

LATVIJAS UNIVERSITĀTE  
ĢEOGRĀFIJAS UN ZEMES ZINĀTŅU FAKULTĀTE  
ĢEOLOĢIJAS NODAĻA

**ĢEORADARA IZMANTOŠANA DIAPĪRU IZPLATĪBAS  
NOTEIKŠANAI ULMALES STĀVKRASTA PIEGUĻOŠAJĀ  
TERITORIJĀ**

BAKALĀURA DARBS

Autors: Amanda Stūrmane

Stud.apl. 16153

Darba vadītājs: Jānis Karušs

Dr. geol., docents

RĪGA 2019

## ANOTĀCIJA

Bakalaura darba mērķis ir noskaidrot diapīru izplatību Ulmales stāvkrasta pieguļošajā teritorijā, izmantojot radiolokācijas metodi.

Iepriekšējie pētījumi balstās tikai uz stāvkrastā esošajiem atsegumiem, tādēļ nav informācijas par to, cik tālu diapīrisma procesi ir bijuši izplatīti. Lauka darbi ietver pētījumu par Ulmales stāvkrasta atsegumā sastopamajām diapīru struktūrām. Savukārt, izmantojot radiolokācijas metodi, stāvkrasta pieguļošajā teritorijā tika ierīkoti 30 profili. Rezultātā tika iegūta karte, kas parāda ar ģeoradaru iegūto signāla atstarojumu dziļumus, kas savukārt atspoguļo diapīru virsmu.

Pētījumā iegūtie rezultāti liecina, ka ar radiolokācijas pētījumu metodi ir iespējams noteikt diapīru izplatību, kā arī iepriekš pieņemtais uzskats, ka morēnas veidošanās ir saistīta ar diapīrisma procesiem, nav attiecināms uz šo teritoriju.

**Atslēgas vārdi:** radiolokācija, diapīri, Ulmale, glaciotektonisms

## ANNOTATION

The aim of the bachelor thesis is to find out the distribution of diapirs in the adjacent territory of Ulmale bluff by using GPR.

Previous studies focuses only on the outcrops of the bluff, so there is limited information on how far the processes of diapirism were distributed. Fieldwork includes a study of the diapir structures found on outcrop of the Ulmale bluff. Using the radiolocation method, 30 profiles were installed in the adjacent area of the bluff. As the result we have a map showing the depth of reflection of the signal obtained by the georadar, which in turn represents the surface of the diapirs.

The results of the study shows that it is possible to determine the distribution of the diapirs with by using GPR in the adjacent territory of Ulmale bluff. Also the previously believed that the formation of till sediments is related to the processes of diapirism, is not applicable to this territory.

**Key words:** radiolocation, diapirs, Ulmale, glaciotectonism

## SATURA RĀDĪTĀJS

IEVADS .....	6
1. PĒTĪJUMU TERITORIJAS RAKSTUROJUMS .....	7
1.1. Fizioģeogrāfiskais novietojums .....	7
1.2. Apriķu ledus mēles skartās teritorijas ģeomorfoloģiskais raksturojums .....	8
1.3. Ģeoloģiskā uzbūve.....	11
1.3.1. Kvārtāra nogulumu uzbūve .....	11
1.2.2. Subkvartārā virsma .....	13
2. DIAPĪRI UN TO VEIDOŠANĀS .....	15
2.1. Sāls diapīri.....	15
2.1.1. Sāls raksturojums .....	15
2.1.2. Sāls plūsmu kontrolējošie procesi un mehānismi .....	17
2.2. Magmas diapīri.....	19
2.1.1. Magma un tās raksturojums .....	20
2.2.2. Visbiežāk pieminētie mehānismi.....	22
2.1.3. Visbiežāk sastopamās magmas intruzīvās struktūras .....	25
3. GLACIOTEKTONISKĀS STRUKTŪRAS UN GLACIODIAPĪRI .....	29
3.1. Glaciotektonika.....	29
3.1.1. Nogulumu deformācija .....	30
3.1.2. Glaciotektonisko Struktūru iedalījums .....	32
3.2. Glaciotektoniskās reljefa formas .....	35
3.2.1. Paugura – ieplakas pāris .....	36
3.2.2. Kupolveida pauguri .....	36
3.2.3. Megabloki un atrauteņi .....	37
3.2.4. Saliktas grēdas.....	37
3.2.5. Sabīdījuma gala morēna.....	38
3.2.6. Glaciotektoniskās reljefa formas Latvijas teritorijā .....	39
3.3. Ledāja darbības rezultātā veidojošās intrūzijas un diapīri .....	41
4. RADIOLOKĀCIJAS METODES DARBĪBAS PAMATPRINCIPI .....	43
4.1. Elektromagnētisko viļņu izplatīšanās, laušana un atstarošanās.....	44
4.2. Dielektriķis un vielas polarizācija .....	46
4.3. Izmantotās frekvences.....	47
5. MATERIĀLI UN METODES.....	50

5.1. Radiolokācijas profilēšana .....	50
5.1.1. Radiolokācijas profilu gājiena piesaiste koordinātām .....	52
5.1.2. Radiolokācijas profilu apstrāde .....	54
5.1.3. Radarogrammu piesaiste koordinātām .....	54
5.1.4. Ģeoradara signālu atstarošanās virsmas izveide .....	56
5.2. Ortofoto un digitālā augstuma modeļa (DEM) izveide .....	57
5.2.1. Aeorofotogrāfiju uzņemšana .....	57
5.2.2. Ortofoto kartes izveide .....	58
5.3. Urbumu ierīkošana .....	61
6. REZULTĀTI .....	63
6.1. Digitālās virsmas modelis .....	63
6.2. Radiolokācijas pētījuma metodes rezultāti .....	64
6.2.1. Radarogrammu analīze .....	64
6.2.2. Radiolokācijas signāla izplatīšanās dziļuma karte .....	66
6.3. Urbumi un to piesaiste radarogrammām .....	68
6.3.1. Urbumos konstatēto nogulumu raksturojums .....	68
6.3.2. Urbumu piesaiste radarogrammām .....	71
6.4. Stāvkrasta atseguma sienas raksturojums .....	71
7. SECINĀJUMI .....	80
LITERATŪRA UN AVOTI .....	81

## IEVADS

Rietumlatvijā pēdējā apledojuuma deglaciācijas fāzē Baltijas lielplūsmas Kuršu lobs bija sadalījies vairākās ledus mēlēs, kur viena no tām bija Apriķu ledus mēle (Zelčs, Markots 2004), kas veicinājusi glaciotektonisko deformāciju veidošanos pētījuma teritorijā (Saks et al. 2012a; Saks et al. 2012b). Lauka darbu laikā pētījuma teritorijas stāvkrasta atsegumā tika konstatētas gan trauslas deformācijas (lūzumi, bīdes zonas, u.c.), gan plastiskas deformācijas (krokas, diapīru struktūras). Šādas struktūras var liecināt par tajā laikā pastāvošajiem zemledāja un pieledāja apstākļiem, kā arī ledāja dinamisko raksturojumu struktūru veidošanās laikā (Saks et al. 2012a).

Iepriekšējie pētījumi teritorijā pārsvarā balstās uz stāvkrastā sastopamajiem atsegumiem (Saks et al. 2012a; Saks et al. 2012b) un neitver teritoriju, kas turpinās tālāk iekšzemes virzienā. Līdz šim nav skaidrs, cik tālu diapīrisma procesi ir norisinājušies. Savukārt tikai pēc stāvkrastā atsedzošās daļas nav korekti spriest par diapīru struktūru izplatību pētījumu teritorijā.

Bakalaura darba mērķis ir noteikt diapīru izplatību stāvkrastam piegulošajā teritorijā.

Bakalaura darbam izvirzītie uzdevumi:

- Apkopot informāciju par līdz šim veiktajiem pētījumiem Ulmales stāvkrastā;
- Apkopot zinātnisko literatūru par diapīru veidošanās mehānismiem;
- Veikt atsegumā sastopamo nogulumu identificēšanu un dokumentēšanu;
- Veikt radiolokācijas profilēšanu pētījumu teritorijā;
- Ierīkot urbumus vietās, kur veikta radiolokācijas profilēšana;
- Veikt iegūto radiolokācijas profilu apstrādi;
- Veikt radiolokācijas profilu sasaisti ar veiktajiem urbumiem;
- Pētījumu teritorijas ortofoto kartes un digitālā virsmas modeļa izveide;
- Apkopot iegūtos datus, veikt to analīzi un izdarīt secinājumus.

Darbs sastāv no ievada, 7 nodaļām un apakšnodaļām, izmantotā literatūras saraksta, kā arī satur 48 attēlus, 5 tabulas, 7 formulas, kā arī 1 pielikumu. Darba apjoms 86 lpp.

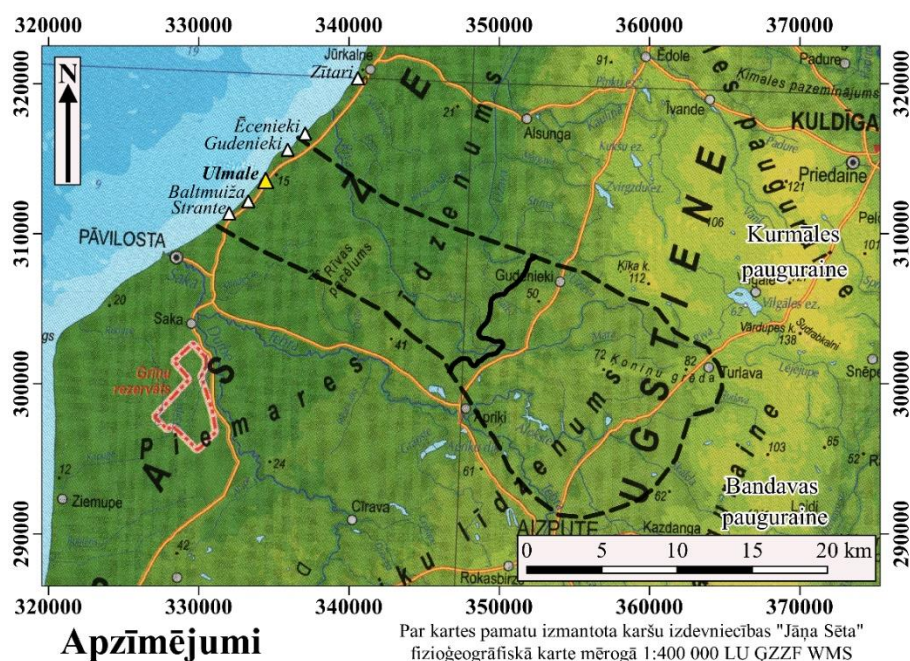
# 1. PĒTĪJUMU TERITORIJAS RAKSTUROJUMS

## 1.1. Fizioģeogrāfiskais novietojums

Pētījums tika veikts Rietumkurzemē, Baltijas jūras piekrastē, Ulmalē. Ulmale atrodas Apriķu ledus mēles gultnes skartās teritorijas vidusdaļā, kas pēdējā apledošanas deglaciācijas laikā Linkuvas stadijas fāzē bija uzvirzījies teritorijai. Mūsdienās Apriķu ledus mēles skartā teritorija iekļauj Piejūras zemienes Piemares līdzenumu un Apriķu līdzenumu (1.1. att.).

Apriķu līdzenums ir dabas apvidus Rietumkursas augstienes rietumu malā. Tas robežojas ar Kurmāles paugurieni ZA, Bandavas paugurieni A un D, Piemares līdzenumu R. Apriķu un Piemares līdzenumu robežu iezīmē Baltijas ledus ezera B II stadijas krasta līnija (Strautnieks 1994) (1.1. att.). Līdzenuma absolūtie augstumi pazeminās no 40 – 50 m v.j.l. Kurmāles pauguraines pakājes rietumos līdz ~30 m v.j.l. kādreizējā Baltijas ledus ezera krasta tuvumā (Juškevičs et al. 1998).

Apriķu līdzenums ZR robežojas ar Piemares līdzenumu. Piemares līdzenums ir dabas apvidus Baltijas jūras krastā. Ziemeļu daļā tas pāriet Ventavas līdzenumā, bet dienvidu daļā robežojas ar Bārtavas līdzenumu. Līdzenuma absolūtais augstums pazeminās no Baltijas ledus ezera senkrasta zonas līdz 10 – 12 m v.j.l. jūras piekrastē (Juškevičs et al. 1998).



1.1. attēls. Pētījuma teritorijas fizioģeogrāfiskais novietojums

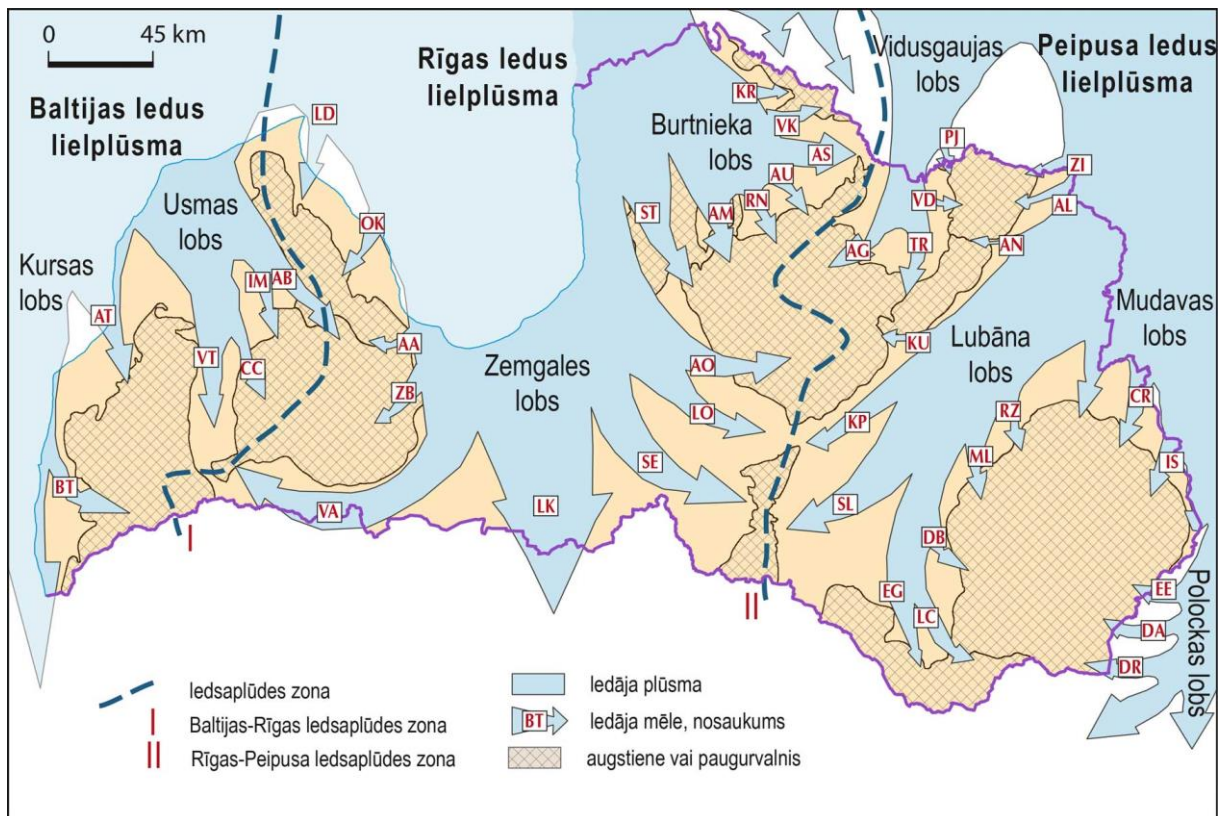
Pētījumu teritorija ietver piekrastes daļā esošo stāvkraсту, kura augstums vietām sasniedz 12 m. Intensīvās erozijas dēļ nogāze pastāvīgi pārvietojas iekšzemes virzienā (Lapinskis 2018), vietām pat par 1 – 2 m gadā (Juškevičs et al. 1998). Erozijas rezultātā nemitīgi tiek pārskaloti stāvkraста atsegumā esošie nogulumu, veidojot pludmali, kurā, neskaitot smilšainos nogulumus, atsevišķos posmos sastopamas arī oļu, akmeņu un laukakmeņu koncentrācijas (1.2. att.).



1.2. attēls. Ulmales stāvkraста. A – skats no stāvkraста augšas. B – Erodēti stāvkraста atsegumā sastopamie nogulumu

### 1.2. Apriķu ledus mēles skartās teritorijas ģeomorfoloģiskais raksturojums

Vēlā Vislas apledoјuma Linkuvas deglaciācijas fāzē Baltijas ledus lielplūsmas Kursas lobs bija sadalījies vairākās ledus mēlēs, kur viena no tām bija Apriķu ledus mēle (1.3. att.) (Zelčs, Markots 2004). Tā savas dinamiskās darbības rezultātā veicinājusi deformēšanos gan zemledāja, gan ledāja malas zonas sastopamajos nogulumos (Saks et al. 2012b).

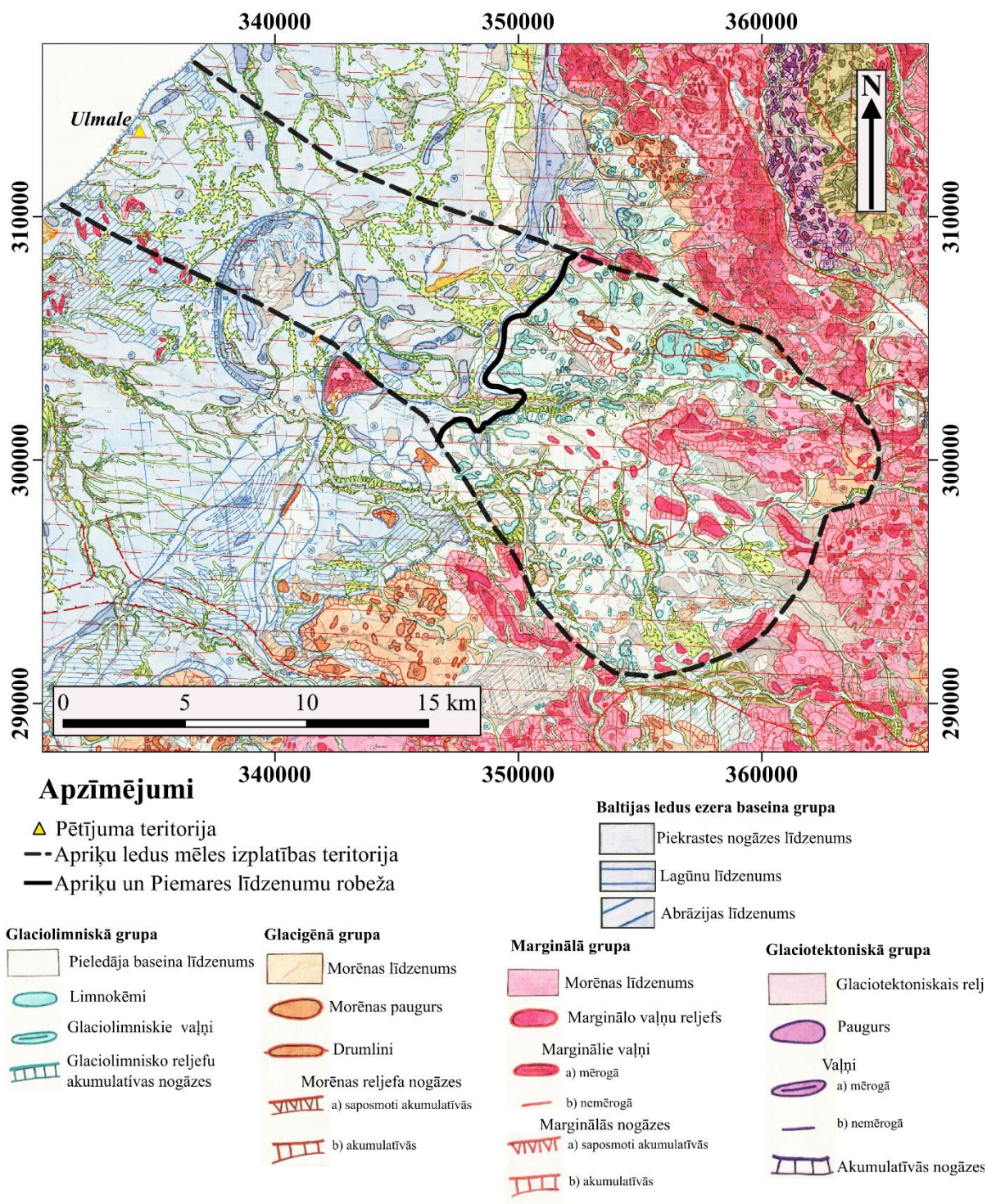


1.3. attēls. Ledāja lomu un mēļu novietojumi vēlā Vislas apledošanas deglaciācijas laikā (Ledus mēles: BT – Bārtas; AT – Apriķu; VT – Ventas; CC – Cieceres; AB – Abavas; IM – Imulas; LD – Laidzes; OK – Oksles; AA – Augšabavas; ZB – Zebrus; VA – Vadakstes; LK – Linkuvas; SE – Sēlijas; LO – Lobes; AO – Augšogres; ST – Straupes; AM – Amatas; RN – Raunas; AU – Abula; AS – Aumeisteru; VK – Valkas; KR – Kārķu; AG – Augšgaujas; TR – Tirzas; VD – Vaidavas; PJ – Pērļupītes; ZI – Ziemeru; AL – Alūksnes; AN – Annas; KU – Kūjas; KP – Krustpils, SL – Slates; EG – Eglaines; LC – Laucesas; DB – Dubnas; ML – Maltas; RZ – Rēzeknes; CR – Cirmas; IS – Istras; EE – Ežezera; DA – Dagdas; DR – Drujas) (Markots, Zelčs 2004)

Iepriekš veikto pētījumu rezultātā ir izteikts pieņēmums, ka Apriķu ledus mēles plūsma notikusi diverģenti. Piekrastes daļā tās platums bijis 6 km, bet marginālajā zonā – 15 km. No tagadējās piekrastes zonas, tā 35 km garumā uzvirzījies iekšzemes teritorijā (Saks et al. 2012b).

Tās izplatības robežas fiksē gala morēnas vaļņi un marginālās nogāzes Rietumkursas augstienes R malā (Āboltiņš 2010). Savukārt, kā redzams 1.4. attēlā, ledus mēles sānu daļas, kas bija novietotas teritorijas daļā, kas mūsdienās sakrīt ar Piemāres līdzenumu, neiezīmējas mūsdienu reljefā, jo šos nogulumus, visticamāk, ir erodējuši Baltijas ledus ezeru ūdeņi. Toties teritorijas daļā, kas sakrīt ar Apriķu līdzenumu, ir sastopami glaciolimniskie vaļņi un limnokēmi, kas veidojušies pieledāja ezera baseinā. Vietām arī ir konstatēti drumlini, kuru

garenasis ir orientētas ZR – DA virzienā, kas sakrīt ar ledus mēles plūsmas virzienu (Saks et al. 2012b).



1.4. attēls. Apriķu ledus mēles skartās teritorijas ģeomorfoloģiskā uzbūve (Mурнице 1989; ar autores papildinājumiem)

Apriķu ledus mēles malas zonas iezīmējas ar marginālajām glaciotektoniskajām struktūrām, kuru kompresijas asis orientētas perpendikulāri reģionālajam ledāja plūsmas virzienam. Vairākos Rietumkurzemes Baltijas jūras stāvkrasta posmos ir veikta atsegumā sastopamo deformēto nogulumu pētīšana un analizēšana. Stāvkrastā Gudeniekos (novietojumu skatīt 1.1. att.) atsedzas glaciotektoniski deformēti nogulumu slāņi, kas veido zvīņveida uzbūvējuma struktūras. Uzbūvējumu struktūru atrāvuma virsmas ir orientētas perpendikulāri (Z – ZA) attiecībā pret Apriķu ledus mēles plūsmas virzienu (no ZR uz DA). Tās iezīmē ledus mēles marginālo zonu, ar to saprotot, robežu starp kustībā esošu ledāju un stagnantu ledāju (Saks et al. 2012a; Saks et al. 2012b).

Savukārt Strantes stāvkrastā sastopamajiem nogulumiem deformācijas pakāpe ir bijusi daudz augstāka. Strantes atsegums atrodas apmēram 2 km attālumā ziemeļu virzienā no Apriķu ledus mēles dienvidu sānu malas (1.1. att.). Šajā daļā, kas atradusies tuvu ledāja malas zonai, porūdēns spiedieni bija mazāki, un ledāja gultnes sasaiste ar nogulumiem bijusi lielāka, kas rezultējusies ar lielāku nogulumu deformācijas pakāpi (Saks et al. 2012b).

Vietā ar nosaukumu “Zītari” (1.1. att.), kas atrodas apmēram 10 km Z virzienā no Ulmales, stāvkrasta atsegumos nav konstatētas glaciotektoniskas deformācijas, un pētījumu autori interpretē to kā apgabalu, kurā ledus atradies stagnantā stāvoklī (Saks et al. 2012b).

### **1.3. Ģeoloģiskā uzbūve**

#### **1.3.1. Kvartāra nogulumu uzbūve**

Apriķu līdzenumā kvartāra sega sasniedz gandrīz 30 m biezumu. Griezuma apakšējo daļu R un A daļā veido Kurzemes (Zāles) apledojuma morēnas nogulumi. Austrumu daļā subkvartāro virsmu īsā posmā nosedz Kurzemes (Zāles) apledojuma glaciofluviālie nogulumi – granšaina smilts. Lielāko daļu līdzenuma kvartāra nogulumus veido Baltijas (Vislas) leduslaikmeta morēnas mālsmilts vai smilšmāls. Morēnas nogulumus nosedz Baltijas (Vislas) leduslaikmeta glaciolimniskie nogulumi – blīvs māls, kas veidojies smalkajam materiālam nogulsnējoties pieledāja baseinā (Strautnieks 1994), veidojot pleistocēna nogulumu segas augšējo daļu (Juškevičs et al. 1998).

Salīdzinot ar Apriķu līdzenumu, Piemāres līdzenuma pamats manto subkvartārās virsmas reljefu, kura dziļums pakāpeniski pieaug no Baltijas ledus ezera kādreizējās krasta zonas Baltijas jūras virzienā. Rezultātā kvartāra nogulumu biezums ZR daļā sasniedz 75 m, bet DA daļā ir nedaudz mazāks – gandrīz 40 m (Juškevičs et al. 1998)

Subkvartāro virsmu klāj Kurzemes (Zāles) leduslaikmeta sarkanbrūna morēna. Vietām zem morēnas nogulumiem iegūļ glaciofluviālas izcelsmes smilts un grants nogulumi (Saks et al. 2012a).

Virs morēnas nogulumiem nelielā biezumā (1,5 – 6 m) uzguļ pelēki, ar organisko materiālu bagāti, aleirītiski mālaini nogulumi, kurus mēdz arī dēvēt par “sudraba slāņiem” (1.5. att.; skatīt nogulumu slāni ar indeksu “Sd”) (Kalniņa 2001; Saks et al. 2012a). Tos pārsedz Akmeņraga svītas slāņkopa, kuru var iedalīt divās daļās: apakšējā daļa, kas sastāv no aleirīta un smilšaina aleirīta, bet augšējā daļa, kas sastāv no smilts nogulumiem (1.5. att.; skatīt slāni ar indeksu “Ak”). “Sudraba slāņi” kopā ar Akmeņraga svītas nogulumiem veido līdz 20 m biezumu. To veidošanās vecums tiek korelēts ar Felicianovas (Ēmas) starpleduslaikmetu (Saks et al. 2012a).

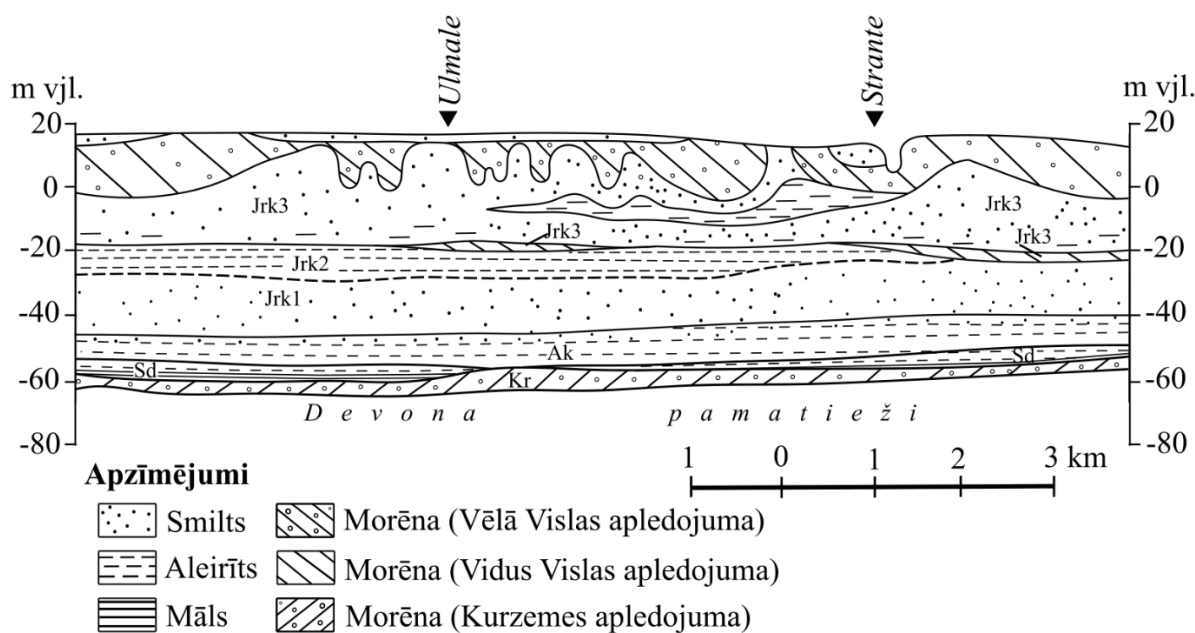
Felicianovas (Ēmas) starpleduslaikmeta nogulumus nomaina āgrā Vislas laikmeta aleirītiskas smilts, aleirīta, aleirītiska māla un māla nogulumi (1.5. att.; skatīt slāņus ar indeksiem “JrK2” un “JrK1”). Nogulumu kopējais biezums sasniedz aptuveni 20 m (Saks et al. 2012a).

Virs tiem uzguļ vidus Vislas laikmeta tumši pelēka morēna, kas veido līdz 1 m biezu slāni. Vietām zem morēnas nogulumiem iegūļ glaciofluviāli smilts un grants nogulumi (Saks et al. 2012a).

Daļa no pleistocēna nogulumu slāņkopas atsedzas Ulmales teritorijas stāvkrasta atsegumos (1.5. att.). Stāvkrasta apakšējā daļā vietām atsedzas pēlēkas krāsas mālaini aleirītiski nogulumi, kas arī veido diapīru struktūras. Kalniņa (2001) iepriekš veiktajos pētījumos šajos nogulumos ir konstatējusi putekšņus, kas raksturīgi tundras vides apstākļiem. Kalniņa (2001) arī min, ka šis slānis ir veidojies ledus kušanas ūdeņu baseina apstākļos. Mālaini aleirītiskā materiāla nogulsnešanās vecums tiek korelēts ar vidus Vislas laikmetu (Saks et al. 2012a).

Vidus Vislas laikmets arī tiek pārstāvēts ar seklūdens baseina aleirītiski smilšainiem nogulumiem, kas arī atsedzas Ulmales teritorijas stāvkrastā. Šos nogulumus ir deformējuši zem tiem esošie diapīri. Vairākos Rietumkurzemes stāvkrasta posmos (Ulmale, Strante, Baltmuiža u.c., 1.1. att.), izmantojot OSL (Optiski stimulētās luminiscences) metodi, ir veikta to vecuma datēšana. Visi datējumi norāda uz vecumu starp  $26 \pm 2,6$  tūkst.g. un  $52 \pm 10$  tūkst.g., kas atbilst vidus Vislas interstadiālam. Ulmales stāvkrastā smilšainie nogulumi datēti divās vietās, un to vecumi ir  $26 \pm 4,1$  tūkst.g. un  $28 \pm 4,8$  tūkst.g. (Saks et al. 2012a).

Smilšainos nogulumus nosedz Vislas leduslaikmeta morēnas nogulumi (Saks et al. 2012a), kurus vietām ir pārskalojuši Baltijas ledus ezera ūdeņi, tādēļ tās virsma ir erodēta un nav izplatīta vienmērīgi.



