

LATVIJAS UNIVERSITĀTE
ĢEOGRĀFIJAS UN ZEMES ZINĀTŅU FAKULTĀTE
ĢEOLOĢIJAS NODAĻA

**KALEDONIJAS UN HERCĪNIJAS STRUKTŪRKOMPLEKSA TEKTONISKO
LŪZUMU RAKSTUROJUMS PĒC SLĀŅKOPU LITOĢISKĀS UN BIEZUMU
ANALĪZES
MAĢISTRA DARBS**

Autors: **Jānis Ukass**

Stud. apl. ju05011

Zinātniskais darba vadītājs:

Dr. ģeol. Tomas Saks

RĪGA 2011

ANOTĀCIJA

Maģistra darba „Kaledonijas un Hercīnijas struktūrkompleksu tektonisko lūzumu raksturojums pēc slāņkopu litoloģiskās un biezumu analīzes” pētījumā izvirzītais mērķis ir veikt struktūrkompleksu tektonisko lūzumu raksturojumu pēc slāņkopu litoloģiskās un biezumu analīzes, lai varētu interpretēt kādu procesu ietekmē tie ir veidojušies, kas līdz šim plaši nav apskatīts. Pētījuma ietvaros ir apkopots un izvērtēts pieejamais faktiskais materiāls no iepriekš veiktajiem ģeoloģiskajiem pētījumiem, kā arī apzināta agrākos gados publicētā nozīmīgā literatūra par sastopamajām tektoniskajām struktūrām Latvijā. Pamatojoties uz šiem datiem, ir izstrādāts ģeneralizēts tektonisko bloku 3D ģeoloģiskais modelis, pēc kā rezultātiem tika veikts tektonisko lūzumu struktūru raksturojums.

Pēc pētījumā iegūtajiem rezultātiem, ir sniegts ieskats par Latvijas tektoniskajām struktūrām, to nomenklatūru un iespējamo ģeoloģisko attīstības vēsturi, sasaistot to ar globāli notikušiem tektoniskajiem procesiem.

Raksturvārdi: lūzumu struktūras, deformāciju attīstība, slāņkopu litoloģiskā un biezuma analīze, ģeometriskā modelēšana, 3D datormodelis

SUMMARY

The objective of Master's thesis „Characterization of Caledonian and Hercinian structural complex tectonic faults by lithology of layers and thickness analysis” is to maintain orogeny complex fault description as well as to determine processes in which faults has been developed, after strata lithological and thickness analysis. Similar studies have not been previously accomplished.

Theoretical material have been collected and analyzed from previous studies during this research, as well as considerable published material have been gathered about tectonic structures within Latvia territory. Based on these data, rough resolution 3D geological tectonic block model is developed. On this basis tectonic fault structure characterization is done.

As the result, based on study results and global tectonic stages, insight of Latvian tectonic structures, its classification and potential formation history have been developed.

Keywords: fault structures, deformation development, strata lithological and volumetric analysis, geometric modeling, 3D computer model.

SATURS

IEVADS	5
1. IEPRIEKŠĒJIE ĢEOLOĢISKIE PĒTĪJUMI	6
2. TEORĒTISKAIS PAMATOJUMS	9
2.1. Ģeoloģiskā un tektoniskā uzbūve	9
2.2. Tektoniskie attīstības cikli	11
2.3. Latvijā sastopamās lūzumu struktūras	18
2.3.1. Lūzumu nomenklatūra	19
2.3.2. Lūzumu orientācija un tos veidojošie spriegumi	20
2.3.3. 3D ģeoloģiskie struktūrmodeļi	20
3. MATERIĀLI UN METODES	22
3.1. Agrāk veiktās izpētes materiāli un to apstrāde	22
3.2. Izmantotās metodes	23
3.3.1. Tektonisko bloku izdalīšanas principi	24
3.3.2. Tektonisko bloku 3D modeļa izveides metodoloģija	25
3.3.3. Modeļa režģa izveide	27
3.3.4. Izmantotās interpolācijas metodes	29
3.3.5. Lūzumu struktūru analīze	30
4. REZULTĀTI	31
4.1. Tektonisko bloku 3D modelis	31
4.2. Lūzumu orientācija	34
4.3. Lūzumu struktūru analīze	36
4.3. Slāņkopu litoloģiskā un biezumu analīze	37
5. DISKUSIJA	41
5.1. Lūzumu struktūru attīstība	Error! Bookmark not defined.
5.2. Slāņkopu litoloģiskā un biezumu analīze	Error! Bookmark not defined.
SECINĀJUMI	48
PATEICĪBAS	49
IZMANTOTĀ LITERATŪRA	50

IEVADS

Tektoniskās struktūras Latvijas teritorijā ir pētītas samērā detāli, taču to attīstība un procesi ir mazāk apskatīti. Šo struktūru pētīšanai ir veikti gan seismiskie izpētes darbi, gan urbumi, taču izpētes detalizācija dažādos Latvijas reģionos atšķiras. Tāpat detāla deformācijas struktūru pētīšana ir notikusi tikai vietām, piemēram, Inčukalna (Kaņevs, 2001), Kuldīgas, Dobeles un Piltenes lokālajās struktūrās, kā arī Dobeles astroblēmā (Brangulis un Konšins, 2002; Mūrnieks, 2001), taču citviet struktūru veidošanās detalizētāk nav apskatīta. Līdz šim lielākā daļa disjunktīvās pārrāvumu struktūras tika uzskatītas par normālajiem lūzumiem, izņemot Inčukalna struktūrā ar seismiskās izpētes datiem konstatēto uzmatu (Brangulis un Konšins, 2002).

Maģistra darba izvirzītais **mērķis** bija veikt Kaledonijas un Hercīnijas struktūrkompleksu tektonisko lūzumu raksturojumu pēc slāņkopu litoloģiskās un biezumu analīzes. Lai sasniegtu šo mērķi tika izvirzīti sekojoši **uzdevumi**:

- pieejamo pētījumu datu apkopošana un izvērtēšana;
- tektonisko bloku 3D modeļa izveide;
- tektonisko lūzumu struktūru raksturošana.

Darba aktualitāte ir tektonisko struktūru raksturojums Latvijas teritorijā un to iespējamā sasaiste ar globālajiem tektoniskajiem procesiem, kas agrāk veiktajos pētījumos ir mazāk apskatīts. Tika izveidots tektonisko bloku 3D modelis, kas ļauj pētīt šīs struktūras sīkāk, vienlaicīgi integrējot modelī visu pieejamo ģeoloģisko informāciju. Maģistra darbā tika analizēti un apstrādāti iepriekš veikto pētījumu dati, apzinātas modeļa izveides metodes un apgūta *Python* skriptu valoda, lai varētu veikt algoritmizētu modeļa struktūras uzbūvi. Tektonisko lūzumu interpretācija un raksturojums ir balstīti plašās literatūras studijās par reģionālām tektonikas studijām, sasaistībā ar Latvijā konstatētajām deformācijas struktūrām.

Pētījuma sākotnējie rezultāti aprobēti Latvijas Universitātes 69. zinātniskajā konferencē (Ukass u.c., 2011; Popovs u.c., 2011b; Jātnieks u.c., 2011) un Daugavpils 53. starptautiskajā konferencē (Popovs et al., 2011a).

Maģistra darbs izstrādāts ESF aktivitātes „Cilvēkresursu piesaiste zinātnei” projekta „Starpnozaru zinātnieku grupas modeļu sistēmas izveide pazemes ūdeņu pētījumiem,” projekta Nr. 2009/0212/1DP/1.1.1.2.0/09/APIA/VIAA/060 (turpmāk tekstā – PUMA) ietvaros.

1. IEPRIEKŠĒJIE ĢEOLOĢISKIE PĒTĪJUMI

Tektoniskās struktūras dažādos laika posmos Latvijas teritorijā ir pētītas gan uz sauszemes, gan jūras akvatorijā. Pirmie mēģinājumi konstatēt atsevišķus struktūrelementus tika uzsākti 19. gs. beigās, kad tika apskatīti slāņu saguluma horizontāla stāvokļa traucējumi.

20. gs. trīsdesmitajos gados pirmo reizi sīkāk tika apskatītas devona slāņkopas lokālstruktūras. Tika izvirzīti pieņēmumi par endogēno un eksogēno procesu lomu struktūru veidošanā kā, piemēram, dažādi nogulumi (sāls, ģipšakmens) ietekmējuši krokošanās procesus (Brangulis un Konšins, 2002).

Tālākie pētījumi tika uzsākti pēc Otrā pasaules kara, kad parādījās jauni uzskati par struktūru veidošanās vēsturi Baltijas reģionā. Pirmo reizi 1947. gadā tiek publicēta Pļaviņu svītas virsmas struktūrkarte (Melzobs, 1947), bet pirmā Latvijas tektoniskā shēma tiek izdota 1950. gadā (Лиепиньш, 1950). Tāpat nozīmīga ir bijusi augšdevona nogulumiežu struktūrģeoloģiskā kartēšana un pirmo dziļurbumu izurbšana līdz pamatklintājam (Brangulis un Konšins, 2002).

Neatsveramu lomu devuši 1959. – 1972. gadam veiktie ģeofizikālie pētījumi, kuri ļāvuši iegūt plašāku ieskatu iežu slāņkopas sagulumā. Mērķis šiem darbiem bija naftas meklēšana un izpēte, kā arī potenciālo gāzes krātuvju izpēte (Brangulis un Konšins, 2002), taču tas ļāva sīkāk apskatīt visu slāņkopu kopumā un tāpat arī noteikt kristāliskā pamaklintāja virsmu un tās saposmojumu. Struktūrkartēšana no šiem un urbšanas darbu rezultātiem pirmo reizi ļāva konstatēt lielus struktūrelementus nogulumiežu slāņkopā un pamatklintāja virsmā (Ковалевский и Озолинъ, 1967).

Starpreģionālo struktūru interpretāciju sešdesmito gadu sākumā ir veicis A. Indāns, kura pētījumi ir saglabājuši savu nozīmi arī mūsdienās (Indāns, 1961; Инданс, 1962). Viņš bija pirmais, kas veica Latvijas teritorijas reģionālo tektonisko rajonēšanu. Grāmatu autors arī ir sastādījis devona Narvas un Amatas svītas virsmu reljefa shēmas (Brangulis un Konšins, 2002).

Lielais pētījumu rezultātu daudzums no ģeofizikālajiem pētījumiem, dziļurbumu un veiktās ģeoloģiskās kartēšanas datiem, kā arī hidroģeoloģiskajiem un derīgo izrakteņu meklēšanas un pētījumu datiem ļāva veikt apkopojošus, zinātnisku darbus par Latvijas tektoniku. Līdz ar to tikušas izdotas atsevišķu struktūrkompleksu virsmu shēmas. Hercīnijas un Alpu reģionālo struktūrkompleksu tektonikas pētījumi sniedza jaunu ieskatu par lokālajām struktūrām devona nogulumiežos visā Latvijas teritorijā, pēc kā varēja sastādīt Pērnavas un Amatas svītas struktūrkartes.

Pārrāvuma struktūras kristāliskajā pamatklintājā un Kaledonijas struktūrkompleksā apskatījušas Ņ. Ozoliņa, 1966; T. Švarce, 1970; L. Bērziņa u.c., 1974., kā arī publikācijas par visas Latvijas teritorijas vai dažos rajonos aprakstītas H. Brio, L. Bendrupes, P. Stecjunas, L. Bērziņas, V. Koreņevskas darbos no 1970. līdz 1973. gadam (Brangulis un Konšins, 2002).

Tāpat balstoties uz plašo faktisko materiālu tikušas sastādītas Kaledonijas un Hercīnijas struktūrkompleksu rajonēšanas shēmas ar mērogu 1 : 1 000 000 un struktūrelementu apraksts (Мисанс, 1979). Tajā pašā laika posmā izdotas Baltijas republiku kartes (Suveizdis, 1979), kā arī Latvijas tektoniskā karte mērogā 1 : 500 000 (Brangulis un Brio, 1981) un Latvijas tektoniskais raksturojums (Brangulis un Brio, 1984; Brangulis, 1998).

Pēc šo karšu izdošanas tektoniskie pētījumu apjomi Latvijas sauszemes teritorijā strauji samazinājās, līdz ar to tālāka struktūru interpretācija bija ierobežota. Vēlākos gados vēl tika veikts neliels skaits dziļurbumu un ģeofizikālā izpēte, taču tas būtiski neizmainīja priekšstatus par Latvijas tektonisko attīstību (Brangulis un Konšins, 2002).

Maģistra darba izstrādē galvenokārt kā aktuālā publikācija par tektoniku ir izmantota Valsts ģeoloģijas dienesta izdotā „Latvijas tektonika” (Brangulis un Konšins, 2002). Tajā ir apkopota informācija par struktūrkompleksiem, to veidojošajiem elementiem, sastādītas 2 tektoniskās un četras struktūrkartes mērogā 1 : 1 500 000, kā arī satur informāciju par disjunktīvajām dislokācijām un lokālajām struktūrām. Maģistra darbā kā galvenais informācijas avots ir sekojošās kartes:

- Kristāliskā pamatklintāja virsmas struktūrkarte. Mērogs 1 : 1 500 000 (Pamatklintāja virsma 500K);
- Ordovika nogulumu virsmas struktūrkarte. Mērogs 1 : 1 500 000 (Ordovika virsma 500K);
- Pērnavas svītas nogulumu virsmas struktūrkarte. Mērogs 1 : 1 500 000 (Pērnavas virsma 500K);
- Amatas svītas nogulumu virsmas struktūrkarte. Mērogs 1 : 1 500 000 (Amatas virsma 500K).

Kopumā rezumējot pieejamo informācijas apjomu, var akcentēt, ka datu apjoms dažādos reģionos ir atšķirīgs un visvairāk datu par tektoniskajām struktūrām ir Kurzemē (izņemot pašu ziemeļu daļu). Latvijas centrālajā daļā seismisko profilu skaits ir mazāks, taču apjoms ir bijis pietiekams, lai varētu spriest par kopējo tektonisko situāciju. Tāpat Vidzemes ziemeļos ģeofizikālās izpētes dati un urbumu skaits ir samērā liels, tāpēc ir labi raksturotas reģionā esošās struktūras. Atšķirībā no pārējās Latvijas teritorijas Latgalē un Vidzemes augstienē informācijas par esošajām struktūrām ir ļoti maz, tāpēc daudzviet izdotajos karšu materiālos lūzumu struktūras tiek sniegtas kā iespējamās struktūras.

Par globālajām paleotektoniskajām kustībām ir pieejama samērā plaša informācija. Ir izstrādāts labi vizualizēts un uztverams atainojums ar galvenajām paleokontinentu kustībām un savstarpējiem procesiem (Stampfli & Borel, 2002). Tāpat apkopojošs raksts par Kaledonijas cikla notikumiem ir izstrādāts 2003. gadā (Roberts, 2003), kurā sīki tiek apskatīta Kaledonīdu kalnu oroģenēze un ar to saistītie procesi arī Pēckaledonijas notikumos. Pēc šajā rakstā pieejamās informācijas var labi interpretēt tajā laikā notikušos procesus Latvijas teritorijā. Tāpat samērā daudz pētījumu ir pieejami par Hercīnijas jeb Variscijas notikumiem, taču tajos ir mazāk informācija par procesiem, kas sasaistīti ar Baltijas struktūru veidošanos. Galvenās iezīmes tāpat labi ataino Stampfli un Borela izstrādātās tektonisko kustību rekonstrukcijas (Stampfli & Borel, 2002). Labu ieskatu par aptuvenajiem notikumiem Baltijā sniedz Lamarša un Puura raksti (Lamarche et al, 2002; Puura et al., 1999). Hercīnijas struktūrkompleksā vērojamas heterogenitātes vidusdevona Narvas svītā. Par Baltijas artēziska baseina inversiju Narvas laikā aktuālākie pētījumi ir veikti salīdzinoši nesen kuros atrodama apkopjoša informācija par galvenajām izvirzītajām hipotēzēm (Tānavsuu-Milkeviciene et al, 2008; Tānavsuu-Milkeviciene et al, 2009).

2. TEORĒTISKAIS PAMATOJUMS

2.1. Ģeoloģiskā un tektoniskā uzbūve

Kristāliskā pamatklintāja virsmas mūsdienu reljefs ir viens no galvenajiem kritērijiem, kuru kopā ar nogulumu segas saguluma īpatnībām parasti izmanto platformas tipa teritoriju uzbūves izzināšanai. Pamatojoties uz citviet izdalītajiem tektoniskās attīstības posmiem, ir pamats pamatklintāju iedalīt 2 tektoniskajos struktūrstāvos – Svekofennas un platformas stabilizācijas tektoniskajos ciklos. Nogulumiežus Latvijas teritorijā iedala četros struktūrstāvos, kuri nodalās ar leņķisku diskordanci un sedimentācijas pārtraukumiem. Šo iežu veidošanos un vēlākos procesus ir ietekmējuši vairāki tektoniskie cikli: Baikāla, Kaledonijas, Hercīnijas un Alpu, kuri atbilst globāla mēroga Zemes garozas attīstības posmiem (Misāns, 1979; Brangulis u.c., 1998).

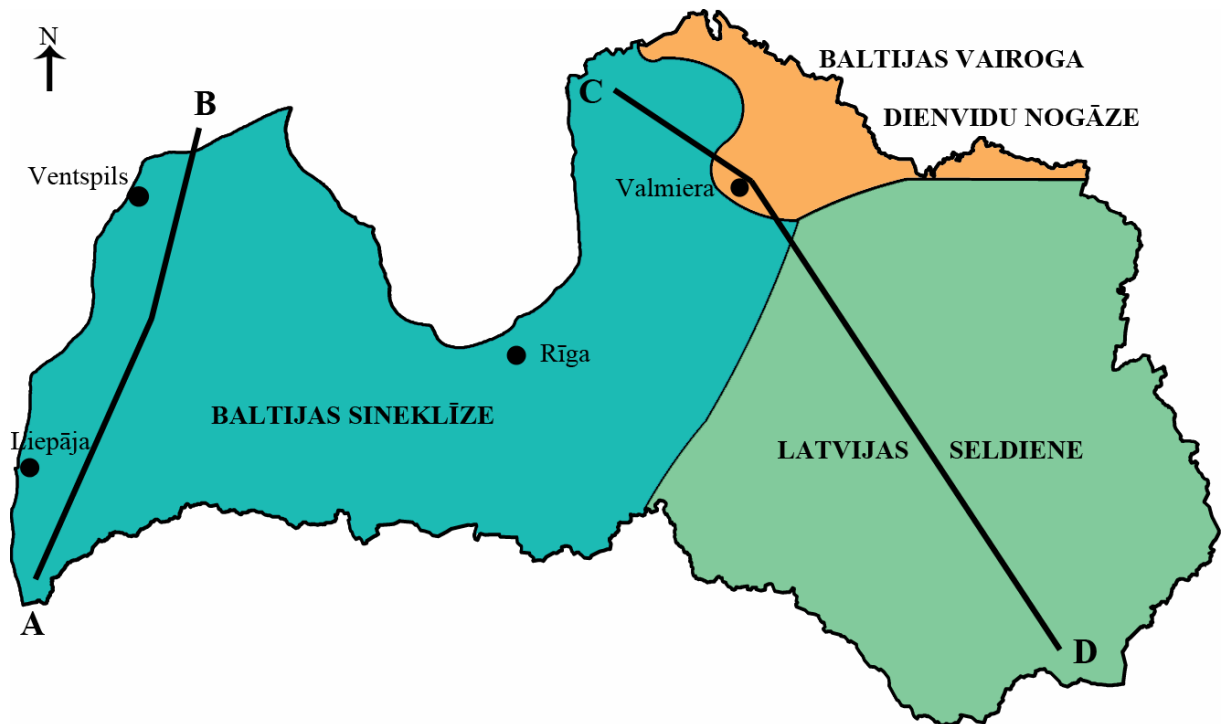
Kaut arī nogulumiežu slāņkopas sagulums Latvijas teritorijā ir gandrīz horizontāls, to sarežģīt dažādas tektoniskās struktūras, kuras ir veidojušās dažādu tektonisko ciklu laikā. Pateicoties šiem tektoniskajiem cikliem, sedimentācijas pārtraukumiem un denudācijai, ģeoloģiskajā griezumā ir diskordances starp dažāda ranga stratigrāfiskajām vienībām, kas ievērojami sarežģīt ģeoloģisko uzbūvi (2.2. un 2.3. att.).

Paleozoja sistēmā lielākās diskordances vērojamas uz Kaledonijas un Hercīnijas struktūrkompleksu robežas. Zemes virsmas celšanās rezultātā, Kaledonijas struktūrkompleksa iežos vērojamas lieli denudācijas apgabali, kur nav konstatējami trešā un ceturtā silūra nogulumi. Šāda situācija izteiktāk vērojama Vidzemē un Latgalē. Kurzemē un Zemgalē silūra sistēmai ir pilnīgāks griezums, kur lielākoties konstatējami arī vēlā silūra nogulumi. Tāpat uz Kaledonijas un Hercīnijas struktūrkompleksu robežas konstatējami sedimentācijas pārtraukumi agrā devonā slāņkopās, kuras nav konstatējamas visā Latvijā. Pati lielākā diskordance novērojama Smiltenes – Apes lūzuma, kur vidusdevona Rēzeknes svītas nogulumieži uzguļ agrā ordovika slāņkopai.

Vēl vērā ņemami sedimentācijas pārtraukumi ir konstatējami vēlā ordovika Hirnantijas laikā, kad ieži tikuši erodēti zemā pasaules okeāna līmeņa dēļ. Tas ir saistām ar kontinentālo segledāju, kurš bija izveidojies Gondvanas kontinentā, kad Āfrikas daļa atradās uz dienvidpola (Delabroye & Vecoli, 2009). Vēlā ordovika slāņu biezuma samazināšanās vērojama Vidzemes pašos ziemeļos un Kurzemē, kur vietām šī slāņkopa nav konstatējama (Popovs et al. 2011).

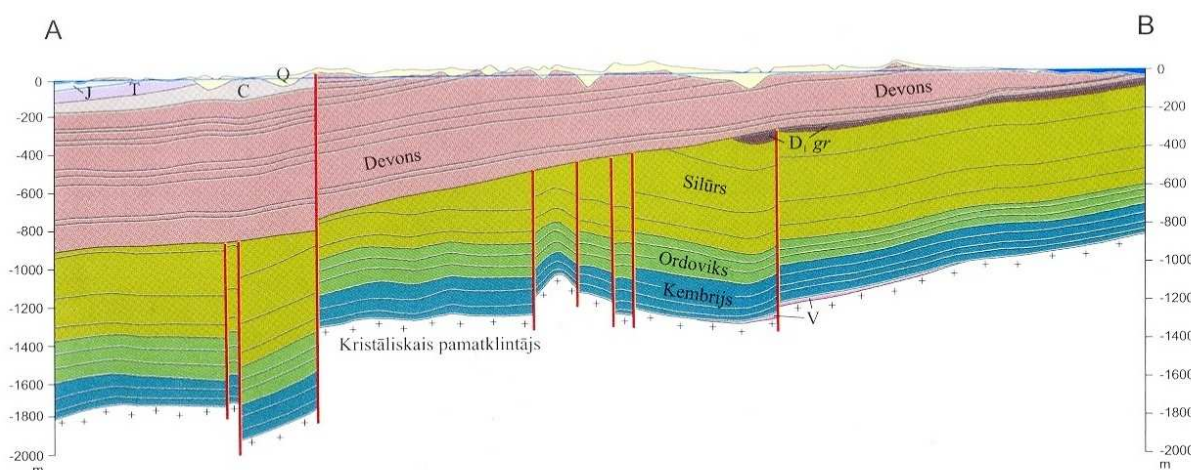
Hercīnijas struktūrkompleksā sedimentācijas pārtraukumi konstatējami sākot ar vidusdevona Arukilas svītu un pārējās slāņkopās līdz pašām struktūrkompleksa beigām. Lielākie sedimentācijas pārtraukumi vērojami tieši uz robežas ar Alpu struktūrkompleksu.

