

DISERTATIONES GEOLOGICAE UNIVERSITAS LATVIENSIS
No. 15

Tomas Saks

**MIDDLE AND LATE WEICHSELIAN
PARAGLACIAL AND SUBGLACIAL ENVIRONMENTS IN
THE COASTAL PLAINS OF WESTERN LATVIA**

DOCTORAL THESIS

RĪGA 2010

DISERTATIONES GEOLOGICAE UNIVERSITAS LATVIENSIS
No. 15

Tomas Saks

**MIDDLE AND LATE WEICHSELIAN
PARAGLACIAL AND SUBGLACIAL ENVIRONMENTS IN
THE COASTAL PLAINS OF WESTERN LATVIA**

**DOCTORAL THESIS
IN PARTIAL FULFILLMENT OF THE REQUIREMENTS
OF THE DOCTOR DEGREE IN GEOLOGY
SUBDISCIPLINE OF QUATERNARY GEOLOGY AND GEOMORPHOLOGY**

UNIVERSITY OF LATVIA

The doctoral thesis was carried out: Chair of Geomorphology and Geomatics, Faculty of Geography and Earth Sciences, University of Latvia

Supervisor:

Vitālijs Zelčs, Professor, Dr. geol. (University of Latvia)

Reviewers:

Ojārs Āboltiņš, Professor Em., Dr. habil. geol., University of Latvia

Volli Kalm, Professor, Ph. D., Tartu University

Valdis Segliņš, Professor, Dr. geol., University of Latvia

Doctoral Committee:

Vitālijs Zelčs, Professor, Dr. geol. – chairman

Ervīns Lukševičs, Professor, Dr. geol. – deputy chairman

Aija Dēliņa, Dr. geol.

Laimdota Kalniņa, Assoc. Professor, Dr. geog.

Valdis Segliņš, Professor, Dr. geol.

Ivars Zupiņš, Dr. geol.

Secretary:

Girts Stinkulis, Dr. geol.

This thesis is accepted for the commencement of the degree of Doctor of Geology (in Quaternary Geology and Geomorphology) on 27th july 2010, by the Doctoral Committee of Geology, University of Latvia.

The thesis will be defended at the public session of the Doctoral Committee of Geology University of Latvia, Alberta Street 10, Jāņa un Elfrīdas Rutku auditorium (Room 313), on November 12th, 2010.

The thesis is available at the Scientific Library of the University of Latvia Kalpaka Blvd. 4, Rīga, and Academic Library of Latvia, Lielvārdes Street 4, Rīga.

The publication of this summary of doctoral thesis is granted by the University of Latvia.

Address for submitting of comments:

Dr. Girts Stinkulis, Department of Geology, University of Latvia, Rainis bulvāris 19, LV-1586, Rīga. Fax: +371 733 2704, e-mail: Girts.Stinkulis@lu.lv

© Tomas Saks

Latvijas Universitāte
www.lu.lv

Content

List of publications	4
Abstract	9
Anotācija	10
Introduction	11
1. Study area	18
2. Geological background	20
3. Materials and methods	24
4. Results	26
4.1. Sensala site	26
4.2. Ziemupe site	28
4.3. Gudenieki site	31
4.4. Ulmale site	32
4.5. Strante site	32
4.6. Geomorphological imprint	33
4.7. OSL dates	34
5. Discussion and interpretation	36
5.1. Glacier bed deformation associated with fast ice flow	36
5.2. Shear margin moraines	39
5.3. Areas of the stagnant ice	40
5.4. Drumlins of the Apriķi glacial tongue bed	40
5.5. OSL dating results and implications to local chronostratigraphy	42
6. Conclusions	44
Acknoledgements	46
References	47
Apkopojums (Summary)	52
Ievads	52
1. Pētījumu teritorija	55
2. Pētījumu teritorijas ģeoloģiskā uzbūve	57
3. Materiāli un metodes	61
4. Rezultāti	63
4.1. Sensalas atsegums	64
4.2. Ziemupes atsegums	65
4.3. Gudenieku atsegums	68
4.4. Ulmales atsegums	68
4.5. Strantes atsegums	69
4.6. Apriķu ledus mēles gultnes ģeomorfoloģija	70
4.7. OSL datējumi	71
5. Diskusija un interpretācija	72
5.1. Ledāja gultnes deformācija, kas ir saistīta ar ātru ledus plūsmu	72
5.2. Bīdes sānu morēnas	75
5.3. Apgabali ar stagnantu ledu	76
5.4. Apriķu drumlini	76
5.5. OSL datēšanas rezultāti	78
6. Secinājumi	80
Pateicības	82

List of publications

Publications:

1. Saks, T., Kalvāns, A., Zelčs, V. 2007. Structure and micromorphology of glacial and non-glacial deposits in coastal bluffs at Sensala, Western Latvia. *Baltica*, 20, p. 19-27.
2. Kalvāns A., Saks T. 2008. Two dimensional apparent microfabric of the basal Late Weichselian till and associated shear zone: case study from Western Latvia. *Estonian Journal of Earth Sciences*, 57, p. 241–255.
3. Saks, T., Kalvāns, A., Zelčs, V., *accepted for publication*. OSL dating evidence of Middle Weichselian age of shallow basin sediments in Western Latvia, Eastern Baltic. *Quaternary Science Reviews*.
4. Saks, T., Kalvāns, A., Zelčs, V., *accepted for publication*. Subglacial bed deformation and glacial dynamics of the Apriķi glacial tongue, Western Latvia. *Boreas*.

Other publications:

1. Dreimanis, A., Kalvāns, A., Saks, T., Zelčs, V., 2004. Introduction to the Baltic sea cliffs of western Latvia. In: Zelčs, V. (ed.), *International Field Symposium on Quaternary Geology and Modern Terrestrial Processes, Western Latvia, September 12-17, 2004: Excursion Guide*. Rīga, University of Latvia, pp. 35-36.
2. Kalvāns, A., Saks, T., 2004. Stop 6: The Sensala cliff section. In: Zelčs, V. (ed.), *International Field Symposium on Quaternary Geology and Modern Terrestrial Processes, Western Latvia, September 12-17, 2004: Excursion Guide*. Rīga, University of Latvia, pp. 37-42.
3. Zelčs, V., Kalvāns, A., Saks, T., Ceriņa, A., 2004. Stop 7: The cliff section between gullies at Plašumi and Gudenieki. In: Zelčs, V. (ed.), *International Field Symposium on Quaternary Geology and Modern Terrestrial Processes, Western Latvia, September 12-17, 2004: Excursion Guide*. Rīga, University of Latvia, pp. 43 - 47.
4. Kalvāns, A., Saks, T., Zelčs, V., Kalniņa, L., 2004. Stop 8: The cliff section between Ulmale and Jotīķi. In: Zelčs, V. (ed.), *International Field Symposium on Quaternary Geology and Modern Terrestrial Processes, Western Latvia, September 12-17, 2004: Excursion Guide*. Rīga, University of Latvia, pp. 48 - 53.
5. Saks, T., Kalvāns, A., Zelčs, V., 2004. Stop 9: The cliff section at Strante. In: Zelčs, V. (ed.), *International Field Symposium on Quaternary Geology and Modern Terrestrial Processes, Western Latvia, September 12-17, 2004: Excursion Guide*. Rīga, University of Latvia, pp. 54 - 56.
6. Kalvāns, A., Saks, T., Zelčs, V., 2006. Stop 9: the Baltic Sea cliff section of glaciectonically disturbed Weichselian deposits at Gudenieki. In: Stinkulis G. and Zelčs V. (compilers), *The Baltic Sea Geology: The Ninth Marine Geological Conference. Pre-Conference and Post-Conference Field Excursion Guidebook*. University of Latvia. Rīga, pp. 49-53.

7. Saks, T., Kalvāns, A., Zelčs, V., 2006. Stop 10: Clayey silt diapirs in the cliff sections at Ulmale. In: Stinkulis G. and Zelčs V. (compilers), *The Baltic Sea Geology: The Ninth Marine Geological Conference. Pre-Conference and Post-Conference Field Excursion Guidebook*. University of Latvia. Rīga, pp. 54-59.

Conference proceedings:

1. Saks, T., Kalvāns A., 2001. Baltijas Jūras stāvkrasta glacioktonisks un litoloģisks raksturojums posmā starp Ventas un Užavas grīvām. *Izd.: Geogrāfija. Geoloģija. Vides zinātne. Latvijas Universitātes 59. zinātniskā konference. Referātu tēzes*. Latvijas Universitāte, Rīga, 137 – 138 lpp.
2. Saks, T., Kalvāns, A., 2002. Sensalas atseguma glacigēno nogulumu mikrostruktūras. *Izd.: Geogrāfija. Geoloģija. Vides zinātne. Latvijas Universitātes 60. zinātniskā konference. Referātu tēzes*. Latvijas Universitāte, Rīga, 163 – 165 lpp.
3. Kalvāns, A., Saks, T., 2002. Studies of glaciodynamic structures and formation of glacial sediments in the Sensala outcrop. *NorFA seminar. Environment and settling along the Baltic Sea coasts through time. 3 – 6 October, 2002 in Pärnu, Estonia*. NorFA, pp. 26 – 27. Poster.
4. Kalvāns, A., Saks, T., 2002. Studies of glaciodynamic structures in Sensala outcrop. (2002). *Field symposium on Quaternary geology and Geodynamics in Belarus, May 20 – 25, 2002*. Grodno, Belarus. Minsk, pp. 26 – 27. Poster
5. Kalvāns, A., Saks, T., 2003. Sensalas atseguma kvartāra nogulumu kartēšana un vizualizācija. *Izd.: Geogrāfija. Geoloģija. Vides zinātne. Latvijas Universitātes 61. zinātniskā konference. Referātu tēzes*. Latvijas Universitāte, Rīga, 155. lpp
6. Saks, T., Sennikovs, J., Bethers, U., 2003. Modelling vs. Experiments in reducing uncertainty of hydrogeological regime. *EGS - AGU - EUG Joint Assembly, Nice, France, April 2003*. Poster
7. Kalvāns, A., Saks, T., 2004. Ledāja nogulumu uzbūve mikromērogā. *Izd.: Geogrāfija. Geoloģija. Vides zinātne. Latvijas Universitātes 62. zinātniskā konference. Referātu tēzes*. Latvijas Universitāte, Rīga, 143. lpp.
8. Saks, T., Kalvāns, A., 2004. Ledāja dinamika Sensalas atsegumā un tam piegulošajā teritorijā. *LU Izd.: Geogrāfija. Geoloģija. Vides zinātne. Latvijas Universitātes 62. zinātniskā konference. Referātu tēzes*. Latvijas Universitāte, Rīga, 164. lpp.
9. Kalvāns, A. Saks, T., 2005. Directional and structural analysis of Diapir-like structures at Ulmale site, Western Latvia. (2005). *Quaternary Geology and Landforming Processes. Proceedings of the International Field Symposium, Kola Peninsula, NW Russia, September 4-9, 2005*. Apatity: Print. Kola Science Centre RAS, pp. 25 – 26. Poster.
10. Saks, T., Kalvāns, A., 2005. Diapīru izvietojuma likumsakarības Rietumlatvijas piekrastes teritorijā. *Izd.: Geogrāfija. Geoloģija. Vides zinātne. Latvijas Universitātes 63. zinātniskā konference. Referātu tēzes*. Latvijas Universitāte, Rīga, 141 – 142 lpp.

11. Kalvāns, A., Saks, T., Nartišs, M., 2006. Smilts graudiņu orientācija ledāja nogulumos: problēmas pamatojums, pētījumu metodes un piemēri no Rietumlatvijas. *Izd.: Geogrāfija. Geoloģija. Vides zinātnē. Latvijas Universitātes 64. zinātniskā konference. Referātu tēzes.* Latvijas Universitāte, Rīga, 174 – 175 lpp.
12. Kalvāns, A., Saks, T., Zelčs, V. 2006. Pleistocene nogulumu struktūrgeoloģija Baltijas jūras stāvkrastu atsegumos Ziemupes apkārtnē. *Izd.: Geogrāfija. Geoloģija. Vides zinātnē. Latvijas Universitātes 64. zinātniskā konference. Referātu tēzes.* Latvijas Universitāte, Rīga, 176 – 177 lpp.
13. Kalvāns, A., Saks, T., 2006. Sedimentology and structural geology of glaciogenic sediments in Sensala outcrop, western Latvia. *Bulletin of the Geological Society of Finland. Special Issue 1, 2006. The 27th Nordic Geological Winter Meeting. Abstract Volume.* Oulu, pp 65.
14. Kalvāns, A., Saks, T., 2007. Glaciodynamiskās struktūras un ledāja dinamika Ziemupes stāvkrastā. *Izd.: Geogrāfija. Geoloģija. Vides zinātnē. Latvijas Universitātes 65. zinātniskā konference. Referātu tēzes.* Latvijas Universitāte, Rīga, 146 – 147 lpp.
15. Kalvāns, A., Saks, T., Klimovičs, J. 2007. Subglaciālas bīdes joslas mikromorfoloģija: piemērs no Ziemupes stāvkrasta. *Izd.: Geogrāfija. Geoloģija. Vides zinātnē. Latvijas Universitātes 65. zinātniskā konference. Referātu tēzes.* Latvijas Universitāte, Rīga, 148 – 149 lpp.
16. Kalvāns, A., Saks, T., 2007. 2D analysis of apparent till micro fabrics in thinsections: an example from Western Latvia. XVII INQUA Congress. *Quaternary International*, 167-168, Supplement 1. Abstracts the XVII INQUA Congress 2007, Australia, 28 July - 3 August 2007, p. 200 (0293).
17. Saks, T., Zelčs, V., Kalvāns A., 2007. Towards revised Pleistocene stratigraphy of Western Latvia, the Eastern Baltic. *Quaternary International*, 167-168, Supplement 1. Abstracts the XVII INQUA Congress 2007, Australia, 28 July - 3 August 2007, p. 471 (0656).
18. Saks, T., Kalvāns, A., 2008. Morēnas nogulumu mikrolinearitātes īpatnības bīdes zonā: Ziemupes atsegums, Rietumlatvija. *Izd.: Geogrāfija. Geoloģija. Vides zinātnē. Latvijas Universitātes 66. zinātniskā konference. Referātu tēzes.* Latvijas Universitāte, Rīga, 217. – 218. lpp.
19. Saks, T., Kalvāns, A., Karvonena, I., 2008. Glacioktoniska kroku–uzbīdījumu josla – Andomas kalns, Oņegas ezera austrumu krasts, ZR Krievija. *Izd.: Geogrāfija. Geoloģija. Vides zinātnē. Latvijas Universitātes 66. zinātniskā konference. Referātu tēzes.* Latvijas Universitāte, Rīga, 218. – 219. lpp.
20. Saks, T., Kalvāns, A., Zelčs, V., 2008. Apriķu ledāja mēles dinamika un gultnes apstākļi – rekonstrukcijas no Baltijas jūras stāvkrastiem. *Izd.: Geogrāfija. Geoloģija. Vides zinātnē. Latvijas Universitātes 66. zinātniskā konference. Referātu tēzes.* Latvijas Universitāte, Rīga, 220. – 221. lpp.
21. Zelčs, V., Saks, T., Kalvāns, A., 2008. Baltijas jūras kurzemes stāvkrastos atsegto baseina seklūdens nogulumu vecums un stratigrāfiskā interpretācija. *Izd.: Geogrāfija. Geoloģija.*

Vides zinātne. Latvijas Universitātes 66. zinātniskā konference. Referātu tēzes. Latvijas Universitāte, Rīga, 242. – 243. lpp.

22. Lomp, P., Rattas, M., Saks, T., 2009. Carbonate precipitates within glaciofluvial deposits in Latvia. In: Kalm V., Laumets L., Hang T. (eds.), *Extent and timing of Weichselian glaciation southeast of the Baltic Sea: Abstracts and Guidebook. The INQUA Peribaltic Working Group Field Symposium in southern Estonia and northern Latvia, September 13-17, 2009*. Tartu Ülikooli Kirjastus, Tartu, pp. 30 – 31.
23. Saks, T., Zelčs, V., Kalvāns, A., 2009. A glacial dynamic study of Apriki tongue: implications for deglaciation history. In: Kalm V., Laumets L., Hang T. (eds.), *Extent and timing of Weichselian glaciation southeast of the Baltic Sea: Abstracts and Guidebook. The INQUA Peribaltic Working Group Field Symposium in southern Estonia and northern Latvia, September 13-17, 2009*. Tartu Ülikooli Kirjastus, Tartu, pp. 42 – 43.
24. Saks, T., Zelčs, V., Nartišs, M., Kalvāns, A., 2009. The Oldest Dryas last significant fluctuation of the Scandinavian Ice sheet margin in Eastern Baltic and problems of its regional correlation. AGU fall meeting, 14 – 18 December, 2009. San Francisco, California, USA. *Poster*.
25. Saks, T., Zelčs, V., Kalvāns A., 2009. OSL dating evidence of Middle Weichselian age of shallow basin sediments in Western Latvia, Latvia. In: *Exploratory workshop on frequency and timing of glaciations in northern Europe (including Britain) during the Middle and Late Pleistocene, February 16-20, 2009, Freie Universität Berlin*. Deutsche Forschungsgemeinschaft, p. 13. *Poster*
26. Kalvāns, A., Saks, T., 2009. Morēnas nogulumu mikrolinearitāte – piemēri no Baltijas jūras Kurzemes stāvkrastiem. *Izd.: Geogrāfija. Ģeoloģija. Vides zinātne. Latvijas Universitātes 67. zinātniskā konference. Referātu tēzes.* Latvijas Universitāte, Rīga, 198. – 199. lpp.
27. Kalvāns, A., Popovs, K., Saks, T., 2009. Vienkārša autokorelācijas algoritma pielietojums smilts un aleirīta graudu izmēru sadalījuma fotogrammetriskai noteikšanai. *Izd.: Geogrāfija. Ģeoloģija. Vides zinātne. Latvijas Universitātes 62. zinātniskā konference. Referātu tēzes.* Latvijas Universitāte, Rīga, 201. – 202. lpp.
28. Saks, T., Kalvāns, A., Zelčs, V., 2009. Diapīri kā ledāja dinamikas indikators: Baltijas jūras Kurzemes piekrastē. *Izd.: Geogrāfija. Ģeoloģija. Vides zinātne. Latvijas Universitātes 67. zinātniskā konference. Referātu tēzes.* Ģeoloģija. 234-235 lpp.
29. Zelčs, V., Nartišs, M., Celiņš, I., Markots, A., Strautnieks, I., Krievāns, M., Saks, T., Kalvāns, A., 2009. Raunis paleoezera nogulumi, to izplatība un raksturs. *Izd.: Geogrāfija. Ģeoloģija. Vides zinātne. Latvijas Universitātes 67. zinātniskā konference. Referātu tēzes.* Latvijas Universitāte, Rīga, 263 – 264 lpp.
30. Bethers, U., Dēliņa, A., Kalvāns, A., Saks, T., Vircavs, V., Virbulis, J., 2010. Pazemes ūdeņu modelēšanas projekts (PUMA). *Izd.: Geogrāfija. Ģeoloģija. Vides zinātne. Latvijas Universitātes 68. zinātniskā konference. Referātu tēzes.* Latvijas Universitāte, Rīga, 275. – 276. lpp.

31. Kalvāns, A., Saks, T., 2010. Mikrolinearitātes sadalījums ap grants graudiem, kā morēnas veidošanās apstākļu indikators. *Izd.: Geogrāfija. Geoloģija. Vides zinātne. Latvijas Universitātes 68. zinātniskā konference. Referātu tēzes.* Latvijas Universitāte, Rīga, 299. – 300. lpp.
32. Krievāns, M., Saks, T., Zelčs, V., Nartišs, M., 2010. Raunis ielejas morfoloģija un tās attīstības paleogeogrāfiskie aspekti. *Izd.: Geogrāfija. Geoloģija. Vides zinātne. Latvijas Universitātes 68. zinātniskā konference. Referātu tēzes.* Latvijas Universitāte, Rīga, 312. – 313. lpp.
33. Saks, T., Strautnieks, I., Zelčs, V., Segliņš, V., 2010. Pleistocēna nogulumu deformācijas un ledāja plūsmas virzieni Austrumkursas augstienes Spārnenes līdzenumā. *Izd.: Geogrāfija. Geoloģija. Vides zinātne. Latvijas Universitātes 68. zinātniskā konference. Referātu tēzes.* Latvijas Universitāte, Rīga, 365. – 366. lpp.
34. Kalvāns, A., Saks, T., 2010. The spatial distribution of microfabric around gravel grains – indicator of till formation processes. *EGU General Assembly, Vienna, Austria, May 2010. Poster.*

Abstract

In this thesis 4 key publications are presented covering: (I) glacial geology and glaciotectonics of 5 selected key outcrop sections at the western Latvia Baltic sea coast, (II) dynamics of the Apriķi glacial tongue and role of the subglacial pore water pressure in the pattern of subglacial deformation and mass re-distribution, (III) developing chronostratigraphy of the Pleistocene glacial and interglacial sediment sequence of the western Latvia, based on the new OSL datings in the sandy sequence (Jūrkalne 3 formation) below the upper till unit, and its implications on local and regional Pleistocene stratigraphy.

Results from the outcrop mapping and glaciotectonic structure reconstructions allow to differentiate three distinct subglacial deformation environments: (I) subglacial deformation triggered by the gravitational mass movement induced by the changes of pore water pressure, (III) subglacial deformation initiated by the unidirectional thrusting and folding, with main stress acting transverse to the glacial flow direction, and (III) areas on no subglacial deformation, resembling cold, frozen to the bed ice. The difference in the geological structure and spatial arrangement of the glacial bedforms and deformation structures are used for reconstruction of the ice-bed interaction conditions, and ice movement pattern of the Apriķi glacial tongue. It is suggested that glacier bed material water conductivity properties are the major controlling factor for the Apriķi glacial tongue bed deformation and bedform generation. Overall deformation structure assemblage and distribution suggest that Apriķi glacial tongue advance occurred as a surge event after the quiescent phase, in which Baltic Ice Stream ceased to exist in the western Latvia area.

Obtained OSL dates from the Jūrkalne 3 formation sand bed suggest Middle Weichselian age (52-26 ka) of the shallow coastal and lagoonal facies sediments in the topmost part of the Pleistocene sediment sequence in western Latvia and can be correlated to Marine Oxygen Isotope Stage (MIS) 3. This challenges the previous stratigraphic interpretations. These OSL dates allow concluding that the overlying upper till unit is of the Late Weichselian age. Accordingly the dark grey silt sediments in the middle part might be tentatively assigned to the Late Eemian or Early Weichselian, not the Holstenian as suggested before. The till unit, which occurs in some boreholes, between OSL dated sandy sediments at the top and silty sediments below, can be tentatively assigned to the Middle Weichselian glacial advance, supporting recent palaeoglaciological reconstructions in the Peribaltic Region.

Anotācija

Pētījumā veikta Baltijas jūras stāvkrastu glacioktonisko deformācijas struktūru izpēte, analīze un interpretācija, atspoguļoti glaciālo reljefa formu dešifrēšanas un iekšējās uzbūves rezultāti un precizēta Rietumlatvijas pleistocēna slāņkopas augšējās daļas hronostratigrāfija Kurzemes Baltijas jūras stāvkrasta atsegumos, kas ar pārtraukumiem stiepjas aptuveni 120 km garumā. Detāliem glacioktonisko struktūru un glaciogēno reljefa formu uzbūves lauka pētījumiem tika izvēlēti atsegumi piecos posmos - Sensalā, Gudeniekos, Ulmalē, Strantē un Ziemupē. Lai iegūtu informāciju par zemledāja procesu dinamiku un glaciokonstrukciju veidošanās telpiskajām atšķirībām, galvenokārt trīsdimensionalajām īpatnībām, tika dešifrētas Aprīku ledāja mēles radītās reljefa formas, bet Sensalas atseguma apkārtnē tika kartēts morēnas virsmas telpiskais sadalījums. Minētie atsegumu posmi tika izvēlēti, jo tajos ir līdzīga pleistocēna nogulumu stratifikācija, taču tie raksturojas ar atšķirīgu glacioktonisko arhitektūru. Aprīku ledāja mēles klātā teritorijā ir relatīvi labi saglabājušās ledāja reljefa formas, kas veidojušās marģinālos un zemledāja apstākļos. Piedevām šajā teritorijā tām raksturīga vislielākā daudzveidība. Savukārt, augšējās morēnas virsma Sensalas atsegumiem pieguļošā teritorija tika kartēta ar mērķi apzināt iespējas vai pastāv pietiekami droši kritēriji Baltijas ledusezera pārskaloto zemledāja un marģinālo reljefa formu identificēšanā. Lai noteiktu ledāja deformācijai pakļauto nogulumu vecumu, zem augšējās morēnas piekrastes un lagūnu fācijas smilšainajos nogulumos tika veikti (Jūrkalne 3 slāņkopa) 13 OSL datējumi.

Glacioktonisko deformācija struktūru pētījumu rezultāti Rietumlatvijas Baltijas jūras stāvkrastos un tiem pieguļošajā teritorijā ļauj izšķirt trīs dažādus ledāja gultnes deformācijas veidus, kas pastāvēja Skandināvijas apledojuuma deglaciācijas laikā: (I) atsegumu posmi, kas atbilst ledāja mēlu centrālajai zonai (Ulmāles atsegums), un kurai ir raksturīga diapīra struktūru veidošanās vājos, ūdens mazcaurlaidīgos nogulumos un zemledāja materiāla erozija virs diapīru struktūru virsotnēm un morēnas materiāla akrēcija starp diapīru ieplakās, kas rezultējās mozaīkveida zemledāja deformācijas un morēnas akrēcijas sadalījumā. Šai ledāja gultnes daļai ir raksturīga salīdzinoši liels ledāja plūsmas ātrums, izpaužoties kā ledus slīdējumam pa tā gultni, vai kā piesaistes/slīdējuma plūsma ap diapīra struktūrām; (II) atsegumu posmi, kas ir raksturojamas ar vienvirziena glacioktoniskās kompresijas deformācijas struktūrām: zvīņveida uzbīdījumu sērija (Gudenieki), vai kroku/uzbīdījumu struktūru sistēma (Sensalas un Ziemupes atsegums). Šie atsegumu posmi atbilst ledāja mēlu marginālajām zonām, un ir šķērsgriezums lēzeniem, lineāriem, attiecībā pret ledāja plūsmas virzienu paralēliem valnjiem, kas tiek interpretēti kā bīdes sānu morēnas; (III) atsegumu posmi, kuros nav novērojamas zemledāja deformācijas pazīmes, kas ataino stagnanta, domājams, piesaluša pie gultnes, ledāja apstākļus.

Aprīku ledāja mēles gultnes dešifrēšanas rezultāti, līdz pat tās galam uz Rietumkursas rietumu nogāzes, liecina, ka glaciālās reljefa formas un gultnes topogrāfija mainās strauji, līdz ar pamatiežu virsmas dzīluma un sastāva izmaiņām. Plakanviršas drumlinu parādīšanās zem Aprīku ledāja mēles sakrīt ar dolomītu atsegšanos tās gultnē vai tuvu ledus gultnei, kas norāda uz to, ka ledāja gultnes dinamiku un šo reljefa formu veidošanos noteica porūdens spiediena izmaiņas ledāja gultnē.

OSL rezultāti liecina par datētās slāņkopas uzkrāšanās laiku Vidus Vislas laikmetā (52 – 25 ka), kas ļauj reinterpretēt augšējo morēnu kā vēlās Vislas vecuma, kā arī korelēt šī baseina nogulumos ar līdzīgiem visā dienvidaustrum Baltijas jūras reģionā. Turklat šie rezultāti liecina par jaunu pētījumu nepieciešamību zem datētās slāņkopas paguļošo senāko pleistocēna nogulumu hronostratigrāfiskās piederības noskaidrošanai.

Introduction

The International Panel for Climate Change has noted that the internal dynamics of ice sheets are by far the least understood major factor that can contribute significantly to the fluctuations of global sea level in timescales relevant for society in general (Salomon *et al.*, 2007). Due to poor accessibility, the processes at the base of the largest modern glaciers are difficult to study, thus examination of traces left by Pleistocene glaciations are an important source of understanding the controls and mechanisms governing the ice sheet dynamics. Latvia has been covered by the Scandinavian ice sheets several times, during the course of the Quaternary, at least from the Elsterian onwards (Danilans 1973; Ehlers 1996). Western Latvia part during the Last Glaciation and presumably also during the earlier ones have been shaped by the *BIS* (Boulton *et al.*, 2001; Zelčs and Markots 2004), which is one of the most significant draining streams of the *SIS*. *BIS* bed in the western Latvia is composed of soft, deformable sediments, which was a favouring factor for the fast ice flow, and therefore glaciotectonic structure assemblages, bedding and chronology of these sediments are the key of understanding the timing of the advance, dynamics of the *BIS* and dynamics of its subsequent deglaciation stages in the area.

A fast ice flow associated with subglacially deforming sediments has been recognized already for more than 20 years (Boulton 1986). Understanding that many glaciers are underlain by soft, deforming sediments, weaker than the ice itself, that can contribute significantly to fast ice flow, and are deformed as a glacier moves, has been heralded as “paradigm shift in glacial geology” (Boulton 1986; Murray 1997; Maltman *et al.*, 2000). Since then, the significance of subglacially deforming sediments to local and global ice sheet dynamics (Boulton and Hindmarsh 1987), large-scale sediment redistribution patterns (Alley 1991; Piotrowski *et al.*, 2004), and even the global climate factor (Clark 1994, 1995) have been recognized. Special attention was paid to subglacial dynamics which govern ice streams and to the specific limitations or prerequisites for fast ice flow (Alley 1993; Stokes *et al.*, 2006, 2007). Antarctic ice streaming dynamics have been largely described as a stick slip model (Rooney *et al.*, 1987; Alley 1993; Fischer and Clarke 1994). It has been stressed recently that “sticky” spots are crucial in dynamics and possible stopping of the ice stream (Christoffersen and Tulaczky 2003 a, b; Stokes *et al.*, 2006, 2007). Glacier bed geology is a significant factor in glacier dynamics, never the less glacier dynamics and glacier bed deformation on soft deformable sediments has been described in a limited amount of papers (Boulton 1986; Piotrowski *et al.*, 2004), therefore one of the main challenges of this thesis was to describe the influence of different rheologies on glacier bed deformation and glacier ice flow. Clayton *et al.*, (1989) and Piotrowski *et al.* (2001) challenged the existence of widespread deforming bed conditions beneath the lobes of the Southern Laurentide ice sheet and in general. It has been recognized that under a warm based glacier resting on unconsolidated sediments, movement occurs primarily by sliding along the ice – bed interface (Piotrowski *et al.*, 2001). Sliding of the glacier on a thin water film or limited thickness sediment slurry, which is mainly controlled through subglacial water pressure fluctuations at the glacier sole (Alley 1993) and, to some extent by sediment granulometry, mineralogy, bed roughness and ice velocity (Knight 2002), has been proposed. Internal structure of the western Latvia coastal bluffs provides an excellent opportunity to study glacial bed deformation of the soft, unconsolidated, deformable sediments, and its implications for the dynamics of the fast ice flow.

It should be emphasized that the paleogeographic situation before the last glacial maximum (LGM) – the Late Weichselian – is not well documented in the Northern Europe, as the advancing ice sheet has a great destructive potential for soft unconsolidated sediments. The Middle Weichselian time (MIS 4 – 3) is the least explored interval of the Weichselian age

in the area influenced by the Scandinavian ice sheets. The Middle Weichselian glacial ice advance has drawn the attention of many scientists in recent years (Mangerud, 2004; Kalm, 2006) but evidence of their timing and extent is still rather sparse. The Middle Weichselian glacial deposits have been reported from several sites in Fennoscandia. Nenonen (1995) and Salonen *et al.*, (2008) proposed timing of the glacial event from 79 ka and a subsequent deglaciation phase at 62 – 55 ka. Evidence of the Middle Weichselian glaciation has also been reported from the southeastern side of the Baltic Sea as well: Estonia (Liivrand, 1991) and Poland (Marks, 1997, 2004). Zelčs and Markots (2004) used TL dating results of the glaciotectonically disturbed glaciofluvial sediments in the NW part of Latvia to propose possible ice advance in the area between 74 – 60 ka (Talsi stadial), though these results are still under debate, as recent attempts to OSL date same sediments are inconclusive. The Middle Weichselian age of lacustrine sediments have recently been reported from NW Lithuania (Satkunas *et al.*, 2009 in press), that is only 100 km south from the study area of this work. Obtained dating results suggested existence of a freshwater basin around 33 ka in NW Lithuania. OSL dates from 19 samples from the Middle Nemunas limno-alluvial deposits range from 63 ± 6 to 32 ± 4 ka yielding the Middle Weichselian age (Gaigalas *et al.*, 2000). To establish the age control of the Pleistocene sediment sequence in western Latvia, for the first time OSL dating methods were applied. Obtained datings allow reinterpreting upper part of the Pleistocene sequence and constraining the minimum age of the Last Glacial Maximum in the western Latvia area, which is a significant input of knowledge about geological conditions during the Middle Weichselian stage (MIS 4) in north east Baltic Sea.

This thesis is dedicated to the past glacial dynamics of the Scandinavian Ice Sheet (*SIS*) in the western Latvia, particularly in the territory of the Coastal Lowlands where glacial topography is altered to a very great extent by the erosion of the Baltic Ice Lake (Veinbergs, 1968). During the course of the thesis several challenges arise, especially in developing the techniques for subglacial surface reconstructions based solely on glaciotectonic structures, bedding and deduced rheology during deformation of the subglacial sediments.

The objectives of the present thesis were to: (I) identify and recognize the genetic and lithological types of glacial and non-glacial deposits; (II) assess the extent and geomorphology of surface sediments and top of the underlying upper till unit at the mainland area adjacent to bluffs; (III) examine conditions of the bedding and dynamic response of the soft subglacial beds to glacier loading, with special emphasis given to the dynamic conditions of the Apriķi glacial tongue (AGT) during its advance; (IV) establish and specify the regional ice-flow pattern of the study area; (V) establish the OSL age of fine-grained sand sediments beneath the upper till.

The study comprises data from 4 main scientific papers devoted to glacial geology of the Western Latvia, which is summarised in the following section.

Paper I discuss large and microscale glaciotectonics of the Sensala outcrop as well as some aspects of the glacial topography of the surrounding area. Field investigation was conducted together with the co-author Andis Kalvāns. Macroscopic scale glaciotectonic structure analysis and interpretation on its bases of the glacial dynamics was conducted by the author of this thesis. Interpretation of the till surface mapping results were also conducted by the author.

Paper II examines primarily the microfabrics and micromorphology of glacial materials at the Ziemupe site. Authors main input in this paper was establishing the macroscale glaciotectonic structure kinematics and dynamics which wider perspective is given in a current summary.

Paper III discusses the OSL dating results of the sandy sediments below upper till, and their implications on the chronostratigraphy of the upper part of the Pleistocene sequence in western Latvia and adjacent areas. Authors main input in this paper is reflected in analysis of

the age distribution between samples and its possible causes (e.g. geological and methodological).

Paper IV views the large and minor glaciotectonic structures and glacial landform distribution of the Aprıki glacial tongue affected area. All of the macroscale glaciotectonic kinematic reconstruction results and glacial landform analysis was carried out by the author. Presented glacial dynamic models for diapiric flow kinematics at the glacier bed, model of the glacial advance and subglacial processes, and model of the pore water pressure fluctuation were prepared by the author.

PAPER I

TOMAS SAKS, ANDIS KALVĀNS AND VITĀLIJS ZELČS

Structural Geology and Micromorphology of Glacial and Non-glacial Deposits Exposed in the Baltic Sea Coastal Bluffs at Sensala, Western Latvia

Abstract

This article reports the results of a structural and micromorphological investigation of heavily contorted sequence of glacial and non-glacial deposits. The main part of the Pleistocene sequence comprises two units of different till facies, glaciofluvial, glaciolacustrine and marine deposits. The top of this section was truncated by the Glacial Baltic Ice Lake waters. This abrasion surface is marked by an occasional concentration of erratic boulders or boulder pavement, and covered by a thin layer of nearshore sediments, and in places by postglacial dune sand. The structural geology of the Pleistocene deposits suggests multiphase glaciotectonic deformation including initial proglacial folding and faulting, following subglacial reshaping of preceding glaciotectonic structures and, finally, deposition of the upper till unit, and décollement. The OSL dating from the glaciolacustrine fine grained sand revealed that it was last bleached 43-45 thousand years ago, yielding to the Middle Weichselian age of the outcropped Pleistocene sequence.

Keywords: glacial deposits, till fabric, glaciotectonics, deformation structures, OSL dating, micromorphology.

PAPER II

ANDIS KALVĀNS, TOMAS SAKS, VITĀLIJS ZELČS

Two Dimensional Apparent Microfabrics of Subglacial Late Weichselian Till and Associated Shear Zone: Case Study From Baltic Sea Coastal Bluffs, Western Latvia

Abstract

The examination of glacial sediments in thin sections in recent years has become a common procedure. Apparent sand grain orientation seen in thin sections is often one of key elements marking certain microstructures. Using image analysis techniques we measured position and orientation of apparent long axis of almost all elongated sand grains in 21 thin sections of Weichselian subglacial till and associated shear zone outcropped in the Baltic Sea bluffs of Western Latvia. Results were visualized as two dimensional grid of rose diagrams covering entire area of thin section and compared to macrofabric lineation. We found that in large scale macro and microfabric dominant orientation coincide, however in sub-centimeter scale domain-like pattern of apparent microfabric appears. In some cases micro fabric could be grouped in turbate structures or linked to near by gravel grains. Microfabric characteristics (spatial distribution and strength) can be extracted using appropriate data processing and visualization procedures. We suggest that at least several square centimeters large thin section areas should be analysed to obtain average microfabric spatial orientation.

