

Paskutiniojo ledyno poveikis Baltijos regiono įtampų režimui ir lūžių tektoniniam aktyvumui

Saulius Šliaupa

Šliaupa S. Influence of the Last glaciation on stress regime and fault activity of the Baltic region. *Geologija*. Vilnius. 2002. No. 39. P. 12–24. ISSN 1392-110X.

The stress regime and subsidence of the Baltic area were strongly affected by the last (Nemunas = Latvian = Järva = Vistulian = Weichselian = Valdaian) glaciation during the Late Quaternary. The subsidence magnitude was modelled by means of a 2D modelling technique. The glacial stress regime was calculated and indicated considerable changes. The faults were stabilised in Latvia and Estonia during glaciation, whereas they were activated in extensional regime on the Lithuanian territory. The maximum activity took place immediately after the ice sheet receded in Latvia and Estonia; the faults were affected by compression (20 MPa). The intensity of compression gradually decreased. Still, glacial compression seems to affect Estonian and essentially Latvian faults presently, the 1–2 MPa being level enough to induce seismic activity. The concave-shaped periphery model of the ice sheet fits best the registered distribution of recent vertical movements and seismic activity in the Baltic area.

Keywords: glacial isostasy, fault stability, seismic activity, Baltic

Received: 13 May 2002, accepted 3 June 2002

S. Šliaupa. Institute of Geology, T. Ševčenkos 13, LT-2600 Vilnius, Lithuania.

E-mail: sliupa@geologin.lt

ĮVADAS

Pasikartojantis ledyno užslinkimas ir jo tirpimas kvartero metu lėmė (ir lemia) žemės plutos geodinaminės būklės pokyčius, nustatytus Kanadoje (Addams, 1989), Skandinavijoje (Gudmudsson, 1999), Britanijoje (Lambeck ir kt., 1996). Ledyno geodinaminis poveikis pirmiausia pasireiškia plutos izostaziniu grimzdimu apledėjimo metu ir kilimu nutirpus ledynui (Svensson, 1980). Be izostazinio, veikė ir elastingis veiksnys, nors jo poveikis yra gerokai mažesnis (Fjeldskaar, 1999; 2000). Savo ruožtu glaciogeniniai grimzdimo-kilimo procesai keitė įtampų lauką, kuris užsiklojo ant tektoninių jėgų (Stewart et al., 2000; Zoback, Grollmund, 2001). Tai paveikė ir lūžių sistemos aktyvumą, kuriam turėjo įtakos ne tik ledynmečio procesai, bet ir poglobaliniai įvykiai (Gudmudsson, 1999). Ledyninė-tektoninė perturbacija palietė ir Baltijos baseiną, kuris kvartero metu buvo ne kartą padengtas stora ledo danga. Pabaltijo te-

ritoriją veikė Skandinavijos ledynas. Nemuno ledyno pagrindinio paplitimo epizodas priskiriamas 25000–53000 metų laikotarpiui, maksimaliai ledynas išplito prieš 20000 metų (Gaigalas, 2001). Deglaciacijos procesas buvo greitesnis – Lietuvos teritorijoje jis baigėsi prieš 12000–13000 metų.

GLACIOGENINIO LŪŽIŲ AKTYVUMO PASIREIŠKIMAS PABALTIJY IR GRETIMOSE TERITORIJOSE

Lūžių aktyvumas kvartero metu Pabaltijo teritorijoje ilgus metus lieka tarp labiausiai diskutuojamų klausimų, kadangi, be mokslinės reikšmės, lūžių dabartinis aktyvumas turi praktinių pasekmių žmogaus gamybinei veiklai (seismingumas, gelmių pažeidžiamumas užterštumui ir t. t. – Šliaupa, 2000). Kol kas nerasta „tikrų“ lūžių, išilgai kurių būtų nustatytas tektoninis vientisų kvartero sluoksnių nutraukimas. Tačiau lūžių neotektoninis aktyvumas yra akivaizdus ir Pabaltijy jis

pasireiškė labai įvairiai. Lenkijoje „tikri“ kvartero lūžiai aprašyti tik keliuose vietovėse. Viena jų – Belchatovo anglies kasykloje, kur aptiktas Kleščovo grabenas (Krzyszowski, 1989). Lūžių glaciogeniniu aktyvumu Lietuvoje labai domėjosi V. Vaitonis (Vaitonis, 2000), kurio nuomone, atslinkęs ledynas tektoninius blokus lyg klavišus spaudė žemyn, o ribojantys lūžiai dažnai buvo ledyno migracijos barjeru.