1.5. attēls. Posma Ulmale – Strante ģeoloģiskais griezum (Kalniņa 2001; Saks et al. 2012a; ar autores rediģējumu). Tekstā aplūkoto litoloģisko vienību simboli: Sd – sudraba slāņi; Ak – Akmeņraga svīta; Jrk1, Jrk2, Jrk3 – Jūrkalnes svītas slāņi

### 1.2.2. Subkvartārā virsma

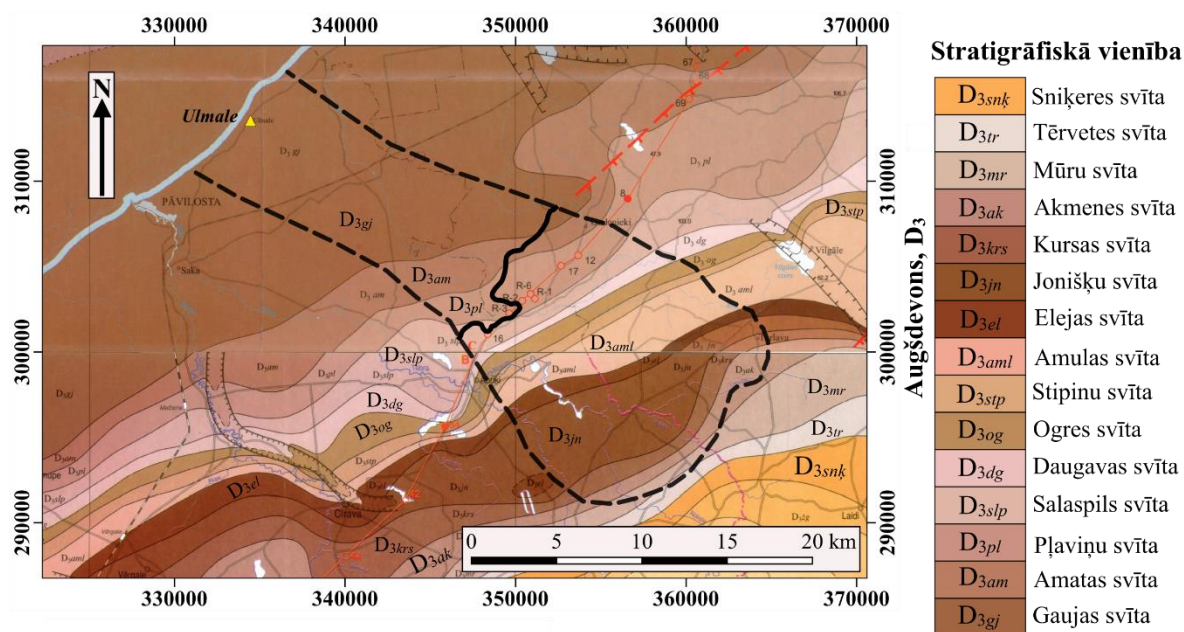
Apriķu ledus mēles skartās teritorijas subkvartārā virsma sastāv no augšdevona iežiem (1.6. att.). Tās absolūtais augstums, sākot ar Rietumkursas augstienes piekājes zonu (DA) līdz apmēram Baltijas ledus ezera senkrasta zonai, ir ~30 m v.j.l. Tālāk Baltijas jūras virzienā (ZR) virsma ļoti strauji pazeminās līdz gandrīz 70 m z.j.l. (Juškevičs, Mūrniece 1998).

Subkvartāro virsmu ZR daļā veido augšdevona Gaujas svītas klastiskie nogulumieži – dzeltenpelēkie smilšakmeņi, sarkanbrūni, gaiši zaļganpelēki un raibi aleirolīti, māli un aleirītiski māli (Mūrnieks 1998).

DA virzienā subkvartārā virsma, vietā, kur atrodas Apriķu līdzenums, ir sarežģītas uzbūves, kur vietām nelieli pacēlumi (40 – 50 m v.j.l.) mijas ar pazeminājumiem (20 m v.j.l.) (Strautnieks 1994). Šajā vietā pakāpeniski subkvartāro virsmu sāk veidot jaunāki ieži: augšdevona Amatas svītas smilšakmeņi ar sarkanbrūnu aleirītu un mālu starpslāņiem.

Tālāk klastiskos iežus ik pa laikam nomaina organogēnas izcelsmes ieži: Pļaviņu svītas dolomīti, domerīti un dolomītiski māli, Salaspils svītas dolomīti un ģipši, Daugavas svītas domerīti un māli, Ogres svītas pelēkie dolomīti, domerīti, māli, aleirolīti un smilšakmeņi. Stipinu svītas dolomīti un māli, Amulas svītas vizlaini smilšakmeņi ar dolomītu un ģipšu starpslāņiem, Elejas svītas mālainie aleirolīti un aleirītiski dolomīti, Jonišķu svītas pelēkie, raibi

poraini, kavernozi dolomīti, domerīti ar organogēnu struktūru, Kursas svītas domerīti ar organogēnu struktūru un māli, Akmenes svītas aleirolīti un smilšakmeņi, Mūru svītas balti smalkgraudaini smilšakmeņi ar raibu mālu un aleirolītu starpslāņiem, Tērvetes svītas balti, dzeltenīgi smalkgraudaini smilšakmeņi un raibi, sarkanbrūni aleirolīti un māli (Mūrnieks 1998).



1.6. attēls. Subkvartārā virsma Aprīķu ledus mēles skartajā teritorijā (Mūrnieks 1998; ar autores papildinājumiem)

## 2. DIAPĪRI UN TO VEIDOŠANĀS

Diapīri ir vieni no intrūzijas veidiem un ir bieži sastopamas un pētītas struktūras. Intrūzijas iekļauj visas tās struktūras, kurā viens materiāls mobilā stāvoklī iespiešies citā materiālā. Starp abiem materiāliem nav notikusi homogenizācija. Izņēmums ir abu materiālu robežvirsmas (Aber, Ber 2007).

Intrūzijas un diapīri veidojas dažādos nogulumos un nogulumiežos, kā arī dažādos ģeoloģiskajos apstākļos un laika posmos. Visbiežāk pētītās un publikācijās minētās struktūras ir magmas intrūzijas un sāls diapīri, ar kurām saistītas dažādu rūdu, naftas, kā arī citas ekonomiski nozīmīgas derīgo izrakteņu ieguves. Ņemot vērā to, ka ar glaciotektoniskiem procesiem saistītu diapīru pētījumi nav plaši izvērsti, lai sniegtu detalizētu ieskatu diapīrisma procesa mehānismā, darba autore apkopoja pētījumus, kas apskata arī ar sāls tektoniku un magmatisma procesiem saistītās intrūzijas.

### 2.1. Sāls diapīri

Ļoti plaši gan vēsturiski, gan mūsdienās tiek pētīti sāls diapīri to ekonomiskās nozīmības dēļ, jo ar tiem ir saistīta naftas, sāls, sēra un citu vielu ieguve (Twiss, Moores 2002), tādējādi arī ir pieejams ļoti plašs informācijas avotu klāsts.

Liela mēroga deformācijas, kas norisinās nogulumos, kuru lielākā daļa sastāv no sāls vai citiem evaporītiem, mēdz dēvēt arī par sāls tektoniku (Jackson, Hudec 2017). Bez vārda “sāls” bieži vien arī tiek izmantots termins “akmenssāls” (rocksalt), kas apzīmē materiālu, kas lielākoties sastāv no halīta minerāliem (Hudec, Jackson 2007).

Par sāls diapīrismu tiek dēvēta sāls masas plūsma augšup vērsta virzienā, kuras laikā sāls masa izspiežas caur uzgulošajiem iežiem (Fossen 2016).

#### 2.1.1. Sāls raksturojums

Tā kā diapīri visbiežāk veidojas sāļos, kas veidojušies no halīta minerāliem (Hudec, Jackson 2007), tad attiecībā uz sāls diapīriem un to veidošanās cēloņiem uzmanība ir jāvērs sāls mehāniskajām un fizikālajām īpašībām, kā arī veidošanās apstākļiem. Galvenās halīta minerāla īpašības ir tā mazais blīvums, šķīdru vielu vāja caurlaidība, augsts plastiskums, kas arī nosaka to, kādēļ nafta, gāze un šķīdumi spēj viegli uzkrāties vietās, kur ir sāls, precīzāk – sāls un ietverošo iežu robežvirsmas (Marques et al. 2013).

Ja salīdzina evaporītus ar siliklastiskiem nogulumiežiem, tad abu nogulumiežu veidošanās ir krasi atšķirīga. Siliklastiskiem nogulumiem atrodies tuvu zemes virsmai, tie ir nekonsolidēti un var saturēt mālu un citu smalkgraudainu materiālu piejaukumus. Palielinoties slāņu biezumam, un līdz ar to arī dziļumam, palielinās arī ietverošais spiediens. Laika gaitā nogulumi tiek pakļauti diaģenēzei, tie sablīvējas un izveidojas par nogulumiežiem, kuru mehāniskā izturība ir daudz stiprāka par sāls iežiem (Jackson, Hudec 2017). Brīdī, kad sāls ir izveidojies, tā ir kristāliska viela, salīdzinot ar nogulumiem, kas ir poraini. Sāls vidējais blīvums ir  $2200 \text{ kg/m}^3$ , kas ir mazāks par konsolidētiem siliciklastiskiem vai karbonātskiem nogulumiem. Palielinoties dziļumam, bet pie nemainīgas temperatūras, sāls blīvums mainās ļoti niecīgi. Savukārt, ja parādās apstākļi, kad, palielinoties dziļumam, notiek temperatūras paaugstināšanās, tad halīta minerāliem ir tendence izplesties. Tādā gadījumā sāls blīvums var samazināties, un līdz ar to tas pat pavājinās un ir vieglāk deformējams (Jackson, Hudec 2017).

Pie tipiskiem ģeoloģiskajiem deformācijas ātrumiem sāls pārsvarā iegūst šķidrās vielas īpašības, un tā plūsma arī notiek kā šķidrai vielai. Sāls deformējas krīpa veidā, it īpaši, ja tas sastāv no smalkgraudainiem kristāla graudiem. Tādējādi, ja virs sāls slāņa nogulsņējas daudz blīvāki nogulumi, tas spiediena ietekmē nevis konsolidējas, bet gan iegūst šķidrās vielas īpašības (Hudec, Jackson 2007).

Sāls reoloģija un mehāniskās īpašības padara to par diezgan nestabilu materiālu dažādos ģeoloģiskos apstākļos. Tā kā virs sāls slāņa uzgulošie nogulumu slāņi laika gaitā konsolidējas un sablīvējas, tad var rasties blīvuma inversija starp sāls slāni un uzgulošo siliklastisko nogulumu slāni, kā rezultātā veidojas nestabila situācija, kas pie labvēlīgiem apstākļiem rezultējas ar sāls plūšanu (Fossen 2016). Nereti ir gadījumi, kad sāls diapīra plūsma ir pietiekami stipra, lai tas varētu izplūst līdz zemes virsmai, tad to dažkārt mēdz dēvēt par sāls ledāju (salt glacier) (Schattner et al. 2018; Talbot, Pahjola 2009). Sāls – ledājs savu nosaukumu ieguvis pateicoties tā līdzībai ar ledāju (Fossen 2016) (2.3. att.).

Dziļums, no kāda norisinās sāls plūšana, ir atkarīgs no nogulumu litoloģiskajām īpašībām un nogulumu nogulsņēšanās ātruma. Ja nogulumu sastāvā dominē ļoti smalkgraudaina frakcija (māls, aleirīts), tad ir nepieciešams vismaz 600 – 700 m biezs nogulumu slānis, lai aizsāktos diapīrisma process, bet, ja nogulumi sastāv no smilšaina materiāla, tad uz sāls slāņa uzgulošajam siliklastiskajam slānim ir jābūt vismaz 1500 – 2000 m biežam (Fossen 2016).

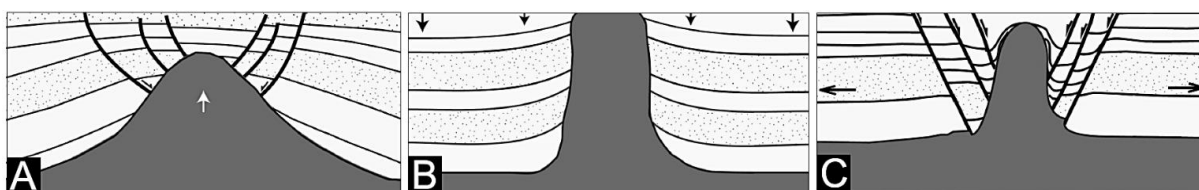
### 2.1.2. Sāls plūsmu kontrolējošie procesi un mehānismi

Ir vairāki faktori, kas aizsāk, kā arī nodrošina sāls plūsmu. Galvenie no tiem (Fossen 2016):

1. Virs sāls slāņa nogulsnētā materiāla nevienmērīgs noslogojums – tādā gadījumā sāls plūst no lielāka spiediena uz mazāka spiediena apgabalu;
2. Tektoniskie procesi – dažādi spiedes vai stiepes apstākļi atbrīvo vietu, kur sāls slānim aizplūst;
3. Termālā izplešanās – līdz ar siltuma pieaugumu sālim ir tendence izplesties.

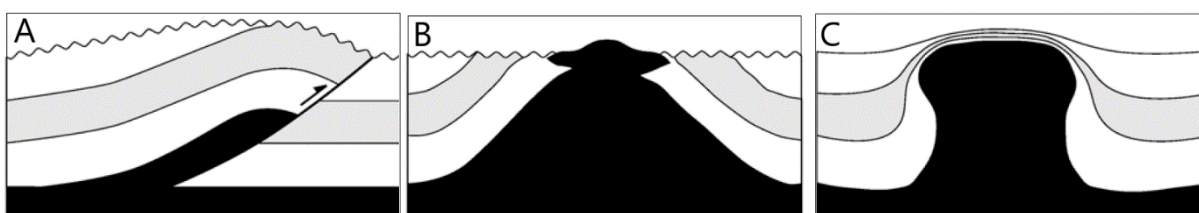
Kopumā, apskatot pieejamos informācijas avotus, visbiežāk tiek izdalīti 3 sāls diapīru mehānismi, kādā veidā sāls sāk plūsmu (Karam, Mitra 2006; Fossen 2016) (2.1.att.):

1. Aktīvais diapīrisms – sāls slānis savas kustības dēļ deformē virsējo slāni, veidojot tajā lūzumus, līdz izplūst cauri tam;
2. Pasīvais diapīrisms – sāls vertikālo kustību izraisa uzgulošie slāņi, kas sāk iegrimt;
3. Reaktivējoties – sāls kustība aizsākas kā atbildes reakcijas pēc lūzumu izveidošanās reģionālas stiepes apstākļos.



2.1. attēls. Sāls diapīru veidošanās mehānismi. A – aktīvais diapīrisms. B – Pasīvais diapīrisms. C – Sāls plūšana reaktivējoties lūzumiem (Karam, Mitra 2006; ar autores papildinājumiem)

Bez iepriekš minētajiem mehānismiem (2.1. att.) ne tik bieži, bet tomēr tiek aprakstīti vēl 3 mehānismi, kādā veidā sāls aizsāk un turpina savu plūsmu (2.2. att.) (Hudec, Jackson 2007). Neskaitot šos trīs papildus diapīrisma mehānismus, tomēr visbiežāk sāls mehānismi tiek iedalīti aktīvajā, pasīvajā un reaktivējošā diapīrisma.



2.2. attēls. Sāls diapīru veidošanās mehānismi. A – uzbīdījuma plaknē. B – erozijas dēļ. C – plastiskas deformācijas dēļ (Hudec, Jackson 2007; ar autores papildinājumiem)

Aktīvā diapīrisma mehānisma gadījumā sāls slānis ar savu kustību uzgulošo materiāla slāni uzspiež un izstumj uz augšu. Viens no faktoriem, lai šāds process būtu iespējams, uzgulošajam materiālam ir jābūt relatīvi plānākam par sāls slāni. Tādā gadījumā sāls slāņa izraisītais spēks ir lielāks par uzgulošā materiāla izturību un spēj to deformēt. Parasti šī slāņa biezums ir aptuveni 20% no sāls slāņa biezuma. Līdz ko sāls ir izspiedies cauri nogulumiem, tas turpina plūst arī gadījumos, ja virs tā turpinās nogulumu uzkrāšanās (Warren 2016).

Aktīva diapīrisma procesa rezultātā virs sāls kupola centrālās daļas uzgulošajā materiālā izveidojas trauslas deformācijas (normālie lūzumi, grābeni) (2.1. att. – A). Savukārt sāls un ietverošā materiāla robežvirsmā dažkārt nav sastopamas ļoti izteiktas deformācijas. Vienīgi smilšainā materiāla slāņi robežvirsmā ar diapīru bīdes procesa rezultātā ir nedaudz izliekti augšup vērstā virzienā (Alsop et al. 2016).

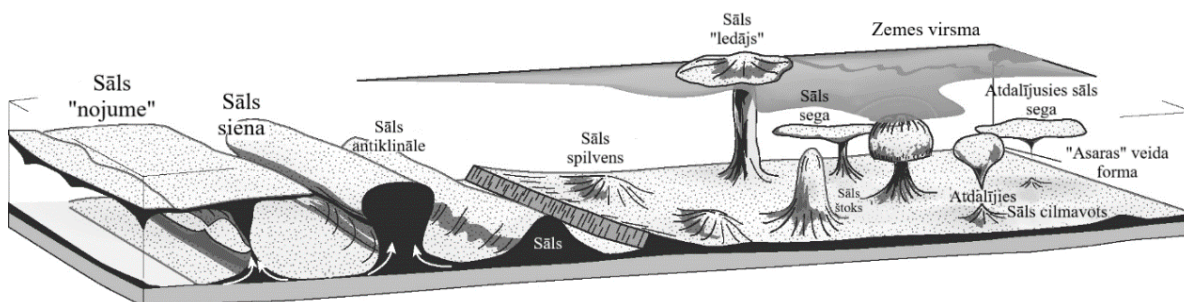
Pasīvā diapīrisma gadījumā diapīrs veidojas vienlaicīgi ar uzgulošā slāņa nogulumu nogulsnešanos, citiem vārdiem sakot, sāls diapīra veidošanās formu kontrolē nogulumu nogulsnešanās ātrums (Warren 2016). Kad nogulumu nogulsnešanās ir nedaudz aprimusi, tad tie sablīvējas un sava svara un spiediena dēļ iegrimst sāls slānī, kurš tajā pašā laikā sāk veidot diapīra struktūru. Vienlaicīgi ar sāls diapīru var izveidoties maza izmēra baseini (Schattner et al. 2018), kuros vēlāk nogulumi var nogulsnēties. Šis process tiek apzīmēts ar terminu “downbuilding” (Karam, Mitra 2006). Ja šāds process turpinās salīdzinoši ilgu laiku, tad atkarībā no sāls plūšanas ātruma un nogulumu nogulsnešanās ātruma, izveidojas augstumā garas diapīra formas ar stāvām malām. Līdz ko sāls slānis ir iztukšots, arī apstājas plūšana, un virs diapīra virsotnes uzgulsnējas jauni nogulumi (Fossen 2016).

Pasīva mehānisma gadījumā, ja sāls kustības ātrums ir mazāks par nogulumu nogulsnešanās ātrumu, tad diapīra virsotnes daļa var sašaurināties. Bet, ja sāls slānis ir salīdzinoši biezs un sāls kustības ātrums ir lielāks nekā nogulumu nogulsnešanās ātrums, tad diapīrs tā virsotnē var caurdurt virsū esošo noguluma slāni un izplūst jūras vai okeāna gultnē. Laika gaitā diapīrs pārstāj plūst, un virs tā nogulsnešas jauni nogulumi (Warren 2016).

Reaktīva diapīrisma gadījumā diapīrisma procesu aizsāk tektoniski apstākļi (lūzumi, reģonālas stiepes apstākļi u.c.). Tādā gadījumā diapīrs savas plūšanas spēka ietekmē nebūda ietverošos iežus, kā arī tos nedeformē, bet tikai aizpilda tukšumus, kas izveidojas. Šādi diapīri var veidoties gan relatīvi jaunos nogulumos, gan arī lielos dziļumos, kas atrodas teritorijās, kuras nesen pakļautas tektoniskajiem procesiem (Warren 2016).

Sāls diapīri var veidot ļoti dažādas formas – gan vienkāršas, gan sarežģītas. Ir izstrādāti gan laboratorijas eksperimenti (Karam, Mitra 2006), gan datorizēti modeļi (Hudec, Jackson 2007), lai izskaidrotu, kādi apstākļi veido attiecīgo sāls diapīra formu. Sāls diapīri var veidot

sienas, kolonnas, spuldzes, sēnes veida formas (Twiss, Moores 2000), spilvenveida, sāls – ledāja formu (diapīrs, kas ir izplūdis līdz zemes virsai) u.c. formas (2.3. att.).



2.3. attēls. Diapīrisma procesā radušās sāls struktūru formas (Fossen 2016; ar autores papildinājumiem)

Nereti laboratorijās tiek izstrādāti fizikāli modeļi (Karam, Mitra 2006), lai noskaidrotu, kādi apstākļi izraisa attiecīgo diapīra formu izveidošanos. Karam un Mitra (2006) savā pētījumā par sāls slāņa analogu izmantoja silikona gēlu, bet par pārsedzošo materiālu izmantoja relatīvi blīvāku materiālu – smiltis.

Eksperimenta laikā kopumā tika izmantoti savā starpā trīs mijiedarbojoši faktori, kuru rezultātā izveidojas dažādas diapīra formas – smilts nogulumu sedimentācijas ātrums, smilts slāņa izraisītais spiediens uz sāls slāni (kas toties ir atkarīgs no slāņa biezuma un nogulumu blīvuma), kā arī pats sāls slāņa biezums. Kontrolējot šos trīs faktoros, ir iespējams novērot sāls kustības ātruma izmaiņas, dažādu formu izmaiņas, kā arī noteikt robežu, kurā viens diapīrisma mehānisms nomaina citu (Karam, Mitra 2006).

Tomēr šāds fizikālais modelis nav pilnīgs analogs tam, kas notiek reālos ģeoloģiskajos apstākļos, jo tiek izslēgti vairāki parametri, piemēram, reģionālās stiepes apstākļi (vai jebkādi tektoniskie apstākļi), arī netiek ņemtas vērā temperatūras izmaiņas sāls nogulumos, kas reālos apstākļos būtu sastopams. Autori min, ka šāda veida eksperimentus varētu izmantot, lai prognozētu un analizētu diapīru veidošanos teritorijās, kur nav pieejami kvalitatīvi seismiskie vai cita veida dati.

## 2.2. Magmas diapīri

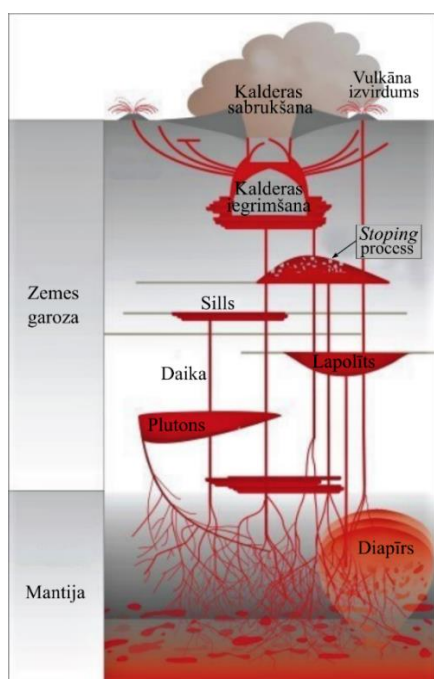
Termini, kuri tiek lietoti aprakstot intruzīvos ģeoloģiskos ķermeņus, kas veidojušies magmatisma procesa rezultātā, ne vienmēr tiek izmantoti viennozīmīgi. Termins “intrūzija” tiek izmantots apzīmējot gan magmas iespiešanos senākos iežos (šajā gadījumā tiek apzīmēts

pats process), gan arī ģeoloģisku ķermeni, kas veidojas magmai sacietējot zemes garozā (Hamblin 1994).

Magmas intrūziju (arī diapīru) pētīšana ir cieši saistīta ar rūdu esamību šajos ģeoloģiskajos ķermeņos. Salīdzinot ar sāls diapīru pētīšanu, magmas diapīru pētīšana ir daudz sarežģītāka. Pirmkārt, magmatisma procesi norisinās relatīvi lielā dziļumā, un ģeofizikālās pētījuma metodes, kuras tiek izmantotas, pārsvarā ir dārgas. Daļēji tas var būt iemesls tam, kādēļ, lai izskaidrotu magmas intrūziju veidošanos procesus, bieži tiek izstrādāti fizikāli modeļi un laboratorijas eksperimenti, nevis veikti tieši novērojumi dabā. Otrkārt, intrūziju process norisinās salīdzinoši ilgā laika posmā, tādēļ to veidošanos nav iespējams “novērot”.

### 2.1.1. Magma un tās raksturojums

Magma veidojas daļēji izkūstot augšējās mantijas slānim un zemes garozas apakšējai daļai (Burchardt 2018). Apkopojot pieejamos informācijas avotus, var secināt, ka zinātnieku starpā uzskati par to, kas pieskaitāmi pie diapīra veidojumiem, nav vienoti. Diapīrus var iedalīt divās grupās: diapīri, kuri veidojas mantijas slānī (2.4. att.) un diapīri, kuri veido ģeoloģisku ķermeni, ieplūstot un sacietējot litosfēras slānī. Ir arī pētnieki, kuri diapīrus izdala kā vienu no magmas pārvietošanās mehānismiem (He et al. 2009).



2.4. attēls. Shematisks attēlojums magmas transportam mantijā un zemes garozā (Burchardt 2018; ar autores papildinājumiem)

Nereti ir gadījumi, kad terminu “diapīrs” arī mēdz izmantot kā sinonīmu vai arī lietot kopā ar vārdu plutons vai batolīts, kas savas plūsmas rezultātā ir plastiski deformējais ietverošos iežus (Burchardt 2018).

Lai būtu iespējams pilnībā izprast magmas intrūziju veidošanās mehānismus, svarīgi ir saprast magmas sastāvu un īpašības. Līdz šim ir izteikts pieņēmums, ka magmas plūsmu nodrošina tās peldspēja (buoyancy force) apkārt esošajos iežos. Šāda procesa analogs ir izveidots vairākkārt laboratorijas apstākļos. Dažkārt tiek lietots termins “Reilija – Teilora” (Rayleigh – Taylor) nestabilitāte, citiem vārdiem sakot, slāņa sinusoidālas formas izliekšanās, kas rodas starp mazāk blīva un relatīvi blīvāka materiāla slāņu robežvirsmā (2.5. att.) (Gill 2010).



2.5. attēls. Magmas diapīru veidošanās. A – slāņa sinusoidāla izliekšanās. B – izliekumi veidojas kā peldspējīgi diapīri. C – diapīri, sasniedzot litosfēru, veido magmas intrūzijas (Gill 2010; ar autores papildinājumiem)

Kā jau iepriekš minēts, šādu magmas kustību nodrošina blīvuma inversija starp diviem materiāliem. Magmas kustība var aizsākties pat pie ļoti mazām blīvuma atšķirībām starp diviem materiāliem. Blīvuma atšķirības var rasties, ja (Gill 2010):

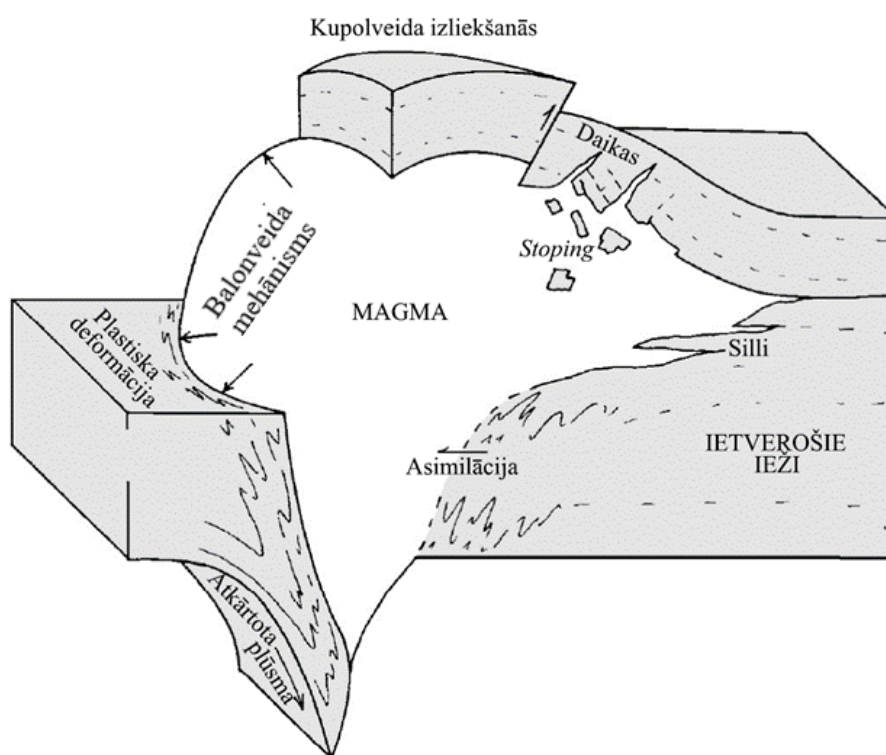
1. Viens no materiāliem ir daļēji izkusušā stāvoklī;
2. Materiālā ir sastopami daudz gāzes burbuļi;
3. Materiālā sastopams ūdens;
4. Atkarībā no magmas ķermeņa veidojušajiem minerāliem.

Tas, kādēļ šīs blīvuma atšķirības ir tik būtiskas, ir magmas mijiedarbība ar gravitācijas spēku, kā arī tās viskozitāte. Ja starp diviem magmas ķermeņiem ir blīvuma kontrasts, tad magmas ķermeņa grimšana vai celšanās ir atkarīga ne tikai no blīvuma atšķirībām, bet arī no viskozitātes pretestības spēka, kas iedarbojas pret peldspējas spēkiem (Best 2003). Tādēļ var teikt, ka magmas spēja plūst ir lielā mērā atkarīga no tās viskozitātes. Toties viskozitāte ir

atkarīga no magmas ķīmiskā un minerālu sastāva, kā arī, cik izkusušā stāvoklī tā atrodas (Gill 2010).

Best (2003) izšķir divus magmas kustības veidus. Viņš min, ka magmas intrūzija var norisināties plūstot caur plaisām, citiem vārdiem sakot, daiku veidā. Otrs veids ir diapīrisma process, kur magmas ķermenis izspiežas caur zemes garozā esošajiem iežiem.

Galvenā problēma, kam tiek meklēts skaidrojums ir: kādā veidā magmas ķermenis spēj izveidot brīvu telpu, lai spētu ieplūst litosfēras iežos. Tādēļ laika gaitā ir izstrādāti vairāki mehānismi, kas to izskaidro. Visbiežāk pieminētie mehānismi ir: “stopping” process, kupolveida izliekšana un balonveida mehānisms un dažkārt arī diapīrisma process (2.6. att.). (Best 2003; Gill 2010; He et al. 2009)



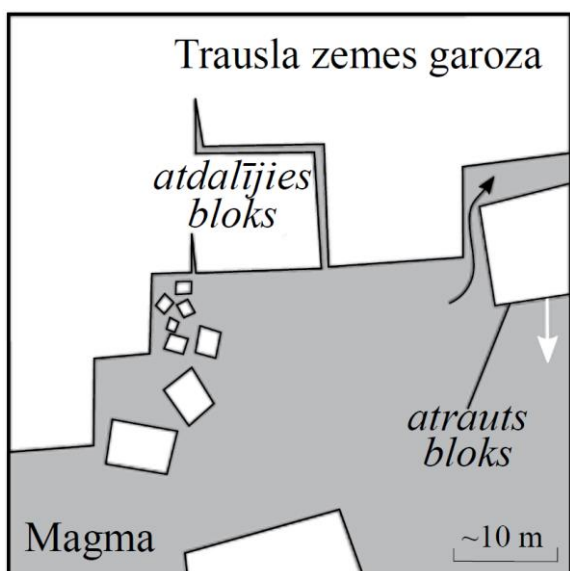
2.6. attēls. Magmas plutona plūšana caur litosfēras iežiem (Gill 2010; ar autores papildinājumiem)

## 2.2.2. Visbiežāk pieminētie mehānismi

### 2.2.2.1. “Stopping”

“Stopping” process izpaužas kā trauslu iežu sabrukšana un iegrimšana magmas ķermenī. Trausli ieži diezgan viegli deformējas, ja uz tā plaisām iedarbojas spiediens, ko rada magmas šķīdumu un gāzu savienojums, ieplūstot tajās (Mathieu et al. 2008). Ja magmas ķermenis plūst

augšup un saskaras ar trausliem un plaisainiem iežiem, tad magma ieplūst esošajās plaisās, un atsevišķi iežu bloki vai gabali var tikt atrauti un sākt grimt magmā (2.7. att.; 2.11. att.). Šāda procesa rezultātā slānim laika gaitā noārdoties, magma sev ir atbrīvojusi telpu, kurā ieplūst. Arī magmas plūšanas virziens var nomainīties atkarībā no vietas, kur tiek noārdīti ietverošie ieži (Gill 2010).



2.7. attēls. Shematisks attēlojums “stopping” procesam (Gill 2010; ar autores papildinājumiem)

Par šādu veidošanās mehānismu liecina plutoni, kuru sastāvā ir ksenolīti. Tomēr ksenolītu neesamība ne vienmēr liecina par to, ka aprakstītais process nav norisinājies. Ja ksenolīti nav konstatēti, tad tie iespējams ir bijuši pilnībā asimilēti vai pārveidoti magmas ķermenī (Best 2003). Aprakstītais process var norisināties relatīvi nelielā dziļumā, kur litosfēras ieži ir pietiekami atdzisuši un uz magmas izraisīto spriegumu reaģē trauslā veidā (Gill 2010).