Keywords: shear zone, till, microfabric, micromorphology, thin sections, subglacial deformation, image analysis.

PAPER III

TOMAS SAKS, ANDIS KALVĀNS AND VITĀLIJS ZELČS

OSL dating evidence of Middle Weichselian age of shallow basin sediments in Western Latvia, Eastern Baltic

Abstract

Up to 80m thick on the land and considerably more in buried valleys, and local deeps of the Baltic Sea sequence of glacial and non-glacial deposits representing several glacial and interglacial events and at least one interstadial are present in the western Latvia. Thick, relatively well preserved (limited glaciectonic disruptions), and well exposed sequences of the Pleistocene sediments are situated well within the maximum extent of Scandinavian ice sheets, and presents a unique opportunity for studying of the Pleistocene history prior to the Late Weichselian glacial maximum. Initially this Pleistocene sequence was interpreted as a succession of two glacial and one interglacial event: Elsterian glaciation deposits at the bottom, Holstenian interglacial and Early Saalian sediments in the middle part and a till unit representing Saalian and Weichselian glacial deposits on top of the sequence. We present new OSL dating results that indicate the Middle Weichselian age (52-26 ka) of the shallow coastal and lagoonal facies sediments in the topmost part of this sequence and can be correlated to Marine Oxygen Isotope Stage 3 (MIS 3). This challenges the previous stratigraphic interpretations. These OSL dates allow concluding that the overlying upper till unit is of the Late Weichselian age. Accordingly the dark grey silt sediments in the middle part might be tentatively assigned to the Late Eemian or Early Weichselian, not the Holstenian as suggested before. The till unit, which occurs in some boreholes, between OSL dated sandy sediments at the top and silty sediments below, can be tentatively assigned to the Middle Weichselian glacial advance, supporting recent palaeoglaciological reconstructions.

PAPER IV

TOMAS SAKS, ANDIS KALVĀNS AND VITĀLIJS ZELČS

Subglacial bed deformation and glacial dynamics of the Aprikji glacial tongue, Western Latvia

Abstract

We evaluate glacial dynamics and subglacial processes of the Apriķi glacier tongue in western Latvia during the Northern Lithuanian (Linkuva) oscillation phase of the last Scandinavian ice sheet. The difference in the geological structure and spatial arrangement of the glacial bedforms and deformation structures are used for reconstruction of the ice-bed interface conditions and ice movement pattern. The relationship between geological structures of the glacier bed and the spatial distribution of drumlins and glacidiapirs on the one hand, and permeability of sediment/bedrock on the other hand is ascertained. The drumlins are found in the upper part of the Apriķi glacial tongue bed composed of the soft deformable sediments overlying highly permeable Devonian dolomite. The soft deformable clayey silty bed in the lower part of low hydraulic conductivity is responsible for the formation of glacidiapiric structures. The occurrence of diapirs and drumlins is controlled by the fluctuation of the porewater pressure at the glacier bed and is considered as the indicators of fast ice flow of the Apriķi tongue during its re-activation at the end of the Oldest Dryas.

Keywords: Baltic ice stream (*BIS*), ice tongue, glacial bedforms, diapirs, drumlins, ice-bed interface, margin shear moraines.

1. Study area

The study area is located at the western Latvia coastal plains (Fig. 1A, B and C), where at the Baltic sea coast a chain of the coastal bluffs, that range with interruptions for a distance of almost 90 km, is present. Up to 22 m high coastal bluffs provide insight into Pleistocene glacial and non-glacial deposits. In this study most diverse 5 key sections have been chosen for glaciotectonic investigations, starting from the most northern: Sensala, Gudenieki, Ulmale, Strante and Ziemupe site respectively (Fig. 2 B). Along with these Zītari, Valcenieki,

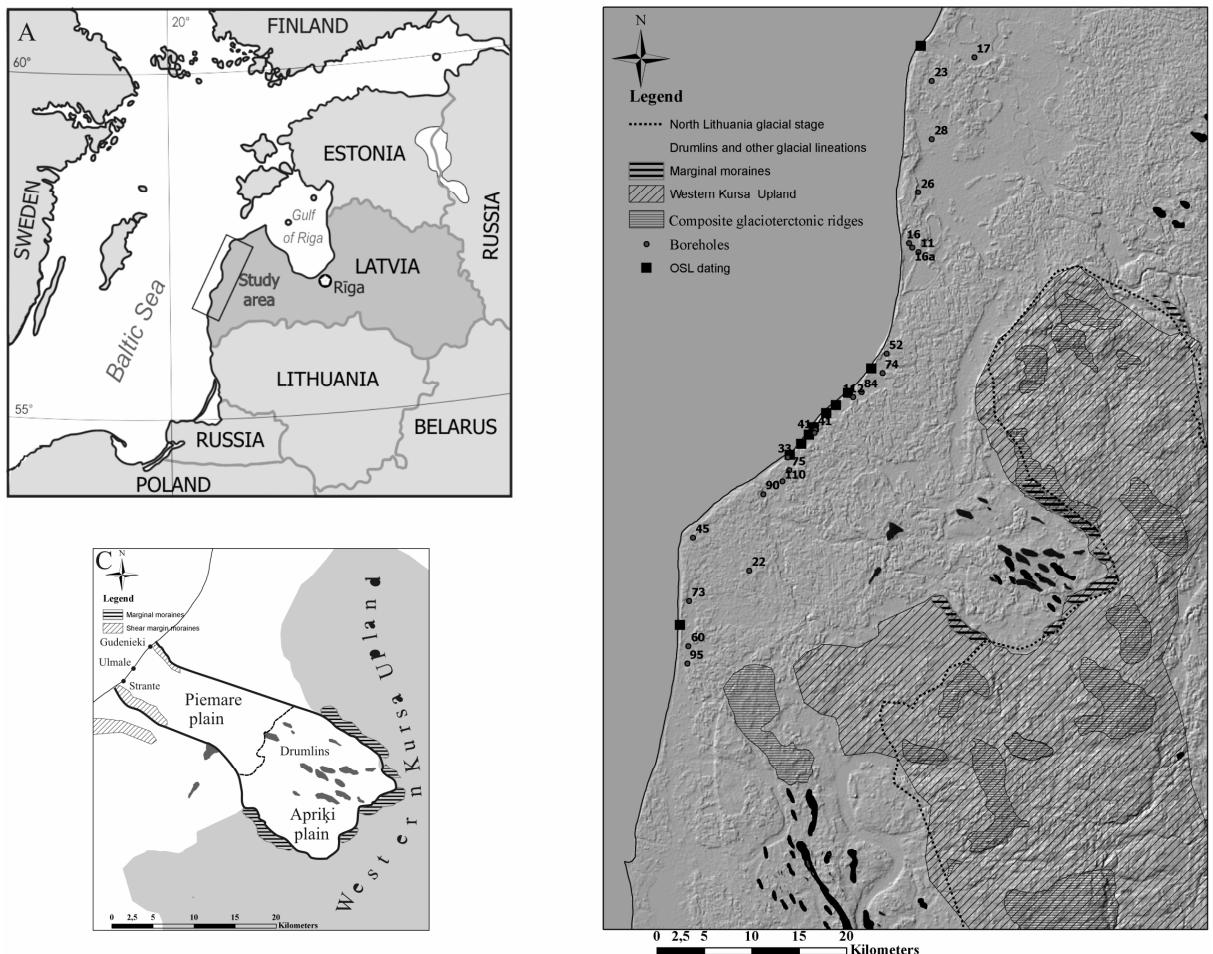


Figure 1. A – Location of the study area. B – Position of the thesis key sites, position of the OSL dating samples (black squares) and boreholes used (black dots) in geological interpretation of the Pleistocene sequence. C – Position of the key sites of the Apriķi glacial tongue.

The study area is located on the north-eastern slope of the Baltic bedrock depression. The bedrock surface ranges from 20 m in the south up to 60 m below sea level with regional inclination 3.3 m/km to WNW. According to the borehole data, the layered sequence of Middle Devonian dolomitic marl, clay, dolomite, gypsum are overlaid by a more than 60 m thick cover of Quaternary glacigenic, glaciofluvial, glaciolacustrine, lacustrine and marine deposits (Meirons and Straume, 1979; Juškevičs *et al.*, 1998).

So far stratigraphy, glacial sedimentology and structures of these sections have not been investigated in detail.

The body of the AGT is situated on Apriķi and Piemare Plains (Fig. 1 C). Apriķi Plain is a depression along western edge of the Western Kursa Upland and corresponds to local

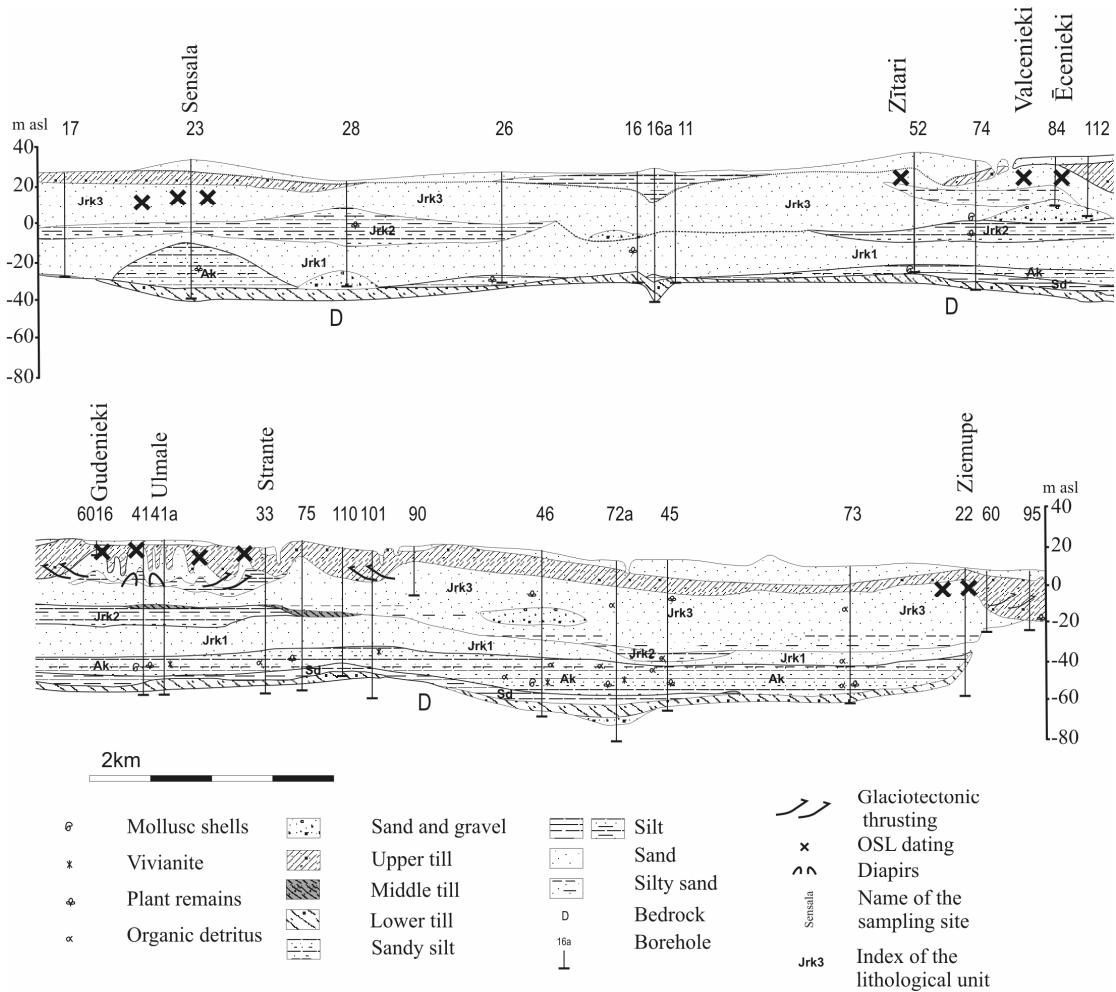


Figure 2. Geological cross section of the Pleistocene sequence in Western Latvia (modified after Kalniņa et al., 2000). See Fig. 1B for location of boreholes used for construction of the geological section. Symbols of lithological units discussed in the paper: Sd – Sudrabi beds; Ak - Akmeņrags Formation; Jrk1, Jrk2, Jrk3 – units of Jūrkalne Formation.

bedrock depression (Juškevičs *et al.*, 1998). The coastline BII of the Baltic Ice Lake marks the geomorphological border between the Apriķi and Piemare plains (Fig. 1 C).

2. Geological background

According to previous studies (Danilāns, 1973; Meirons and Straume, 1979; Ehlers, 1996; Boulton, 2001; Zelčs. Markots, 2004) the study area has been repeatedly overridden by the Scandinavian ice sheets, at least from the Elsterian onwards.

The intertill deposits were discussed and interpreted as being marine by Konshin *et al.* (1970). Konshin *et al.* (1970), Veinbergs and Savvaitov (1970), Danilans (1973) correlated them with Holstenian age. Serebryanniy *et al.* (1977) suggested the Middle Weichselian age of these sediments.

Three glacial period diamict levels, interlayered by warmer period marine and freshwater silt and sand sediments have been distinguished on the basis of palynology and lithology (Kalniņa *et al.*, 2000) (Fig. 2 and 3). At the very base a reddish brown till, referred as an Elsterian till by Danilans (1973), Segliņš (1987) and Kalniņa *et al* (2000), is covering Devonian bedrock. This till unit is observed in most of the boreholes and is usually 2-3 m thick (Fig. 2).

The summarized lithology and corresponding established and reinterpreted stratigraphy of the Quaternary sequence is shown in the Fig. 3.

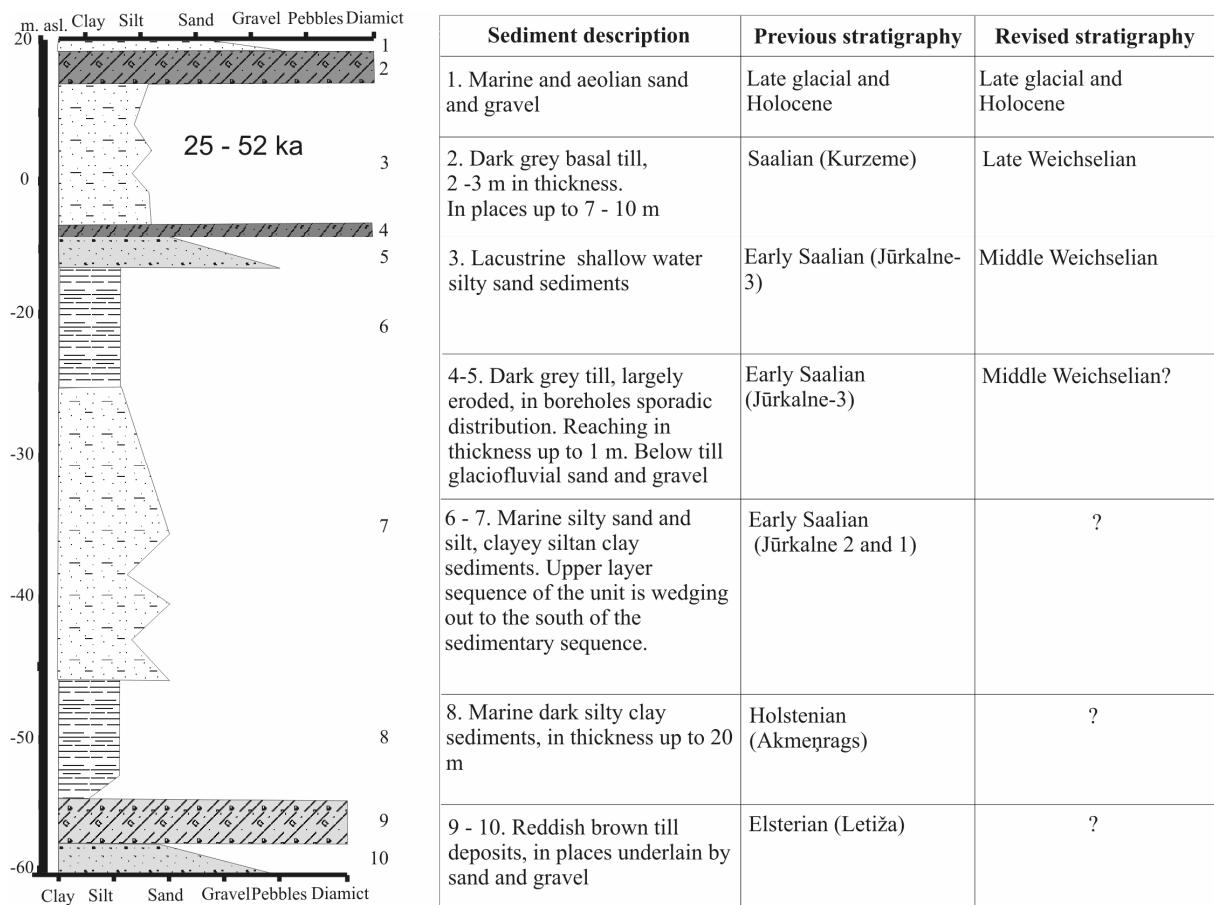


Figure 3. Generalised section of the Quaternary sequence in western Latvia lowlands and corresponding previously established and reinterpreted chronostratigraphy.

The lowermost till is topped by 25 – 30 m of clay, clayey silt and silty sediments. The bottom of this sequence is mostly fine grained – silt, clayey silt and clay sediments, rich in organic matter; upward coarsening is observed (Segliņš, 1987; Kalniņa, 2001). Segliņš (1987) distinguished this unit as Sudrabi (Sd index in the Fig. 2) member within Akmeņprags formation (Ak index in the Fig. 2).

Sudrabi member overlies the lowest diamicton unit (Fig. 2 and 4). It is composed dominantly of clay, and its thickness ranges from 1.5 – 6 m. Macrofossil and palynological findings in these clays include plant remains, fragments of mollusc shells, particularly *Portlandia arctica*, as well as ostracodes and foraminifera (Konshin *et al.*, 1970; Charamisinava, 1971; Kalniņa, 2001). Segliņš (1987) distinguished Late Elsterian age of the Sudrabi member.

The overlying Akmeņrags formation is composed of two facies – lower silt to sandy silt, and upper sandy facies which are restricted to the southern part of the study area (Segliņš, 1987). Lower silty facies cover the lower clay sediments conformably, and its thickness increases up to 13 m near the Akmeņrags (Fig. 2). Charamisinava (1971) reports several marine, brackish and freshwater diatom species, marine species being the dominant in this unit. The abundance of diatoms increases upwards. Silty lower part is rich in disseminated organic matter, particularly plant remains, also ostracodes, foraminifera, diatoms and fragments of marine mollusc shells. Basing upon results of macrofossil and palynological investigations Konshin *et al.* (1970), Danilans (1973), Segliņš (1987), Kalniņa *et al.* (2000) and Kalniņa (2001) assigned this sequence to the Pulvernieki (Holstenian) interglacial.

However, no reliable absolute dates are available to prove the established stratigraphic interpretations. According to diatom findings Charamisinava (1971) correlated silty sediment sequence to Eemian interglacial. Later Meirons and Straume (1979) doubted palynological data resemblance to Pulvernieki (Holstenian) type site, suggesting that pollen successions are more similar to the Felicianova (Eemian) pollen record.

Akmeņrags formation silt and sand sediments are covered by 10 - 20 m thick predominantly fine (0.1 – 0.25 mm) sand and silty sand unit, distinguished by Kalniņa *et al.*, (2001) as the lower member (Jrk1, see Fig. 2) in Jūrkalne formation. Kalniņa *et al.*, (2000) noted signs of glaciotectonic deformation at the contact with the overlying diamicton S of Strante. Kalniņa *et al.* (*ibid*, p. 104) also conclude that “most pollen of Jrk1 sands appears to be redeposited”. It should be noted that under current understanding the silt deposits involved into glaciotectonic structures at the Strante coastal bluffs belong to Jūrkalne (Jrk2) sediment unit not to the Akmeņrags.

The Jūrkalne 2 (Jrk2) silt sediments are covering Jrk1 unit (Kalnina *et al.*, 2000). At the top levels it is often heavily dislocated due to diapirism and it is difficult to estimate correctly its initial position, distribution and thickness (Fig. 2). Organic content of these units is low, some brackish diatoms have been reported from the Jrk1 unit (Seglinš, 1987) and some marine diatom finds in Jrk2 (Charamisinava, 1971). Kalnina *et al.* (2000) suggested open tundra-like vegetation during deposition of these silty sediments. Both units have been correlated to the Early Saalian (Seglinš, 1987; Kalnina *et al.*, 2000; Kalnina 2001).

Jrk1 and Jrk2 units are discordantly overlaid by thin, fragmentized till bed and glaciofluvial sediments, situated approximately in the middle portion of the Pleistocene sediment body. The till is mostly reworked and encountered in only few boreholes, and probably in some outcrop sections. At the S part of the study area it is susceptible in approximately 10 km² area NE of the Cape Akmeņrags. However it is not always recognized as a separate unit (Juškevičs *et al.*, 1998).

Jrk2 silty sediment and middle glacial sediment unit is discordantly covered by Jrk3 (Jrk3 in the Fig. 2) sand unit. It is up to 40 m thick. At the southern end of the study area the Jrk3 unit is lying directly on the lowest till. The upper part of this unit is outcropping in the coastal bluffs, and was sampled for OSL datings. Unfortunately no in depth study of sedimentology of this unit has been conducted therefore sedimentological description is based on sparse lithological descriptions at the outcrop and boreholes, e.g. Veinbergs and Savvaitov (1970), Paper I and II.

The dated sedimentary sequence is composed of very fine- and fine- to medium-grained sand, interlayered by silty, in places rich in organic matter, layers. At Sensala,

Ulmale, Baltmuīža, Strante and Ziemupe sites (see Figs. 1 and 2 for the location) the sandy sequence comprises up to 1 m thick fine- to medium-grained sand beds with silty interlayers. The sequence at Ulmale and Baltmuīža sites is the most coarse-grained, with individual beds reaching up to 2 m in thickness. Wave ripple-laminated structures are common in sediments in several sites. The sand is in places cross-stratified and cross-laminated. Wave ripple cross-laminated sands were formed in low energy currents by migration of wave ripples. The randomly distributed trough cross-stratification is interpreted to be deposited from occasional traction currents by migration of 3-D dunes.

To the south of Sensala at Zītari, Valcenieki and Gudenieki sites the sequence is characterized by up to 1 m thick plane parallel-stratified, fine- to very fine-grained sand beds interlayered by sandy silt and silt beds, rich in organic matter. These deposits are interpreted to be formed as plane beds in lower flow regime.

The overall sedimentary facies assemblage of the discussed above outcrops suggest deposition in low energy currents as plane beds, occasionally interrupted by higher energy sedimentation in dunes. This indicates an occasional influx of the fluvial currents. Deposition generated by wave processes prevails in most of the study area and suggests deposition in shallow settings, above the wave base. We interpret this sedimentary sequence to be formed in shallow coastal and lagoonal facies. This interpretation coincides with conclusions of Veinbergs and Savvaitov (1970, pp. 75-76) that the dominantly sandy sediment, with some silty and clayey laminae, was deposited in a littoral area "... in the upper part of the silt zone, in the lower and upper part of the coastal underwater slope, and in the beach and in lagoons."

Organic content of this unit is rather sparse, but more silty beds have been subjected to macrofossil and palynological analysis, as well as some freshwater diatom finds are reported from this unit (Segliņš, 1987). The lagoonal facies at the Gudenieki site are richer in organic matter, and has been subjected to palynological studies as well as macrofossil analysis, based on which this unit has usually been correlated to either the late Holstenian (Pulvernieki) (Danilans, 1973) or Early Saalian time (Segliņš, 1987; Kalniņa, 2001; Kalniņa *et al.*, 2000).

The till layer at the top of the Pleistocene sequence was earlier correlated to Saalian age (Danilans, 1973; Kalniņa *et al.*, 2000) or a composite of Saalian and late-glacial till (Juškevičs *et al.*, 1998, see geological sections to the Map of Quaternary Deposits). Its thickness varies being on average 2 m and reaching up to 7-8 m. The top of the till was eroded during the Baltic Ice Lake stages, so in many places boulder concentrations or pavements, and the Baltic Ice Lake sandy sediments are present instead of the till. The two-layer interpretation has been introduced by Dreimanis (1936), who assumed penultimate (Saalian) age of the upper till unit outcropped at the Baltic Sea coastal bluffs. With limited critical evaluation this suggestion was preferred in later works by Konshin *et al.* (1970), Danilans (1973), Juškevičs *et al.* (1998) and Kalniņa *et al.* (2000). Such interpretation of the upper till has led to a conspicuous situation where the main constituent of the Western Kursa upland is considered to be as a Saalian till, with Weichselian till playing only a minor part in the Pleistocene sequence (Meirons and Straume, 1979).

Summarizing the published stratigraphical interpretations so far draw somewhat confusing picture of the chronostratigraphy of this sequence, and new independent dates are needed to clarify this situation. Presented OSL dating results allow to clarify the chronostratigraphy of the upper part of the Pleistocene sequence, as well as raise new questions upon the lower part, below the dated sequence.

During the last Weichselian glaciation the territory of the western Latvia was inundated by the Baltic Ice Stream (*BIS*) of the *SIS* (Ehlers 1996; Boulton *et al.*, 2001). During the course of the deglaciation the *BIS* in the western Latvia split into Kursian and Usma ice lobes that terminate in local glacier tongues (Veinbergs 1968; Āboltiņš *et al.*, 1977; Zelčs and Markots 2004), and several ice oscillations are suggested in the area (Veinbergs

1968; Zelčs and Markots 2004). Associated zones of the marginal formations have been correlated to other ice marginal zones in the Eastern Baltic (Raukas *et al.*, 1995). The AGTimmerged from the Kursa lobe during the North Lithuanian (Linkuva) phase of the deglaciation (Veinbergs 1972; Meirons *et al.*, 1976; Meirons *et al.*, 1976; Zelčs, Markots, 2004). Its termination is marked by shear margin moraines, and ice marginal formations on the western edge of the Western Kursa Upland (Veinbergs, 1972; Meirons et al., 1976) (Fig. 1B). This relatively small protrusion of the Kurshian lobe was about 35 km long on the mainland area. It widened down glacier from 6 km to 15 km providing a divergent ice flow pattern (Fig. 1B).

The subglacial landforms of the Apriki Plain have been to some extent altered by the local ice dammed lake (Veinbergs, 1968, 1972; Straume, 1979). Therefore drumlins are visible only in a limited area and are mostly buried by up to 5-9 m thick cover of glaciolacustrine sediments (Fig. 1 C).

3. Materials and methods

This study is based upon several field work campaigns during the course of 5 years in the western Latvia. During the course of field studies based on the extensive coastal bluff inspection, 5 key coastal bluff sections, representing distinct subglacial environments, were selected for detailed glaciotectonic investigations. During the fieldwork, most attention was paid to the internal composition and deformation structures of the glacier bed sediments. Detailed studies included determination of spatial three dimensional arrangements of sediment units and structural fabric measurements. The measurement data were processed and plotted by StereoNet.

Numerous boreholes logged in the course of 1:50,000 scale mapping were used for the regional geological background information, compilation and reinterpretation of the geological cross section shown in the fig. 2 B and fig. 13. At the vicinity of the Sensala till surface elevation was mapped by logging 17 boreholes.

Glacial landforms within the study area were studied using a digital terrain model of Latvia with grid step 20×20 m, constructed by the Latvian Geospatial Information Agency (LGIA). Glacial landforms were studied in hillshade images, varying the angle and strike of the lighting. Topographic maps at the scale of 1:10,000 and aerial photographs were used for detailed studies of the drumlinised area and individual drumlins. At the coastal lowland area glacial landforms were detected by subtracting Quaternary geology maps and elevation data (DTM and 1:10000 topographic maps).

OSL dating samples were collected in a period from 2004 – 2008. Sensala (01, 02 and 03), Zītari and Valcenieki OSL samples (Table 1) were collected in copper tubes 2.5 cm in diameter, and 50 cm in length. Samples were obtained by hammering in the tubes into a previously cleaned outcrop. At each sampling site 4 tubes of the sediment sample were collected. In addition an extra sample for moisture and gamma dose measurements were collected 20 – 30 cm above and below each sampling site.

The Ēcenieki, Gudenieki, Ulmale (01 and 02), Baltmuiža, Strante and Ziemupe (01 and 02) OSL samples were collected by coring into the outcrop, using Eijkelkamp liner sampler set for sampling undisturbed soft soils. A sample was collected in the 4.5×40 cm PVC tube, which was placed in a container in a dark environment. Additionally an extra sample for moisture and gamma dose measurements were collected 20 – 30 cm above and below each sampling site.

In all cases OSL samples were collected from at least 0.5 m thick well sorted fine to medium grained sand layers. All of the samples were treated and processed at the University of Helsinki Dating Laboratory. In the laboratory 210-297 µm grain size was used for quartz and feldspar.

In this study, beta dose rates were measured from the untreated sample material with a Risø GM-25-5 beta multichannel (Bøtter-Jensen, Mejdahl, 1988). The conversion of the measured beta dose rate to absorbed dose is based on fitting the measurements to values from a set of reference samples of Finnish soil with known U, Th and K content as determined by neutron activation. The conversion includes correction for grain size with the assumption that the measured material is dry.

The water content of the samples was measured in the laboratory by weighing material, from the side of the tube, after it was saturated with water and again after drying. For samples Sensala 01, 02 and 03, Zītari and Valcenieki water content was assumed to be 20%, which is somewhat overestimating the real conditions.

The dose rate measurements of the purified quartz and feldspar samples were done according to a single aliquot regeneration (SAR) protocol (Murray, Wintle, 2000).

The quartz and feldspar were density separated from sand-samples. OSL-measurements made from feldspar samples were done using blue-LED and infrared stimulation.

4. Results

The results of this thesis comprise mapping and glaciotectonic structure investigations in selected key sites, results of the mapping and spatial analysis of the *AGT* area and the vicinity of the Sensala site, and improved chronostratigraphy for the upper part of the Pleistocene sediments, that outcrops in the coastal bluffs of the Baltic Sea. This is the main part of the Pleistocene sequence. It is built up by two units of different till facies, glaciofluvial, glaciolacustrine and shallow basin and marine sediments (Paper 1: Fig. 2).

4.1. Sensala site

Glaciotectonic deformation, as well as general geological structure of the Sensala site in detail is presented in the paper I. The results of investigation at the Ziemupe site are presented in the paper II. As far as obtained additional results improve some preliminary conclusions of afore mentioned paper, the author of this thesis found worth to present in this compendium of the original papers. Gudenieki, Ulmale and Strante investigation results in detail are presented in the most recent Paper IV. The improved chronostratigraphy of the upper part of the Pleistocene section based on OSL dates and related tentative re-interpretation of the lower part of the Pleistocene sequence of the western Latvia, the most portion of so-called Western Latvian glacial lowland by Straume (1979, pp. 415-419), is reported in the paper III.

Overall mapping and structural geology investigation results allow drawing conventional structural pattern of the glacier bed deformation styles in the western Latvia. Sensala, Gudenieki and Ziemupe sites are characterized by unidirectional fold – thrust complexes. Ulmale and Strante sites are characterized by sediment redistribution/deformation pattern, initiated by the formation of diapir structures.

In general Pleistocene sediment composition is similar in all five coastal bluff sections: at the base and the middle part interstadial fine, silty sand sediments are covered and distorted by the meltwater gravel and till facies, and waterlain and flow till facies at the Sensala site. Clay and clayey silt sediments occur in places, as a constituent part of the diapiric structures.

The Sensala site is the most northern stretch of the discussed sites. The upper till unit, separated from beneath by a thin shear zone, reaches up to 4 m in thickness. Its thickness is rather consistent, but little thickening in the interdiapir spaces can be observed, probably resembling changes in coupling of the glacier to its bed. Around diapir structures distinct coupling of the deformation can be observed. Along with sand and gravel deposits till is stretched into series of detached individual lenses (incorporated into sand and gravel material) or buckled along into folds along with fine sand sediments. Occasionally several meters long and a few millimeters to several centimeters thick sand or silt intercalations can be observed in the upper till unit. In a microscale these bands are disrupted by echeloned Riedel shear zones, as well as by drag folds and boudinage within the bands, indicating that these are shear zones developed within the till.

Overall deformation comprises diapiric flow of the low water permeability material, e.g. clayey silt and unidirectional shortening of the subglacial substrate in the SW direction. Diapir structures are strongly reshaped and overthrusted in the direction of the overall shortening. Silty diapirs form near planar slabs with evidence of material mixing with the till. Scale of the diapir structure deformation decreases in direction from N to S. Sandy sediments are positioned at the base of the outcrop, and therefore are less deformed and compose nearly upright long and low folds.

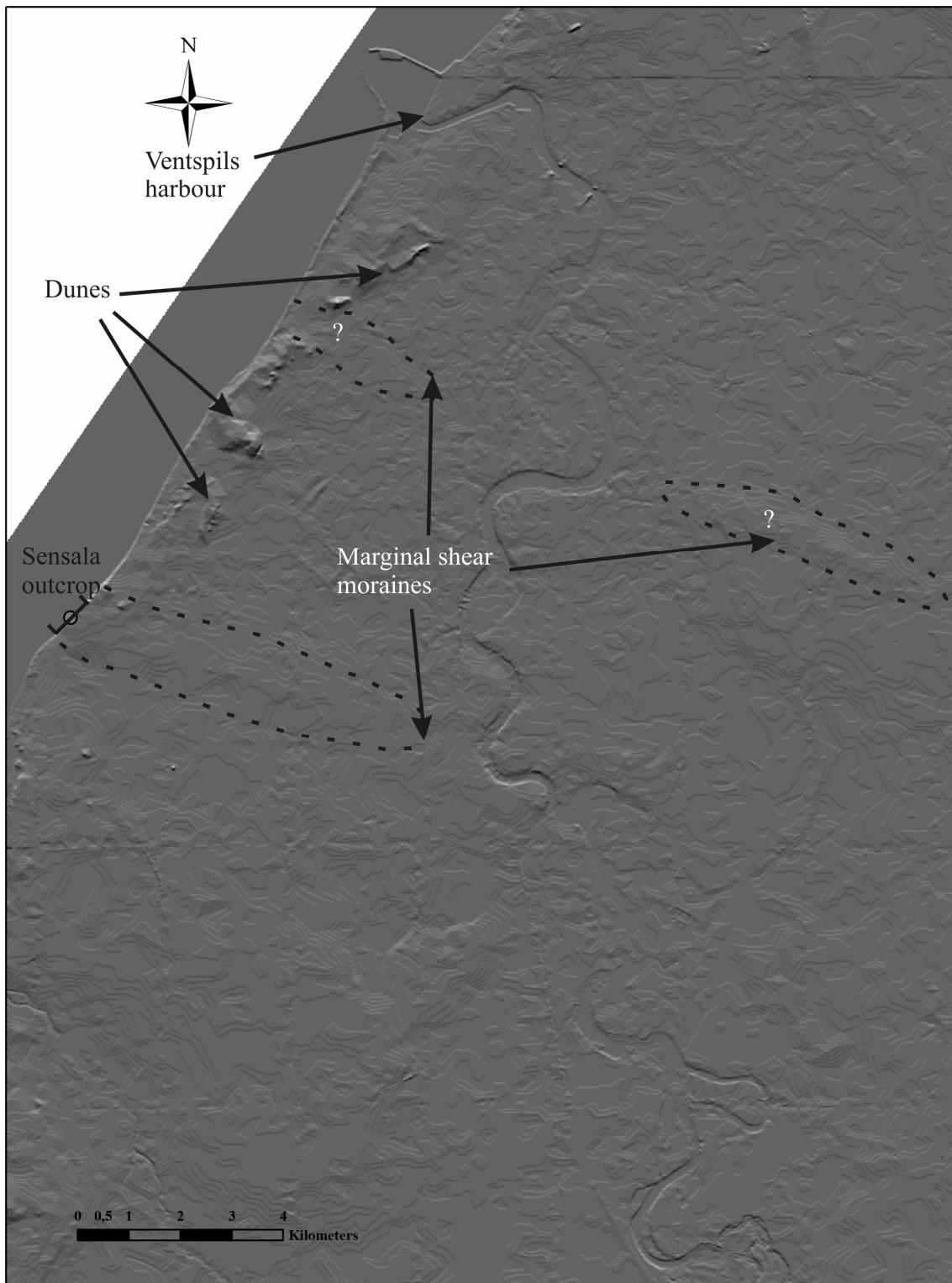


Figure 4. Hillshade image of the coastal area near Sensala site. Hillshade image is created from TIN model, with resolution 20×20 m. Vertical resolution is exaggerated 3 times. With question symbols are marked suspected lateral shear moraines. Note that area in between these ridges lie slightly lower than surrounding topography. This figure is unpublished.