Skirtingai nuo Pabaltijo teritorijos, gretimame Fensokandijos skyde nustatytas ne vienas lūžis, kertantis kvartero darinius, bei susijusios seismobrekčijos. Tiesa, lūžių aktyvumas kvartere ilgą laiką buvo aštriai diskutuojamas. Reuschas (1901) Hordlande nustatė vieno metro kvartero sluoksnių persistūmimą išilgai sprūdžio ir padarė išvadą apie jo poglacialinį amžių. De Geeras 4-ajame dešimtmetyje aprašė struktūras ir nuogulas, susijusias su žemės drebėjimais. Jo manymu, labai stiprūs seisminiai įvykiai pasireiškė ledynui atsitraukus. Kitų tyrinėtojų ši idėja buvo griežtai atmesta. Tik po keleto dešimtmečių, kaupiantis lauko darbų medžiagai, buvo grįžta prie De Geero ir Reuschio idėjų (Morner, 1978), nors platesnio pritarimo jos sulaukė tik 9–10-ajame dešimtmetyje. N. Morneris (1989), tirdamas Stokholmo apylinkes, nustatė 2–3 km žingsnio rombinį poledynmečio aktyvizuotų senų lūžių tinklą. Kai kurios lūžių zonos nusitęsia 7–10 km. Jų amplitudės kvartero storumėje siekia 1–3 m. Finmarke konstatuotas grežinio skylės 5,8 cm persistūmimas išilgai nedidelio lūžio, kuris pasislinko 1986–1989 m. (Roberts, 1991). Varangu pusiasalyje (Finmarkas) aprašytas 4 km ilgio status šlaitas, susijęs su Tollfjord-Komaglev lūžiu (Olesen et al., 1992). Vienas stambiausių neotektoninių lūžių Finmarko regione – poglacialinis Stuuragurra lūžis – tęsiasi per 80 km; paviršiuje jis atsispindi kaip 7 m aukščio status šlaitas (Olesen, 1988). Kitas stambus neotektoninis elementas – 7 km pločio ir 30 km ilgio pusiau grabenas Roglande (Anundsen, 1989). Niveliacijos duomenimis, per 16 metų jis nugrimzdo 20 mm. S. Gregersenas ir kt., remdamiesi seismologinio monitoringo medžiaga Danijos teritorijoje, išskyrė tektoninius lūžius, kertančius kvartero nuogulas (Gregersen et al, 1996). Panašios sin- ir poglacialinės tektoninės struktūros kartografuojamos Kanados skyde. Šių struktūrų apžvalga pateikta J. Adamso straipsnyje (Adams, 1989).

Paminėti faktai įtikinamai rodo, jog apledėjimo centruose pasireiškė aktyvūs tektoniniai procesai. Jie buvo intensyvesni negu gretimoje platforminėje dalyje, tačiau ir čia tikėtinas naujas lūžių aktyvumas, nors tiesioginio stebėjimo duomenų nėra daug.

GLACIOIZOSTAZINIO GRIMZDIMO MODELIS

Litosfera jautriai reaguoja į išorinės apkrovos pokyčius, izostaziškai prisitaikydama prie naujų sąlygų.

Pati litosferos sąvoka pirmą kartą buvo suformuluota šio amžiaus pradžioje nagrinėjant glacioizostazinius procesus. Glacioizostazijos principai buvo pagrįsti devynioliktajame šimtmetyje (Jamieson, 1865; DeGeer, 1888), o teorinius pagrindus padėjo Haskellas (1935; 1936).

Analizuojant ledyno poveikį žemės plutos judesiams ir įtampų pasiskirstymui, dažniausiai pasirenkamas elastinės plokštės, turinčios tam tikrą storį ir neribotą horizontalų paplitimą bei slūgsančios ant takaus skysčio, modelis (Svensson, 1980). Išorinei apkrovai veikiant plokštės paviršių, skystis perteka į gretimas sritis, o plokštė įlinksta. Plokštės vertikalios deformacijos (įlinkimo) amplitudė priklauso nuo kelių svarbiausių veiksnių: plokštės stangrumo ir apkrovos dydžio. Tarkime, kad litosfera neturi jokio stiprumo, tuomet grimzdimą galima aprašyti:

$$\sup \omega / H = \rho_l / \rho; \quad (1)$$

čia ω – įlinkio amplitudė, H – plokštės storis, ρ_l – ledo tankis, ρ – mantijos tankis. Tačiau litosferinė plokštė turi tam tikrą stiprumą, tad fleksūrinis įlinkis bus:

$$D d^4 \omega / dx^4 + N d^2 \omega / dx^2 + \rho_m g \omega = \rho_l(x); \quad (2)$$

čia x – nuotolis, D – plokštės stangrumas, N – intraplokštinė įtampa (apledėjimo atveju pasirinkta lygi nuliui), p_l – vertikali apkrova (ledas), ρ_m – mantijos tankis, ω – plokštės įlinkio amplitudė, g – gravitacinė konstanta.