Tāpat lieli sedimentācijas pārtraukumi un denudācija norisinājās Mezozojā. Šie ieži ir konstatējami tikai lokālos, salīdzinoši nelielos apgabalos Latvijas DR daļā. To šauru izplatību noteikušas sedimentācijas baseina izmaiņas un pleistocēna segledāja eksarācija (Brangulis u.c., 2000).

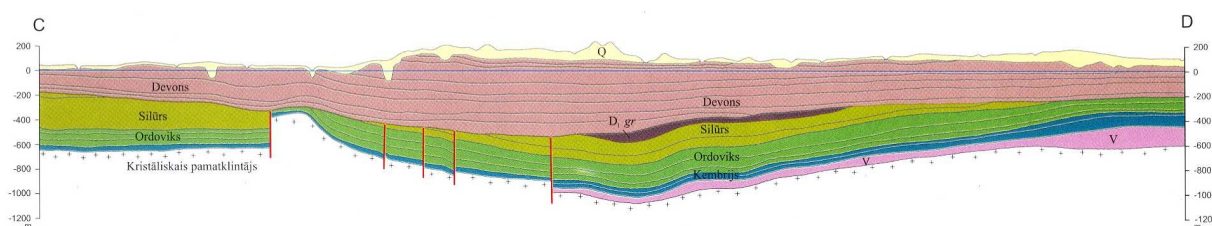


2.1. attēls. **Griezumu izvietoējuma plāns** (sastādījis autors pēc Brangulis un Konšins, 2002).

Latvijas teritorija, balstoties uz tektoniskajām struktūrām, tiek rajonēta pēc dažāda rangiem, izdalot starpreģionālās struktūras kā lielākās, kam seko reģionālās un subreģionālās, kā arī lokālās struktūras. Ģeoloģiskie griezumi pa profila līnijām A – B un C – D (2.1. att.) ataino Latvijas teritorijai raksturīgākās griezuma raksturiezīmes, parādot lielākās erozijas virsmas slāņkopās un to izplatību.



2.2. attēls. Ģeoloģiskais griezumā pa griezumā līniju A – B (Brangulis un Konšins, 2002).



2.3. attēls. Ģeoloģiskais griezumā pa griezumā līniju C – D (Brangulis un Konšins, 2002).

Pamatiežu segas biezums Latvijā ir no pāris simtiem m Latvijas ZA līdz pat 2 km biezumam Latvijas DR. Lielāko griezumā daļu veido paleozoja - kembrija, ordovika, silūra, devona, karbona un perma klastiskie, hemogēnie un biogēnie nogulumieži. Nozīmīgāko griezumā daļu veido klastiskie nogulumi, kam seko karbonātiskās slāņkopas (Brangulis u.c., 1998).

2.2. Tektoniskie attīstības cikli

Kristāliskais pamatklintājs sastāv no arhaja un proterozoja magmatiskajiem un metamorfajiem iežiem, un tā virsmā konstatējamas Svekofennas tektoniskajā ciklā veidojušās tektoniskās struktūras, kuras izpaužas arī jaunākos iežos. Pamatklintāja lielāko daļu Latvijas teritorijā aptver Baltijas sineklīze, kuras R mala ir Valmieras – Lokno valnis un kas robežojas ar Latvijas sedlieni, un robežu starp abām starpreģionālajām struktūrām veido Ērgļu lūzums. Pārējās Baltijas sineklīzes robežas atrodas ārpus Latvijas teritorijas. Tās virsmas augstuma atzīmes svārtās no 600 m zjl. Vidzemes piekrastē līdz 1900 m zjl. Liepājas apkārtnē (Brangulis un Konšins, 2002).

Baltijas sineklīze sastāv no vairākiem reģionāliem un subreģionāliem struktūrelementiem: Igaunijas – Latvijas monoklināles, Austrumkurzemes kāples, Saldus slokas pacēluma zonas, Inčukalna pacēluma zonas, Limbažu kāples, Dienvidlatvijas kāples,

Liepājas depresijas, Rietumkurzemes pacēluma, Centrālkurzemes depresijas un Viduslatvijas monoklināles.

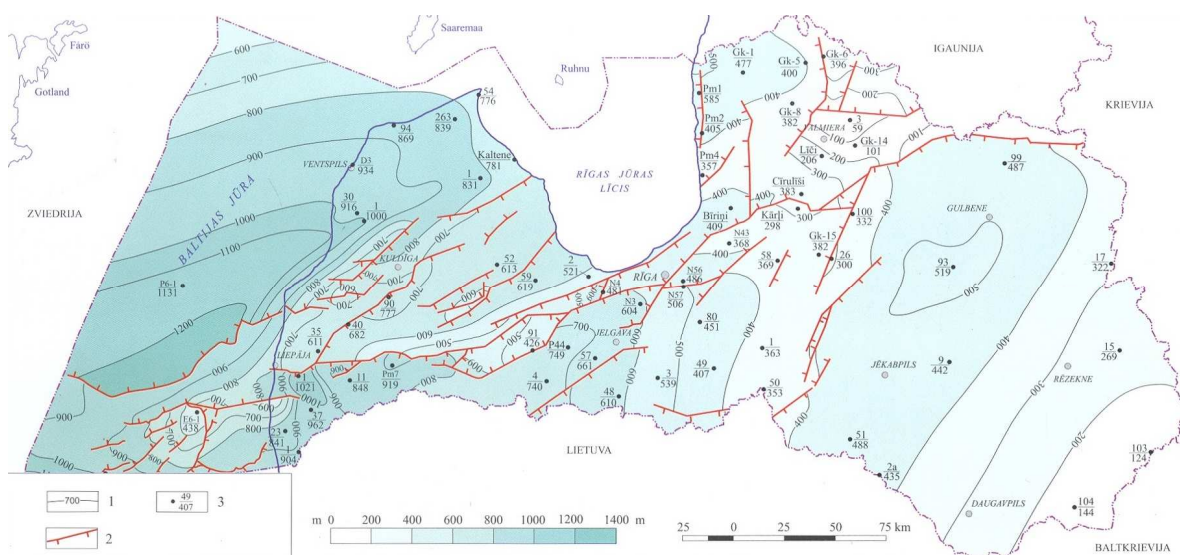
Latvijas teritorijā ietilpst tikai maza daļa no Baltijas vairoga dienvidu nogāzes, un tā atrodas Latvijas ziemeļaustrumos. Šajā reģionā kristāliskais pamatklintājs iegul 300 – 500 m dziļumā zem jūras līmeņa, un šeit arī tas ir vistuvāk zemes virsmai Latvijas teritorijā.

No reģionālajiem un subreģionālajiem struktūrelementiem šajā teritorijā kristāliskā pamatklintāja reljefu ietekmē tikai Valmieras-Lokno valnis, kurš iestiepjas arī Igaunijā un ir aptuveni 200 km garš un 30 km plats. Dienvidos tas robežojas ar Rīgas-Pleskavas lūzumu zonu, kuras vertikālais pārvietojums vietām sasniedz pat 600 m (Brangulis un Konšins, 2002).

Bez iepriekš diviem pieminētajiem starpreģionālajiem elementiem pamatklintāja virsmā izdalās Latvijas sedliene, kura atrodas Latvijas austrumu daļā un ziemeļos robežojas ar Baltijas vairoga dienvidu nogāzi, bet rietumos ar Baltijas sineklīzi. Tās reljefa absolūtās augstuma atzīmes variē no 600 m līdz 1000 m z.j.l., taču struktūru deformācijas apjomi ir mazāki kā Baltijas sineklīzē (Brangulis un Konšins, 2002).

Baikāla struktūrkomplekss konstatēts tikai Latvijas austrumdaļā, nelielā sauszemes teritorijā Kurzemes ziemeļrietumos un tai piegulošajā jūras akvatorijā. Austrumlatvijā tas sastāv no venda un apakškembrija Lontovas svītas terīgēnajiem un vulkanogēnajiem iežiem, kas sasniedz līdz 276 m biezu slāņkopu, turpretim Kurzemes pussalā tas biežums ir tikai līdz 30 m. Tektoniski šo iežu izplatību nosaka tās pašas reģionālās tektoniskās struktūras kā Kaledonijas struktūrkompleksa iežus (Brangulis un Konšins 2002; Брангулис, 1985), līdz ar to šajā pētījumā tika apskatītas vienoti ar Kaledonijas struktūrkompleksu.

Kaledonijas struktūrkomplekss sastāv no kembrija (izņemot Lontovas svītu), ordovika, silūra un apakšdevona Gargždu sērijas slāņkopas, kuru kopējais biežums sasniedz 1000 m (2.1. att.). Šis struktūrstāvs ir izpaltīts visā Latvijas teritorijā un ir sastopams arī jūras akvatorijā, un to raksturo sarežģīti struktūrelementi (Brangulis un Konšins, 2002). Kaledonijas struktūrkompleksa reljefs ir pārmantots no kristāliskā pamatklintāja virsmas, taču ir mazāk kontrastains. Starpreģionālie struktūrelementi ir tādi paši kā kristāliskajam pamatklintājam – Baltijas vairoga dienvidu nogāze, Latvijas sedliene un Baltijas sineklīze. Arī subreģionālie un reģionālie struktūrelementi gandrīz sakrīt ar pamatklintāja struktūrelementiem.



2.4. attēls. Kaledonijas struktūrkompleksa nogulumu biezuma karte. 1 – izohipsas, m; 2 – galvenie lūzumi; 3 – urbums, tā numurs vai indekss un nogulumu biezums, m (Brangulis un Konšins, 2002).

Baltijas sineklīze tā lielāko biezumu sasniedz tieši Kaledonijas struktūrstāvā. Vislielākais biezums konstatēts Baltijas jūrā, kur tas sasniedz 1,1 km, bet Latvijas teritorijā 1 km biezu slāņkopu pie Piltenes. Mazākais biezums ir konstatēts pie Līčiem Brenguļu novadā, kur tas sasniedz ap 200 m. Uz sineklīzes malām arī samazinās struktūrstāva biezums līdz 300 – 400 m atšķirībā no centrālās daļas, kur tas vidēji ir 600 m (2.4. att.).

Baltijas sineklīzes reljefu iespaido reģionālie un subreģionālie struktūrelementi kā: Liepājas – Kuldīgas – Talsu pacēlums, Saldus–Slokas–Inčukalna pacēlums, Engures – Ķurmraga pacēlums, Austrumkurzemes kāple, Limbažu kāple, Igaunijas – Latvijas monoklināle, Viduslatvijas monoklināle, Gdaņskas – Kursas depresija un Liepājas depresija, kuras tikai neliela daļa iestiepjas Latvijas teritorijā. Lielāko daļu no iepriekš pieminētajiem struktūrelementiem ir saposmotas ar vairākām lokālajām struktūrām.

Latvijas sauszemes teritorijā Baltijas sineklīzes lielākie biezumi konstatējami Kurzemes ZR un D daļā – attiecīgi Liepājas – Kuldīgas pacēlumā un Gdaņskas – Kursas depresijā. Tas savukārt norāda uz to, ka sineklīzes D daļa ir grimusi, taču Z daļa ir cēlusies uz augšu, veidojot komplicēto Liepājas – Rīgas – Pleskavas lūzumu zonu. Līdz ar to mazākie struktūrkompleksa biezumi ir konstatējami lūzumu zonas Z pusē, kura tektonisko procesu kulminācijā ir bijusi pacelta visaugstāk, taču vēlāko ģeoloģisko procesu ietekmē slāņkopas ir tikušas erodētas.

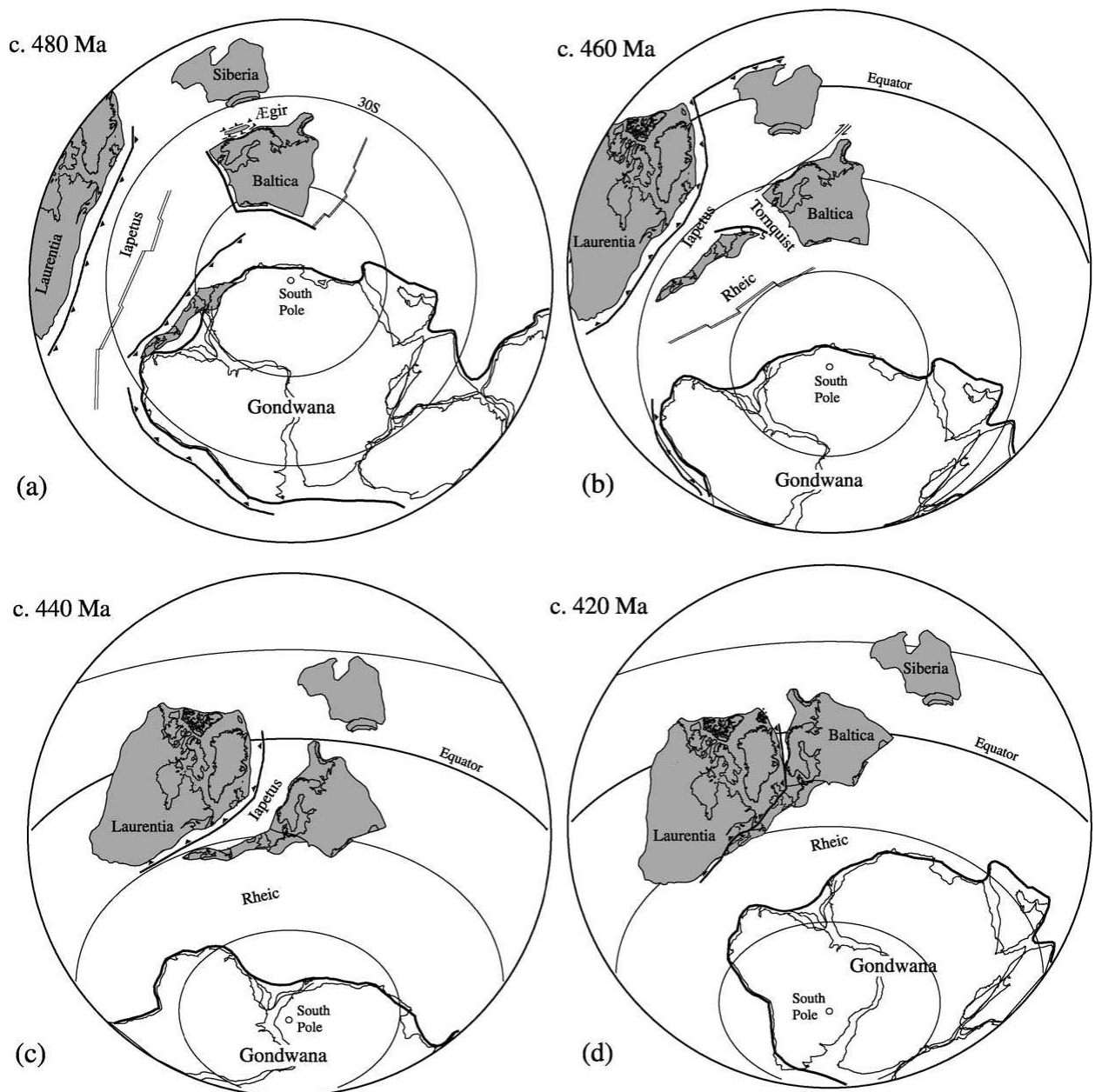
Baltijas vairoga dienvidu nogāze atrodas Latvijas ZA daļā un struktūrstāva biezums šeit variē no 60 līdz 400 m, ko nosaka vairāku griezuma intervālu trūkums (2.2. un 2.3. att.). No subreģionālajām un reģionālajām struktūrām sastop tikai Valmieras – Lokno valni, uz kura ir izsekojami vairāki lokālie pacēlumi.

Kaledonijas struktūrstāva slāņkopa Latvijas sedlienē sasniedz 100 – 500 m biezumu, un tas samazinās DA virzienā. Salīdzinot ar Rietumlatviju šī daļa ir mazāk komplicēta, un no reģionālajiem – subreģionālajiem struktūrelementiem konstatējams tikai Ērgļu pacēlums, Gulbenes depresija, Viļakas valnis un Daugavpils monoklināle. Tāpat arī lokālās struktūras ir mazāk izplatītas kā citviet Latvijā Kaledonijas struktūrstāvā. Tas galvenokārt saistāms ar izpētes datu apjomu, jo Latvijas sedlienē to ir ievērojami mazāk kā citviet valstī. Arīdzan izvērtējot MYSQL urbumu datu bāzē pieejamos urbumus, var spriest, ka izpētes punktu skaits samazinās pieaugot dziļumam, kas krasi ietekmē silūra, ordovika un pamatklintāja virsmu detalizāciju.

Balstoties uz pētījumiem par Kaledonīdu veidošanos Skandināvijā, kā arī Grenlandes kaledonīdiem un Apalaču kalniem ASV globālajiem tektoniskajiem procesiem (Roberts, 2003; Tuuling & Floden, 2009; Torsvik, 1998; Torsvik et al, 1996; Cocks & Torsvik, 2002; Puura et al, 1999), Latvijas teritorijas ģeoloģisko attīstību šajā laikā noteica Kaledonīdu joslas veidošanās saduroties Baltijas un Laurentijas paleokontinentiem. Šie procesi norisinājās sākot jau ar Venda laiku līdz pat vidus devonam (Roberts, 2003).

Kaledonīdu orogēnēzē sākumā tiek izšķirtas 3 diskrētas kontinentālas sadursmes jeb akrēcijas notikumi, kas risinājušies 50 miljonu gadu ilgā laika posmā no vēlā kembrija līdz ordovikam. Šiem notikumiem sekoja Skandijas (Baltijas – Laurentijas kontinentu) kolīzija ar krasu subdukciju. Šajā laikā norisinājās galveno reģionālo uzbūvējumu veidošanās un kontinentālo plātņu biezuma pieaugums. Šie deformācijas etapi ir plaši korelēti Britu un Īru Kaledonīdos, Kanādas un Jaunās Anglijas Apalaču kalnos, kā arī Austrumgrenlandē, norādot uz relatīvām plātņu kustībām, kam sekoja Baltijas un Laurentijas paleokontinentu savienošanās (Roberts, 2003).

Paleomagnētiskās rekonstrukcijas (2.5. att.) ataino galvenos tektoniskos attīstības posmus, parādot kā Baltijas, Sibīrijas un Laurentijas paleokontinenti mainījuši savu lokācijas vietu un savstarpēji mijiedarbojušies.



2.5. attēls. Paleomagnētiskās rekonstrukcijas no agrā ordovika līdz vēlajam silūram (Roberts, 2003).

Paskaidrojumi: (a) - aptuvenā situācija vēlajā Tremadokas/agrajā Arenigas laikā, (b) – situācija ap vidējā un vēlā ordovika robežu, (c) – situācija agrā silūra laikā, (d) – situācija vēlajā silūrā.

Vēlais Tremadokas/agrais Arenigas laiks (2.5. att. (a)) sakrīt ar Trondheimas notikumiem pirms 480 – 475 miljoniem gadu, kuri norisinājās pēc Finnmarkijas laika posma procesiem pirms 505 miljoniem gadu, kad starp Baltijas paleokontinenta un okeāna plātnēm norisinājās subdukcija. Šajā laika posmā Baltija bija sākusi rotēt pretēji pulksteņrādītāja virzienam, saduroties ar Laurentiju otrpus Iapetus okeānam.

Situācija ap vidējā un vēlā ordovika robežu (2.5. att. (b)), tieši Takonijas notikumu kulminācijā, gar Laurentijas robežu Baltija turpināja kustību pretēji pulksteņrādītāja virzienam un virzījās vairāk uz dienvidu platumu grādiem. Tajā pašā laikā Avalonijas kontinents pietuvinājās Baltijas DR robežai no augstākiem platumu grādiem.

Agrajā silūrā, Baltijas paleokontinentam pietuvojoties Laurentijai (2.5. att. (c)), krasi sašaurinājās Iapetus okeāns. Šajā laika posmā pirms 440 miljoniem gadu Avalonija dienvidrietumos jau bija savienojusies ar Baltiju. Vēlajā silūrā (2.5. att. (d)), kad sadūrās Baltijas un Laurentijas paleokontinenti, šo kontinentālo plātņu relatīvās kustības izraisīja galvenos sinistrālos spriegumus, kas konstatēti lielākajā daļā Kaledonijas – Apalaču oroģenēzē.

Kaledonīdu oroģenēze galvenokārt tiek uzskatīta par ieslīpās sadursmes rezultātu starp Baltiju un Laurentiju vēlā silūrā un agrā devona laikā, kad kontinenti atradās uz ekvatora, iesaistot Baltoskandijas robežas subdukciju - Baltijas plātnei slīdot zem Laurentijas plātnes. Šis deformācijas etaps tiek pieskaitīts pie Skandijas tektoniskajiem notikumiem, un tajā norisinājās lielākās konstatētās deformācijas Kaledonijas slāņkopā. Par šiem procesiem liecina arī augsta spiediena metamorfismo iežu pētījumi Norvēģijas dienvidos, kuri norāda uz subdukciju līdz pat 125 km dziļumam pirms 407 miljoniem gadu, kas atbilst agrā devona sākumam. Tas pierāda, ka Skandijas laika tektometamorfisms norisinājās salīdzinoši īsā laika posmā – iespējams mazāk kā 10 miljonos gadu (Roberts, 2003). Līdz ar to Skandijas laika posmā norisinājušās deformācijas būtu iespējams korelēt ar Latvijā esošajām tektoniskajām struktūrām.

Vēl kā nozīmīgs faktors Skandijas notikumos ir stiepes deformācijas, kuras tektoniskā etapa beigās daļēji izraisīja oroģenēzes spriegumu iziršanu gravitācijas ietekmē. Galvenie Kaledonīdu kalnu veidojošie procesi un spriegumi bija aprimuši, līdz ar to norisinājās oroģenēzes sabrukšana, tādējādi notika savdabīga atpakaļslīdēšana, kā rezultātā dziļākos slāņos un tālāk uz austrumiem veidojās sabiezināšanās deformācijas. Dažas maznozīmīgas sabiezināšanās eksistēja arī piekrastes zonās samērā tālu no Kaledonīdu kalniem. Šī stiepes fāze turpinājās arī vēlajā devonā un iespējams arī agrajā karbonā (Roberts, 2003).