The axes of fold structures trend predominately in the NW-SE direction, suggesting the glacial stress direction from NE to SW. Cores of many detached folds as well as augen

structures are composed of coarse glaciofluvial gravel sediments. Macrofabric measurements of these sediments suggest similar, parallel to the fold axis orientation stress direction (Paper I). On an outcrop scale one can observe that depth as well as strain amount have decreased in direction of overall shortening, thus a common décollement boundary can be drawn. It rises from NE to SW, suggesting a decrease of glacial stress in the SW direction. Predominant maxima of the upper till macrofabric show from NNE to SSW directions of glacial stress, which is in good agreement with the established regional ice movement direction in the area (Gaigalas *et al.*, 1967; Boulton *et al.*, 2001; Zelčs, Markots, 2004).

Mapping at the vicinity of the outcrop of the elevation of upper till surface revealed 500 m wide, approximately 5 km long and just 5 m high ridge stretching from W to E. This area has been subject to erosion by the Baltic Ice Lake, so its initial height is expected to be a few meters higher. The Sensala outcrop corresponds to the core of this ridge. The ridge axis is transverse to the main stress direction of the glaciotectonic structures as shown by a glaciotectonic structure analysis at the outcrop (Fig. 4).

In the hillshade map (Fig. 4) two other similar linear ridges can be noticed. One of the ridges starts off from the coast, similarly to that at the Sensala site, other one lies on the same axis as this ridge more to the east in to the mainland. Ridge corresponding to the Sensala is interpreted as a shear margin moraine as described by Stokes and Clark (2002a). Structure of other two ridges positioned to the north of Sensala outcrop have not been investigated due to lack of accessible outcrops, but based on morphological likeliness of these ridges. They can be interpreted also as shear margin moraines. If so, position and width of the Venta glacial tongue can be drawn during final deglaciation stages.

4.2. Ziemupe site

The Ziemupe site is the most southern outcrop section investigated in this thesis. Thickness of the Pleistocene sequence in this area is thinning out in the southern direction, and comprises only some 20 – 30 m in thickness (Fig. 2). Sediments at the outcrop comprise Middle Weichselian sandy sequence topped by the glaciofluvial sand and gravel, and Upper Weichselian till. In the outcrop several isometric fold structures are present, presumably buckled by the rising diapir structures from beneath. Fold structures have been reshaped by the compressional thrusting from the NNW direction. Fig. 5 shows one such structure assemblage, where N flank of the fold is compressed by a series of glaciotectonic thrusts. Amplitude of the thrusts is commonly minor, constituting just some 5 – 10 m.

Thrusts are directed downwards resembling the rotation of the stress field, probably due to contemporary formation of the diapir structure and thrusting. It seems that folded sandy strata created local perturbations at the glacier sole, where glacier coupling occurred, resulting in a formation of the minor thrusting, and extension on the lee side. This deformation is most pronounced in the direction of glacial stress, and decreases towards both sides from it. If such coupling domains existed this would lead to the deposition of the till along diapirs. It is evident that along such diapir structures till thickness is higher than in the area in between the diapir structures.

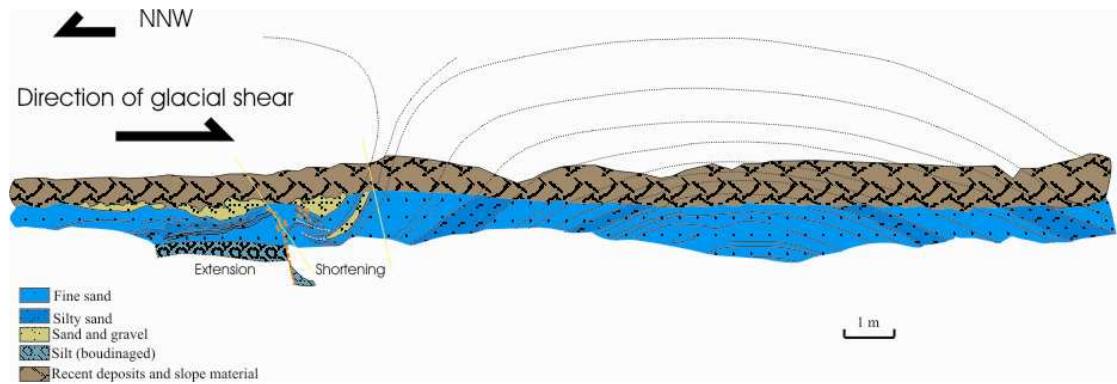
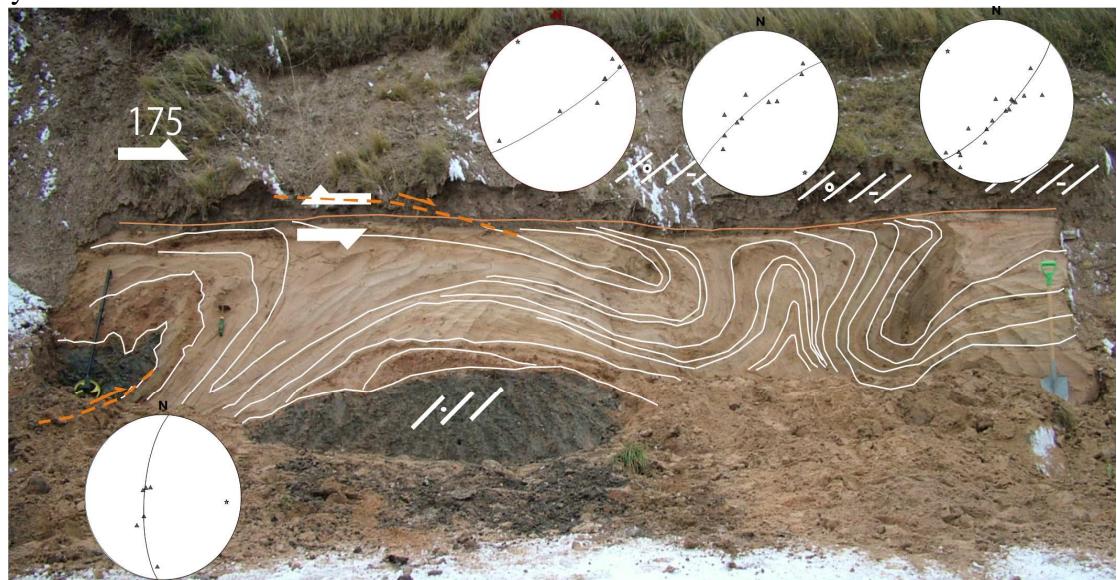


Figure 5. Geological cross section of the diapir and thrusted sequence on its northern flank. Thrusts are indicated by the orange dotted lines. Dip of the thrusting as well as asymmetrical shape of the diapir suggest formation of the thrust sequence after or contemporary with diapir formation. Unpublished figure.

Approximately at the middle part of the Ziemupe outcrop section a complex fold-thrust structure assemblage, cross cut by the subglacial shear zone, can be encountered (Fig. 6). Glacial diamicton at the lower part of the outcrop is thrusted and/or forms isometric fold, resembling complex thrusting, detached folding and diapirism processes. As in the Gudenieki and Strante sites, in the Ziemupe site weak, prone to diapirism layer is lower till. It should be noted that compressional stress forming these folds and thrusts is directed in the common NE – SW direction. Lower π diagram corresponds to the syncline in between diamicton slabs, and probably shows folded strata reorientation around till fold below.



Glaciofluvial sediments are contorted into lens like synclines (Fig. 7). In all cases size of these features do not exceed 10 m in length, and 3 m in thickness. They do not form typical augen structures, suggesting only minor rotation. Deposition of these sediments occurred probably in a subglacial environment during the stagnation phase of the ice masses. Main

stress direction interpreted from these synclines coincides with the compressional structures near the diapirs (NE-SW), suggesting single transgressive glacier movement over the area (Fig. 7).

In southern part of the outcrop distinct sinistral shear zone beneath the till layer is present. In the northern part till is eroded by waters of the Baltic Ice Lake, and most probably shear zone was present there as well. Sinistral direction of shear, as indicated by bended offset of shear markers (Fig. 6 and 7) contradicts with overall dextral shearing of sediments near the diapir coupling domains. Results of microlineation measurements in the shear zone confirm S-N shearing direction, which coincides with offset bending direction of the drag folds near the shear zone (Paper II).

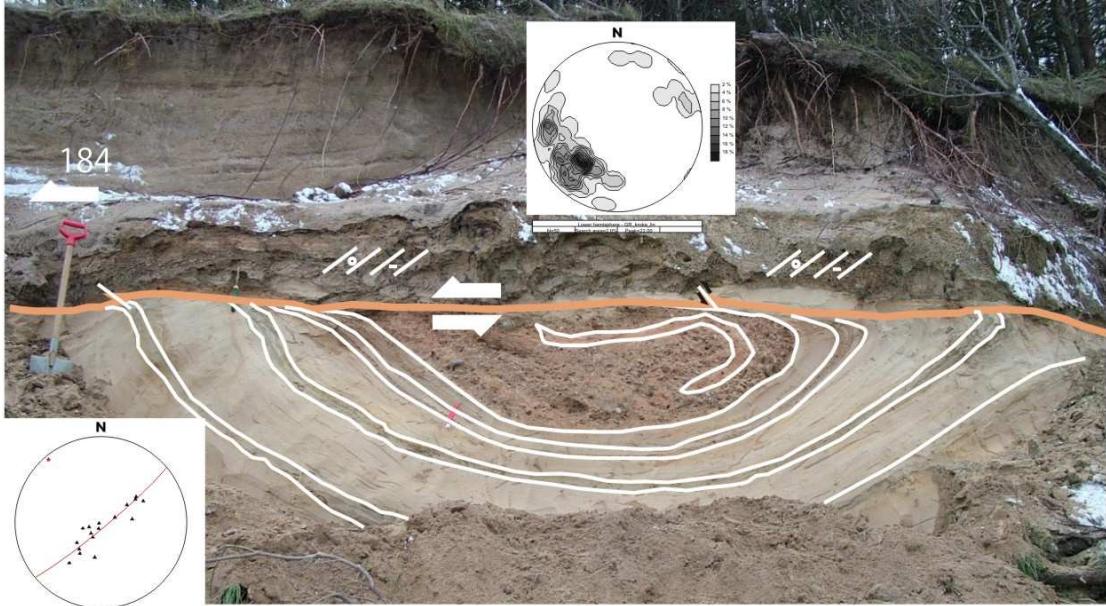


Figure 7. Contorted lens of the sand and gravel. π diagram is presented for the syncline, and contour stereo diagram for macrofabric measurements in the sand and gravel are presented. Syncline is formed by pressing gravel sediment body in to the unfrozen subglacial substratum. Top of the syncline is cross cut by the sinistral shear zone, at the base of the till, indicated by the pink line. It is proposed that after formation of the syncline glacier became decoupled from its sole. Unpublished figure.

Shear direction in the shear zone contradicts with overall regional glacier movement direction (regional from NE to SW to shear direction from S to N). Stereograms of the till fabric measured in the till beneath the shear zone show reorientation due to shearing.

In this case upthrusted till is cross cut by the shear zone and new till unit is deposited on top of it. In the picture cross section cutting across diapir fold is shown. It can be seen that deformation occurred on diapir flank, as diapir acted as obstacle, towards which sediments at the glacier sole were compressed, resembling kinematic pattern to other sites at the Ziemupe outcrop section.

The upper till fabric has well developed NNE-SSW orientation ($\sigma_1=0.675$; $\sigma_2=0.256$). This is in good agreement with studies on regional ice movement direction (Gaigalas *et al.*, 1967; Punkari, 1997; Boulton *et al.*, 2001; Zelčs, Markots, 2004). Shear direction in the shear zone beneath the upper till seems to be from S to N hence in contrast to inferred regional ice movement direction.

The fabric of lower diamicton is not as well developed ($\sigma_1=0.443$; $\sigma_2=0.370$). The large σ_2 value suggests more-grid like distribution that can be interpreted as result of the

initial fabric reorientation due to penetrative shearing. According to the fabric orientation the shear direction is from NNE to SSW.

Based on mapping and kinematic analysis two stages of the subglacial bed deformation can be recognized: (I) formation of diapir structures and thrusts, composed of till diamicton, and (II) subsequent shear zone formation. Upper sandy sequence during the first stage of the deformation probably was in a frozen state indicated by the concentric folding of the material, where only minor changes of the bed thickness can be observed. These sand and silty sand deposits are weak material and are expected to deform in a more plastic manner in an unfrozen state. Formation of the subglacial shear zone and associated deformation till resemble different, more temperate subglacial conditions. It can be observed that deformation band within the shear zone undergone thinning and concentration in an approximately 1-2 cm thick shear band, resembling strain weakening within the shear zone. Probably strain weakening was caused by the melting of the ice within the subglacial material and rising porewater pressures, resulting in a decoupling of the glacier from its sole.

The *AGT* bed shape was interpreted using the geomorphological imprint visible in satellite images and topographic data sets. Three key sites were selected for detailed geological studies: Gudenieki, Ulmale and Strante (Fig. 1B). These sites represent margins (Gudenieki and Strante) and a middle portion of the *AGT* respectively (Paper IV).

4.3. Gudenieki site

This is the northernmost portion of the outcrop sections positioned in the influence zone of the *AGT*. The site is situated at the northern marginal zone of the *AGT* (Fig. 1C)

The Pleistocene sediments outcropping in this site are common for the Pleistocene sequence of the study area: sand and silty sand sediments at the bottom of the outcrop, and to the great extent eroded, upper till layer on the top of the section.

Glaciotectonic structures at the site include a series of the thrust sheets, displaced in the NE direction (see Paper IV: Fig. 3). That is almost perpendicular to the overall ice flow direction, which is from NNW to SSE (Gaigalas *et al.*, 1967; Zelčs, Markots, 2004). Single thrust sheets are composed of a till layer at the base capped by the fluvial sandy sediments.

The thrust series start with the youngest thrust sheet origin being at the southern side of the outcrop (Paper IV: Fig. 3). All thrust sheets make approximately the same dip angle. This kind of thrusting indicates rather subglacial than proglacial deformation style. Proglacial thrusting is expected to produce transgressive thrust stack, given that the glacier is advancing and younger thrusts might be overthrusted over the older ones. Layering of the sandy strata is preserved and brittle deformation indicates that sediments were in frozen status during thrusting. It suggest that glacier ice must have experienced a phase of stagnation, during which it froze to its bed.

At the southern end (Paper IV: Fig. 3) the thrust sequence is cross cut by diapir structures composed of diamicton, supposedly originating from the lower till unit. Along the diapir a very little deflection of strata is present indicating that the upper part of the sandy sediments was in a frozen state during formation of the diapirs. Uplift of the diapir in the middle of the thrust sequence caused subsidence of the sediments accompanied with well established extensional faults.

The thrust sequence comprises a part of the linear ridge, topographically expressed as a linear, partly elevated till area (Fig. 1C). It can be traced for some 2 km stretching into the mainland. The long axis of the ridge is at the right angle to the main stress direction of the thrust sequence. A similar landform has been suggested at the Sensala site, which is situated to the north of the Gudenieki site – at the southern margin of the Usma ice lobe in Sensala

(Paper I). Such a unidirectional deformation sequence is exposed in the core along at least 4 km of the linear ridge.

4.4. Ulmale site

This site is located at the central part of the *AGT*. The sediment sequence at the Ulmale Site mostly comprises shallow basin fine-grained and silty sand sediments, overlaid by a thick till layer (Paper IV: Fig. 4). All of the section is penetrated by diapirs composed of the clayey silt. The capped upper till over the topmost part of the diapirs was truncated to some extent by glacier erosion.

The upper till thickness reaches up to 7 m, but on average it is 2 to 3 m, tending to be thicker in the interdiapir spaces (Paper IV: Fig. 4). In the thickest parts of the till layer, shear zones can be traced, typically 2-3 m above the till base and stretching in a lateral distance for 20-30 m. The subglacial shear zone is tilted, dipping into the interdiapir space indicating that the downward movement and the diapir uplift was still present during formation of the shear zone (Paper IV: Fig. 5). This suggests contemporaneous formation of the diapirs and accretion of the upper till unit.

According to the borehole data (Juškevičs, 1998), the top of silt and clay sediments forming diapirs lie at a depth of approximately 30 m, so presumably the diapirs have raised at least 30 meters in to the subsurface (Fig. 2).

Diapirs in general are not only simple anticline folds, but rather comprise several little domes and dissecting dykes associated with vertical shear zones of material transport (Paper IV: Fig. 4). In places, the core of the diapir is composed of sand, suggesting, entrainment of the sandy material from beneath the clayey silt layer. The topmost parts of diapirs are deflected down glacier, suggesting that diapirs were affected by the drag force of the overriding glacier.

The basal contact of the till is sharp, in places marked by up to 10 cm thick shear zone. Sharp basal contact and overall ductile deformation indicates that glacier was warm based, and the glacial flow was primarily achieved by a glacier sole sliding over its bed, or thin deforming layer according to Evans *et al.* (2006).

This geological structure is typical for approximately 12 km long section of the outcrops from Gudenieki Site in the north until the most southern Strante Site (see next chapter), representing, according to the geomorphological setting, the composition of the glacier bed in the axial part of the *AGT*.

4.5. Strante site

Strante Site represents the southernmost section of the outcrops where the *AGT* subglacially disturbed sediments are exposed (Paper IV: Fig. 6). The outcropped part of the Upper Pleistocene sequence reveals dark grey silt diapirs similar to those observed at Ulmale. Along with diapirs fine, in places silty, sand, consolidated, very sandy diamicton is present.

Diamicton is up to 6 m thick and forms an almost 120 m wide span of the outcrops. This unit is interpreted as a glaciotectonite, as described in Benn and Evans (1996). It possesses subtle planar, near horizontal foliation and rounded soft sediment raft inclusions (Paper IV: Fig. 6). Overall deformation of the sediment rafts is similar to structure kinematics of the tectonic inclusions in the ductile shear zones, with characteristic rotational deformation features (Paper IV: Fig. 7). Beneath it, the sandy sediments are truncated in the direction of the shear (*ibid*: Fig. 6), indicating dextral shear sense. Small traction folds along the minor

shear surfaces within the shear zone suggest similar sense of the shear. The unit is thinning out in the lateral direction and is bounded by diapiric structures. Macrofabric within a diamictite as well as other shear sense indicators suggest a NNE-SSW shearing direction, which is in good agreement with overall glacier movement directions in the area (Gaigalas *et al.*, 1967; Zelčs, Markots, 2004). Results of the micromorphology and microlineation studies suggest the preferred microfabric orientation in horizontal sections in two out of three cases is roughly in an ESE-WNW direction (Paper IV).

The Strante Site possesses a similar deformation structure assemblage as the one at the Ulmale Site. Similarly, the subglacial deformation is dominated by a diapirism-caused mass movement, but there is a higher degree of deformation intensity. Deformation could have been enhanced by the fact that the Strante site is situated at the near lateral margin of the glacial tongue, just 1-2 km from shear margin moraine, expressed in topography as a linear elevated till area (see next section). The glacier velocity is expected to be lower near the lateral margin than that at the middle part (the Ulmale site) which would lead to lower pore water pressures and a higher degree of glacier coupling.

4.6. Geomorphological imprint

The *AGT* configuration is retrieved from marginal landform assemblage based on digital elevation data and a geological map of Quaternary surface sediments. The pathway of the *AGT* is marked by elongated ridges on both sides that embrace drumlin-like lineations and ends with an articulate moraine ridge in the western part of the Western Kursa Upland – marginal end moraines. The biggest end moraine ridge is the Almāle-Vārdupe Marginal Ridge that can be clearly traced on the hill shade image as a curved, transverse to the former ice flow direction glacial landform (Paper IV: Fig. 9). It rises more than 30 m above the Apriķi Plain.

Subglacial landforms of the *AGT* can be traced with difficulties. In the north-eastern part of the territory under consideration, some flat-topped drumlins rise above the glaciolacustrine plain (Paper IV: Fig. 9). Nevertheless, these streamlined landforms are well pronounced in the hill shade image. Crests of the drumlins stretch from WNW to ESE, marking the ice movement direction. A total of 21 drumlin or drumlin-like features can be distinguished in the area. The length of these streamlined bedforms is 1.5-5 km, which is somewhat longer than average drumlin length in some classical drumlin fields (e.g. Clark, Stokes, 2001; Stokes, Clark, 2002b; Zelčs, Dreimanis, 1997), thus composite origin of these features cannot be excluded.

Onset of the drumlins in the *AGT* bed coincides with the abrupt change in the glacier bed geological structure (Paper IV: Fig. 9) where a soft, deformable bed of loose sediments is replaced by the Upper Devonian dolomite. Along this line, the thickness of loose Pleistocene sediments sharply drops from 40-50 m to 10-20 m.

Elongated, gentle ridges composed of till are visible at Gudenieki and Strante (Paper IV: Fig. 9). The orientation of these ridges coincides with orientation of drumlins that stretch parallel to the ice flow direction of the *AGT*. The present height of these ridges does not exceed 5-10 m though the ridges are still topographically higher places than the *AGT* basin bed. The Gudenieki ridge is 200-400 m wide. It can be traced in a distance of about 2 km inland from the modern coastal bluffs. The outcrops at the Gudenieki site display its internal structure in the section transverse to the flow direction. The Strante Ridge is wider and longer. Its width varies from 600 to 800 m (Paper IV: Fig. 9).

Both ridges are interpreted as shear margin moraines that have been formed during the advance of the *AGT*. The formation of these ridges was induced by differential movement of the ice masses of the tongue in one side and areas of the dead ice which was grounded to the

bed on the other side. Subglacial origin of the shear margin moraines have been emphasized not so long ago by Stokes and Clark (2002a).

Outside the pathway of the AGT, some lineaments transverse to ice movement direction are identified (Paper IV: Fig. 9). These lineations could be interpreted as drumlinised features within the terrain created by previous glacial advances, which were directed from NNW to SSE rather than form west to east as with the AGT (Āboltiņš *et al.*, 1972, 1977; Straume, 1979; Raukas *et al.*, 1995). In places, these older lineaments are truncated by younger ones.

4.7. OSL dates

All the OSL samples were taken from the upper sandy sediment sequence (Fig. 2). In all cases a clear relationship of sampled fine sand sediments stratigraphically positioned below the uppermost till unit was established.

The OSL signal obtained from the Sensala samples suggest overall rapid sedimentation and differential bleaching of the sand material, which increases the separation of the results.

The OSL results from Sensala samples from feldspar were overestimating the age of the sample or the results were otherwise insecure. With infrared stimulation (IRSL) the results were in good agreement with results obtained from quartz with OSL. This suggests that the sand has been affected by sunlight only short period during the transformation and the relatively slow OSL-traps were bleached only partially.

Gudenieki, Valcenieki and Zītari sample dating results in general gave good results from the quartz measurements and somewhat incomplete results of feldspar. These measurements gave considerably higher age than OSL from quartz signifying probably the fact that sedimentation has been very rapid and the sand has not been affected by the sunlight so long that it would have bleached the feldspar completely. The Gudenieki sample grain size of the sand was a bit too small so the amount of feldspar extracted was quite small to be used and because of that the quality of the separated feldspar was quite poor including impurities that might affect the result. In the Valcenieki sample the potassium content of the used feldspar was quite high (about 10.2 %). Because of that the inner dose rate for the feldspar was calculated, which changed the total dose rate of the feldspar to be about 2.10786 mGy/a, in effect this inner dose rate might get some error to the results. Dating results of the Zītari sample obtained from feldspar had quite large variation, from ages quite close to the results obtained with quartz up to ages about triple that time. This suggests that formation was so rapid that feldspar was not bleached completely during the formation process.

Dating results from Baltmuiža, Strante, Ēcenieki, Ziemupe and Ulmale samples show clear age distribution, except that Ziemupe 02 sample the sand was so fine grained that the amount of sample material, having suitable grain size, was very limited.

The natural luminescence values intersected the linear part of the growth curves for all of the samples, and no saturation problems were encountered (Paper III: Fig. 4 A and B).

Table 1. Summarized dating results of all samples from Baltic Sea coast, western Latvia

Sample	Dose rate	Absorbed dose	+/-	Age	+/-
	(mGy/a)	(Gy)	(Gy)	(ka)	(ka)
Sensala 01	2.06	87.8	10.35	43	5.0
Sensala 02	1.75	78	13.36	45	7.7
Sensala 03	1.55	67.9	15.57	44	10
Zītari	1.51	55.64	10.65	37	7.1
Ēcenieki	1.77	58.4	5.22	33	3.4
Gudenieki	2.34	105.8	9.89	45	4.2
Valcenieki	1.30	53.1	12.88	41	9.9
Ulmale 01	1.45	37.9	5.62	26	4.1
Ulmale 02	1.41	39.6	6.13	28	4.6
Baltmuiža	1.59	41.5	3.64	26	2.6
Strante	2.00	68.6	8.54	34	4.6
Ziemupe 01	1.54	72.8	7.43	47	5.4
Ziemupe 02	2.01	105	19.8	52	10

The dating results are summarized in the Table 1. All of the obtained ages suggest sedimentation of the Jrk3 sedimentary unit during the Middle Weichselian interstadial time. The variation of the dating ages in sampling sites must be controlled to some extent by variation of the glaciotectonic deformation that locally can bring near the Earth surface older sediments.

5. Discussion and interpretation

As shown in the field investigation results in general three subglacial environments and deformation styles are recognized: (1) subglacial deformation, governed by mainly gravitational mass movement, associated with the fast ice flow conditions (2) oblique thrusting at the glacial tongue lateral positions, and (3) areas of stagnant ice, with no signs of glaciotectonism.

5.1. Glacier bed deformation associated with fast ice flow

It is suggested that formation of the internal structure of sandy sediments and rising of the diapirs are strongly coupled. As a result of the formation of the clayey silt or silty clay diapirs overlaying sandy sediments were protruded. Above the topmost portion of diapirs the sandy bed was simultaneously sloped upward and eroded. Sliding over the area situated in the lateral portion of the AGT the active ice immediately sheared off and assimilated the material from the sand bed above rising diapirs and deposited it in subsiding and distally located spaces between the diapirs with only minor admixture of the far-traveled coarse-grained and fine-grained material (Fig. 8). In most cases the silt composing diapirs did not reach the ice-bed interface and were not incorporated in the glacigenic diamicton. The contemporaneous operation of both processes due to diapirism is marked by monoclinally dipping margins of the upper till unit.

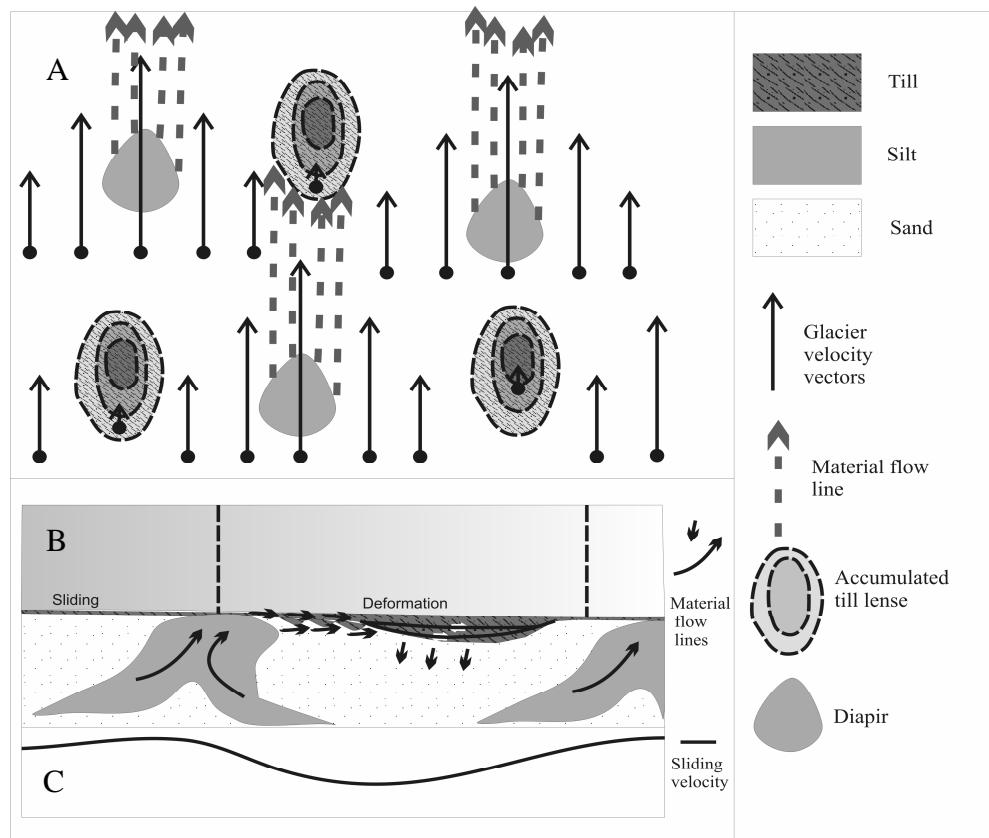


Figure 8. Principal model showing sediment redistribution at the glacier bed caused by diapiric flow. A – Map view of the material transport from diapir rising areas into interdiapir subsiding spaces. B – Cross section parallel to the axis of the glacial flow. C – Graph showing changes in the glacier sliding velocity.

The diapir structures found in the central part of the *AGT* consist of low permeability material, i.e. silt, clay or till, that has low capacity for pore water pressure dissipation compared to the surrounding sandy sediments. The domes of these structures raised close or even reached the ice-bed interface, so these structures are the likely candidates for deforming spots to originate, according to Piotrowski *et al.*, (2004) model. In contrast to this model, the diapirs at the Ulmale and Strante sites do not show any evidence of initiation of the deformation spot around them. Instead glacial erosion took place around these structures (Fig. 8).

The results of our current study suggest that subglacial deformation of the *AGT* in its central part was controlled by the gravitational movement of subglacial sediments, which also affected the basal till layer of the glacier. The glacier bed deformation resulted in contemporaneous erosion of the diapir tops and deposition of the material as deformation (or traction shear) till lenses in spaces between the diapirs (Fig. 8). The relatively thick till lenses between diapirs were deposited from the material translocated in the thin deforming layer at the base of the ice sheet, with the mode of glacier movement locally shifting from sliding across the bed on the stoss side of the diapirs to bed deformation in lee side of diapirs (Fig. 8). The till accumulation and erosion processes were controlled mostly by the geometry and dynamics of the diapir structures. Therefore it might be assumed that movement of the glacier over its bed was achieved mostly through sliding on a thin water film or a thin deforming layer (Piotrowski *et al.*, 2001), i.e. the glacier was decoupled during its advance at the central part of the glacier tongue. The same deformation pattern can be applied for whole of the study area, where clear geomorphological evidence of the glacial tongue existence is known (Āboltiņš *et al.*, 1972; Zelčs, Markots, 2004), and where weak, prone to diapirism layer is in sufficient depth (presumably does not exceed 40-50 m) and glacial tongue advance dynamics were similar to *AGT*.

The processes of initiation and protrusion of the diapir structures in subglacial medium has been rarely studied. Initiation of these structures is usually attributed to glacial margin environments or even posttectonic/postsedimentary processes (see Aber, 1989 for a review) or a crevasse load diapirs (Hart and Smith, 1997). Subglacial origin of these structures has been rarely reported, and this study presents there dynamic linkage to the fast ice flow. Hindmarsh and Rijssdijk (2000) pointed out that instabilities in the uniformly layered medium can be caused either by the viscosity gradient between the layers, or can be driven by the changes in the effective pressure. In the case of subglacial materials, effective pressure-dependant rheology is applicable to describe the occurrence of the Rayleigh–Taylor instabilities (Hindmarsh and Rijssdijk 2000). The diapir profiles in the sections perpendicular to the ice flow direction are symmetrical, with a few exceptions. To the contrary, in the sections parallel to ice flow direction, the down glacier slope is much steeper than the up glacier one. There is no evidence of the submarginal and ice contact meltwater erosion and depositional activity, therefore it is more likely that the diapirs were not emplaced at the ice marginal environment where due to large normal stress and pore water pressure gradients it is also a likely environment for diapir formation. It is suggested that diapir emplacement occurred during the last deglaciation stage in the study area as there are no superimposed deformation structures around the diapir tops that would be expected if the active ice margin passes across such distinct structural perturbations. It is more likely that during the first stages of the maximal advance of the Late Weichselian glaciation, the sediments in the study area were frozen, inhibiting subglacial deformation. After that this area, until the deglaciation of the Scandinavian glaciation was positioned at the bed of the Baltic Ice Stream, which fast ice flow probably was achieved via glacier sliding, and or, deformation of the thin slurry at its base, inhibiting deep rooted glaciotectonism, as it is reported from the Siple coast ice streams, particularly Ice Stream B, which, like *BIS*, rests on a deformable, soft bed (Alley *et al.*, 1986)

Additionally the till macrofabric in the interdiapir spaces corresponds to the flow direction of the AGT reconstructed after drumlin crests (Paper IV: Fig. 4).

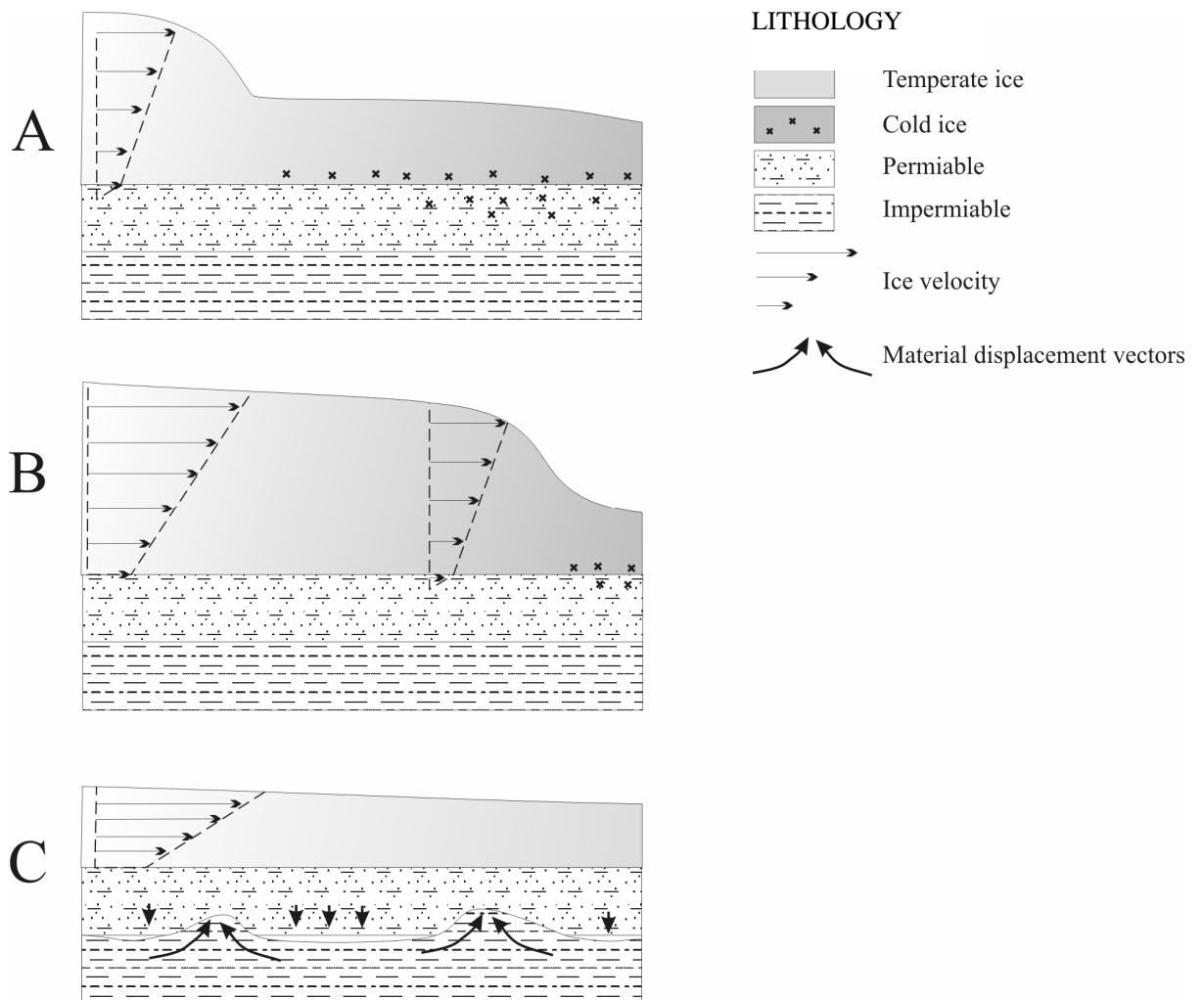


Figure 9. Principal model of the pore water pressure fluctuation during the surge of the AGT. A – Initial stage of the AGT advance. Neighbouring to the AGT distal area is still covered by the cold-based, stagnant ice. B – Activating of the AGT leads to build up of the ice masses and melting of the glacier bed and build up of the pore water pressure. C – Surge event triggered by the distraction off the dead ice field. Fast flow of the AGT lead to lowering of the glacier surface and pore water pressures at the glacier bed initiating instabilities in low water conductivity layers. D – Graphs showing principal distribution of the porewater pressures at the glacier bed. Glacier profile and velocity vectors are illustrative and not scaled.