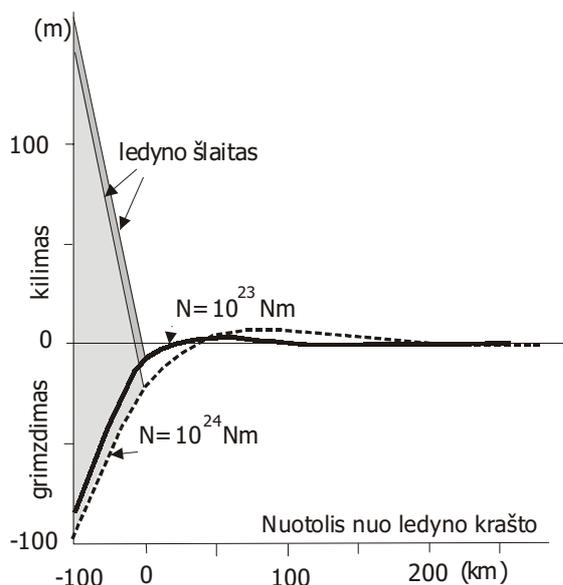
Iš pateiktos formulės matyti, kad didėjant apkrovai didėja įlinkio amplitudė: kuo stipresnė litosfera, tuo mažesnis įlinkimas. Tačiau ši priklausomybė svarbi tik nedidelio ploto apkrovai, kuri neviršija 200–300 km. Jeigu apkrovos plotis prilygsta 500 km ir daugiau, kaip tai būdinga, pavyzdžiui, stambiaiems žemyniniams ledynams, litosferos stiprumo įtaka labai sumažėja. Todėl analizuojant didelių sedimentacinių baseinų grimzdimą, dažnai pasirenkama Airio izostazija, t. y. litosfera traktuojama kaip neturinti stiprumo.

Siekiant įvertinti ledyninio žemės plutos nugramdinimo amplitudę, buvo atliktas paskutiniojo Veichselio apledėjimo modeliavimas. Apledėjimas pasiekė maksimumą prieš 18 000 metų, vėliau jis pradėjo trauktis ir ištirpo maždaug prieš 8 000 metų (Klemann, Wolf, 1999). Modeliavimui panaudota vientisos plokštės fleksūrinė 2-D modeliavimo programa. Pagrindiniai įvardiniai parametrai yra ledyno forma ir litosferos stiprumas. Sudėtingiausias pirmasis, kadangi nėra pagrįstų duomenų, kurie leistų patikimai rekonstruoti ledyno formą. Modeliavimui pasirinkti du Veichselio ledyno modeliai – parabolinis (Ehlers, 1992) ir įgaubtas (Герасимов, Величко, 1982). Pa-

grindinis skirtumas tarp šių modelių – skirtinga periferinės dalies geometrija. Parabolinis ledyno modelis yra dažniausiai naudojamas glaciodinaminuose skaičiavimuose (Adams, 1989; Klemman, Wolf, 1999; ir kt.). Tuo tarpu detalūs tyrimai rodo, jog ledynų pakraštyje gali būti gana plati abliacinė zona, kuri nulemia įgaubtą ledyno pakraščio formą. Veichselio ledyno storis abiejuose modeliuose yra maksimalus Botnijos įlankos šiaurėje ir viršija 2500 metrų. Lietuvos teritorijoje parabolinio ledyno storis siekia 1000 m (Ehlers, 1992), o įgaubto – 300 m (Герасимов, Величко, 1982).