Hercīnijas struktūrkomplekss apvieno visus par apakšdevona Gargždu sērijas jaunākos devona un apakškarbona nogulumus. Slāņkopas biezums sasniedz 900 m. Sastopamās tektoniskās struktūras ir mazāk un tās nav tik sarežģītas kā Kaledonijas struktūrkompleksā. Konstatēti lūzumi, kuri ir veidojošies pa reaktivētām senāku lūzumu virsmām un lokālpacēlumi, kuru uzbūve izsekojama arī Kaledonijas struktūrstāvā.

Hercīnijas struktūrkompleksa laikposma sākums ir intervālā starp agro un vidējo devonu, kad izveidojās Eiramerika, saduroties Baltijai, Avalonijai un Laurentijai. Šajos kontinentos norisinājās okeāna regresija, un devona sākumā dominēja erozija un sedimentācijas pārtraukums, kas izskaidro vēlā silūra un agrā devona nogulumu erodētos apgabalus (Āboltiņš, 2004).

Hercīnijas oroģenēzes laikā norisinājās heterogēnas plātņu sadursmes. Tās bija turpinājums Kaledonijas laika posmā dominējošām kustībām, kā rezultātā karbona perioda beigās bija izveidojies Pangejas paleokontinents. Par oroģenēzes maksimumu tiek uzskatītas agrā karbona beigas, bet tā vēl turpinājās līdz perma beigām (Stampfli & Borel, 2002).

Tāpat jāņem vērā, ka, veidojoties struktūrām, dažviet norisinājās apgabali celšanās vai grimšana. Plašas erozijas vērojamas vēlā silūra, agrā devonā laikā, kad norisinājās teritorijas pacelšanās un jūras regresija, ko izraisīja kompresīvā režīma tektoniskie procesi. Aktīva erozija norisinājās devona sākumā, kad zemes virsma bija pacelta samērā augstu, par ko liecina šelfa zonas nogulumu. Tektoniski veidotās reljefa formas principā nebija novērojamas pirms Kaledonijas posma kompresijas procesiem Baltijas teritorijā. Kaledonijas posma beigās tektoniskie procesi gar kratona robežām izraisīja reģiona celšanos, kristāliskā pamatklintāja un pamatiežu deformāciju. Baltijas sedimentācijas baseina vidusdaļā, t.i. Latvijā, šie procesi bija izteikti visvairāk, kā rezultātā lūzumu un lokālo pacēlumu struktūru veidoto reljefa formu absolūtie augstumi pēc vēlā devonā notikušās erozija sasniedza pat 150 m (Lamarche et al, 2002; Puura et al., 1999).

Vidējā devonā Baltijas artēziskajā baseina attīstības vēsturē konstatējams nozīmīgs etaps, kurš tiek dēvēts par **Narvas inversiju**. Tās sākumā izgulsnējušies nogulumu, kuros dominē karbonāti, taču uz etapa beigām tos nomaina silikātu nogulumu, veidojot sajauktas karbonātu un smilšu slāņkopas. Narvas inversijas biezums mainās no 30 m ZA Igaunijā līdz aptuveni 200 m Latvijā, un tas pieaug D virzienā sasniedzot vidējo dziļumu ap 100 m (Tānavsuo-Milkeviciene et al, 2009). Robeža starp Narvas svītu un tai pagulošo Pērnavas svītu daudzviet labi marķē brekčiju slānis. Tāpat izteikti brekčiju nogulumu kā marķieri ir konstatējamas pašas svītas slāņkopās uz robežām, kur notikusi sedimentācijas izmaiņas. Par šo Narvas brekčijas veidošanos ir diskutēts gandrīz 50 gadus, un ir ieteikti dažādi pieņēmumi par tās izcelsmi kā, piemēram, noslīdeņu, tsunami vai kāda cita katastrofāla notikuma nogulumu. Tāpat izvirzītas hipotēzes par sešas apstākļiem, veidojoties un šķīstot evaporītu minerāliem, un dažās vietās par viļņu darbību, kas pašlaik ir vislabāk pamatots (Tānavsuo-Milkeviciene et al, 2009). Detālus pētījumus par fācējām un to asociācijām ir veikusi Kati Tanavsuo – Milkeviciene, kura savā pētījumā apliecina, ka brekčiju ieži nav saistāmi ar agrāk izteiktu pieņēmumu par tikai ar vienu tektonisku notikumu vai meteorīta triecienu, bet gan procesu sistemātisku norisināšanos, jo slāņu atkārtotās izsekojama 11 dažādos stratigrāfiskos horizontos (Tānavsuo-Milkeviciene et al, 2008).

2.3. Latvijā sastopamās lūzumu struktūras

Īpaša loma ģeoloģiskajā griezumā ir lūzumiem, gar kuriem ir notikuši ievērojami pārvietojumi, šķeļot gan pamatklintāju, gan nogulumiežu segu. Tādēļ tiek izdalīti pirmsplatformas un platformas posmu (etapu) lūzumi. Pirmsplatformas lūzumi šķeļ pamatklintāju, taču neatspoguļojas tā virsmā. Otra veida lūzumi šķeļ gan pamatklintāju, gan nogulumiežu segu, bet ne vienmēr visā tās biezumā (Brangulis u.c., 1998).

Iežu bloku pārvietojums pa lūzuma virsmu dažādās vietās ir atšķirīgs – no dažiem desmitiem līdz 500-700 m. Latvijā parasti pieņemts uzskatīt, ka sastopami tikai nomati, kuriem lūzuma plakne ir vertikāla vai tuvu tai, un tādā veidā tie arī tiek atspoguļoti praktiski visos ģeoloģiskajos griezumos. Izņēmums ir Inčukalna pacēlums, kur ar seismiskām metodēm konstatēts un ar urbumiem apstiprināts uzmats (Kaņevs, 2001). Pēc seismikas datiem var spriest, ka šāda veida disjunktīvās dislokācijas ir iespējamās arī citur Latvijā, kas arī ir viens no maģistra darba uzdevumiem – apskatīt esošās struktūras un definēt to uzbūvi un kinemātiku, kā arī apskatīt tās no struktūru evolūcijas viedokļa.

Baltijas sineklīzē, salīdzinot ar citiem starpreģionālajiem struktūrelementiem, ir konstatēti visvairāk lūzumi, jo šis struktūrelements aizņem lielāko Latvijas teritorijas daļu, kā arī tam ir samērā augsta izpētes detalizācija. To šķeļ Liepājas – Saldus, Dobeles – Saldus, Olaines – Inčukalna, Smiltenes – Apes (iepriekš pieminētie lūzumi ietilpst Liepājas – Rīgas – Pleskavas lūzumu zonā), Usmas, Durbes, Papes, Bauskas, Austrumkurzemes, Dienvidkurzemes, Rietumvidzemes lūzumi un Dienvidkandavas, Ruhnu – Ragaciema, Bulduru – Saulkrastu lūzumus zonas. Jāpiebilst, ka dažos gadījumos nav skaidrs vai šie lūzumi šķeļ Hercīnijas struktūrkompleksu, tādēļ tektoniskajā kartē tie tiek zīmēti, kā iespējamie lūzumi. Bez iepriekš pieminētajiem lūzumiem Baltijas sineklīzē vēl konstatēti Slokas – Carnikavas, Kuldīgas, Vērgales, Piltenes, Talsu – Pērnavas, Sabiles, Kandavas, Bernātu, Jelgavas, Penkules, Sauriešu, Ķekavas, Nītaures, Bergu, Bīriņu-Puikules, Staiceles un Salacgrīvas lūzumi (Brangulis un Konšins, 2002).

Latvijas sedlienē ir zināmas tikai dažas disjunktīvās struktūras – Ērgļu, Piebalgas, Aizkraukles, Ērberģes, Seces un Viesītes lūzumi, un daži prognozētie lūzumi pie Daugavpils, pie Riču ezera, kā arī Tirzas, Mālu un Alauksta apkārtnē. Vienīgais lūzums, kurš šķeļ Hercīnijas struktūrstāvu ir Viesītes lūzums, kurš ir pierādīts izmantojot ne tikai ģeofizikālās metodes, bet arī urbumu datus un aerofoto uzņēmumus, un tā amplitūda Amatas svītas virsmā ir 32 m.

Baltijas vairoga dienvidu nogāzē konstatēti tikai Burtnieka, Valmieras, Valkas un Līču lūzumi, kā arī daži nelieli lūzumi, kuriem nav piešķirti nosaukumi.

2.3.1. Lūzumu nomenklatūra

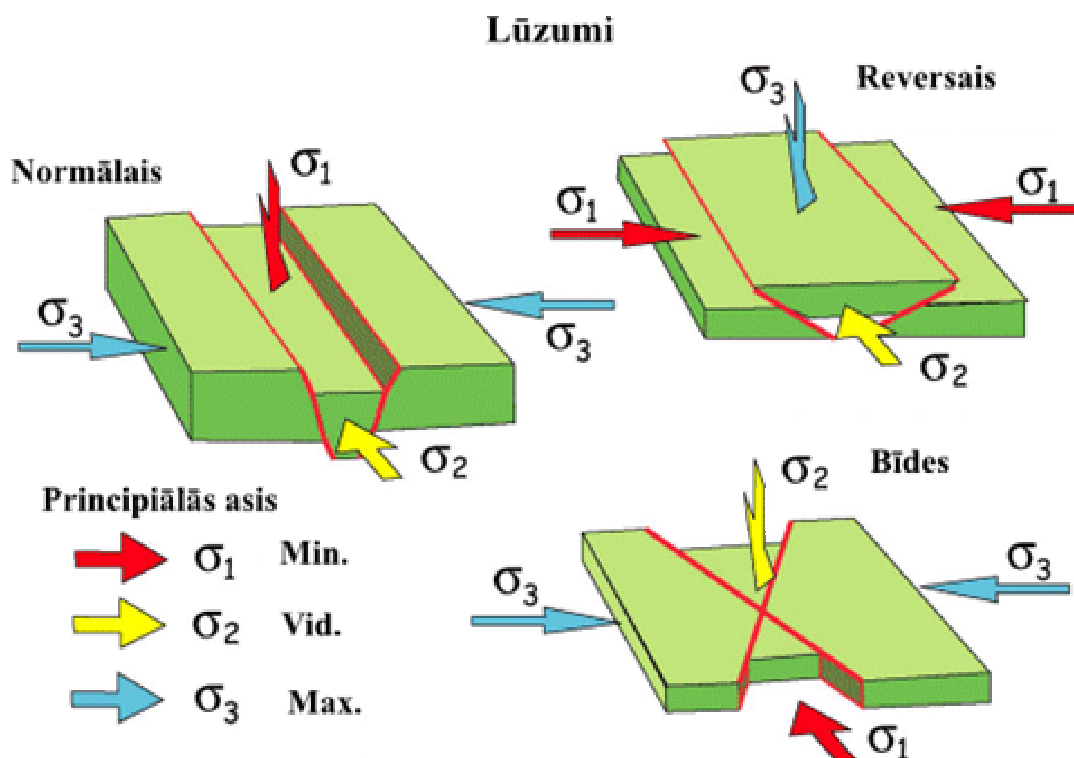
Lūzums ir pārrāvums iežos, gar kuru ir noticis redzams pārvietojums. To struktūras veidojas trauslas deformācijas rezultātā, taču paaugstināta spiediena un temperatūras ietekmē, var tikt novērota arī plastiska deformācija (Davis & Reynolds, 1996). Lūzumi tik iedalīti pēc bloku slīdējuma virziena un krituma leņķa, kas atspoguļo to veidošanās tektoniskos apstākļus. Pēc šiem raksturlielumiem lūzumus var iedalīt – horizontālā slīdējuma un vertikālā slīdējuma lūzumos. Horizontālie lūzumi veidojas iežu blokiem slīdot vienam gar otru horizontālā plaknē. Par cik vertikālā slīdējuma lūzumos pārvietojums norisinās pa vertikālo plakni nepieciešams iedalīt blokus pēc to pārvietojuma, un tie tiek definēti kā karenaiss un gulošais spārns. Karenaiss spārns ir iežu bloks, uz kura krīt lūzuma virsma, bet gulošais spārns ir iežu bloks, kas atrodas zem lūzuma virsmas (Davis & Reynolds, 1996).

Vertikālā slīdējuma lūzumi tiek iedalīti tipos. **Normālo lūzumu** gadījumā karenaiss spārns pārvietojas uz leju attiecībā pret gulošo spārnu, un lielākoties to virsma krīt 60° leņķī. Ja lūzumu virsma krīt ar 45° vai mazāku leņķi, tas šie normālie lūzumi tiek saukti par **lēzeniem normāliem lūzumiem** (Price et al., 1994).

Kompresijas jeb spiedes rezultātā veidojas **reversie lūzumi** un **uzbīdījumu lūzumi**. Veidojoties uzbīdījumiem un reversajiem lūzumiem, izstiepums un saspiešana ir vērsti pretēji kā normālo lūzumu gadījumā: Zemes garoza tiek saīsināta horizontālā virzienā, bet izstiepta vertikālā. Uzbīdījuma lūzumiem lūzuma virsma krīt mazāk kā 45° leņķī, taču reversajiem lūzuma kritums ir lielāks par 45° (Davis & Reynolds, 1996).

Vēl tiek izdalīti **translācijas** jeb **slīpā slīdējuma** un **rotācijas** lūzumi. Translācijas lūzumu gadījumā slīdējuma virziens ir starp 0° un 90° , kad pārvietojums ir noticis noteiktā leņķī pa diagonāli, blokiem slīdot vienam gar otru. Rotācijas lūzumi veidojas, kad kāds iežu bloks ir rotējis attiecībā pret otru bloku. Šāds lūzums daļā no tā var būt normāls lūzums, bet pretējā – reversais lūzums (Davis & Reynolds, 1996).

2.3.2. Lūzumu orientācija un tos veidojošie spriegumi



2.6. attēls. **Principiālo spriegumu asu orientācija lūzumos** (sastādījis autors pēc Butler et al., 2009).

Struktūru telpisko orientāciju un tām atbilstošā struktūrkompleksa izveidi nosaka veidojošā spriegumu lauku darbība. Sprieguma stāvokli struktūrās var izteikt ar 3 normāliem spriegumiem, kuri savstarpēji izpaužas perpendikulāros virzienos un kurus apzīmē ar σ_1 , σ_2 , σ_3 (2.6. att.). Tā kā iežu veidojošie spriegumi grunts blokā vairs nepastāv, par to izpaušmi var spriest pēc esošā struktūrelementu paraģenētiskā rakstura. Līdz ar to ir iespējams rekonstruēt galveno normālo spriegumu asu telpisko orientāciju (Āboltiņš, 1999).

Reversajiem lūzumiem galvenā σ_3 ass ir vērsta perpendikulāri lielākajām deformācijām, kā rezultātā karenaiss spārns tiek uzvirzīts uz gulošā, veidojot krituma leņķi lielāku par 45° . Šādi lieli leņķi veidojas gadījumos, kad kompresijas ietekmē iežu slāņkopā uzkrājas potenciālā enerģija un punktā, pārsniedzot materiāla noturību pret trauslu deformāciju, veidojas pārvietojums, relatīvu paceļot iežu masīva daļu. Gadījumos, kad viens bloks uzbīdās uz otra, lūzums plakne veido šauru krituma leņķi, un tas tiek uzskatīts par uzbīdījumu (Pluijm & Marshak, 2004).

2.3.3. 3D ģeoloģiskie struktūrmodeļi

Mūsdienās ģeoloģisko struktūru modelēšanā tiek izmantoti neregulāru trijstūru, regulāru kvadrātu un neregulāru kvadrātu režģu modeļu tipi (Calgano *et al.*, 2008; Caumon, 2009). Apskatot katra tipa priekšrocības un nepilnības, tektonisko bloku modeļa izveidei tika nolemts izmantot neregulāru trijstūru režģi, jo tas visvairāk atbilda izvirzītajiem priekšnosacījumiem.

Tā kā viens no nosacījumiem bija pareizi attēlot lūzumu struktūras modeli, regulāra kvadrātiska režģa modeļa tips tika izslēgts, jo to parasti izmanto vienkāršu ģeoloģisko situāciju izzināšanai, un šajos modeļos lūzumu struktūras un citas deformācijas tieši neatspoguļo (Caumon, 2009).

Tāpat tika izslēgts neregulāra kvadrātiska režģa modeļa tips, kura režģi ir iespējams šķelt, implementējot lūzumu struktūras. Gluži tāpat kā regulāru kvadrātiskā režģa modeļu gadījumā, veidot struktūras pa lūzumu plaknēm ir ierobežota, jo to iespējams darīt tikai gar režģa elementiem. Līdz ar to lūzuma līnijas būtu laužas gadījumos, kad tās neiet tieši pa X vai Y asi, jo veidotos tikai taisni leņķi. Tādā gadījumā nav iespējams ietvert deformāciju struktūras, kurām ir mazi leņķi vai to rās ir tuvu horizontālas (Caumon, 2009, Caumon, 2010, Wellman *et al.*, 2010). Tā kā modeļa izšķirtspēju nosaka modeļa stratifikācija un režģa detalizācija, šī veida režģa modeļa tipiem ir ierobežotas iespējas izveidot apgabalus ar dažādām tā detalizācijām, tāpēc par tika izvēlēta neregulāru trijstūru režģa modeļa tips.

Tā kā trijstūru modeļa režģī iepriekš minētos ierobežojums ir iespējams izslēgt, tika izmantots šis tips. Režģa elementu izmērus ir iespējams mainīt, tādējādi var panākt dažādu režģa detalizāciju patvaļīgi definētos, atsevišķos apgabalos. Tādējādi 3D modelis tiek veidots no dažāda izmēra tetraedriem, panākot tuvu ainu reālajai ģeoloģiskajai situācijai. Šāda veida modeļus arī izmanto sarežģītu struktūru un teritoriju izzināšanai ģeomodelēšanas zinātnē (Caumon, 2009; Caumon, 2010).

Lai uzlabotu tuvinājumu reālajai situācijai, ir iespējama režģa diskretizācijas palielināšana, kur svarīgi ir saglabāt ievades datu un modeļa rezultātu atbilstību (Groshong, 2006). Tādējādi apgabalos, kur pieejama lielāka datu kopa, iespējams veidot režģi ar sīkāku detalizāciju un apgabalos, kur dati mazāk – zemāku. Tāpat nav vēlams pārāk liela modeļa diskretizācija, kas varētu izraisīt neefektīvu datu procesēšanu un vizualizāciju (Caumon, 2009; Caumon, 2010).

Šādas modelēšanas rezultātā var iegūt labu pietuvinājumu reālajai situācijai, ja ir pietiekams izpētes datu apjoms, tādējādi norādot augstāku vai zemāku detalizāciju dažādos modeļa apgabalos. Veicot pareizu ģeoloģisko datu interpretāciju, iespējams iegūt struktūrmodeli, kas atainos ģeoloģisko situāciju ar samērā augstu detalizāciju un atbilstību patiesajai ģeoloģiskajai situācijai.

3. MATERIĀLI UN METODES

3.1. Agrāk veiktās izpētes materiāli un to apstrāde

Maģistra darbā par faktiskā materiāla pamatu tika izmantotas Valsts ģeoloģijas dienesta sagatavotās tektoniskās kartes, kuras tika vektorizētas ArcGIS Desktop 9.3. datorprogrammā ar ArcInfo licenci, un Latvijas vides, ģeoloģijas un meteoroloģijas centrā (turpmāk tekstā - LVĢMC) pieejamā urbumu datu bāze „URBUMI” (turpmāk tekstā – MYSQL datubāze) (LVĢMC, bez dat.).

Tā kā izmantojamā kartogrāfiskā materiāla apjoms ir liels, kartogrāfiskie rastra un vektordati tika savietoti ArcGis datubāzē, kurā ir iespējams veikt datu uzkrāšanu, rediģēšanu un pareizu datu migrēšanu. Lai novērstu iespējamās objektu nesakritības, jaunizveidotais slānis tiek ievietots topoloģijā, kurā var norādīt vaicājumus. Vaicājumi izpaužas, kā jaunievadīto datu ratificēšana un pieprasījuma automātiska izpilde, norādot noteikumus par individuāla vai vairāku objektu savstarpējām attiecībām, piemēram, lai to robežas nešķērsotu viena otru vai līnijas krustpunktos tiktu sagrieztas u. tml. Pēc datu apstrādes tiek ratificēta topoloģija, kas automātiski izlabo kļūdas pēc iepriekš norādītajiem noteikumiem. Ir gadījumi, kad automātiskā labošana nav iespējama, tādējādi atlikušās kļūdainās vietas ir jāsalabo manuāli, kuras uzskatāmi tiek izceltas pēc topoloģijas ratificēšanas.

Karšu ciparošana tiek veikta ArcMap programmā, kur par pamatu tiek izmantotas LKS-92 koordinātu sistēmā ģeoreferencētas kartes, un atsevišķos slāņos tiek ciparotas gan līnijas, gan punkti. Apstrādājot kartes, tika izvilktas augstuma horizontāles un lūzuma līnijas, kā arī, balstoties uz struktūrkompleksu kartēm izdalīti tektoniskie bloki (to izdalīšanas pamatprincipi apskatīti 3.3.1. nodaļā).

Maģistra darba izstrādes laikā atbilstoši metodikai nociparotas un apstrādātas sekojošas kartes:

- devona Pērnavas nogulumu virsmas struktūrkarte M 1:1 500 000 (Pērnavas virsma 500K);
- ordovika virsmas struktūrkarte M 1:1 500 000 (Ordovika virsma 500K).

Bez jau pieminētajām, tika izmantotas arī sekojošās valsts Ģeoloģijas dienesta izdotās ģeoloģiskās kartes:

- Pamatklintāja virsmas reljefa karte M 1:1 500 000 mērogā (Pamatklintāja virsma 500K);

- augšdevona Amatas svītas virsmas reljefa karte M 1:1 500 000 (Amatas virsma 500K);
- Kaledonijas struktūrkompleksa tektoniskā karte M 1:1 500 000 (Kaledonijas struktūrkomplekss 500K);
- Hercīnijas struktūrkompleksa tektoniskā karte M 1:1 500 000 (Hercīnijas struktūrkomplekss 500K).

Šīs kartes tika pielietotas kā pamats struktūrelementu apzināšanai, aprakstīšanai un izmantotas modelī, kā balsta virsmas, no kurām iegūti iežu izplatības laukumi, virsmu reljefs pēc izohipsām un disjunktīvo dislokāciju struktūras.