We consider that diapirism was an event-like phenomenon, facilitated by the build-up of the pore water pressure exceeding the normal stress exerted by the overlying ice masses and sediments (Paper VI: Fig. 11). Such situation can be reached if gradual pore water pressure built-up under stable or slowly thickening warm-based ice conditions is followed by a rapid ice thickness reduction in a surge event (Paper IV: Fig. 11) which would rapidly lower the pore water pressure. The excess pore water in the sand at the glacier sole would be drained to the ice margin as a water film at the ice base, as canalised flow or as groundwater disperse (Darsian) flow through the sediments. In contrast, pore water pressure in the silt-clay strata below would remain high due to lower water permeability. Silt sediments then could become unstable as pore water pressure would support all the pressure of overlying ice and sediments - leading to the formation of the diapirs. It seems that the amplitude and wavelength of the diapirs is dependant on the thickness of the layer which is prone to diapirism. At the central part of the AGT (Ulmale Site), silt sediments reach its maximum thickness (up to 30 m),

which corresponds to the highest and widest diapir structures outcropped in the coastal bluffs. In the areas, where weak sediments are thinner, diapir structures are lower and narrower.

The block model describes the principle glacial dynamics and diapir formation during the surge of the *AGT* (Fig. 9). Transgressing ice masses lead to slow rising of the glacier surface elevations, due to compression against the cold-based and stagnant or dead ice. At some point the critical shear stress value was reached and glacier started to drain in to the proglacial area, leading to the rapid lowering of the glacier surface. Along with lowering of the glacier surface subglacial pore water pressures dropped at the glacier bed sediments. Pore water pressures in deeper lying fine-grained sediments remained high due to low water conductivity. Rapidly thinning ice cover lead to simultaneous reduction of the normal stress, and rising of the effective pressure within the silt. At this moment, diapir formation could have initially been facilitated by the extreme loss of silt sediment strength. Shearing of the diapir tops and deposition of relatively dense till in the space between them facilitated further rising of the diapirs, as long as forcing of the high water pressure below the silt is maintained.

5.2. Shear margin moraines

Shear margin moraines have been interpreted using glaciotectonic and morphological evidence. Inner structure of the margin shear moraines have not been discussed in the literature and this thesis is probably one of the first studies dedicated to the inner structure of these streamlined subglacial landforms (see Paper IV, and Paper I for the earlier interpretation). The characteristic inner structure in a cross section at the right angle to the landform long axis comprises unidirectional compressional deformation structures of the subglacial and basal till material. Compressional structures range from thrust and thrust stacks, resembling brittle or semi-brittle deformation regime, to detached folds and augen structures e.g., brittle-ductile material behavior. The role of the till material is decreasing in the distal direction, and more distal thrusts (See Paper IV: Gudenieki site, and Paper I: Sensala site) contain only subglacial material. Common feature of the inner structure of the discussed shear margin moraines is gradually rising structure line of décollement in the distal direction (Paper I, Paper IV). In both inspected shear margin moraines thrust nucleation is observed in a relatively narrow area, which allows concluding that thrusting was initiated due to normal stress gradients induced by the differences of the glacier surface. Such differences existed prior to advance of the glacial tongues, which in many aspects resemble surge like behavior.

It is emphasized that thrusting sequence at the Sensala site resembles subglacial deformation environment rather than proglacial, indicated by the arrangement of the glacial thrusts (Paper IV). It must be noted that in the Paper I this landform was interpreted as a lateral moraine of the outlet glacier. New evidence from the *AGT* produced glacial landforms as well as inner structure of morphologically similar linear ridges at Gudenieki and Strante allow reinterpreting this landform as a shear margin moraine. These landforms are supposed to be a signature of the relatively fast ice flow, similar as an ice stream (Stokes and Clark, 2002a; Stokes *et al.*, 2007) or such as surging ice tongue (Paper IV), though caution must be exerted when interpreting linear ridges as shear margin moraines, as both: geomorphological position and inner structure must be examined. Sequence of diapir structures evolution within the shear margin moraine (zone) occur contemporary or post horizontal mass advection/compression, probably attesting the hypothesis of effective pressure driven diapir formation.

5.3. Areas of stagnant ice

Outcrops to the north of the Gudenieki site reveal the same sandy silt sediments topped in places by washed-out to some extent diamicton. The top of the outcrop is marked by the erosion surface of the Baltic Ice Lake, where upper till unit is mainly absent or replaced by boulder concentrations or even pavements. These sediments possess no signs of subglacial deformation, as deformation structures diminish from the Gudenieki site. We argue that this area, during the acting of the AGT, was covered by the frozen to the bed ice. Clark and Stokes (2001), and Stokes and Clark (2003) argue that termination of the ice stream is accompanied by rapid formation of large scale sticky spots, where ice becomes inactive and frozen to its bed. Formation of the sticky spots at the glacier base can be triggered by several possible mechanisms, e.g. ice stream can be stopped because of the bump in the bedrock, if the ice stream meets area of no or thin till cover bedrock or subglacial sediments shear stress needed to slide over bedrock or subglacial sediments can be much higher than that of the till; sticky spots can be formed by the strong, well drained till and by the freeze on of the subglacial water (Stokes *et al.*, 2007).

It is proposed that in the Western Latvian Lowland termination of the Baltic Ice Stream was mainly induced due to freezing of the subglacial water at the ice-bed interface. Termination of the ice stream probably was rather rapid, which is signified by the preserved linear glacial landforms.

5.4. Drumlins in the AGT bed

A relatively small drumlin field comprising 21 preserved landforms is present at the distal part of the AGT bed (Paper IV, Fig. 9). Onset of the drumlins in the area is rather sharp, and occurs along one common line. This line coincides with the changes in the AGT bed geology. Along this line soft, deformable Devonian sandstone with rather low water conductivity is replaced by hard, highly permeable dolomite (Kurss 1992; Juškevičs *et al.*, 1998). We argue that changes in the AGT bed conditions from free sliding to stick slip behavior and formation of drumlins was governed by the changes in pore water pressure at the glacier bed, which is partly a function of the bed water conductivity. Clark and Stokes (2001) in their description of the M'Clintock channel ice stream note that onset of the drumlins coincides with the changes in the bedrock roughness at the ice stream bed. Rattas and Piotrowski (2003) emphasize that drumlin formation at the Saadājrve drumlin field was mainly controlled by pore water drainage in to the bedrock. In case of the AGT its bed is composed of the same silty sand sediments, but the thickness of these sediments is gradually decreasing upstream of the AGT. In the coastal plain, the thickness of the intertill deposits reaches up to 60-70 m, while in the area of the onset of the drumlins it is less than 10 – 20 m (Fig. 10). Also these sediments become coarser in the upstream direction. Therefore changes in the glacier bed roughness did not influence the glacier dynamics, but changes in bedrock composition affected the pore water pressure in the sediments beneath the glacier. The dolomite bedrock due to its high water permeability significantly decreased the pore water pressure in the subglacial bed upstream, which increased the glacier coupling to its bed, and initiated formation of the drumlins.

The AGT along its flow line dynamically can be subdivided in two parts which are separated by the line marking the occurrence of the dolomites near glacial bed (Fig. 10). Glacial bed conditions on Piemare Plain part are characterized by high pore water pressures in subglacial medium, and water migration largely along the glacier sole resulting in glacier decoupling and sliding. Glacier bed deformation is governed by diapiric flow of the weak

sediments, and associated stick – slip behavior along diapir domains. In this part glacier is largely decoupled, and movement of the glacier is achieved largely due to sliding, resulting in high accelerating ice velocities

Glacial bed deformation after the onset of the dolomites is characterized by dropping porewater pressure due to drainage in to the bedrock and divergent ice flow pattern, resulting in a decelerating ice velocities and formation of the drumlins. Size of the drumlins increases in the downglacier direction, due to enhanced glacier coupling via glacier bed sticky spots (Fig. 10).

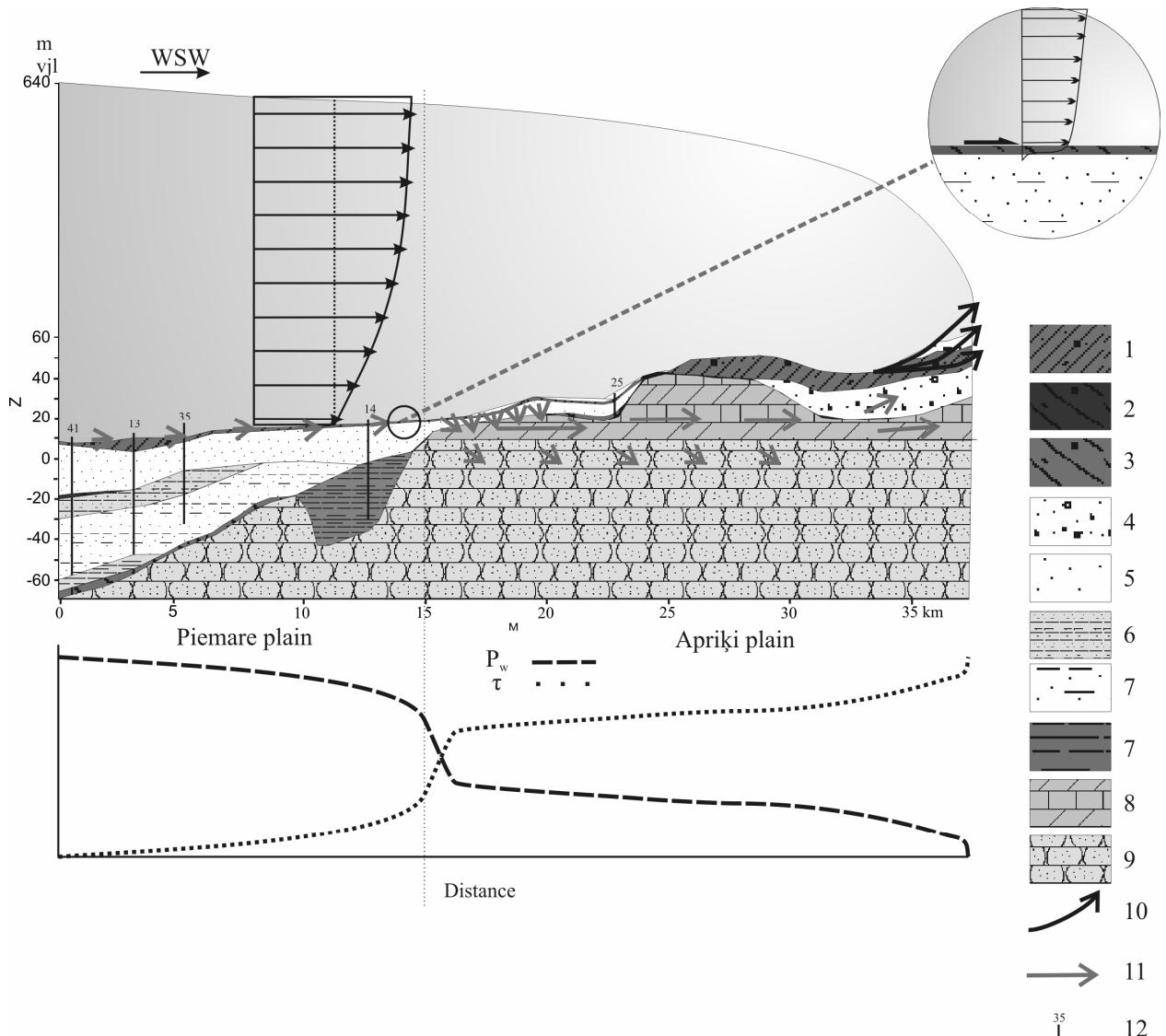


Figure 10. Theoretical model fluctuation of the pore water pressure and shear strength at the AGT bed with respect to geological structure of the territory. A – Geological cross section parallel to the axes of the AGT. The AGT profile drawing is schematic due to vertical exaggeration. Legend: 1 – Upper Weichselian till unit; 2 – Middle Weichselian till unit; 3 – Saalian till unit; 4 – sand and gravel; 5 – fine sand and silty sand; 6 – middle silt and clayey silt unit; 7 – silty sand; lower silt and clayey silt, 8 – dolomite; 9 – sandstone; 10 – area of proglacial thrusting; 11 – vectors of the pore water migration (not scaled); 13 – boreholes. B – Detail showing mode of the glacier movement. C – Graph showing changes in pore water pressure (P_w) and shear strength (τ) at the glacier bed along the AGT flow line.

5.5. OSL dating results and implications to local chronostratigraphy

According to van Meerback *et al.* (2009) MIS 3 experienced several abrupt climatic warming phases known as Dansgaard-Oeschger events that interrupted by cold stadial conditions. Alternation of such events resulted in climate-induced fluctuations in sea level that should be reflected in depositional records. The global sea level according to compilation made by Rabineau *et al.* (2006) was roughly 30 to 80 m lower at the beginning of MIS 3, and 65 to 95 m lower than the present sea level at the end of MIS 3. Given the limited extent of the Middle Weichselian Scandinavian glaciation, the magnitude of isostatic depression is likely to be significantly smaller than the global sea level drop. Depositional sequence from the Middle Weichselian Baltic water basin in western Latvia does not reflect such magnitude climate-induced fluctuations in sea level caused by rapid climatic change in the circum-North Atlantic Region. This indicates that the present territory of the western Latvia during most of the time was well above the global Middle Weichselian sea level and the discussed sediment sequence was deposited in a freshwater interstadial lake, isolated in both its possible outlets to the ocean in the west (Danish Straits) and NE (outlet to the White Sea).

The results indicate that the upper till unit represents only the late Weichselian glacial (LGM) advance phase (Paper I, II, III, IV), not the combined sediments of Late Weichselian and Saalian glaciations as suggested earlier (e.g. Juškevičs *et al.*, 1998; Kalniņa *et al.*, 2000; Kalniņa, 2001). As demonstrated in the Fig. 2 (Paper III) and Table 1, the youngest ages are from the central part of the sandy sediment sequence, probably reflecting gradual regression of the basin water level. The youngest obtained datings ~26 ka (Table 1) further limit the timing when last Scandinavian glaciation reached the territory of the south east of the Baltic Sea, supporting the idea of a late onset and rapid advance of latest Scandinavian glaciation. Satkunas *et al.* (2009) reported lacustrine sediments and peat ~33 000 ^{14}C calibrated years old, nearby the study area in the NW Lithuania. Radiocarbon analyses from peat with wood remains below reworked till deposited before LGM in Jonionys section of Merkine (Eemian) interglacial stratotype yields ^{14}C age of 31,500+2300/-1800 BP (Gaigalas *et al.*, 2000) below reworked till deposited before the maximum of the Last Glacial maximum. Similar maximum ages of the last glacial advance (32000 to 36000 years BP) obtained with ^{14}C and TL dating methods are suggested by data compilation of Zelčs and Markots (2004). Kalm (2006) has demonstrated that Estonia was ice free between 26.8–43.2 ka BP. Thus a consistent picture of the timing of late glacial advance in the region is emerging.

The oldest ages at the Ziemupe site corresponds roughly to the bottom of the upper sandy sequence. In this part of the section Jrk1 and Jrk2, as well as Akmeņrags Formation are missing, while the upper sandy sequence (Jrk3) lies directly on the lowest till (Fig. 2). The overall thickness of the Pleistocene sediments here is only 20-30 m. This indicates that the deposition of the upper sandy sequence started at around 50 ka, roughly at the beginning of the MIS 3. Salonen *et al.* (2008) presented evidence of the Middle Weichselian deglaciation, which occurred in northern Finland between 62-57 ka, and which corresponds rather well to the oldest ages obtained here, and indicates as the possible onset of the Middle Weichselian Baltic Interstadial Lake.

The OSL dated sediments have previously been assigned to either late Holstenian (Pulvernieti) (Danilans, 1973), or Early Saalian time (Segliņš, 1987; Kalniņa *et al.*, 2000) or Late Eemian time in comparatively small depressions at Plašumi and Grīni (Kalniņa, 2001, p. 157). None of these interpretations seem to be valid in the light of new OSL dating results. It cannot be excluded that the dated sandy sequence was deposited significantly later than the silt-clay-rich sediments directly below.

The age of the glacial sediments below upper dated unit is still open to question, the minimum age is limited to beginning of MIS3 or the end of MIS4, but the maximum age is

not constrained by any reliable absolute dating ages. However, based on the evidence below we suggest new interpretation. Svendsen *et al.* (2004) confirms that after the last Eemian interglacial three large continental glaciation phases can be distinguished in Northern Eurasia –Early, Middle and Late Weichselian cold stages. They conclude that the Middle Weichselian glaciation extended into the territory of Estonia and within the depression of the Baltic Sea to the southwest. We suggest that traces of this glaciation are observed in the western Latvia lowlands as well, indicating that the ice covered most of the depression of the Baltic Sea at that time. Additionally it is difficult to imagine that the Saalian glaciation, which extended far beyond the limits of the Weichselian ice sheets, would have left only a few patches of glacial and glaciofluvial deposits squeezed between two thick sequences of loose basin sediments of warm phases. Regional data suggests that deposits of the Early Pleistocene and even the Middle Pleistocene sequences were destroyed or rather incomplete due to vigorous erosion of subsequent glaciations (Raukas *et al.*, 1995). Therefore we suggest that these patch like deposits are the glacial sediments of the Middle Weichselian glacial advance that was spatially more limited in comparison to the Saalian glaciation.

Therefore further development of improved stratigraphy for the lowermost part of the Pleistocene sequence needs high-resolution seismic and boring data, and reliable absolute age dates (Paper III).

Summarizing up the distribution of the OSL datings suggests, that a large water basin existed in the depression of the Baltic Sea from termination of the Middle Weichselian cold stage (Ziemupe dating) almost until the beginning of the Late Weichselian cold stage (Ulmale and Baltmuīža datings). The so called Ulmale sediment sequence offers a rare possibility to conduct land-based studies of the Weichselian environments in a zone that has been scoured by the late glacial maximum ice, comparing to substantially more expensive water-based coring exercises.

6. Conclusions

Results of this study yield several important conclusions for glacial dynamics and glacial event chronology of the western Latvia and even South East Baltic region, as well as chronology of the main glacial events. Subglacial deformation as exposed in the coastal bluffs can be subdivided into three distinctive environments: subglacial deformation characterized by diapiric flow, and stick slip behavior associated with fast ice flow; unidirectional thrusting and folding, oblique to glacial flow direction, resulting in a gentle, parallel to glacial flow shear margin moraine ridges; areas of no subglacial deformation, resembling stagnant and/or frozen ice conditions. Shear margin moraines are rather recently described glacial landforms in geological literature, and this thesis for the first time shows that these landforms are not only associated with the marginal positions of the large ice streams, but also rather small glacial tongues, attesting that margin shear moraines are a function of glacial bed rheology and flow velocity.

It is suggested that in certain cases it is possible to resolve some large temporal and spatial scale pore water pressure patterns and identify its role in the ice sheet dynamics. Profound understanding of water, especially the water that is confined to sediment pores in the glacial systems can help understand the behavior of both Pleistocene and modern glaciers, and contribute to understanding of physical processes governing modern and past glacial dynamics.

In the study area glacial dynamics was mainly governed by the changes in pore water pressure. It is reflected in degree of the glacial coupling to its base. It is argued that during the glacier advance the highest glacier flow velocities were reached via the glacier sliding over the surface of soft deformable sediments, while ice mass movement due to deformation of the subglacial sediments had a secondary importance. Therefore onset of the drumlins signifies glacier coupling and deceleration of the glacier flow due to lowering of the pore water pressure head caused by changes of water permeability properties of the glacier bed sediments.

According to results of this investigation diapir formation was an event-like phenomenon driven by the changes of the subglacial pore water pressure, and probably reflects a surge-type glacial advance event with rapid changes in glacial surface topography and subglacial pore water pressures (Paper IV).

The Ulmale site creates an image of the central part of the *AGT* flow path. Glacial flow was achieved mainly via basal sliding. The rising diapir structures and subsiding interdiapir spaces created a mosaic-like pattern of subglacial material redistribution at the initial phase of the *AGT* advance. Areas above diapirs were subject to glacial erosion but interdiapir spaces were characterized by subsidence of the subglacial material and were subject to accretion of the till.

The Gudenieki, Ziemupe and Sensala sites represents part of the cross section through the margin shear moraine, formed during the advance of Apriķi, Bārta and Venta glacial tongues. The glaciotectonic structure assemblage at the sites suggests that shear margin moraines are time transgressive phenomena, and that the actual margin shear moraine ridge reflects the latter stage of the glacial advance. Its distinct internal bedding architecture shows unidirectional deformation of the sediments, typically achieved through thrusting. The main driving stress direction is close to the right angle to the overall glacial flow direction, and is probably induced by the normal stresses exerted by the higher lying ice masses, due to compression of the latter against the inactive ice. Ziemupe site represents the marginal environment of the Bārta glacial tongue, but the amount of subglacial deformation is lower, which probably reflects the fact that the thickness of the loose subglacial sediments here is lower.

The Strante site represents transitional bed conditions between the central part of the *AGT* and the marginal zone. Subglacial bed deformation resembles the same mosaic deformation pattern as at the Ulmale site, but the degree of glacial coupling is more enhanced. Sandy glaciotectonite is composed predominantly of local material and the degree of mixing is substantially lower than at the Ulmale Site, signifying lower strain rates and a higher degree of the glacial coupling to its base. Glacier thrusting, directed at the right angle to the local glacial flow probably indicates transverse compressional stresses induced by the lateral shear of the fast flowing glacier to stagnant ice masses. As indicated by the microfabric distribution, the sandy glaciotectonite at the Strante site formed in extremely low glacier bed strength conditions.

The *BIS* experienced dramatic changes over the course of the deglaciation in the study area. We argue that the *BIS* was stopped in the area prior to the *AGT* glacial advance stage and the remnant ice was reactivated as ice lobes or ice tongues, leaving dead, inactive ice between the active ice masses.

The Pleistocene sequence in western Latvia provides rather complete succession of at least one warm, probably interglacial level climatic succession and at least three successions of cold events. Moreover, its Middle Weichselian record potentially provides insight into climate successions relevant for the entire Baltic Sea region. The OSL dates indicate the need for substantial re-evaluation of stratigraphic position of the upper part of Pleistocene sedimentary sequence in the western Latvia. In order to complete stratigraphic reinterpretation and place the results in wider perspective, more research has to be done, especially studying the lower marine clayey sediments using absolute age dating and up-to-date bioenvironmental research methods. At the moment we can draw the following chronostratigraphical conclusions:

1. The upper till unit represents the Late Weichselian cold stage succession, rather than the Saalian or the combination of Saalian and Late Weichselian glaciations as interpreted before.
2. A freshwater basin existed at the Baltic Sea depression during Middle Weichselian MIS 3 at least from 52 to 25 ka, drawing maximum age limit for the latest Scandinavian ice sheet reaching Western Latvia.

In general it can be concluded that the main objectives of this thesis have been reached. As a result (I) dynamics of the ice masses and subglacial processes have been described, and proven margin shear moraines existence at the marginal positions of the glacial tongues; (II) Weichselian glaciation deposits are proven to cover much larger area and it plays the major role of glacial landscape in the western Latvia, contrary to previous interpretations; (III) New OSL dating results prove the Middle Weichselian age of the sandy sediment sequence below the upper till and stresses out the necessity for further re-evaluation and reinterpretation of the Pleistocene sediment sequence in western Latvia.

Acknowledgements

Author is very grateful to his supervisor, Dr. geol., Professor Vitālijs Zelčs for critical evaluation of the study results, invested great effort into development of the scientific papers as well as long-suffering and very useful discussions. Author is grateful to his long term colleague— Andis Kalvāns for joint effort into producing study results and there presentation in scientific papers. Author is grateful to Māris Nartišs for very udeful suggestions in using and implementation of the GIS software. Author is thankful to Mark Dayton for correcting the english wording for one of the papers. Author is particurlary thankful to the most beautiful geologist – Kristīne Tovmasjana for assistance in describing sedimentary environments of the basin sediments and correcting the latvian wording of the thesis. Author is thankful to the European Social Fund for co-finansing this study.

References

- Āboltiņš, O., Vaitekunas, P., Danilāns, I., Karukapp, R., Klive, G., Raukas, A., Rothko, L., Chebotareva, N. S., Yanke, V., 1977. The Baltic ice stream. In: Chebotareva, N. S. (ed.-in-chief), *The structure and dynamics of the last ice sheet of Europe*, pp. 17-44. Nauka, Moscow. In Russian.
- Āboltiņš, O. P., Veinbergs, I., Danilans, I., Stelle, V., Straume, J., Eberhards, G., Yushkevichs, V., 1972. Main features of glacial morphogenesis and peculiarities of last ice sheet deglaciation in the territory of Latvia. In: Danilāns, I., Āboltiņš, O. P. (eds.), *Putevoditel polevogo simpoziuma III Vsesoyuznogo mezhvedomstvennogo soveschaniya po izucheniyu krayevikh obrazovaniy materikovogo oledeneniya* (*Guide book of the field symposium of the third All-Union joint meeting on marginal formations of continental glaciation*), pp. 3-16. Latvian State University, Rīga. In Russian.
- Alley, R.B., Blankenship, D.D., Bentley, C.R., Rooney, S.T., 1986. Deformation of till beneath ice stream B, West Antarctica. *Nature*, 322(6074), 57-59.
- Alley, R. B., 1991. Deforming – bed origin for Laurentide till sheets. *Journal of Glaciology*, 37, 67-76.
- Alley, R. B., 1993. In search of ice stream sticky spots. *Journal of Glaciology*, 39, 447-454.
- Andersen L.T., 2004. *The Fanø Bugt glaciotectonic thrust fault complex, Southeastern Danish North Sea*. Ph.D. Thesis. Department of Earth Sciences, Aarhus University, Denmark, 143 pp.
- Benn, D. I., Evans, D. J. A., 1996. The interpretations and classification of subglacially deformed materials. *Quaternary Science Reviews*, 15, 23-52.
- Boulton, G. S., 1986. A paradigm shift in glaciology? *Nature*, 322, 18.
- Boulton, G. S., Hindmarsh, R. C. A., 1987. Sediment deformation beneath glaciers: rheology and geological consequences. *Journal of Geophysical Research*, 92, 9059-9082.
- Boulton, G. S., Dongelmans, P., Punkari, M., Broadgate, M., 2001. Palaeoglaciology of an ice sheet through a glacial cycle: the European ice sheet through the Weichselian. *Quaternary Science Reviews*, 20, 591-625.
- Charamisinava, A., 1971. *Diatomavia vodarasci u marskix akladax Latvijskaj SSR*. In: *Antropogen Belarussii*, pp. 213-219. Navuka i tekhnika, Minsk. In Belarusian.
- Christoffersen, P., Tulaczyk, S., 2003a. Response of subglacial sediments to basal freeze-on. 1. Theory and comparision to observations from beneath the West Antarctic Ice Sheet. *Journal of Geophysical Research*, 108(B4), 2222.
- Christoffersen, P., Tulaczyk, S., 2003b. Signature of paleo-ice-stream stagnation: till consolidation induced by basal freeze-on. *Boreas*, 32, 114 – 129.
- Clark, P. U., 1994. Unstable behaviour of the Laurentide Ice Sheet over deforming sediment and its implications for the climate change. *Quaternary Research*, 41, 19-25.
- Clark, P.U. 1995. Fast glacier flow over soft beds. *Science*, 267, 43-44.
- Clark, C. D., Stokes, C. R., 2001: Extent and basal characteristics of the M'Clintock channel ice stream. *Quaternary International*, 86, 81-101.
- Clayton, L., Mickelson, D. M., Attig, J. W., 1989. Evidence against pervasively deformed bed material beneath rapidly moving lobes of the southern Laurentide Ice Sheet. *Sedimentary Geology*, 62, 203–208.
- Danilāns, I., 1973. *Quaternary deposits of Latvia*. 312 pp. Zinātne, Rīga. In Russian.
- Dreimanis, A., Kalvāns, A., Saks, T., Zelčs, V., 2004. Introduction to the Baltic sea cliffs of western Latvia. In: Zelčs, V. (ed.), *International Field Symposium on Quaternary Geology and Modern Terrestrial Processes, Western Latvia, September 12-17, 2004: Excursion Guide*. Rīga, University of Latvia, pp. 35-36.

- Ehlers, J., 1996. *Quaternary and Glacial Geology*, 579 pp. John Wiley and Sons Ltd. Chichester.
- Evans, D. J. A., Phillips, E. R., Hiemstra, J. F., Auton, C. A., 2006. Subglacial till: Formation, sedimentary characteristics and classification. *Earth-Science Reviews*, 78, 115–176.
- Fischer, U. H., Clarke, G. K. C., 1994. Stick-slip sliding behaviour at the base of a glacier. *Annals of Glaciology*, 24, 390–396.
- Gaigalas, A., Gudelis, V., Sprinčis, K., Konshin, G., Savvaitov, A., Veinbergs, I., Raukas, A., 1967. Orientation of pebble long axes in the tills of the last glaciation in the East Baltic region and its relation to ice sheet shrinkage. In: Gudelis, V. (ed.), *Baltica*, 3, 215-233. Vilnius. In Russian with English and German summary.
- Gaigalas, A., Pazdur, A., Halas, S., Pawlyta, J., Kazakauskas, V., 2001. Stable Isotopes as Record of Climatic Changes of Daniglacial in Lithuania. *Geochronometria*, 20, pp 81-86.
- Hindmarsh, R. C. A., Rijsdik, K. F., 2000. Use of a viscous model of till rheology to describe gravitational loading instabilities in glacial sediments. In: Maltman, A. J., Hubbard, B., Hambrey, M. J. (eds.), *Deformation of glacial material*, pp. 191-201. Geological Society Special Publications, London.
- Juškevičs, V., Kondratjeva, S., Mūrnieks, A., Mūrniece, S., 1998. Geological map of Latvia. Scale 1:200,000. In: Āboltiņš, O. P., Kuršs, V. (eds.), *Explanatory note and map, Sheet 41 – Ventspils*, 48 pp. State Geological Survey Rīga. In Latvian.
- Kalm, V., 2006. Pleistocene chronostratigraphy in Estonia, southeastern sector of Scandinavian glaciation. *Quaternary Science Reviews*, 25, 960-975.
- Kalniņa, L., 2001. *Middle and Late Pleistocene environmental changes recorded in the Latvian part of the Baltic Sea basin*. *Quaternaria, Series A9*, 173 pp. Stockholm University.
- Kalniņa, L., Dreimanis, A., Mūrniece, S., 2000. Palynology and lithostratigraphy of Late Elsterian to Early Saalian aquatic sediments in the Ziemupe-Jūrkalne area, W. Latvia. *Quaternary International*, 68-71, 87-109.
- Kalvāns, A., Saks, T., 2004. Stop 6: The Sensala cliff section. In: Zelčs, V. (ed.), *International Field Symposium on Quaternary Geology and Modern Terrestrial Processes, Western Latvia, September 12-17, 2004: Excursion Guide*. Rīga, University of Latvia, pp. 37-42.
- Kalvāns, A., Saks, T., Zelčs, V., Kalniņa, L., 2004. Stop 8: The cliff section between Ulmale and Jotiķi. In: Zelčs, V. (ed.), *International Field Symposium on Quaternary Geology and Modern Terrestrial Processes, Western Latvia, September 12-17, 2004: Excursion Guide*. Rīga, University of Latvia, pp. 48 - 53.
- Kalvāns, A., Saks, T., Zelčs, V., 2006. Stop 9: the Baltic Sea cliff section of glaciectonically disturbed Weichselian deposits at Gudenieki. In: Stinkulis G. and Zelčs V. (compilers), *The Baltic Sea Geology: The Ninth Marine Geological Conference. Pre-Conference and Post-Conference Field Excursion Guidebook*. University of Latvia. Rīga, pp. 49-53.
- Knight, J. 2002: Glacial sedimentary evidence supporting stick-slip basal ice flow. *Quaternary Science Reviews* 21 (8-9), 975-983.
- Konshin, G., Savvaitov, A., Slobodin, V., 1970. Mezhmorennye morskie otlozheniya zapadnoj Latvii i nekotorye osobennosti ikh formirovaniya. In: Danilāns, I. (ed.), *Problems of Quaternary geology*, V, pp. 37-48. Zinātne, Rīga. In Russian with English summary.
- Kuršs, V., 1992. *Devonian terrigenous deposition on the Main Devonian Field*. 208 pp. Zinātne, Rīga. In Russian.

- Liivrand, E., 1991. *Biostratigraphy of the Pleistocene Deposits in Estonia and correlations in the Baltic Region*. PhD Thesis. Stockholm University, Stockholm.
- Maltman, A. J., Hubbard, B., Hambrey, M. J., 2000. *Deformation of glacial materials. Special Publication*, 176, 344 pp. Geological Society Publishing House Bath.
- Mangerud, J., 2004. Ice sheet limits in Norway and on the Norwegian continental shelf. In: Ehlers, J., Gibbard, P.L. (eds.), *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology. Part I. Europe*, pp. 271–294. Elsevier, Amsterdam.
- Marks, L., 1997. Middle and Late Vistulian glaciation in Poland. In: *The Late Pleistocene in Eastern Europe: Stratigraphy, Paleoenvironment and Climate. INQUA-SEQS Symposium, 1997, Vilnius, Lithuania*, p. 36.
- Marks, L., 2004. Pleistocene glacial limit in Poland. In: Ehlers, J., Gibbard, P.L. (eds.), *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology. Part I. Europe*, pp. 296–300. Elsevier, Amsterdam.
- Meirons, Z., Straume, J., 1979. Cenozoic group. In; Misans, J., Brangulis, A., Danilans, I., Kuršs, V. (eds.), *Geological structure and mineral resources of Latvia*, pp. 176-268. Zinātne, Rīga. In Russian.
- Meirons, Z., Straume, J., Juškevičs, V., 1976. Main varieties of the marginal formations and deglaciation of the last glaciation in the territory of Latvian SSR. In: Danilāns, I. (ed.): *Problems of Quaternary Geology*, 9, pp. 50-73. Zinātne, Rīga. In Russian with English summary.
- Molodkov, A., Dreimanis, A., Āboltiņš, O., Raukas, A., 1998. The ESR age of *Portlandia arctica* shells from glacial deposits of Central Latvia: an answer to a controversy on the age and genesis of their enclosing sediments. *Quaternary Science Reviews*, 17: 1077-1094.
- Murray, T., 1997. Assessing the paradigm shift: deformable glacier beds. *Quaternary Science Reviews*, 16, 995-1016.
- Murray, A. S., Wintle, A. G., 2000. Luminescence dating of quartz using improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation Measurements*, 32, 57-73.
- Nenonen, K., 1995. Pleistocene stratigraphy of Southern Finland. In: Ehlers, J., Kozarski, S., Gibbard, P. (eds.), *Glacial Deposits in North-East Europe*, pp. 11–28. Balkema, Rotterdam.
- Piotrowski, J.A., Mickelson, D.A., Tulaczyk, S., Krzyszkowski, D., Junge, F.W., 2001. Were deforming subglacial beds beneath past ice sheets really widespread? *Quaternary International*, 86, 139-150.
- Piotrowski, J.A., Larsen, N.J., Junge, F.W., 2004. Reflections on soft subglacial beds as a mosaic of deforming and stable spots. *Quaternary Science Reviews*, 23, 993-1000.
- Punkari, M., 1997. Subglacial processes of the Scandinavian Ice Sheet in Fennoscandia inferred from flow-parallel features and lithostratigraphy. *Sedimentary Geology*, 111, 263-283.
- Rabineau, M., Berné, S., Olivet, J-L., Aslanian, D., Guillocheau, F., Joseph, P., 2006. Paleo sea levels reconsidered from direct observation of paleoshoreline position during Glacial Maxima (for the last 500,000 yr). *Earth and Planetary Science Letters*, 252, 119-137.
- Rattas, M., Piotrowski, J. A., 2003. Influence of bedrock permeability and till grain size on the formation of the Saadjärve drumlin field, Estonia, under an east-Baltic Weichselian ice stream. *Boreas*, 32 – 1, 167 - 177.
- Raukas, A., Āboltiņš, O., Gaigalas, A., 1995: Deglaciation of the territory. In: Schirmer, W. (ed.), *Quaternary field trips in Central Europe*, 1, pp. 148-151. Verlag Friedrich Pfeil München.
- Rooney, S. T., Blankenship, D. D., Alley, R. B., Bentley, C. R., 1987. Till beneath Ice Stream B. 2. Structure and continuity. *Journal of Geophysical Research*, 92, 8913-8920.

Saks, T., Kalvāns, A., Zelčs, V., 2004. Stop 9: The cliff section at Strante. In: Zelčs, V. (ed.), *International Field Symposium on Quaternary Geology and Modern Terrestrial Processes, Western Latvia, September 12-17, 2004: Excursion Guide*. Rīga, University of Latvia, pp. 54 - 56.

Saks, T., Kalvāns, A., Zelčs, V., 2006. Stop 10: Clayey silt diapirs in the cliff sections at Ulmale. In: Stinkulis G. and Zelčs V. (compilers), *The Baltic Sea Geology: The Ninth Marine Geological Conference. Pre-Conference and Post-Conference Field Excursion Guidebook*. University of Latvia. Rīga, pp. 54-59.

Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Marquis, M., Averyt, K., Melinda, M. B., 2007. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Cambridge University Press.

Salonen, V.-P., Kaakinen, A., Kultti, S., Miettinen, A., Eskola, K. O., Lunkka, J. P., 2008. Middle Weichselian glacial event in the central part of the Scandinavian Ice Sheet recorded in the Hitura pit, Ostrobothnia, Finland. *Boreas*, 37, pp. 38–54.

Satkunas, J., Grigiene, A., Jusiene, A., Damusyte, A., Mazeika, J., 2009. Middle Weichselian paleolacustrine basin in the Venta river valley and vicinity (northwest Lithuania), exemplified by the Purviai outcrop. *Quaternary International*, 207 (1-2), 14-25.