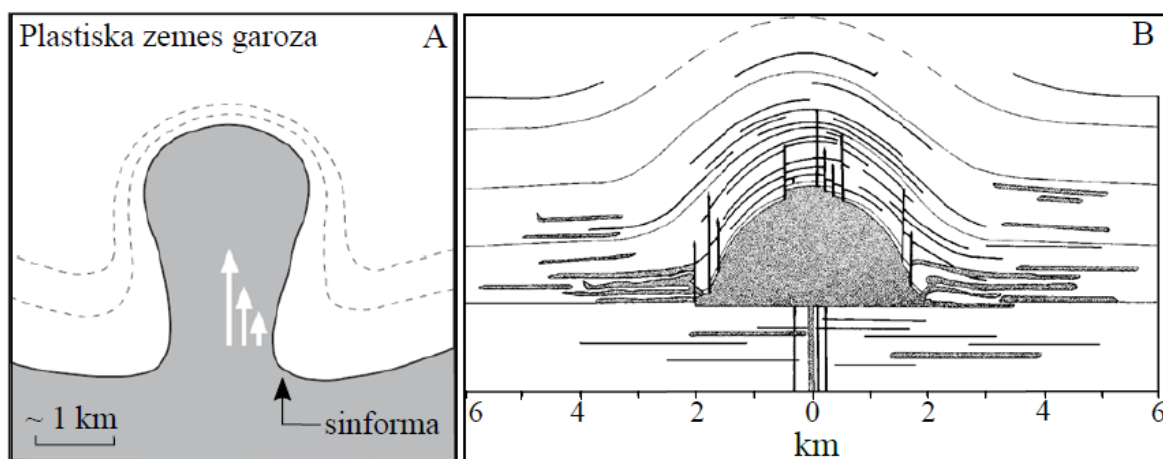
#### 2.2.2.2. Kupolveida izliekšana un diapīrisks apvelings

Neskaitot “stopping” procesu, vēl tiek aprakstīti tādi procesi kā diapīrisks apvelings (diapiric upwelling) un kupolveida izliekšana (diapiric doming). Abi mehānismi veidošanās ziņā ir diezgan līdzīgi. Viena pazīme, kas tos abus atšķir: vienā gadījumā ietverošie ieži reaģē plastiskā veidā (2.8. att. – A), bet otrajā gadījumā trauslā (2.8. att. – B).

Uz magmas kustību ietveroši ieži reaģē plastiski, ja šis process norisinās salīdzinoši lielākā dziļumā, kur ieži atrodas pus – izkusušā vai plastiskā stāvoklī, kā rezultātā ir iespējams izveidot izliektas formas. Laikā, kad magmas ķermenis ieplūst ietverošajā materiālā, šis

ietverošais materiāls izliecas ap diapīru. Magmas diapīra augšupejošā plūsma tiek kompensēta ar ietverošā materiālu iegrimšanu gar diapīru (Gill 2010)

Bieži vien izliekti un lūzumus saturoši iežu ķermeņi atrodas virs diezgan seklām intrūzijām. Šāda procesa rezultātā veidojas lakolīti (Gill 2010).



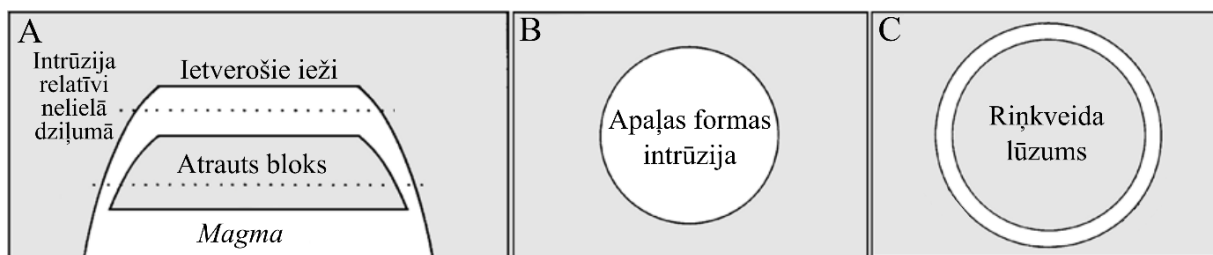
2.8. attēls. Magmas transports litosfēras iežos. A – diapīriskis apvelings (Best 2003; ar autores papildinājumiem). B – kupolveida izliekšana (Gill 2010; ar autores papildinājumiem)

### 2.2.2.3. Balonveida transporta mehānisms

Magmai plūstot caur litosfēras cietajiem iežiem, temperatūra laika gaitā pazeminās un kustība var pat apstāties. Dziļumā atlikusi magma, kura nav zaudējusi savu temperatūru, turpina savu plūsmu un sāk deformēt augstāk esošo, iepriekš atdzisušo magmas masu. Tādā gadījumā tiek deformēts atdzisušais magmas ķermenis, to izliecot (Gill 2010). Var teikt, ka šādi veidojas intrūzija, kura sastāv no vairākām kārtām.

### 2.2.2.4. Riņķveida lūzums

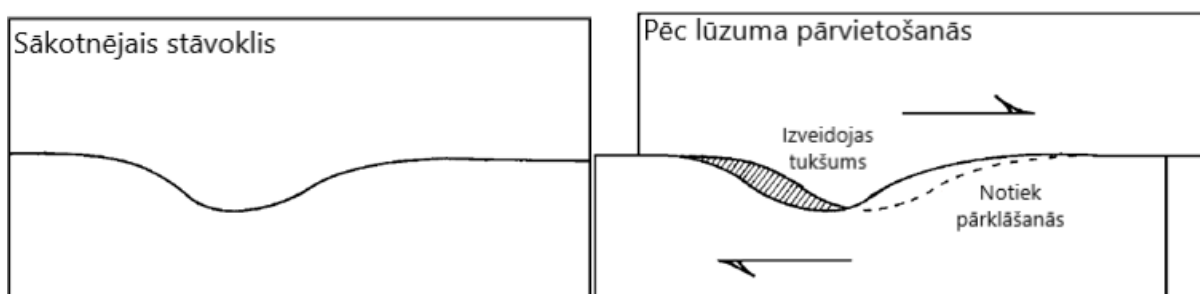
Šāds process veidojas, ja magmas ķermenis ir apaļas vai elipses veida formas, un tas ar savu plūšanas spēku spēj izveidot riņķveida lūzumu. Magmai turpinot plūst, tā gar riņķveida izveidoto lūzumu veido riņķveida daiku. Magma turpina plūst caur izveidoto daiku līdz pārsedzošais pussfēras formas iežu gabals iegrimst magmas ķermenī. Daži min, ka šāds process veidojas tikai lielos dziļumos, bet šāda intrūzija var nonākt tuvāk zemes virspusei erozijas ceļā (Best 2001; Gill 2010). Šādā gadījumā atrautie trauslu iežu bloki ir mērāmi vismaz kilometru platībā (Best 2003) (2.9. att.).



2.9. attēls. Magmas transports riņķveida plaisas mehānisma veidā. A – skats no sāna. B – plāna skats. C – plāna skats pēc augšējās daļas erozijas (Best 2003; ar autores papildinājumiem)

### 2.2.2.5. Tektoniski izveidota vieta

Bez iepriekšminētajiem mehānismiem, magmas plūsmai labvēlīgi apstākļi ir vietas, kur norisinājusies tektoniska aktivitāte un ir izveidojušās lūzuma un bīdes zonās. Tie var būt dažāda veida lūzumi – uzbīdījuma, reversie (Burchardt 2018) (2.10. att.).



2.10. attēls. Magmas transports tektonisku procesu izraisītu mehānisma veidā (Best 2003; ar autores papildinājumiem)

### 2.1.3. Visbiežāk sastopamās magmas intruzīvās struktūras

Intruzīvos ķermeņus attiecībā pret to ietverošajiem iežiem var iedalīt 3 lielās grupās: konkordantos, diskordantos un plutoniskos (relatīvi lielā dziļumā veidojušies intruzīvie ķermeņi) (Plummer et al. 2007). Konkordanti intruzīvie ķermeņi veidojušies magmai ieplūstot starp noslāņošanās vai nogulsnešanās plaknēm. Šādi veidojas tādi intruzīvie ķermeņi kā silli, lakolīti, pakolīti, lapolīti (Plummer et al. 2007).

Diskordanti intruzīvie ķermeņi veidojušies šķeļot ietverošos iežus. Šāda tipa kategorijai pieder neki, daikas, dzīslas. Plutonisko jeb dziļuma intruzīvo ķermeņu kategoriju veido štoki, batolīti, plutoni (Plummer et al. 2007).

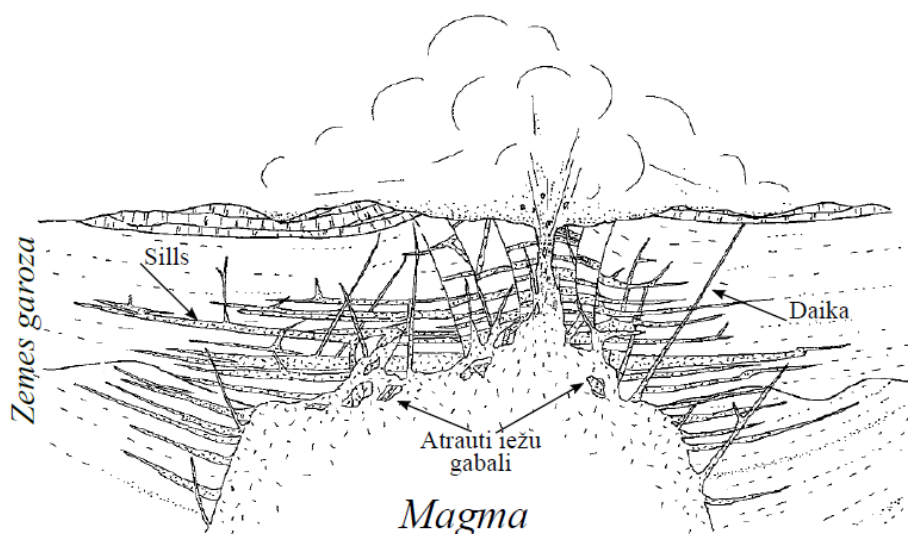
Par intrūzijām arī mēdz teikt, ka tās ir pasīvas, ja magma ieplūst un sacietē jau iepriekš esošā plaisā, un aktīvas, ja pašas magmas plūsmas spēks izraisa plaisu veidošanos, kur pēc tam materiālam atdzist un sacietēt (Hugett 2011.).

### 2.1.3.1. Izmēros mazākās intrūzijas

Daikas ir tabulāras formas intruzīvs ķermenis, kas veidojies magmai plūstot iežu plaisās. Daikas ir vērstas diskordanti attiecībā pret ietverošajiem iežu slāņiem. Daiku veidojumi var būt ļoti dažādi. Tās var būt kā viens atsevišķs intruzīvs ķermenis. Vienas intrūzijas laikā arī var izveidoties daiku sakopojums, kas var sastāvēt no dažām līdz vairākiem simtiem daiku. Šādā kompleksā sakopojumā daikas var būt vērstas paralēli, radiāli vai haotiski attiecībā vienai pret otru. Daiku izmēri variē no pavisam maziem 1 – 2 m platumā un līdz 10 m garumā, bet izmēros lielākās daikas var sasniegt pat >2000 km garumu un 10 m platumu (Hugett 2011).

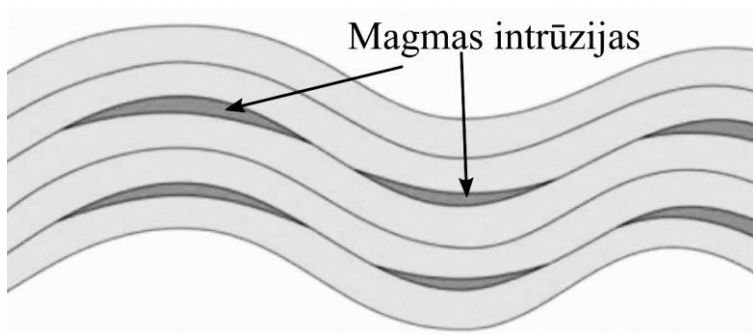
Bieži vien daikas var veidoties vienlaicīgi ar citām intrūzijām (2. 11. att., 2. 13. att.). Ir arī daikas, kuras dēvē par barotājdaikām (feederdykes). Tās ir plaisas iežos, kas no lielāka magmas ķermeņa sniedzas līdz silliem vai citām intrūzijām, vai vulkānu, un apgādā šos veidojumus ar magmu. Ir arī daudzi citu daiku paveidi, piemēram, radiālās, konusveida, gredzenveida, kuru veidošanās mehānismus ir detalizēti aprakstījis Best (2003).

Silli veidojas magmai ieplūstot starp nogulsnēšanās vai noslāņošanās plaknēm. Vertikālā griezumā silli nav pārāk biezi (parasti 10 – 30 m), bet horizontālā mērogā, silli var aizņemt vairākus tūkstošus km<sup>2</sup>. Lakolīti var teikt, ka ir tie paši silli, tikai tie veido kupolveida formu. Par bizmalītiem sauc lakolītus, kurus ir šķērsojis lūzums (2.13. att.) (Hugett 2011).



2.11. attēls. Shematisks šķērsgriezums intrūziju kompleksam (Best 2003; ar autores papildinājumiem)

Pakolīti ir lēcveida intruzīvie ķermeņi, kuri veidojas magmai plūstot un sacietējot antiklināļu augšējās daļās vai sinklināļu ieplakās (2.12. att.). Ja pakolīti ir veidojušies fizikāli neizturīgākos iežos, tad dēdēšanas rezultātā tie laika gaitā var atsegties zemes virspusē (Hugett 2011).



2. 12. attēls. Pakolītu intrūzijas (Hugett 2011)

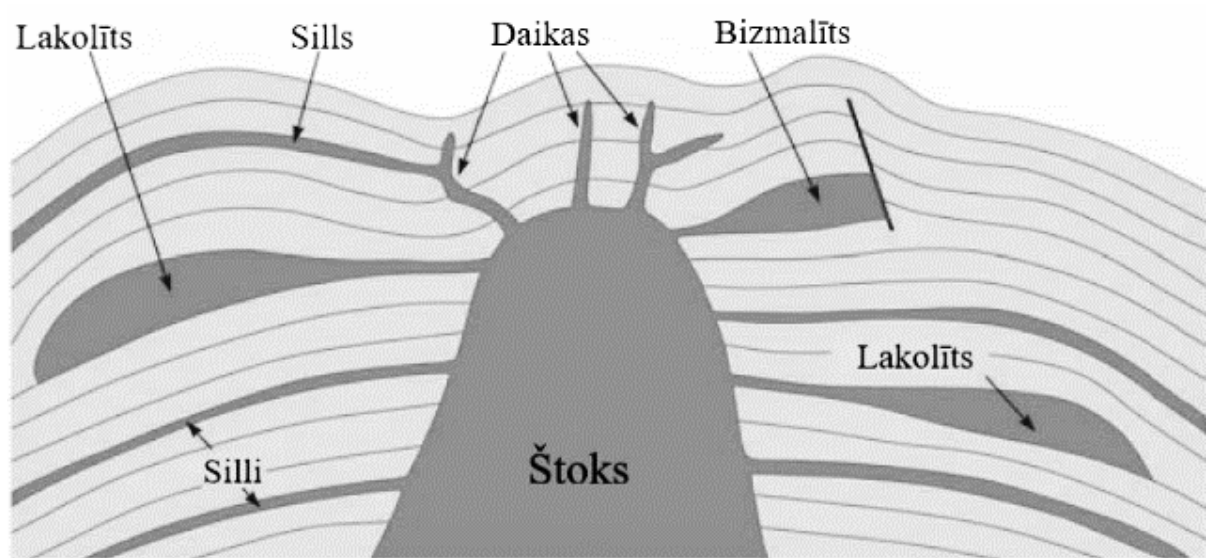
Arī neki ir pieskaitāmi pie intrūzijām. Tie veidojušies aprimušā vulkānā, atdziestot un sacietējot magmas masai (Hugett 2011)

### 2.1.3.2. Izmēros lielākās intrūzijas

Batolīti, lapolīti un štoki veido izmēros vislielākās intrūzijas. To formas var būt no ovālām līdz apaļām, un kopumā var aizņemt līdz pat 100 km<sup>2</sup> lielu virsmas platību. Tie iegūļ relatīvi lielā dziļumā, un to masa sastāv no rupjkristāliska materiāla.

Batolīti sastāva ziņā pārsvarā ir granītiski. Batolīti veidojas granītiska sastāva magmai plūstot diapīrisma procesa rezultātā caur relatīvi aukstākam un blīvākam ietverošo iežu masīvam. Veidošanās laikā batolīti arī var izliekt ietverošos iežus, deformējot to sākotnējo sagulumu (Hugett 2011). Batolīti bieži vien ir vairāku plutonu sakopojumi. Batolīti arī veido kalnu kodolus, piemēram, Andu kalnos un Himalajos (Gill 2010).

Štoki (2.13. att.) ir bāziska sastāva intruzīvie ķermeņi, kuri iegūļ diskordanti attiecībā uz ietverošajiem iežiem. Štoki ir palieka no agrāk esoša magmas kambara (Hugett 2011).



2.13. attēls. Visbiežāk sastopamo intrūziju veidi (Hugett 2011; ar autores papildinājumiem)

### 3. GLACIOTEKTONISKĀS STRUKTŪRAS UN GLACIODIAPĪRI

#### 3.1. Glaciotektonika

Glaciotektonika ir glaciālās ģeoloģijas pētījumu virziens, kura pētījumu objekti ir ledāja darbības rezultātā izraisītas deformācijas zemes garozas augšējā daļā, iekļaujot visa veida krokas, lūzumus, dislokācijas un cita veida struktūras. Process, kā rezultātā veidojas glaciotektoniskās deformācijas un struktūras, tiek dēvēts par glaciotektonismu (Benn, Evans 2010; Aber, Ber 2007).

Glaciotektonikas zinātnes attīstības aprakstu ir veikuši Aber un Ber (2007) grāmatā "Glaciotectonism". Arī Lee et al. (2011) un Aber, Ber (2011) publicētajos materiālos īsumā norādījuši galvenos pētījumu vēstures posmus un biežāk sastopamās glaciotektoniskās deformācijas. Šajās publikācijās abi zinātnieki min vairākus glaciotektonikas pētnieku veikumus zinātnes attīstības aizsākumā, kas meklējami sākot ar 19.gs. vidus posmu.

Pirmais, kurš specializējās ledāja deformēto struktūru pētījumos, bijis angļu ģeologs Džordžs Sleiters (Georger Slater) (Aber, Ber 2007). Viņa pētījumi aptvēra ledus sabīdītas reljefa formas Alpos, Špicbergenā, kā arī Ziemeļamerikā un Eiropā. Viņš arī bija pirmais, kurš ieviesa terminu "glaciāla tektonika" 1926. gadā. Vēlāk šis termins tika saīsināts uz "glaciotektoniku" (Lee et al. 2011; Aber, Ber 2007).

Laika gaitā glaciotektonikas pētījumi attīstījās periodiski, it īpaši pēc 2. pasaules kara, kad ar vien vieglāk bija pieejamas gan topogrāfiskās kartes, gan aerofotogrāfijas, un līdz ar to bija iespējama to izmantošana reljefa pētījumos (Aber, Ber 2007). Visstraujāko attīstību glaciotektonika kā zinātne sāka pakāpeniski sasniegt sākot ar 20.gs 80. gadiem (Lee et al. 2011).

Zinātnieku vidū viedokļi ir mainījušies par to, ko ietver termins "glaciotektonika" un, kas ir tā pētījuma objekti. Glaciotektonikas pētījumu virziena aizsākumā pētījumi iekļāva galvenokārt ledāja sabīdītas reljefa formas, jo tās bija pirmās tāda veida apzinātās un pētītās reljefa formas, kas bieži sastopamas Dānijā, Polijā, tā laika Padomju savienībā un citur (Aber, Ber 2007).

Sākotnēji glaciotektonikas ietvaros tika izdalītas 5 kategorijas ar ledāja izraisītām deformācijām: glaciotektoniskās, glaciodynamiskās, glaciostatiskās, glaciokarsti, aisberga dreifa izraisītas deformācijas. Pēdējās divas kategorijas (glaciokarsti un aisberga izraisītas deformācijas) mūsdienās netiek apskatītas glaciotektonikas ietvaros. Arī Zemes garozas iegrimšana jeb glacioizostāzija netiek izdalīta kā viena no glaciotektoniskajām deformācijām (Aber, Ber 2007).

Mūsdienās kopumā glaciotektonika ietver pētījumus par deformācijām un struktūrām, kas izveidojušās ledāja dinamiskās kustības un tā statiskās noslodzes dēļ. Pārsvārā deformācijas veidojušās abiem minētajiem spēkiem darbojoties vienlaicīgi (Aber, Ber 2007).

Glaciotektonisma procesa rezultātā veidojas gan glaciotektoniskās struktūras, gan reljefa formas. Tā kā glaciotektoniskās struktūras pārsvārā kopējā ainavā neizpaužas, tad tās arī var dēvēt par apslēptajām struktūrām (Aber, Ber 2007).

Glaciotektoniskās deformācijas ir analogi tām struktūrām, kas sastopamas vairākās oroģenēzes joslās un citās tektoniski aktīvās zonās, bet ir mazākā mērogā, un ir nepieciešams īsāks laika posms (vidēji 10 līdz 100 gadiem), lai tās spētu izveidotos. Lielākā daļa glaciotektonisko deformāciju veidojas diezgan nelielā dziļumā – līdz 200 – 300 m, un to izmēri variē no mikroskopiskiem līdz kontinentāliem (Wateren 2002). Kā vēl viens svarīgs faktors, kas glaciotektoniskās deformācijas atšķir, piemēram, no metamorfisma procesa izraisītām deformācijām, ir “brīvā” (ķīmiski nesaistīta) ūdens klātbūtne. Tā klātbūtnē iespējama nogulumu sašķidrināšanās un fluidizācija (Pedersen 2005), kas nenorisinās metamorfisma procesos.

Bez jau iepriekš minētajiem faktoriem (ledāja dinamisko kustību un statisko noslodzi), tas, kāda tipa deformācijas veidosies, ir atkarīgs arī no ledāja gultnes reljefa, to veidojošo iežu sagulumu apstākļiem, sastāva un fizikāli mehāniskajām īpašībām, pazemes ūdeņu klātbūtnes, termiskā režīma ledājā un gultnes kontaktzonā (Āboltniš 1999).

Glaciālajā ģeoloģijā glaciotektonikai ir svarīga nozīme, jo glaciotektonisma procesu rezultātā veidotās formas un deformācijas var liecināt par reģionālu vai lokālu ledāja kustības virzienu, kā arī par termālajiem apstākļiem, kas pastāvējuši zem ledāja to veidošanās brīdī, vai par gultnes litoloģiskajām īpašībām (Piotrowski et al. 2004).

### **3.1.1. Nogulumu deformācija**

Ledāja gultnes īpašības un zemledāja hidroloģiskie apstākļi ir laikā mainīgi un visur nav izplatīti vienādi, tādējādi arī nogulumu īpašības var būt laikā un telpā mainīgas. Arī ledāja kustība deformācijas laikā visur nav vienāda. Daži autori ledāja pamatni, kas spējīga veikt deformāciju, raksturo kā mozaikas veida, kur tā vietām ir piesalusi pie gultnes, bet vietām nav (Piotrowski 2004). Pārsvārā šāda tipa gultne ir raksturīga politermāli bāzētiem ledājiem (Wateren 2002).

Nogulumu deformējas brīdī, kad bīdes spriegums pārsniedz nogulumu bīdes pretestību. Viens no faktoriem, kas ietekmē bīdes pretestību, ir efektīvais spiediens, citiem vārdiem sakot, porūdēns spiediena un normālā (šajā gadījumā – glaciostatiskā un glaciodynamiskā) spiediena starpība. Nogulumu noturība un bīdes pretestība samazinās līdz ar porūdēns spiediena

pieaugumu (Āboltiņš 1999). Efektīvā sprieguma izmaiņas ietekmē minerālu graudu daļiņu telpiskās izmaiņas. Bīdes ceļā graudu minerālu graudu daļiņas var sablīvēties, saspiesties, deformēties (Āboltiņš 1999; Wateren 2002).

Augsts porūdēns spiediens var rasties gadījumos, kad pazemes ūdens pārvietošanās ceļš zem ledāja ir garš, kā arī, ja zem ledāja atrodas ūdens vāji caurlaidīgi nogulumi, piemēram, māls, mālsmilts, smilšmāls, aleirīts. Augsts porūdēns spiediens var rasties arī, ja virs smalkgraudainiem nogulumiem uzguļ rupjgraudaini nogulumi, kā arī, ja pats ūdens nesošais slānis atrodas rupjgraudainajā nogulumu slānī. Neskaitot porūdēns spiedienu, citi svarīgi deformācijas ietekmējošie faktori: graudu izmēri, nogulumu šķirotības pakāpe, temperatūra, pieliktais spiediens (Āboltiņš 1999).

Pieledāja vai zemledāja malas zonā ledāja izraisītais spiediens spēj izraisīt liela mēroga materiāla pārvietošanu, kas var izpausties gan plastiskā, gan traušlā deformācijas veidā. Plastiskas deformācijas veidā, ledājam uzvirzoties, tas izspiež materiālu, veidojot milzīgas atvērtas krokas, kuras var tikt noliektas. Ja ledājs turpina uzvirzīties, gar pārrāvuma plaknēm var attīstīties uzbīdījuma struktūras. Traušlas deformācijas gadījumā rodas uzbīdījuma lūzumi, kuru apakšējo robežu nosaka atrāvuma plakne, kas sakrīt ar nogulumu sasaluma maksimālo dziļumu vai litoloģiski atšķirīgu slāņu robežām (Benn, Evans 2010).

Augsta porūdēns spiediena, pavājinātu nogulumu un bīdes sprieguma faktoru mijiedarbība ir nepietiekama, lai veidotos liela izmēra deformācijas pieledāja un zemledāja malas zonā. Tādēļ ir ticis izstrādāts gravitācijas izplatīšanās modelis. Saskaņā ar modeli: pieledāja nogulumu deformāciju nosaka ledāja masas izraisīts slodzes gradients, kā rezultātā nogulumi tiek pārvietoti no noslogojuma vietas uz mazāk noslogotu. Kopumā gravitācijas izplatīšanās modeli tiek apskatīti divi sprieguma veidi – vertikālais, ko izraisa ledāja slodze (glaciostatiskais) un horizontālais spriegums, ko nosaka vertikālais spriegums un nogulumu puasona koeficients (Benn, Evans 2010).

Vertikāli vērsto spiedienu nosaka glaciostatiskais spriegums, citiem vārdiem sakot, ledus kolonnas biezums noteiktā punktā, kas samazinās no ledāja centrālās zonas uz malas zonu. Tā kā ledāja slodzes ietekmē zem ledāja esošajiem nogulumu graudiem ir tendence savā starpā izspiesties un pārvietoties, jo tie bieži vien nav savā starpā saistīti, tad rezultātā vertikālais spriegums tiek pārnests uz horizontālo spriegumu (Benn, Evans 2010).

Horizontālā sprieguma izmaiņām ir kumulatīvs jeb summējošs raksturs, kur sprieguma starpība noteiktā intervālā tiek pārnesta un pieskaitīta virzienā prom no ledāja centra, kā rezultātā maksimālais horizontālais spriegums galu galā ir ledāja malas zonā. Bet, lai notiktu nogulumu deformācija, kopējam glaciotektoniskajam spriegumam ir jābūt vienādam vai lielākam par bīdes pretestību (Benn, Evans 2010).

Plastiskas deformācijas aizsāk veidoties, kad, pieaugot pieliktajam spriegumam, tiek pārsniegts elastīguma limits. Šādas deformācijas gadījumā netiek zaudēta materiāla viengabalainība, bet, spriegumam izzūdot, izveidojušās formas saglabājas (Āboltiņš 1999). Plastiskas deformācijas, kas norisinās mīkstos vai nekonsolidētos nogulumos glaciotektonisma procesa rezultātā, atšķiras no tām, kas norisinās metamorfisma procesu rezultātā. Plastiskajās deformācijās, kas veidojušās metamorfisma procesa rezultātā, minerālu graudiem izmaiņas norisinās pašā kristāla režģī. Savukārt glaciotektonisma rezultātā veidojušajām deformācijām mīkstos nogulumos, deformācija norisinās plūsmas vai iekšējā krīpa veidā jeb kā daudzas mazas slīdvirsmas starp agregātiem vai minerālu graudiem, bet pats minerāla grauda kristālrežģis paliek neskarts (Wateren 2002).

Trauslas deformācijas notiek brīdī, kad pieliktā slodze pārsniedz materiāla stiprību. Tiek sarautas saites starp nogulumu graudu daļiņām, un deformācija norisinās kā iežu masīvu sabrukšana pa nošķēluma plaknēm. Starp nošķēluma plaknēm veidojas šaura bīdes zona, bet pats iežu masīvs paliek lielākoties neskarts (Āboltiņš 1999). Trauslas deformācijas rezultātā veidojas dažāda veida lūzumi, atrāvuma un nošķēluma plaisas, bīdes zona un citas struktūras.

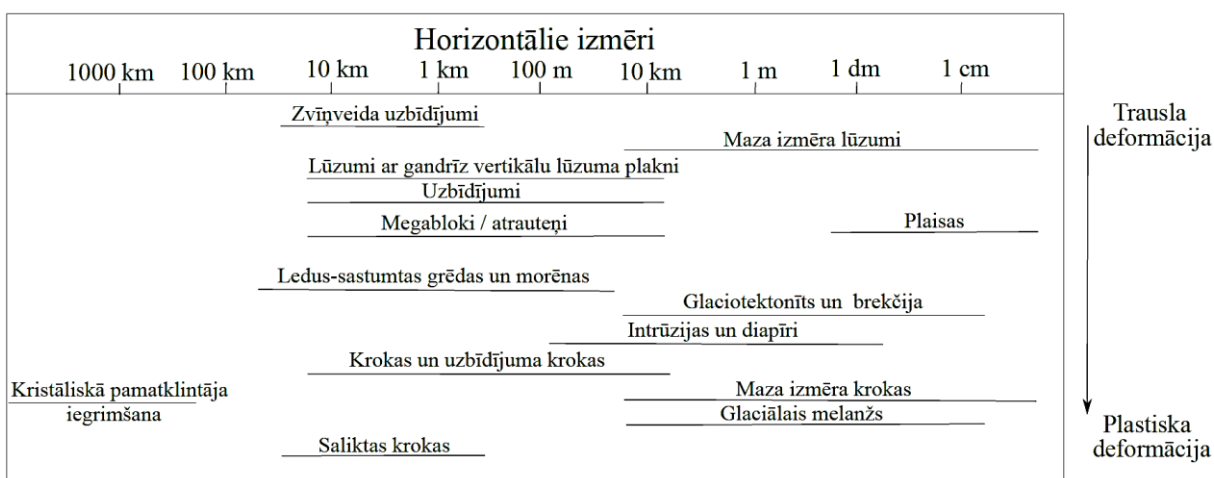
Trauslas un plastiskas deformācijas var notikt gan pieledāja, gan zemledāja apstākļos. Abu deformāciju rezultātā var veidoties liela izmēra veidojumi, piemēram, reljefa formas, vai arī šīs deformācijas var izpausties mazākā mērogā un var tikt iekļautas, piemēram, bīdes zonās vai starp lūzuma bloka robežvirsmām. Abas deformācijas var tikt sastaptas vienā vietā, ja nogulumu, kas tikuši deformēti, ir veidoti no dažādas fizikālās un mehāniskās izturības nogulumiem, tādējādi pie ārējā pieliktā sprieguma tie attiecīgi reaģē atšķirīgi.

### **3.1.2. Glaciotektonisko Struktūru iedalījums**

Ir izstrādāti vairāki glaciotektonisko struktūru iedalījumi. Tās mēdz klasificēt gan pēc izmēra, gan ģenēzes, gan deformācijas pakāpes. Ojārs Āboltiņš (1999) glaciotektoniskās struktūras atkarībā no to veidošanās apstākļiem (ģenēzes), iedala divās lielās grupās – glaciodyslokācijas un glaciodynamiskās struktūras. Par glaciodyslokācijām Āboltiņš dēvē struktūras, kas veidojušās ledājam deformējot iežus vai nogulumus, kas veidojušies vai nogulsņējušies jau pirms deformācijas. Par glaciodynamiskajām viņš dēvē tās struktūras, kas veidojušās ar morēnu saturošā ledājā vai nogulumos, kas veidojušies tajā pašā laikā, kad norisinās ledāja deformējošā darbība. Abos gadījumos deformācijas rezultātā veidojas līdzīga tipa struktūras, bet to veidošanās cēlonis un apstākļi ir atšķirīgi.

Glaciotektoniskās struktūras var iedalīt arī pēc to laterālajiem izmēriem. Šāds iedalījums parādīts 3.1. attēlā. Trauslas deformācijas (lūzumi, uzbīdījumi u.c.) parādīti attēla augšējā daļā,

bet plastiskas deformācijas attēla apakšējā daļā. Atzīmējams, ka šajā klasifikācijā arī ir iekļauta kristāliskā pamatklintāja iegrimšana, kas mūsdienās netiek apskatīta kā glaciotektoniska deformācija.



3.1. attēls. Visbiežāk sastopamās glaciotektoniskās struktūras sarindotas pēc tiem horizontālajiem izmēriem (Aber, Ber 2007; ar autores papildinājumiem)

Glaciotektoniskās struktūras arī var iedalīt atkarībā no tā, vai deformācijas veidošanās brīdī ledājs ir bijis aktīvā stāvoklī vai tas ir bijis aprimušā (pasīvā) stāvoklī. Kā arī atkarībā no novietojuma attiecībā pret ledāju (zemledāja vai marginālā zona) (3.1. tab.).