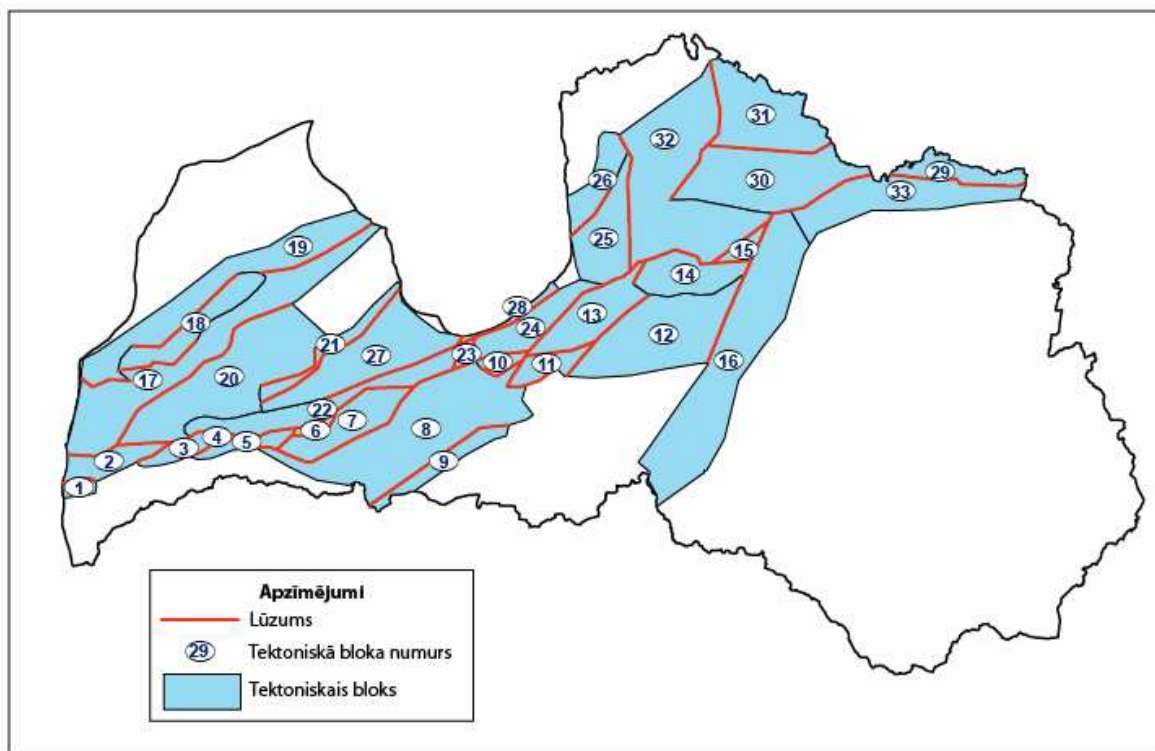
Kā otrs nozīmīgs datu avots tiks izmantots LVĢMC pieejamais urbumu datubāze, kura funkcionē *Oracle 8i* vidē. Datu bāze ietver informāciju par parametrisko, izpētes un ekspluatācijas, kā arī struktūrbūvumu administratīvo piederību, topogrāfiskos datus, stratigrāfiju un litoloģiju, ģeofizikālās izpētes rezultātiem un analīžu veidiem, konstrukciju un hidroģeoloģisko pētījumu datus: ziņas par ūdens saturošo horizontu, pazemes ūdeņu līmeni, filtrācijas parametriem, pazemes ūdeņu krājumiem un to ķīmisko sastāvu (LVĢMC, bez dat.).

Apskatot pieejamo datu kvalitāti un daudzumu, tika secināts, ka tas ir pietiekami liels, lai tos varētu izmantot modeļa izveidē, jo datu bāzē ir ietverta informācija, pēc kuras precīzi var iegūt nepieciešamās X, Y novietojuma koordinātes LKS92 koordināšu sistēmā un Z koordinātas, iegūstot interesējošā slāņa absolūto augstuma atzīmi attiecīgajā vietā. Šīs informācija atlasei un apstrādei tika izmantota MySQL datubāzu saskarnes datorprogramma HeidiSQL, kurā var sastādīt pieprasījumus, iegūstot nepieciešamo datu atlasu, kuru tālāk var izmantot Python programmēšanas valodas skriptos.

3.2. Izmantotās metodes

Maģistra darbā izvirzītā mērķa sasniegšanai sākotnēji tika veikta pieejamā kartogrāfiskā materiāla apkopošana un apstrāde atbilstoši vajadzībām, kā arī veikts urbumu izvērtējums (3.1. nodaļa). Tālāk, balstoties uz faktisko materiālu, tika izdalīti tektoniskie bloki, kuri izmantoti par pamatu turpmākajos darba izstrādes soļos. Ņemot vērā tektonisko struktūru galvenās iezīmes, izstrādāt 3D tektonisko bloku modelis, uz kura pamata veikta slāņkopu litoloģiskā un biezumu analīze.

3.3.1. Tektonisko bloku izdalīšanas principi



3.1.attēls. Izdalīto tektonisko bloku shēma (sastādījis autors).

Balstoties uz tektoniskajām struktūrkartēm (Brangulis un Konšins, 2002), tika apzinātas atsevišķu teritoriju kopīgās raksturiezīmes, pieejamais urbumu datu daudzums šajās teritorijās un agrāk izdalīto starpreģionālo tektonisko elementu klasifikācija. Galvenie tektoniskie bloku izdalīšanas kritēriji bija šādi:

1. pārvietojuma amplitūda pa lūzuma plakni;
2. bloka prioritāte;
3. mazu, lokālu struktūru pievienošana lielākām struktūrām;
4. blakus esošu struktūrelementu apvienošana, ja tiem ir līdzīga uzbūve un pa to

atdalošo lūzumu pārvietojums ir mazs.

Balstoties uz šiem kritērijiem tika izdalīti 33 tektoniskie bloki (3.1. att.). Analizējot pārvietojumu lielumus pa lūzumu plakni, tika pieņemts izdalīt tektoniskos blokus struktūrām, kurām pārvietojums ir vismaz 20 – 40 m, taču tas nav viennozīmīgs kritērijs, jo Hercīnijas struktūrkompleksa deformācijas daudzviet nepārsniedz minētos apjomus. Tāpat tika ņemta vērā bloka prioritāte, kas tika uzskatīta par vienu no galvenajām vadlīnijām, t.i. izdalot vai neizdalot attiecīgo tektonisko elementu, netiktu iegūta nepareiza kopējā struktūru interpretācija. Tāpat tika veikta mazo struktūru pievienošana lielākām ar nosacījumu, ka netiek zaudēta kopējā interpretācija.

Ņemot vērā augstāk pieminētos izdalīšanas principus, tektonisko bloku robežas tika izvilktas ArcGIS vidē, lai iegūtos vektordatus tālāk varētu izmantot datormodeļa izveidē. Šie

izvirzītie principi tika ievēroti, lai tektonisko apstākļu interpretācija kopumā nezaudētu savus galvenos veidošanās noteikumus un lai būtu iespējams raksturot kopējo attīstības ainu. Tādējādi struktūras ar mazāku izplatības laukumu bija iespējams apvienot, saglabājot bloku prioritāti. Tektoniskajiem blokiem ar lielāku platību un izteiktāku uzbūvi uz apkārtējo bloku fona tika piešķirta lielāka prioritāte, iegūstot tālākās izdalīšanas vai apvienošanas vadlīnijas.

Par pamatni tika izmantota Kaledonijas struktūrkompleksa tektoniskā karte (Brangulis un Konšins, 2002), kurā ir attēloti galvenie struktūrelementi, lūzumi un lokālās struktūras, lai iegūtu aptuvenās izdalīto bloku robežas, un tie būtu pamatoti ar agrāk sastādīto kartogrāfisko materiālu.

Tā kā tektonisko bloku trīsdimensiju modeļa virsmu absolūtās augstuma atzīmes tika iegūtas no urbumu datiem, bija svarīgi apzināt urbumu skaitu katrā blokā, lai varētu veikt pēc iespējas precīzāku augstuma atzīmju interpolāciju un ekstrapolāciju katra bloka ietvaros. Situācijās, kad urbums atradās tieši blakus izdalītajam blokam, un tas neietilpa nevienā citā blakus izdalītajā elementā, tika koriģēta bloka izplatība, ietverot šo urbumu, tādējādi palielinot interpolācijas punktu skaitu.

Apskatot tektoniskās attīstības apstākļus Latvijā un izveidojot pamatmateriālu tektonisko bloku trīsdimensiju modeļa vajadzībām, bija nozīmīgi izvērtēt nepieciešamo apjomu tā, lai iegūtie rezultāti atspoguļotu pareizu priekšstatu par esošo situāciju. Vietās ar mazu izpētes datu apjomu un kartogrāfiskos materiālos lūzumu struktūras ir attēlotas kā iespējamās, tektoniskie bloki netika izdalīti. Tāpat netika ietvertas struktūras, ja tās atradās tālu no kopējās izdalītās bloku kopas, bija izmēros salīdzinoši mazas un nebija pieejams pietiekošs urbumu datu apjoms, lai šīs struktūras varētu korekti atspoguļot.

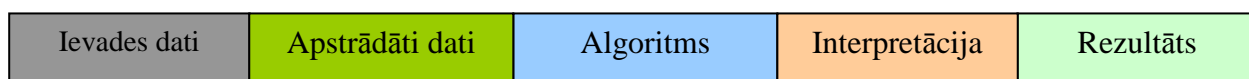
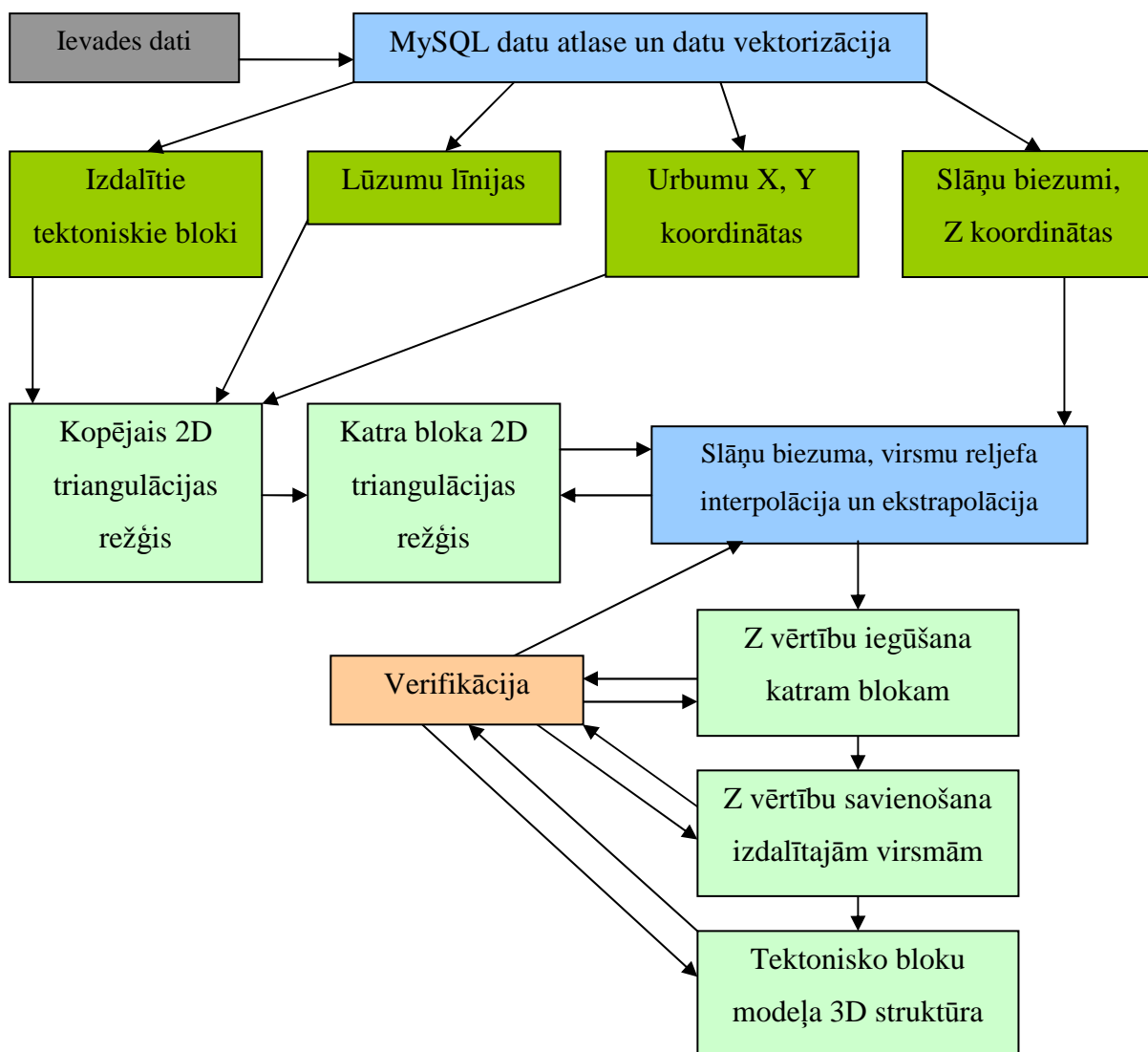
3.3.2. Tektonisko bloku 3D modeļa izveides metodoloģija

Tektonisko bloku trīsdimensiju modelis izveidots modelēšanas sistēmā MOSYS, kas izstrādā PUMA projekta ietvaros. MOSYS modelēšanas sistēma ir paredzēta ģeoloģisko struktūru izveidei un dažādu aprēķinu veikšanai (Seņņikovs, 2011). Modeļa izstrādes gaitā atsevišķu virsmu datu apstrādei un sagatavošanai papildus tika izmantota datorprogrammas MeshEditor un HiFIGEO, kuras ir paredzēta modeļa režģu izveidei, analizēšanai un koriģēšanai (PAIC, bez dat.). Abas datorprogrammās ir izstrādātas SIA "Procesu analīzes un izpētes centrs" (PAIC), kas tiek pielietotas Baltijas Artēziskā Baseina 3D ģeoloģiskās struktūras modeļa izveidē projekta PUMA ietvaros.

Maģistra darbā izstrādātais tektonisko bloku modelis izveidots modeļsistēmā, kurai par pamatu ir *python* programmēšanas valoda. *Python* skriptu valoda ir balstīta uz algoritmizētu pieeju, sastādot dažādas sintakses un komandas ar iespēju tās atkārtot. Sistēmas

pamatā komandas tiek vispārinātas no detalizētām operācijām, tādējādi ļaujot skriptu saglabāt konsekventu, vienkāršojot pielietojumu (Dēliņa et al, 2011).

Modeļa izveides metodiskie principi apskatīti 3.2. attēlā, kurā redzami secīgi veicamie soļi. Tie savstarpēji ir neatkarīgi un tos ir iespējams atkārtot. Sākotnēji nepieciešami ievades dati, kuri tiek apstrādāti un tiek ietverti algoritmā. Tālāk visas vektorizētās punktu, līniju un poligonu datnes tiek apvienotas vienā datnē, un, norādot režģa izšķirtspēju, tiek izveidots 2D režģis, kas ir par pamatu turpmākajai virsmu reljefa un slāņu biezuma izveidei. Lai tiktu veikta pareiza Z koordinātu interpolācija un ekstrapolācija katra bloka ietvaros, kopējās režģis pēc bloku identifikatoriem tiek sagriezts atsevišķos elementos. Katram atdalītajam blokam manuāli tiek atrasti tajā esošie urbumi, kurus atlasot MySQL datu bāzē tiek iegūtas X,Y un Z vērtības. Tās tālāk tiek interpolētas un ekstrapolētas iegūstot virsmas reljefu individuāliem blokiem. Šo procedūru veic katrai modelī definētajai virsmai, pēc tam elementus apvieno pa virsmām, iegūstot 3D ģeoloģisko virsmu kopu. Kā beidzamo veic struktūras ģenerāciju, kurā iegūst tektonisko bloku modeļa struktūru, kuru iespējams vizualizēt HIFIGeo programmā.



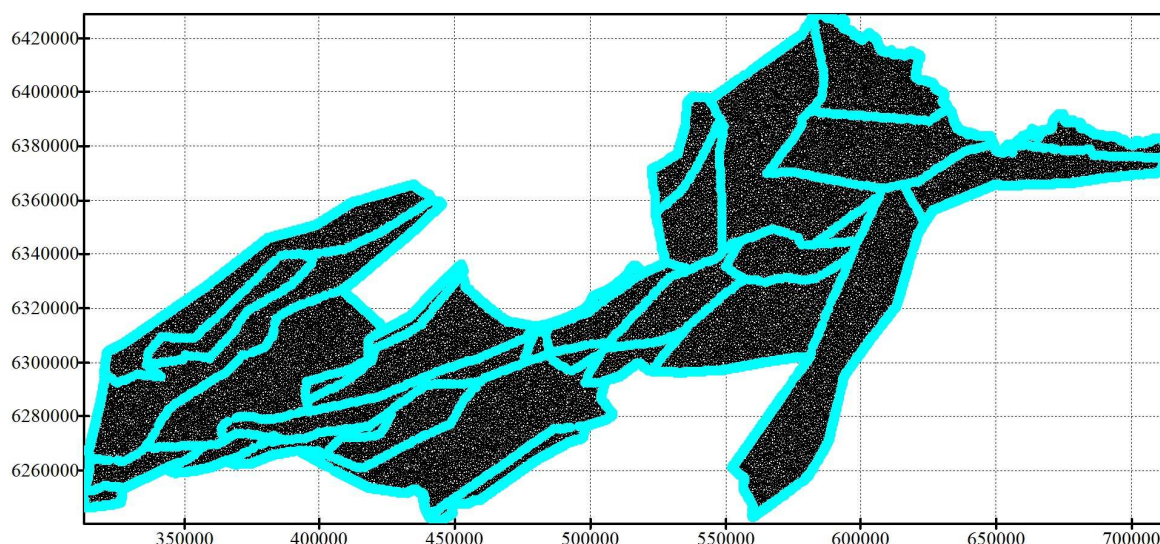
3.2. attēls. Tektonisko bloku modeļa izveides, verifikācijas un datu implementācijas shēma
(sastādījis autors).

3.3.3. Modeļa režģa izveide

Par pamatu modeļa izveidei ir nepieciešams triangulācijas režģis, kuru iegūst, apvienojot visus nepieciešamos līniju, poligonu un punktu datus, un ar algoritma palīdzību tiek iegūts pamata režģis. Maģistra darbā izstrādātā modeļa gadījumā tika ietverta Latvijas sauszemes robeža, tektonisko bloku kopa un lūzumu līnijas, un šīs datnes izmantotas tālākajā neregulāra trijstūru režģa izveidē.

Veidojot pamata režģi, tika izmantota līniju datu informācija – lūzumu, izdalīto tektonisko bloku poligonu un Latvijas valsts robežas līnijas. Par režģa sākotnējo ārējo robežu

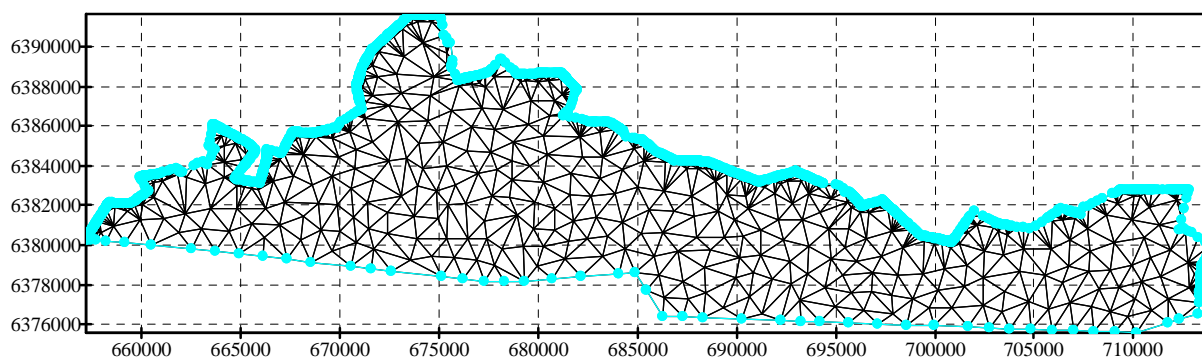
pieņemta Latvijas sauszemes robeža. Tālāk ietvertas bloku kopas un katra bloka poligona robežlīnija, kā arī kartēs definētās lūzumu līnijas, un veikta triangulācija, kurā poligoni starp apvienotajām, režģa veidojošajām līnijām tika sadalīti trijstūros. Trijstūru malu garums nav lielāks par 1 – 4 km un to maksimālais laukums nav lielāks par 10 km, bet minimālais nav mazāks par 30 m, tādējādi iegūstot kontrolētu režģa detalizāciju.



3.3. attēls. Tektonisko bloku modeļa triangulācijas režģis (sastādījis autors).

Veidojot režģi, līniju apvienošanas operācijā iespējams norādīt līniju toleranci, kas nodrošina līniju savstarpēju piesaisti - gadījumos, kad līnijas, kurām būtu jāpārklājas, dažādu iemeslu dēļ ir novirzījušās, tās tiek savietotas vienādās koordinātās. Tas mēdz gadīties dažādu failu tipu, koordinātu tīkla nesaistes un datu importēšanas dēļ. Visos gadījumos līniju apvienošanas operācijās piešķirtā tolerance ir 500 m. Līdz ar to 3.3. attēlā redzamās gaiši zilās līnijas ir sākotnēji definētās robežlīnijas (Latvijas sauszemes robeža, bloku kopas un katra bloka poligoni, lūzumu līnijas) ģeneralizētas ar konstantu toleranci. Tāpat režģa ģeneralizācijā izmantota operācija, kas izslēdz trijstūru izveidi, kuru kāds no iekšējiem leņķiem ir mazāks par 12 grādiem, lai izvairītos no daudz mazu trijstūru ģenerēšanas pie līniju krustpunktiem.

Tā kā katram no 33 izdalītajiem blokiem interpolācija jāveic atsevišķi, lai izslēgtu augstuma vērtību interpolāciju pāri lūzumu struktūrām, tad kopējais režģis pa izdalītajām tektonisko bloku līnijām tika sagriezts atsevišķos režģos. Tādējādi tiek iegūti 33 atsevišķi modeļa režģi, uz kuriem tālāk tika veikta interpolācija.



3.4. attēls. **Modeļa triangulācijas režģis tektoniskajam blokam Nr. 29** (sastādījis autors).

Izstrādātajam tektonisko bloku modelim visos blokos ir piemērota vienāda režģa izšķirtspēja. To veido dažādas formas trijstūri un to izmēri krasi neatšķiras (3.4. att.). Gaiši zilā krāsā attēlotie ir režģa robežlīniju punkti, kas atrodas uz poligona malām. Vietās, kur līnija ir daudzkārt lauza kā, piemēram, Latvijas robeža, palielinās punktu intensitāte. Tas veidojas tāpēc, ka datu ievadē līnija ir bijusi ar liektām formām, taču režģa uzbūvē tādas nav iespējamās. Tāpēc liektās līnijas automātiski tiek pārveidotas par lauztām, saglabājot galveno formu. Veidojoties sīkākiem nogriežņiem, katrs nogrieznis kļūst par šaurleņķa trijstūra īsāko malu, tādējādi veidojot režģa punktu sabiezinājumu.