Segliņš, V. 1987. *Pleistocene stratigraphy of Western Latvia. Compendium of partial fulfilment of requirements of the candidate of geological and mineralogical sciences*. 14 pp. Tallinn. In Russian.

Straume, J., 1979. Geomorphology. In: Misāns, J., Brangulis, A., Danilāns, I., Kuršs, V. (eds.), *Geological structure and mineral resources of Latvia*, pp. 297-439. Zinātne, Rīga. In Russian.

Stokes, C. R., Clark, C. D. 2002a. Ice stream shear margin moraines. *Earth Surface Processes and Landforms*, 27, 547-558.

Stokes, C. R., Clark, C. D., 2002b. Are long subglacial bedforms indicative of fast ice flow? *Boreas*, 31, 239-249.

Stokes, C. R., Clark, C. D., 2003. The Dubawnt Lake palaeo-ice stream: evidence for dynamic ice sheet behaviour on the Canadian Shield and insights regarding the controls on ice-stream location and vigour. *Boreas*, 32, 263-279.

Stokes, C. R., Clark, C. D., Lian, O. and Tulaczyk, S., 2006. Geomorphological map of ribbed moraine on the Dubawnt Lake Ice Stream bed: a signature of ice stream shut-down? *Journal of Maps*, 1-9.

Stokes, C. R., Clark, C.D., Lian, O., Tulaczyk, S., 2007. Ice stream sticky spots: a review of their identification and influence beneath contemporary and palaeo-ice streams. *Earth Science Reviews*, 81, 217-249.

Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I., Demidov I, Dowdeswell J.A, Funderf S., Gataullin V., Henriksena M., Hjort C., Houmark-Nielsen M., Hubberten H.W, Ingólfsson Ó., Jakobsson M., Kjæri K.H., Larsen E., Lokrantz H., Lunkka J.P., Lyså A., Mangerud J., Matiouchkov A., Murray A., Möller P., Niessens F., Nikolskaya O., Polyak L., Saarnisto M., Siegert C., Siegert M.J., Spielhagen R.F., Steins R., 2004. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia. *Quaternary Science Reviews*, 23, 1229-1271.

Van Meerback, C.J., Renssen, H., Roche, D.M., 2009. How did Marine Isotope Stage 3 and Last Glacial Maximum climate differ? Perspectives from equilibrium simulations. *Climate of the Past*, 5, 33-51.

Veinbergs, I., 1968. *Morphogenesis of relief in western Latvia during the last glacial and peculiarities of the development of landforming processes. Compendium of partial fulfilment of requirements of the candidate of geographical sciences*. 27 pp. Vilnius. In Russian.

Veinbergs, I., Savvaitov, A., 1970. Teksturnye osobennosti verkhnei chasti morskikh mezhmornnukh otlozhenii uchastka Yurkalne – Ulmale kak pokazateli uslovii ikh

obrazovaniya. In: Danilāns, I., (ed.) Questions of Quaternary geology, III, pp. 65–76. Zinātne, Riga. In Russian with English summary.

Veinbergs, I. 1972: Marginal landforms (Western Latvia is used to illustrate). In: Goretskiy, G. I., Pogulayev, D. I., Shick, S. M. (eds.), *Krayevye obrazovaniya materikovikh oledeneniy* (*Marginal formations of continental glaciations*), pp. 37-45. Nauka, Moskva. In Russian.

Zelčs, V., Dreimanis, A., 1997. Morphology, internal structure and genesis of the Burtnieks drumlin field, Northern Vidzeme, Latvia. *Journal of Sedimentary Geology*, 111 (1-4), 73-90.

Zelčs, V., Kalvāns, A., Saks, T., Ceriņa, A., 2004. Stop 7: The cliff section between gullies at Plašumi and Gudenieki. In: Zelčs, V. (ed.), *International Field Symposium on Quaternary Geology and Modern Terrestrial Processes, Western Latvia, September 12-17, 2004: Excursion Guide*. Rīga, University of Latvia, pp. 43 - 47.

Zelčs, V., Markots, A., 2004. Deglaciation history of Latvia. In: Ehlers, J., Gibbard, P. L. (eds.), *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology of Glaciations. Part I: Europe. Developments in Quaternary Science*, 2, pp. 225-244. Elsevier.

APKOPOJUMS (SUMMARY)

Ievads

Starptautiskajā klimata maiņas panelī (IPCC) ir uzsvērts, ka ledus vairogu iekšējā dinamika ir viens no vismazāk novērtētajiem faktoriem, kas var būtiski ietekmēt cilvēcei nozīmīgas globālās jūras līmeņa izmaiņas laikā (Salomon *et al.*, 2007). Mūsdienu lielāko ledāju un ledus vairogu gultnē notiekošo procesu izzināšana ir apgrūtināta šīs vides nepieejamības dēļ, tādēļ pleistocēna apledojumu atstātās pēdas ir īpaši svarīgs ledāja dinamiku kontrolējošo procesu un notiekošo mehānismu izzināšanas avots. Sākot vismaz ar pleistocēna Menapas (Latvijā - Latgales) laiku (Ehlers, 1996; Danilans, 1973) lielākā daļa Eiropas teritorijas (tai skaitā Latvija) ir pārdzīvojusi vismaz četrus apledojumus. Rietumlatvijas teritoriju pēdējā, un domājams arī iepriekšējo apledojumu laikā, ir klājusi Baltijas ledus lielplūsma (Boulton *et al.*, 2001; Zelčs, Markots, 2004), kas bija viena no nozīmīgākajām Skandināvijas (Fenoskandijas) ledusvairoga drenējošām plūsmām. Baltijas lielplūsmas gultni Rietumlatvijas teritorijā veido nekonsolidēti, viegli deformējami nogulumi, kas ir viens no nozīmīgākajiem ātru ledāja plūsmu veicinošiem faktoriem. Vislas apledojuma maksimālās izplatības laikā teritorija atradās ledus vairoga nogāzē (Āboltiņš, 1989), tāpēc sākotnēji ledāja gultne tika pakļauta zemledāja erozijas procesiem. Tikai vēlāk, jau sākot ar ledāja deglaciācijas etapa agrīnajām fāzēm, ledāja eroziju nomainīja zemledāja akumulācijas un glacioktoniskie procesi. Līdz ar to no ledāja-gultnes mijiedarbības pozīcijām pētāmajā teritorijā pietiekami ilgu laiku pastāvēja labvēlīgi apstākļi, lai uzkrātos un saglabātos Vēlā Vislas laikmeta un senāki nogulumi, un veidotos glacioktoniskās struktūras. Tāpēc pētījumu teritorija ir pievilcīga augšējā pleistocēna slāņkopas uzkrāšanās hronoloģijas un notikumu secības izpētē, kā arī Baltijas ledus lielplūsmas un tās struktūrdinamisko vienību – ledāja lobu un mēlu - dinamikas izzināšanā.

Ātra ledāja plūsmas saistība ar ledāja gultnes deformāciju ir atklāta jau pirms gandrīz 25 gadiem (Boulton, 1986). Izpratne par to, ka deformējami, mazāk noturīgi par ledu nogulumi ledāja gultnē var būtiski ierosināt ātru ledāja plūsmu, un, ka tie tiek deformēti līdz ar ledāja plūsmu, tika definēta kā paradigma maiņa glaciālajā ģeoloģijā (Boulton, 1986; Murray, 1997; Maltman *et al.*, 2000). Kopš tā laika ledāja gultnē deformējamu nogulumu klātbūtne ir atzīta par būtisku faktoru lokāla un globāla ledus vairoga dinamikas (Boulton, Hindmarsh, 1987), lielmēroga nogulumu biezuma pārdaļīšanā un izvietojumā (Alley, 1991; Piotrowski *et al.*, 2004), kā arī globālo klimata izmaiņu novērtēšanā (Clark, 1994, 1995). Liela uzmanība tika pievērsta subglaciālās dinamikas procesiem, kas nosaka ledus lielplūsmas, kā arī iespējamiem to ātruma limitejošiem faktoriem (Alley, 1993; Stokes *et al.*, 2006, 2007). Antarktīdas ledus lielplūsmu dinamika lielā mērā ir raksturota kā ledāja sakabināšanās ar gultni un bazālās slīdēšanas modelis (*stick-slip model*) (Rooney *et al.*, 1987; Alley, 1993; Fischer, Clarke, 1994). Pēdējos gados virknē pētījumu tiek uzsvērts, ka pielipšanas (sakabināšanās ar gultni) vietas ir būtisks ledus lielplūsmas dinamiku kontrolējošs faktors, kas var izraisīt pat lielplūsmas aprimšanu (Christoffersen, Tulazcyk, 2003a, b; Stokes *et al.*, 2006, 2007). Ledāja gultnes uzbūve un sastāvs ir nozīmīgs ledāja dinamiku kontrolējošs faktors, bet, neskatoties uz to, ledāja gultnes deformācijas apstākļi un ledāja iedarbība uz nekonsolidētiem, viegli deformējamiem nogulumiem ir apskatīta tikai nedaudzos darbos (Boulton 1986; Piotrowski *et al.*, 2004). Līdz ar to viens no galvenajiem uzdevumiem šī promocijas darbā ir raksturot dažādu reologijas nogulumu ietekmi uz ledāja gultnes deformāciju un ledus plūsmas apstākļiem.

L. Kleitons (Clayton *et al.*, 1989) un J.A. Pjotrovskis (Piotrowski *et al.*, 2001) ir apšaubījuši ledāja gultnes deformācijas apstākļu plašu izplatību gan zem Labrenča ledus vairoga, gan arī zem segledājiem kopumā. Tā vietā tika izvirzīta teorija par ledāja bazālo

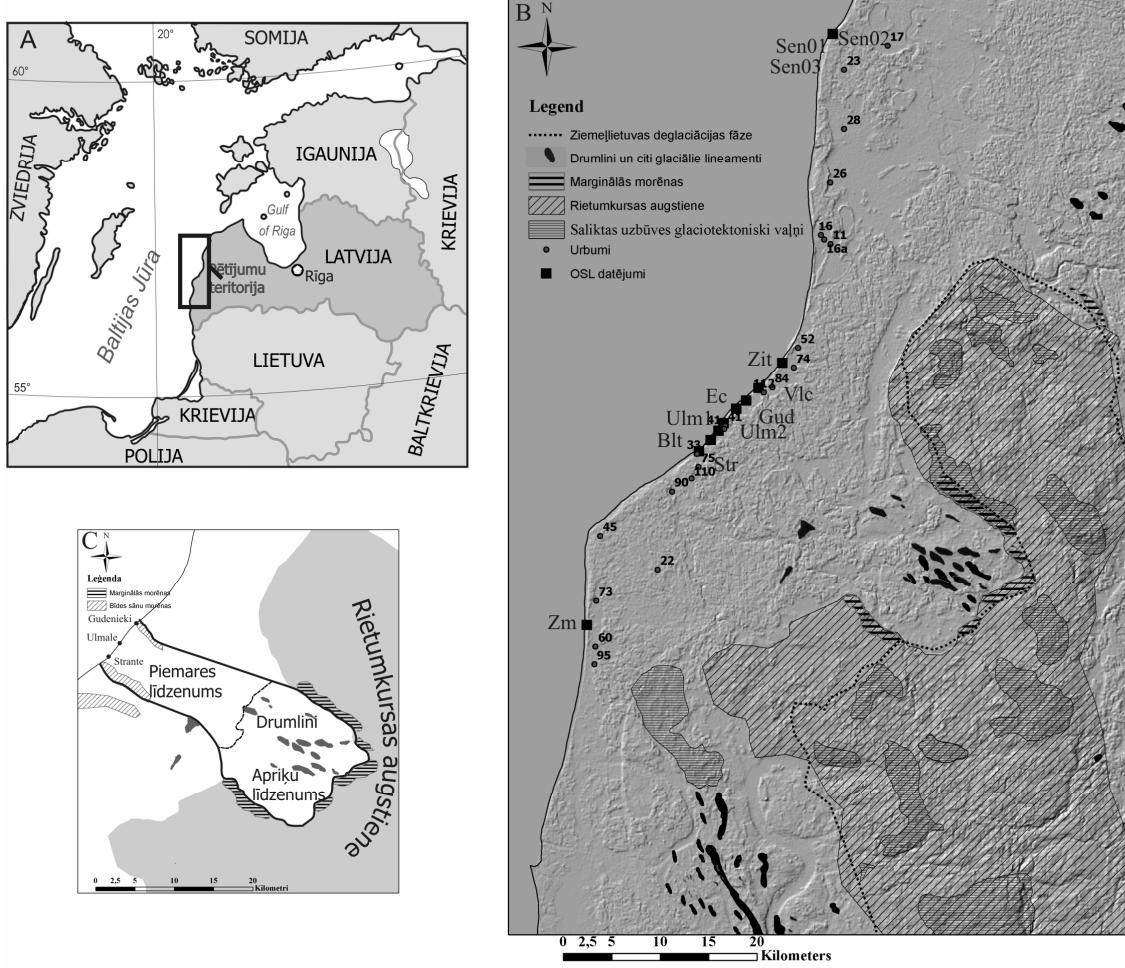
slīdēšanu pa plānu ledājkušanas ūdeņu kārtiņu - plēvi vai pa plānu bazālās deformācijas slāni, ko galvenokārt nosaka zemledāja porūdens spiediena fluktuācijas (Alley, 1993) un, zināmā mērā, arī nogulumu granulometriskais un minerālais sastāvs, ledāja gultnes raupjums un ledus plūsmas ātrums (Knight, 2002). Pleistocēna nogulumu segas ģeoloģiskā uzbūve un plašie atsegumi Baltijas jūras Kurzemes stāvkrastos paver vienreizēju iespēju pārbaudīt esošās teorijas un veikt detalizētus ledāja gultnes deformācijas pētījumus mīkstos, nekonsolidētos un viegli deformējamos nogulumos, kā arī izzināt to ietekmi uz ātras ledāja plūsmas veidošanos un dinamiku.

Paleogeogrāfiskā situācija Ziemeļeiropā pirms pēdējā apledojuma maksimālās stadijas – Vēlās Vislas apledojuma – iestāšanās ir visai vāji dokumentēta, jo ledus vairogam tā ekspansijas (transgresijas) etapā ir liels nekonsolidētu nogulumu erozijas potenciāls. Vidusvislas posms, kas atbilst marīno izotopu stadijām MIS 4-3, ir vismazāk izpētītais Vislas leduslaikmeta intervāls Skandināvijas apledojumu skartajā teritorijā. Pēdējos gados plaši tiek apspriesta apledojuma iespējamība Vidusvislas laikā (Mangerud, 2004; Kalm, 2006), kaut gan joprojām dati par tā izplatību un hronostratigrāfiskās liecības ir nepilnīgas. Vidusvislas laikmeta glaciālie nogulumi ir konstatēti vairākās vietās Fenoskandijā. K. Nenonenens (Nenonen 1995) un V. P. Salonens (Salonen *et al.*, 2008) uzskata, ka Vidusvislas stadiāls aizsākās pirms 79 tūkst.g., to pārtrauca ledāja deglaciācijas fāze pirms 62-55 tūkst.g. Liecības par Vidusvislas apledojumu ir konstatētas arī Baltijas dienvidaustrumu daļā: Igaunijā (Liivrand, 1991) un Polijā (Marks, 1998, 2004). V. Zelčs un A. Markots (2004), balstoties uz glaciotektoniski deformētu glaciofluviālo nogulumu TL datējumiem Talsu apkārtnē, izvirzīja ideju par iespējamu ledāja uzvirzīšanās fāzi pirms 74-60 tūkst.g. (Talsu stadiāls). Tomēr šie datēšanas rezultāti ir joprojām diskutējami, jo nesenie mēģinājumi atkārtot šo nogulumu datēšanu ar optiski stimulēto luminiscences (OSL) metodi bija neveiksmīgi. Vidusvislas vecuma baseina nogulumi ir konstatēti arī Lietuvas ziemeļrietumos (Satkunas *et al.*, 2009), kas atrodas tikai 100 km uz dienvidiem no šī darba pētījumu teritorijas. Iegūtie datēšanas rezultāti liecina par saldūdens baseina eksistenci Lietuvas ziemeļrietumos pirms aptuveni 33 tūkst. g. Deviņpadsmit OSL datējumu limno-aluviālo nogulumu paraugu datēšanas rezultāti no Nemunas vidusteces apvidus uzrāda vecuma intervālu no 63 ± 6 līdz 32 ± 4 tūkst.g., tādējādi liecinot par šo nogulumu uzkrāšanos Vidusvislas laikā (Gaigalas, 2000).

Rietumlatvija bija pirmā vieta, kur pleistocēna nogulumu uzkrāšanās vecuma noskaidrošanā pirmo reizi Latvijā tika izmantota OSL datēšanas metode. Iegūtie OSL datēšanas rezultāti ļauj pamatoti pārskatīt pleistocēna nogulumu griezuma augšējās daļas hronostratigrāfisko piederību un samērā precīzi noteikt Vislas leduslaikmeta maksimālās uzvirzīšanās stadijas sākumu Rietumlatvijas teritorijā. OSL datējumi dod arī jaunu, nozīmīgu informāciju par Vidusvislas laika posma (MIS 4-3) ģeoloģiem apstākļiem Baltijas jūras reģiona austrumu piekrastē.

Promocijas darbs ir veltīts Skandināvijas ledus vairoga dinamikas izpētei Rietumlatvijas zemienē pēdējā apledojuma laikā, īpaši Baltijas jūras piekrastes līdzenu mu teritorijā, kur ledāja reljefa formas lielā mērā ir izdzēstas Baltijas ledus ezera darbības rezultātā.

Promocijas darba izstrādes laikā izvirzīto mērķu sasniegšanai bija jāpārvar vairāki izaicinājumi, īpaši izstrādājot zemledāja virsmas rekonstruēšanas paņēmienus, balstoties tikai uz glaciotektoniskām struktūrām, slāņu sagulumu un materiāla reoloģiju deformācijas laikā.

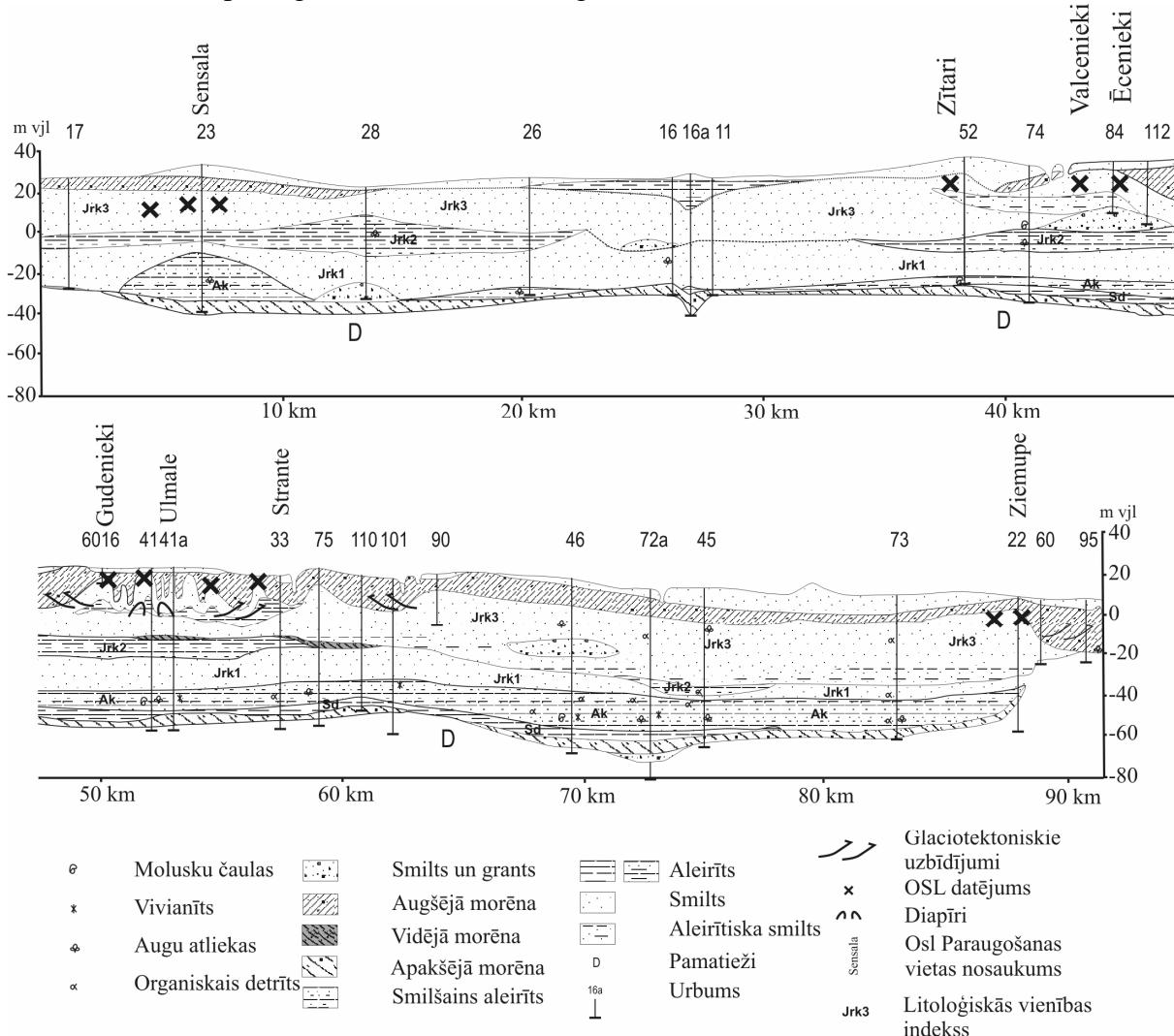


Darba uzdevumi ir: (I) identificēt glaciālo un neglaciālo nogulumu litoloģiskos un ģenētiskos tipus; (II) novērtēt augšējās morēnas slāņkopas izplatību un ģeomorfoloģiski to raksturot Baltijas jūras stāvkrastiem piegulošajā teritorijā; (III) izpētīt slāņu sagulumu un novērtēt zemledāja nogulumu iespējamo dinamisko reakciju uz ledāja radīto spriegumu, īpaši uzmanību vēršot Aprīķu ledus mēles dinamiskajiem apstākļiem; (IV) rekonstruēt un detalizēt reģionālos ledāja plūsmas virzienus pētījumu apgabalā; (V) noskaidrot OSL vecumus zemmorēnas smilšainajiem nogulumiem.

1. Pētījumu teritorija

Pētījumu teritorija aizņem Rietumlatvijas zemieni (Straume, 1979 definētajās robežās), tajā skaitā piekrastes daļu, ko leduslaikmeta beigu posmā ir pārskalojuši Baltijas ledus ezera ūdeņi (1. att.). Šajā teritorijā Baltijas jūras stāvkrastu atsegumi ar nelielam akumulatīvā krasta pārtraukumiem ir izsekojami gandrīz 90 km garumā. Vietām stāvkrasti sasniedz 22 m augstumu, un uzskatāmi ilustrē pleistocēna glaciālo un neglaciālo nogulumu slānkopas uzbūvi.

Dotajā pētījumā tika izvēlēti 5 pamata atsegumu posmi slāņu saguluma apstākļu un glaciotektonisko deformācijas struktūru izpētei: Sensalas, Gudenieku, Ulmales, Strantes un Ziemupes stāvkrastu posmi, līdz 2 km gari (2. att.). Kopā ar šiem 5 pamata atsegumu posmiem tika aprakstīti arī Zīraru, Valcenieku, Ēcenieku un Baltmuižas atsegumu posmi, un kuros tika veikta paraugu ievākšana smilts nogulumu vecuma noteikšanai ar OSL metodi.



2. attēls. Rietumlatvijas pleistocēna slānkopas ģeoloģiskais griezums (pārveidots pēc Kalniņa et al.,, 2000. Geoloģisko urbumu novietojumu) skat 1B. att. Tekstā iztirzāto litoloģisko vienību simboli: Sd – Sudrabu slāņi; Ak - Akmeņpraga svīta; Jrk1, Jrk2, Jrk3 –Jūrkalnes svītas slāņi.

Pētījumu apgabals atrodas uz Baltijas pamatiežu depresijas ziemeļaustrumu nogāzes. Pamatiežu virsma pazeminās no -20 m dienvidos līdz -60 m rietumziemeļrietumu virzienā,

kur reģionālais kritums ir 3,3 m/km. Urbumu dati liecina, ka pamatiežu virsmu, kuru veido augšdevona dolomītmerģelis, māls, dolomīts un ģipsis, pārsedz vairāk kā 60 m bieza pleistocēna nogulumu komplikēti uzbūvēta slāņkopa, ko veido glacigēni, glaciofluviāli, glaciolimniski, limniski un marīni nogulumi (Meirons un Straume, 1979; Segliņš, 1987; Kalniņa *et al.*, 2000; Kalniņa, 2001; Juškevičs, 1998). Līdz šim šo atsegumu stratigrāfiskās piedeļbas pētījumi ir tikuši balstīti tikai uz biostratigrāfiskajām pētījumu metodēm – sporu putekšņu, augu makroatlieku un daļēji diatomeju analīzi, bet glaciālās sedimentācijas procesi un glaciotektoniskās deformācijas struktūras nav detalizēti pētītas.

Apriķu ledus mēles skartā teritorija aizņem Apriķu un Piemares līdzenumus (1C. att.). Apriķu līdzenums ir glaciodepresija, kas pieguļ Rietumkursas augstienes rietumu nogāzei, un tā manto subkvartārās virsmas lokālo depresiju (Juškevičs, 1998). Robeža starp Apriķu un Piemares līdzenumiem sakrīt ar Baltijas ledus ezera BII krasta līniju (1C att.).

2. Pētījumu teritorijas ģeoloģiskā uzbūve

Pētījumu teritoriju ir klājuši visi četri pleistocēna apledojumi (Danilāns, 1973; Meirons, Straume, 1979; Ehlers, 1996). Vēlāku pētījumu autori (Segliņš, 1987; Kalniņa *et al.*, 2000; Kalniņa, 2001) uzskata, ka vecākie pleistocēna slāņkopas glacigēnie nogulumi uzkrājušies Lētīžas (Elsteras) apledojuma laikā.

G. Konshin *et al.*, (1970) starpmorēnu nogulumus interpretēja kā marīnus. Šie nogulumi tika uzskatīti par Holšteinas starpleduslaikmeta veidojumiem (Konshin *et al.*, 1970; Veinbergs, Savvaitov, 1970; Danilans, 1973). Savukārt L. Serebrjannijs *et al.* (Serebryanniy *et al.*, 1977) šo nogulumu veidošanās laiku saistīja ar Vidusvislas interstadiāla laiku. Pavisam trīs glacigēno nogulumu slāņi, kas novietoti atšķirīgā hipsometrsikā līmenī un ko atdala siltāka laika posmu mālainie, mālaini aleirītiskie, aleirītiskie un smilšainie marīni un saldūdens baseina nogulumi tika nošķirti galvenokārt balstoties uz litoloģiskās un palinoloģiskās izpētes rezultātiem (Kalniņa *et al.*, 2000). Pašā slāņkopas pamatnē pirmskvartāra nogulumiežiem uzguļ sarkanbrūna morēnas slānkopa, kas līdz šim tika korelēta ar Lētīžas (Elsteras) leduslaikmetu (Danilans, 1973; Segliņš 1987; Kalniņa *et al.*, 2000; Kalniņa, 2001). Šī morēnas slānkopa ir visai izturēta un sastopama praktiski visos urbumos, kas sasniedz pamatiežu virsmu un parasti ir līdz 2-3 m bieza (2. att.). Apvienotais litoloģiskais griezums ar atbilstošu jau esošo un pārinterpretētu stratigrāfisku iedalījumu ir parādīts 3. attēlā.

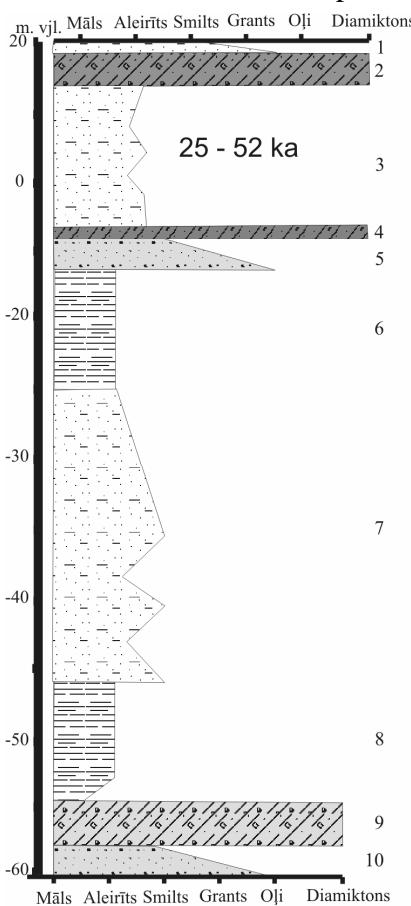
Apakšējo morēnas slānkopu pārsedz 25-30 m bieza māla, mālaina aleirīta un aleirītisku nogulumu slānkopa. Šīs slānkopas apakšējo daļu veido viissmalkgraudainākais materiāls – māls, mālains aleirīts un aleirīts. Tā ir bagāta ar organisko vielu un organismu atliekām. Slānkopā ir novērojams nogulumu granulometriskā izmēra pieaugums virzienā uz augšu (Segliņš, 1987; Kalniņa, 2001).

V. Segliņš (1987) izdalīja šo slānkopu kā Sudrabu slāņus (skat. 2. att.: indekss Sd), kas veido Akmeņraga svītas (skat. 2. att.: indekss Ak) apakšējo daļu. Sudrabu slāņi pārsedz apakšējo morēnas slānkopu (2. un 3. att.). Tās sastāvā dominē mālains materiāls, kura biezums izplatības nogabalā svārstās vidēji no 1,5 līdz 6 m (Segliņš, 1987). Makrofossilijas šajos nogulumos ir pārstāvētas ar augu makro atliekām, molusku čaulu fragmentiem (īpaši *Portlandia arctica*), kā arī ar ostrakodiem un foraminiferām (Konshin *et al.*, 1970; Charlamisinava, 1971; Kalniņa, 2001). Segliņš (1987) šos slāņus izdalīja kā vēlā Lētīžas (Elsteras) laika nogulumus.

Pārsedzošā Akmeņraga svītas daļa sastāv no divām vienībām: apakšējā aleirīta līdz smilšaina aleirīta slāņa, un augšējās smilšainās slānkopas, kura ir izplatīta pētījumu apgabala dienvidu daļā (Segliņš, 1987). Apakšējā, aleirītiskā fācija secīgi pārsedz zemāk iegulošos mālainās fācijas nogulumus, tās biezums sasniedz 13 m Akmeņraga apkārtnē (2. att.). Čaramisinava (Charlamisinava, 1971) konstatēja vairākas jūras, pasāļa ūdens un saldūdens diatomeju sugars un atzīmē, ka jūras sugars ir dominantas šajā griezumā. Diatomeju daudzums vertikālā griezumā pieaug virzienā uz augšu. Apakšējā, aleirītiskā slānkopas daļa ir bagāta ar organisko vielu un organismu atliekām (īpaši ar augu atliekām), kā arī ar ostrakodiem, foraminiferām, diatomejām un jūras molusku čaulu fragmentiem. Pamatojoties uz makroskopisko fosiliju un palinoloģisko analīzi G. Konšins *et al.* (Konshin *et al.*, 1970), I. Danilāns (Danilans, 1973), V. Segliņš (1987), Kalniņa *et al.* (2000) un Kalniņa (2001) korelēja šo slānkopu ar Pulvernieku (Holšteinas) interglaciālo laiku.

Tomēr līdz šim nav iegūti ticami absolūtā vecuma datējumi, kas apstiprinātu šādu slānkopas stratigrāfijas interpretāciju. Balstoties uz aleirītisko nogulumu slāņa diatomeju analīzes rezultātiem, Čaramisinava (Charlamisinava, 1971) izdara secinājumu par šī slāņa piedeību Ēmas (Felicianovas) interglaciālam. Vēlāk Z. Meirons un J. Straume (1979)

apšaubīja I. Danilāna (Danilans, 1973) slēdzienu par palinoloģisko datu atbilstību Pulvernieku (Holsteinas) laikam. Abi minētie autori norāda, ka putekšņu sukcesija Akmeņraga slāņkopā vairāk līdzinās Ēmas (Felicianovas) putekšņu spektram. Akmeņraga svītas aleirīta un smilts nogulumus pārkļāj 10-20 m smalkgraudainas (0,1-0,25 mm) smilts un aleirītiskas smilts slāņkopa, ko L. Kalniņa *et al.* (2000) izdala kā Jūrkalnes svītas apakšējos slāņus (skat. 2. att.: indekss Jrk1.). L. Kalniņa *et al.* (2000) atzīmē glacioktoniskās deformācijas pazīmes uz robežas ar pārsedzošo diamiktonu, uz dienvidiem no Strantes. A. Kalniņa *et al.* (ibid., 104. lpp.) norāda, ka „lielākā daļa no putekšņiem Jrk1 slāņkopā izskatās pārgulsnēti”. Jāpiezīmē, ka aleirīta nogulumi, kas ir iesaistīti diapīra struktūru uzbūvē Strantes atseguma posmā pieder Jrk2 (skat. 2. att.: indekss Jrk2), slāņiem nevis Akmeņraga svītai. Šie (Jrk2) aleirītiskie nogulumi pārsedz Jrk1 slāņus (Kalniņa *et al.*, 2000). Jrk2 augšējā daļa bieži vien ir intensīvi dislocēta ar diapīra struktūrām, kas būtiski apgrūtina tās korekta novietojuma un biezuma noteikšanu griezumā (2. att.). Jrk2 slāņi veido diapīru kodolus jūras stāvkrasta atsegumos Gudeniekū līdz Strantes posmos. Šajos abos slāņos organiskā materiāla satura ir zems. Jrk1



Nogulumu apraksts	Iepriekšējā stratigrāfija	Pārskatītā stratigrāfija
1. Marīnie un eolie smilts nogulumi	Vēlais Ledus laikmets un Holocēns	Vēlais Ledus laikmets un Holocēns
2. Tumši pelēka bazālā morēna, 2 - 3 m biezumā, vietām sasniedzot 7 - 10 m	Zāles (Kurzeme) laikmets	Vēlā Vislas laikmets
3. Seklūdens baseina aleirītiski smilšaini nogulumi	Agrā Zāle (Jūrkalne-3)	Vidus Vislas laikmets
4-5. Pārsvarā erodēta, urbumbos konstateta ap Akmeņragu tumši pelēka morēna. Līdz 1 m biezumā. Zem morēnas daudzviet ieguļ glaciofluviāli smilts un grants nogulumi	Agrās Zāles (Jūrkalne-3) laikmets	Vidus Vislas laikmets?
6 - 7. Marīnie aleirītiskas smilts, aleirīta, aleirītiska māla un māla nogulumi. Slāņkopas augšējā daļa izķīlējas dienvidu virzienā.	Agrās Zāles laikmets (Jūrkalne 2 and 1)	?
8. Jūras tumši aleirītisaka māla nogulumi. Biezumā līdz pat 20 m.	Holsteinas laikmets (Akmeņrags)	?
9 - 10. Sarkanbrūna morēna, vietām zem tās paguļ glaciofluviāla smilts un grants.	Elsteres (Letiža) laikmets	?

3. attēls. Kvartārsegas ģeneralizēts ģeoloģiskais griezums caur Rietumlatvijas līdzenukiem, un tai atbilstošā, iepriekšējā un reinterpretētā nogulumu hronostratigrāfija.

slāņkopā ir konstatētas atsevišķas pasāļa ūdens diatomejas (Segliņš, 1987), bet Jrk2 slāņkopā nedaudzas jūras diatomeju sugars (Charamisinava, 1971). Balstoties uz palinoloģiskajām analīzēm L. Kalniņa *et al.* (2000) norāda uz tundras vides apstākļiem šo slāņkopu uzkrāšanās laikā. Abas šīs slāņkopas ir tikušas korelētas ar Zāles (Kurzemes) leduslaikmeta agro posmu (Segliņš, 1987; Kalnina *et al.*, 2000; Kalnina, 2001).

Jrk1 un Jrk2 slāņkopas diskordanti pārsedz plāna, fragmentēta morēnas un glaciofluviālo nogulumu slāņkopa, kas vertikālā griezumā ieguļ aptuveni pleistocēna

nogulumu slāņkopas vidusdaļā. Morēnas nogulumi ir sastopami tikai atsevišķos urbumos Akmeņraga apkārtnē, kā arī, iespējams, dažviet stāvkrastu atsegumos. Pētījumu teritorijas dienvidu daļā šis morēnas slānis ir izplatīts aptuveni tikai 10 km² lielā platībā ziemeļaustrumos no Akmeņraga. Taču, ne vienmēr šis morēnas slānis tiek nošķirts kā atsevišķa stratigrāfiska vienība, piemēram, V. Juškeviča (1998) veiktajā pleistocēna nogulumu slāņkopas uzbūves interpretācijā.