3.1. tabula

Glaciotektoniskās struktūru iedalījums atkarībā no ledāja darbības un atrašanās vietas (pēc Wateren 2010)

	<i>Aktīva ledāja darbība</i>	<i>Pasīva ledāja darbība</i>
Zemledāja zona	Bīdes zonas Gultne, ar plūdlīnijas reljefa formām	Diapīri un ar tiem saistītās struktūras Atūdeņošanās struktūras
Marginālā zona	Kompresīvās joslas Kroku un uzbīdījuma joslas	Diapīri un ar tiem saistītās struktūras Atūdeņošanās struktūras

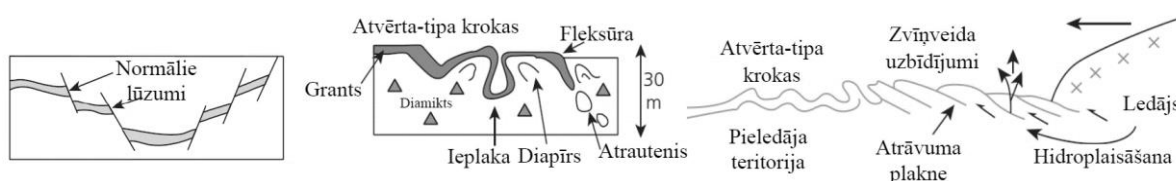
Visbeidzot, glaciotektoniskās struktūras var iedalīt divās lielās kategorijās – struktūras, kas radušās plastiskas deformācijas veidā un struktūras, kas radušās trauslas deformācijās veidā (3.2. tab.; 3.2. att.) (Aber, Ber 2007; Āboltniņš 1999).

3.2. tabula

Ledāja darbības rezultātā izraisītās deformāciju struktūras (Aber, Ber 2007)

<i>Plastiskas deformācijas</i>	<i>Trauslas deformācijas</i>
Gareniskās izliekuma krokas	Uzbīdījumu un reversie lūzumi
Kinka krokas	Normālie lūzumi
Vilkšanas krokas	Zvīņveida struktūras
Izoklinālas, gulošas krokas	Šķēlumi un plaisas
Intruzīvās struktūras	Brekčijas
Diapīri, plūšanas struktūras	Klīvāžas
Atūdeņošanās struktūras	Slīdvirsmas
Milonīti, melanžs	Atrāvuma virsmas
u.c.	Bīdes zonas u.c.

3.2. tabulā esošais iedalījums ir ļoti vispārīgs un parāda tikai kopēju struktūru uzskaitījumu, kas sastopamas glaciotektonisma procesa ietvaros. Šādu struktūru var būt bezgala daudz, jo, piemēram, plastiskas deformācijas var būt sastopamas kā mazākas struktūras kādā no trauslajām deformācijām, piemēram, bīdes zonā, kas toties tiek klasificēta kā trausla deformācija.



3.2. attēls. Dažas no sastopamajām deformāciju struktūrām (Benn, Evans 2010; ar autores papildinājumiem)

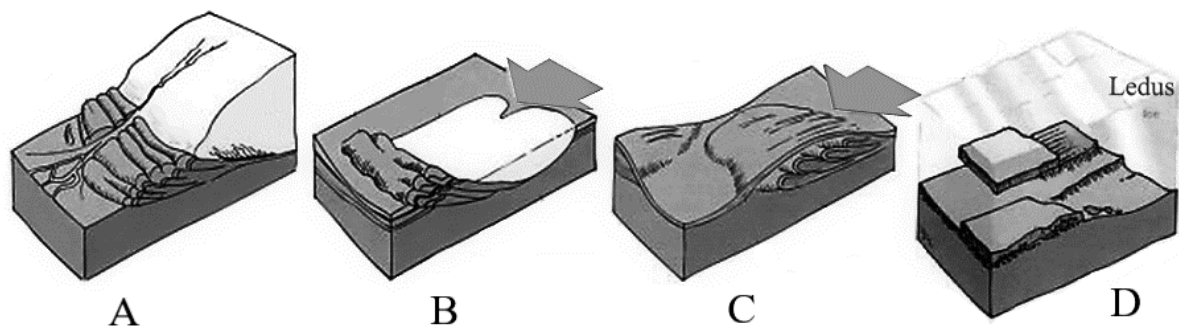
### 3.2. Glaciotektoniskās reljefa formas

Aber un Ber (2007) reljefa formas, kas veidojušās glaciotektonisma procesa rezultātā, iedala 4 lielās grupās: sabīdījuma grēdas (liela izmēra un maza izmēra), paugura – ieplakas pāris, kupolveida pauguri, atrauteņi un megabloki (3.3. att.; 3.3. tab.).

3.3. tabula

Biežāk sastopamās glaciotektoniskās reljefa formas (Benn, Evans 2010; Aber, Ber 2007)

<i>Reljefa forma</i>	<i>Augstums (m)</i>	<i>Platība (km)</i>	<i>Sākotnējais, veidojošais materiāls</i>	<i>Morfoloģija</i>
Saliktas grēdas (izmēros lielas)	100 – 200	20 līdz > 100	Pamatieži	Subparalēlu grēdu un ieleju sistēma, lokveida forma plānskatījumā
Paugura – ieplakas pāris	20 – 200	<1 līdz >100	Dažādi nogulumi un nogulumieži	Ledāja uzbīdīta grēdas ar netālu esošu padziļinājumu
Saliktas grēdas (izmēros mazākas)	20 līdz <100	1 līdz >100	Kvartāra nogulumi	Subparalēlu grēdu un ieleju sistēma, lokveida forma plānskatījumā
Kupolveida paugurs	20 līdz >100	1 – 100	Dažādi nogulumi un nogulumieži	Līdzens kupola formas paugurs/paaugstinājums; Pagarināts drumlins ar morēnas nogulumu segu
Megabloki un atrauteņi	0 līdz <30	<1 līdz 1000	Pamatieži	Neregulāras formas pauguri; bieži vien neattainojas kopējā reljefā



3.3. attēls. Galvenās glaciotektoniskās reljefa formas (Benn, Evans 2010). A – sabīdījuma grēdas. B – paugura – ieplakas pāris. C – kupolveida paugurs. D – atrauteņi, megabloki

Kaut gan šis iedalījums tiek koncentrēts uz galvenajām reljefa formu tipiem, tomēr tas ir novecojis, kā arī diezgan vienkāršots. Tas neietver daudzas citas reljefa formas, piemēram, drumlinus, flūtingus u.c., kas arī tiek apskatīti kā glaciotektonisma procesos veidojušās reljefa formas. Arī katrai ledāja skartajai teritorijai var būt savas raksturīgās reljefa formas, kuru uzbūve var būt diezgan komplicēta.

### 3.2.1. Paugura – ieplakas pāris

Paugura – ieplakas pāris ir reljefa forma, kas sastāv no ledāja uzbīdīta materiāla, veidojot pacēlumus, kas atrodas blakus vai netālu no tāda paša izmēra vai formas ieplakas (3.3. att. – A). Bieži vien ieplaka neatspoguļojas kopējā ainavā, jo tā var būt aizpildīta ar jaunākiem nogulumiem. Ir arī gadījumi, ka zemes reljefā ir redzama ieplaka, bet tuvumā nav sastopams neviens pacēlums, jo tas ticis noārdīts zemledāja erozijas ceļā (Benn, Evans 2010). Ieplakas mūsdienās var būt aizpildītas ar ezeriem, purviem vai līčiem (Aber, Ber 2007 ).

Pauguru vertikālie un laterālie izmēri var būt ļoti dažādi. Visbiežāk sastopami pauguru – ieplaku pāri ir izmēros 30 – 200 m. Dažkārt to platība var aizņemt no 1km<sup>2</sup> līdz 100 km<sup>2</sup> (Aber, Ber 2007 ).

### 3.2.2. Kupolveida pauguri

Kupolveidu pauguru veidošanās mehānisms ir līdzīgs kā paugura – ieplakas pārim, bet tuvumā nav sastopami izteikti padziļinājumi, no kurienes paugura veidojošais materiāls būtu ticis pārvietots. To forma ir nelīdzena, kā arī tam nav izteikta grēdas forma, kas skaidrojams ar ledāja atkārtotu uzvirzīšanos un erodējošo darbību (3.3. att. – C) (Benn, Evans 2010).

Šādam paugura tipam ir kupolveida morfoloģija, kuras forma var būt no apaļas līdz ovālai. To laterālie izmēri var būt no 1 līdz 15 km, bet augstums sākot no 20 m un var sasniegt 100 m. Iekšējo uzbūvi var veidot pirmskvartāra ieži, gan kvartāra nogulumi. Paugura augšējo daļu bieži vien pārsedz morēnas nogulumi (Benn, Evans 2010).

Šāds kupolveida paugura raksturojums norāda uz to, ka tas sākotnēji bijis paugura – ieplakas pāris vai sabīdījumu – grēdu reljefa forma, kuru augšējo daļu atkārtotas uzvirzīšanās gadījumā, ir noārdījis ledājs. Gadījumos, ja ledāja iedarbības intensitāte ir bijusi diezgan vāja, tad sabīdījumu – grēdu forma var daļēji būt saglabājusies, un kupolveida paugurs var tikt vērsts ledāja plūsmas virzienā (Benn, Evans 2010).

### **3.2.3. Megabloki un atrauteņi**

Atrauteņi un megabloki (3.3. att. – D) pārsvarā ir horizontāli orientēti un viegli deformēti, kā arī tos mēdz pārklāt glaciālie nogulumi. Tie neveido izteiktas reljefa formas vai vispār neatsedzas zemes virspusē (Aber, Ber 2007). Tie var veidoties gan nogulumu blokiem piesalstot pie auksta ledāja gultnes, gan arī ledājam atraujot gultnes daļā esošos nogulumus kādā pavājinājuma zonā (Benn, Evans 2010).

Atrauteņi sastāv no dažādām deformācijas struktūrām, piemēram, bīdes zonām, krokām, lūzumiem, brekčijām, kas radušās ledāja stumšanas rezultātā. Magablokus pārsvarā veido vāji konsolidēti pirmskvartāra nogulumi, bet ir arī gadījumi, kad tos veido labi konsolidēti ieži vai nekonsolidēti kvartāra nogulumi (Aber, Ber 2007).

### **3.2.4. Saliktas grēdas**

Benn un Evans (2010) saliktas grēdas veidošanos skaidro kā liela izmēra glaciotektonisku procesu, kurā ledājs malas zonas nogulumus izgrebj, paceļ un pārvieto, veidojot zvīņveida uzbīdījumu kompleksus (3.3. att. – B). Āboltiņš (1999) šādus kompleksus sauc par skību struktūrām. Tās veidojas ledājam esot kustībā, kad tas iedarbojas uz gultnē esošajiem iežiem vai nogulumiem, veidojot tiem saspriegtu stāvokli. Kad nogulumu vai iežu pretestība ir pārvarēta, tad iežu vai nogulumu bloks tiek izspiests no tā cilmvietas. Šim procesam notiekot atkārtoti, izspiestie iežu vai nogulumu bloki zvīņveidīgi uzguļ viens otram, veidojot uzbīdījuma kompleksu.

Uzbīdījuma kompleksi var sastāvēt gan no pirmskvartāra iežiem, gan kvartāra nogulumiem. Vispiemērotākie apstākļi, kas sekmē šādu uzbīdījuma kompleksu veidošanos, ir, ja nelielā dziļumā, zem mīksti, viegli deformējamiem nogulumiem, atrodas cieti, labi

konsolidēti nogulumu vai ieži. Vai arī, ja zem cietiem, izturīgiem iežiem iegū plastiski, viegli deformējami nogulumu (Āboltniš 1999).

Skatoties uz šādu reljefa formu plānā, tās sastāv no vairākām subparalēlām grēdām, kuras mijas ar ieplakām. Katra atsevišķa grēda veidojusies kā uzbīdījuma bloks vai kroka, kura ir noliekusies. Arī katrā uzbīdījuma blokā nogulumu var būt tikuši deformēti, veidojot krokas vai lūzumus (Benn, Evans 2010).

### 3.2.5. Sabīdījuma gala morēna

Ledāja uzvirzīšanās laikā, kas parasti visintensīvāk norisinās ziemas sezonās, ledājs tā malas zonā esošos nogulumus var gan saspiest, gan sabīdīt, veidojot reljefa formas, kuras dēvē par sabīdījuma gala morēnām. Šādas reljefa formas var norādīt par ledāja maksimālo izplatības robežu. Savukārt vairākas paralēlas sabīdījuma gala morēnu sērijas var liecināt par sezonālu ledāja uzvirzīšanos (Benn, Evans 2010).

Ledājs ne tikai spēj sastumt tā malas zonā esošos nogulumus, bet arī tos saspiest. Lai šāds process norisinātos, ir nepieciešama nogulumu piesātināšanās ar ūdeni, kas raksturīga ablācijas sezonas laikā, kad norisinās ledāja kušana. Savukārt, sākoties ziemas sezonai, pieaugot ledāja masai, ar ūdeni piesātinātie nogulumu tiek saspiesti ledāja izraisītās statiskās noslodzes dēļ (Benn, Evans 2010).

Šādas deformācijas var veidoties arī esošo spiedienu gradientu atšķirību dēļ starp nogulumiem, virs kuriem atrodas ledājs, un ledāja priekšā esošajiem nekonsolidētiem nogulumiem. Tādā gadījumā nogulumu tiek izspiesti no zemledāja zonas uz tā pieledāja zonu vai arī var tikt iespiesti ledāja esošajās plaisās. Parasti izspieduma morēnām ir stāvas vertikālās malas un tās nerasniedz vairāk kā 1 m augstumu (Benn, Evans 2010).

Struktūras, no kādām sastāv sabīdījuma gala morēna, var veidoties gan plastiskas, gan trauslas deformācijas veidā. Ja lielāko daļu sabīdījuma gala morēnu veido smalkgraudains materiāls, tad tā sastāv no plastiskām deformācijas struktūrām. Bet, ja gala morēnā dominē rupjgraudains materiāls ar smalkgraudainiem starpslāņiem, kas var būt kā potenciāla slīdvirsmas, tad veidojas trauslas deformāciju struktūras (Wateren 2002).

Sabīdījuma gala morēnas parasti veido vāji litificēti nogulumu, piemēram, morēna, glaciofluviālie nogulumu, smalkgraudaini deltas un ezera nogulumu u.c. (Wateren 2002).

Sabīdījuma gala morēnas morfoloģija ir lielā mērā atkarīga no ledāja uzbūves – cik tas ir bijis plaisains tā malas zonā. Parasti sabīdījuma gala morēnas plānā veido arkveida formas, bet, skatoties uz tām tuvākā mērogā, tās ir neregulāras, līkumotas, kas ir atkarīgs no tā, kāda ir bijusi ledāja malas morfoloģija.

### 3.2.6. Glaciotektoniskās reljefa formas Latvijas teritorijā

Reljefa formas Latvijā tiek iedalītas pēc ģenēzes jeb izcelšanās. Tās tiek izdalītas ģenētiskajās grupās, apakšgrupās un ģenētiskajās kopās. Glaciotektoniskās reljefa formas pieder pie ledāja jeb glaciālās ģenētiskās grupas.

Glaciotektoniskās reljefa formas iedala 3 ģenētiskajās kopās:

1. Paugurotās reljefa formas;
2. Radiālās reljefa formas;
3. Frontālās reljefa formas.

Katra reljefa forma ir raksturīga zemiņēm vai augstienēm, vai arī sastopama abās. Smalkāks uzskaitījums ir parādīts 3.4 tabulā.

3.4. tabula

Glaciotektoniskās apakšgrupas reljefa formu iedalījums (Zelčs 2018)

<i>Ģenētiskā grupa</i>	<i>Ģenētiskā apakšgrupa</i>	<i>Ģenētiskā kopā</i>	<i>Morfoloģija</i>	<i>Garenasu orientācija</i>	<i>Raksturīgās reljefa formas</i>
Glacigēnās reljefa formas	Glaciotektoniskās reljefa formas	Paugurotās reljefa formas	Vienkārši pauguri, paugurmasīvi	Nav izteikta, haotiska	Pirmmasīvi, platopauguri, morēnas pauguri, dauguļi
		Radiālās reljefa formas	Vaļņi, iegareni pauguri, vaļņveida grēdas	Paralēli ledāja plūsmas virzienam	Drumlini, krumlini, flūtingi,

## Glaciotektoniskās apakšgrupas reljefa formu iedalījums (Zelčs 2018)

<i>Ģenētiskā grupa</i>	<i>Ģenētiskā apakšgrupa</i>	<i>Ģenētiskā kopā</i>	<i>Morfoloģija</i>	<i>Garenasu orientācija</i>	<i>Raksturīgās reljefa formas</i>
Glacigēnās reljefa formas	Glaciotektoniskās reljefa formas	Frontālās reljefa formas	Iegareni pauguri un vaļņi, to virknes un paugurgrēdas	Perpendikulāri ledāja plūsmas virzienam	Sabīdījuma un izspieduma gala morēnas, gala (terminālās) morēnas vaļņi un grēdas, marginālās grēdas, marginālo paugurgrēdu joslas, starpmēļu (stūra) paugurmasīvi, laterālās bīdes morēnas, marginālās nogāzes, ribotās (rievotās) morēnas

Pētījuma teritorijas tuvumā (Kurzemes rietumu daļā) ir sastopamas dažas no 3.4. tabulā minētajām reljefa formām. Piemēram, Rietumkursas augstienes R malā ir sastopamas vairākas marginālās nogāzes (1.4. att.). Marginālās nogāzes ir raksturīgas augstieņu nogāzēm, kas veidojušās aktīva ledāja kontaktzonā. Tās iezīme ledāja malas stāvokli (Zelčs 2018).

Marginālās grēdas raksturīgas vairākām augstienēm, tai skaitā arī Rietumkursas augstienei. Marginālās grēdas ir lieli, lineāri dažkārt līkumoti frontāli veidojumi. Tām raksturīgas terasētas nogāzes, kā arī to virsu var veidot mazākas pauguru virknes (Zelčs 2018).

Bez marginālajām nogāzēm un grēdām Apriķu ledus mēles skartajā teritorijā ir tikuši konstatēti arī drumlini (1.4. att.) (Saks et al. 2012b). Paši drumlini pieder radiālo reljefu formu ģenētiskajai kopai. Šajā kopā arī tiek pieskaitīti krumlini un flūtingi, kas sastopami citur Latvijas teritorijā. Šīs reljefa formas radušās ledus mēļu vai lobu uzplūdu laikā. Gan drumlini,

gan krumlini sastopami grupās un veido drumlinu laukus. Drumliniem parasti ir iegarena forma, un to muguras stiepijas ledāja plūsmas virzienā (Zelčs 2018; Lamsters 2015).

Pārējā Latvijas teritorijā tādas reljefa formas kā pirmmasīvpauguri, platopauguri, morēnas pauguri un dauguļi veidojušies ledus lobu vai mēļu konverģences zonās zemledāja apstākļos vai arī ledus plaisās (Zelčs 2018).

Pirmasīvpauguri Latvijas teritorijā veido izmēros vislielākās reljefa formas. Pirmasīvpaugurus veido nedaudz iegarenu vai izstieptu pauguru kopu, kas atrodas uz vienotas pamatnes. To relatīvais augstums sasniedz 90 m, platums – 2 – 7 km, garums līdz 5 – 12 km (Zelčs 2018).

Tādām augstienēm kā Alūksnes, Vidzemes un Latgales pirmasīvpauguri veido augstāko daļu. Pirmasīvpauguri arī var būt izolēti, bet var pacelties augstāk par pārējo teritoriju. Tos arī var norobežot plašas ieplakas, kuros mūsdienās sastopami purvi vai ezeri (Zelčs 2018).

Salīdzinot ar pirmasīvpauguriem, platopauguros glaciotehtoniski deformēti nogulumi sastopami tikai to kodola daļā. To augšējo daļu parasti pārsedz mālains vai aleirītiski nogulumi, kas nogulsņējušies virsledāja ezeros (Zelčs 2018).

Morēnpauguri tiek pieskaitīti pie kupolveida formas pauguriem. Kupolveida pauguru veidošanās aprakstīta 3.2.2. nodaļā. Toties dauguļi veidojas nogulumos, kuriem ir bijis atšķirīgs piesātinājums ar ūdeni. Laikā, kad notikusi ledāja konverģence, veidojusies blīvuma inversija starp nogulumiem, kas rezultējies ar diapīrkroku veidošanos (Zelčs 1990).

Frontālās glaciotehtoniskās formas iekļauj sabīdījuma un izspieduma gala morēnas, gala morēnas vaļņus un grēdas, marginālās grēdas, marginālo paugurgrēdu joslas. Šīs reljefa formas ir visdaudzveidīgākās, kā arī ar diezgan sarežģītu uzbūvi. Veidojušās aktīva ledus malā vai robežā starp aktīvu un aprimušu ledāju. Šo reljefu formu garenasis vērsts paralēli ledāja malas zonai, bet stieptas šķērseniski ledus malas plūsmas virzienam.

### **3.3. Ledāja darbības rezultātā veidojošās intrūzijas un diapīri**

Bez krokām un antiklinālām formām, kas veidojušās glaciotehtonisma procesa rezultātā, arī sastopamas ir dažāda veida intruzīvās struktūras, diapīri, ķīļi. Apskatot pieejamos informācijas avotus, jāsaprot, ka tieši diapīri ir salīdzinoši maz pētīti un aprakstīti.

Pie glaciotehtoniskām intruzīvām struktūrām tiek pieskaitīti visi tie veidojumi, kuros viens materiāls mobilā stāvoklī ir injicējies citā materiālā. Intruzīvo struktūru laterālie izmēri variē no dažiem mm līdz 100 m, bet vertikālā virzienā izmēri var sasniegt vairākus desmit metrus (Aber, Ber 2011). Bieži vien šie veidojumi neatsedzas zemes virspusē, kā arī neveido ievērojamas reljefa formas, izņēmumi – kraujas vai stāvkrasti (Aber 1989).

Var izšķirt vismaz divus galvenos ledāja izraisītus mehānismus, kuru rezultātā veidojas diapīri:

1. Nevienmērīgs noslogojums ledāja gultnē, kas rada apstākļus, lai materiāls spētu izspiesties no lielākas noslogojuma vietas uz mazāku;
2. Atšķirīgu porūdenu spiediena rezultātā izraisīta intrūzija.

Bieži vien diapīri un citas intrūzijas veidojas arī uzbīdījuma kontaktzonās (Āboltiņš 1999). Diapīru struktūru veidošanās raksturīga teritorijās, kur nogulumiem ir iespējama piesātināšanās ar ūdeni, kas bieži vien sakrīt ar pieledāja teritoriju (Benn, Evans 2010).

Viens no galvenajiem faktoriem, kas ietekmē diapīrisma procesa veidošanos, ir nogulumu granulometriskā sastāva atšķirības starp diviem slāņiem. Nogulumi, no kā pārsvarā sastāv diapīrs, ir veidoti no smalkas frakcijas (māls, aleirīts, smalkgraudaina smilts), bet nogulumi, kuros tas ir injicējies, parasti sastāv no salīdzinoši rupjākas frakcijas (smilts, grants, morēna) (Aber, Ber 2011).

Pētījumos Mičiganas ezera austrumu krasta atsegumos ir tikuši konstatētas glaciotehtoniskas deformācijas, to skaitā diapīri (Larson et al. 2003). Vietām to augstumi sasniedz pat 40 m. Diapīra kodola daļā nav izsekojams sākotnējais slāņojums, bet pārsedzošajos smilšainos nogulumos, kuros diapīrs ir injicējies, vietām novērojamas budināžas struktūras. Pētījuma autori diapīru veidošanos skaidro, ka, ledājam uzvirzoties, mālains slānis ticis pakļauts ledāja izraisītai slodzei, kā rezultātā nogulumi sablīvējušies, radot augstu spiedienu. Tā rezultātā tas izspiedies uz pieledāja zonu, kur ir zemāks spiediena apgabals. Konkrētajā teritorijā diapīru virsotnes noliekas Z – ZA virzienā, kas apmēram sakrīt ar ledāja uzvirzīšanās orientāciju (Z – ZR).

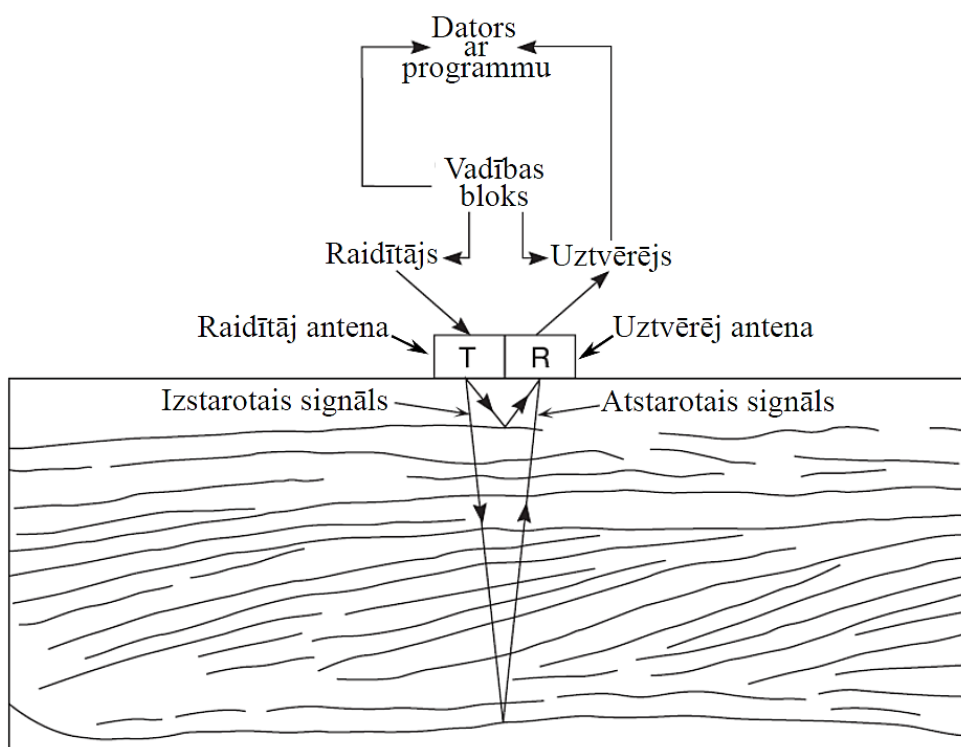
Citā pētījumā tiek minēts, ka diapīrkroku sērijas ir apgāztā stāvoklī jeb tās noliecas D un Z virzienā. Tāda pati orientācija ir atsegumā esošajiem lūzumiem, kas liecina, ka abas deformācijas ir veidojušās pie viena un tā paša sprieguma. Šajā gadījumā diapīrkroka veidotas no smilts un aleirīta nogulumiem, kuras iespiedušās granšainos nogulumos (Aber, Lundqvist 1988).

Ir autori, kuri uzskata, ka diapīri arī var rasties starp stagnanta ledāja plaisām. Tādā gadījumā diapīra slānim jābūt piesātinātam ar ūdeni (Sharp 1985; Hart, Smith 1996). Tomēr citi pētnieki šādas formas dēvē par izspieduma morēnām, kas rodas ledāja ablācijas laikā, kad norisinās tā kušana, kā rezultātā gultnē un pieledajā esošie nogulumi piesātinās ar ūdeni (Benn, Evans 2010).

#### 4. RADIOLOKĀCIJAS METODES DARBĪBAS PAMATPRINCIPI

Pētījumu metode, kurā tiek izmantots ģeoradars, ir balstīta uz radiolokācijas darbības pamatprincipiem un plaši tiek izmantota ģeofizikālajos pētījumos. Ģeoradars raida augstas frekvences (MHz vai GHz) elektromagnētiskās enerģijas impulsus un uztver atstarojumus, ko izraisa elektromagnētisko īpašību izmaiņas tuvu zemes virskārtai. Radiolokācijas izpētes maksimālais dziļums nekonsolidētos nogulumos ir aptuveni 100 m (Neil 2004; Daniels 2004).

Ģeoradara uzbūve ir salīdzinoši vienkārša. Ģeoradars vairumā gadījumu sastāv no divām antenām – viena, kas raida signālu, bet otra, kas uztver atstaroto signālu. Ir arī ģeoradari, kas sastāv no vienas antenas, kas gan raida signālu, gan uztver to (Karušs 2015). Neskaitot antenas, lai ģeoradars varētu veikt savu funkciju, nepieciešams arī vadības bloks un dators. Pilna ģeoradara uzbūves shēma un darbības princips attēlots 4.1. attēlā.



4.1. attēls. Ģeoradara uzbūves shēma un darbības pamatprincips (Neal 2004; ar autores papildinājumiem)

Veicot radiolokācijas profilēšanu, ģeoradars var tikt pārvietots pa vēlamo trajektoriju divos veidos – ar antenām, kas ir ciešā kontaktā ar zemes virsu vai ar antenām, kas ir paceltas virs zemes virsas. Abos gadījumos ģeoradaru pārvieto ģeoradara operators (Karušs 2015).

Radiolokācijas profila ieraksta laikā tiek izmantotas antenas, kas izstaro radioviļņus ar 10 MHz līdz 5 GHz lielu frekvenci (Daniels 2004). Radiolokācijas profilēšanas laikā ģeoradars

parasti raida pusotru perioda garu signālu. Pēc tam, kad ir ticis raidīts signāls, iekārta reģistrē laiku, kad tiek saņemti atstarojošie signāli uztvērēj antenā, kā arī to amplitūdu. Rezultātā iegūtie dati attēlojas kā radarogramma (4.3. att.).

Izstarotais impulss, šķērsojot zemes virsējo daļu, šķērso nogulumus ar dažādām elektromagnētiskajām īpašībām, no kurām ir atkarīgs, kādā ātrumā raidītais signāls izplatīsies, vai atstarosies un nonāks atpakaļ līdz uztvērēj antenai (Neil 2004).

#### 4.1. Elektromagnētisko viļņu izplatīšanās, laušana un atstarošana

Elektromagnētisko viļņu izplatīšanos vakuumā pamatā paskaidro Maksvela vienādojumi, kuros magnētiskās uzņēmības un dielektriskās caurlaidības vērtības ir nemainīgas. Tās ir neatkarīgas no frekvences un nerada signāla zudumus, citiem vārdiem sakot, nenotiek signāla zudumi un tā pavājināšanās, kā tas notiktu signālam izplatoties, piemēram, nogulumos (Daniels 2004).

Toties, lai precīzi aprakstītu elektromagnētisko viļņu izplatīšanos nogulumos, aprēķinos nepieciešams ņemt vērā nogulumu elektromagnētiskās īpašības, un līdz ar to arī komplekso gaismas laušanas koeficientu, kuru savukārt ietekmē kompleksās dielektriskās caurlaidības un kompleksās elektrovadītspējas vērtības. Ar 4.1. formulu ir iespējams aprēķināt elektromagnētiskā viļņa fāzes un amplitūdas vērtības dažādos telpas punktos un laika momentos dielektriskā vidē (Karušs 2015).

$$E(x, t) = E_0 e^{-\frac{k\omega}{c}x} \cos\left(\frac{n\omega}{c}x - \omega t + \varphi\right), \text{ kur} \quad (4.1.)$$

$E$  – elektriskais lauks ( $\text{V m}^{-1}$ );

$E_0$  – elektriskā lauka sākotnēja amplitūda ( $\text{V m}^{-1}$ );

$n$  – gaismas laušanas koeficienta reālā daļa;

$k$  – gaismas laušanas koeficienta imaginārā daļa;

$c$  – elektromagnētisko viļņu izplatīšanās ātrums vakuumā ( $\text{m s}^{-1}$ );

$x$  – distance (m);

$t$  – laiks (s);

$\omega$  – leņķiskā frekvence (Hz);

$\varphi$  – fāze.

Pēc dotās formulas ir iespējams secināt, ka gaismas laušanas koeficienta imaginārā daļa ietekmē signāla zudumus, bet reālā daļa ietekmē elektromagnētisko viļņu izplatīšanās ātrumu.

Savukārt, signālam izplatoties, tas saskaras ar nogulumiem, kuriem raksturīgas dažādas elektromagnētiskās īpašības. Tādā gadījumā daļa no izstarotā signāla tiek lauzta, bet daļa turpina izplatīties. Signāla atstarošanās notiek uz robežas, kur nomainās kompleksās gaismas laušanas koeficientu vērtības jeb uz robežas starp diviem nogulumu slāņiem, kuriem ir atšķirīgas kompleksās gaismas laušanas koeficientu vērtības (4.2. formula).

$$r = \frac{\dot{N}_1 - \dot{N}_2}{\dot{N}_1 + \dot{N}_2} = \frac{n_1 - n_2 + i(k_1 - k_2)}{n_1 + n_2 + i(k_1 + k_2)}, \text{ kur} \quad (4.2.)$$

$r$  – atstarošanās koeficients;

$\dot{N}$  – kompleksais gaismas laušanas koeficients;

$n$  – gaismas laušanas koeficienta reālā daļa;

$k$  – gaismas laušanas koeficienta imaginārā daļa;

$i$  –  $\sqrt{-1}$ .

Komplekso gaismas laušanas koeficientu apraksta vienādojums, kas sastāv no gaismas laušanas koeficienta reālās daļas (4.3. formula) un imaginārās daļas (4.4. formula) (Karušs 2015). Ja starp diviem materiāliem gaismas laušanas koeficienta reālā vai imaginārā daļa nav vienāda, tad arī kompleksais gaismas laušanas koeficienta vērtības nebūs vienādas, un līdz ar to daļa no signāla atstarosies, bet daļa izplatīsies tālāk.