3.3.4. Izmantotās interpolācijas metodes

Jāņem vērā, ka reālās augstuma atzīmes interpolējot tiek aproksimētas, tādēļ interpolētās virsmas sniedz tikai aptuvenu atspoguļojumu reālajai situācijai. Rezultāta pareizība ir atkarīga no pieejamās datu kopas lieluma un kvalitātes. Tādējādi reģionos ar mazāku datu apjomu absolūtās augstuma atzīmes tiks interpolētas visā apgabalā, balstoties uz pieejamajiem datiem un veidojot nobīdi no reālās situācijas (Caumon, 2010; Timuhins u.c., 2011).

Tā kā bloku augstuma atzīmju interpolēšanā tika izmantoti tikai urbumu punktveida dati, tika pielietota lineārā interpolācija. Tajā attālums starp diviem punktiem tiek pieņemts par taisnu līniju no punktveida datiem. Tā ir standarta pieeja topogrāfiskajām kartēm, kur starp relatīvi atšķirīgām vērtībām un zinot krituma izmaiņas, tiek interpolēta taisna līnija starp kontroles punktiem. Tāpat lineāro interpolāciju var veikt, ja ir 3 vai vairāk punktveida dati (Groshong, 2006).

Virsmu augstuma atzīmes jeb Z vērtības tik interpolētas katram izdalītajam blokam atsevišķi, atlasot tajā esošos urbumu datus manuāli MYSQL urbumu datu bāzē, tādējādi izslēdzot nepareizu vērtību interpolāciju bloka ietvaros un nezaudējot relatīvos pārvietojumus pa lūzumu plaknēm. Gadījumos, kad bloka ietvaros nebija vismaz 3 urbumu dati, tika pieņemta esošā 1 vai 2 urbumu augstuma atzīmju vidējā vērtība, un interpolēta visā blokā kā taisna virsma.

Katra bloka ietvaros pēc vērtību interpolācijas seko ekstrapolācija, kas nodrošina augstuma atzīmju iegūšanu katram režģa elementam uz bloka malām. Tādējādi, ja punktveida dati ir koncentrēti bloka vidusdaļā, tiek iegūtas vērtības visam blokam.

Kad interpolācija un ekstrapolācija katram blokam ir veikta, katras izdalītās virsmas elementu Z vērtības tika apvienotas vienā datnē, iegūstot kopējo virsmu ar augstuma atzīmēm. Šāda pieeja ļauj izslēgt vērtību interpolāciju pār lūzumu līnijām, rezultātā iegūstot pareizas augstuma atzīmes un relatīvos pārvietojumus starp lūzumu blokiem.

Iegūstot sākotnējos rezultātus, tika nolemts veikt Z vērtību gludināšanu, pielietojot gludināšanas funkciju, jo datu nehomogenitātes dēļ veidojās krasas vērtību svārstības, kuras nebija ģeoloģiski pamatotas. Tādēļ katra virsma tika gludināta vienu reizi, kas stipri neietekmē kopējo ģeoloģisko ainu, ja turpmākajos darbos nav vitāli svarīgs modeļa rezultāti izvērtējums ar urbuma datiem (Groshong, 2006).

3.3.5. Lūzumu struktūru analīze

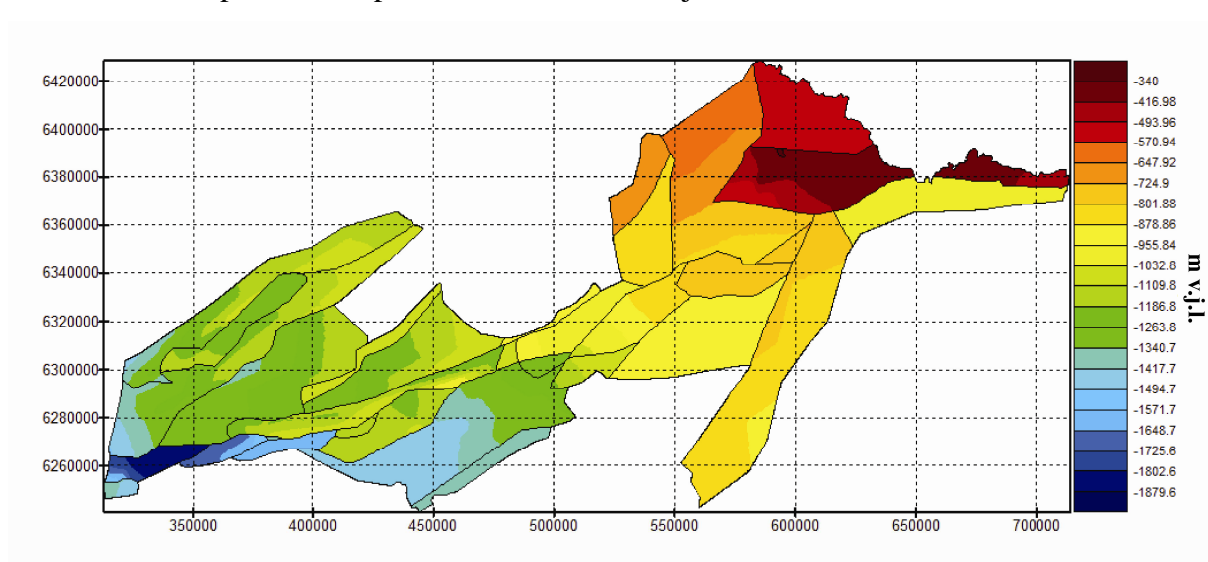
Latvijas teritoriju vairākkārt ir skāruši intensīvi tektoniskie procesi, kurus ir pamats uzskatīt kā kompresīva režīma. Tāpēc šo struktūru interpretācijā drīkst pielietot reverso lūzumu analizēšanas modeļus, kuri atbilst šāda veida režīmam. Lai to varētu veikt tika sastādītas lūzumu vērsumu rožu diagrammas, pēc kurām iespējams noteikt galvenās sprieguma orientācijas, kas ierosinājušas šo struktūru attīstību. Dati par lūzumu orientāciju iegūti no VĢD sastādītajām struktūrkartēm (Brangulis un Konšins, 2002). Nociparotajiem lūzumiem ArcMap datorprogrammā ar *Directional Mean* funkciju tiek iegūts katra lūzuma galvenais orientācijas leņķis, kuri tālāk izmantoti, lai sastādītu rožu diagrammas.

4. REZULTĀTI

4.1. Tektonisko bloku 3D modelis

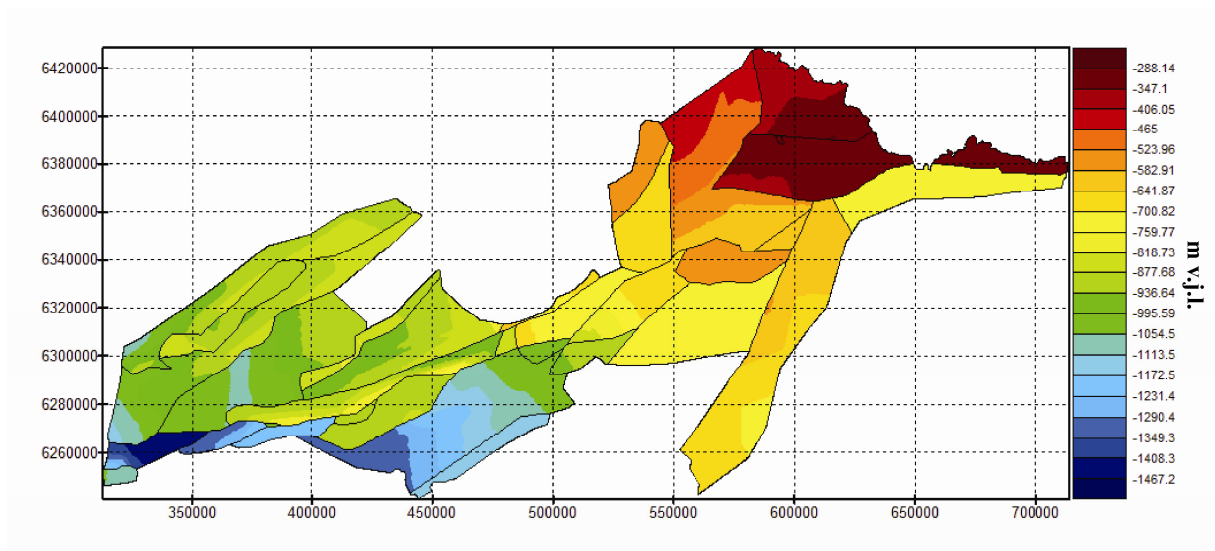
Kopumā modeļa struktūra sastāv no 269190 režģa punktiem. Modelis sastāv no 4 slāņiem, kuri ir sadalīti 33 blokos, balstoties uz tektonisko struktūru izplatību. Kā viens no galvenajiem izvirzītajiem pētījuma uzdevumiem bija izveidot tektonisko bloku modeli, lai ar tā palīdzību būtu iespējams analizēt biezuma un blokveida uzbūves neregularitātes. Tā kā pētāmās virsmas tika iegūtas tikai no urbumu datiem, vispirms tika apzinātas virsmas, kuras labi atspoguļojas griezumā, tām būtu plaša izplatība visā izpētes teritorijā un tām būtu līdzīga uzbūve.

Modelis labi parāda galvenās tektoniskās struktūras, to uzbūvi un pārvietojumus pa lūzumu plaknēm. Tāpat tas ir veiksmīgi pielietojams Kaledonijas struktūrkompleksa slāņkopu biezumu analizēšanai un struktūru uzbūves izzināšanai pie nosacījuma, ja ir pietiekoši daudz urbumu dati, lai precīzi interpolētu bloku virsmas reljefu.



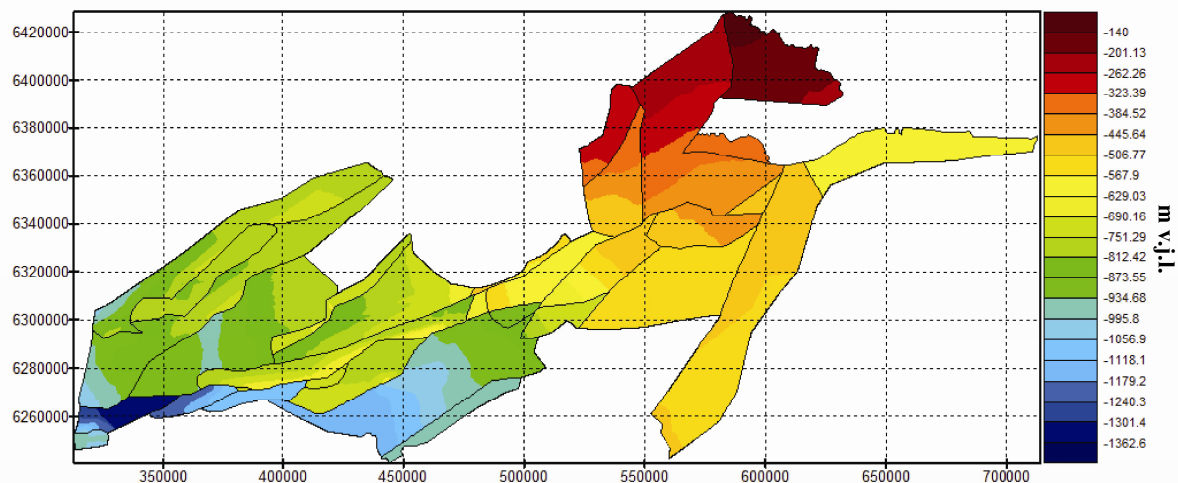
4.1. attēls. Kristāliskā pamatklintāja virsmas tektonisko bloku datormodelis (sastādījis autors).

Par tektonisko bloku 3D modeļa pamatu tika pieņemta kristāliskā pamatklintāja virsma (4.1. att.), kurā labi atspoguļos tektonisko notikumu galvenās iezīmes. Kopumā virsmas reljefa iegūšanai izmantoti 153 no 209 MYSQL datubāzē pieejamiem urbumiem, kas sasniedz pamatklintāja virsmu un atrodas pētāmajā teritorijā.



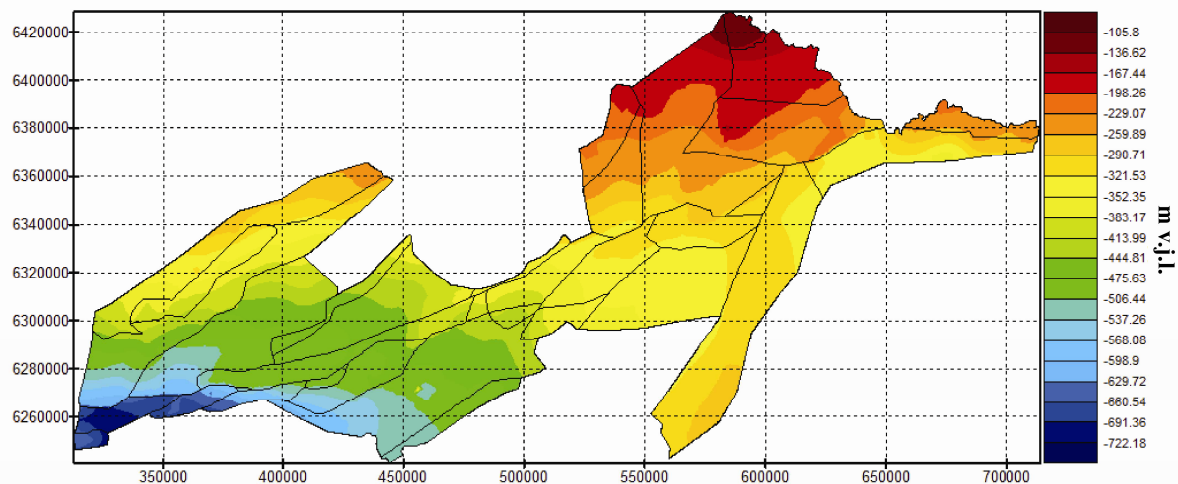
4.2. attēls. Tektonisko bloku modeļa O₂ virsma (sastādījis autors).

Kā otra virsma tika izveidota vidējā ordovika virsma (4.2. att.), ietverot 195 no 281 MySQL datu bāzē pieejamajiem urbumiem, kas sasniedz O₂ virsmu. Tā tika izvēlēta, jo sedimentācijas pārtraukums starp augšējā un vidējā Ordovika nodaļām Latvijas teritorijā ir nenozīmīgs (Гайлите и др., 1987) virsma ir mazāk erodēta kā augšējā ordovika virsma, kuras virsma ir ievērojami saposmota Latvijas ZA un īpaši Igaunijas teritorijā globālās jūras regresijas vēlā Ordovika ledus laikmeta (Hirnantijas) ietekmē (Brenchley un c., 2003; Harris un c., 2004; Tuuling & Flodén, 2007). Sākotnēji, erozija O₃ dominēja Latvijas ZA, kas arī redzams silūra virsmās (Puura et al., 1999). Tāpat šī virsma tika izvēlēta tāpēc, ka vidējā ordovika virsmā esošie ieži litoloģiski atšķiras no vēlā ordovika pamatnes iežiem, tādējādi samazinot kļūdainas interpretācijas iespējamību urbumos. O₂ virsmā dominē galvenokārt detritisks kaļķakmens, turpretim vēlā ordovika pamatnē konstatējams merģelis, argilīts, kaļķakmens un mālais kaļķakmens. Kopumā nav novērojamas krasas atšķirības starp kristāliskā pamatklintāja un vidējā ordovika virsmām, jo ordovika reljefs ir pārmantots no zemāk esošajām virsmām.



4.3.attēls. **S₁ virsmas tektonisko bloku datormodelis** (sastādījis autors).

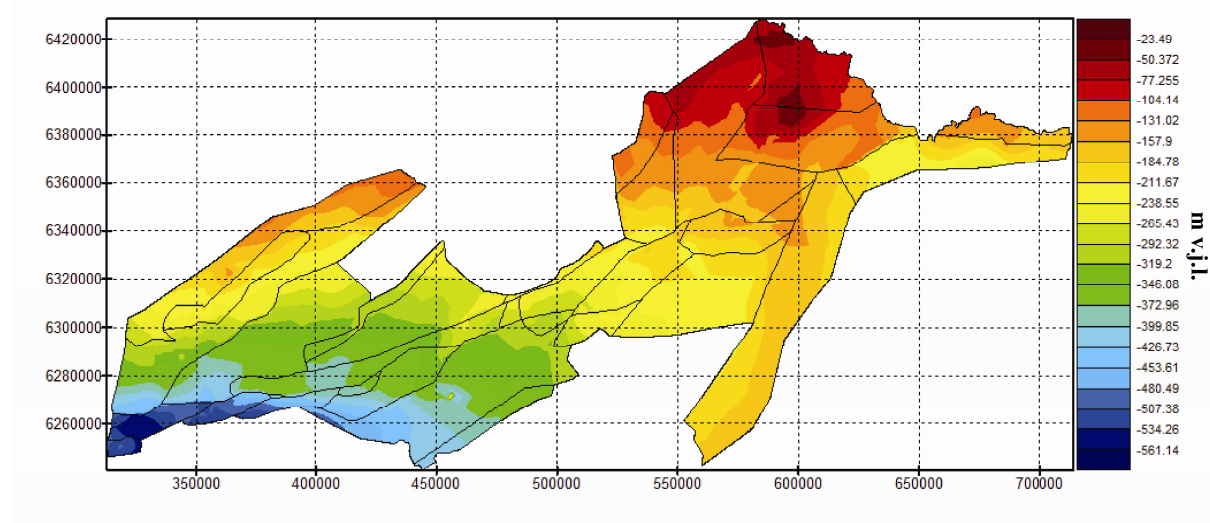
Lai labāk raksturotu Kaledonijas struktūrkompleksu kā trešā tika izveidota S₁ virsma (4.3. att.) pēc līdzīgiem kritērijiem kā O₂. Kaut arī šī virsma vietām ir erodēta (Гайлите и др., 1987), tā ir pietiekami izteikta šāda modeļa prasībām. Salīdzinot ar citām slāņkopām, redzams, ka 29. tektoniskā bloka apgabalā esošie ieži ir erodēti, un erozijas ir notikusi arī uz rietumiem, kur 30. bloks lielākoties ir erodēts (pēc 3.1. att.). Redzamas likumsakarības ar otrā ordovika virsmu, kurā erozija novērojama Latvijas Z un ZA, ka šī Latvijas daļa ir bijusi pacelta visvairāk, kā dēļ norisinājusies aktīva iežu denudācija. Līdz ar to veicot biezuma un litoloģisko analīzi ir jāņem vērā apkārtējo virsmu iespējamo erozijas pakāpi.



4.4.attēls. **D_{2pr} virsmas tektonisko bloku datormodelis** (sastādījis autors).

Salīdzinot apakšējā silūra virsmu, vidusdevona Pērnavas svītas virsmā (4.4. att.) virsmas erozijas pazīmes nav novērojamas. Šajā laika posmā tektoniskā situācija bija stabilizējusies un norisinājās tikai nogulumu akumulācija. Konstatējamām lūzumu struktūrām amplitūdas ir salīdzinoši nelielas - tās variē no 20 līdz 100 m. Kaut arī otrā devona Pērnavas svīta ir pieskaitāma pie Hercīnijas struktūrkompleksa, tika saglabāti pēc Kaledonijas

struktūrstāva izdalītie tektoniskie bloki, tādējādi vienkāršojot tālāko analīzi. Pēc šāda principa, interpolējot bloku vērtības no urbumu datiem, pieļaujama iespējamo reaktivēto struktūru apstiprināšana gadījumos, kad agrāk veiktajos pētījumos tās nav pamanītas vai ratificētas. Agrāk veiktajos pētījumos šīs struktūras ir norādītas, kā iespējamās, un jaunveidoti lūzumi nav konstatējami, kas norāda uz lūzumu reaktivāciju Hercīnijas laika posmā (Brangulis un Konšins, 2002). Salīdzinot ar otrā ordovika un pirmā silūra virsmām, šajās lūzumu struktūras ir labāk pamatotas, jo ir pieejams lielāks izpētes datu blīvums. Visas konstatētās struktūras pilnībā vai daļēji apstiprina urbumu dati, kas parāda augstuma atzīmju izmaiņas starp urbumiem, kuri katrs atrodas lūzuma savā pusē.



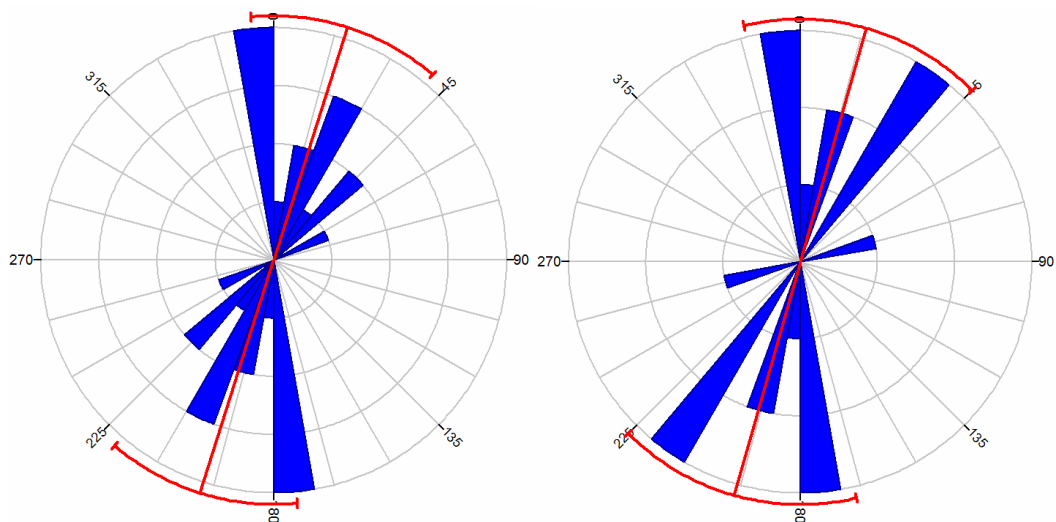
4.5.attēls. D₂nr virsmas tektonisko bloku datormodelis (sastādījis autors).

Vidusdevona Narvas svītas datormodeļa virsma (4.5. att.) veidota no urbumu datu bāzē atlasītajām Narvas slāņa virsmas un pamatnes augstuma vērtībām, iegūstot slāņa biezumu, kas tiek pieskaitīts Pērnavas svītas virsmai. Šāda pieeja ir korekta, ņemot vērā, ka abās virsmās erozija visdrīzāk ir nenozīmīga, balstoties uz K. Tanavsuu – Milkevicienes pētījumiem, šajā laikā bija konstatējamas sebhas, taču marīnie apstākļi bija īslaicīgi (Tānavsuu-Milkeviciene et al, 2008; Tānavsuu-Milkeviciene et al, 2009).