Jrk2 un vidējās morēnas nogulumus diskordanti pārsedz Jūrkalnes svītas Jrk3 (2. att.: indekss Jrk3) smilšaino nogulumu slāni. Šī slāņkopa sasniedz 40 m biezumu (Segliņš, 1987; Kalniņa *et al.*, 2000) un ir novērojama Baltijas jūras Kurzemes stāvkrastu atsegumos. Pētījumu apgabala dienvidu galā Jrk3 slāņkopa uzguļ tieši uz morēnas nogulumiem. Šīs slāņkopas augšējā daļa atsedzas stāvkrastos, un tika paraugota OSL datēšanai. Diemžēl līdz šim nav veikti pietiekami detāli Jrk3 slāņkopas sedimentoloģiskie pētījumi. Balstoties uz slāņkopas fragmentāriem litoloģiskajiem aprakstiem atsegumos un urbumos, I. Veinbergs un A. Savvaitovs (Veinbergs, Savvaitov, 1970) to raksturo kā ļoti smalkas līdz smalkas un vidējas smilts nogulumus ar aleirītiska, vietām bagāta ar organisko vielu, materiāla starpību. Raksturīgākais šādas uzbūves piemērs ir Gudenieku gravas atsegumā (ievākti smilts paraugi OSL datējumiem) un tai blakusesošajos jūras stāvkrasta atsegumos.

Sensalas, Ulmales, Baltmuižas, Strantes un Ziemupes atsegumu posmos smilšainā slāņkopa sastāv no dažiem desmitiem centimetru līdz metru bieziem smalkas līdz vidējgraudainas smilts slāniem ar aleirītiskas smilts līdz smilšaina aleirīta starpību. Ulmales un Baltmuižas atsegumu posmos šie nogulumi ir visrupjgraudainākie un atsevišķu slānu biezums šeit sasniedz 2 m. Vairākos atsegumos ir redzamas viļņu ripsnojuma tekstūras. Vietām smilšainajos slāņos ir novērojams muldveida slīpslānojums un straumju ripsnojums. Nevienmērīgi izplatītais muldveida slīpslānojums ir veidojies no periodiskām vilces straumēm, nogulumiem uzkrājoties zemūdens grēdās. Zītaru, Valcenieku un Gudenieku atsegumu posmos šai slāņkopai ir raksturīga līdz 1 m bieza smalkgraudaina līdz ļoti smalkgraudaina slānīta smilts ar aleirītiskas smilts un aleirīta starpību, kas vietām ir bagāta ar organisko vielu. Šī slāņkopas daļa ir veidojusies nogulām uzkrājoties apakšējā zemas enerģijas straumju režīmā. Kopumā nogulumu fācijas pētāmajos atsegumos liecina par mainīgu sedimentācijas režīmu. Zemas enerģijas straumju režīma paralēls slānīojums tika brīžiem pārtraukts ar augstākas enerģijas straumju režīma slīpslānojumu un ripsnojumu. Tas norāda uz neregulāru fluviālu straumju ieplūdi baseinā. Savukārt, vairumā gadījumu dominējošais viļņu ripsnojums norāda uz sedimentāciju seklā ūdenī virs viļņošanās bāzes. Nogulumu slāņkopas sedimentācija notika, domājams, seklūdens krasta vai lagūnas apstāklos. Šī interpretācija kopumā sakrīt ar I. Veinberga un A. Savvaitova (Veinbergs, Savvaitov, 1970, lpp. 75-76) pētījumu rezultātiem, kur norādīts, ka smilšainie nogulumi, ar atsevišķiem aleirītiskiem un mālainiem starpību uzkrājās litorāles zonā „[...] augšējā aleirīta zonā, apakšējā un augšējā krasta nogāzes daļā, kā arī pludmalē un lagūnās”. Organiskās vielas saturs šajā slāņkopā ir visai zems, tomēr aleirītskākajiem slāniem ir veikta palinoloģiskā analīze, kā arī atsevišķos gadījumos ir konstatētas dažas saldūdens diatomeju sugars (Segliņš, 1987). Lagūnu fācijas nogulumi Gudenieku atsegumu posmā ir bagātāki ar organisko vielu, tādēļ tajos ir veiktas gan palinoloģiskās, gan augu makrofosiliju analīzes, uz tām pamatojoties, šī slāņkopa parasti tika korelēta vai nu ar Holšteinas (Pulvernieku) starpleduslaikmeta vēlo posmu (Danilans, 1973), vai arī Zāles leduslaikmeta agro posmu (Segliņš, 1987; Kalniņa *et al.*, 2000; Kalniņa, 2001).

Pleistocēna slāņkopas augšdaļu veido augšējā morēnas nogulumu slāņkopa, kas agrāk ir tikusi interpretēta kā Zāles leduslaikmeta nogulumi (Danilans, 1973; Kalniņa *et al.*, 2000), vai arī saliktas uzbūves - Zāles un pēdējā apledoju - veidojums (Juškevičs un c., 1998: skat. ģeoloģisko griezumu kvartāra nogulumu kartei pa profila līniju C – D, lapa 41 (Ventspils)). Morēnas biezums ir nevienmērīgs: vidēji 2m, bet maksimālais biezums sasniedz

pat 7-8 m. Morēnas virsma ir erodēta Baltijas ledus ezera stadiju laikā, un daudzviet par izskalotās morēnas nogulumu kādreizējo izplatību liecina laukakmeņu bruģis Baltijas ledus ezera smilšaino nogulumu pamatnē.

Savulaik divu morēnas slāņu izplatību pētāmajā teritorijā konstatēja A. Dreimanis (1936), kurš pieņēma, ka augšējā morēna Baltijas jūras stāvkastos nogulsnējusies Mindelas (Zāles) apledojuma laikā. Šis viedoklis tika nekritiski pieņemts arī vēlākos darbos (Konshin *et al.*, 1970; Danilans, 1973; Juškevičs, 1998; Kalniņa *et al.*, 2000). Šāda augšējās morēnas interpretācija ir novedusi līdz savdabīgai situācijai, kurā noteicošie Rietumkursas augstienes ledāja reljefu veidojošie nogulumi ir Kurzemes (Zāles) morēna, bet Vislas apledojuma nogulumi nav sastopami vai arī tiem ir tikai pakārtota loma.

Apkopojot līdz šim publicētas stratigrāfiskās interpretācijas, Rietumlatvijas pleistocēna slāņkopas hronostratigrāfiskā piederība klūst visai neskaidra un pretrunīga, kas norāda uz to, ka ir nepieciešami jauni, slāņkopu tieši pārsedzošo smilšaino nogulumu absolūtā vecuma datējumi. Īoti ticams, ka šādi datējumi ļautu atrisināt slāņkopas hronostratigrāfisko piederību. Šī darba izstrādāšanas gaitā iegūtie OSL datēšanas rezultāti ļauj atrisināt Rietumlatvijas pleistocēna slāņkopas augšējās daļas hronostratigrāfisko piederību, un katrā ziņā rada jaunus jautājumus par zemāk iegūlošo pleistocēna slāņkopu hronostratigrāfisko interpretāciju.

Pēdējā Vislas apledojuma laikā Rietumlatvijas teritorija atradās Baltijas ledus lielplūsmas dinamiskās ietekmes zonā. Deglaciācijas laikā Baltijas ledus lielplūsmas sašķēlās Kuršu un Usmas ledus lobos. Šo ledus lobu malas zonā atdalījās vairākās ledus mēlēs (Veinbergs, 1968; Āboltiņš *et al.*, 1977; Zelčs, Markots, 2004). Ledus mēlu deglaciāciju pārtrauca vairākas aktīvā ledus malas oscilācijas (Veinbergs 1968). Marginālo reljefu formu joslas ir korelētas ar citām marginālo veidojumujoslām Austrumbaltijā (Raukas *et al.*, 1995). Apriku ledus mēle ir Kursas ledus loba izvirzījums Ziemelļietuvas (Linkuvas) deglaciācijas fāzē (Veinbergs, 1972; Meirons *et al.*, 1976; Meirons *et al.*, 1979; Zelčs, Markots, 2004). Apriku ledusmēles izplatību fiksē laterālās morēnas un ledus marginālie veidojumi Rietumkursas augstienes rietumu malā (Veinbergs 1972; Meirons *et al.*, 1979) (1B. att.). Šis relatīvi nelielais Kursas ledus loba izvirzījums bija aptuveni 35 km garš. Apriku ledus mēles ledus masu plūsmai bija diverģents raksturs – tā paplašinājās no 6 km platuma piekrastes teritorijā līdz 15 km tās marginālajā zonā (1B. att.). Apriku līdzenumā subglaciālās reljefa formas lielā mērā ir apslēptas zem lokālā Apriku pieledāja baseina nogulumiem (Veinbergs, 1968, 1972; Straume 1979). Līdz ar to drumlini mūsdieni zemes virsmā ir novērojami tikai ierobežoti un pārsvarā tie ir aprakti ar 5 – 9 m biezū glaciolimnisko nogulumu kārtu (1C. att.).

3. Materiāli un metodes

Pētījums ir balstīts uz oriģināliem datiem, kas iegūti vairāku lauka ekspedīciju laikā Rietumlatvijā vairāk kā 5 gadu garumā. Lauka darbu ietvaros tika apsekoti visi pieejamie stāvkrastu atsegumi un tika izvēlēti 5 stāvkrastu atsegumu posmi, kas pilnībā ataino zemledāja deformācijas veidus Rietumlatvijas piekrastes teritorijā. Lauka darbos lielākā uzmanība tika pievērsta ledāja gultnes nogulumu iekšējās uzbūves un deformācijas struktūru izpētei. Tika veikta detalizēta slāņu trīsdimensiōnalā saguluma apstākļu izpēte un struktūrelementu uzmērišana. Mēriju dati tika apstrādāti un attēloti ar datorprogrammu *Stereonet*.

Lai noskaidrotu pleistocēna slāņkopas ģeoloģisko uzbūvi un pārinterpretētu ģeoloģisko griezumu tika analizēts liels skaits ģeoloģisko urbumu, kas savulaik ir veikti 1:50 000 mēroga kartēšanas laikā (skat. 2. att.). Sensalas atseguma apkārtnē tika veikti 17 urbumi ar nolūku kartēt morēnas virsmas augstuma sadalījumu.

Ledāja reljefa formas pētījumu teritorijā tika dešifrētas izmantojot Latvijas Geotelpiskās informācijas aģentūras (LGIA) digitālo virsmas modeli ar izšķirtspēju 20×20 m. Glaciālās reljefa formas tika analizētas noēnojuma attēlos ArcGIS vidē, mainot izgaismojuma leņķi un azimutu. Atsevišķu drumlinu formu dešifrēšanai un to telpiskā sakārtojuma analīzei tika izmantotas 1:10 000 mēroga topogrāfiskās kartes un aerofotogrāfijas. Aerofotouzņēmumi tika analizēti no stereopāriem veidotos anaglifos. Piekraistes līdzenumu teritorijā glaciālās reljefa formas tika noteiktas, analizējot kvartāra 1:50 000 ģeoloģiskās kartes un virsmas datus (virsmas reljefa modelis un 1:10 000 mēroga topogrāfiskās kartes).

Baseina smilts paraugi OSL datējumu veikšanai tika ievākti laikā no 2000. līdz 2008. gadam. Gudenieku, Sensalas (01, 02 un 03), Zītaru un Valcenieku OSL paraugi (1. tabula) tika ievākti misiņa caurulēs, kuras bija 2,5 cm diametrā un 50 cm garas. Katrā paraugošanas vietā tika ievākti 4 šādi paraugi. Paraugi tika noņemti iepriekš attīrītā paraugojamā slāņa atsegumā, iedzenot misiņa caurules. Papildus, katrā paraugošanas vietā, aptuveni 20-30 cm virs iedzītajiem stieņiem tika noņemts paraugs dabiskās radioaktivitātes un dabiskā mitruma noteikšanai. Paraugu ievākšanai tika izvēlēti tie stāvkrastu atsegumu iecirkņi, kuri atradās iespējami tālāk no deformācijas struktūrām vai diapīra slāņu izliekuma lēzenajā daļā, kā arī pēc iespējas lielākā attālumā no diapīra centra, kur, kā zināms, vertikālais pārvietojums ir vislielākais.

Ēcenieku, Ulmales (01 un 02), Batmuižas, Strantes un Ziemupes (01 un 02) OSL paraugi (1. tabula) tika noņemti, pielietojot *Eijkenkamp* netraucētu cietās grunts paraugu noņemšanas komplektu. Neapgaismotas smilts paraugs tika ievākts $4,5 \times 40$ cm polivinilhlorīda (PVC) caurulē un ievietots gaismas necaurlaidīgā konteinerā. Papildus aptuveni 20-30 cm virs un zem parauga ievākšanas vietas atsegumā vai vertikālā urbūmā tika noņemts paraugs dabiskās radioaktivitātes un dabiskā mitruma noteikšanai.

Visās paraugošanas vietās paraugs tika noņemts no vismaz 0,5 m bieza, smalkgraudainas līdz vidējgraudainas, labi šķirotas smilts slāņa. Visi paraugi tika apstrādāti un analizēti Helsinku Universitātes Dabas vēstures muzeja Datešanas laboratorijā, kur analīzēm tika izmantoti $210\text{--}297 \mu\text{m}$ lieli kvarca un laukšpata graudi.

Neapstrādātam paraugam beta doza tika mērīta ar Risø GM-25-5 beta daudzkanālu skaitītāju pēc Risø laboratorijā izstrādātās metodikas (Bøtter-Jensen, Mejdahl, 1988). Pārrēķins no izmērītās beta dozas uz absorbēto beta dozu ir balstīts uz mēriju rezultātu savietošanu ar Somijas atskaites grunts paraugu U, Th un K daudzuma mēriju miem, kuri ir veikti ar neutronu aktivizācijas paņēmienu. Pārrēķins ietver minerāla grauda izmēra korekciju, pieņemot, ka materiāls ir gaissauss (relatīvais mitrums ir 20%). Parauga mitrums tika noteikts laboratorijas apstākļos, sverot minerālmateriālu no caurules gala, gan pirms, gan pēc tā piesātināšanas ar ūdeni. Paraugiem Sensala 01, 02 un 03, Zītari un Valcenieki dabiskais

mitruma daudzums tika pieņemts kā 20%, kas ir nedaudz pārvērtēts, salīdzinājumā ar dabiskajiem apstākļiem un mērījumiem *in situ*, kuri tika veikti 2009. gada rudenī.

Attīrīta kvarca un laukšpata graudu dozas mērījumi tika veikti pēc vienreizējas bez atlikuma reģeneratīvās dozas protokola atsevišķu kvarca graudu datēšanai (Murray A.S. & Wintle A.G., 2000). Kvarca un laukšpata graudi tika ekstrahēti no parauga, pielietojot dažāda blīvuma šķidrumus. Laukšpata graudu OSL mērījumi tika veikti, pielietojot zilo gaismu emitējošo diodi (LED) un infrasarkano stimulāciju.

4. Rezultāti

Pētījumā iegūtie rezultāti aptver pleistocēna nogulumu un glacioktonisko struktūru kartēšanas materiālus un glacioktonisko deformāciju struktūrgeoloģiskās izpētes datu kopu izvēlētos Baltija stāvkrasta atsegumu etalonposmus, kā arī Apriķu ledus mēles gultnes un Sensalas atseguma apkārtnes ģeomorfoloģiskās un glacioktoniskās kartēšanas un dešifrēšanas rezultātus, kā arī uz OSL datējumiem balstītu pleistocēna slāņkopas augšējās daļas hronostratigrāfijas pārinterpretāciju.

Glacioktoniskās deformācijas struktūru izpētes rezultāti un atsegumu ģeoloģiskā uzbūve ir detālizēti atspoguļota un analizēta Publikācijā I. Pētījumu rezultāti Ziemupes atsegumā ir apkopoti un interpretēti Publikācijā II. Autors uzskata par nepieciešamu pievienot atsevišķus papildus rezultātus, kas nav publicēti rakstu kopā iekļautajās zinātniskajās publikācijās starptautiski citējamos izdevumos to formāta un pieļaujamo apjoma dēļ, bet kas pamato publikācijās iztirzātos secinājumus. Šie rezultāti ir tikuši izmantoti Starptautiskās kvartāra pētniecības savienības (INQUA) Sauszemes nogulumu, procesu un vēstures komisijas (TEPRO) Peribaltijas reģionālās darba grupas lauka simpozija lauka zinātniskās ekskursijas ceļvedī, kā arī Baltijas IX jūras ģeoloģijas konferences pēckonferences lauka zinātniskās ekskursijas sagatavošanā (Dreimanis *et al.*, 2004; Saks *et al.*, 2004; Zelčs *et al.*, 2004; Saks *et al.*, 2006; Kalvāns *et al.*, 2004; Kalvāns et.al., 2006). Rezultāti ir prezentēti vairākos starptautiskos zinātniskos pasākumos. Gudeniekam, Ulmales un Strantes atsegumu posmu uzbūve un glacioktonika detalizēti ir atspoguļota publikācijā IV. Pleistocēna slāņkopas griezuma augšējās daļas hronostratigrāfija Rietumlatvijas glaciālajā zemienē (skat. Meirons, Straume, 1979, lpp. 415-419) ir atspoguļota Publikācijā III.

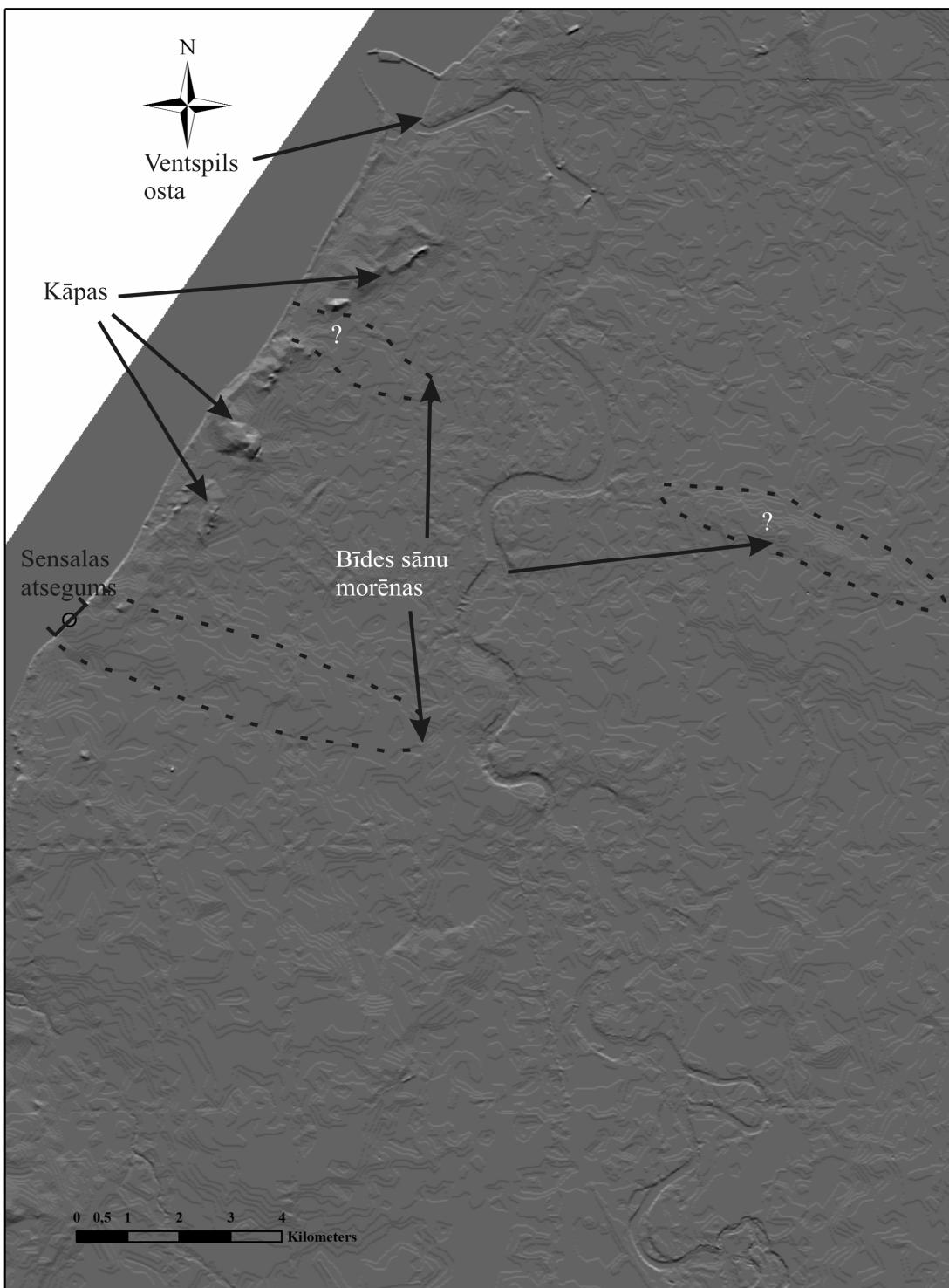
Kopumā kartēšanas un struktūrgeoloģisko pētījumu rezultāti Rietumlatvijas stāvkrastos ļauj izdalīt trīs ledāja gultnes deformācijas tipus. Sensalas, Gudeniekam, Ziemupes atsegumu posmus veido ledāja vienvirziena spiediena radītu kroku-uzbīdījumu komplekss. Ulmales un Strantes atsegumu posmos ledāja gultnes deformācija ir saistīta ar materiāla vertikālu, augšupejošu pārvietojumu, ko izraisīja diapīrstruktūru veidošanos.

Visos piecos detālizēti pētītajos atsegumu posmos pleistocēna nogulumus veido līdzīgi nogulumi: (I) atseguma pamatnē un vidusdaļā atsedzas smalkas vai aleirītiskas smilts nogulumi; (II) tos pārklāj pēdējā apledojuma morēnas un glaciofluviāli nogulumi, kas ir ievērojami glacioktoniski deformēti. Māls un mālaina aleirīta materiāls veido diapīra struktūras, taču Gudeniekam apkārtnē diapīra struktūru veidojošais materiāls ir morēna.

4.1. Sensalas atsegums

Sensalas atsegums atrodas vistālāk ziemeļos no visiem etalonpētījumu posmiem (1B.att.). Šajā atsegumā augšējās morēnas slāņkopas biezums, kas pārsvarā visur ir atdalīta ar šauru bīdes zonu no paguļošajiem nogulumiem, sasniedz 4 m. Morēnas nogulumu biezums ir visai izturēts, tomēr starp diapīra struktūrām ir novērojams neliels biezuma pieaugums, kas, iespējams, atspoguļo gultnes raupjuma izmaiņas. Ap diapīra struktūrām var novērot izteiku deformācijas koncentrēšanos. Augšējās morēnas materiāls ir izstiepts vairākās atrautās lēcās, kas atrodas smilts un grants materiālā, uzbīdījumu ēnas pusē un līdz ar smalkas smilts nogulumiem izliekts krokās uzbīdījumu galos.

Vietām augšējā morēnā ir novērojami vairākus metrus gari un dažus cm biezi aleirītiskas smilts slāni. Mikromērogā gar šīm joslām sastopamas pārtrauktas ešelonētas Rīdera bīdes zonās, kā arī vilkšanas krokas un budināža.



4. attēls. Sensalas atseguma apkārtnes virsma digitālā modeļa noēnojuma attēls. Verikālais mērogs ir palielināts 3 reizes. Ar jautājuma zīmēm ir atzīmēts iespējamās bīdes sānu morenas. Ievērojet, ka teritorija starp šiem valņiem ir hipsometriski nedaudz zemāka kā ārpus tiem. Šis attēls nav publicēts.

Ledāja gultnes deformācijā var nošķirt divus etapus: (I) diapīra struktūru veidošanās un (II) vienvirziena orientēta zemledāja materiāla kompresija DR virzienā. Diapīra struktūras ir ievērojami deformētas un sabīdītas kopējā saīsināšanās virzienā. Diapīru mālainajā aleirīta materiālā ir novērojami atrauti bloki, kas to augšējā daļā ir sajaukti ar augšējās morenas

materiālu. Diapīru struktūru deformācijas mērogi samazinās D virzienā. Smilšainie nogulumi atseguma pamatnē ir mazāk deformēti un veido gandrīz vertikālas, lēzenas krokas.

Krokas ass plaknes vērsums ir ZR-DA virzienā, kas liecina par galvenā, kompresējošā sprieguma vektora orientāciju no ZA uz DR. Daudzu atrautu kroku struktūru kodolus veido rupjgraudains grants un olu materiāls. Šajos kroku kodolos veiktie makrolinearitātes mērījumi norāda uz līdzīgu, galvenā kompresējošā sprieguma orientāciju (Publikācija I). Atseguma mērogā var izdalīt kopīgu atrāvuma virsmu, jo deformācijas dziļums un apjoms samazinās kompresijas virzienā gar kopīgu atrāvuma virsmu. Šī virsma paceļas DR virzienā, kas sakrītn ar ledāja deformācijas intensitātes samazināšanās virzienu. Augšējās morēnas makrolinearitātes mērījumi liecina par ledāja plūsmas virzienu no ZZA uz DDR, kas sakrīt ar reģionālo ledāja plūsmas virzienu (Gaigalas *et al.*, 1968; Boulton *et al.*, 2001; Zelčs, Markots, 2004).

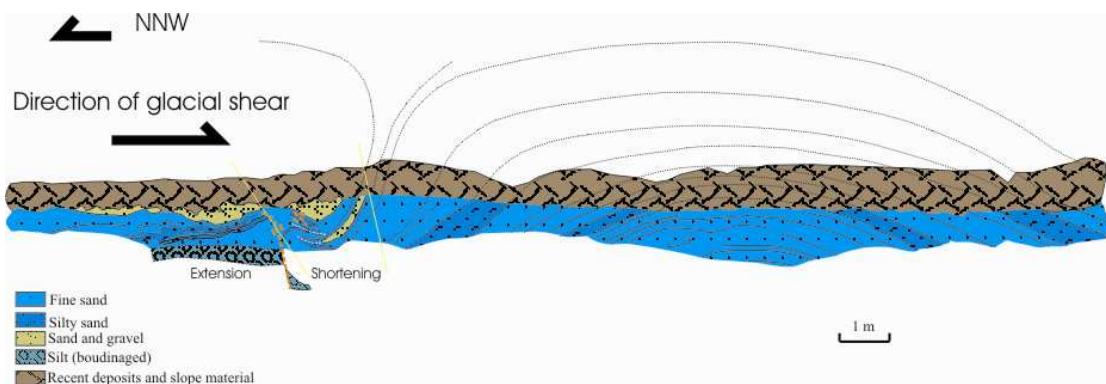
Augšējās morēnas virsmas kartēšanas rezultātā atseguma apkārtnē tika atklāts aptuveni 500 m plats, 5 km garš un 5 m augsts lineārs valnis, kas stiepjās aptuveni no R uz A. Šo teritoriju ir erodējuši Baltijas ledus ezera ūdeņi, tādēļ domājams, ka sākotnēji valnis ir bijis augstāks. Sensalas atsegums atbilst šī valņa kodola daļai. Valņa garenass ir perpendikulāra galvenajam, kompresējošajam spriegumam un paralēla ledāja plūsmas virzienam (4. att.).

Virsmas modeļa noēnojuma ainā (4. att.) ir redzams, ka bez šī valņa ir novērojami vēl divi, līdzīga rakstura valņi. Viens no tiem aizsākas līdz ar krasta līniju (līdzīgi kā pie Sensalas atseguma), otrs atrodas uz tās pašas ass līnijas, kur pirmsais. Valnis, kas atbilst Sensalas atsegumam ir interpretēts kā bīdes sānu morēna (shear margin moraine), kā to ir definējuši H. Stoukss un H. Klārks (Stokes, Clark, 2002). Pārējo abu valņu iekšējā uzbūve nav tikusi pētīta, jo nav pieejami atsegumi, bet, balstoties uz šo valņu morfoloģisko līdzību tos arī var interpretēt kā bīdes sānu morēnas. Ja šāda interpretācija atbilst patiesībai, tad šie valņi iezīmē Ventas ledus mēles ziemeļu robežu pēdējo deglaciācijas fāžu laikā.

4.2. Ziemupes atsegums

Atseguma posms Ziemupē ir visvairāk uz dienvidiem novietotais pētījumu objekts. Šajā teritorijā pleistocēna slāņkopa izķīlējas dienvidu virzienā, un tās biezums sasniedz tikai 20-30 m (2. att.). Atsegumā pleistocēna nogulumu slāņkopas pamatni veido Vidusvislas laika posma aleirītiska smilts. To pārsedz glaciofluviāli nogulumi, kas ir deformēti vairākās izometriskās krokās. Visticamāk šīs krokas ir diapīru veidošanās rezultātā radušās krokas. Kroku struktūrām no ZZR ir uzbīdīti vairāki nelieli nogulumu zvīņveida ķermeņi. Viena šāda krokas un zvīņveida uzbīdījumu struktūru kombinācija ir parādīta 5. attēlā. Uzbīdījuma struktūru amplitūda ir neliela - 5 līdz 10 m. Uzbīdījumu virsmas krīt virzienā uz leju, kas ataino ledāja spriegumu lauka rotāciju ap diapīrkroku un liecina par abu struktūru vienlaicīgu veidošanos. Diapīra veidotās kroku struktūras izraisīja nestabilitātes punktu veidošanos ledāja gultnē, ap kuriem notika deformācijas sasaites (*coupling*): kompresija krokas frontālajā pusē (proksimālajā spārnā) un stiepe ēnas pusē (distālajā spārnā). Deformācijas koncentrēšanās izraisīja morēnas materiāla biezuma palielināšanos kroku Z pusē.

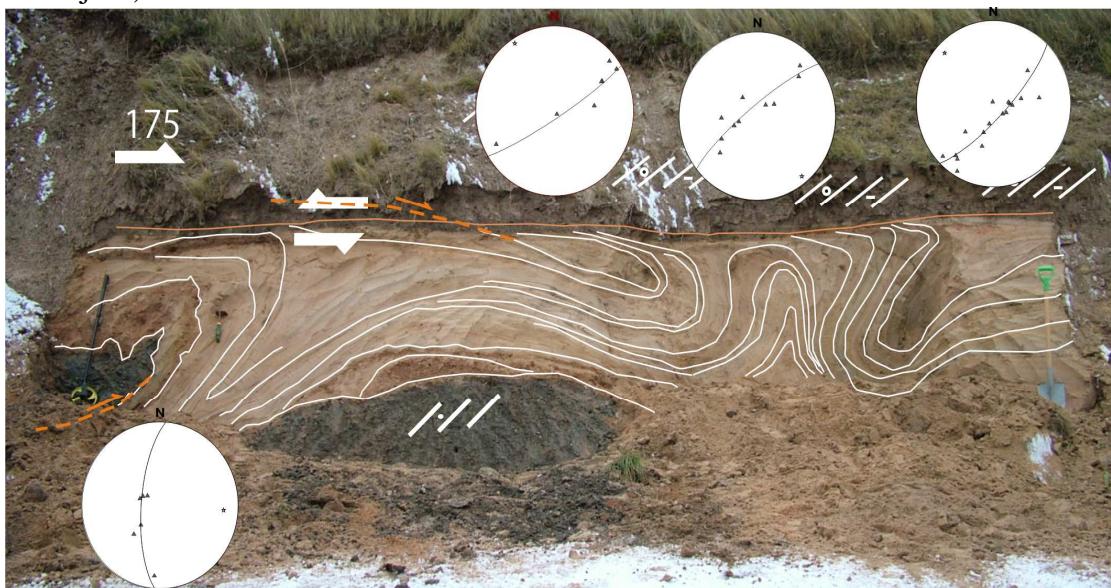
Aptuveni griezuma vidusdaļā atsedzas sarežģīts kroku-uzbīdījumu struktūru komplekss, kas no virsmas ir nošķelts ar subglaciālu bīdes zonu (6. att.). Atseguma pamatnē morēnas materiāls ir uzbīdīts un izliekts krokā. Līdzīgi kā Strantes un Gudenieku atsegumos, arī Ziemupes apkārtnē vājais, diapīrismam pakļautais materiāls ir morēna. Galvenā sprieguma orientācija, kas veido kroku-uzbīdījumu struktūru kompleksu - ir vērsta no ZA uz DR. Apakšējā π diagramma atbilst sinklinālei starp diamiktona blokiem (6. att.). Domājams, tā atspoguļo krokoto nogulumu struktūrelementu pārorientāciju ap apakšējo diamiktona kroku.



5. attēls. Ziemupes atseguma fragmenti. Tajā redzams diapīrs, kuram Z spārnā ir uzbīdījums. Uzbīdījumu virsmas ir atzīmētas ar oranžu, punktotu līniju. Uzbīdījuma virsmu krituma leņķis, kā arī diapīra krokas forma norāda uz to vienlaicīgu veidošanos. Nepublicēts attēls.

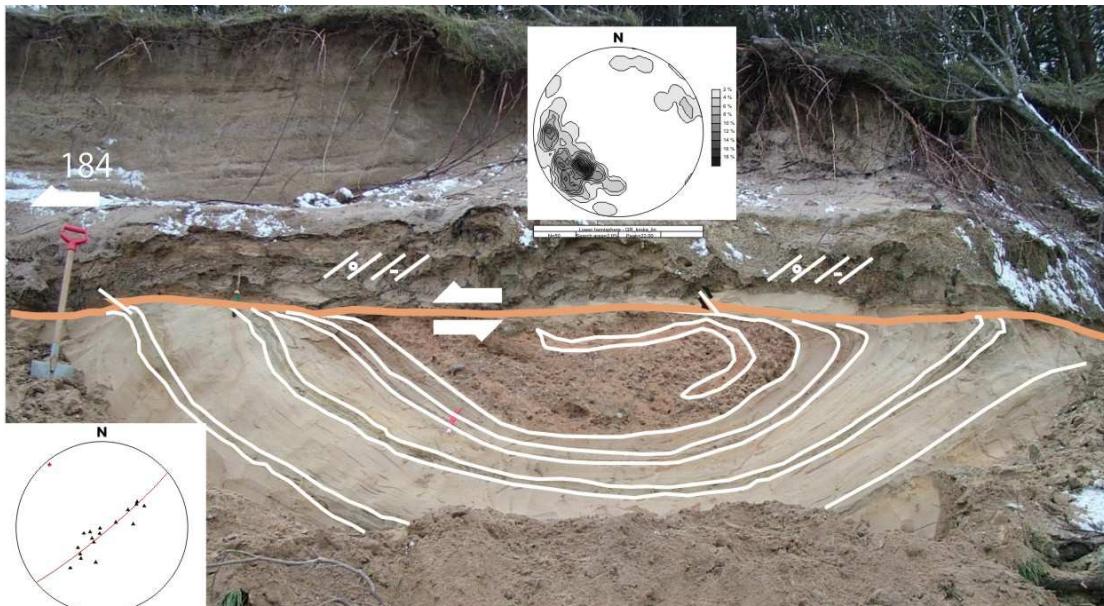
Visbiežāk glaciofluviālie nogulumi ir deformēti lēcveida ķermeņos (7. att.), kuru garums nepārsniedz 10 m, bet biezums ir līdz 3 m. Šo ķermeņu forma liecina par to, ka tie ir tikuši pakļauti rotācijai. Nemot vērā, ka šie glaciofluviālo nogulumu ķermeņi atsegumā ir izvietoti neregulāri. Tie, domājams, ir veidojušies kā nelielu iznesu konusi ledāja priekšā tā transgresijas fāzē. Ledāja radītā sprieguma orientācija no ZA uz DR šo ķermeņu deformācijas laikā sakrīt ar sprieguma ass orientāciju ap diapīra struktūrām un norāda uz kopēju ledāja uzvirzīšanās un gultnes deformācijas posmu (7. att.).

Atseguma dienvidu daļā tieši zem augšējās morēnas ir izsekojama labi izteikta sinistrāla bīdes zona. Atseguma ziemeļu daļā augšējās morēnas slānkopa ir noskalota ar Baltijas ledus ezera ūdeņiem, domājams, ka bīdes zona morēnas pamatnē bija izsekojama arī šeit. Sinistrālā bīde, kas ir noteikta pēc noliektiem bīdes markieriem gar bīdes zonu, (6. un 7. att.), ir pretēja kopējam dekstrālam bīdes virzienam atsegumā. Mikrolinearitātes mērījumi bīdes zonā apstiprina bīdes virzienu no D uz Z un sakrīt ar vilkšanas kroku nolieces virzienu (Publikācija II).



6. attēls. Komplekss morēnas un aleirītiskas smilts glaciotektonisko uzbīdījumu un kroku struktūru komplekss. Augšējās morēnas pamatnē ir novērojama sinistrāla bīdes zona, kas nošķēl deformēto slānkopu. Baltās līnijas atspoguļo deformētās noslānojumu virsmas; pārtraukta oranžā līnija atbilst domājamām uzbīdījuma virsmām. Bīdes zona augšējās morēnas pamatnē ir atzīmēta ar oranžu pārtrauktu līniju. π diagrammas sastādīta krokotajiem aleirītiskas smilts slāniem. Nepublicēts attēls.

Bīdes zonas rašanās izraisīja līdz pat 2 m bieza deformācijas slāņa veidošanos, kas atspoguļojas linearitātes pārorientācijā diamiktonā zem bīdes zonas (Publikācija II 3. att.). Augšējās morēnas makrolinearitātei ir izteikts ZZA-DDR virzienā vērts maksimums ($\sigma_1=0.675$; $\sigma_2=0.256$), kas labi saskan ar reģionālo ledāja plūsmas virzienu šajā teritorijā (Gaigalas *et al.*, 1967; Punkari, 1997; Boulton *et al.*, 2001; Zelčs, Markots, 2004). Savukārt makrolinearitāte apakšējā diamiktonā nav tik labi izteikta ($\sigma_1=0.443$; $\sigma_2=0.370$). Lielas σ_2 vērtības norāda uz lineamentu izkliedi kopīgā plaknē, kas liecina par morēnas lineamentu



7. attēls. Deformēta grants un oļu materiāla lēca. π diagramma atspoguļo sinklinālās krokas krokas plakniskos elementus, kontūrdiagramma ataino grants – oļu materiāla makrolinearitāti. Sinklinālā kroka ir veidojusies iespiežot grants – oļu materiāla ķermenī izkusušā zmeledāja substrātā. Sinklinālās virsmu, morēnas pamatnē, nošķēl sinistrāla bīdes zona, ka sir atzīmēta ar oranžu līniju. Nepublicēts attēls.

pārorientāciju bīdes deformācijas rezultātā.