Gaismas laušanas koeficienta reālā daļa ir atkarīga lielā mērā no dielektriskās caurlaidības. Savukārt dielektrisko caurlaidības vērtību nosaka materiālā esošo molekulu un atomu spēja sagriezties paralēli elektriskā lauka virzienam.

Gaismas laušanas koeficienta imaginārā daļa ietekmē signāla zudumus un ir atkarīga no materiāla elektrovadītspējas un dielektriskās caurlaidības. Elektrovadītspēja savukārt ir atkarīga no materiālā esošo jonu daudzuma. Jo vairāk jonu, jo lielāka elektrovadītspēja, kā arī lielāki signāla zudumi.

$$n = \frac{\left(\varepsilon' - \frac{\sigma''}{\omega\varepsilon_0}\right) + \sqrt{\left(\varepsilon' - \frac{\sigma''}{\omega\varepsilon_0}\right)^2 + \left(\varepsilon'' - \frac{\sigma'}{\omega\varepsilon_0}\right)^2}}{2} \quad (4.3.)$$

$$k = \frac{-\left(\varepsilon' - \frac{\sigma''}{\omega\varepsilon_0}\right) + \sqrt{\left(\varepsilon' - \frac{\sigma''}{\omega\varepsilon_0}\right)^2 + \left(\varepsilon'' - \frac{\sigma'}{\omega\varepsilon_0}\right)^2}}{2}, \text{ kur} \quad (4.4.)$$

$n$  – gaismas laušanas koeficienta reālā daļa;

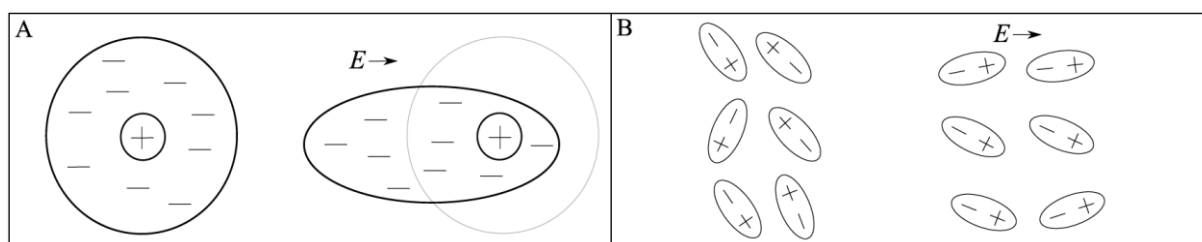
$k$  – gaismas laušanas koeficienta imaginārā daļa;

- $\epsilon'$  – dielektriskās caurlaidības reālā daļa;
- $\epsilon''$  – dielektriskās caurlaidības imaginārā daļa;
- $\sigma'$  – elektrovadītspējas reālā daļa (S m – 1);
- $\sigma''$  – elektrovadītspējas imaginārā daļa (S m – 1);
- $\epsilon_0$  – elektriskā konstante (F m – 1).

## 4.2. Dielektriķis un vielas polarizācija

Radiolokācijas pētījumu metodes ietvaros tiek izmantota tāda skaitliskā vērtība kā dielektriskā caurlaidība. Par dielektriķi tiek saukta viela, kurā nav brīvo lādiņnesēju jeb viela, kurai nepiemīt elektrovadītspēja. Savukārt nogulumu un nogulumiežu sastāvā ir raksturīga brīvo lādiņu (jonu) klātbūtne, kas nozīmē, ka tiem piemīt vāja elektrovadītspēja (Jol 2009).

Kopumā dielektriķī notiek divu veidu polarizācijas – elastīgā un orientācijas (Karušs 2015). Elastīgajā polarizācijā nobīde norisinās pašā atomā, kurā elektrona mākonis nobīdās no kodola paralēli elektriskā lauka virzienam. Orientācijas polarizācija norisinās kā pašas molekulas pagriešanās perpendikulāri elektromagnētiskā viļņa izplatīšanās virzienam (4.2. att.).



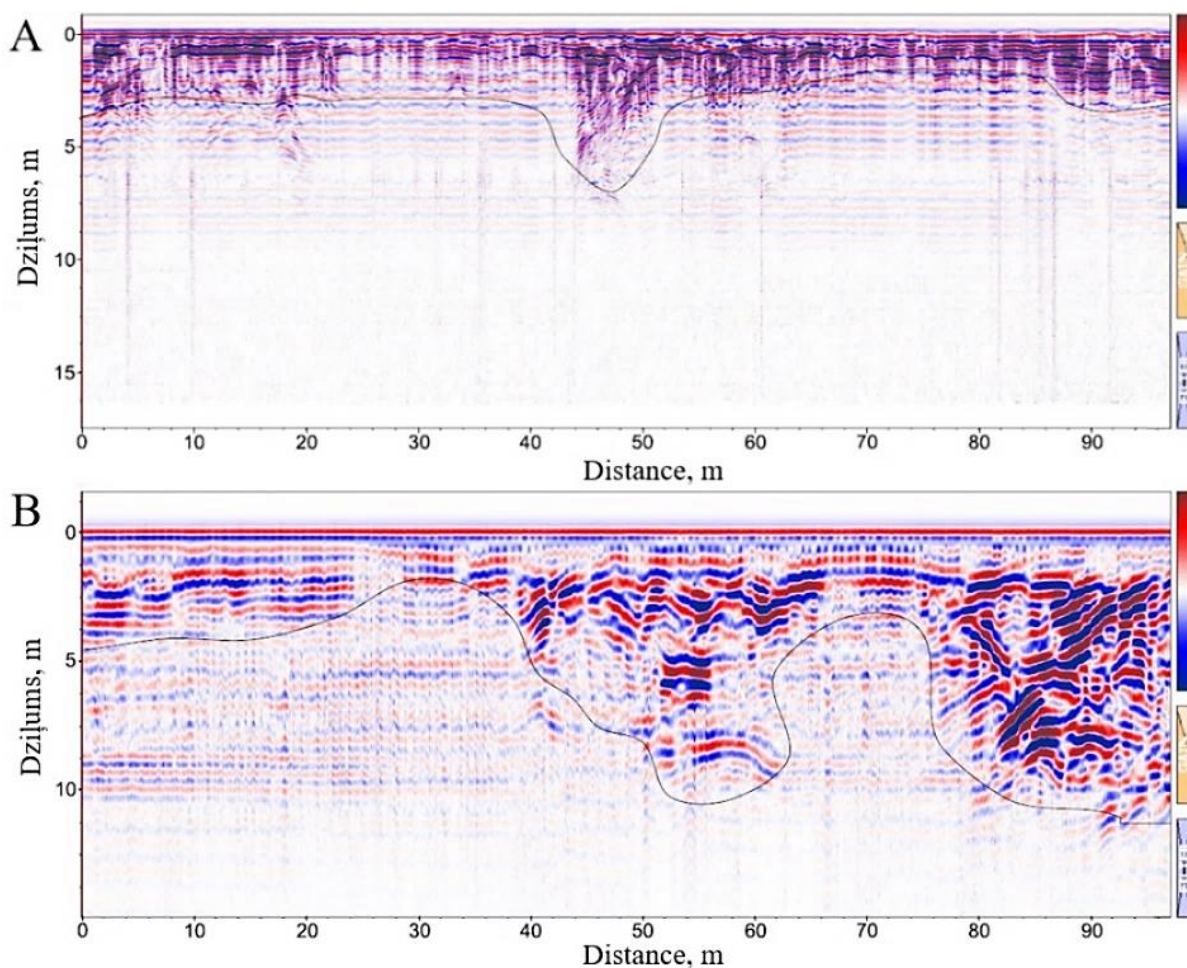
4.2. attēls. Dielektriķu polarizācijas veidi. A – atoma “mākoņa” nobīde no kodola. B – molekulu pagriešanās paralēli elektriskā lauka virzienam

Sākotnēji dielektriķī molekulu izvietojums ir haotisks termisko kustību dēļ, bet, pievienojot ārējo elektrisko lauku, haotiski vērstās molekulas novietojas aptuveni paralēli elektriskā lauka virziena līnijām. Tādā gadījumā var teikt, ka dielektriķis ir polarizējies. Tiklīdz pieliktais elektriskais lauks izzūd, molekulas atgriežas sākotnējā, haotiskajā stāvoklī termisko kustību dēļ (Grabovkis 1980).

### 4.3. Izmantotās frekvences

Radiolokācijas profilu veikšanā jāvērs uzmanība antenas izvēlē. Pie katras izvēlētās frekvences mainās iegūtās radarogrammas izšķirtspēja un viļņu izplatīšanās dziļums (Burger et al. 1992).

Tiek pieņemts, ka mazākais iespējamais slāņa biezums, kuru, izmantojot ģeoradaru, ir iespējams konstatēt, ir  $\frac{1}{4}$  daļa no raidītā elektromagnētiskā viļņa garuma. Ja nepieciešams iegūt detalizētu zemes virskārtas šķērsriezumu, tad izmanto antenas ar pēc iespējas augstāku frekvenci. Ja mērķis ir tikai iegūt datus par kāda slāņa vai objekta dziļumu, tad var tikt izmantotas antenas ar zemu frekvences vērtību (Burger et al. 1992) (4.3. att.).



4.3. attēls. Radarogrammas, kuras iegūtas veicot radiolokācijas profilēšanu smilšainos nogulumos (melnā līnija apzīmē interpretēto robežu starp diviem nogulumu slāņiem). A – izmantota 300 MHz antena. B – izmantota 75 MHz antena

Par pamatojumu frekvences izvēlei var izmantot formulu, kas raksturo elektromagnētiskā viļņa garumu (4.5. formula) (Burger et al. 1992).

$$\lambda = \frac{v}{f}, \text{ kur} \quad (4.5.)$$

$\lambda$  – elektromagnētiskā viļņa garums (m);

$v$  – viļņa izplatīšanās ātrums (m/s);

$f$  – frekvence (Hz).

Pēc formulas ir iespējams secināt, ka, izmantojot antenu ar lielāku frekvenci, mazāks viļņa garums tiks izstarots, kā rezultātā tiks iegūta detalizētāka radarogramma. Jo frekvence ir mazāka, jo lielāks viļņa garums, jo mazāk detalizēta radarogramma tiks iegūta. 4.3. attēlā parādītas divas radarogrammas, kas ierakstītas, veicot vienu un to pašu radiolokācijas profilu trajektoriju, bet katrā reizē izmantota cita antena. Redzams arī, ka maksimālais signāla izplatīšanās dziļums atšķiras.

Kā jau iepriekš minēts, izstarojot signālu, ģeoradars reģistrē laiku, pēc kura ir iegūts atstarojums uztvērēj antenā. Signāla izplatīšanās ātruma noteikšanai lielākoties gadījumu tiek izmantota 4.6. formula (Neal 2004). Šī formula ir ļoti vienkāršota, jo netiek ņemti vērā vairāki parametri, piemēram, elektrovadītspēja, kas dažkārt ir raksturīgs nogulumiem, tādēļ iegūtās dziļuma vērtības galu galā var būt kļūdainas (Karušs 2015).

$$v = \frac{c}{\sqrt{\epsilon'}} \text{, kur} \quad (4.6.)$$

$v$  – elektromagnētisko viļņu izplatīšanās ātrums dielektrikā ( $\text{m/s}^{-1}$ );

$c$  – elektromagnētisko viļņu izplatīšanās ātrums vakuumā, ( $\text{m/s}^{-1}$ );

$\epsilon'$  – dielektriskās caurlaidības reālā daļa.

Pēc 4.6. formulas var redzēt, ka pie lielākas dielektriskās caurlaidības vērtības lēnāks ir signāla izplatīšanās ātrums. Toties nogulumos ar mazāku dielektrisko caurlaidību, signāls izplatās ātrāk.

Ja ir zināms signāla izplatīšanās ātrums, kā arī laiks, pēc kura signāls ir reģistrēts uztvērēj antenā, tad pēc formulas ir iespējams aprēķināt dziļumu, no kā signāls ir saņemts (4.7. formula).

$$S = \frac{t \cdot v}{2}, \text{ kur} \quad (4.7.)$$

$S$  – dziļums, no kurienes signāls atstarojies (m);

$t$  – laiks, pēc kura saņemts atstarojums (s);

$v$  – signāla izplatīšanās ātrums (m/s).

Bieži vien, aprēķinot signāla izplatīšanās ātrumu, par dielektriskās caurlaidības vērtībām tiek izmantotas jau iepriekš noteiktas vidējās vērtības, kuras iespējamas atrast dažādos ar radiolokācijas pētījuma metodes saistītos literatūras avotos (4.1. tabula) (Burger et al. 1992; Daniels 2004; Jol 2009). Dažkārt, ja teritorijas ģeoloģiskā uzbūve ir sarežģīta, tad sniegtās vērtības var atšķirties un nebūt korektas. Līdz ar to, izvēloties nepareizu vērtību, ir iespējams arī kļūdīties, aprēķinot dziļumu, no kurienes iegūts atstarojošais signāls (Neal 2004).

4.1. tabula.

Dielektriskās caurlaidības vērtības ( $\epsilon'$ ) dažādās vidēs, izmantojot 100 MHz antenu (Daniels 2004; ar autores papildinājumiem)

<i>Vide</i>	$\epsilon'$
Gaiss	1
Māls – sauss	2 – 6
Māls – mitrs	5 – 40
Smilts – sausa	2 – 6
Smilts – mitra	10 – 30
Kaļķakmens – sauss	4 – 8
Kaļķakmens – mitrs	6 – 15
Smilšakmens – sauss	2 – 5
Smilšakmens – mitrs	5 – 10
Saldūdens	81
Jūras ūdens	81

Lai būtu iespējams precīzāk noteikt signāla izplatīšanās ātrumu un nogulumu slāņu dziļumus, pirms ierīkojot radiolokācijas profilu, var izmantot vairākas signāla izplatīšanās ātruma noteikšanas metodes pētījuma teritorijā, piemēram, kopējo viduspunktu metodi (CMP) u.c. (Neal 2004).

## 5. MATERIĀLI UN METODES

### 5.1. Radiolokācijas profilēšana

Veicot lauka darbus pētījuma teritorijā, diapīri tika konstatēti gandrīz visā (posma Ulmale – Strante) atseguma garumā. Tikai salīdzinoši īsā stāvkrasta pieguļošās teritorijas posmā atradās teritorija, kurā neaugtu koki vai krūmi, kas būtiski traucētu radiolokācijas profilu ierīkošanu. Tādēļ tika izlemts ierīkot radiolokācijas profilus stāvkrasta atseguma pieguļošās teritorijas daļā, kur pēc iespējas mazāk traucētu koki vai krūmi (5.1. att.). Radiolokācijas profilus bija nepieciešams veikt pēc iespējas tuvāk stāvkraстам, jo nav informācijas par to, cik plašā teritorijā diapīri var būt izplatīti.



5.1. attēls. Pētījuma teritorija. Ar sarkanās krāsas līnijām iezīmēts izpētes laukums, kurā veikta radiolokācijas profilēšana (J. Ješkina foto)

Radiolokācijas profili tika orientēti lielākoties perpendikulāri stāvkraста līnijai. No visiem ierīkotajiem profiliem, divi radiolokācijas profili tika ierīkoti paralēli krastam (5.3. att.). Lai teritorijā būtu pēc iespējas vienmērīgāks pārklājums ar radiolokācijas profiliem, tad sākotnēji profilu tīkla novietojums tika izveidots programmā *GemLink V5.4.*, izmantojot “WayPoint Plan” rīku. Izmantojot šo rīku, sākotnēji tika izvēlēta opcija “Draw Polygon Point”, ar kuras

palīdzību iespējams uz ortofoto kartes uzvilkt poligonu, kurā nepieciešams izvietot profilu līnijas. Pie rīka “Polygon Options” tika izmainīta profilu līniju orientācija tā, lai tie atrastos perpendikulāri krastam, kā arī izvēlēts 10 m intervāls starp profilu līnijām. Kopumā tika izveidotas 29 profila līnijas, kur katra profila garums bija apmēram 300 m.

Tā kā izpētes laukumu vietām klāj gan koki, gan krūmi, kas apgrūtinātu gala punktu saskatīšanu, tad katra profila līnija tika sadalīta divos aptuveni vienādos intervālos, kas nozīmē, ka viens profils tiktu ierakstīts divās (katra apmēram 150 m) atsevišķās radarogrammās.

*GemLink V5.4.* programma katras profila līnijas sākumu un beigas atzīmē kā galapunktu ar zināmām koordinātām. Kopumā tika iegūti 87 punkti, kuriem zināmas koordinātas. Iegūtie punkti tika ģenerēti kā \*.txt tipa fails. Iegūtais \*.txt fails tika pievienots *QGIS 2.18.21* programmā, kur pēc tam dotie punkti tika eksportēti kā \*.gpx fails, lai tos būtu iespējams ievietot Garmin Montana 610 GPS iekārtā. Ar Garmin Montana 610 GPS iekārtu uz lauka tika noteikts izveidoto koordinātu punktu novietojums.

Radiolokācijas profilēšanai tika izmantots “Radar Systems, Inc.” ģeoradars Zond 12 – e ar 300 MHz antenu (5.2. att.). Antena ar 300 MHz frekvenci tika izvēlēta balstoties uz to, ka antena ar vidēja lieluma frekvenci sniedz augstu ieraksta izšķirtspēju līdz 10 – 15 m dziļumam (Karušs 2015). Ieraksta laikā tika izmantots 300 ns laika logs, kas atbilst 18,37 m dziļumam, ja par dielektrisko caurlaidību tiek pieņemts 6, kas atbilst smilšainiem nogulumiem.

Lai noteiktu precīzu radiolokācijas gājiena trajektoriju, tika izmantota GNSS Emlid Reach iekārta. Radiolokācijas profilu gājiena piesaiste radarogrammām izskaidrota 5.1.3. nodaļā.



5.2. attēls. Radiolokācijas profilēšanās izmantotais ģeoradars ar 300 MHz antenu un GNSS Emlid Reach antena (K. Lamstera foto)

Aptuveni pusi no radiolokācijas profiliem ierakstīja darba autore, bet atlikušos profilus veica Jurijs Ješkins. Lai sāktu profila ierakstu, ģeoradara operatora palīgs, izmantojot Garmin Montana 610 GPS iekārtu, sākumā noteica pirmā punkta konkrētu atrašanās vietu. Pēc tam, kad ar ģeoradaru notikusi nostāšanās uz punkta, ģeoradara operatora palīgs noteica nākošā punkta atrašanās vietu, līdz kuram ir jāveic radiolokācijas profila ieraksts. Rezultātā ģeoradara operatoram bija zināma precīza trajektorija, kurā ir jāiet, un varēja uzsākt radiolokācijas profila ierakstu. Tādā veidā tika noteikts visu punktu novietojums un ierakstīti visi radiolokācijas profili.

### 5.1.1. Radiolokācijas profilu gājiena piesaiste koordinātām

Lai varētu precīzi zināt katra radiolokācijas profila gājiena trajektoriju, pie paša ģeoradara operatora tika piestiprināta GNSS Emlid Reach iekārta, kas nepārtraukti ierakstīja koordinātu punktus, kamēr tika veikts radiolokācijas profilu ieraksts (5.2. att.). GNSS iekārta tika izmantota, jo tā saņem signālus no GLONASS, GPS, GALILEO satelītu navigācijas sistēmām, tādēļ ierakstīto koordinātu precizitāte ir augstāka (Novatel S.a.).

GNSS Emlid Reach iekārta gājiena laikā netika savienota ar LatPos bāzes staciju, tādēļ ierakstītās koordinātas sākotnēji bija bez korekcijām. Korekcijas ir nepieciešamas, jo no satelītiem saņemtie signāli, ko uztvēra GNSS Emlid Reach iekārta, šķērsojot atmosfēras slāni, var būt kļūdaini (Novatel S.a.). Lai koordinātas būtu ar pēc iespējas mazāk novirzēm, korekcijas tika veiktas pēcapstrādē. GNSS Emlid Reach ierakstīja saņemtās koordinātas atsevišķās datnēs. Tas, cik daudz datu tiek saglabāti vienā datnē, ir atkarīgs no tā, cik lielā kustībā GNSS Emlid Reach iekārta ir atradusies.

Sākotnēji, lai eksportētu iegūtos GNSS Emlid Reach datus, tika izmantots viedtālrunis ar instalētu *ReachView* aplikāciju. *ReachView* aplikāciju iespējams savienot ar GNSS Emlid Reach iekārtu, izmantojot Wi – fi tīkla savienojumu. Šo aplikāciju var izmantot, lai redzētu GNSS Emlid Reach iestatītos parametrus. Izmantojot šo aplikāciju, iegūtās koordinātas tika eksportētas kā \*.zip formāta faili, kuros savukārt atrodas \*.ubx tipa faili.

Koordinātu mērījumu pēcapstrādei nepieciešamos datus ir iespējams iegūt LatPos bāzes stacijas interneta vietnē (<http://www.latpos.lgia.gov.lv/SpiderWeb/frmIndex.aspx>). LatPos bāzes stacijas uztver satelītu signālus un tos saglabā stundu garās datnēs. LatPos interneta vietnē ir jāizvēlas datums un jāatzīmē laika intervāls, kurā ir veikti koordinātu mērījumi, kā arī jāizvēlas vistuvāk esošā bāzes stacija. Maksimālais ieteicamais attālums, kas var būt pieļaujams no koordinātu mērījumu vietas līdz bāzes stacijai, ir aptuveni 40 km, lai korekcijas varētu uzskatīt par pietiekami precīzām. Pētījuma teritorijai vistuvākā bāzes stacija ir Kuldīgā, kas

atrodas apmēram 35 km attālumā. Korekcijas, kas jāpiemēro mērījumiem, tiek saņemtas kā RINEX datu failu formāts.

Lai radiolokācijas profilēšanas laikā ierakstītajām koordinātām varētu veikt korekcijas, tika izmantota brīvi pieejama *Emlid RTKLIB* programmatūra, kas sastāvēja no vairākām aplikācijām, no kurām tika izmantotas divas – “rtconv”, “rtkpost”. Sākumā, izmantojot “rtconv” aplikāciju, \*.ubx tipa faili tika konvertēti uz RINEX datu formāta. Darbojoties ar šo aplikāciju, kā konvertējamais fails tika pievienots \*.ubx tipa fails, izvēlēta RINEX 3.0.3 versija, atzīmētas vēlamās satelīta sistēmas (GPS, GLONASS, GALILEO), no kurām LatPos bāzes stacija saņēmusi signālus par savu atrašanās vietu, kā arī izvēlēts u – blox formāts. Rezultātā programma \*.ubx failu konvertē uz vairākiem citiem datu failiem (\*.nav, \*.obs, \*.sbs).

Sekojoši, izmantojot “rtkpost” aplikāciju, iegūtajiem RINEX datu failiem tika veiktas nepieciešamās korekcijas. Attiecīgajos logos tika pievienots gan uztvērēja, gan bāzes stacijas \*.obs fails, kā arī pievienots uztvērēja \*.nav fails. Pie loga *options* tika atzīmēti visi nepieciešamie parametri, lai varētu veikt korekcijas. Attiecīgie parametri tika izvēlēti ņemot vērā Emlid iekārtu ražotāju ieteikums interneta vietnē (GPS post – processing S.a.).

Viens no korekcijas parametriem ir “elevation mask”, kurā ir iespējams izvēlēties, kuri GNSS uztvertie signāli tiks ignorēti, atkarībā no satelītu novietojuma. Šajā gadījumā tika atzīmēts skaitlis 15, kas nozīmē, ka tika ignorēti visi tie GNSS uztvertie satelīta signāli, kuri ar zemes virsmu veido mazāk kā 15°.

Tā kā GNSS uztvērējs atradās kinemātiskā jeb kustībā esošā stāvoklī, tad pie loga “Rec Dynamics” tika atzīmēts “on”, kas nozīmē, ka tiks novērtēts uztvērēja ātrums un paātrinājums. Pie “Integer Ambiguity Res” tika atzīmēts “Continuous”. Pie “AR Filter” tika atzīmēts “on”. Pie Base Station tika atzīmēts “RINEX header position”.

Laikā, kad programma veica koordinātām korekcijas, bija iespējams novērot, vai šīs korekcijas tiek veiktas ar *single*, *float* vai *fix* metodi. Vairākumā gadījumu bija iespējams novērot, ka programma veic korekcijas ar *fix* metodi, kas nozīmē, ka koordinātu kļūda vidēji var būt 5mm, kā arī retu reizi ar *float*, kas nozīmē, ka koordinātu vidējā kļūda var būt 1 m.

Pēc tam, kad veiktas koordinātu korekcijas, “rtkpost” aplikācijas logā “KML/GPX converter” iespējams \*.obs failu pārveidot uz \*.gpx faila formātu. Tādā veidā tiek iegūts fails, kuru iespējams turpmāk izmantot gan *ArcMap 10.6*, gan *QGis 2.18.28* programmās.

### 5.1.2. Radiolokācijas profilu apstrāde

Lai būtu iespējams veikt iegūto radarogrammu interpretāciju, vispirms tika veikta to apstrāde programmā *Prism 2.60*. Radiolokācijas profilu apstrādē tika izmantota *Gain* funkcija, kā arī divi filtri – *Background removal* un *Ormsby bandpass*.

Ar *Gain* funkciju iegūtie signāli tiek pastiprināti proporcionāli laikam, pēc kura ir notikusi to atstarošanās. Ar *Gain* funkcijas palīdzību, vadoties pēc radarogrammas vizuālā izskata, iegūtie signāli tiek pastiprināti proporcionāli laikam (dziļumam). *Gain* funkcija ir nepieciešama, jo, palielinoties dziļumam, signālu atstarošanās amplitūda aiz vien vairāk pavājinās.

Ar *Background removal* filtru tiek dzēsti horizontāli neinformatīvi signāli. Ar *Ormsby bandpass* filtru iespējams izdalīt spektra centrālo daļu, kas satur informatīvos signālus un dzēst tos signālus, kuri ir ar salīdzinoši zemu vai augstu frekvenci un ir neinformatīvi (Radar Systems, Inc. 2017).

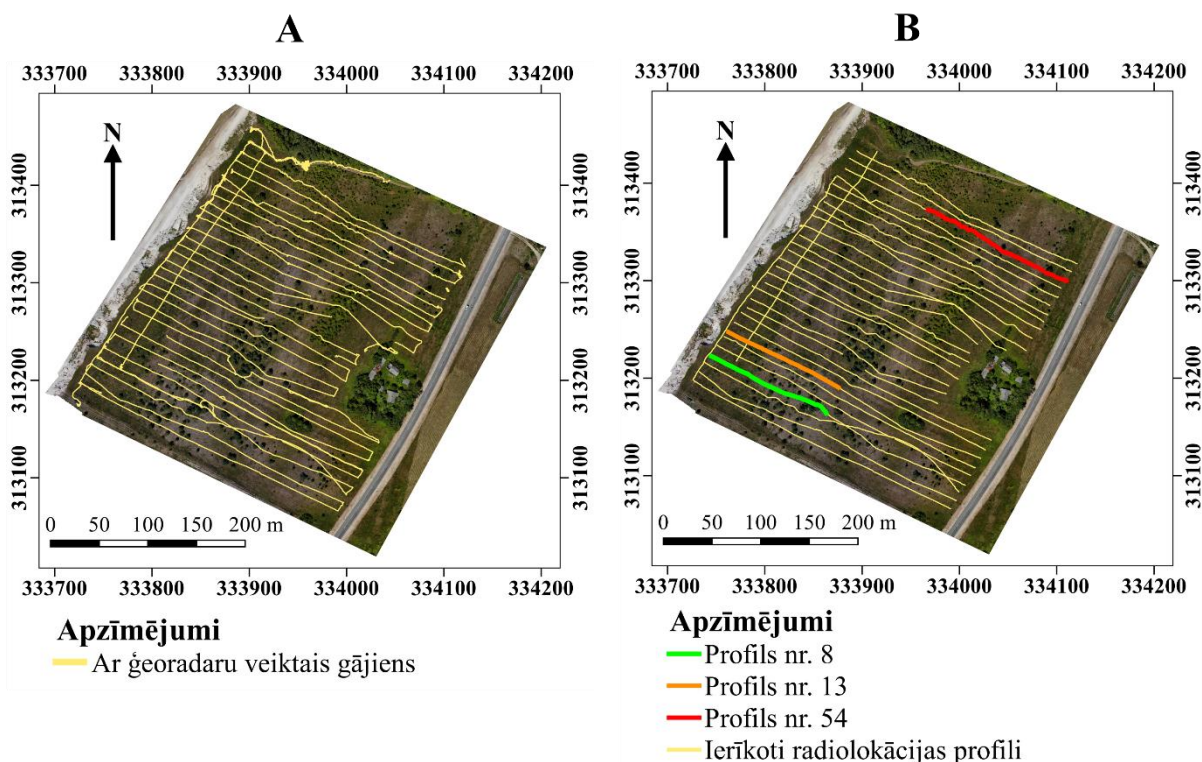
### 5.1.3. Radarogrammu piesaiste koordinātām

Lai būtu iespējams piesaistīt koordinātas radarogrammām, sākotnēji, izmantojot datorprogrammu *ArcMap 10.5.1.*, tika pievienoti \*.gpx faili, kuros attēlojas ar GNSS Emlid Reach gājiena trajektorijas. Šis \*.gpx fails saturēja gan punktveida, gan līnijveida objektus, no kurām turpmākai apstrādei tika izmantoti līnijveida objekti. Lai veiktu turpmākas darbības ar ierakstītajām gājiena trajektorijām, \*.gpx fails tika eksportēts un saglabāts kā \*.shp tipa fails.

Tā kā GNSS ierakstīta koordinātas nepārtraukti (5.1.1. nodaļa; 5.3. att. – A), bija nepieciešama to rediģēšana, lai saglabātu tikai tās līniju daļas, kas attēlo ar radiolokācijas profilu veikto gājieni (5.3. att. – B). Lai to izdarītu, tika izmantots datorprogrammas *ArcMap 10.5.1* “Split” rīks un līnijas tika sadalītas vietās, kur sākās un beidzās radiolokācijas profila gājieni. Vietās, kur ir notikusi nostāšanās uz punkta, koordinātas arī ir tikušas ierakstītas. Līnijveida objektos to var izšķirt pēc tā, ka koordinātas ir ierakstītas vairāk. Savukārt nederīgās līniju daļas tika izdzēstas.

Tā kā dažās radiolokāciju gājiena vietās koordinātas nebija ierakstījušās, tad ar rīku “Edit vertices” tās tika nedaudz pagarinātas. Līnijas tika pagarinātas par pamatu izmantojot izveidoto ortofoto karti (5.2. nodaļa), lai noteiktu, kur veikts gājieni. Piemēram, ja gājieni trajektoriju traucējuši krūmi vai koki, tad jaunizveidotajā ortofoto kartē ir iespējams izšķirt to atrašanās vietu un pieņemt, ka gājieni ir turpinājies gar koku vai krūmu. Ja kāds profils sastāvēja no

vairākām nesavienotām līnijām, tad tās tika apvienotas vienā, izmantojot “Merge” funkciju. Pēc tam katrs radiolokācijas profils tika eksportēts kā atsevišķs \*.shp tipa fails.



5.3. attēls. Ar ģeoradaru veiktais gājiens. A – ar ģeoradaru veiktā gājiena trajektorija pirms apstrādes. B – ar ģeoradaru veiktā gājiena trajektorija pēc apstrādes

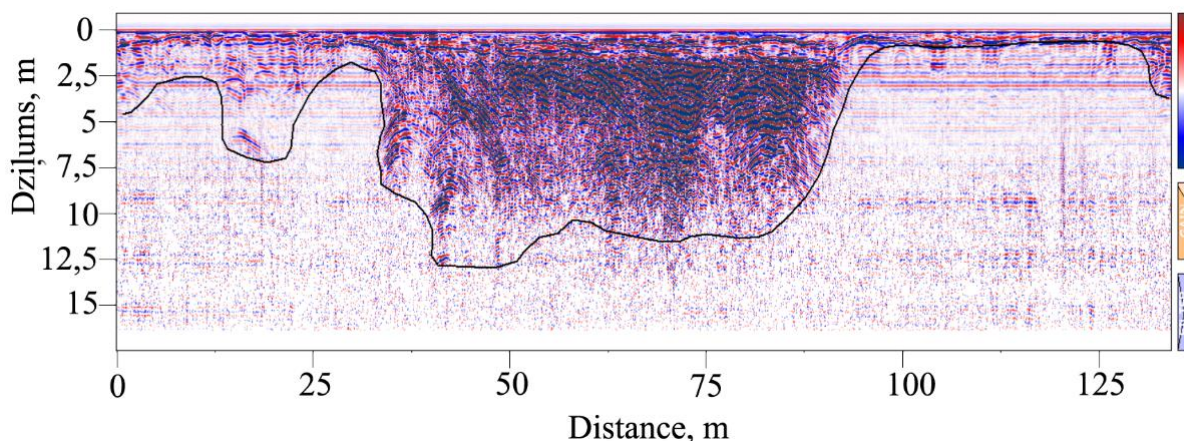
Katrs izveidotais \*.shp fails tika pievienots projektam, kas izveidots datorprogrammā *QGIS 2.18.21*. Izmantojot šīs programmas spraudni “QChainage”, katrs profils tika sadalīts tik daudz vienādās daļās, cik ir ierakstīti zondējumi attiecīgajam radiolokācijas profilam. Katra profila zondējuma skaitu iespējams nolasīt datorprogrammā *Prism 2.60*, pie “Output parametrs” – logā “traces”.