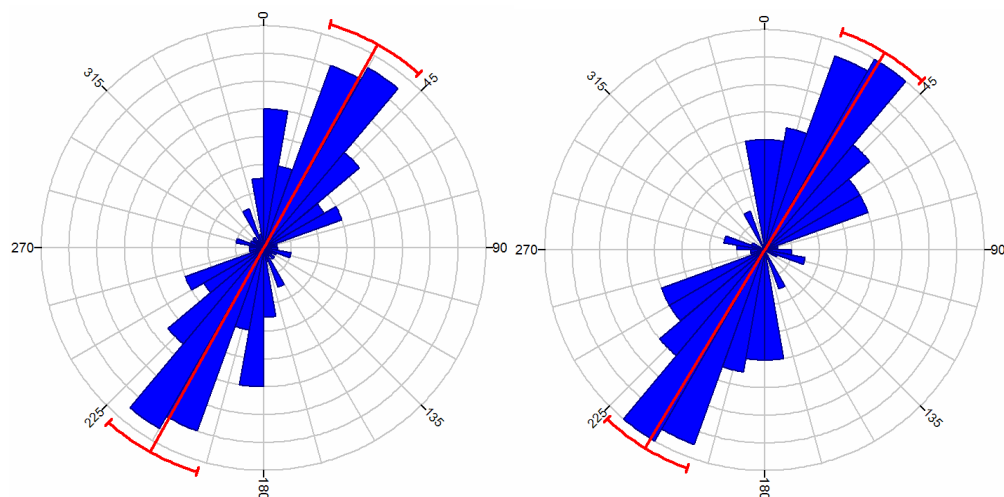
Tāpat kā Pērnavas svītas virsmā lūzumu struktūru amplitūdas variē no aptuveni 20 līdz 100 m. Lielākie pārvietojumi konstatējami Smiltenes – Apes lūzumam, kas, kā jau minēts iepriekš, ir ar lielāko pārvietojumu.

4.2. Lūzumu orientācija

Lai apskatītu lūzumu struktūru attīstību, sākotnēji tika sastādītas lūzumu vērsumu rožu diagrammas, kas kalpo kā materiāls spriegumu konstruēšanai un ļauj novērtēt lūzuma līniju savstarpējo korelāciju.



4.6. attēls. D_{3am} un D_{2pr} virsmās atsedzošo lūzumu orientācija (sagatavoja autors).

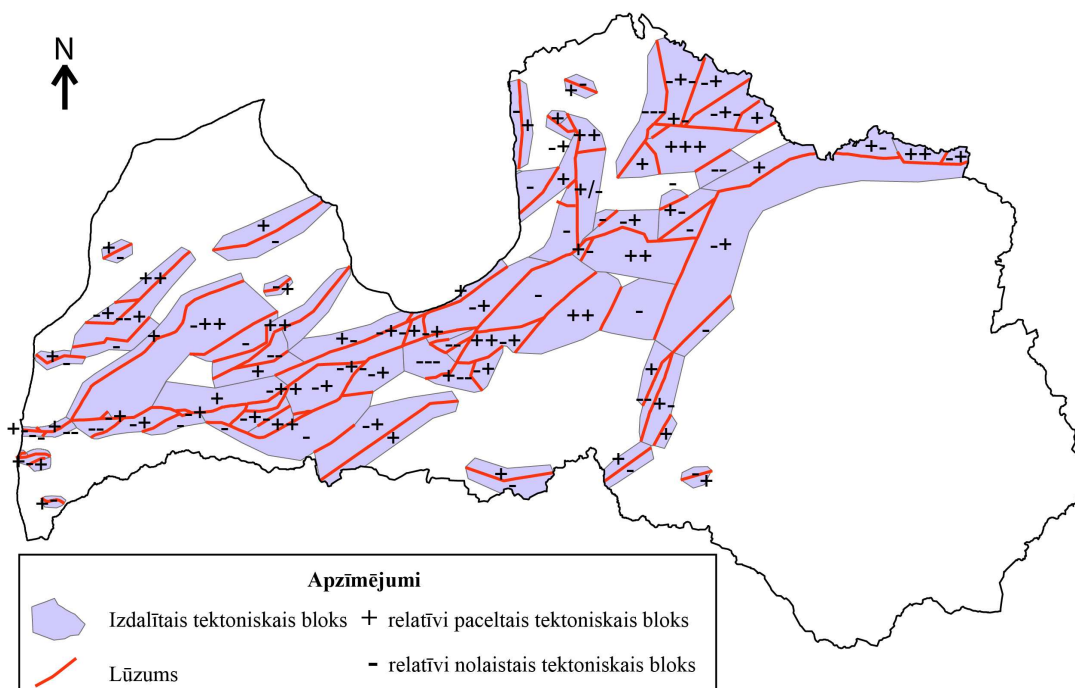


4.7. attēls. Ordovika un kristāliskā pamatklintāja virsmās atsedzošo lūzumu orientācija (sastādījis autors).

Ordovika un kristāliskā pamatklintāja rozes diagrammas tika sastādītas no 131 lūzuma datiem, kuri iegūti no VĢD sagatavotajām struktūrkartēm (Ordovika virsma 500K; Pamatklintāja virsma 500K). Hercīnijas struktūrkompleksa diagrammas tāpat iegūtas no struktūrkartēs pieejamiem 8 lūzumiem (Amatas virsma 500K; Pērnavas virsma 500K).

Rozes diagrammās ir vērojama interesantas atšķirības starp Kaledonijas (4.6. att.) un Hercīnijas (4.7. att.) struktūrkompleksu lūzumu orientācijām. Kaledonijas struktūrstāva lūzuma līniju orientācijā ir novērojama ļoti laba sakritība, un kopumā tie ir orientēti DR – ZA virzienā. Turpretim Hercīnijas lūzuma līniju orientācijas raksturs ir nedaudz atšķirīgs. Ir novērojami 2 izteikti maksimumi DDA – ZZR virzienā, kas ir pietiekami statistiski nozīmīgi neskatoties uz to, ka Hercīnijas struktūrkompleksa lūzumu skaits ir ievērojami mazāks.

4.3. Lūzumu struktūru analīze



4.8. attēls. **Tektonisko bloku relatīvo pārvietojumu attiecību shēma** (sastādījis autors).

Sākotnējai lūzuma struktūru interpretācijai tika sastādīta shēma (4.8. att.), kurā tika atainoti relatīvie bloku pārvietojumi gar lūzumiem. Kopumā tika izdalīti 107 tektoniskie bloki, kuru funkcija bija atainot Latvijas tektonisko uzbūvi pa tektoniskajiem blokiem un to savstarpējās attiecības, kurš pret kuru bloku ir ticis pacelts vai nolaists. Shēmā redzamais apzīmējums „+” norāda, ka bloks ir ticis relatīvi pacelts pret lūzuma otrā pusē esošo bloku, kurš ir relatīvi pārvietots uz leju, un tas ir atzīmēts ar simbolu „-”. Tā kā situācija ir samērā komplicēta, tad vietās, kur robežojas vairāki izdalītie tektoniskie elementi, tika izstrādāta pieeja - sākt analizēt ar bloku, kurš atrodas visvairāk uz ziemeļiem un procedūru veikt pulksteņrādītāja virzienā. Tādēļ viena bloka ietvaros parādās vairāki „+” vai „-”.

Kurzemē pārsvarā lūzuma Z pusē esošais bloks ir pacelts uz augšu. Līdz Liepājas – Rīgas – Pleskavas lūzumu zonas struktūrai, kur pārvietojumi ir krasī lielāki, veidojas savdabīga kāple – bloka Z mala ir relatīvi vairāk iegrimusi kā D. Tas konstatējams visiem blokiem šajā reģionā. Atšķirīga situācija ir vērojama lūzumu zonas dienvidu pusē, kur relatīvās tektonisko bloku attiecības ir pretējas. Vairumā gadījumos novērojams, ka D bloks ir ticis pacelts attiecībā pret lūzuma Z pusē esošo bloku. Šādās raksturiezīmes konstatējamas gar Liepājas – Rīgas – Pleskavas lūzumu zonu visā Kurzemē un Vidzemē aptuveni līdz Siguldai. No tā var secināt, ka Liepājas – Rīgas – Pleskavas lūzumu zonu iezīmē centrālo vertikālo tektonisko pārvietojumu asi Latvijas teritorijā, kas sakrīt ar secinājumiem citos pētījumos (Brangulis un Brio, 1981; Brangulis un Konšins, 2002)

Latvijas ZA situācija ir komplicētāka un grūtāk dešifrējama, taču tā ir līdzīga un raksturīga visai Baltijas sineklīzes teritorijai. Galvenās atšķirības ir novērojamas lūzumu orientācijā, jo tie ir vērsti nedaudz vairāk D – Z virzienā. To ietekmē Baltijas vairoga dienvidu nogāze, kuru no Baltijas sineklīzes norobežo Valmieras un Burtnieku lūzumi un Valmieras – Lokno valnis, nedaudz izmainot lūzumu orientāciju un bloku relatīvo attiecību likumsakarībām atšķirībā no pārējās Latvijas. Tā relatīvi ir zemāk kā Baltijas sineklīze, tāpēc tektonisko bloku relatīvās attiecības ir savādākas, kā citviet Latvijā. Pašā Baltijas sineklīzes lūzumos novērojams, ka vairumos gadījumu A bloks ir pacelts pret R bloku.

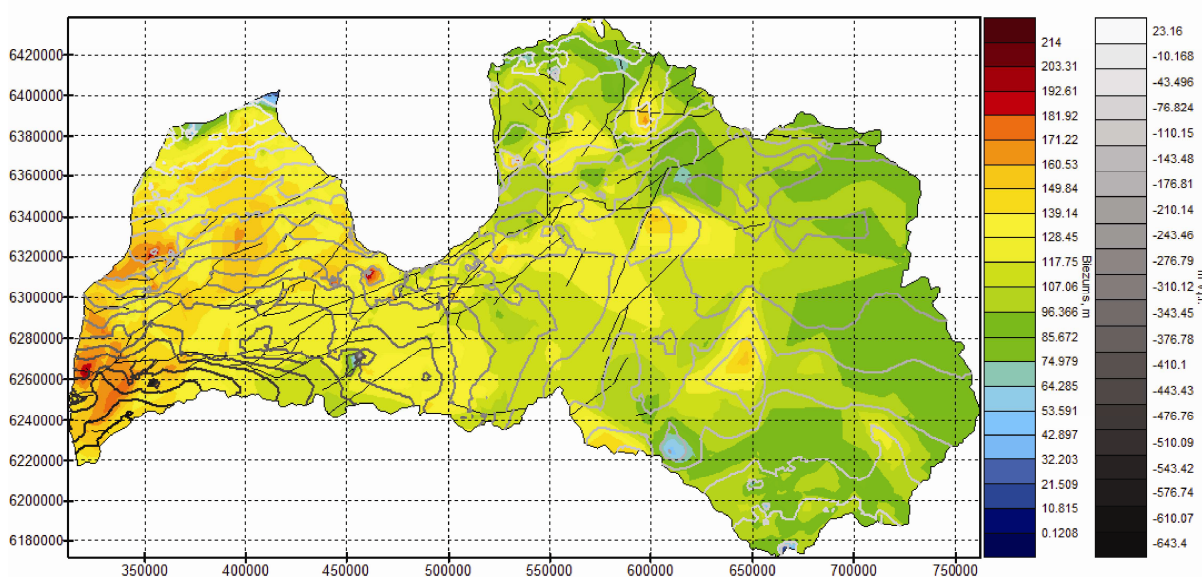
Lūzumu pārvietojumu lielumi Latvijā ir ļoti atšķirīgi. Ja Hercīnijas struktūrā tie nepārsniedz 100 m, tad Kaledonijas struktūrkompleksā konstatējami lūzumi ir līdz pat 700 m lielas amplitūdas. Kā jau minēts lielākās deformācijas vērojamas Liepājas – Rīgas – Pleskavas lūzumu zonā. Kurzemes pašos DR konstatējamie pārvietojumi sasniedz aptuveni 400 m, un tie ZA virzienā samazinās – pie Kalnciema ap 200 m, Vidzemes DR aptuveni 100 – 150 m. Tāpat arī Vidzemes centrālajā daļā, pie Inčukalna pacēluma, struktūru amplitūdas ir ap 100 m, taču situāciju krasi ietekmē Gulbenes depresija, kur Ērgļu un Smiltenes – Apes lūzumiem pārvietojumi vidēji sasniedz ap 400 un pašos Latvijas ZA – 700 m. Citviet Latvijā, Kurzemes dienvidu daļā un Vidzemes ziemeļos lūzumu pārvietojumi vidēji ir ap 50 - 60 m un retos gadījumos sasniedz 200 m.

4.3. Slāņkopu litoloģiskā un biezumu analīze

Slāņkopu analīze tika veikta, lai varētu noskaidrot struktūru attīstību, jo biezumu izmaiņas norāda uz iespējamām deformācijas struktūru veidošanās laiku un attīstību, kā arī pēc erozijas virsmām ir iespējams pateikt iespējamās zemes virsmas celšanās vai grimšanas etapus. Tika analizēti apgabali, kur novērojamas krasas biezumu izmaiņas ar mērķi noteikt iespējamās zemes virsmas celšanās vai grimšanas etapus. Gadījumos, kad slāņa biezumi lūzumu struktūrās sakrīt gan vienā gan otrā iežu blokā, pieņemts, ka nogulumi uzkrāšanos nav ietekmējis pārvietojums gar lūzumu. Analizējot biezumus tika konstatēts, ka visiem slāņiem ir novērojamas lielākas vai mazākas biezumu izmaiņas. Vismazākās izmaiņas ir konstatētas no agrā ordovika līdz Prišdolas nodaļas (S₄) silūra nogulumiežu slāņkopās. Šo slāņkopu biezumi ir izturēti visā Latvijas teritorijā, izņemot Vidzemes ZA, kur novērojams liels sedimentācijas pārtraukums. Tāpat slāņkopu biezumi samazinās Latgalē DA virzienā, un sedimentācijas pārtraukums jau ir vērojams ar agrā silūra virsmu, taču nav liecību par lūzumu struktūrām. Tas saistīts ar to, ka kristāliskā pamatklintāja virsma atrodas aptuveni 600 – 700 m dziļumā.

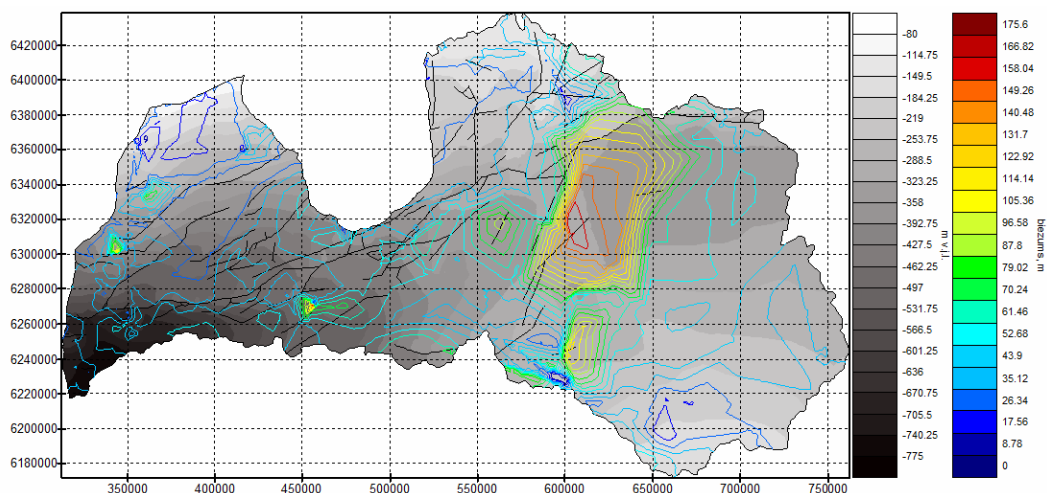
Lielākās slāņkopu biezumu izmaiņas konstatējamas uz augšējā silūra (nodaļas nosaukums) un apakšējā devona Gargždu sērijas robežas, kas atbilst Kaledonijas struktūrkompleksa beigām. Vērojami plaši sedimentācijas pārtraukumi un ļoti lielas Kaledonijas struktūrkompleksa slāņkopas augšējās daļas biezumu svārstības gar lūzumu struktūrām. Lielā daļā Latvijas teritorijas Ludlovas un Prišdolas silūra nogulumu nav konstatējami, kuri ir erodēti, taču erozija tos mazāk ir skārusi Kurzemes pašos ziemeļos un dienvidos.

Tāpat devona slāņkopās nav novērojami krasas biezumu izmaiņas, izņemot vidusdevona Narvas svītas nogulumus. Tajos konstatēti biezuma pieaugumi, kurus grūti skaidrot ar virsmas erozijas vai sedimentācijas ātruma izmaiņas procesiem.



4.9. attēls. **D_{2nr} slāņa biezuma izmaiņas struktūrmodelī** (sastādījis autors pēc Popovs et al, 2011).

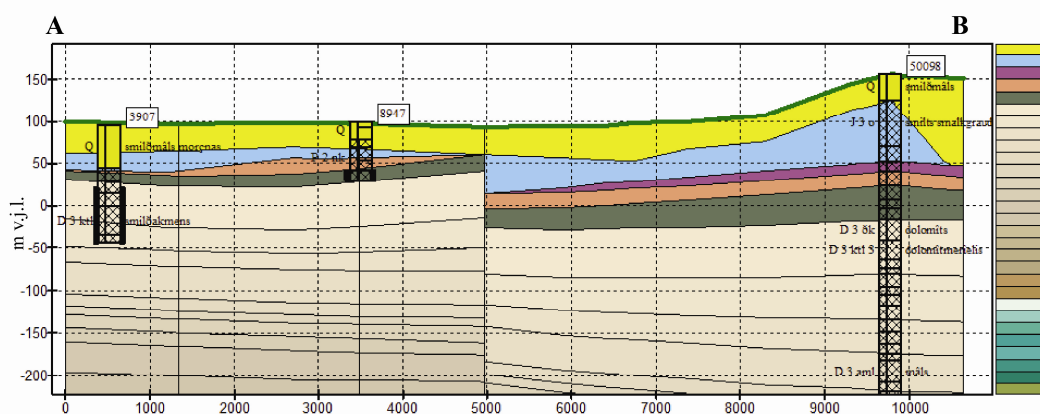
Šajā virsmā vērojami lokāli pacēlumi (4.9. att.), kas ir saistīti ar Narvas svītas pabiezināšanos, taču zemāk esošajos slāņos šīs biezuma izmaiņas neatspoguļojas. Literatūrā šādas struktūras tiek sauktas par bezsakņu struktūrām (Brangulis un Konšins, 2002). Lai arī biezuma izmaiņas ir nelielas – aptuveni no 20 līdz 80 m, taču tās ir pietiekami lielas, lai varētu interpretēt tās kā iespējamās tektoniskos procesos veidotas struktūras, kā arī no kopējā Narvas svītas biezuma tās sastāda 140 – 200% lielu biezumu.



4.10. attēls. **D₂nr slāņa biezuma izmaiņas struktūrmodelī.** Par pamatni izmantota D₂rz-pr datormodeļa virsma (sastādījis autors pēc Popovs et al, 2011).

Šīm iespējamām struktūrām ir izteikta orientācija, kas kopumā sakrīt ar konstatēto lūzumu orientāciju, kas vedina domāt par tieši saistību ar lūzumu struktūrām (4.10. att.). Tāpat šīm biezuma izmaiņām nav konstatējams reģionāla izvietojuma raksturs, jo tās dešifrējamas dažādās vietās, nereti lūzumu tuvumā. Ņemot vērā urbumu datu blīvumu, biezumu izmaiņas ir labi pamatotas.

Latvijas pašos DR ir konstatēts lūzums, kurš iespējams ir veidojies Alpīnā struktūrkompleksa laikā. Atšķirībā no Hercīnijas un Kaledonijas laika lūzumiem, gar šo lūzumu ir notikusi bloka grimšana (4.11. att.), par ko liecina perma, triasa un juras laika nogulumu biezuma izmaiņas gar šo lūzumu.

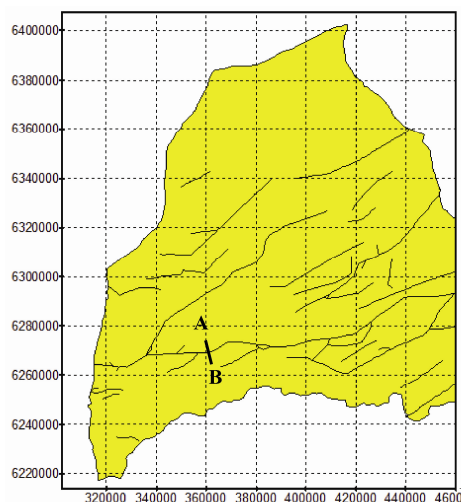


4.11. attēls. **Modeļa griezumā pa profila līniju A – B.** Griezuma vertikālais pārspīlējums 10:1.

Profila līnijas novietojums redzams 4.12. attēlā (sastādījis autors pēc Popovs et al, 2011).

Lai arī pārvietojums ir neliels (aptuveni 30 m) tomēr, kā liecina Alpīnā stāva nogulumu biezumu izmaiņas, šis lūzums ir bijis aktīvs ļoti ilgā laika posmā. Par lūzuma reaktivāciju pretējā (stiepes) deformācijas veidā liecina slāņkopas grimšana un perma nogulumu biezuma palielināšanās. Lai arī kopumā šis lūzums ir daļa no Liepājas – Rīgas – Pleskavas lūzumu sistēmas, tomēr var konstatēt, ka negatīvas, grimšanas kustības, kas ir saistītas ar stiepes

deformāciju ir konstatējamas tikai nelielā lūzuma daļā, kā arī lūzums attiecīgajā daļā ir reaktivēts visā garumā.



4.12. attēls. **Griezuma līnijas A – B novietojuma shēma.** (sastādījis autors pēc Popovs et al, 2011).

Kaut arī pārvietojums modeļa griezumā (4.11. att.) konstatējams lielāks, tas ir nedaudz mazāks, jo aplūkojamā vietā ir nelielas interpolācijas problēmas.

5. DISKUSIJA

5.1. Tektonisko bloku modeļa priekšrocības un trūkumi

Maģistra darba izstrādes gaitā iepazīstoties ar iepriekš veiktajiem pētījumiem par Latvijas tektoniku, novērots, ka agrākajos pētījumos veiktā tektonisko elementu rajonēšana ir izsmeļoša, un tai ir laba sakritība ar darbā izvirzītajām hipotēzēm. Analizējot pētījumā izveidoto tektonisko bloku 3D datormodeli, tika atrastas dažas iespējamās tektonisko procesu veidotas struktūras areālos, kur konstatējamas slāņkopu neviendabības, kā, piemēram, vidusdevona Narvas svītas biezumu izmaiņas, taču, lai tās izdalītu un papildinātu pašreizējo rajonējumu, trūkst izpētes datu.