Pamatojoties uz struktūru kartēšanas un kinemātikas analīzi var izdalīt divus zemledāja gultnes deformācijas posmus: (I) diapīra struktūru un uzbīdījumu-kroku struktūru kompleksa veidošanās un (II) tam sekojošās bīdes zonas veidošanās. Augšējie smilšainie nogulumi sākotnējās deformācijas posmā, domājams, bija sasalušā stāvoklī, uz to norāda koncentriskās krokas materiālā, kur slāņu biezuma izmaiņas ir ļoti nelielas. Zemledāja bīdes zonas un deformācijas morēnas veidošanās norāda uz siltas ledāja gultnes apstākļiem. Bīdes zonā var novērot deformācijas koncentrēšanos 1-2 cm šaurā joslā, kas norāda uz deformācijas pavājināšanos. Domājams, ka šādu deformācijas pavājināšanos izraisīja sasalušas grunts kušana un kāpjošie porūdens spiedieni, kuru rezultātā ledājs atsaistījās no gultnes.

Apriķu ledus mēles gultnes topogrāfija un apveids, kā arī izplatītās glaciālās reljefa formas tika interpretētas pamatojoties uz virsmas ģeomorfoloģisko analīzi, kas tika veikta balstoties uz satelītuzņēumiem un virsmas digitālajiem datiem. Apriķu ledus mēles gultnes deformācijas izpētei tika izvēlēti trīs atsegumi - Gudenieki, Ulmale un Strante (1B. att.). Šie atsegumi ataino Apriķu ledus mēles marginālās zonas (Gudenieki un Strante) un centrālo zonu (Ulmale) (Publikācija IV).

4.3. Gudeniekus atsegums

Gudeniekus atsegums atrodas Apriku ledus mēles gultnes ziemeļu malā (1C. att.). Šajā atsegumā pleistocēna slāņkopa sastāv no aleirītiskas smilts tā pamatnes daļā, un lielā mērā erodētu augšējās morēnas slāņkopas. Litoloģiski šāda uzbūve ir tipiska visiem Baltijas jūras stāvkrastiem, Rietumlatvijā.

Atsegumā raksturīgā glacioktoniskā struktūra ir uzbīdījumu sērija ar pārvietojumu ZA virzienā (Publikācija IV: 3. att.), kas ir vērstīs gandrīz perpendikulāri kopējam ledāja kustības virzienam šajā teritorijā - no ZZR uz DDA (Gaigalas *et al.*, 1967, Zelčs, Markots, 2004). Atsevišķas uzbīdījumu zvīņas sastāv no morēnas slāņa to pamatnē, un pārsedzošas smilts un grants vai aleirītiskas smilts materiāla. Relatīvi jaunāki uzbīdījumi ir novērojami atseguma dienvidu galā. Visas uzbīdījumu virsmas monoklināli krīt gandrīz vienādā krituma leņķī. Šāds uzbīdījumu struktūru izvietojums norāda visticamāk uz subglaciālu nevis proglaciālu deformāciju. Proglaciālas deformācijas rezultāta uzbīdījumi veido transgresīvu struktūru kopu, kur jaunākie uzbīdījumi ir uzbīdīti vecākajiem. Smilšaino nogulumu slāņojums ir saglabājies un ataino trauslas deformācijas apstāklus, kas norāda uz šo nogulumu sasalušo stāvokli uzbīdījumu veidošanās laikā. Tas liecina arī par to, ka ledājs piedzīvoja stagnācijas fāzi, kuras laikā zemledāja nogulumi sasala.

Atseguma dienvidu galā (Publikācija IV: 3. att.) uzbīdījumu struktūras caurauj diapīrs, kurš sastāv no morēnas diamiktona, kas, domājams tika atrauts no dziļāk ieguļošiem morēnas nogulumiem. Gar diapīra malām aleirītiskās smilts slāņojums ir tikai nedaudz nolieks gar diapīra kontaktvirsmu, kas norāda uz to, ka diapīra struktūras veidošanās laikā šie nogulumi joprojām bija sasalušā stāvoklī. Materiāla celšanās veidojoties diapīram atseguma vidusdaļā izraisīja nogulumu grimšanu, kas atspoguļojas kā labi izteikti stiepes lūzumi (Publikācija IV: 3. att.).

Uzbīdījumu sērija morfoloģiski atspoguļojas kā lineārs valnis, kas Baltijas ledus ezera pārskalotajā līdzenuuma virsmā izpaužas kā lēzens lineārs morēnas pacēlums (1C. att.). Šis valnis stiepjas no stāvkrasta atseguma aptuveni 2 km iekšzemē. Valņa garenass ir orientēta perpendikulāri uzbīdījumus veidojošam kompresijas spiedienam. Līdzīgas uzbūves reljefa forma ir konstatēta arī pētāmās teritorijas ziemeļos, Sensalas atsegumā, kas atrodas Usmas ledus loba dienvidu laterālajā zonā (Publikācija I). Gudeniekus griezums, tāpat kā Sensalas atsegums tiek interpretēts kā bīdes sānu morēnas šķērsgriezuma daļa.

4.4. Ulmales atsegums

Ulmales atsegums atrodas Apriku ledus mēles gultnes vidusdaļā. Atsegumā redzamās pleistocēna nogulumu slāņkopas apakšējo daļu veido smalkgraudainas un aleirītiskas smilts, ko pārsedz relatīvi bieza morēnas slāņkopa (Publikācija IV: 4. att.). Visā atsegumā smilšainos nogulumus caurauj mālaina aleirīta diapīri. Augšējās morēnas nogulumu slānis virs diapīriem pārtrūkst, vai tā biezums būtiski samazinās. Šāda ģeoloģiskā uzbūve ir raksturīga aptuveni 12 km garam stāvkrasta atsegumu posmam, sākot ar Gudeniekus atseguma dienvidu galu līdz pat Strantes atsegumam dienvidos. Tas atspoguļo Apriku ledus mēles centrālās daļas gultnes ģeoloģisko uzbūvi un liecina par procesiem, kas norisinājušies ledāja un gultnes mijiedarbības zonā.

Augšējās morēnas slāņkopas biezums ir mainīgs un starp diapīru ieplakām sasniedz 7 m, bet vidējais biezums ir 2-3 m (Publikācija IV: 4. att.). Morēnas slāņkopas biezākajā daļā (parasti 2-3 m virs pamatnes) ir novērojama bīdes zona, kas ir izsekojama 20-30 m platumā (Publikācija IV: 5.att.). Bīdes zonas plakne ir šķiebta starpdiapīru ieplakas virzienā. Visticamāk, tas norāda uz diapīra struktūras celšanos un starp diapīru ieplakas grimšanu bīdes

zonas veidošanās laikā (Publikācija IV: 4. att.). Tas apliecina, ka diapīra struktūru veidošanās un augšējās morēnas slāņkopas akrēcija notika vienlaicīgi. Urbumu dati norāda, ka diapīrus veidojošais materiāls šajā teritorijā ieguļ aptuveni 30 m dziļumā kas liecina par to, ka diapīra kodola nogulumu pārvietojuma amplitūda ir vismaz 30 m (2. att.).

Diapīru forma atsegumā mainās no vienkāršas līdz ļoti komplikētai. Garengriezumā diapīru pret ledāju vērstā nogāze ir lēzena, bet ledāja kustības virzienā krītošā nogāze ir ieliekta un stāva, vai pat atsevišķos posmos vertikāla, bet augšdaļā pat noliektā ledāja kustības virzienā. Tas liecina, ka ledāja vilces spēks iedarbojās uz šīm struktūrām vismaz 12 m dziļumā. Vienkāršas formas diapīri šķērsgriezumā ir gandrīz simetriski. Šķērsprofilā komplikēto diapīru forma ir saposmota ar vairākām sekundārām krokām un daikām (Publikācija IV: 4. att.). Vietām diapīra kodolu veido smilts materiāls, kas, domājams, ir ievilkts diapīra struktūrā no zemāk iegulošiem smilšainiem nogulumiem.

Augšējās morēnas apakšējā robežvirasma ir asa, vietām iezīmēta ar līdz pat 10 cm biezu bīdes zonu. Šī robežvirasma, kā arī dominējošais nogulumu deformācijas viskoziplastiskais raksturs norāda uz to, ka vismaz Aprīku ledus mēles vidusdaļā valdīja siltas gultnes apstākļi, bet ledus masu pārvietošanās galvenokārt notika uz ledāja bazālā slīdējuma vai plāna nogulumu slāņa deformācijas rēķina, līdzīgi kā to ir aprakstījuši Evans *et al.*, (2006).

4.5. Strantes atsegums

Strantes atsegums ir visvairāk uz dienvidiem novietotais atsegumu posms, kurā atsedzas Aprīku ledus loba deformētie nogulumi (Publikācija IV: 6. att.). Atsegumā kopā ar aleirītisku smiltri un augšējo morēnu atsedzas mālaina aleirīta diapīra struktūras un ļoti sablīvēts un relatīvi masīvs diamiktons, ko veido aleirītiska smilts ar nelielu rupjāka materiāla piejaukumu.

Smilšainā diamiktona slāňkopa ir ap 6 m bieza, un tā ir izsekojama 120 m platā atseguma daļā. Šī slāňkopa tiek interpretēta kā glacioktonīts atbilstoši D.I. Benna un D. Evansa (Benn, Evans, 1996) definējumam. Slāňkopai ir raksturīgs izteikts plakniskums (tuvu horizontālam) un slāņotu nogulumu atrauteņi (Publikācija IV: 6. att.). Šo atrauteņu deformācijas raksturs ir līdzīgs tektonisko ieslēguma struktūru kinemātikai plastiskās deformācijas bīdes zonās ar raksturīgām rotācijas pazīmēm (Publikācija IV: 7. att.), Zem diamiktona esošais smilšaino nogulumu pagulslānis noliecas bīdes deformācijas virzienā, kas norāda uz dekstrālu bīdes virzienu. Nelielas vilkšanas krokas gar pārvietojuma plaknēm bīdes zonā apstiprina dekstrālu bīdi. Diamiktona slāňkopa izķīlējas laterālā virzienā, un to ieskauj diapīra struktūras. Garenisko oļu ieslēgumu linearitāte, kā arī citi bīdes virziena indikatori norāda uz ZZA - DDR orientētu bīdes virzienu, kas labi sakrīt ar kopīgo ledāja plūsmas virzienu šajā teritorijā deglaciācijas laikā (Gaigalas *et al.*, 1967; Zelčs, Markots, 2004).

Strantes atseguma deformācijas struktūru raksturs ir līdzīgs iepriekš apskatītajam Ulmales atsegumam. Līdzīgi zemledāja gultnes deformācijā dominē diapīru pārvietojuma izraisīta materiāla migrācija un deformācija, bet atšķirībā no Aprīku ledus mēles centrālās daļas, ledāja deformācijas intensitātes pakāpe (deformācijas dziļums no atseguma virsas) ir augstāka. Lielāka deformācijas dziļuma pakāpe ir izskaidrojama ar to, ka Strante atrodas tikai 1-2 km no Aprīku ledus mēles gultnes dienvidu sāna, kas ir iezīmēta ar bīdes sānu morēnu (skat. nākamo nodaļu). Šādos apstākļos ledāja plūsmas ātrums ir mazāks, par plūsmas ātrumu ledus mēles centrālajā zonā. Tas nozīmē, ka zemledāja porūdens spiedieni ir mazāki un atbilstoši ir lielāka ledāja piesaiste gultnei.

4.6. Apriķu ledus mēles gultnes ģeomorfoloģija

Apriķu ledus mēles gultnes konfigurācija tika iezīmēta balstoties uz ledāja marginālo reljefa formu kopas izvietojumu, kas tika dešifrēta balstoties uz topogrāfiskās virsmas digitālajiem modeļiem un kvartārgeoloģiskās kartes informāciju. Apriķu ledus mēles gultni gareniski iezīmē tās sānu marginālie valņi, kas ieskauj Apriķu drumlinu lauka lineamentus. Mēles aprises labi iezīmē izteikta gala morēnas valņu ķēde Rietumkuras augstienes rietumu nogāzē. Lielākais no gala morēnas valņiem ir Almāles–Vārdupes marginālais valnis, kas ir skaidri izsekojams digitālā virsmas modeļa noēnojuma attēlā kā ieliekta, pretēji ledāja kustības virzienam vērsta glaciāla reljefa forma (Publikācija IV: 9. att.), kas paceļas vairāk kā 30 m virs Apriķu līdzenuma.

Apriķu ledus mēles subglaciālās izcelsmes reljefa formu izsekošana ir apgrūtināta, jo deglaciācijas laikā no ledus brīvo teritoriju pakāpeniski pārklāja Apriķu sprostezers, bet hipsometriski zemākos līmeņos – Baltijas ledus ezera ūdeņi. Tikai zemledāja gultnes ziemeļaustrumu daļā virs glaciolimnisko nogulumu līdzenuma paceļas vairāki plakanvirsmas drumlini (Publikācija IV: 9. att.). Šie gareniskie drumlinu valņi ir labi izteikti digitālā virsmas modeļa noēnojuma attēlā. Drumlinu grēdu garenasis ir orientētas RZR-ADA virzienā, norādot uz lokālu ledāja plūsmas virzienu. Kopumā šajā teritorijā ir konstatēts 21 drumlins vai drumlinveida reljefa formas. Šo ledāja reljefa formu garums svārstās no 1,5 līdz 5 km, kas ir vairāk par vidējo drumlinu garumu klasiskos drumlinu laukos (Clark un Stokes, 2001; Stokes un Clark, 2002a; Zelčs, Dreimanis, 1997), tādēļ nevar izslēgt atsevišķu šo formu atbilstību megaflūtingiem vai cita tipa ledāja megalinearitātes veidojumiem.

Drumlini Apriķu ledus mēles zemledāja gultnē aizsākas vietā, kas sakrīt ar krasām izmaiņām ledāja gultnes ģeoloģiskajā uzbūvē, kur nesaistītus, viegli deformējamus ledāja gultnes nogulumus nomaina augšdevona dolomīti (Publikācija IV: 9. att.). Gar šo robežu nesaistīto pleistocēnu nogulumu biezums krasi samazinās no 40-50 m Piemares līdzenumā uz 10-20 m Apriķu drumlinu laukā.

Gareniski, lēzeni morēnas valņi ir izsekojami pie Gudeniekiem un 1-2 km uz dienvidiem no Strantes atsegumiem (Publikācija IV: 9. att.). Šo valņu orientācija sakrīt ar drumlinu orientāciju. To pašreizējais augstums nepārsniedz 5-10 m, bet šie valņi tāpat ir visaugstākās glaciālās reljefa formas Apriķu ledus mēles gultnē. Gudenieku valnis ir 200-400 m plats. To var izsekat aptuveni 2 km attālumā no mūsdienu krasta līnijas. Strantes valnis ir platāks un garāks. Tā platumus svārstās no 600-800 m, bet garums ir ap 5 km (Publikācija IV: 9. att.).

Abi šie valņi tiek interpretēti kā bīdes sānu morēnas, kas ir veidojušās Apriķu ledus mēles uzvirzīšanās laikā. To veidošanos izraisīja kompresīvu spriegumu rašanās uz robežas starp aktīvu ledu no vienas puses, un stagnantu (pie gultnes piesalušu) ledu, no otras puses. Šāds ledāja reljefa formu izcelsmes mehānisms zemledāja apstākļos tika piedāvāts salīdzinoši nesen (Stokes un Clark 2002a).

Ārpus Apriķu ledus mēles gultnes ir identificēti vairāki, ledāja plūsmas virzienam šķērseniski vērsti lineamenti (Publikācija IV: 9. att.). Tie tiek interpretēti kā drumlinizētas reljefa formas, kas ir veidojušās agrākās ledāja deglaciācijas fāzēs, kad ledājs bija biezāks un daudz vieglāk pārvarēja lokālos gultnes pacēlumus. Šajā laikā ledāja plūsmas virziens bija vērststs no ZZR uz DDA nevis no RZR uz AZA, kā tas bija vēlākā deglaciācijas laikā, kad izveidojās Apriķu mēle (Āboltiņš *et al.*, 1972, 1977; Straume, 1979; Raukas *et al.*, 1995). Hipsometriski zemākajos līmeņos šos lineamentus vietām nošķēl Apriķu ledus mēles plūsma.

4.7. OSL datējumi

Visi OSL paraugi tika ievākti no augšējās Jrk3 slāņkopas (2. att., 1. tabula). Visos gadījumos paraugi tika noņemti vietās, kur smilšainos nogulumus pārsedz morēnas slāņkopa.

OSL signāls no Sensalā ievāktajiem paraugiem liecina par ātru smilts daļiņu sedimentāciju un to diferencētu izgaismojumu, kas palielina rezultātu izkliei. Sensalas paraugu laukšpata graudu OSL rezultāti deva pārvērtētus un neskaidrus rezultātus. Infrasarkanās stimulācijas rezultāti kvarca graudiem labi sakrita ar to OSL rezultātiem. Tas liecina, ka smilts materiāla transportēšanas laiks un saules gaismas iedarbība bija neilga, tāpēc tādi, relatīvi lēni OSL slazdi, kā laukšpata graudi, tika izgaismoti tikai daļēji.

Gudeniekū, Valceniekū un Zītaru paraugu datēšana deva labus rezultātus kvarca graudiem un nepilnīgus rezultātus laukšpata graudiem. Laukšpata graudu mērījumi uzrādīja vecumu, kas bija ievērojami lielāks par kvarca graudu OSL rezultātiem. Tas, iespējams, liecina, ka šie nogulumi tika eksponēti saules gaismai nepietiekami ilgi, lai laukšpata graudi būtu pilnībā izgaismoti. Smilts graudu izmērs Gudeniekū paraugam bija salīdzinoši mazs, līdz ar to attalīto laukšpata graudu daudzums bija par mazu, kas, ieskaitot graudu kristālu nepilnības, varēja ietekmēt rezultātus. Kālija saturs datētos laukšpata graudos Valceniekū paraugā bija visai augsts (aptuveni 10.2 %). Šī iemesla dēļ iekšējā doza laukšpata graudiem tika aprēķināta nevis nomērīta, kas izmainīja kopīgo dozu uz 2,10786 mGy/a, kura, attiecīgi, varēja palielināt datēšanas rezultātu izkliei. Laukšpata graudu datējumiem Zītaru paraugā ir visai liela ģeoloģiskā vecuma izkliede - no tuvas kvarca graudu datēšanas rezultātiem līdz pat trīskāršai šī vecuma pārsniegšanai. Šāds rezultāts ir izskaidrojies ar strauju nogulsnēšanos, kuras laikā mazutīgākie laukšpata graudi tika izgaismoti tikai daļēji.

1. tabula. Baltijas jūras stāvkrastā atsegto zemmorēnas smilts nogulumu OSL datēšanas rezultāti.

Parauga nosaukums	Deva	Absorbētā deva	+/-	Vecums	+/-
	(mGy/a)	(Gy)	(Gy)	(tūkst. g. p.m.)	(tūkst. g. p.m.)
Sensala 01	2.06	87.8	10.35	43	5.0
Sensala 02	1.75	78	13.36	45	7.7
Sensala 03	1.55	67.9	15.57	44	10
Zītari	1.51	55.64	10.65	37	7.1
Ēcenieki	1.77	58.4	5.22	33	3.4
Gudenieki	2.34	105.8	9.89	45	4.2
Valcenieki	1.30	53.1	12.88	41	9.9
Ulmale 01	1.45	37.9	5.62	26	4.1
Ulmale 02	1.41	39.6	6.13	28	4.6
Baltmuiža	1.59	41.5	3.64	26	2.6
Strante	2.00	68.6	8.54	34	4.6
Ziemupe 01	1.54	72.8	7.43	47	5.4
Ziemupe 02	2.01	105	19.8	52	10

Baltmuižas, Strantes, Ēcenieku, Ziemupes un Ulmales paraugu datēšanas rezultāti parāda skaidru vecuma sadalījuma ainu, izņemot paraugam Ziemupe 02, kuram smilts graudu granulometriskais izmērs bija par mazu un datēšanai pieejamais materiāls bija ierobežots. Dabiskās luminiscences vērtības visiem paraugiem šķērsoja pieauguma liknes lineāro daļu, līdz ar to piesātinājuma problēmas nav konstatētas (Publikācija III: 4. att.).

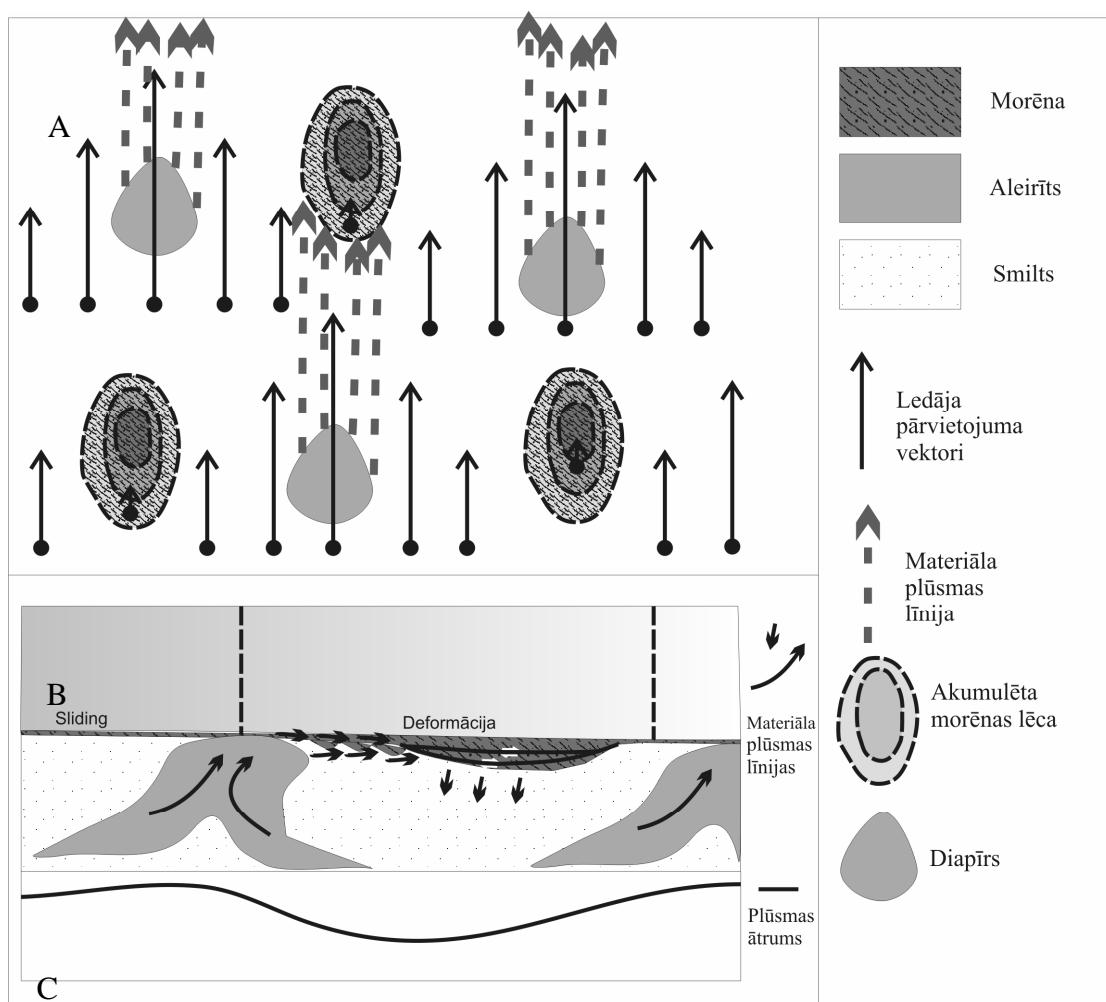
Kā liecina OSL datēšanas rezultāti, visi nogulumu datējumi norāda uz Jrk3 slāņkopas smilšaino nogulumu sedimentāciju Vidusvislas interstadiāla laikā. Nogulumu vecuma variācijas iespējams, zināmā mērā ir saistītas arī ar glacioktoniskās deformācijas ietekmi, kuras laikā vecāki nogulumi lokāli varēja tikt pacelti no dziļākām vietām uz augšu.

5. Diskusija un interpretācija

No atsegumu izpētes rezultātiem izriet, ka ledāja gultnes nogulumu deformācijas raksturs ir atšķirīgs, bet vietām deformācijas struktūras nav sastopamas. Tas ļauj izšķirt trīs dažādus zemledāja deformācijas apstākļu tipus: (I) deformācijas apstākļi, kur zemledāja deformācijas struktūru veidošanos galvenokārt nosaka diapīrisma procesi saistībā ar ātru ledāja plūsmu, (II) deformācijas apstākļi, kas nosaka ledāja plūsmas virzienam šķērsām vērstu uzbīdījuma struktūru veidošanos saistībā ar zemledāja procesiem ledus mēlu laterālajā daļā, un (III) stagnanta ledus apstākļu apgabali starp ledus mēlu zonām, kuros nav novērojama glaciotektoniska deformācija.

5.1. Ledāja gultnes deformācija, kas ir saistīta ar ātru ledus plūsmu

Darba rezultāti liecina, ka smilšaino nogulumu deformācija un diapīra struktūru veidošanās ir savstarpēji saistīta. Diapīra struktūru rašanās un pārvietojums nošķēla pārsedzošos smilšainos nogulumus un pacēla tos tuvāk ledāja gultnei. Virs diapīra struktūru virsotnēm smilšainais materiāls, nonākot ledāja-gultnes kontaktzonā, tika erodēts. Šis materiāls tika asimilēts ledājā un transportēts distālā virzienā starp diapīru iepakām un



8. attēls. Shematisks materiāla pārdales un diapīru plūsmas modelis Aprīku ledus mēles gultnē. A – Materiāla transports no diapīru struktūru virsotnēm uz starp diapīru iepakām plānskatījumā. B – Griezums, paralēli ledus plūsmas virzienam. C – Ledus plūsmas ātruma salīdzinošo izmaiņu shematisks grafiks.

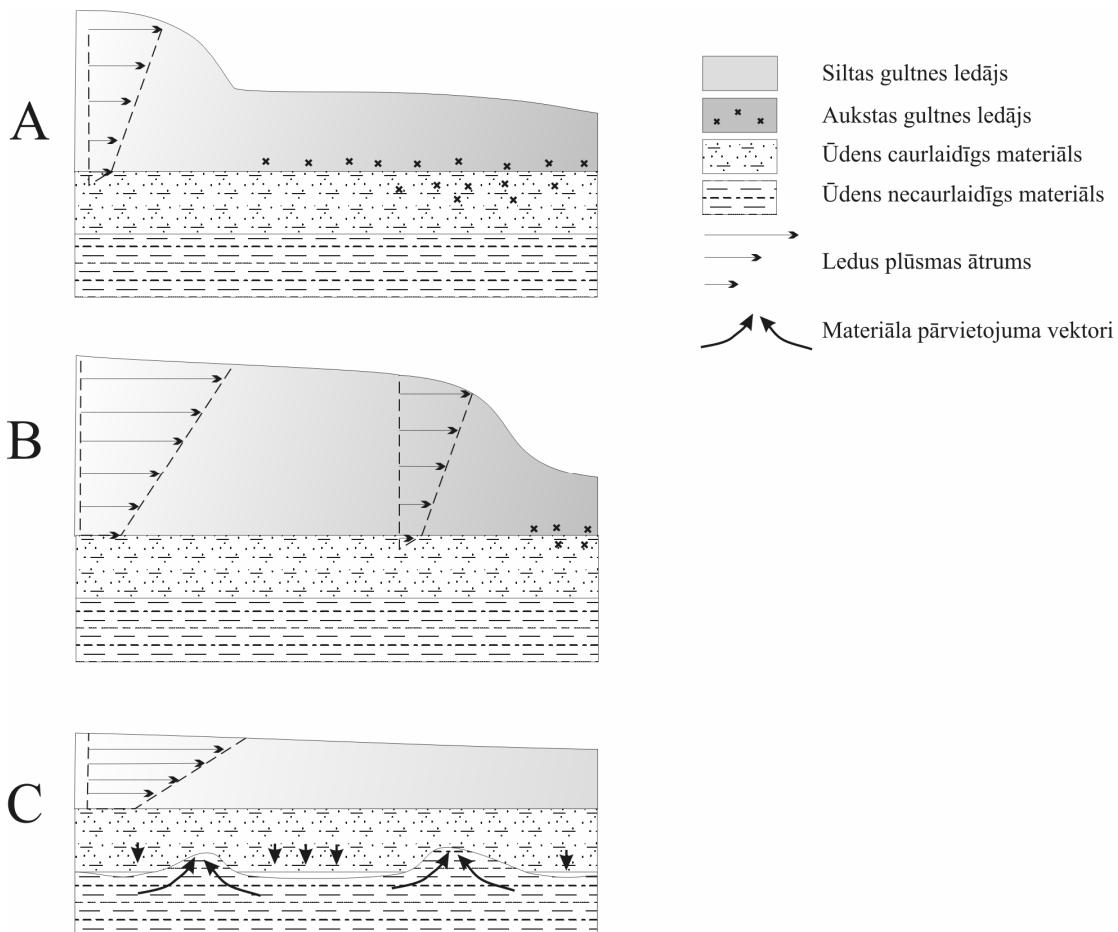
nogulsnēts tajās. Tādējādi veidojās lokāla materiāla morēnas akrēcijas lēcas (8. att.). Vairumā gadījumu diapīra struktūras tomēr nesasniedza ledāja-gultnes robežzonu, un diapīrus veidojošais materiāls netika iekļauts morēnas diamiktonā. Šo abu procesu vienlaicīga norise ir iezīmēta ar monoklināli krītošu augšējās morēnas pamatni ap diapīra struktūrām.

Diapīra struktūras Aprīku ledus mēles centrālajā zonā gar ass līniju sastāv no mazcaurlaidīga aleirīta, māla vai morēnas materiāla. Salīdzinājumā ar pārsedzošiem un paguļošiem smilšainiem nogulumiem, minētajiem nogulumiem ir raksturīga zema ūdens spiediena disipācijas spēja. Šo diapīra struktūru virsotnes pacēlās tuvu vai pat sasniedza ledāja-gultnes kontaktzonu. Tātad pēc J. Piotrovska *et al.*, (Piotrowski *et al.*, (2004) modeļa diapīru virsotnes ir vietas, kur zemledāja gultnē visticamāk veidosies deformācijas plankums (spot). Pretēji šim apgalvojumam - ap diapīra struktūrām Ulmales un Strantes atsegumos nav novērojama glacioktoniska deformācija, respektīvi, deformācijas plankuma veidošanās. Gluži pretēji, šajās vietās notika materiāla erozija un transports, un glacioktoniskā deformācija norisinājās starpdiapīru ieplakās (8. att.).

Šī pētījuma rezultāti liecina, ka Aprīku ledus mēles gultnes centrālajā daļā zemledāja deformācija izpaudās kā ledāja gultnes nogulumu diapīru plūsma blīvuma inversijas ietekmē. Šis process ietekmēja arī ledāja morēnas bazālā slāņa veidošanās dinamiku. Zemledāja gultnes deformācijas rezultātā notika vienlaicīga materiāla erozija virs diapīra struktūru virsotnēm, erodētā materiāla transports un nogulsnēšanās starpdiapīru ieplakās (skat. 8. att.). Relatīvi biezās morēnas lēcas starpdiapīru ieplakās tika nogulsnētas no materiāla, kas tika pārvietots no plāna deformācijas slāņa virs diapīra ledāja gultnē, ledāja pārvietojuma veidam lokāli mainoties no slīdējuma proksimālajā diapīra pusē uz gultnes deformāciju tā distālajā pusē (8. att.). Morēnas akumulācijas un erozijas procesus lielā mērā kontrolēja diapīra struktūru izvietojums un augšana. Tādējādi, ledāja pārvietojums tā gultnē notika galvenokārt kā bazālais slīdējums uz plānas ūdens plēves vai arī plāna deformācijas nogulumu slāņa (Piotrowski *et al.*, 2001), t.i., Aprīku ledus mēles centrālajā zonā ledājs bija lielā mērā atsaistīts no gultnes. Līdzīgi deformācijas apstākļi var tikt interpretēti visam pētījumu apgabalam tajās zonās, kur glaciālās reljefa formas liecina par ledus mēlu eksistenci (Āboltiņš *et al.*, 1972; Zelčs, Markots, 2004), un kur zemledāja gultni veidojošie viegli deformējamie, nekonsolidētie, ūdens mazcaurlaidīgie nogulumi, kas ir potenciāls avots diapīra struktūrām, ieguļ ne dziļāk kā 40-50 m, un ledus mēlu uzvirzīšanās dinamiskais raksturs ir līdzīgs Aprīku ledus mēlei.

Diapīrisma rašanās un materiāla augšupvērstās iespiešanās mehānisms pārsedzošos nogulumos zem ledāja ir visai maz pētīts. Pastāv viedoklis, ka šīs struktūras rodas ledāja malas zonā, post-tektoniski (Aber *et al.*, 1989), vai arī nogulumiem atslogojoties ledus plaisās (Hart, Smith, 1997). Šo struktūru subglaciāla ģenēze ir aprakstīta retumis, un šis pētījums ir viens no pirmajiem, kas saista šo struktūru veidošanos ar ledāja aktivitātes uzliesmojumiem (sērdžiem, ledāja uzplūdiem) – ātras ledāja plūsmas rašanās procesiem. R. Hindmārss un K. Rīsdīks (Hindmarsh, Rijssdijk, 2000) uzsver, ka vienmērīgi stratificētā vidē nestabilitātes var rasties vai nu viskozitātes gradientu dēļ starp slāņiem, vai arī tās var izraisīt efektīvā porūdens spiediena izmaiņas. Efektīvā porūdens spiediena atkarīga materiālu reoloģija ir apstāklis, kas ļauj izskaidrot Reilija-Teilora (Rayleigh-Taylor) nestabilitāšu rašanos zemledāja gultnes nogulumu gadījumā (Hindmarsh, Rijssdijk 2000). Diapīru profili perpendikulāri ledāja plūsmai (ar retiem izņēmumiem) ir simetriiski. Turpretī griezumā, paralēli ledāja kustības virzienam, to profili ir asimetriski stiepti distālā virzienā. Ledāja robežvirsmas kušanas ūdeņu erozijas vai akumulācijas darbības pēdas griezumā nav novērojamas, kas arī norāda uz to, ka diapīra struktūras ir veidojušās zemledāja apstākļos. Visticamāk, ka diapīru veidošanās norisinājās šīs teritorijas deglaciācijas noslēguma fāzē, ko ievadīja ledāja aktivitātes uzliesmojums. Pretējā gadījumā, ja ledāja uzvirzīšanās atkārtotos, būtu redzama atkārtota diapīrstruktūru deformācija, kas nav novērota. Domājams, ka Vislas apledojuma maksimālās uzvirzīšanās

sākotnējā fāzē šie nogulumi bija sasalušā stāvoklī, tāpēc to deformācija nenotika. Ledāja uzvirzīšanās turpinājumā šo teritoriju klāja Baltijas ledus lielplūsma, kuras ātrā kustība notika pamatā uz bazālās slīdēšanas vai plāna nogulumu slānīša deformācijas rēķina, kas kavēja dziļu glacioktonisko struktūru veidošanos, līdzīgi kā tas ir Siplas krasta ledus lielplūsmām, īpaši B lielplūsmai (Alley *et al.*, 1986). Lielplūsma B, līdzīgi kā Baltijas ledus lielplūsma, uzguļ uz nekonsolidētiem nogulumiem. Makrolinearitāte morēnai starpdiapīru iepakās atbilst Aprīķu lauka drumlinu garenasu orientācijai Aprīķu ledus mēles distālajā daļā, kur zemledāja gultnes uzbūve ir atšķirīga (Publikācija IV: 4. att.).



9. attēls. Porūdens spiediena svārstību principiāls modelis Aprīķu ledus mēles uzplūdu (sērdža) laikā. A – Aprīķu ledus mēles uzvirzīšanās sākums. Piegulošā distālā ledus masa šajā etapā ir joprojām piesalusi pie gultnes; B – Aprīķu ledus mēles uzplūdi izraisa ledus masu uzkrāšanos uz frontālās aktīva-stagnanta ledāja robežas un porūdens spiedienu pieaugumu zemledāja substrātā; C – Aprīķu ledusmēles uzplūdi, kas tika izraisīti iznīcinot priekšā esošā stagnanta ledus lauku. Aprīķu ledus mēles strauja uzvirzīšanās noveda pie straujas ledāja virsmas krišanās, un attiecīgi strauju porūdens spiedienu krišanos zem ledāja, kas izraisīja nestabilitāšu rašanos nesaistītos, vāji caurlaidīgos zemledāja nogulumos.