Rezultātā tiek iegūta radiolokācijas profila trajektorija, kas sastāv no punktiem. Pēc tam iegūtajam failam katram punktam (zondējumam) atribūtu tabulā tiek izveidotas jaunas kolonnas ar X un Y koordinātām. Pēc tam \*.shp fails tiek eksportēts kā \*.csv fails. Tā kā programma *Prism 2.60* nespēj apstrādāt \*.csv failu, bet toties spēj \*.txt failu, tad, izmantojot *RStudio* programmatūru un Jurija Ješkina izveidoto skriptu, \*.csv fails tika pārveidots par \*.txt failu.

Iegūtie \*.txt faili tika importēti datorprogrammā *Prism2.60* katrai attiecīgajai radarogrammai. Pēc koordinātu ielasīšanas *Prism2.60* datorprogrammā, izmantojot “Annotations” rīku, katrai radarogrammai tika veikta tās interpretācija (5.4. att.).

Balstoties pēc radarogrammas vizuālā novērtējuma, tika nodalīta robeža, kur nomainās nogulumu īpašības, kas bieži vien sakrīt ar nogulumu sastāva izmaiņām. Novilkta līnija,

visticamāk, ataino robežvirsmu starp smilšaino un aleirītiskā māla slāni vai vietu, kur signāls atstarojies no morēnas nogulumu slāņa virsmas. Šādus nogulumu slāņus arī bija iespējams nošķirt stāvkrastā esošajā atsegumā, kurā arī atainojas smilšainie nogulumi, aleirītiski mālaini nogulumi, kā arī morēnas nogulumi atseguma augšējā daļā (5.8. att.).



5.4. attēls. Radarogramma ar interpretētu robežu (melnā līnija)

Interpretētā robeža tika eksportēta kā \*.txt fails, izmantojot funkciju “Annotation to text file – for active profile”. Iegūtais \*.txt fails, kas atspoguļo gājiena trajektoriju, kas sastāv no punktiem, un kuros ir informācija par attiecīgā punkta atstarojuma dziļumu un tā koordinātām, tika importēts datoprogrammā *QGis 2.18.21*.

#### 5.1.4. Ģeoradara signālu atstarošanās virsmas izveide

Izmantojot iegūtos punktus (5.1.3. nodaļa), sākotnēji atstarojuma dziļuma vērtības tika pārrēķinātas uz absolūtajām augstuma vērtībām. Lai to būtu iespējams izdarīt, tika izmantots *QGis 2.18.28* spraudnis “Point sampling tool” un iegūtais radiolokācijas izpētes laukuma digitālais augstuma modelis (DEM) (5.2. nodaļa), kā arī iegūtie ģeoradara signāla atstarošanās punkti. Šis spraudnis attiecīgi katram ģeoradara signāla atstarošanās punktam no DEM kartes “nolasa” uz tā attēloto augstuma vērtību un saglabā tos jaunā \*.shp failā.

Šajā gadījumā DEM karte augstumu atspoguļoja ar elipsoīdajām vērtībām. Lai elipsoīdās vērtības pārrēķinātu uz absolūtajām vērtībām, tika izmantots kvaziģeoīda modelis, kuru ir izstrādājusi Latvijas Ģeotelpiskās informācijas aģentūra LĢIA (LĢIA S.a.).

Pēc tam attiecīgi no katras absolūtās augstuma vērtības tika atņemta vērtība, kas atbilst ģeoradara signāla atstarošanās dziļumam.

Vietām DEM kartē attēlojas ne tikai teritorijas reljefs, bet gan arī koku, krūmu galotnes, kas rada problēmas signāla atstarošanās dziļuma pārrēķināšanai uz absolūtajām vērtībām. Tādā gadījumā punkti, kuru novietojums sakrīt ar krūmu vai koku galotni, tika manuāli rediģēti, izmantojot vērtības, kas sakrīt ar netālu esošu zonu, kur augstuma vērtības ir korektas un sakrīt ar patieso reljefa virsmas augstumu.

Tālāk, izmantojot iegūtās vērtības un programmas *ArcMap 10.6.* rīku “Raster Interpolation”, izveidota ģeoradara signālu atstarošanās virsma. Par interpolācijas metodi tika izmantota “Kriging” metode. Ievadot nepieciešamos parametrus, pie loga “Number of points” tika izmantota vērtība 10, kas nozīmē, ka maksimums tiks ņemti vērā 10 tuvumā esošie punkti, bet pie loga “Maximum distance” tika izmantota vērtība 10, kas savukārt nozīmē, ka maksimālā distance, kādā rādiusā tiks izmantoti novietoti punkti, ir 10 m.

Beigās, klasificējot iegūtās vērtības, tika izmantota klasificēšanas metode “Natural breaks”.

Savukārt, iezīmējot laukumus, kas attēlo morēnas izplatības robežas, tika ņemts vērā gan signāla atstarošanās dziļums – tas var būt maksimāli ~1 m, jo gan stāvkrasta atsegumā, gan urbumos, morēna netika konstatēta dziļāk, kā arī pati forma, kādā laukumi, kas atbilst seklajiem atstarojumiem, attēlojas kartē (tie ir orientēti paralēli krasta līnijai) (6.4. att.).

## **5.2. Ortofoto un digitālā augstuma modeļa (DEM) izveide**

### **5.2.1. Aeorofotogrāfiju uzņemšana**

Kopumā bakalaura darba ietvaros tika izveidotas 2 ortofoto kartes. Viena, kurā attēlojas radiolokācijas izpētes laukums, bet otra – iekļauj 1,2 km garu stāvkrasta atseguma posmu (skatīt 1. pielikumu).

Jaunākā pieejamā LĢIA veidotā 5. cikla ortofoto karte ir izveidota laika posmā no 2013. – 2015. gadam (LĢIA 2014), un tā arī iekļauj pētījuma teritoriju. Tā kā pētījuma teritorijā esošais stāvkrasts intensīvi tiek erodēts un pastāvīgi pārvietojas iekšzemes virzienā (5.5. att.), tika izveidota jauna ortofoto karte.



5.5. attēls. Nogrūvums stāvkrasta atseguma sienā

Aerouzmērīšanai tika izmantots bezpilota lidaparāts – drons. Sākotnēji radiolokācijas izpētes laukumā tika uzstādīti 9 kontrolpunkti – melnbalti kvadrāti, kam uzņēmētas koordinātas, izmantojot Emlid Reach GNSS uztvērēju. Lidojums tika veikts 60 m augstumā. Drona vadīšanu un aerofotogrāfēšanu veica Jurijs Ješkins un Māris Krievāns. Aerofotogrāfiju pārklājums ir 85 %, to izšķirtspēja – 2 cm. Kopumā tika uzņemta 151 aerofotogrāfija.

Savukārt stāvkrasta atseguma sienas aerofotogrāfiju uzņemšanai sākotnēji tika izlikti 4 kontrolpunkti, kurām uzņēmētas koordinātas, arī izmantojot Emlid Reach GNSS uztvērēju. Šajā reizē kopumā uzņemtas 548 aerofotogrāfijas. Aerofotogrāfijas uzņemšanas augstums visu laiku nebija konstants.

### 5.2.2. Ortofoto kartes izveide

Radiolokācijas izpētes laukuma un stāvkrasta atseguma ortofoto kartes izveidei tika izmantota programma *Agisoft Photoscan*. Abos gadījumos tika izveidots jauns projekts un ortofoto kartes izveides gaita bija vienāda.

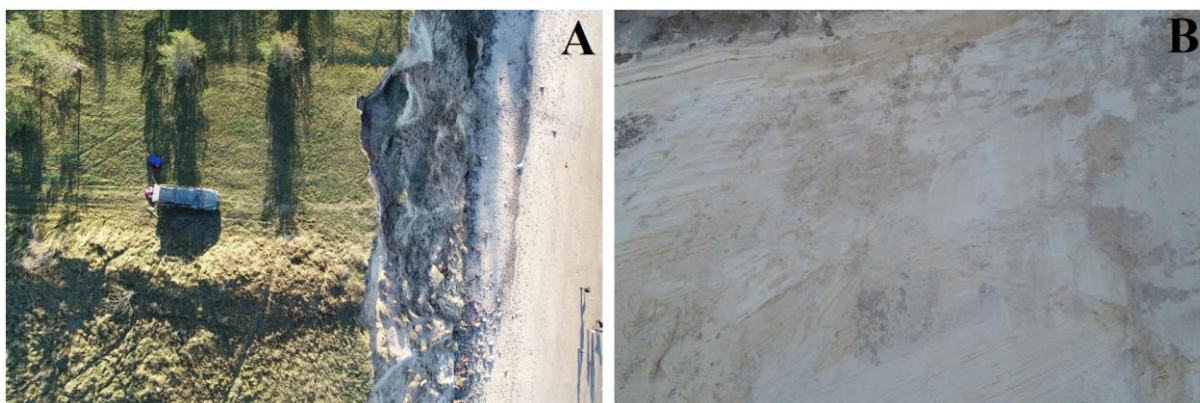
Sākumā *Agisoft photoscan* programmā tika pievienotas ar dronu uzņemtās aerofotogrāfijas. Programma tās pievieno, kā atsevišķu mapi, dodot tai nosaukumu *Chunk1*, kas nozīmē, ka visas pievienotās aerofotogrāfijas tikušas uzņemtas viena lidojuma laikā. Viena projekta ietvaros arī ir iespējams pievienot aerofotogrāfijas, kuras nav uzņemtas tikai viena

lidojuma laikā. Tādā gadījumā programma katru lidojumu attiecīgi pievieno atsevišķā mapē, piešķirot nosaukumu *Chunk1*, *Chunk2*, *Chunk3* utt.

Aerofotogrāfiju (turpmāk tekstā – attēls) apstrāde sākas ar attēlu sakārtošanu, izmantojot darbību “Align photos”. Šajā posmā programma katram attēlam atrod kameras pozīciju un orientāciju tās uzņemšanas brīdī (Agisoft 2018).

Attēlu sakārtošanas pamatprincips balstās uz to, ka katrā attēlā ir kāda īpaša iezīme (feature), kas izceļas no kopējā attēla fona. Citiem vārdiem sakot, tie ir punkti, kas ir kontrastējoši no pārējā attēla. Programma, izmantojot noteiktus algoritmus, šādus punktus atrod. Tie tiek dēvēti par galvenajiem punktiem (keypoints) (Diwakar 2018).

Visvairāk galveno punktu (keypoints) sastopami ļoti detalizētos attēlos, kuros ir dažādi objekti – ēkas, tilti, automašīnas, cilvēki, akmeņi un tml. Piemēram, 5.6. attēlā (A) ir labi izšķirami vairāki objekti – automašīna, koki, krūmi, cilvēki. Savukārt, attēliem, kam raksturīgs vājš vizuālais saturs (smiltājs, sniegājs, ūdens virsma, citas atstarojušas virsmas), galvenie punkti (keypoints) būs ievērojami mazāk (5.6. att. B). Attēlos ar mazāku kontrastainumu un vāju tekstūru programma atrod pēc iespējas mazāk galvenos punktus (Diwakar 2018).



5.6. attēls. Drona uzņemtās aerofotogrāfijas Ulmales stāvkrastā (J. Ješkina foto). A – ļoti detalizēts attēls (izšķirami vairāki objekti). B – zemas tekstūras attēls (smilšainie nogulumu atseguma sienā)

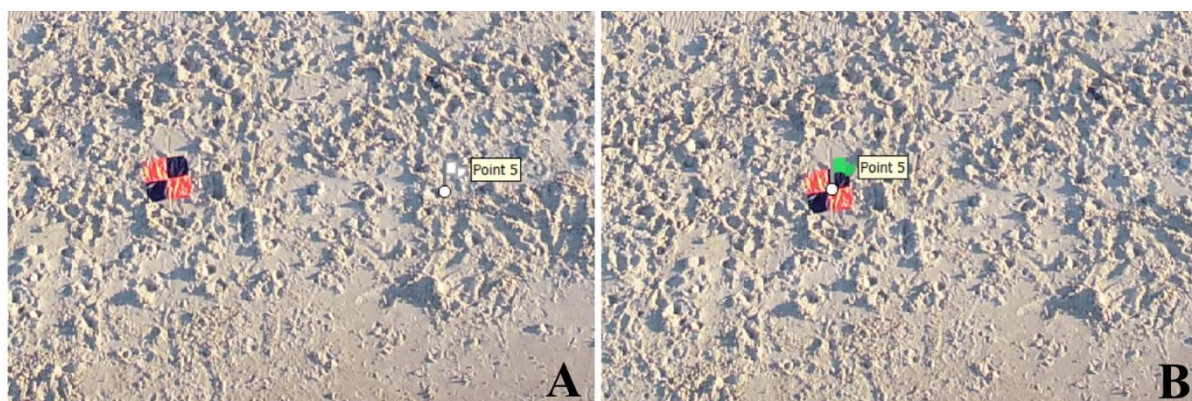
Pēc tam, kad programma ir atradusi visiem attēliem galvenos punktus (keypoints), tad identiski punkti tiek meklēti blakus attēlos. Ja tiek atrasta līdzība un tās sakrīt, tad šie vienādie punkti tiek apvienoti. Attēlu sakārtošanas posms beidzas izveidojot matemātisku  $3 \times 3$  matricu, ar kuras palīdzību tiek noteikta relatīvā pozīcija un orientācija starp 2 kamerām brīdī, kad ticis uzņemts attēls (Diwakar 2018).

Rezultātā tiek iegūts “Sparse cloud” jeb punktu mākonis, kas norāda vietas, pēc kurām attēli ir tikušas apvienoti. No iegūtā punkta mākoņa tika izveidots pagaidu digitālās virsmas

modelis (DEM), no kura beigās izveidota pagaidu ortofotokarte. Pagaidu ortofotokarte nepieciešama, lai tajā būtu iespējams piesaistīt uz lauka nomērītajiem kontroles punktiem koordinātas.

*Agisoft Photoscan* programmā ir iespējams pievienot koordinātas tikai \*.csv tipa faila formātā. Vispirms, izmantojot programmu *QGis 2.18.28*, ar GNSS iekārtu ierakstītās koordinātas no \*.gpx faila tika pārveidotas uz \*.csv tipa failu. Pēc tam, iegūtais \*.csv fails projektā tika pievienots caur logu “References”.

Ar GNSS iekārtas ierakstīto punktu koordinātas atšķiras no tām, kas automātiski ierakstītas ar dronu, tādēļ bija nepieciešama to manuāla pievienošana. 5.7. attēlā (A) ir redzams kontroles punkts (melni – oranžais kvadrāts), kam blakus ir balts karodziņš šajā gadījumā ar nosaukumu “point 5”. Lai arī aerofotogrāfijām piesaistītu precīzu koordinātu novietojumu, tad ir iespējams šo karodziņu manuāli pārvietot, kā rezultātā uzmērītās koordinātas tiek piesaistītas drona bildēm. Šāda darbība tika veikta visām aerofotogrāfijām, kurās atradās kontroles punkti.



5.7. attēls. Viens no stāvkrastā novietotajiem kontroles punktiem. A – pievienotās koordinātas (baltais karodziņš) pirms piesaistīšanas attēlam. B – pievienotās koordinātas (zaļais karodziņš), kas norāda, ka uz lauka nomērītās koordinātas ir piesaistītas attēlam

Pēc koordinātu piesaistes, izmantojot funkciju “Optimize cameras”, tika precizēti kameru relatīvie novietojumi, kas tika iepriekš iegūti no matricas. Šajā posmā tiek uzlabotas 3D koordinātas (X,Y,h), drona kameras novietojuma parametri, kā arī lēcas optiskie uzstādījumi (Diwakar 2018).

Ortofoto kartes izveidei par pamatu nepieciešams digitālais virsmas modelis. Tas tiek iegūts no punkta mākoņa. Punkta mākonis tiek izveidots programmai katram attēla pikselim aprēķinot attālumu līdz kamerai (par pamatu tiek izmantots paralakses princips). Iegūtie punkti tiek apvienoti ar blakus attēlā esošajiem punktiem, rezultātā iegūstot punktu mākonis (dense cloud).

Pēc tam no iegūtā punkta mākoņi, izmantojot “Process” rīku – “Build DEM” tiek izveidota DEM karte (6.1. att.). Tālāk, izmantojot DEM karti, tika izveidota ortofoto karte (5.3. att.).

### 5.3. Urbumu ierīkošana

Ar ģeoradaru iegūtie dati nedod tiešu informāciju par radiolokācijas izpētes laukumā sastopamajiem nogulumiem un to sagulumu. Lai būtu iespējams ar ģeoradaru iegūtos signālus sasaistīt ar izpētes laukumā sastopamo nogulumu slāņu īpašību izmaiņām, papildus tika ierīkoti urbumi.

Gan radarogrammu apstrādes laikā (6.2. att.), gan arī pēc iegūtās kartes, kurā attēlojas ar ģeoradaru iegūtie signāla atstarojumu dziļumi (6.4. att.), bija iespējams izšķirt divu veida atstarojumus:

1. signāls, kas atstarojies no horizontāli, nelielā dziļumā iegulošas slāņu robežvirsmas (līdz ~1 m);
2. signāls, kas atstarojies no robežas, kas ieguļ dziļāk par 1 m.

Tā kā stāvkrasta atsegumos morēnas nogulumi konstatēti atsevišķās vietās tuvu zemes virsmai (5.8. att.), tika pieņemts, ka arī stāvkrastam piegulošajā teritorijā šie nogulumi varētu būt izplatīti līdzīgā veidā. Tika izteikts pieņēmums, ka 1. veida atstarojumi ir saistāmi ar morēnas nogulumu slāņu virsmu. Ierīkojot urbumus, būtu iespējams noteikt morēnas nogulumu lokāciju, kā arī pārbaudīt, vai vietās, kur signāla atstarojums nācis no salīdzinoši lielāka dziļumu ( $> 1$  m), ir sastopami smilšaini nogulumi, zem kuriem, visticamāk, ieguļ mālaini – aleirītisks materiāls (diapīrs).



5.8. attēls. Daļa no stāvkrastā sastopamās atseguma sienas, kas atrodas radiolokācijas izpētes laukuma piegulošajā teritorijā. Ar baltas krāsas pārtrauktu līniju iezīmēts laukums, kur sastopami morēnas nogulumi

Urbumu novietojums tika izvēlēts balstoties uz izveidoto karti, kurā atspoguļojas ģeoradara signāla atstarojumu dziļumi (6.4. att.). Kopumā ierīkoti 22 urbumi. Aptuveni pusi no urbumiem veica darba autore, bet pārējos urbumus ģeoloģijas maģistra studiju programmas 1. kursa studenti. Katra urbuma nogulumu sastāvs un slāņu robežas tika fiksētas lauka grāmatiņā. Tika noteikts to granulometriskais sastāvs, izmantojot Wentworth (1992) grunšu klasifikāciju, fiksēta slāņa krāsa, un, ja ticis sasniegts gruntsūdens līmenis, tad fiksēts, kādā dziļumā.

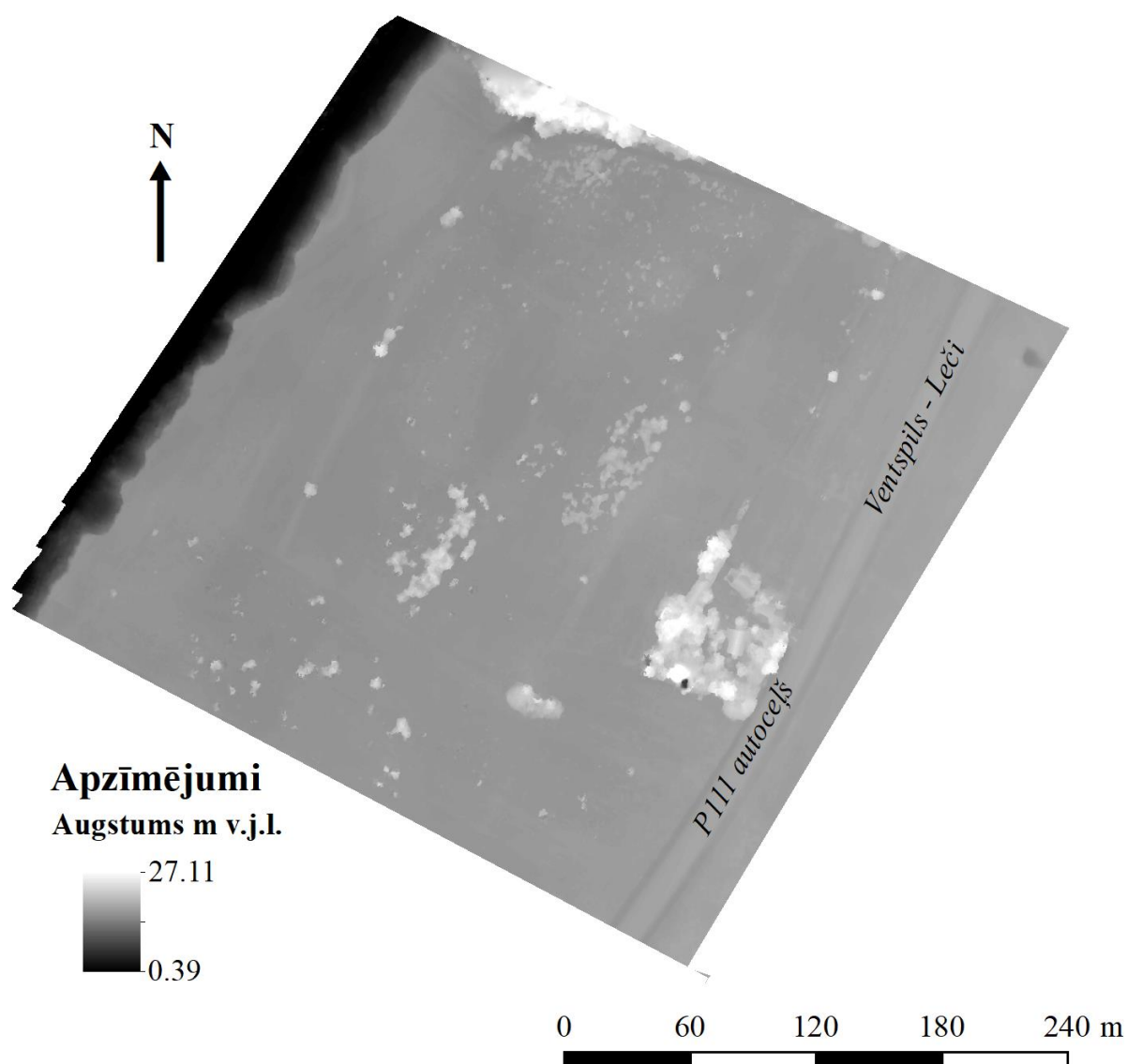
Iegūtajiem urbumu datiem tika veikta to digitizācija, izmantojot datorprogrammu *MicroStation CONNECT Edition*.

## 6. REZULTĀTI

### 6.1. Digitālās virsmas modelis

Iegūtā digitālās virsmas modeļa (DEM) izšķirtspēja ir 8 cm. Izpētes laukuma augstums ir ~14 m v.j.l. DA daļā, bet virzienā uz ZR tas pazeminās līdz ~12 m v.j.l. stāvkrasta tuvumā.

Digitālā virsmas modelī (6.1. att.) attēlojas ne tikai zemes virsmas reljefs, bet arī dažādu objektu virsmas, piemēram, koku un krūmu galotnes, kā arī būves, kas šajā gadījumā kartē ievērojami izceļas ar baltas krāsas laukumiem. Tas dod maldīgu priekšstatu par izpētes laukuma augstuma patiesajām vērtībām.



6.1. attēls. Radiolokācijas izpētes laukuma digitālais virsmas modelis (DEM)

Tā kā pārrēķinot ar ģeoradaru iegūtos atstarojuma dziļuma vērtības uz absolūtajām augstuma vērtībām tika izmantoti iegūtie DEM dati, bija nepieciešams vērst papildus uzmanību, lai netiktu izmantotas tās vērtības, kas atbilst koku un krūmu galotnēm. Savādāk ar ģeoradaru iegūto atstarojuma dziļumu kartes izveidē vietām tiktu pieļautas kļūdas, norādot, ka atstarojums ir nācis no daudz tuvāk zemes virspusei esošas nogulumu slāņa virsmas nekā tas ir patiesībā (5.1.4. nodaļa).

## 6.2. Radiolokācijas pētījuma metodes rezultāti

### 6.2.1. Radarogrammu analīze

Radiolokācijas izpētes laukumā kopumā tika ierakstītas 60 radarogrammas. Radiolokācijas profili bija ierīkoti veiksmīgi, un iegūtās radarogrammas bija kvalitatīvas, kas ļāva tās visas izmantot apstrādei, analizēšanai un interpretēšanai.

Radarogrammu apstrādes laikā (5.1.2. nodaļa) skaidri iezīmējās divu veidu signālu atstarojumi. Tie attiecīgi atbilst divu veidu slāņu robežām, no kurienes notikusi raidīto signālu atstarošanās:

- pirmkārt, ļoti labi iezīmējas signāli, kas atstarojušies no horizontāli, nelielā (~1 m) dziļumā iegulošu slāņu robežas;
- otrkārt, signāli atstarojušies no virsmas, kas iegul salīdzinoši lielākā, šajā gadījumā vairāk nekā ~1 m lielā dziļumā. Šie signāli radarogrammās parādās kā daudzi subhorizontāli, citviet pat haotiski vērsti atstarojumi. Savukārt to maksimālais iegulšanas dziļums nav viegli izsekojams.

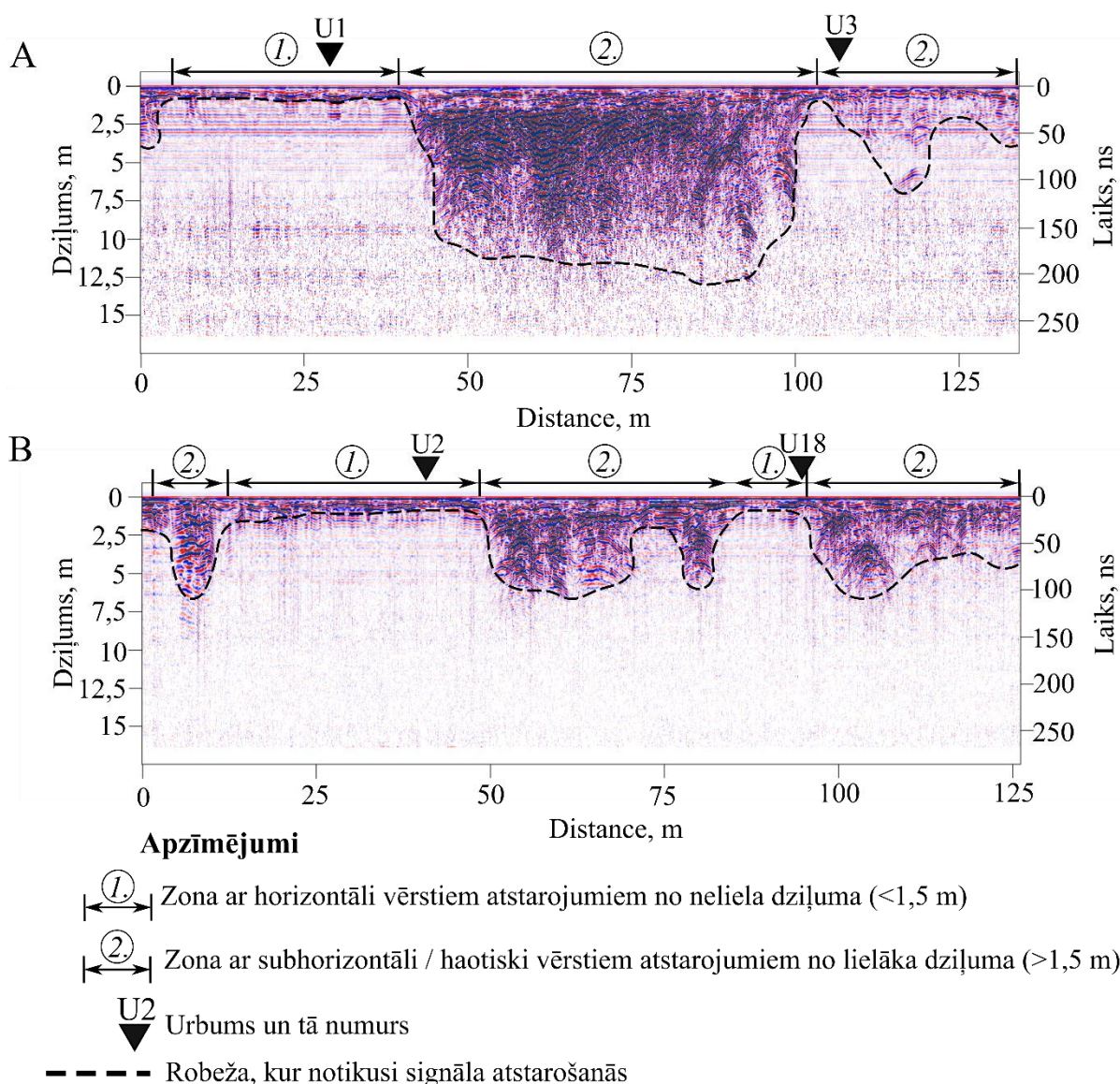
Šāds savstarpējais atstaroto signālu izkārtojums novērots visās radarogrammās. 6.2. attēlā ir parādītas 2 radarogrammas, kurās labi atspoguļojas abas izdalītās slāņu robežas.

Radarogrammā Nr. 8 (6.2. att. – A) ir redzams, ka gandrīz no radiolokācijas profila sākuma līdz 50 m atzīmei, raidītie signāli ir atstarojušies no horizontāli iegulošas slāņa virsmas, kuras maksimālais dziļums ir ~1 m.

Tālāk, gandrīz 50 m attālumā no radiolokācijas profila sākuma, ir novērojams straujš “pārrāvums” (6.2. attēlā (A) – skatīt robežu starp 1. un 2. zonu), kur horizontāli vērstos atstarojuma signālus krasi nomaina daudzi spēcīgi atstarojumi, kas sastopami līdz 12 m dziļumam. Daudzie atstarojumi redzami radarogrammas vidusdaļā (40 – 100 m attālumā no profila sākuma), un tie pārsvarā ir vērsti subhorizontāli vai haotiski. Zinot teritorijas ģeoloģisko uzbūvi un to, ka dziļos atstarojumus vistīcāmāk izraisa smilšainie nogulumi, var secināt, ka

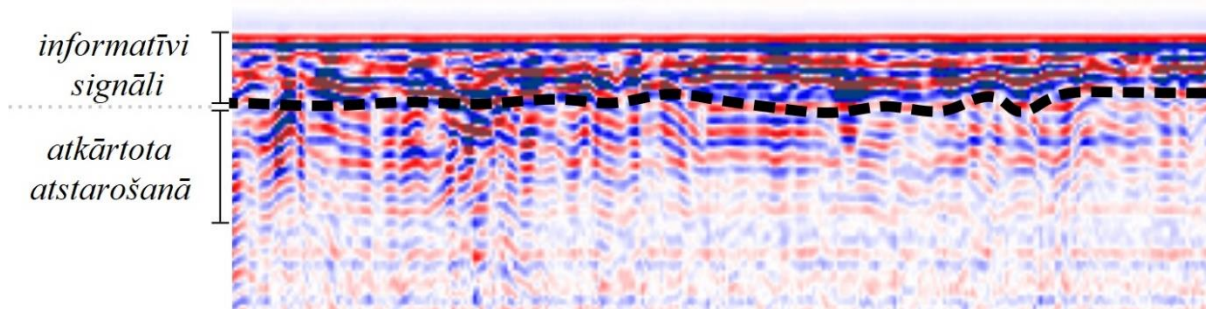
daudzie, subhorizontālie atstarojumi ir atsevišķas virsmas starp deformētiem smilšainajiem nogulumiem.

Līdzīga situācija ir novērojama radarogrammā Nr. 13 (6.2. att. – B). Apmēram 10 m attālumā no profila sākuma līdz gandrīz 50 attālumam, atstarošanās notikusi no virsmas, kas ieguļ līdz aptuveni 1 metra dziļumam. Radarogrammas vidusdaļā novērojams, ka atstarojumi nākuši maksimāli no 7,5 m dziļuma, un tie vietām ir vērsti subhorizontāli. Tālāk, 80 m no radarogrammas sākumam līdz 90 m attālumam, atstarošanās atkal notikusi no nelielā dziļumā iegulošas slāņa virsmas, pēc kuras, līdz radarogrammas beigām, ir novērojami atstarojumi līdz ~7,5 m dziļumam.



6.2. attēls. Radarogrammas, kas iegūtas ar 300 MHz antenu. A – profils Nr. 8. B – profils Nr. 13 (Profilu novietojumu skatīt 5.3. attēlā)

Radarogrammu apstrādes laikā dažkārt tika novērots, ka ir notikusi signālu atkārtota atstarošānās. Radarogrammā tas attēlojas ar vairākiem, pilnīgi identiskiem, viens otram paralēli vēršiem signāliem (6.3. att.). Tas rada maldīgu priekšstatu par maksimālo dziļumu, kādā iegul slāņu virsmas. Interpretācijas laikā svarīgi bija korekti izšķirt zonu, kur patiešām atstarojums noticis no robežas starp diviem nogulumu slāņiem.