Veicot slāņkopu analīzi, vērojama laba sakritība reģionālajiem un subreģionālajiem elementiem ar modeļa rezultātiem. Piemēram, pēc slāņkopām novērotie grimšanas vai virsmas celšanās apgabali, labi atbilst kartē iezīmētajām depresijām vai pacēlumiem. Tāpēc modelis galvenokārt tika izmantots lūzumu pārvietojumu dešifrēšanai. Tādējādi balstoties uz slāņkopām, kuras nav erodētas un kurām ir pilns griezumš, varēja konstatēt notikušos pārvietojumus katrā struktūrkompleksā, apskatot vienas stratigrāfiskās vienības izmaiņas nevis visu struktūrkompleksu kopumā.

Par modeļa pamatu izmantotajā interpolētajā pamatklintāja virsmā salīdzinājumā ar kristāliskā pamatklintāja virsmas struktūrkarti (Brangulis un Konšins, 2002) vērojama samērā maza augstumu atzīmju nesakritība. Lielākās nesakritības ir vērojamas izdalītajos blokos, kuros pieejami maz urbumu dati vai arī tie ir koncentrēti vienā bloka malā. Tāpat problemātiskas ir vietas, kur urbumi bloka ietvaros nav vairāk par 3 un, balstoties uz interpolēšanas un ekstrapolācijas metodes iespējām, blokam ir bijis nepieciešams norādīt vidējās koordinātu Z vērtības manuāli visam elementam.

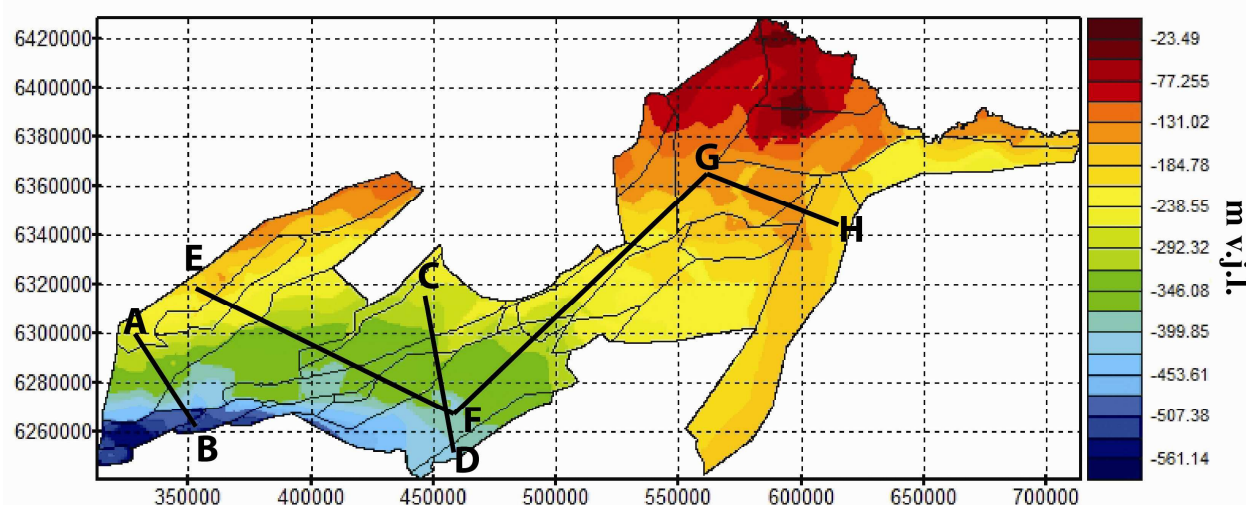
Tā kā nodrošinājums ar datiem ir salīdzinoši zems, tajā skaitā salīdzinoši maz seismiskās izpētes dati, jo konstatētie atstarojumi vietām ir fragmentāri, Valsts ģeoloģijas dienesta sastādītā 1:500 000 mēroga kristāliskā pamatklintāja virsmas karte (Pamatklintāja virsma 500K) lielā mērā ir uzskatāma par atvasinātu no ordovika virsmas struktūrkartes. Situācijas, kad nav bijušu tiešu datu par pamatklintāja virsmu, tikusi izmantota līdzība ar izstrādāto ordovika virsmas karti iegūstot lūzumu un citas nozīmīgas tektoniskās struktūras (Brangulis un Konšins, 2002). Tāpēc lielākās konstatētās nesaistes ar kristāliskā pamatklintāja virsmas struktūrkartes izlīnijām (Brangulis un Konšins, 2002) un modeļa virsmas reljefu, kuras ir aptuveni 100 m lielas, nav uzskatāmas par kritiskām, ņemot vērā, ka modeļa izveidē nav implementēti seismiskās dati un augstuma atzīmju interpolācija un ekstrapolācija ir

notikusi algoritmizēti nevis veikts manuāli, kā tas ir darīts sastādot VĢD sagatavotajās struktūrkartēs.

Nesakritības galvenokārt ir vērojamas uz bloku malām, kur trūkst urbumu datu, kas būtu atrisināms manuāli ievietojot augstuma atzīmi, taču tādā gadījumā izvirzītais uzdevums par tektoniskā modeļa izveidi tikai no urbuma datiem būtu nekorekts, lai veiktu slāņkopu biezuma analīzi. Tādā veidā tiktu mainīta struktūru interpretācija un būtu nekorekti slāņkopu biezumi, kas novestu pie maldīgas slāņkopu analīzes.

5.2. Kaledonijas struktūrkompleksa lūzumu attīstība

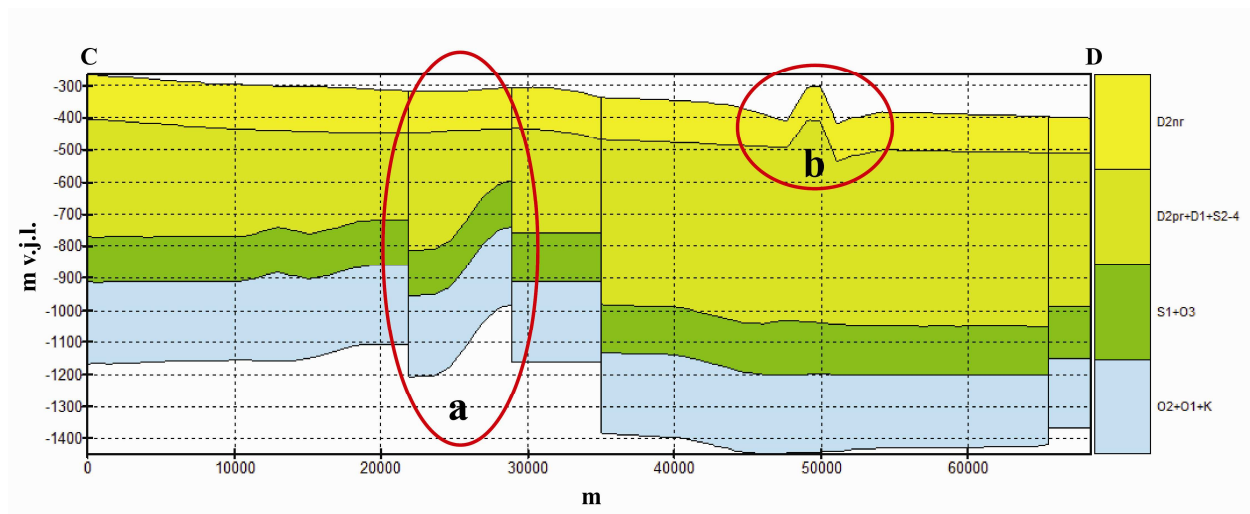
Veicot slāņkopu litoloģisko un biezumu analīzi, konstatēts, ka lielākoties ir norisinājusies erozija uz robežas starp Kaledonijas un Hercīnijas struktūrkompleksu iežiem. Slāņkopu biezumi struktūrkompleksa ietvaros krasi nemainās. No agrā ordovika līdz agrā silūra slāņkopu biezumu atšķirības lūzumu dažādās pusēs ir nelielas. Šādā situācijā pamatklintāja virsma ir bijusi samērā līdzena, bez deformāciju struktūrām ar lielām amplitūdām. Pretējā gadījumā, būtu vērojama lielas nogulumiežu slāņu biezumu atšķirības starp relatīvi paceltām vai nolaistām struktūrām. Izpildoties šai hipotēzei, Latvijas teritorijā laika posmā līdz Kaledonijas struktūrkompleksa beigām nav notikuši aktīvi tektoniskie procesi, kas būtu bijis ierosinājums ievērojamu deformāciju struktūru formācijai. Līdz ar to galvenie deformāciju struktūru procesi, kas veidojuši pašreizējo Latvijas nogulumiežu segas tektonisko rajonējumu ir norisinājušies tieši Kaledonijas laika posma beigās, izraisot pārrāvumu sistēmas ar lielām amplitūdām, tajā skaitā notikusi teritorijas celšanās, kā rezultātā norisinājusies aktīva erozija. Tāpat ir pamats uzskatīt, ka tikuši reaktivēti vecās platformas lūzumi, jo Kaledonijas oroģenēzes laikā tektoniskie procesi nenorāda uz stiepes deformācijām, kā rezultātā būtu veidojušies normālie lūzumi.



5.1. attēls. D₂nr virsmas tektonisko bloku datormodeļa virsma ar griezumu profilu līnijām.

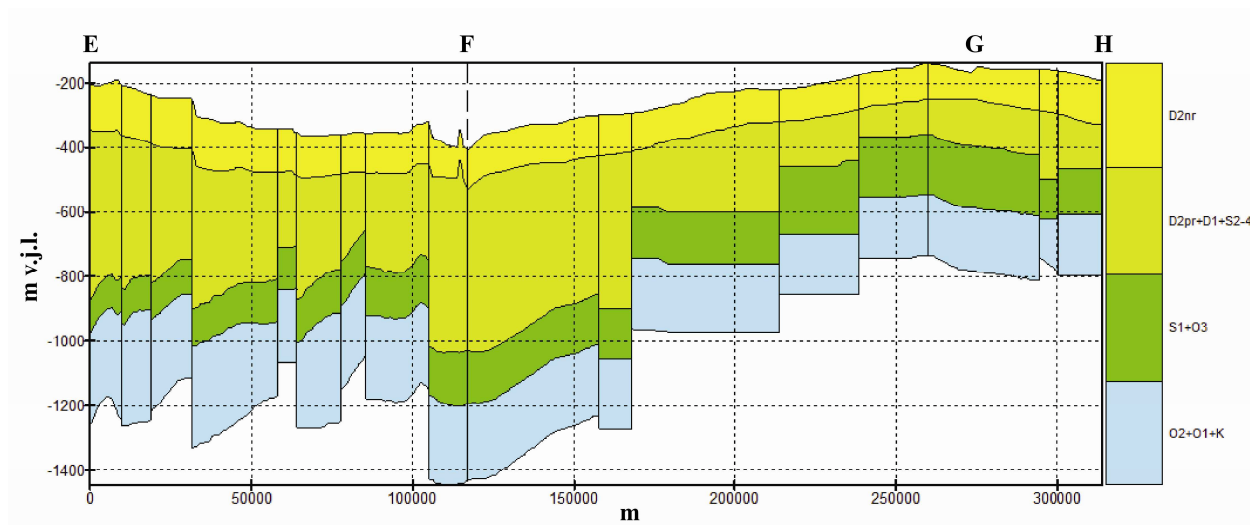
(sastādījis autors pēc Popovs et al, 2011).

Sastādītās modeļa griezumumu (5.2. un 5.3. att.) profila līnijas vilktas tā, lai pēc iespējas labāk tiktu atainota struktūru uzbūve un to veidošanās, t.i. tās vilktas perpendikulāri lūzumu līnijām, kas sakristu ar iespējamo spiedes sprieguma asi σ_3 , un būtu redzamas maksimālās deformācijas.



5.2. attēls. Modeļa griezumums pa līniju C – D. Griezuma vertikālais pārspīlējums 10:1. Profila līnijas novietojums redzams 5.1. attēlā. a – tektoniskais bloks Nr. 22; b – Dobeles astroblēma (sastādījis autors).

Griezumos (5.2. un 5.3. att.) redzams, ka, sasaistot ar globālajiem tektoniskajiem procesiem, struktūras ir veidojušās kompresīva režīma ietekmē. Galvenie spriegumi bijuši orientēti ZR – DA, vai DA - ZR virzienā. Visticamāk, lūzumu struktūras ir veidojušās reaktivējot kristāliskajā pamatklintājā esošās disjunktīvās diskolācijas paša Kaledonijas cikla beigu posmā, kad Baltijas paleokontinents sadūrās ar Laurentiju, izraisot Kaledonīdu kalnu izcelšanos un plašas deformācijas apkārtējos reģionos. Pašu struktūru uzbūve (5.2. att. (a); 5.3. att. (a)), liecina par kompresiju, jo spiedes ietekmē struktūras pa horizontālo asi ir saīsinājušās.



5.4. attēls. Modeļa griezumums pa līniju E – F – G – H. Griezuma vertikālais pārspīlējums 100:1.

Profila līnijas novietojums redzams 5.1. attēlā (sastādījis autors).

Griezuma daļā E – F (5.4. att.) vērojama struktūru saīsināšanās pa horizontālo plakni, tādējādi uzvirzoties blokam, kas atrodas uz DA. Pieminētā lūzumu bloku sistēma kompresijas ietekmē ir tikusi spiesta DA virzienā, izraisot Kurzemes ziemeļu daļas celšanos, kas novedusi pie silūra virsmu erozijas. Spriežot pēc struktūras uzbūves, Baltijas sineklīzes D daļa, kur atrodas griezuma līnijas E – F – G – H (5.4. att.) F punkts, pret relatīvi pacelto bloki iespējams ir grimusi.

Kā viens no galvenajiem faktoriem notikušo spriegumu rekonstrukcijā kalpo lūzumu līniju orientācija, kas ir analizētas rožu diagrammās (4.7. att). Balstoties uz to, ka galvenie struktūru veidojošie spriegumi ir vērsti perpendikulāri lūzumu asij (Davis & Reynolds, 1996), izriet, ka Kaledonijas struktūrkompleksa lūzumi ir veidojošies ZR – DA vai DA – ZR vērstu spriegumu ietekmē.

Skandijas tektoniskās fāzes laikā, kad norisinājās Laurentijas un Baltijas plātņu kolīzija, iežīmējas ar visintensīvākajām tektoniskajām deformācijām uz šo plātņu robežām, tajā skaitā seklās tektoniskās kustības (thin skinned tectonics), kas uz DR no Kaledonijas kalniem izpaudās kā dažādas amplitūdas uzbīdījumu struktūru veidošanās (Roberts, 2003). Domājams, ka tieši Skandijas tektoniskās fāzes laikā Latvijas teritorijā norisinājās tektoniskās kustības, kas rezultējās veco pirmsplatformas tektonisko lūzumu reaktivācijā un reverso lūzumu veidošanā, izraisot intensīvus Kaledonijas struktūrkompleksa iežu virsmas erozijas procesus.. Balstoties uz to, ka, reaktivēta lūzuma gadījumā, galvenais kompresējošais spriegums ir vērsts perpendikulāri lūzuma pārvietojuma plaknei var apgalvot, ka darbojošā spēka virziens reaktivējot šos lūzumus bija vērsts no ZR uz DA.

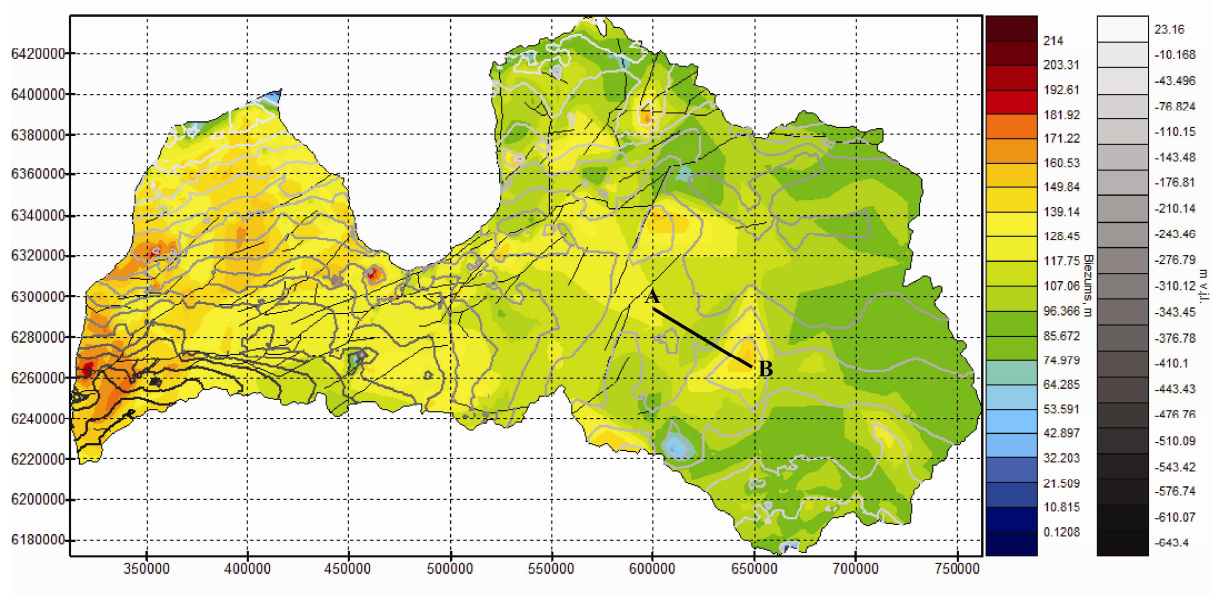
5.3. Hercīnijas struktūrkompleksa lūzumu attīstība

Sastādītajās rozes diagrammās var redzēt, ka abos tektoniskās attīstības ciklos spriegumi ir bijuši vērsti nedaudz citādāk. Hercīnijas tektonisko procesu laikā galvenais struktūru veidojošo spēku vērsums ir bijis vērsts vairāk R – A vai A - R virzienā kā Kaledonijas laikā. Šos spēku vērsumus ir grūti korelēt ar kādu globālu tektonisku notikumu, kā to var darīt ar Pirmshercīnijas procesiem. Tektonisko procesu izpausmes ir ļoti nelielas, jo šajā laika posmā Latvijas teritorija atradās samērā tālu no tektoniski aktīvām vietām (Stampfli & Borel, 2001).

Kā viens no iespējamiem Hercīnijas struktūru veidojošajiem ierosinājumiem varētu būt Laurussijas un Gondvanas sadursme pirms aptuveni 320 miljoniem gadu Baškīrijas laikā, taču šis process norisinājās uz rietumiem no tagadējās Latvijas teritorijas, kas tādā gadījumā nesakrīt ar rozes diagrammās atainotajiem spēku vērsumiem (Stampfli & Borel, 2001). Turpretim Kasimovas laika posmā norisinājušiem procesiem pirms apmēram 300 miljoniem

gadu ir labāka sakritība ar spēku vērsumiem. Šajā laika posmā notika Gondvanas kontinenta, kurā ietilpa arī Baltija, sadursme ar Kazahstānu uz DDR no tagadējās Baltijas teritorijas (Stampfli & Borel, 2001). Taču maz ticams, ka šie procesi būtu ierosinājums senāku lūzumu struktūru reaktivācijai Latvijas teritorijā. Arīdzan šādās situācijās būtu jāveidojas kompresīva režīma struktūrām, taču, ņemot vērā pieejamo datu apjomu ir sarežģīti definēt struktūru nomenklatūru. Ņemot vērā deformāciju apjomus Kaledonijas struktūrstāvā gan Skandināvijā, gan Latvijā, veidojošie spriegumi ir bijuši ievērojami lieli, kā rezultātā bijis augsts spriegumu potenciāls, kas vēlākos procesos ir izlīdzinājies, izraisot stiepes deformācijas apkārtējos reģionos, kas varēja izraisīt zemāk esošo struktūru reaktivāciju Pēckaledonijas laikā (Roberts, 2003).

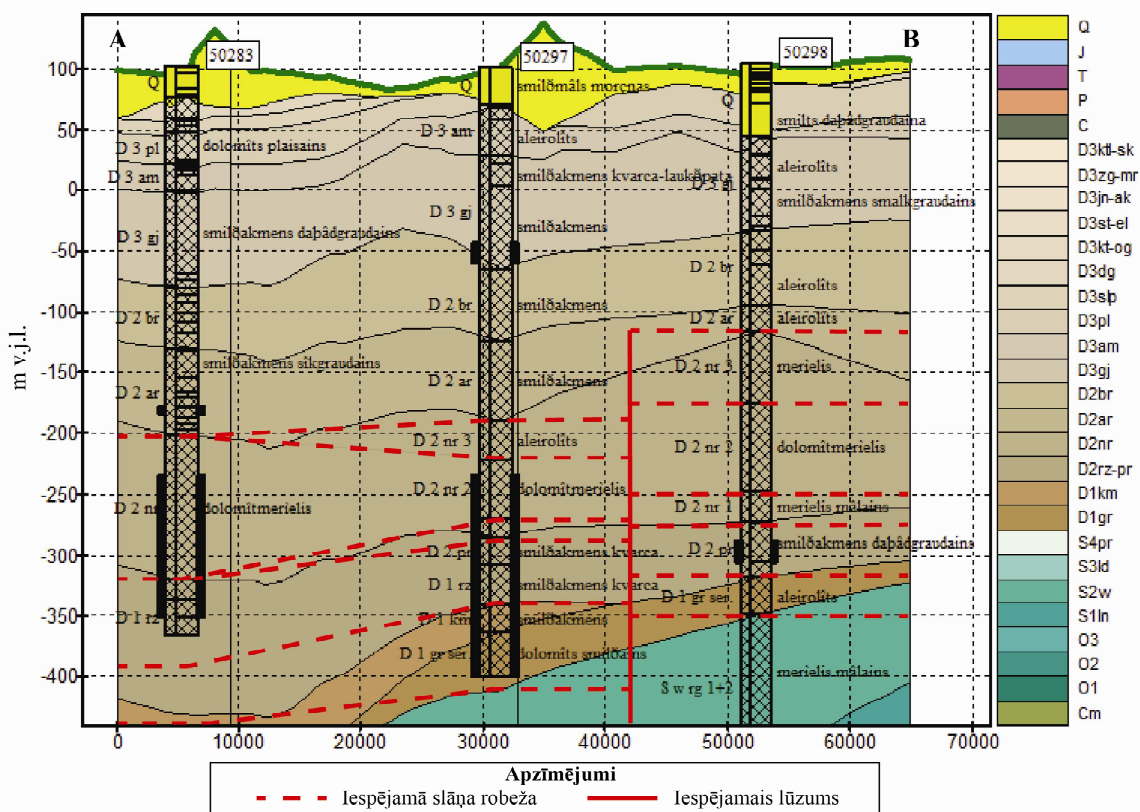
Izveidotajā modelī un arī agrāk veiktajos pētījumos ir konstatēts, ka Hercīnijas struktūrkompleksa struktūras ir reaktivētas pa zemāk esošo iežu pārrāvumu virsmām. Tas labi atspoguļojas modeļa virsmās, kurās nav konstatējami pacēlumi vai iedobes, kuras būtu tikai Hercīnijas struktūrkompleksa iežos. Izņēmums ir Dobeles astroblēma, kura 5.2. attēla augšdaļā apzīmēta ar identifikatora „b”, veidojot savdabīgu pacēlumu. Tas savukārt pierāda modeļa rezultātu uzticamību, kur datu apjoms ir pietiekami liels un kvalitatīvs.