Diapīrisms norisinājās kā vienreizējs notikums, kas aizsākās pieaugošam porūdens spiedienam pārsniedzot normālo, kuru radīja ledāja un nogulumu svara radītais spriegums ledāja gultnē (Publikācija IV: 11. att.). Šādi apstākļi varēja rasties, kad zem stabilām vai lēni pieaugošām ledus masām, vienmērīgi pieaugošo porūdens spiedienu nomaina šo ledus masu strauja drenāža, kas attiecīgi izraisīja strauju porūdens spiediena samazināšanos ledāja gultnē (Publikācija IV: 11. att.). Šādos apstākļos ledāja gultnē ūdens smilšainajos nogulumos tikuši drenēti ledāja malas virzienā kā vienmērīgs ūdens slānis ledus-nogulumu robežvirsmā; kā

ūdens plūsma kanālos; kā dispersa ūdens (Darsī) plūsma caur nogulumu porām. Turpretī porūdens spiediens zemākajos māla un aleirīta nogulumos (kā arī citos zemas caurlaidības nogulumos) saglabātos augsts. Brīdī, kad porūdens spiediens smilšainajos nogulumos bija krites, bet mazcaurlaidīgajos tas vēl saglabājās augsts, šie nogulumi kļuva nestabili, jo porūdens spiediens pārsniedza litostatisko un notika diapīrstruktūru veidošanās. Iegūtie rezultāti (Publikācija IV) liecina, ka diapīra struktūru amplitūda un vilņa garums (attālums starp diapīriem) ir atkarīgi no diapīrismam pakļautā slāņa biezuma. Centrālajā daļā (Ulmales atsegums) māla un aleirīta nogulumu biezums ir vislielākais (līdz pat 30 m), kas stāvkrastu atsegumos atspoguļojas kā visaugstākās un platākās struktūras. Teritorijā, kur ūdens mazcaurlaidīgie nogulumi ir plānāki, diapīra struktūras ir šaurākas un zemākas.

Ledāja dinamikas un diapīru veidošanās mehānisms sērdža laikā ir atspoguļots shematiskā modelī 9. attēlā. Spiežoties pret aprīmušu ledu, transgresējošā ledus plūsma izraisīja ledus masu uzkrāšanos un ledāja virsmas celšanos. Zināmā brīdī tika pārsniegta kritiskā bīdes pretestība un ledus masas sāka drenēties rietumu virzienā, kas noveda pie straujas ledus virsmas pazemināšanās. Līdz ar ledus virsmas pazemināšanos ledāja gultnē samazinājās porūdens spiediens. Turpretī porūdens spiediens dzīlākajos, ūdens mazcaurlaidīgos nogulumos saglabājās augsts. Strauji sarūkošais ledus biezums izraisīja normālā sprieguma kritumu un efektīvā spiediena pieaugumu mazcaurlaidīgajos, mālainajos aleirīta nogulumos. Šajā brīdī diapīru veidošanos varēja izraisīt aleirīta un māla materiāla straujas kohezivitātes zudums. Diapīru kroku virsmas deformācija un erozija un šī materiāla izgulsnēšanās starpdiapīru ieplakās veicināja turpmāku šo struktūru augšanu (celšanos) līdz brīdim, kamēr saglabājās pietiekami augsti porūdens spiediens zem aleirīta nogulumos.

5.2. Bīdes sānu morēnas

Bīdes sānu morēnas tika interpretētas balstoties uz glacioktonisko un morfoloģisko pētījumu rezultātiem (Publikācija I, IV). Šo morēnu iekšējā uzbūve zinātniskajā literatūrā nav apskatīta. Tāpēc šis pētījums, iespējams, ir viens no pirmajiem, kas apskata šo reljefa formu iekšējo uzbūvi ātras ledāja plūsmas ietvaros (Publikācija IV un Publikācija I, kā šīs problemātikas agrāku interpretāciju). Perpendikulārā griezumā bīdes sānu morēnas sastāv no zemledāja materiāla un morēnas bazālā slāņa ar vienā virzienā orientētām kompresijas deformācijas struktūrām. Kompresijas struktūras veido zvīņveida regresīvi uzbīdījumi trauslas līdz daļēji trauslas deformācijas gadījumā un plastiski krokojumi un kroku – lūzumu sistēmas trausli-plastiskas deformācijas gadījumā. Morēnas materiāla loma deformācijas struktūrās samazinās distālā virzienā. Vēl tālāk distālā virzienā novietotie uzbīdījumu bloki sastāv tikai no zemledāja materiāla (Publikācija I, IV). Bīdes sānu morēnām ir raksturīga kāpjoša deformācijas struktūru atrāvuma virsma (decollement) distālā virzienā (Publikācija I, IV). Abās pētītajās bīdes sānu morēnās uzbīdījumu veidošanās ir notikusi relatīvi šaurā joslā, kas norāda uz to, ka uzbīdījums radās normālā sprieguma gradiента ietekmē, kas izveidojās uzkrājoties biezām ledus masām Apriķu ledus mēles uzvirzīšanās sākumstadijā.

Uzbīdījumu izkārtojums Sensalas atsegumā ataino zemledāja, bet ne proglaciālu deformācijas vidi (Publikācija IV). Ir jāatzīmē, ka agrīnajā pētījumu rezultātu apkopojušā (Publikācija I) šī reljefa forma tika interpretēta kā laterāla morēna, kas veidojusies izvadledāja (outlet glacier) malā. Apriķu ledus mēles glaciālo reljefa formu, kā arī morfoloģiski līdzīgu valņu Strantē un Gudeniekos, iekšējās uzbūves jaunākie pētījumi liek pieskaitīt šo valni pie bīdes sānu morēnas veidojumiem. Arī citos senā un mūsdienu segledāja klātajos apgabalos šāda morfoloģiska tipa reljefa formas tiek saistītas ar ātru ledāja plūsmu, kā tas ir ledāja lielplūsmās (Stokes un Clark, 2002a; Stokes *et al.*, 2007) vai ledāja sērdžu (Publikācija IV).

Tomēr šo reljefa formu ģenētiskā interpretācija ir jāveic balstoties ne tikai uz to morfoloģiju, bet arī pamatojoties uz to iekšējo uzbūvi. Diapīra struktūru veidošanās bīdes marginālajās morēnās norisinājās pēc uzbīdījumu sērijas veidošanās, kas apstiprina diapīru rašanos kā materiāla reakciju uz efektīvā spiediena izmaiņām.

5.3. Apgabali ar stagnantu ledu

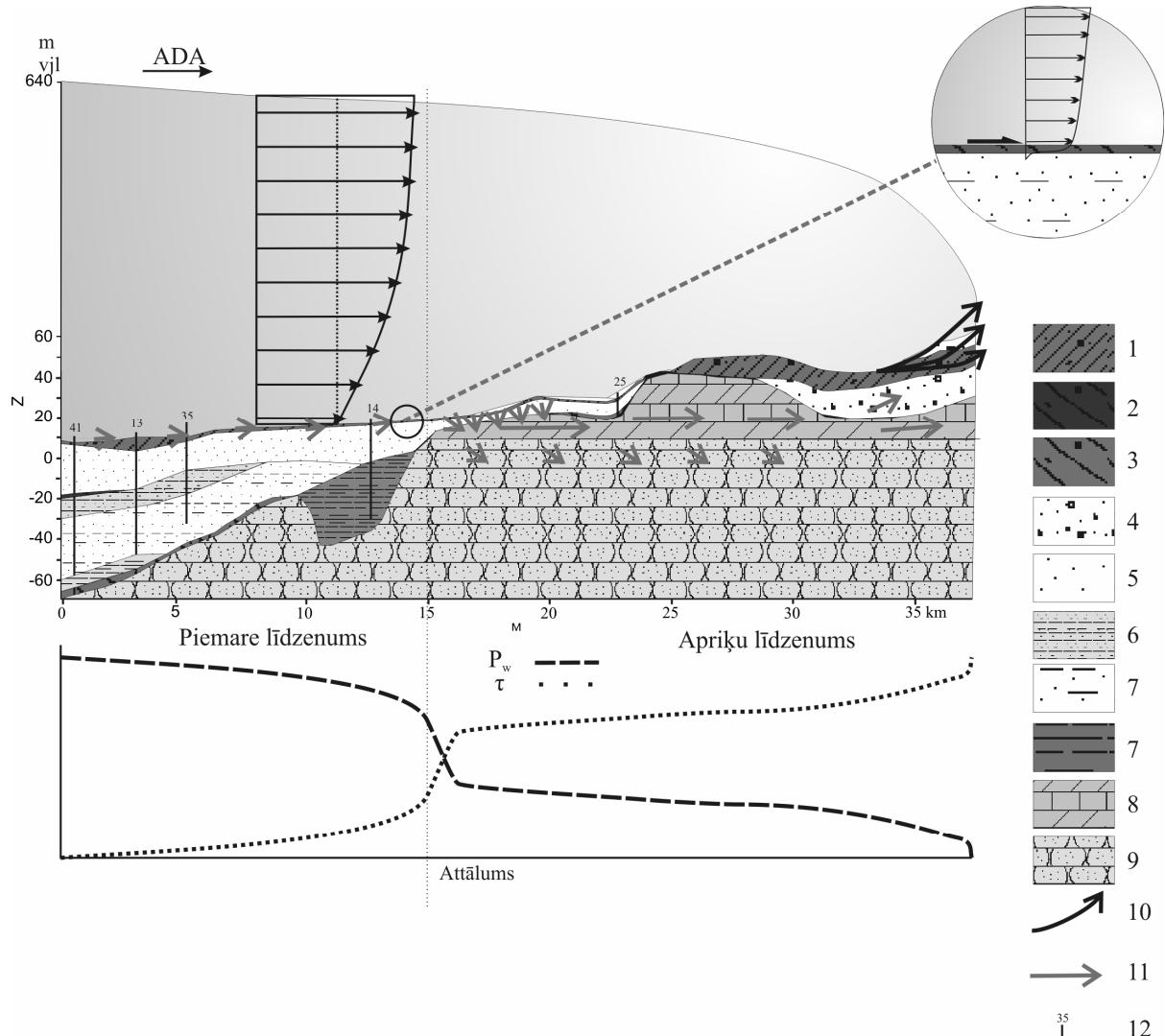
Uz ziemeļiem no Gudenieku posma atsedzas līdzīgi smilšaini-aleirītiski baseina nogulumi. Tos vietām pārsedz galvenokārt izskalots morēnas materiāls. Šo atsegumu virsa ir pārveidota Baltijas ledus ezera ūdeņu erozijas rezultātā, tāpēc augšējā morēna ir noskalota vai arī pārskalota, un tās vietā ir atrodams laukakmeņu bruģis. Apmēram 1-1,5 km uz ziemeļiem no Gudenieku atseguma glaciotektoniskas deformācijas pazīmes izzūd, un sākot ap Zītariem nogulumiem ir raksturīgs normāls sagulums. Šī pētījumā rezultāti liek apgalvot, ka Apriķu ledus mēles uzvirzīšanās laikā pētījumu teritoriju klāja stagnants, domājams, piesalis pie gultnes ledus. K. Klarks un K. Stoukss (Clark, Stokes, 2001), un K. Stoukss un K. Klarks (Stokes, Clark, 2003) apgalvo, ka ledāja lielplūsmas aprimšanu pavada plaša ledāja-gultnes sasaistes punktu (*sticky spots* angļu val.) veidošanās. Tajos ledus kļūst neaktīvs un piesalst pie gultnes. Sasaistes punktu veidošanos ledāja gultnē var notikt: (I) ledāja lielplūsmai zaudējot kustību virs gultnes pacēlumiem, (II) ledāja lielplūsmai sasniedzot apgabalu, kur gultnē atsedzas cieti, izturīgi pamatieži, kas var būt klāti ar ļoti plānu morēnas kārtu vai pavisam bez tās (Stokes *et al.*, 2007). Pēdējā gadījumā bīdes spriegums, kas ledājam jāpārvar, lai notiku Bazālais slīdējums, var būt daudz lielāks, nekā morēnas materiālam vai nesaistītiem nogulumiem. Tāpat sasaistes punkti var veidoties virs izturīga, labi drenēta morēnas materiāla, vai arī vietās, kur norisinās zemledāja ūdens sasalšana pie ledus gultnes (Stokes *et al.*, 2007).

Šī pētījuma rezultāti ļauj izvirzīt hipotēzi, ka Baltijas ledus lielplūsmas apstāšanās Rietumlatvijas zemienes līdzenumu teritorijā, iespējams, notika zemledāja ūdeņiem piesalstot pie ledāja gultnes. Ledus masu aprimšana šajā teritorijā, domājams, norisinājās visai strauji, ko apliecina labi saglabājušies vecākas ģenerācijas ledāja reljefa formu lineamenti.

5.4. Apriķu drumlini

Apriķu ledus mēles gultnes distālajā daļā atrodas salīdzinoši neliels drumlinu lauks (IV Publikācija, 9. att.). Drumlinu parādīšanās mēles gultnē ir strauja un novērojama gar kopīgu robežu, kura iezīmē izmaiņas ledus mēles gultnes ģeoloģiskajā uzbūvē. Gar šo robežu vāji saistītos augšdevona smilšakmeņus nomaina augšdevona cietie un plaisainie dolomīti (Kuršs, 1992; Juškevičs *et al.*, 1998), kā arī strauji samazinās pleistocēna nogulumu biezums. Šeit Apriķu ledus mēles bazālo slīdēšanu nomainīja sasaistes/slīdējuma (*stick/slip* angļu val.) plūsma, kura sekmēja drumlinu veidošanos. Ledus masu kustības veida izmaiņas izraisīja porūdens spiediena izmaiņas zemledāja gultnē, kas ir daļēji atkarīga no gultnes nogulumu ūdens caurlaidības. K. Klarks un K. Stoukss (Stokes, Clark, 2001) darbā par Makklintoka šauruma ledus lielplūsmu novēro, ka ledāja paleostraumes gultnē drumlinu veidošanās aizsākums sakrīt ar zemledāja gultnes raupjuma izmaiņām. M. Rattas un J. Piotrovskis (Rattas, Piotrowski, 2003) pamato, ka Sādjarves lauka drumlinu veidošanos lielā mērā kontrolēja porūdeņu drenāžas apstākļi pamatiežos. Apriķu ledus mēles gadījumā tās gultne viscaur sastāv no līdzīga sastāva smilšaini-aleirītiska materiāla, tomēr šo nogulumu biezums samazinās ledus plūsmas virzienā. Piekrastes līdzenumu teritorijā nogulumi ir 60-70 m biezi, savukārt teritorijā, kur sākas drumlinu lauks tikai 10-20 m (10. att.). Līdzīgi, nogulumu

granulometriskais sastāvs kopumā kļūst rupjāks drumlinu lauka virzienā. Tādējādi var apgalvot, ka pētāmajā teritorijā ledāja dinamiku neietekmēja ledāja gultnes raupjuma izmaiņas, bet gan pamatiežu sastāva izmaiņas, kas radīja atšķirīgu porūdens spiediena sadalījumu ledāja gultnē. Pateicoties labākai ūdens vadāmībai, dolomīti drenēja un samazināja porūdeņu spiedienu ledāja gultnē, tādējādi sekmējot ledāja-gultnes sakabināšanās plankumu un drumlinu veidošanos.



10. attēls. Teorētisks porūdens spiediena un bīdes sprieguma fluktuācijas modelis Aprīku ledus mēles gultnē. A – Geoloģiskais griezums paralēli Aprīku ledus mēles ass līnijai. Aprīku ledus mēles profils ir attēlots shematiiski. Legēnda: 1 – Augšējā morēnas slāňkopa; 2 – Vidējā morēnas slāňkopa; 3 – Apakšējā morēnas slāňkopa; 4 – smilts un grants; 5 – smalkgraudaina un aleirītiska smilts; 6 – vidējā aleirīta un mālainā aleirīta slāňkopa; 7 – aleirītiska smilts; apakšējais aleirīts un mālainais aleirīts, 8 – dolomīts; 9 – smilšakmens; 10 – proglačiālo uzbīdījumu zona; 11 – porūdeņu migrācijas vektori (neatbilst mērogam); 13 – urbumi. B – Detaļa, kas norāda ledāja plūsmas ātruma sadalījumu gultnē. C – Grafiks, kas parāda porūdens spiediena (P_w) un bīdes sprieguma (τ) kvalitatīvās izmaiņas Aprīku ledus mēles gultnē.

Apriku ledus mēle gar tās centrālo garenasi pēc ledāja dinamikas rakstura var tikt sadalīta divās daļās, kuras atdala dolomītu izplatības robeža (10. att.). Ledāja gultnes apstākļus Piemares līdzenuma pusē raksturo augsts porūdens spiediens zemledāja nogulumos, un ūdens migrācija pārsvarā notiek gar ledāja-gultnes virsmu, kas rezultējas ledāja atsaistē un slīdējumā. Ledāja gultnes deformāciju raksturo vāju, mazcaurlaidīgu nogulumu diapīru plūsma un lokālas nozīmes piesaistes-slīdējuma ledāja plūsmas mehānisms ap diapīriem. Šajā

ledus mēles daļā ledus ir pārsvarā atsaistīts no gultnes, un ledus plūsma notiek lielā mērā uz slīdējuma rēķina, kas nosaka straujas, paātrinātas plūsmas attīstību.

Ledāja gultnes deformācija aiz dolomītu robežas raksturo ūdens drenāža dolomītos un diverģents ledus plūsmas raksturs, kas izraisīja porūdens spiediena kritumu ledāja gultnē, ledus plūsmas ātruma samazināšanos un drumlinu veidošanos. Drumlinu izmērs pieaug ledus malas virzienā, kas liecina par arvien pieaugošu ledus piesaisti šajā pašā virzienā (10. att.).

5.5. OSL datēšanas rezultāti

C. J. van Mērbaks (van Meerback *et al.*, 2009) norāda ka MIS3 laikā notika vairākas klimatiskas pasiltināšanās fāzes, kas tiek sauktas par Dansgārda – Oišgera (Dansgaard-Oeschger) notikumiem, kurus pārtrauca auksti, stadiāla klimatiskie apstākļi. Šo notikumu mainība sekmēja klimata izraisītas globālā jūras līmeņa svārstībās, kam būtu jāatainojas nogulumu fācijās. M. Rabino (Rabineau *et al.*, 2006) norāda, ka globālais jūras līmenis, salīdzinot ar mūsdienu jūras līmeni, bija aptuveni 30 līdz 80 m zemāks MIS 3 sākumā, un 65 līdz 95 m zemāks MIS 3 beigās. Pieņemot, ka Vidusvislas laikā Skandināvijas apledojuuma izplatība bija ievērojami mazāka nekā Vēlās Vislas laikā, izostatiskās depresijas dziļums bija ievērojami mazāks par jūras līmeņa kritumu. Baltijas ūdens baseina Vidusvislas laika nogulumu slāņkopa neatspoguļo šādas straujas klimatisko fluktuāciju izraisītās jūras līmeņa svārstības Ziemeļatlantijas reģionā. Tas liecina, ka pašreizējā Rietumlatvijas teritorija lielāko Vidusvislas laika posma daļu atradās virs Pasaules okeāna ūdens līmeņa, un apskatītā nogulumu slāņkopa ir uzkrājusies interstadiāla saldūdens baseinā, kas bija izolēts no okeāna rietumos (Dāņu šaurums) un ziemeļaustrumos (savienojums ar Balto jūru).

OSL datējumu rezultāti norāda, ka augšējā morēnas slānkopa ir nogulsnēta pēc Vislas interstadiāla un atbilst vēlās Vislas apledojujamam (Publikācija I, II, III, IV), bet ne, kā iepriekš tika interpretēts, kombinētam vēlās Vislas un Zāles apledojumu laikam (Juškevičs *et al.*, 1998; Kalniņa *et al.*, 2000; Kalniņa, 2001). Analizējot OSL paraugu noņemšanas vietu lokalizāciju (2. att. un 1. tabula) ir redzams, ka jaunākie baseina nogulumu datējumi ir iegūti no Baltijas jūras stāvkrastu smilšainās slānkopas centrālās daļas. Tas, iespējams, ataino pakāpenisku baseina regresiju. Jaunākie datējumi (26 tūkst.g.) (1. tabula, Publikācija III) norāda iespējamo maksimālo Skandināvijas apledojuuma uzvirzīšanās laiku Baltijas jūras dienvidaustromos, tādējādi apstiprinot Skandināvijas apledojuuma vēlo un straujo uzvirzīšanās scenāriju.

J. Satkunas *et al.* (Satkunas *et al.*, 2009) ziņo, ka Lietuvas ziemelrietumos, blakus Rietumkuras zemienes līdzenumiem, datēto ezera un kūdras nogulumu vecums ir ~33 000 ^{14}C kalibrētie gadi pirms mūsdienām. Merkines (Merkiné) Ēmas starpleduslaikmeta nogulumu griezumā, ko pārsedz pārskalotas morēnas nogulumi, kas uzkrājušies vēlās Vislas segledāja maksimālās uzvirzīšanās laikā, kūdras un koksnes atlieku radioaktīvā oglekļa analīzes rezultāti uzrāda šī materiāla $31\ 500+2300/-1800$ g. ^{14}C vecumu pirms mūsdienām (Gaigalas *et al.*, 2000). Pēdējā apledojuuma uzvirzīšanās maksimālie vecumi Latvijā ir intervālā no 32 000 līdz 36 000 gadiem, kas iegūti ar ^{14}C un TL datēšanas metodēm (Zelčs, Markots, 2004). V. Kalms (Kalm, 2006) secina, ka Igaunijas teritorijā bezledus apstākļi pastāvēja laika posmā starp 26,8 un 43,2 tūkst. gadu pirms mūsdienām. Tādējādi var apgalvot, ka pēdējā laikā iegūtie absolūtā vecuma datējumi arvien precīzāk definē pēdējā apledojuuma maksimālās stadijas uzvirzīšanās sākumu Baltijas reģiona dienvidaustromos, un Baltijas jūras stāvkrastu datējumi jūtami sekmē nogulumu vecuma pieredības problēmas risinājumu.

Ziemupes atseguma paraugi norāda uz vislielāko šīs slānkopas vecumu. Paraugi tika noņemti datētās smilšainās slānkopas pamatnē (Publikācija III). Šajā griezuma daļā iztrūkst Jrk1 un Jrk2 slānkopas, kā arī Akmeņraga svīta. Tādējādi, augšējā smilšainā slānkopa (Jrk3)

uzguļ tieši uz apakšējās morēnas (2. att.), bet pleistocēna slāņkopas kopējais biezums nepārsniedz 20-30 m. OSL datējumu rezultāti liecina, ka apakšējā smilšainās slāņkopas daļa (Jrk3) sāka uzkrāties aptuveni pirms 50 tūkst.g. pirms mūsdienām, t.i., MIS 3 sākumā. V.-P. Salonens *et al.* (Salonen *et al.*, 2008) savā pētījumā iepazīstina ar rezultātiem, kas liecina, ka Vidusvislas apledojuuma deglaciācija Somijas ziemeļos norisinājās starp 62-57 tūkst. g.p.m. Šie dati zināmā mērā labi sakrīt ar Ziemupes OSL datējumiem, kas uzskatāmi par vecākajiem datējumiem pētījumu teritorijā, tie uzrāda iespējamo Vidusvislas interstadiāla iestāšanās laiku Rietumlatvijas zemienes līdzenumos un Baltijas jūras baseinā.

Ar OSL metodi datētie nogulumi iepriekšējos pētījumos tika interpretēti kā vēlās Holšteinas (Pulvernieku) (Danilans, 1973) vai agrās Zāles laika (Segliņš, 1987; Kalniņa *et al.*, 2000), vai arī kā vēlās Ēmas laika veidojumi, kas atrodas salīdzinoši nelielā depresijā starp Plašumiem un Grīniem (Kalniņa, 2001, 157. lpp.). Jauniegūtie OSL datēšanas rezultāti norāda, ka neviens no šīm interpretācijām nešķiet pietiekami pamatota. Taču nevar izslēgt, ka datētā smilšainā slāňkopa ir uzkrājusies daudz vēlāk nekā tai pagulošie aleirīta un māla nogulumi, par ko liecina vietām sastopamais vidējās morēnas starplānis (Publikācija III, Publikācija I).

Morēnas vecums, kas ieguļ tieši zem datētās baseina nogulumu slāňkopas, joprojām nav pietiekami droši zināms. Taču var apgalvot, ka tā minimālais vecums ir MIS 3 beigas vai MIS 4 sākums, bet maksimālais vecums nav ierobežots ar absolūtā vecuma datējumiem. Tomēr, balstoties uz augstāk izklāstītiem pierādījumiem, tiek piedāvāta šo nogulumu vecuma jauna interpretācija. J. I. Svendsens *et al.* (Svendsen *et al.*, 2004) apliecina, ka pēc Ēmas interglaciālā laika Eirāzijas ziemeļos var izdalīt trīs kontinentālā apledojuuma stadijas: agrās, vidus un vēlās Vislas stadiāli. Savā pētījumā autori konstatē, ka Vidusvislas stadiāla laikā apledojuums klāja Igaunijas un Baltijas jūras depresijas teritorijas un ir izsekojams arī Rietumlatvijas līdzenumu teritorijā. Turklāt, ir visai grūti iztēloties, ka Zāles apledojuums, kas izplatījās tālu aiz vēlā Vislas apledojuuma robežām, būtu atstājis tikai plānas, fragmentāras morēnas un glaciofluviālo nogulumu lēcas, kas ieguļ starp biezām, salīdzinoši sulta laika baseina nogulumu slāňkopām. Reģionālie dati liecina, ka agrā un vidus pleistocēna nogulumu lielākā daļa tika iznīcināti erozijas rezultātā vēlāku ledāja uzzirzīšanās stadiju laikā (Raukas *et al.*, 1995). Tādējādi, var apgalvot, ka šie fragmentāri izplatītie glacigēnie nogulumi ir uzkrājušies, domājams, Vidusvislas stadiāla laikā, kura izplatība bija ievērojami mazāka nekā Zāles apledojujam.

Agrās Vislas interstadiālie jūras nogulumi ir tikuši atrauti un pārvietoti zemledāja apstākļos no Rīgas līča, uzzirzoties Rīgas līča ledus lielplūsmai pēdējā apledojuuma laikā (Dreimanis, Zelčs, 1995; Molodkov *et al.*, 1998). Apakšējās pleistocēna slāňkopas stratigrāfiskā iedalījuma interpretācijai ir nepieciešami augstas izšķirtspējas seismiskie un ģeoloģiskās urbšanas dati, kā arī absolūtā vecuma datējumi (Publikācija III).

OSL datēšanas rezultāti kopumā liecina, ka Baltijas jūras depresijā ilgstoši, sākot ar Vidusvislas stadiāla beigām (Ziemupes datējumi) gandrīz līdz vēlās Vislas stadiāla sākumam (Ulmales un Baltmuižas datējumi), eksistēja plašs saldūdens baseins.

6. Secinājumi

Šī pētījuma rezultāti ļauj izdarīt vairākus svarīgus secinājumus par ledāja dinamiku un notikumu hronoloģiju Rietumlatvijas teritorijā un veikt notikumu hronoloģijas korelāciju ar citām Baltijas reģiona DA teritorijām. Kā liecina stāvkrastu atsegumu ledāja un neledāja izcelsmes sedimentācijas apstākļu interpretācijas dati, kā arī glaciostruktūru un glaciomorfoloģiskie pētījumi, ledāja-gultnes mijiedarbība zemledāja apstākļos ir notikusi trīs atšķirīgos veidos:

- 1) Zemledāja deformācija, kuru raksturo diapīrstruktūru veidošanās saistīto ledāja gultnes materiāla plūsma un sasaistes-slīdējuma gultnes deformācijas kombinācijā ar ātru ledus plūsmu;
- 2) Vienvirziena uzbīdījumu un kroku struktūru veidošanās ar plakņu vērsumu šķērseniski ledāja kustības virzienam, kuras rezultātā radās lēzeni, ledāja kustības virzienam paralēli orientēti bīdes sānu morēnu valņi;
- 3) Stagnanta, pie gultnes piesaluša ledus apgabali, kuros nav novērojamas zemledāja gultnes deformāciju pazīmes.

Bīdes sānu morēnas ir salīdzinoši nesen aprakstītas reljefa formas, un šis pētījums ir viens no pirmajiem, kurā ir pamatota šo formu veidošanās ne tikai lielu ledus lielplūsmu malas zonās, bet arī salīdzinoši nelielu ledus mēlu laterālajā zonā, kur aktīvais ledus mijiedarbojas ar pasīvo ledu. Tas pierāda, ka bīdes sānu morēnu veidošanos nosaka ledus gultnes materiāla reoloģija un plūsmas ātrums, bet ne ledāja dinamisko vienību rangs un izmēri. Pētījuma rezultāti sniedz ieskatu šo formu identificēšanas pazīmēs, no kurām var secināt bīdes sānu morēnu daudz plašāku izplatību seno apledojumu skartos apgabaloš, tai skaitā Latvijas teritorijā.

Šis pētījums apliecinā, ka atsevišķos gadījumos ir iespējams atrisināt liela mēroga un nepatstāvīga porūdens spiediena izmaiņu raksturu ledāja gultnē un identificēt tā nozīmi ledus vairoga dinamiskajos procesos. Izpratne par ūdens, īpaši nogulumu porūdens, ietekmi uz glaciālām sistēmām var palīdzēt pleistocēna un mūsdienu segledāju dinamikas rekonstruēšanā, kā arī papildināt zināšanas par fizikālajiem procesiem, kas norisinās ledāja-gultnes mijiedarbības zonā mūsdienu un senajos ledājos.

Rietumlatvijas zemienes līdzenumos ledāja dinamiku lielā mērā noteica porūdens spiediena izmaiņas, kas atspoguļojas ledāja sasaistes pakāpē ar tā gultni. Ledus uzvirzīšanās laikā lielākie plūsmas ātrumi tika panākti uz ledus bazālā slīdējuma pa tā gultni rēķina, kamēr ledāja gultnes deformācijai bija sekundāra nozīme. Drumlinu parādišanās zemledāja gultnē iežīmē robežu, gar kuru notika ledus sporādiska sasaiste ar gultni, ko ierosināja porūdens spiediena samazināšanās zemledāja nogulumos, kā cēlonis savukārt bija to filtrācijas īpašību izmaiņas.

Pētījuma rezultāti liecina, ka diapīru veidošanās norisinājās kā vienreizējs notikums, ko izraisīja zemledāja porūdeņu spiediena izmaiņas. Tas ataino sērdža veida ledāja uzvirzīšanos ar raksturīgām straujām ledāja virsmas reljefa un zemledāja porūdens spiediena izmaiņām.

Ulmales atsegums atspoguļo Apriku ledus mēles centrālo (ass) zonu. Ledus plūsma šajā zonā lielākoties notika uz ledus bazālā slīdējuma rēķina. Diapīru „augšana” un starpdiapīra iepļaku grimšana Apriku ledus mēles uzvirzīšanās sākumposmā radīja mozaīkveida zemledāja materiāla deformāciju un sākotnējā nogulumu biezuma pārdali. Apgabali virs diapīriem tika pakļauti ledāja erozijai, turpretī starp diapīru iepļakās notika morēnas materiāla uzkrāšanās.

Gudeniekū, Ziemupes un Sensalas atsegumi ir bīdes sānu morēnu šķērsgrīzuma daļas, kas veidojušās Apriku, Bārtas un Ventas ledus mēlu transgresijas laikā. Glaciotektoniskās struktūras liecina, ka bīdes sānu morēnas ne vienmēr ir izdalāmas kā

atsevišķas reljefa formas, bet drīzāk iezīmē laikā mainīgu marginālo zonu, un bīdes sānu morēnas valnis ataino galējo aktīva ledus sānu pozīciju. Šo formu iekšējai uzbūvei ir raksturīga vienvirziena nogulumu deformācija, kas redzama kā uzbīdījumu sērija. Galvenais spiedes sprieguma virziens ir vērts aptuveni perpendikulāri ledus plūsmas virzienam, ko, domājams, izraisa normālā sprieguma gradients starp aktīva un pasīva ledus masām. Ziemupes atsegums ataino Bārtas ledus mēles sānu pozīciju, bet zemledāja deformācijas apjoms šeit ir mazāks, ko, domājams, nosaka mazāks nesaistīto zemledāja nogulumu biezums šajā apgabalā.

Strantes atsegums ataino pārejas gultnes apstākļus starp Apriķu ledus mēles centrālo (ass) un malas zonu. Zemledāja gultnes deformācijai ir līdzīgs mozaīkas deformācijas sadalījums kā Ulmalē, bet ledāja piesaistes pakāpe ir augstāka. Smilšainais glaciotektonīts sastāv gandrīz pilnībā no lokāla materiāla, un materiāla sajaukšanās pakāpe ir ievērojami mazāka kā Ulmalē. Visticamāk, ka tas ataino lēnāku deformācijas ātrumu un lielāku ledāja sasaistes pakāpi ar gultni. Zemledāja uzbīdījumi, kas ir vērsti aptuveni perpendikulāri ledus plūsmai, domājams, norāda uz šķērsenisku spriegumu rašanos izteikta ledus plūsmas ātruma gradiента apstākļos. Mikrolinearitātes pētījumi glaciotektonītā norāda uz to veidošanos ļoti vāja zemledāja materiāla izturības apstākļos.

Vislas apledojuma maksimālās izplatības stadijas deglaciācijas laikā Baltijas ledus lielplūsmas attīstībā notika dramatiskas izmaiņas. Šajā pētījumā tiek apgalvots, ka Baltijas ledus lieplūsma (pirms Apriķu ledus mēles uzvirzīšanās) bija apstājusies, un tikai pēc tam aprimūšās ledus masas reaktivējās kā ledus lobi un mēles, atstājot starp tām stagnanta ledus laukus.

Rietumlatvijas pleistocēna slāņkopa aptver arī samērā pilnīgu vismaz viena silta, domājams, interglaciāla laika nogulumus un vismaz trīs auksta laika nogulumu slāņkopas. Turklat Vidusvislas vecuma slāņkopa ir potenciāli nozīmīgs paleogeogrāfisko un paleoklimatisko rekonstrukciju avots visam Baltijas jūras reģionam. OSL datēšanas rezultāti norāda uz nepieciešamību būtiski pārskatīt pleistocēna slāņkopas augšējās daļas hronostratigrāfiju Rietumlatvijā. Stratigrāfijas pārinterpretēšanai un plašāku rezultātu iegūšanai ir nepieciešams veikt papildus pētījumus, īpašu uzmanību pievēršot apakšējai, mālaini-aleirītiskajai jūras nogulumu slāņkopai, kā arī pielietot mūsdienu absolūtā vecuma datēšanas un paleovides pētījumu metodes. Šobrīd ir iespējams izdarīt sekojošus secinājumus par slāņkopas hronostratigrāfiju:

1. Augšējā morēnas slāņkopa ir veidojusies vēlā Vislas apledojuma nevis Zāles apledojuma laikā. Šo slāņkopu pētāmajā teritorijā nevar uzskatīt par stratigrāfiski apvienotu (nesadalītu) vēlā Vislas un Zāles leduslaikmeta veidojumu.
2. Vidusvislas laikā (MIS 3) Baltijas jūras depresijā eksistēja saldūdens baseins vismaz no 52 līdz 26 tūkst.g. pirms mūsdienām, kas ierobežo Vislas apledojuma izplatības maksimālās stadijas maksimālo vecumu pētījumu teritorijā.

Pēc iegūtajiem rezultātiem var secināt, ka dotā pētījuma izvirzītais mērķis ir sasniegts un galvenie izvirzītie uzdevumi ir izpildīti. Rezultātā: (I) ir raksturota ledus masu dinamika un zemledāja procesi, kā arī pierādīta bīdes sānu morēnu attīstība ledus mēlu marginālajā zonā; (II) ir pierādīts, ka vēlās Vislas apledojuma nogulumi klāja daudz plašāku teritoriju nekā tas tika uzskatīts agrāk, un šiem nogulumiem ir dominējošā loma Rietumlatvijas ledāja reljefa veidošanā; (III) jaunie OSL datējumi pierāda zemmorēnas smilšaino nogulumu uzkrāšanos seklūdens baseinā Vidusvislas apledojuma laikā un pamato turpmāku pētījumu nepieciešamību veikt padziļinātu zem Vidusvislas interstadiāla nogulumiem iegulošo slāņkopu izpēti.

Pateicības

Šī pētījuma autors pateicas promocijas darba vadītājam - profesoram, Dr. ģeol. Vitālijam Zelčam par ieguldīto lielo darbu zinātnisko rakstu tapšanā, pacietīgām un ļoti noderīgām diskusijām par pētījuma rezultātiem. Tāpat autors ir pateicīgs savam ilggadējam kolēģim un topošam zinātņu doktoram – Andim Kalvānam par kopīgu darbu šī pētījuma rezultātu un tos atspoguļojošo zinātnisko rakstu tapšanā. Autors ir pateicīgs Mārim Nartišam par vērtīgajām konsultācijām GIS programmatūru pielietojumā. Autors ir pateicīgs Markam Deitonam par zinātniskā raksta angļu valodas redīgēšanu. Autors ir īpaši pateicīgs visskaistākajai ģeoloģei – Kristīnei Tovmasjanai par ieguldījumu baseina nogulumu sedimentācijas vides raksturošanā, un promocijas darba latviešu valodas kopsavilkuma redīgēšanu. Pētījums veikts ar ESF (Nr. 2009/0138/1DP/1.1.2.1.2/09/IPIA/VIAA/004) un LZP grantu (Nr. 05.1498; Nr. 2007/ZP-87; Nr. 2008/ZP-87) finansiālu atbalstu.