6.3. attēls. Fragments no radarogrammas Nr. 8., kurā attēlojas atkārtoti atstarojumi

Savukārt atstarojumiem, kas iegul daudz lielākā dziļumā un ir saistīti ar smilšainajiem nogulumiem, raksturīga daudz izteiktāka signāla amplitūdas pavājināšanās līdz ar dziļumu. Rezultātā to maksimālais iegulšanas dziļums neiezīmējas tik strikti, un, veicot interpretāciju, ir iespējams pieļaut dažu metru kļūdu.

Citviet radarogrammās bija iespējams izšķirt vāju, atsevišķu atstarojumu, piemēram, 6.3. attēlā (A) redzamajā radarogrammā apmēram 120 m attālumā no tās sākuma ~7 m (vai 100 ns) dziļumā.

### 6.2.2. Radiolokācijas signāla izplatīšanās dziļuma karte

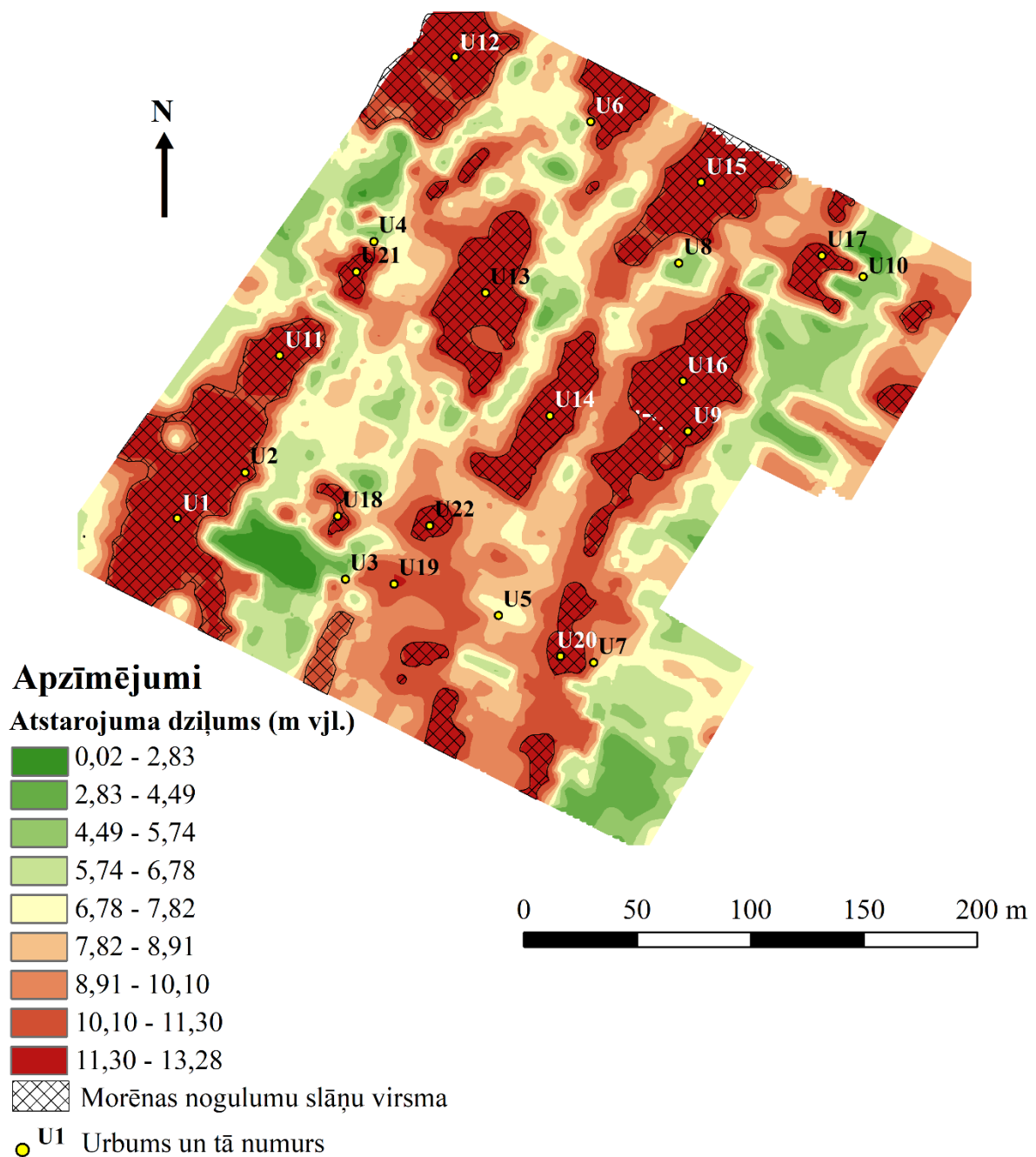
Ar ģeoradaru iegūtais atstarojumu maksimālais dziļums tika attēlots kartē (6.4. att.). Iegūtajā kartē skaidri izceļas krasta līnijai paralēli, DR – ZA virzienā orientēti laukumi, un tie iezīmē atstarojumus, kas nākuši intervālā no ~13 m līdz ~11 m dziļumam v.j.l. Ņemot vērā radarogrammu apstrādes laikā, kā arī urbemos iegūto informāciju (6.3. nodaļa), var secināt, ka paralēli izvietotie laukumi atbilst morēnas nogulumu izplatībai.

Interpretējot morēnas nogulumu izplatību, bija jāņem vērā, ka iegūtie atstarojuma dziļumi (5.1.3. nodaļa) tika pārrēķināti no relatīvajām uz absolūtajām augstuma vērtībām. Tādā gadījumā tiek ņemtas vērā izpētes laukuma reljefa īpatnības. Lai gan radiolokācijas izpētes laukuma reljefs ir līdzens, kā arī tam nav izteikta paaugstinājumu un pazeminājumu mija, tomēr teritorijas absolūtie augstumi mainās intervālā no apmēram 14 m v.j.l. DA un A daļā līdz aptuveni 12 m v.j.l. jūras krasta virzienā. Ņemot vērā to, ka izpētes maksimālais dziļums nav

liels (18,37 m), kā arī morēnas nogulumu iegūļ tuvu zemes virspusei, tad ~2 metru izmaiņas reljefā ietekmē gala rezultātu, un kādos dziļuma intervālos tiek attēloti ar ģeoradaru iegūtie signāla punkti.

Savukārt bez morēnas nogulumiem, kartē pārējie laukumi attēlo saņemtos atstarojumus no daudz lielāka dziļuma, maksimāli – 0,02 m v.j.l. Izstarotie signāli šķērsojuši Vislas laikmeta smilšainos nogulumus, un atstarojušies no virsmas, kur tos nomaina mālaini aleirītiskais (diapīra) materiāls. Tādēļ var secināt, ka attēlā redzami laukumi, kas atbilst atstarojumiem no ~11 m v.j.l. un dziļāk, atbilst mālaini aleirītiskajai nogulumu virsmai.

Salīdzinot ar seklajiem atstarojumiem, kas nākuši no morēnas nogulumu slāņa virsmas, atstarojumi, kas atbilst mālaini aleirītiskajam materiālam, norāda uz nepārtrauktu, vienmērīgu nogulumu izplatību, kas visticamāk arī turpinās zem morēnas nogulumiem. Vietām virsmā vērojamas apaļas vai elipses veida formas plāna skatā.



6.4. attēls. Ar ģeoradaru iegūto atstarojumu dziļumu karte

### 6.3. Urbumi un to piesaiste radarogrammām

#### 6.3.1. Urbumos konstatēto nogulumu raksturojums

Visos urbumos vistuvāk zemes virspusei sākotnēji konstatēti augsnes nogulumi (6.5. att.). Tā sastāv no smalkgraudainas līdz vidēji graudainas smilts, kā arī ir manāms organikas piejaukums, kas nogulumus iekrāso tumši pelēkā krāsā. Nedaudz dziļāk, šie nogulumu iekrāsojas oranžīgā tonī, kas liecina par ar augsni saistītiem procesiem. Bez smilšainās frakcijas

nogulumiem, dažos urbumos konstatēti arī grants graudi. Šie nogulumi veido virsējo slāni visā radiolokācijas izpētes teritorijā. Tā maksimālais ieguluma dziļums ir 0,8 m, pēc kura tos nomaina citi nogulumi.

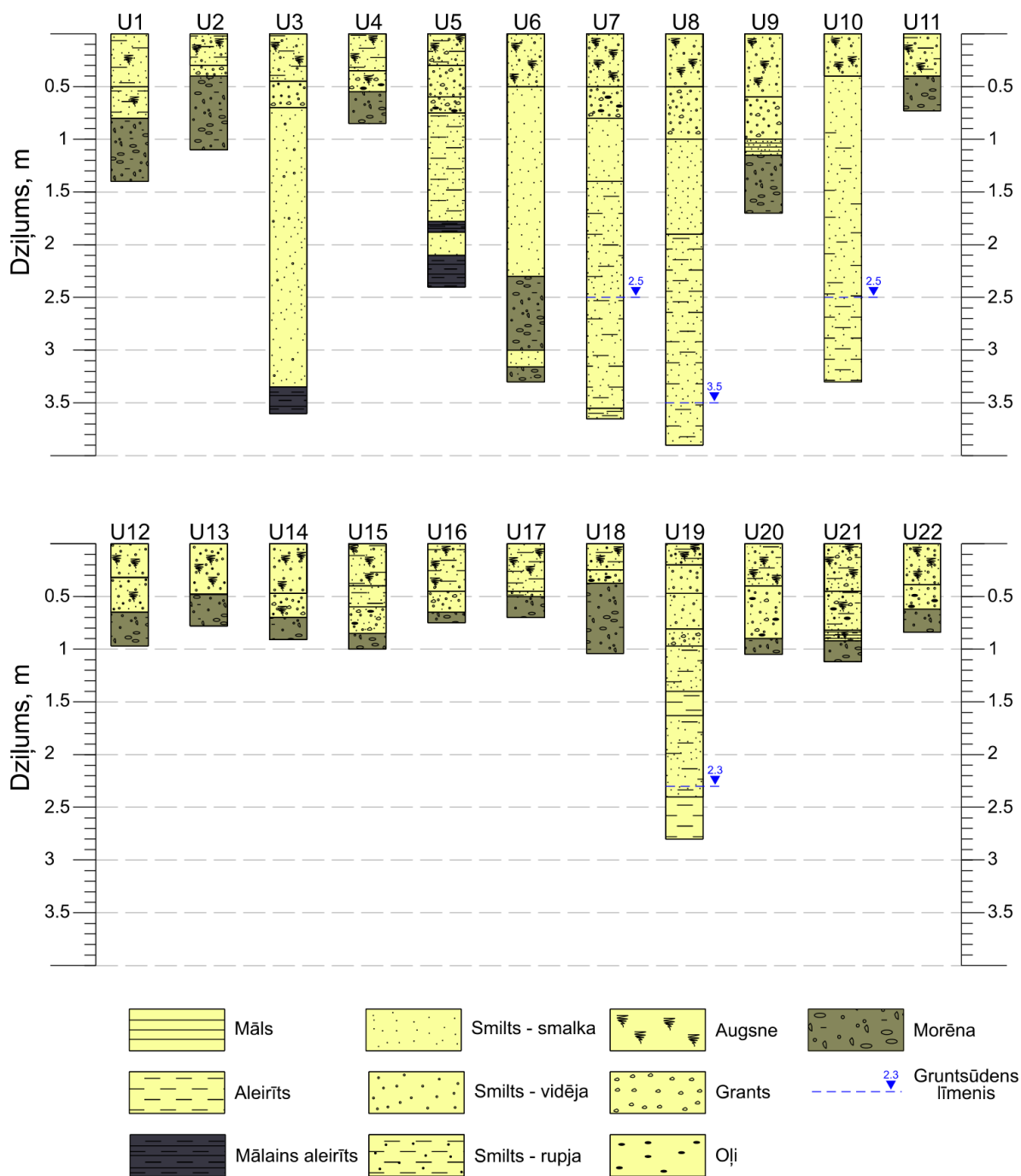
Lielākajā daļā no urbumiem ( U2, U3, U5, U7, U8, U9, U15, U16, U18, U19, U20, U22) zem augsnes slāņa iegūļ Baltijas ledus ezera vidējgraudainas smilts nogulumu ar smalkas smilts piejaukumu, vietām ar aleirītu vai grants graudiem, kā arī retu reizi ir konstatēti oļi. Dažos no urbumiem (U2, U4, U5, U18) tie veido salīdzinoši nelielu biezumu (10 – 15 cm), bet parējos līdz 0,5 m.

Zem dažādas frakcijas smilšainajiem nogulumiem 7 urbumos (U3, U5, U6, U7, U8, U10, U19) konstatēti Vislas ledus laikmeta smalkas smilts un aleirīta nogulumi, kas veido vislielākos biezumus no visiem urbumos sastopamajiem nogulumiem. U3 un U6 urbumā smilts slāņa biezumi attiecīgi ir 2,55 m un 1,80 m. Savukārt U7, U8, U10, U19 smilts slānī līdz ar dziļuma pieaugumu pakāpeniski parādās arī lielāks aleirīta piejaukums. Šo slāņu biezumi ir intervālā no ~2,30 m līdz 2,90 m.

Lielākajā daļā (16 urbumos) no visiem ierīkotajiem urbumiem, tika konstatēti morēnas nogulumi. Dziļums, kurā iegūļ morēnas nogulumu slāņa virsma, nav liels – lielākoties variē no 0,4 m līdz gandrīz 1 m. Izņemot urbumā U6, kurā morēnas nogulumi iegūļ jau lielākā dziļumā – intervālā no 2,30 m līdz 3 m, veidojot 70 cm lielu biezumu. Pēc tam tos nomaina apmēram 20 cm biezs smalkas smilts slānis vai lēca. Zem smilšainās lēcas atkal iegūļ morēnas nogulumi.

Urbumos U3 un U5 zem smalkas smilts nogulumiem ir konstatēts masīvs, mālains aleirīts tumši pelēkā krāsā, kas arī ir diapirus veidojošos materiāls. Apzīmējums masīvs šī darba ietvaros tiek lietots apzīmējot ļoti blīvu materiālu. U3 urbumā tā virsma atrodas 3,4 m dziļumā. Savukārt U5 urbumā neliels 10 cm biezs mālaina aleirīta slānis iegūļ intervālā no 1,80 m līdz 1,90 m, iespējams veidojot nelielu lēcu. Pēc tam seko ~25 cm biezs smalkas smilts slānis zem kura atkal iegūļ mālaini aleirīta nogulumi pelēkā krāsā.

Diapirus veidojošie nogulumi pretstatā morēnai, nekur netika konstatēti uzreiz zem Baltijas ledus ezera smilšainajiem nogulumiem. Tie iegūļ tikai zem Vislas ledus laikmeta aleirītiskas, smalkas smilts nogulumiem.



6.5. attēls. Radiolokācijas izpētes laukumā ierīkoto urbumu nogulumu sastāvs

Veicot urbumus, 4 no tiem tika sasniegts gruntsūdens līmenis. Teritorijā gruntsūdens neatrodas vienā līmenī. Divos no urbumiem (U7 un U 10) tas atrodas 2,5 m dziļumā. Urbumā U19 tas atrodas nedaudz tuvāk zemes virspusei – 2,40 m dziļumā. Toties U8 gruntsūdens tika sasniegts jau lielākā (3,5, m) dziļumā. Gruntsūdens plūsmu, iespējams, ir ietekmējuši nogulumu slāņu saguluma apstākļi, jo kā zināms, smilšainos nogulumu sagulums nav pilnībā horizontāls visā teritorijā. Gruntsūdens plūsmu ietekmē gan smilšainie nogulumu, kas ir deformējušies diapirisma procesa rezultātā, gan arī paši diapīri.

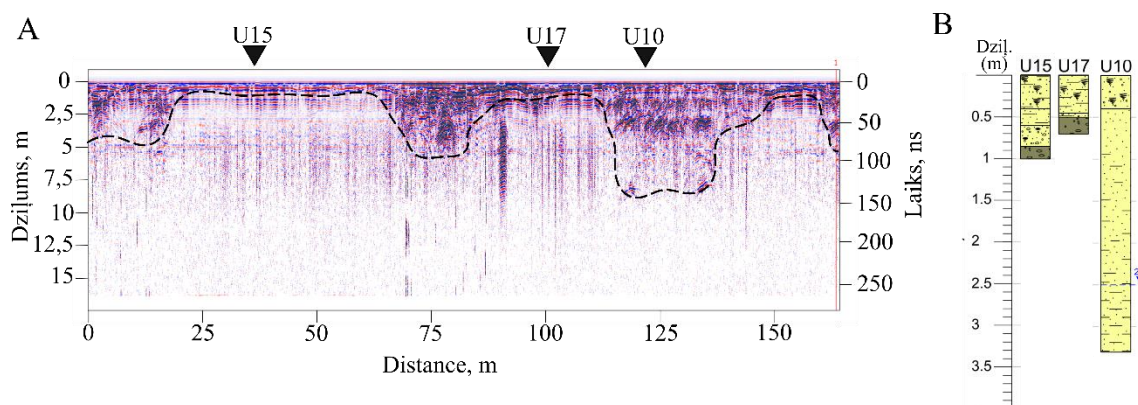
### 6.3.2. Urbumu piesaiste radarogrammām

Radarogrammas korekti atspoguļo izpētes laukumā esošo slāņu saguluma apstākļus, kā arī interpretētās slāņu robežas sakrīt ar urbumos konstatētajiem nogulumiem.

Urbumos, kuros ir konstatēti morēnas nogulumi, to augšējā virsma sakrīt ar radarogrammās redzamajiem atstarojumiem, kas iegūti maksimāli līdz apmēram 1 m dziļumam.

Tāda pati situācija ir ar smilšainajiem nogulumiem. Urbumos, kuros ir konstatēti smilšainie nogulumi, tie sakrīt ar vietām, kur radarogrammās parādās atstarojumi, kas nākuši no lielāka dziļuma.

6.6. attēlā (A) atainotajā radarogrammā ir redzams, ka vietā, kurā ir ierīkoti urbumi U15 un U17, atstarojumi nākuši no virsmas, kas iegūti ļoti tuvu zemes virspusei (~1 m). Savukārt vietā, kur ierīkots urbums U10, atstarojums nācis gandrīz no 10 m dziļuma. Urbumos iegūtie dati (6.6. att. – B) norāda, ka U15 un U17 urbumā attiecīgi 0,9 m un 0,6 m dziļumā iegūti morēnas nogulumi, toties U10 urbumā līdz 3,4 m dziļumam ir konstatēti smalkgraudainas smilts un aleirītiskas smilts nogulumi.



6.6. attēls. Radarogrammas korelācija ar urbumos konstatētajiem nogulumiem. A – radarogramma Nr. 54; B – uz profila līnijas Nr. 54 ierīkoti urbumi (apzīmējumus skatīt 6.5. attēlā). Vērst uzmanību, ka dziļumu vērtību skalas mērogs radarogrammā un urbumos nav vienādas

### 6.4. Stāvkrasta atseguma sienas raksturojums

Pētījumā iekļauto Ulmales stāvkrasta atseguma sienas lielāko daļu veido pleistocēna smalkas – aleirītiskas smilts nogulumi, kuros atsevišķos posmos ir novērojamas diapīru struktūras. No vairāk nekā 1 km garā stāvkrasta posma (skatīt 1. pielikumu), tika attīrītas 5 atseguma daļas, kurās atsedzās:

1. Diapīrs, kuras virsma atsegums vērsts no krasta (6.8.att.);
2. Diapīri, kas iespiedušies smilšainajos nogulumos līdz pat stāvkrasta augšējiem slāņiem (6.9. att., 6.10. att., 6.11. att.);
3. Diapīrs, kas veido krokai līdzīgu formu (6.12.att.);
4. Diapīrs, virs kura izveidojusies daikas veida struktūra (6.13. att.);
5. Diapīrs, kas iespiedies gandrīz līdz augšējiem slāņiem (6.14. att.).

Atsegumu savstarpējais novietojums parādīts 1. pielikumā.

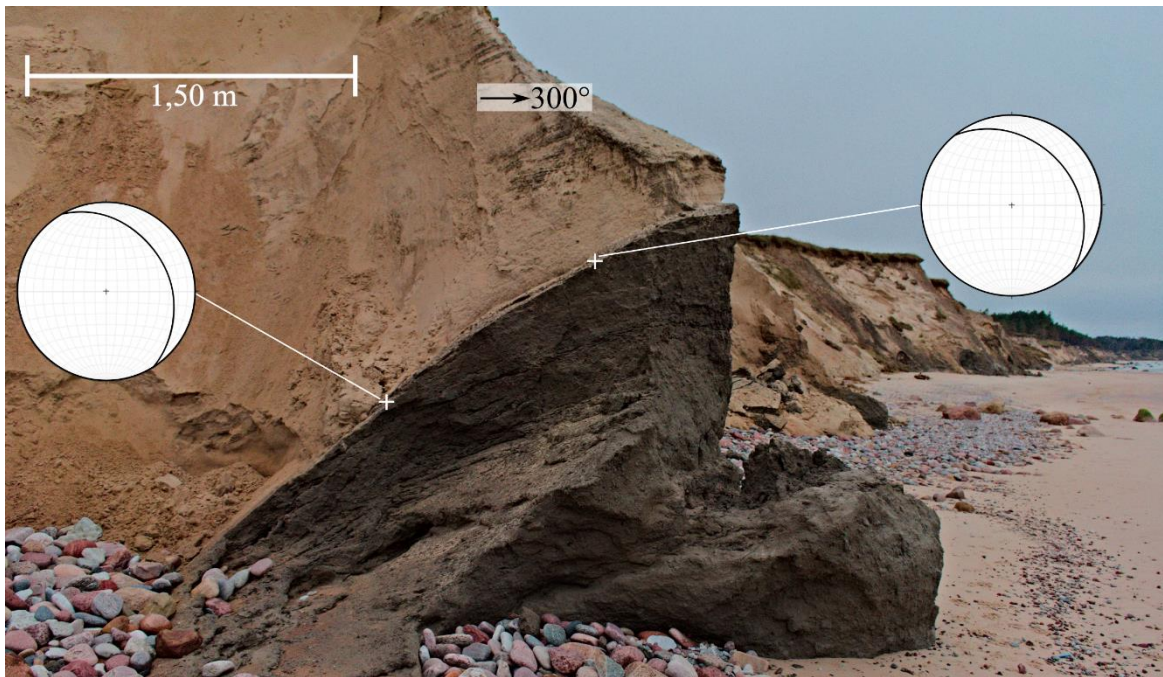
Attīrītajos atsegumos kopumā bija iespējams izdalīt gan plastiskas, gan trauslas deformācijas. Pie plastiskām deformācijām ir pieskaitāmi paši diapīri. Bez tiem, retāk sastopamas ir krokas smilšainajos nogulumos (Karušs et al. 2018). Savukārt trauslas deformācijas lielākoties izpaužas ar dažāda izmēra lūzumiem virs diapīriem uzgulošajos Vislas laikmeta smilšainajos nogulumos, kā arī ar bīdes zonām robežā starp diapīru un smilšainajiem nogulumiem.

Diapīrus veido masīvs, mālaini aleirītisks materiāls, un lielākoties tie sasniedz 2 – 3 m augstumu. Retāk tie arī ir iespiedušies līdz pat pašiem augšējiem slāņiem (6.9. att., 6.10. att., 6.11. att.)

Tiem nav raksturīga viena konkrēta forma. 6.12. attēlā redzams, ka mālaini aleirītiskais materiāls (diapīrs) veido plašu, nedaudz krokai līdzīgu izliekumu. To nav iespējams iedalīt konkrēti pie krokas struktūras, jo nedz pašā diapīra materiālā nav izsekojams sakrokots slāņojums (slāņojums ticis izjaukts deformācijas rezultātā), nedz arī virsējie, smilšainie slāņi nav bijuši pakļauti krokošanās procesam.

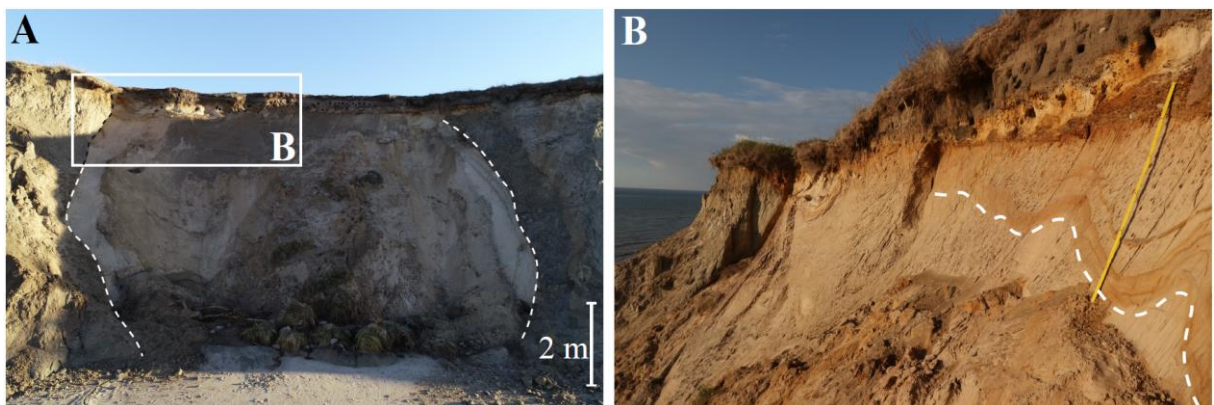
Savukārt citos gadījumos, diapīri šķērsgriezumā veido gan simetrisku (6.13. att.), gan asimetrisku formu. Tā, piemēram, 6.14. attēlā (A) redzams, ka diapīra kreisā puse veido lielāku slīpumu nekā labā puse, kura ir stāvāka.

Pētījuma teritorijā vistālāk Z pusē esošajā stāvkrasta daļā atsedzās diapīrs, kura virsma ir vērsta nevis pret krastu, bet gan nost no tā. Šajā atseguma daļā bija iespējams nomērīt diapīra virsmas krituma virzienu, kura nav tikusi erodēta (6.8. att.). Mērījumi norāda uz diapīra virsmas plaknes kritumu Z – ZA virzienā. Šajā diapīra materiāla un smilšaino nogulumu robežvirsmā nav izsekojama ļoti strikta bīdes zona, kā tas ir konstatētas citos gadījumos, kas turpmāk aprakstīti tekstā.



6.8. attēls. Diapīrs, kam atsedzās virsma, kas vērsta pretēji ledāja plūsmas virzienam

Apmēram 30 m tālāk dienvidu virzienā novērojama situācija, kurā divi diapīri novietoti blakus, kas ir vērsti viens otram pretī (6.9. att. – A). Tie ir iespiedušies gandrīz līdz zemes virspusei (6.9., 6.10., 6.11. att.). Starp abiem diapīriem vidū esošie smilšainie nogulumu ir vērsti pilnībā vertikāli. Visticamāk tie tikuši pārvietoti no sākotnējā horizontālā stāvokļa deformācijas laikā. Toties smilšainos, vertikālos slāņus šķērseniski šķērso viļņotas formas veidojums (6.9. att. B), kas visdrīzāk saistāms ar sekundārajiem procesiem, piemēram, ūdens plūsmu un dzelzs savienojumu ieskalošanu no zemes virspuses caur vertikāli vērstajiem smilšainajiem slāņiem.



6.9. attēls. A – kopskats uz abu diapīru atsegumu (J. Ješkina foto). B – viļņotas formas veidojums smilšainajos nogulumos (K. Lamstera foto)

Diapīra virsmā mālaini aleirītiskajā masā ir labi izšķiramas apaļas, dažkārt pat elipses formas, 0,5 – 2 cm diametrā lieli māla saveltņi (6.10. att. B). Pati diapīra masa arī ir masīva, un

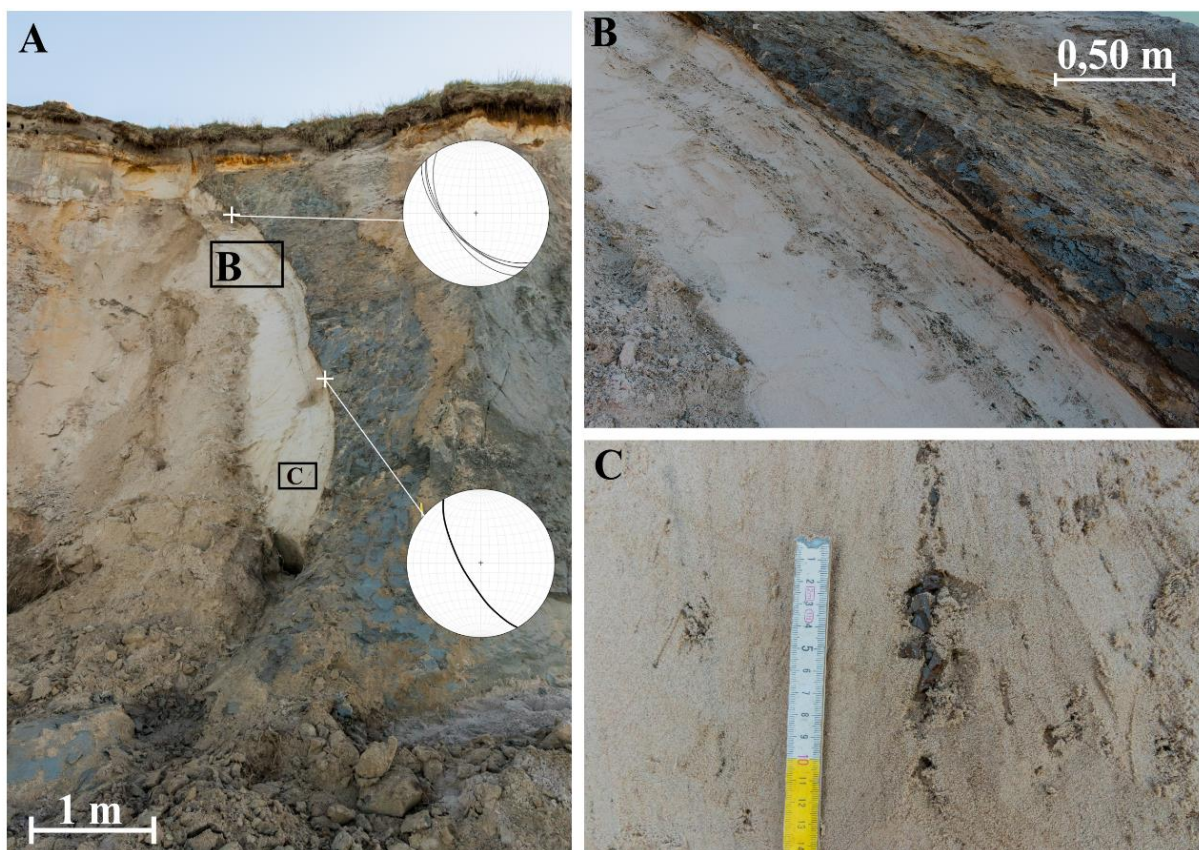
tajā arī sastopami māla saveltņi. Šajā atsegumā diapīra virsmas kritums tika nomērīts tā augšējā daļā, un tas vērsts gandrīz ziemeļu virzienā (6.10. att. A).



6.10. attēls. A – skats uz diapīru, kas sasniedzis augšējos slāņus. B – diapīra virsma

Blakus (labajā pusē) esošā diapīra virsmas kritums tika nomērīts 2 vietās, un tas atbilst DR virzienam (6.11. att. – A). Diapīra virsmā tā pat kā iepriekšējā atsegumā, arī ir sastopami māla saveltņi, kuru diametrs ir no 0,5 cm līdz 1 cm.

Šajā atsegumā ļoti izteikti starp smilšainajiem nogulumiem un diapīru iezīmējās bīdes zona. Tās maksimālais platums vietām sasniedz ~40 cm (6.11. att. – B). Paralēli bīdes zonai smilšainajos nogulumos ir konstatēts mālaini aleirītisks materiāls, kas ir tas pats materiāls, kas veido diapīrus. Vietām tie veidos paralēlas joslas (6.11. att. B). Citur tikai nelielus saveltņus smilšainajos nogulumos, kuru platumi ir līdz 0,5 cm, bet garenasis sasniedz pat 6 cm (6.11. att. – C). Arī pati diapīra masa ir daudz homogēnāka, nekā iepriekšējā atsegumā. Pašā diapīra masā ir retu reizi sastopami māla pikuči, kuru izmērs ir līdz 1 cm diametrā.