5.5. attēls. **D₂nr slāņa biezuma izmaiņas struktūrmodelī.** Papildināts ar D₂nr slāņa virsmas izolīnijām un griezuma līniju A – B (sastādījis autors pēc Popovs et al, 2011).

Hercīnijas struktūrkompleksā ietilpstošajā vidusdevona Narvas svītā daudzviet konstatējamas krasas biezuma izmaiņas (5.5. att.), kas arī labi atspoguļojas augstāk uzguļošajās svītās. Šīs biezuma izmaiņas apliecina urbumu dati, taču jāņem vērā, ka daudzās vietās urbums nav veikts cauri visam slānim, bet izpēte beigta slānī, kas atsevišķos reģionos ierobežo biezumu analīzi.

Šādas krasas slāņkopu izmaiņas varētu norādīt uz iespējamām lūzumu struktūrām, jo Hercīnijas laikā norisinājās Pēckaļedonijas stiepes deformācijas procesi, kas daļēji bija saistīti ar oroģenēzes gravitācijas kolapsu (Roberts, 2003). Lielākās biezuma izmaiņas salīdzinoši nelielā attālumā sasniedz 70 m, ka arī nereti konstatējamas biezuma izmaiņas no 30 līdz 50 m. Tāpat iežu litoloģiskais sastāvs neliecina par eroziju vai nepareizu interpretāciju urbumos (5.6. att.).



5.6. attēls. Modeļa griezumā pa līniju A – B. Griezuma vertikālais pārspīlējums 70:1. Profila līnijas novietojums redzams 5.1. attēlā. a – tektoniskais bloks Nr. 19 (sastādījis autors).

Ar sarkanajām pārtrauktajām līnijām parādīts iespējamais slāņu sagulums pēc lūzumu struktūras izveidošanās. Analizējot litoloģisko sastāvu, konstatēts, ka uz A (5.6. attēlā pa labi no lūzuma) palielinās biezums Narvas svītas apakšdaļā salīdzinājumā ar R pusi, kur konstatējams mālains mergēlis. Virs tā iegul dolomītmergēlis, kuram slāņa biezuma starpība starp vienu un otru iespējamā lūzuma pusi ir nedaudz vairāk kā 20 m. Virs dolomītmergēļa iespējamā lūzuma A pusē uzguļ mergēlis, bet R pusē aleirolīts, kuriem slāņu pamatņu starpība ir nedaudz vairāk kā 40 m, taču starp virsmām ap 70 m.

Tādējādi var izvirzīt hipotēzi, ka D₂nr laikā, notiekot stiepes procesiem, notika jau esošo lūzumu reaktivācija jau stiepes režīmā. Sākumā grimstot autohtonajam iežu blokam, virs tā uzkrājās palielināts nogulumu biezums, salīdzinot ar aulhtonu lūzuma bloku, taču vēlāko procesu ietekmē, slāņkopas ir celtas uz augšu, veidojot pacēlumu, kā rezultātā atspoguļojas

krass biezuma pieaugums. Līdz ar to Narvas laikmetā Latvijas teritorijā iespējams ir novērojama baseina inversija (Tānavsuu-Milkeviciene et al, 2008; Tānavsuu-Milkeviciene et al, 2009).

Salīdzinot ar Kaledonijas struktūru pārvietojumu lielumiem, Narvas svītā tie ir daudz mazāki, tāpēc tos pēc urbumu datiem ir grūti identificēt, kas arī ierobežo struktūru apstiprināšanu. Tā kā šādas struktūras varēja veidoties reaktivējot senākas disjunktīvās dislokācijas, normālo lūzumu gadījumā kustība notiktu uz leju pa agrāk izveidojušos pārrāvuma plakni, taču vēlākos tektonisko procesos, tiktu pacelta atpakaļ. Šādā situācijā izraisītie pārvietojumi samazinātos vai izzustu pavisam, slāņkopai atgriežoties savā sākotnējā līmenī, jo amplitūdas ir mazas. Šis process vēl jo vairāk apgrūtina pārvietojumu dešifrēšanu pēc urbumu datiem Kaledonijas slāņkopā.

Tā kā šie pārvietojumu nav lieli un tos zemākās struktūrās ir grūti konstatēt, iespējams, vietās, kur varēja veidoties šādas struktūras, zemāk iegulošajos vidusdevona Rēzeknes un Pērnavas, kā arī apakšdevona Ķemeru svītu nogulumos nav veidojies reāls pārvietojums, bet gan slāņkopas struktūras tuvumā ir izliekušās, veidojot fleksūras. Šādā situācijā jo īpaši ir apgrūtināta pārvietojumu dešifrēšana pēc urbumu datiem.

Latvijas pašos DR ir konstatēts lūzums, kurš iespējams ir veidojies Alpīnā struktūrkompleksa laikā. Atšķirībā no Hercīnijas un Kaledonijas laika lūzumiem, gar šo lūzumu ir notikusi bloka grimšana (4.11. att.), par ko liecina perma, triasa un juras laika nogulumu biezuma izmaiņas gar šo lūzumu. Šīs tektoniskās kustības ir grūti korelēt ar globāliem tektoniskajiem procesiem tajā laikā, pamatā toniecīgo pārvietojumu dēļ, taču var hipotētiski saistīt šo struktūru ar tā laika notikumiem Kaļiņingradas apgabalā.

SECINĀJUMI

Maģistra darbā izstrādātais tektonisko bloku 3D modelis labi atspoguļo tektoniskās struktūras. Tomēr slāņu augstuma atzīmju iegūšana tikai no urbumu datiem vietām ir problemātiska, informācijas trūkuma dēļ. Tāpat, lai precīzāk veiktu slāņkopu litoloģisko un biezuma analīzi, nepieciešams modeli dalīt vēl sīkākās stratigrāfiskās vienībās.

Izstrādājot darbu, autors vairākkārt saskārās ar datu trūkuma problēmām. Tāpēc turpmākajā izpētē vēlams izmantot arī seismiskās izpētes griezumus, lai labāk var pamatot struktūru uzbūvi un attīstību.

Maģistra darba mērķis bija veikt Kaledonijas un Hercīnijas struktūrkompleksu tektonisko lūzumu raksturojumu pēc slāņkopu litoloģiskās un biezumu analīzes. Iepazīstoties ar iepriekš veiktajiem pētījumiem, tika secināts, ka datu apjoms atsevišķās teritorijās ir samērā liels, taču tiek maz apskatīta pašu tektonisko deformāciju izraisīta struktūru veidošanās. Lūzumu struktūru aprakstos minēti to pārvietojumi, garumi un deformētās slāņkopas, taču maz pieminēts par to iespējamo ģenēzi. Ir apstiprinātas struktūras ar seismiskās datiem, bet par struktūru veidojošajiem procesiem kopumā visā Latvijas teritorijā pētījumu nav.

Balstoties uz rožu diagrammās iegūtajiem rezultātiem, var secināt, ka Kaledonijas ciklā dominējošie struktūru veidojošie spēku vērsumi ir bijuši orientēti ZR – DA virzienā un tie atbilst Kaledonīdu oroģenēzes beigu etapam, kas atbilst Skandijas notikumiem.

No Kaledonijas laikā notikušajiem procesiem var secināt aptuveno struktūru veidošanās laiku. Skandijas notikumu laikā pirms aptuveni 420 miljoniem gadu kompresīva režīma ietekmē tika reaktivēti vecās platformas lūzumi, šķēļot Kaledonijas struktūrkompleksa slāņkopu un veidojot disjunktīvās dislokācijas ar vertikālo pārvietojumiem līdz pat 700 m.

Atšķirīgāka situācija ir vērojama Hercīnijas lūzumu kopējai orientācijai. Šo lūzumu attīstību ir sarežģīti korelēt ar kādiem globālajiem procesiem, jo ir pieejami samērā maz iepriekš veiktie pētījumi, kuros būtu apskatīti tektoniskie notikumi Baltijas reģionā, taču tās iespējams veidojušās Pēckaledonijas procesos, kad norisinājās stiepes procesi, izlīdzinoties kalnu veidojošajiem spriegumiem. Ja apstiprinās hipotēze par iespējamām vidusdevona Narvas laikā veidojušajām struktūrām, tad ir notikuši arī kompresīva režīma procesi, taču tos korelēt ar kādu globālu procesu, ņemot vērā pieejamo datu apjomu, ir neiespējami.

PATEICĪBAS

Maģistra darba autors vislielāko pateicību izsaka Dr. ģeol. Tomas Saks par neatsveramo palīdzību, konsultācijām un ieguldījumu pētījuma tapšanā. Tāpat liela pateicība jāizsaka studiju biedram un darba kolēģim Konrādam Popovam par palīdzību pētījumā un sadarbību zinātniskajās konferencēs un zinātniskā raksta izstrādē. Vēl autors izsaka pateicību Jānim Jātniekam par konsultācijām SQL datu bāzes un ĢIS programmatūras lietošanā, kā arī Andrejam Timuhinam par palīdzību modeļa izveidē. Autors vēl izsaka pateicību Alisei Babrei par palīdzību darba tapšanā.

Šis pētījums ir veikts Eiropas Sociālā fonda projekta aktivitātes „Cilvēkresursu piesaiste zinātnei” projekta „Starpnozaru zinātnieku grupas modeļu sistēmas izveides pazemes ūdeņu pētījumiem” Projekta Nr. 2009/0212/1DP/1.1.1.2.0/09/APIA/VIAA/060 ietvaros.

IZMANTOTĀ LITERATŪRA

Publicētā

Āboltiņš O. 1999. *Struktūrģeoloģijas pamati*. Rīga, Elpa-2.

Brangulis, A.J., Kuršs, V., Misāns, J. un Stinkulis, Ģ. 1998. *Latvijas Ģeoloģija. 1:500 000 mēroga ģeoloģiskā karte un pirmskvartāra nogulumu apraksts*. Rīga, Valsts Ģeoloģijas dienests.

Brangulis, A.J., Brio H. 1981. Latvijas PSR tektoniskā karte. M 1 : 500 000

Brangulis A.J. 1998. Nogulumiežu segas tektoniskais raksturojums. *Latvijas ģeoloģija*. Rīga.

Brangulis, A.J., Juškevičs, V., Kondratjeva, S., Gavena, I., Pomeranceva, R. 2000. *Latvijas ģeoloģiskā karte, mērogs 1:200000*. Rīga, Valsts Ģeoloģijas dienests.

Brangulis, A.J. un Konšins, S. 2002. *Latvijas tektonika*. Rīga, Valsts Ģeoloģijas dienests.

Brenchley, P.J., Carden, G.A., Hints, L., Kaljo, D., Marshall, J.D., Martma, T., Meidla, T., Nõlvak, J. 2003. High-resolution stable isotope stratigraphy of Upper Ordovician sequences constraints on the timing of bioevents and environmental changes associated with mass extinction and glaciation. *Geological Society of America Bulletin*. 115, 89–104.

Calgano, P., Chiles, J., Courrioux, G. & Gullien, A. 2008. Geological modelling from field data and geological knowledge. Part I. Modelling method coupling 3D potential-field interpolation and geological rules. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 171(1), 147-157.

Caumon, G. 2009. Surface-Based 3D Modelling of Geological Structures. *Math Geosciences*. 41(8), 927-945.

Caumon, G. 2010. Towards stochastic time-varying geological modeling. *Mathematical Geosciences*. 42(5), 555-569.

Cocks, L.R.M., Torsvik, T.H. 2002. Earth history 500– 400 Ma: a faunal and palaeomagnetic review. *Geological Society*. 159, 631– 644.

Davis G., H., Reynolds, S., J. 1996. *Structural geology of rocks and regions. 2nd ed.* New Jersey, John Eiley & Sons.

Delabroye A, Vecoli M. 2009. The end-Ordovician glaciation and the Hirnantian Stage: A global review and questions about Late Ordovician event stratigraphy. *Earth-Science Reviews*. 98, 269–282.

Dēliņa, A., Saks, T., Jātnieks, J. un Popovs, K. 2011. Baltijas artēziskā baseina ģeoloģiskā uzbūve hidroģeoloģiskajam modelim - pieejamo datu implementācija un problēmas. *Latvijas Universitātes 69. zinātniskā konference. Ģeoloģijas sekcijas apakšsekcija "Baltijas artēziskā baseina pazemes ūdeņi."* Referātu tēzes. Rīga, Latvijas Universitāte, 30.-32.

- Groshong, R. 2006. *3-D Structural Geology. A Practical Guide to Quantitative Surface and Subsurface Map interpretation. 2nd edition.* Berlin. Springer.
- Harris, M.T., Sheehan, P.M., Ainsaar, L., Hints, L., Männik, P., Nõlvak, J., Rubel, M. 2004. Upper Ordovician sequence of Western Estonia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 210, 135–148.
- Indāns A. 1961. *Latvijas PSR ģeoloģija*. Rīga, Zinātņu akadēmija.
- Jātnieks, J., Popovs, K., Ukass, J., Karušs, J., Pērkone, E., Raga, B., Babre, A. un Saks, T. 2011. Ģeotelpisko datu sagatavošana PUMa projekta ietvaros. *Latvijas Universitātes 69. zinātniskā konference. Ģeoloģijas sekcijas apakšsekcija "Baltijas artēziskā baseina pazemes ūdeņi." Referātu tēzes*. Rīga, Latvijas Universitāte, 38.-40.
- Lamarche J., Bergerat F., Lewandowski M., Mansy J.L., Swidrowska J., Wieczorek J. 2002. Variscan to Alpine heterogeneous palaeo-stress field above a major Palaeozoic suture in the Carpathian foreland (southeastern Poland). *Tectonophysics*. 357, 55– 80.
- Liepiņš, P. 1961. Pamatklintājs. Grām.: Daņilāns, I., Liepiņš, P. un Sprinģis, K. (red.). *Latvijas PSR Ģeoloģija*. Rīga, Zinātņu akadēmijas izdevniecība, 29.-32.
- Ņikuļins, V. 2007. *Latvijas seismotektoniskie apstākļi un seismiskā bīstamība: promocijas darbs*. Rīgā, Latvijas Universitāte, 15.- 46.
- Popovs, K., Ukass J. un Saks, T. 2011. Application of thickness analysis and block structure regularities for establishment of geometric model within Latvia territory. *Daugavpils Universitātes 53. starptautiskās zinātniskās konferences tēzes*. Daugavpils, Akadēmiskais apgads Saule, 64.
- Popovs, K., Saks, T. un Ukass, J. 2011. Interpolācijas metožu piemērošana ģeoloģisko virsmu 3D interpretācijai Latvijas teritorijā *Latvijas Universitātes 69. zinātniskā konference. Ģeoloģijas sekcijas apakšsekcija "Baltijas artēziskā baseina pazemes ūdeņi." Referātu tēzes*. Rīga, Latvijas Universitāte, 43.-45.
- Price N. J., Cosgrove J. W. 1994. *Analysis of geological structures*. Cambridge, University Press.
- Puura V., Vaher R., Tuuling I. 1999. Pre-Devonian landscape of the Baltic Oil-Shale Basin, NW of the Russian Platform. *Erosion and stability: Perspectives on long-term landscape development*. 76-83.
- Roberts D. 2003. The Scandinavian Caledonides: event chronology, palaeogeographic settings and likely modern analogues. *Tectonophysics*. 365, 283–299.
- Seņņikovs, J. 2011. Baltijas artēziskā baseina matemātiskais modelis. *Latvijas Universitātes 69. zinātniskā konference. Ģeoloģijas sekcijas apakšsekcija "Baltijas artēziskā baseina pazemes ūdeņi." Referātu tēzes*. Rīga, Latvijas Universitāte, 7.-9.
- Stampfli G.M., Borel G.D. 2002. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones. *Earth and Planetary Science Letters*. 196, 17-33.

Tānavsū-Milkeviciene K., Plink-Björklund P., Kirsimäe K. 2008. Synsedimentary brecciation in the Eifelian (Middle Devonian) Baltic Basin: sudden catastrophe or diagenetic collapse? *Terra Nova*, 20 (6), 449–454.

Tānavsū-Milkeviciene K., Plink-Björklund P., Kirsimäe K., Ainsaar L. 2009. Coeval versus reciprocal mixed carbonate–siliciclastic deposition, Middle Devonian Baltic Basin, Eastern Europe: implications from the regional tectonic development. *Sedimentology*. 56, 1250–1274.

Timuhins, A., Seņņikovs, J. un Virbulis, J. 2011. Autokalibrācijas metožu pielietojums Baltijas artēziskā baseina modelim MOSYS V0. *Latvijas Universitātes 69. zinātniskā konference. Ģeoloģijas sekcijas apakšsekcija "Baltijas artēziskā baseina pazemes ūdeņi." Referātu tēzes*. Rīga, Latvijas Universitāte, 9.-10.

Torsvik, T.H. 1998. Palaeozoic palaeogeography: a North Atlantic viewpoint. *Geological Society*. 120, 109–118.

Torsvik, T.H., Smethurst, M., Meert, J., Van der Voo, R., McKerrow, W.S., Brazier, M., Sturt, B.A., Walderhaug, H. 1996. Continental break-up and collision in the Neo-proterozoic and Palaeozoic—a tale of Baltica and Laurentia. *Earth-Science*. 40, 229–258.

Tuuling, I., Flodén, T., 2007. The Ordovician–Silurian boundary beds between Saaremaa and Gotland, Baltic Sea, based on high resolution seismic data. *Geological Quarterly*. 51, 217–229.

Tuulig, I. & Floden, T. 2009. Seismic correlation of Paleozoic rocks across the northern Baltic Proper - Swedish-Estonian project since 1990, a review. *Estonian Journal of Earth Sciences*. 58(4), 273–285.

Ukass, J., Popovs, K. un Saks, T. 2011. Lūzumu raksturojums un izplatības likumsakarības Latvijas teritorijā. *Latvijas Universitātes 69. zinātniskā konference. Ģeoloģijas sekcijas apakšsekcija "Baltijas artēziskā baseina pazemes ūdeņi." Referātu tēzes*. Rīga, Latvijas Universitāte, 41.-43.

van der Pluijm B.A., Marshak S. 2004. *Earth Structure: An introduction into structural geology*. 2nd ed. New York, W. W. Norton & Company.

Wellman, J.F., Horowitz F.G., Schill, E. & Regenauer-Lieb, K. 2010. Towards incorporating uncertainty of structural data in 3D geological inversion. *Tectonophysics*. 490(3/4), 141–151.

Брангулис, А.П. 1985. *Венд и кембрий Латвии*. Рига, Зинатне.

Инданс, А.П. 1962. Тектоническая структура Латвийской ССР и ее развитие в палеозое. АН Латвийской ССР, Рига. с. 37–67.

Гайлите, Л.К., Улст, Р.Ж. и Яковлева, В.И. 1987. *Стратотипические и типовые разрезы силура Латвии*. Рига, Зинатне.

Геологическое строение и полезные ископаемые Латвии. 1979. отв. Редактор Я.П. Мисанс. Зинатне, Рига.

Лиепиньш, П.П. 1950. К вопросу о палеогеографии и тектонике западной части Главного девонского поля. АН Латвийской ССР, Рига. 5.

Nepublicētā

Amatas virsma. *Amatas svītas nogulumu virsmas struktūrkarte mērogā 1:1 500 000*. LU ĢZGF WMS. Sk. 15.05.2011. Pieejams <http://kartes.geo.lu.lv>
Atsauce tekstā (Amatas virsma 500K).

Butler R., Casey M., Lloyd G., McCaig A., 2009. *Teaching resources in Structural Geology*. University of Leeds. Sk. 08.12.2010. Pieejams
<http://www.see.leeds.ac.uk/structure/faults/stress/stress.htm> Atsauce tekstā (Butler et al, 2009)

Hercīnijas struktūrkomplekss 500K. *Hercīnijas struktūrkompleksa tektoniskā karte M 1:1 500 000*. LU ĢZGF WMS. Sk. 15.05.2011. Pieejams <http://kartes.geo.lu.lv> Atsauce tekstā (Hercīnijas struktūrkomplekss 500K).

Kaledonijas struktūrkomplekss 500K. *Kaledonijas struktūrkompleksa tektoniskā karte M 1:1 500 000*. LU ĢZGF WMS. Sk. 15.05.2011. Pieejams <http://kartes.geo.lu.lv> Atsauce tekstā (Kaledonijas struktūrkomplekss 500K).

Kaņevs, S. 2001. *Inčukalna pazemes gāzes krātuves seismisko datu pārāpstrāde un interpretācija*. Rīga, Valsts Ģeoloģijas dienests.

LVĢMC [Bez dat.] DB “Urbumi” (Latvijas urbumu datu bāze) Sk. 15.04.2011.
Pieejams <http://mapx.map.vgd.gov.lv/geo3/vgf/vgf.htm>
Atsauce tekstā (LVĢMC, bez dat.).

Ordovika virsma 500K. *Ordovika nogulumu virsmas struktūrkarte mērogā 1:1 500 000*. LU ĢZGF WMS. Sk. 15.05.2011. Pieejams <http://kartes.geo.lu.lv>
Atsauce tekstā (Ordovika virsma 500K).

PAIC [Bez dat.] HiFiGeo. Sk. 20.04.2011.
Pieejams <http://www.paic.lv/en/produkti.php>
Atsauce tekstā (PAIC, bez dat.).

Pamatklintāja virsma 500K. *Pamatklintāja nogulumu virsmas struktūrkarte mērogā 1:1 500 000*. LU ĢZGF WMS. Sk. 15.05.2011. Pieejams <http://kartes.geo.lu.lv> Atsauce tekstā (Pamatklintāja virsma 500K).

Pērnavas virsma 500K. *Pērnavas nogulumu virsmas struktūrkarte mērogā 1:1 500 000*. LU ĢZGF WMS. Sk. 15.05.2011. Pieejams <http://kartes.geo.lu.lv>
Atsauce tekstā (Pērnavas virsma 500K).

Maģistra darbs „Kaledonijas un Hercīnijas struktūrkompleksa tektonisko lūzumu raksturojums pēc slāņkopu litoloģiskās un biezumu analīzes” izstrādāts LU Ģeogrāfijas un Zemes zinātņu fakultātē.

Ar savu parakstu apliecinu, ka pētījums veikts patstāvīgi, izmantoti tikai tajā norādītie informācijas avoti un iesniegtā darba elektroniskā kopija atbilst izdrukai.

Autors: Jānis Ukass

paraksts

datums

Rekomendēju darbu aizstāvēšanai

Zinātniskais vadītājs: Dr. ģeol. Tomas Saks

paraksts

datums

Recenzents:

Darbs iesniegts Ģeoloģijas nodaļas lietvedībā

Nodaļas lietvede

paraksts

datums

Noslēguma darba aizstāvēšanas rezultāti:

Maģistra darbs aizstāvēts ģeoloģijas maģistra gala pārbaudījumu komisijas sēdē

.....
gads, datums, mēnesis

protokola nr.

vērtējums

Sekretārs

paraksts

datums