Skaičiavimams pasirinkti du skirtingi litosferos modeliai: pirmuoju atveju litosferos stangrumas yra $N = 10^{23}$ Nm, antruoju – $N = 10^{24}$ Nm. Šios reikšmės artimos nustatytoms Baltijos baseine ir jo periferijoje (Ershov, Šliaupa, 2000). Pagal modeliavimo rezultatus, litosferos stiprumo reikšmės praktiškai neturi įtakos grimzdimo amplitudėms, skirtumas tesiekia kelis metrus, ir tai siejama su dideliu ledyninės apkrovos plotu. Nustatytos grimzdimo amplitudės centrinėje apledėjimo dalyje mažai skiriasi, tuo tarpu periferinė grimzdimo geometrija labai priklauso nuo pasirinktos ledyno formos. Parabolinio ledyno atveju litosfera apledėjimo centre nugrimzdo 799 m ($N = 10^{23}$ Nm) ir 794 m ($N = 10^{24}$ Nm), taigi litosferos stangrumo pataisa tėra 5 m. Įgaubto ledyno modelyje maksimalaus nugramzdinimo amplitudė centre siekia 723 m.

Šios reikšmės artimos poledyninio izostazinio kilimo amplitudei, kuri Botnijos maksimume yra 800–



1 pav. Periferinio žemės plutos įlinkio ir kupolo modeliavimas esant skirtingo stangrumo litosferai. Pasirinktas parabolinio ledyno modelis

Fig. 1. Modelling of downflexing of the lithosphere and formation of forebulge in the ice sheet periphery. Parabolic geometry of the glacier is assumed

850 m. Lietuvos šiauriniame pasienyje nugramzdinimo amplitudė siekia 500 m parabolinio ledyno atveju. Tai prilygsta viso alpinio laikotarpio grimzdimo dydžiui! Grimzdimo amplitudė daug mažesnė įgaubto ledyno modelyje – šiaurinėje Lietuvos dalyje ji siekia 200–230 m. Atkreiptinas dėmesys ir į prieledyninės periferijos morfologiją. Pagal elastinės plokštės lenkimo teoriją, lenkiant plokštę apkrovos išoriniame kontūre formuojasi fleksūrinis kupolas. Įgaubto ledyno atveju kupolo amplitudė tesiekia 10 cm. Tuo tarpu parabolinio ledyno atveju periferinis kupolas yra didesnis (1 pav.) – vidutinio stiprumo litosferos kupolo amplitudė siekia 3,8 m, o kietesnės litosferos atveju ji viršija 7,2 m. Kupolo viršūnė nutolusi apie 50–75 km nuo ledyno pakraščio. Galime prognozuoti, jog Veichselio maksimalaus apledėjimo metu Baltijos aukštumų juostos pietinis pakraštys rėmėsi į 5–8 m aukščio periferinį kupolą. Zandrinės nuogulos klostėsi ant pietinio kupolo šlaito. Tarp periferinio kupolo ir ledyno pakraščio susidarė 10–20 m gylio įduba.

GLACIOIZOSTAZINIS KILIMAS

Pradėjus tirpti ledynui, litosferinės plokštės apkrova mažėjo, o tai neišvengiamai turėjo sukelti žemės plutos izostazinį kilimą. Jo mastas turėjo būti lygus buvusiam grimzdimui atėmus atneštą glaciogeninių nuogulų ir pridėjus nuerodotų uolinių svorį:

$$\omega_{\text{izostazija}} = f(p_{\text{ledas}}; P_{\text{egzaracija}}; -P_{\text{sąnašos}}).$$

Kaip jau minėta, nustatyta 800–850 m izostazinio kilimo amplitudė Skandinavijoje neblogai atitinka modeliavimo rezultatus. Ji kiek viršija modelinę, ir tai sietina su ne visai tikslu ledyno storio prognozavimu arba šalia izostazinio kilimo reiškesi ir tektoninis, kuris suaktyvėjo prieš 20–25 mln.m. Remdamiesi modeliavimo duomenimis, galime prognozuoti, jog Veichselio ledynui nutirpus Lietuvos šiaurinė teritorija pakilo 150–200 metrų (parabolinio ledyno modelyje – 500 m). Atsižvelgiant į nustatytas poledyninio kilimo reikšmes pakraštinėje apledėjimo dalyje, įgaubto ledyno modelis yra labiau pagrįstas. N. A. Mornerio (1980) pateiktoje schemoje, kurios fragmentas pavaizduotas 6 paveiksle, Lietuvos teritorijoje kilimo amplitudė neviršija 100 m.