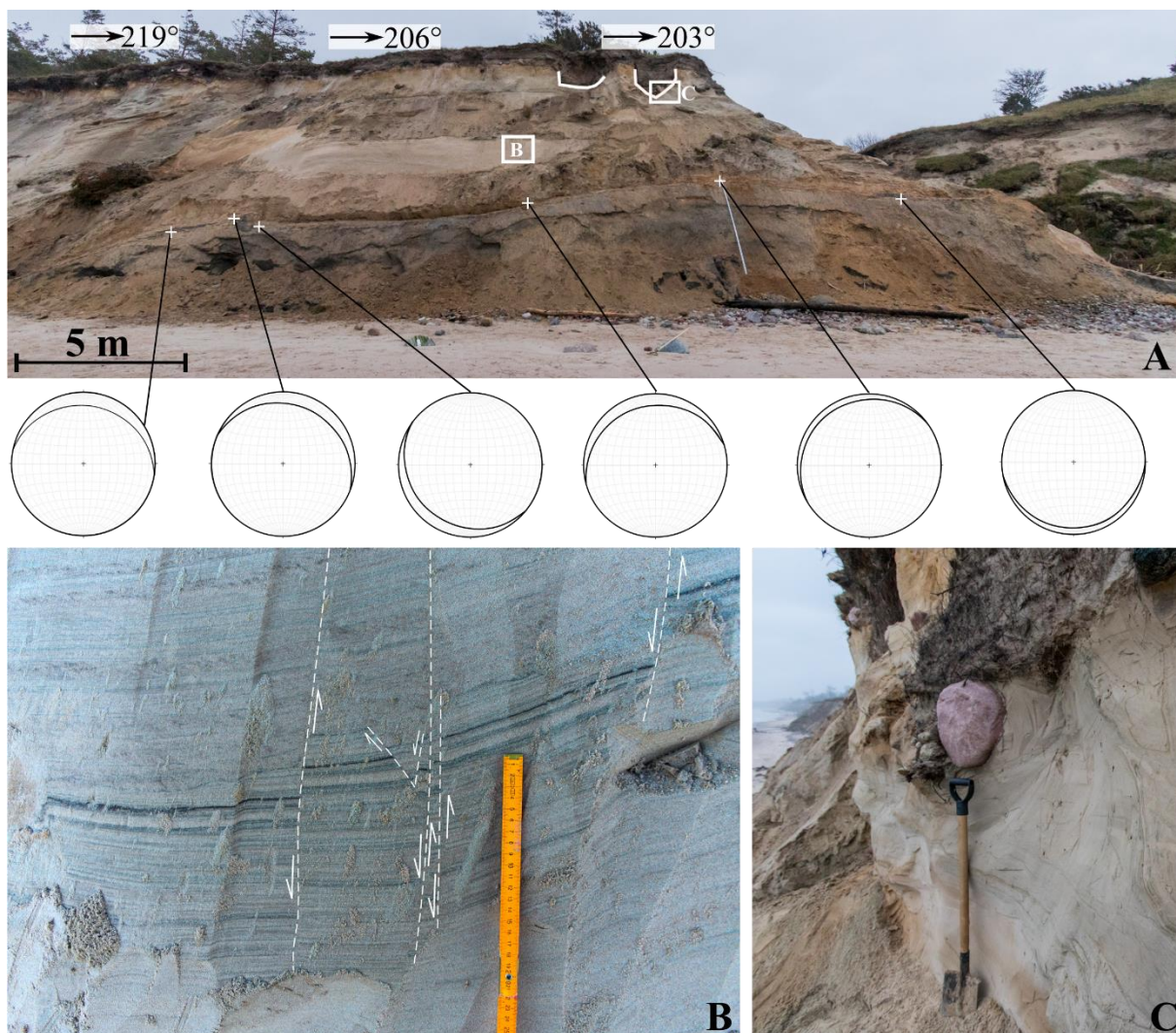


6.11. attēls. Bīdes zona diapīra un smilšaino nogulumu robežvirsmā. A – kopskats uz atsegumu (K. Lamstera foto), B – robežvirsmas tuvplānā, C – mālaina aleirīta (diapīra) ievilkumi smilšainajos nogulumos (K. Lamstera foto)

Vietās, kur pelēkais, mālaini aleirītiskais slānis nav bijis pakļauts lielai deformācijai vai nav bijis pakļauts deformācijai vispār un ieguļ tā sākotnējā horizontālajā stāvoklī, ir saskatāms slāņojums – mālainā materiāla slānīšu mija ar mālaina aleirīta slānīšiem. Tas liecina par to, ka deformācija ir izraisījusi mālaini aleirītiskās masas homogenizāciju. Vietām slānī virzienā uz leju materiāls pat kļūst mālaināks.

Vairākos posmos lauku darbu laikā atsegumos tika novērots, ka virs diapīra uzgulošajos smilšaini – aleirītiskajos pleistocēna nogulumos ir izsekojami vairāki, dažāda izmēra lūzumi. 6.12. (B) attēlā ir redzami, ka tie veido nelielu lūzuma sēriju. Plaknes vertikālā virzienā ir pārvietojušās līdz 5 cm.

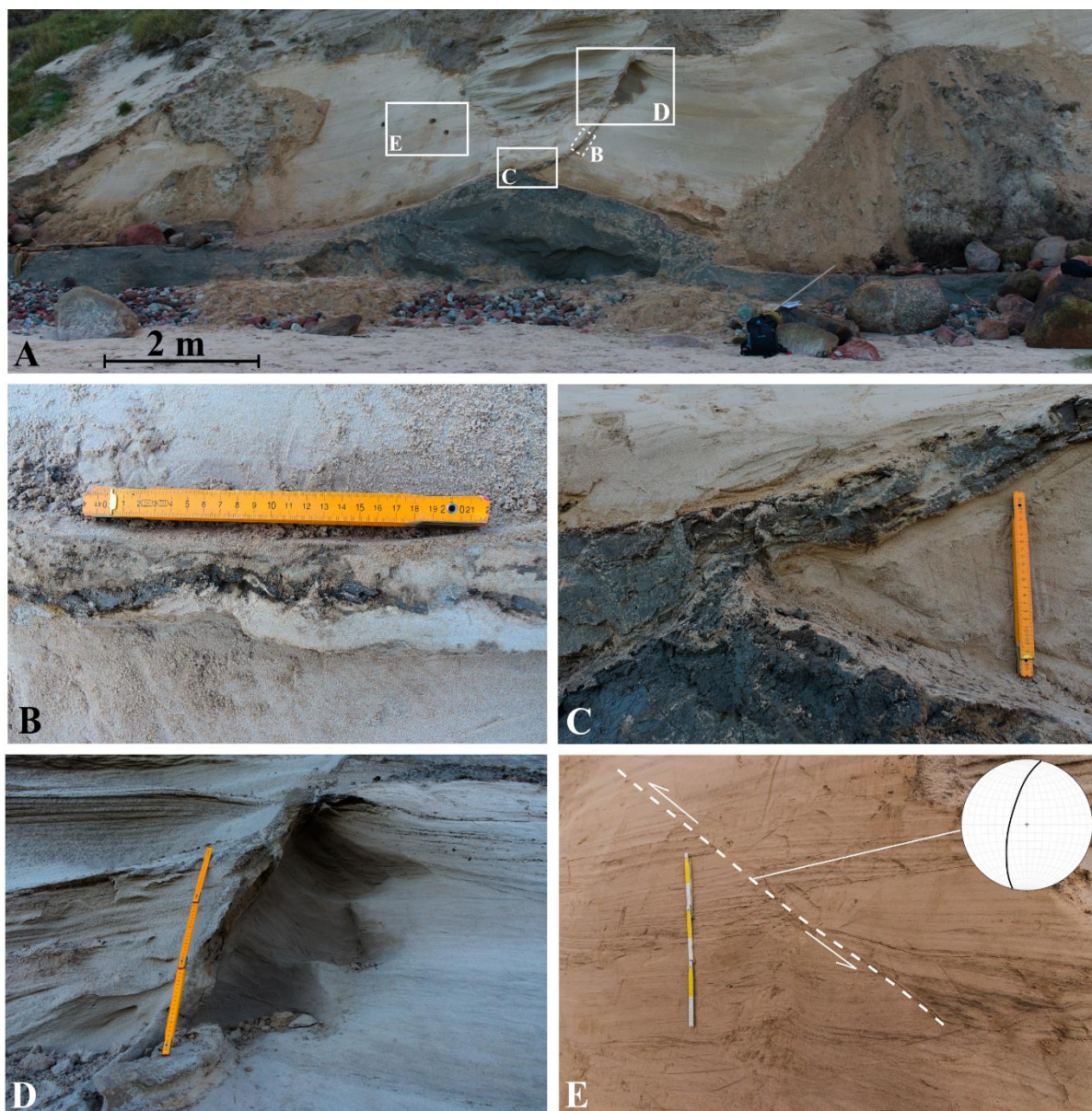
Atseguma augšējā daļā ir izsekojami divi kubveida “iegrauzumi”, kas aizpildīti ar rupjas frakcijas materiālu (6.12. att. – A (attēla vidusdaļas augšējā daļā). Veicot lauka darbus un konstatēto nogulumu/veidojumu interpretāciju, ir jābūt uzmanīgiem un jāņem vērā, ka ir iespējama arī cilvēka darbības ietekme uz teritorijā esošajiem nogulumiem, jo tomēr tā ir bijusi un vēl aizvien ir apdzīvota teritorija.



6.12. attēls. A – Mālaini aleirītisks slānis veido krokveidu struktūru (K. Lamstera foto), B – lūzumu sērija virs diapīra. C – rupjas frakcijas (smilts, grants, laukakmeņu) koncentrācija virs smilšainajiem nogulumiem (K. Lamstera foto)

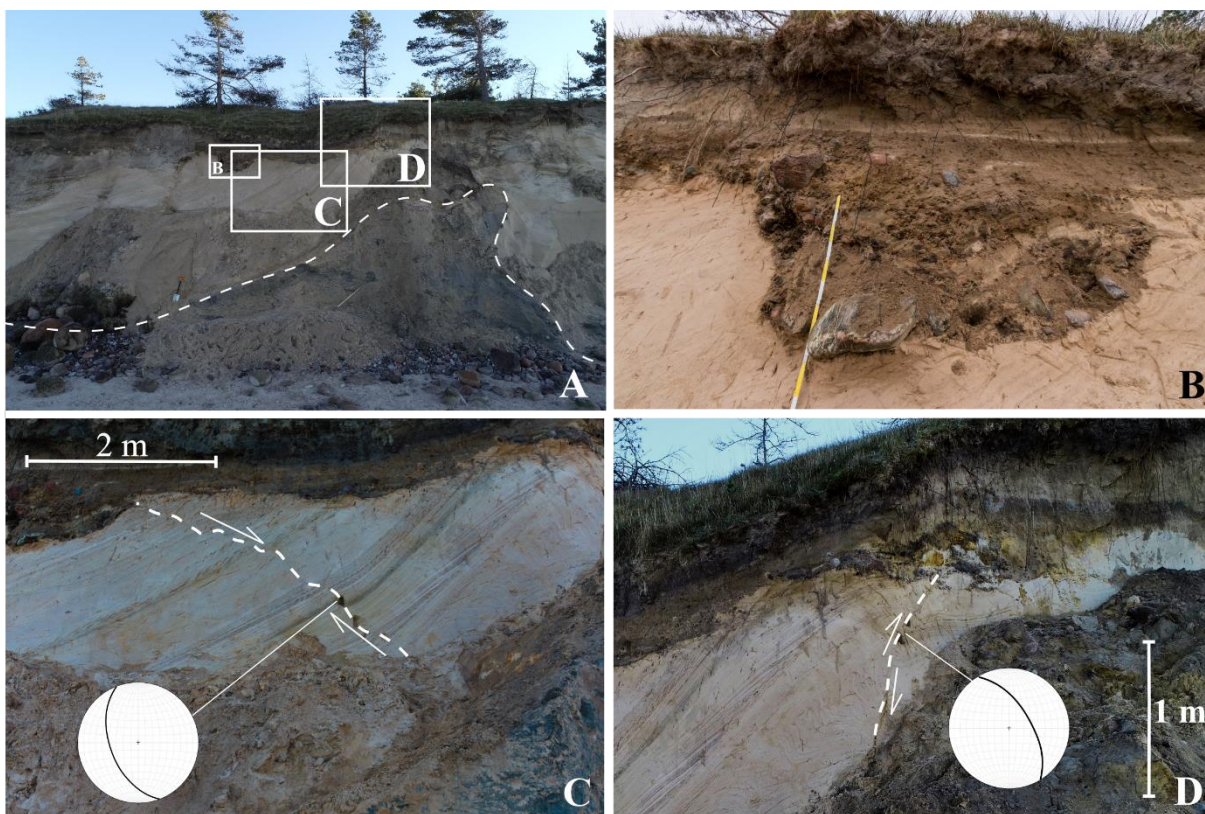
Apmēram 450 m attālumā dienvidu virzienā no radiolokācijas izpētes laukuma dienvidu gala, virs diapīra ir izveidojusies daikveida struktūra, kas turpinājumā (virzienā uz augšu) pāriet nelielā lūzumā smilšainajos nogulumos (6.13. att. D). Daikas un smilšaino nogulumu robežā arī ir izsekojama bīdes zona, kurā redzams gan smilšainā materiāla iekrāsošanās oranžā krāsā, gan neliela abu materiālu sajaukšanās bīdes procesa rezultātā, gan arī nelieli mālaini – aleirītiski saveltņi smilšainajos nogulumos (6.13. att. B, C).

Blakus daikai kreisajā pusē ir izveidojies lūzums. Tā plaknes kritums ir vērsts gandrīz R virzienā (6.13. att. E).



6.13. attēls. Daikveida struktūra. A – kopskats uz atsegumu no attāluma. B – skats uz daikveida struktūru tuvplānā. C – daikas un smilšaino nogulumu robeža tuvplānā. D – daikas turpinājums smilšainajos nogulumos. E – lūzums blakus diapīram (K. Lamstera foto)

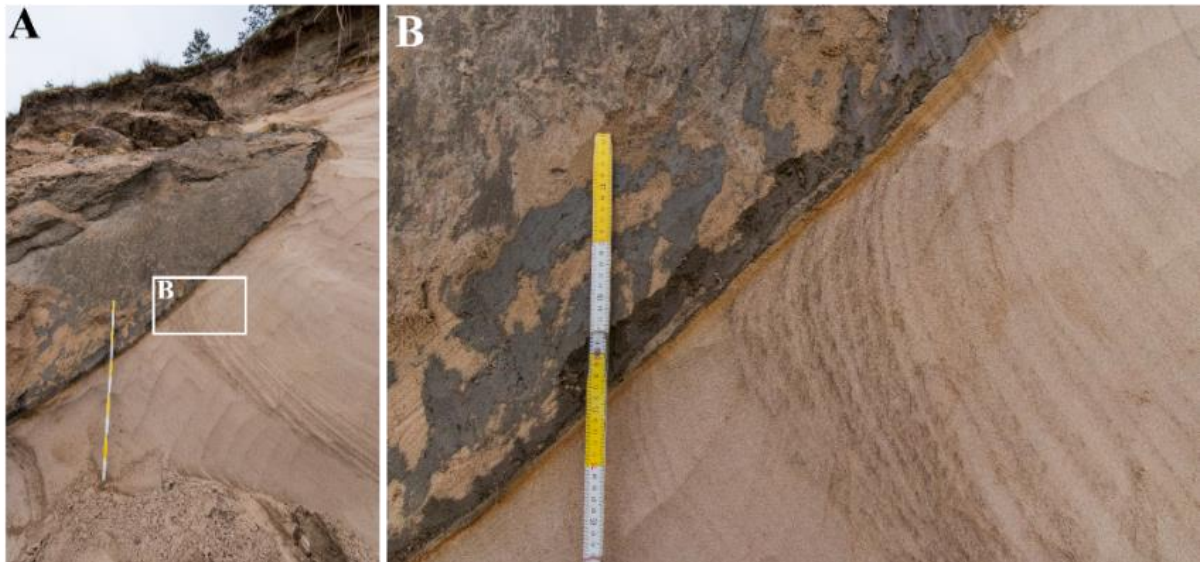
Vistālāk D virzienā atrodas atseguma daļa, kurā ir redzams, ka diapīrs sniedzas gandrīz līdz augšējiem slāņiem. Virs diapīra konstatēti 2 lūzumi – viens atrodas vairāk uz ieplakas pusi starp diviem diapīriem (6.14. att. C), savukārt otrs – gandrīz virs diapīra augstākās daļas (6.14. D). Abiem lūzumiem tika veikta to plaknes krituma mērījumi. Attiecīgi to plakņu kritumi vērsti R – DR un Z – ZA virzienā.



6.14. attēls. Lūzums smilšainajos nogulumos virs diapīra. A – skats uz atsegumu no attāluma (J. Ješkina foto). B – antropogēnas izcelsmes veidojums. C – lūzums blakus diapīram. D – lūzums virs diapīra (J. Ješkina foto)

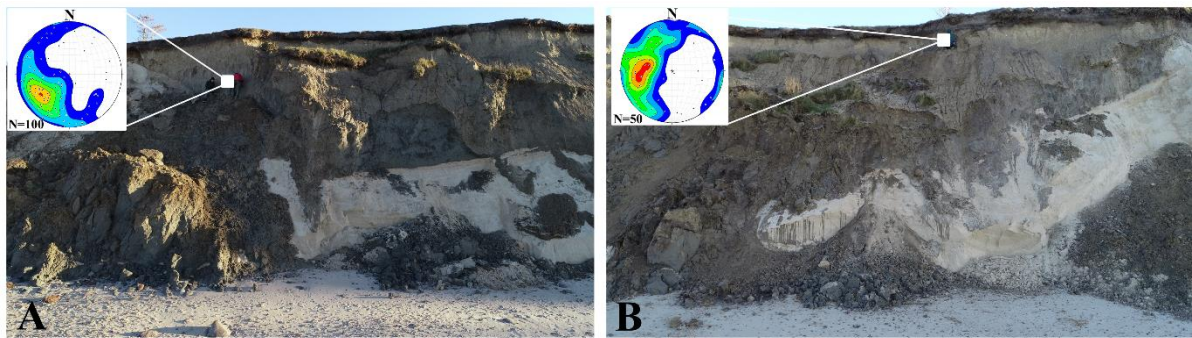
Atseguma vidus daļas pašā augšējā smilts slāņa daļā ir sastopams kuba formas “iegrauzums”, kurā atrodas dažādas frakcijas nogulumi – sākot ar laukakmeņiem līdz pat grants nogulumiem (6.14. att. B). Šo formu izcelsme, tāpat kā 6.12. attēlā apskatītajā atsegumā, visticamākais ir cilvēka darbības rezultāts, jo šādas formas morēnas nogulumu vai Baltijas ledus ezera nogulumu veidojumi nav konstatētas nekur citur.

Iepriekš aprakstītajā atsegumā (6.14. att.) redzamā diapīra robeža iezīmējas oranžā krāsā, kas liecina par 3 – vērtīgā dzelzs oksidēšanos. Ja smilšainā slāņkopa sastāv no vairākiem slāņiem, kas ir labi izšķirami, tad ir iespējams novērot, ka tie bīdes procesa rezultāta ir vilkti nedaudz augšup tā malās (6.15. att. B)



6.15. attēls. Bīdes zona starp diapīru un smilšainajiem nogulumiem. A – skats uz atsegumu kopumā. B – tuvplāna skats uz bīdes zonu (abi K. Lamstera foto)

Bez atsegumos sastopamo nogulumu identificēšanu un aprakstīšanu, lauka darbu laikā arī tika veikta oļu garenasu mērījumi morēnas nogulumos (6.16. att.). Pirmajā gadījumā oļu garenasis morēnā krīt ar  $30^\circ$  grādu slīpumu DR virzienā. Savukārt otrajā gadījumā tās stāvi krīt ar  $40^\circ$  slīpumā izteikti R virzienā. Veiktie oļu garenasu orientācijas mērījumu rezultāti norāda daļēju sakritību ar līdz šim pieņemto Apriķu ledus mēles plūsmas virzienu ZR – DA (skatīt 1.2. nodaļu).



6.16. attēls. Oļu garenasu mērījumi morēnas nogulumos

## 7. SECINĀJUMI

Ar radiolokācijas metodi ir iespējams izšķirt apgabalus, kur atstarojums nācis gan no morēnas slāņa virsmas, gan no diapīra (mālainā aleirīta) virsmas. Tomēr, ņemot vērā to, ka pētījumu teritorijas ģeoloģiskajā griezumā bieži sastopami nogulumi ar augstu elektrovadītspēju, izmantotā metode daļā no pētījuma teritorijas nesniedz detalizētu informāciju par nogulumu slāņu sagulumu apstākļiem. Lai iegūtu detalizētu informāciju par nogulumu slāņu sagulumu, būtu jāizmanto ģeofizikālās pētījumu metodes, kuras būtiski neirobežo nogulumu slāņi ar augstu elektrovadītspēju, piemēram, elektroizpētes vai seismiskās izpētes metodes.

Apkopojot iegūto informāciju, tika konstatēts, ka diapīri iegūļ zem vismaz 1,5 m bieza Vislas laikmeta smilšainā nogulumu slāņa. Tādējādi Saks et al. (2012b) izvirzīta hipotēze par morēnas veidošanās apstākļiem konkrētai teritorijai nav piemērojama. Morēnas slāņa saposmotība domājāms saistāma ar pēcledu laikmeta erozijas procesiem.

Lai noskaidrotu morēnas slāņa izplatības likumsakarības Apriķu mēles skartajā teritorijā, turpmākos pētījumos būtu nepieciešams precizēt teritoriju, kur būtu novērojams šāds morēnas slāņa saposmojums.

Lielāka uzmanība būtu jāpievērš arī nogulumu izplatībai Baltijas jūras gultnē tiešā Ulmales stāvkrasta tuvumā, kas varētu sniegt papildus informāciju par Apriķu ledus mēles subglaciālajiem apstākļiem. Tāpat būtu jāveic laboratorijas eksperimenti vai jāizstrādā matemātiskie modeļi, kas ļautu izstrādāt kvantitatīvu glaciadiapīru veidošanās modeli.

## LITERATŪRA UN AVOTI

### Publicētā literatūra:

- Aber, J.S., Ber, A. 2007. *Glaciotectonism*. Developments in Quaternary Science, 6. Amsterdam, Elsevier.
- Aber J.S., Ber, A. 2011. Glaciotectonic Structures, Landforms, and Processes. Singh, V.P. et al. (eds.). *Encyclopedia of Earth Sciences Series ( Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers)*. Springer, 444 – 458.
- Aber, J. S., Croot, David G., Fenton, Mark M. 1989. *Glaciotectonic Landforms and Structures. Glaciology and Quaternary Geology*. Boston, Kluwer Academic Publishers.
- Aber, J.S., Lundqvist, J. 1988. Glaciotectonic Structures in Central Sweden and their Significance for Glacial Theory. *Géographie physique et Quaternaire*. (42), 315 – 323.
- Agisoft PhotoScan User Manual: Professional Edition, Version 1.4. 2018. (atsauce tekstā – Agisoft 2018)
- Alsop, G. I, Weinberger, R., Levi, T., Marco, S. 2016. Cycles of passive versus active diapirism recorded along an exposed salt wall. *Journal of Structural Geology*. (84), 47 – 67.
- Āboltiņš, O. 1999. *Struktūrģeoloģijas pamati*. Rīga, Latvijas Universitāte.
- Āboltiņš, O. 2010. *No leduslaikmeta līdz globālajai sasīšanai: dabas vides pagātne un tagadne Latvijā*. Rīga, LU Akadēmiskais apgāds.
- Benn, I.D., Evans, D.J.A. 2010. *Glaciers & Glaciation*. 2nd edn. London, Hodder Education.
- Best, M.G., 2003. *Igneous and metamorphic petrology*. 2nd edn. Oxford, Blackwell Science Ltd.
- Burchardt, S., 2018. *Volcanic and Igneous Plumbing Systems. Understanding Magma Transport, Storage, and Evolution in the Earth's Crust*. Netherlands, Elsevier.
- Burger, R., H., Sheehan, A., F., Jones, H., C. 1992. *Introduction to Applied Geophysics. Exploring The Shallow Subsurface*. New York, W. W. Norton & Company.
- Daniels, D. 2004. *Ground Penetrating Radar – 2nd Edition*. London, The Institution of Electrical Engineer.
- Fossen, H. 2016. *Structural Geology*. Cambridge, Cambridge University Press.
- Gill, R., 2010. *Igneous Rocks and Processes. A practical Guide*. Wiley – Blackwell.
- Grabovkis, R. 1983. *Fizika. mācību līdzeklis augstāko mācību iestāžu lauksaimniecības specialitāšu studentiem*. Rīga, Zvaigzne.
- Hamblin, W., K. 1994. *Introduction to physical geology. 2nd edition*. New York, Macmillan Publishing Company.

- Hart, J.K., Smith, B. 1996. Subglacial deformation associated with fast ice flow, from the Columbia Glacier, Alaska. *Sedimentary geology*. (111), 177 – 197.
- He, B., Xu, Y.G., Peterson, S. 2009. *Magmatic diapirism of the Fangshan pluton, southwest of Beijing, China*. *Journal of Structural Geology* (31), 615 – 626.
- Hudec, M.R., Jackson, M.P.A. 2007. Terra infirma: Understanding salt tectonics. *Earth – Science Reviews*. (82), 1 – 28.
- Hugett, R.J., 2011. *Fundamentals of Geomorphology*. 3rd edn. London, New York, Routledge.
- Jackson, M.P.A., Hudec, M.R. 2017. *Salt Tectonics: Principles and Practice*. 2nd edn. Cambridge, Cambridge University Press.
- Jol, H.M. (eds.) 2009. *Ground Penetrating Radar Theory and Applications*. Amsterdam, Elsevier Science.
- Juškevičs V., Mūrniece S., Kondratjeva S., Mūrnieks A. 1998. Kvartāra nogulumu karte. Krāj. Āboltniš, O., Brangulis, A.J. (red.), Latvijas ģeoloģiskā karte, *M 1:200 000*, 41. lapa – *Ventspils, paskaidrojuma teksts un kartes*. Rīga, VGD.
- Karam, P., Mitra, S. 2016. Experimental studies of the controls of the geometry and evolution of salt diapirs. *Marine and Petroleum Geology*. (77), 1309 – 1322.
- Karušs, J. 2015. *Ģeoradara izmantošana purvu nogulumu pētījumos*. Rīga, LU Akadēmiskais apgāds.
- Karušs, J., Lamsters, K., Ješkins, J., Stūrmane, A. 2018. Glaciotektoniskās struktūras rietumkurzemes stāvkrastu posmā Strante – Ulmale. Latvijas Universitātes 76. zinātniskā konference. Ģeogrāfija, Ģeoloģija, Vides zinātne. Referātu tēzes. Rīga, LU Akadēmiskais apgāds, 291–292.
- Lamsters, K. 2015. *Zemgales ledus loba subglaciālās reljefa formas un to uzbūve*. Rīga, LU Akadēmiskais apgāds.
- Lapinskis, J. 2018. Ģeoloģiskā vide un resursi. Baltijas jūras mūsdienu krasta procesi. Nikodemus, O., Kļaviņš, M., Krišjāne, Z., Zelčs V. (zin. red.) Latvija. Zeme, daba, tauta, valsts. Rīga, Latvijas Universitātes Akadēmiskais apgāds, 136.
- Larsons, G.J., Ehlers, J., Gibbard, P.L. 2003. Large – scale glaciotectionic deformation in the Great Lakes basin, USA Canada. *Boreas*. (32), 370 – 385.
- Lee, J.R., Phillips, E., Evans, H.M., Vaughan, D. 2011. An introduction to the glacial geology and history of glaciotectionic research in Northeast Norfolk. *Glacitectionics: Field Guide*. Quaternary Research Association. 101 – 115.
- Markots, A., Zelčs, V. 2004. Latvijas reljefs. Ledāja lobu un mēļu struktūra pēdējā apledošanas deglaciācijas posmā. Sk. 30.03.2019. Pieejams <https://enciklopedija.lv/skirklis/26548>

- Marques, F.O., Burg, J. – P., Armann, M., Martinho, E. 2013. Rheology of synthetic polycrystalline halite in torsion. *Tectonophysics*. (583), 124 – 130.
- Mathieu, L., van Wyk de Vries, B., Holohan, E.P., Troll, V.R. 2008. Dykes, cups, saucers and sills: Analogue experiments on magma intrusion into brittle rocks. *Earth and Planetary Science Letters*. (271), 1–13.
- Neal, A. 2004. Ground – penetrating radar and its use in sedimentology: Principles, problems and progress. *Earth – Science Reviews*. (66), 261 – 330.
- Pedersen, S. 2005. *Structural analysis of the Rubjerg Knude Glaciotectonic Complex, Vendsyssel, northern Denmark*. Geological Survey of Denmark and Greenland.
- Piotrowski, J.A., Larsen, N.K., Junge, W.F. 2004. Reflections on soft subglacial beds as a mosaic of deforming and stable spots. *Quaternary Science Reviews*. (23), 993 – 1000.
- Plummer, C. C., Carlson, D. H. 2007. *Physical Geology*. 12th edn. McGraw Hill Higher Education.
- Prism 2 Version 2.60 User's manual. 2017. Rīga, Radar Systems Inc. (Atsauce tekstā: Prism 2 2017)
- Saks, T., Kalvāns, A., Zelčš, V. 2012a. OSL dating of Middle Weichselian age shallow basin sediments in Western Latvia, Eastern Baltic. *Quaternary Science Reviews*. (44), 60 – 68.
- Saks, T., Kalvāns, A., Zelčš, V. 2012b. Subglacial bed deformation and dynamics of the Apriķi glacial tongue, W Latvia. *Boreas*. (41), 124 – 140.
- Schattner, U., Lobo, J. F., Garcia, M., Kanari, M., Ramos, R. B., Mahiques, M. M. 2018. A detailed look at diapir piercement onto the ocean floor: new evidence from Santos basin, offshore Brazil. *Marine Geology* (406), 98 – 108.
- Sharp, M., 1985. Crevasse – fill" ridges – a landform type characteristic of surging glaciers?. *Geografiska Annaler Series A Physical Geography*. (67), 213 – 220.
- Strautnieks, I., 1994. Apriķu līdzenums. *Latvijas daba. Enciklopēdija: Latvijas un Latvieši*. 1. sējums. Rīga, Latvijas Enciklopēdija, 61 – 62.
- Talbot, C.J., Pahjola, V. 2009. Subaerial salt extrusions in Iran as analogues of ice sheets, streams and glaciers. *Earth – Science reviews*. (97), 155 – 183.
- Twiss, R. J., Moores, E.M., 2002. *Structural Geology*. 2nd edn. W.H.Freeman & Co Ltd.
- Warren, J., 2016. *Evaporites: A Geological Compendium*. 2nd edn. Springer.
- Wateren, F.M., 2002. Processes of glaciotectonism. Menzies, J. (ed.). *Modern and past glacial environments*. Oxford, Butterworth Heinemann. 417 – 441.
- Wentworth, C. K. 1922. A Scale of Grade and Class Terms for Clastic Sediments. *The Journal of Geology*. (30), 377 – 392.

Zelčs, V. 2018. Ģeoloģiskā vide un resursi. Glaciālās reljefa vidējformas. Nikodemus, O., Kļaviņš, M., Krišjāne, Z., Zelčs V. (zin. red.). Latvija. Zeme, daba, tauta, valsts. Rīga, Latvijas Universitātes Akadēmiskais apgāds, 93.

Zelčs, V., Markots, A. 2004. Deglaciation history of Latvia. *Ehlers, J. & Gibbard, P. L. (eds). Quaternary Glaciations – Extent and Chronology of Glaciations. Part I: Europe. Developments in Quaternary Science 2.* Rotterdam, Elsevier 225 – 243.

### **Kartogrāfiskais materiāls:**

Fizioģeogrāfiskā karte. Latvijas Fizioģeogrāfiskā karte mērogā 1:400 000. Karšu izdevniecība Jāņa Sēta. LU ĢZZF WMS. Sk. 30.03.2019. Pieejams <http://kartes.geo.lu.lv>

Juškevičs, V., Mūrniece, S. 1998. Zemkvartāra virsmas reljefa karte M 1:500 000. Rīga, Valsts ģeoloģijas dienests.

Latvijas Ģeotelpiskās informācijas aģentūra (LĢIA) 2014. Latvijas 5. cikla ortofotokarte. LU ĢZZF WMS. Sk. 30.02.2019. Pieejams <http://kartes.geo.lu.lv> Atsauce tekstā (LĢIA 2014)

Mūrnieks, A. 1998. Latvijas Valsts Ģeoloģijas Dienesta Pirmskvartāra nogulumu karšu mozaīka mērogā 1:200 000. LU ĢZZF WMS. Sk. 02.12.2017. Pieejams <http://kartes.geo.lu.lv>

C., A., Мурниече. 1989. Геоморфологическая карта. М 1:50 000. Рига, Министерство геологии СССР.

### **Nepublicētā literatūra:**

Kalniņa, L., 2001. Middle and Late Pleistocene environmental changes as recorded in the Latvian part of the Baltic Sea basin. Ph.D. thesis. Sweden, Stockholm University.

Zelčs, V. 1993. *Diverģentā tipa glaciodepresiju zemieņu glaciotehtoniskās reljefa formas.* Disertācija. Rīga, Latvijas Universitāte.

### **Elektroniskie resursi:**

Novatel. S.a. An Introduction to GNSS. Sk. 08.09.2018. Pieejams <https://www.novatel.com/an-introduction-to-gnss/chapter-1-gnss-overview/> Atsauce tekstā (Novatel S.a.)

Reach RTK docs. S.a. GPS post – processing. Sk. 08.09.2018. Pieejams <https://docs.emlid.com/reach/common/tutorials/gps-post-processing/> Atsauce tekstā (Reach RTK docs S.a.)

Latvijas kvaziġeoīda modelis. 2014. LĢIA Pieejams  
[http://map.lgia.gov.lv/index.php?lang=0&cPath=2&txt\\_id=130](http://map.lgia.gov.lv/index.php?lang=0&cPath=2&txt_id=130) Atsauce tekstā (LĢIA  
S.a.)

1. pielikums  
Ulmales stāvkrasta atsegums