Be regioninės izostazijos, pasireiškė ir lokalūs izostaziniai judesiai. Latvijos teritorijoje lokalios izostazijos klausimus nagrinėjo V. Nikulinas (1997), kuris išskyrė keletą lokalių izostazinių anomalijų. Lokalios izostazijos pavyzdys – Kuržemės pusiasalis. Jūros terasų analizės duomenimis, po paskutiniojo apledėjimo ši struktūra santykiniai iškilo apie 50 m, jos kilimo greitis viršijo 5000 m/mln.m. (Šliaupa, Šliaupa, 1997) ir tai palygintina su kalnodaros sritimis.

EGZARACIJOS-AKUMULIACIJOS EFEKTAS

Egzaracijos veiksnį įvertinti sunku, kadangi nėra patikimų metodų, kuriais remiantis galima apskaičiuoti „nubrauktų“ uolienuų storį. Tyrimai, atlikti Svalbardo-Barenco jūros regione, parodė, jog egzaracijos greitis apledėjimo metu siekia 0,5–1 mm per metus (Dimakis et al., 1998). Pagrindinė veikla siejama su ledyno „buldozeriniu darbu“, tuo tarpu poliariinių fluvialinių sistemų ji tesiekia 0,01 mm/m. Eroziijos poveikį izostazijai galima lengvai apskaičiuoti pagal formulę (Airi izostazijos sąlygomis):

$$E = E_i + \Delta E; \quad (3)$$

čia E – izostaziškai subalansuota topografija, E_i – pradinė topografija, ΔE – nuegzaruoto sluoksnio veiksnys. Pastarasis apskaičiuojamas taip:

$$\Delta E = \Delta L [(\rho_a - \rho_s) / \rho_a]; \quad (4)$$

čia ΔL – nueroduoto sluoksnio storis, ρ_a – astenosferos tankis, ρ_s – nueroduotų uolienuų tankis. Eroziijos atveju ΔE yra teigiamas, o gliaciogeninių uolienuų prinešimo atveju šį veiksnį reikia eliminuoti. Baltijos jūroje reikia atsižvelgti ir į vandens sluoksnio apkrovos įtaką, tad izostatinė formulė bus:

$$E = (E_i + \Delta E)V; \quad (5)$$

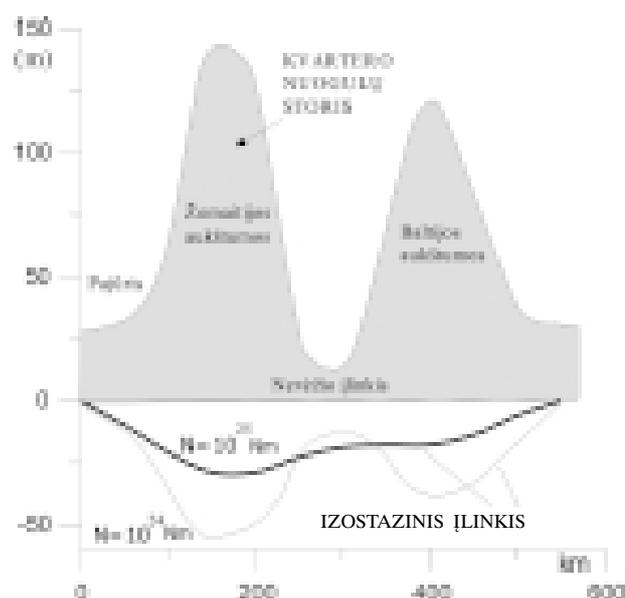
čia V – jūros veiksnys. Jis apskaičiuojamas:

$$V = \rho_v / (\rho_a - \rho_v); \quad (6)$$

čia ρ_v – vandens tankis.

Analizuojant Pabaltijo regioną, kuriame pasireiškė tiek egzaracija, tiek ir akumuliacija, praktiškai neįmanoma įvertinti, kuris iš šių veiksnių turėjo didesnę įtaką. Tačiau nutarę, kad visoje Lietuvos teritorijoje egzaracija buvo tolygi, galime įvertinti santykinį susiklosčiusių nuogulų poveikį izostaziniam balansui. Šiaurės Lietuvoje, kur kvartero uolienuų storis tėra 20–50 m, izostazinis įlinkis tesiekia 5–15 m. Tuo tarpu Žemaitijos ir ypač Baltijos aukštumų juostoje, kur kvartero storėms siekia 100–150 m, izostazinis įlinkis sudaro 30–50 m. Taigi santykinė nuogulų izostatinė pataisa Žemaitijoje ir Pietryčių Lietuvoje, lyginant su Lietuvos šiaurine dalimi, siekia 20–30 m. Sudarant Lietuvos neotektoninius žemėlapius, į šią pataisą turėtų būti atsižvelgta. Žemaitijos aukštumų plotis yra mažesnis už 200–300 km elastinio atlaikymo bangą – taigi litosferos stiprumas yra labai svarbus. Tam atliktas izostazinis modeliavimas išilgai profilio, kertančio visą Lietuvos teritoriją iš šiaurės vakarų į pietryčius. Modeliavimo rezultatai pateikiami 2 paveikslėlyje. Žemaitijos ir Baltijos aukštumos žė-

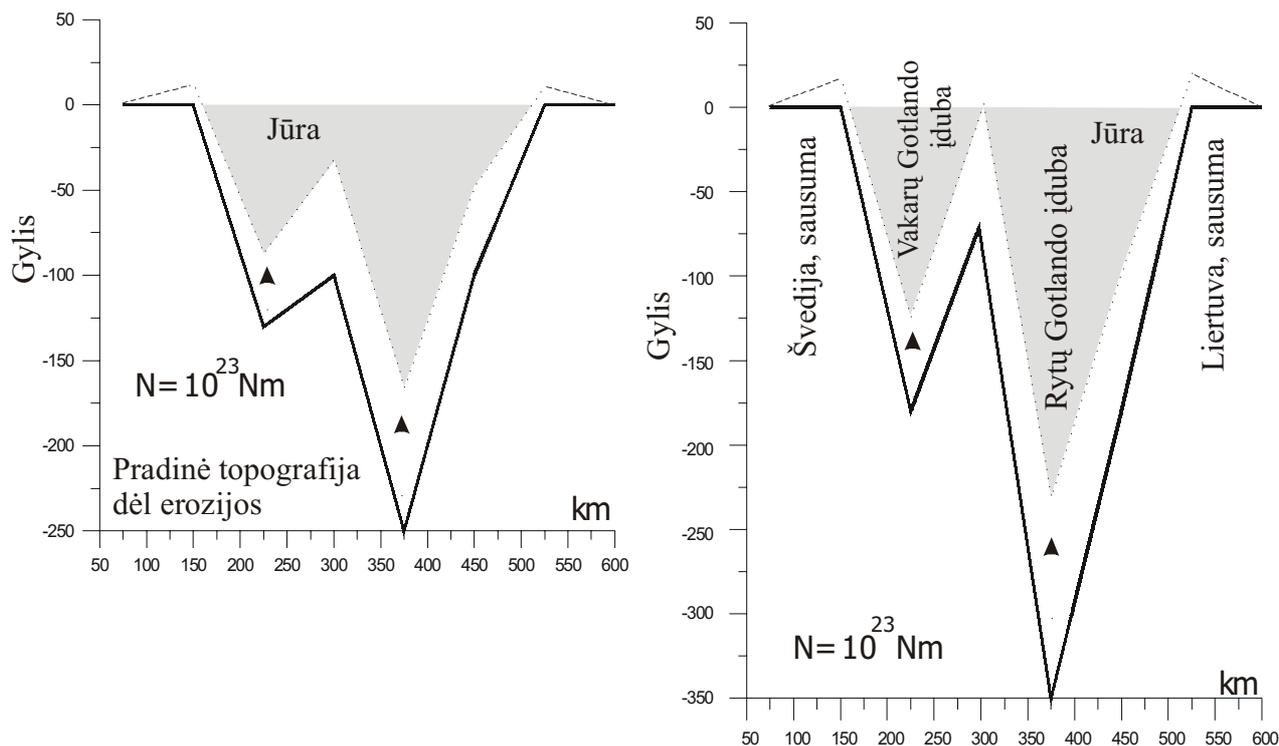
mės plutą santykinai nugramzdina 30–40 m (pasirenkamas 10^{24} Nm litosferos stiprumas). Vakarų Lietuvos teritorijoje, kur litosfera silpna (10^{23} Nm – Ershov, Sliampa, 2000), ši pataisa dar didesnė. Šios reikšmės turėtų būti įtrauktos sudarant neotektoninį žemėlapi. Atitinkamai Vakarų Lietuvoje maksimalaus neotektoninio kilimo centras iš Radviliškio-Naujosios Akmenės srities pasislenka į pietvakarius – į Užvenčio-Varnių rajoną, kur perskaičiuotos amplitudės turi siekti +90 m. O dėl Rytų ir Pietryčių Lietuvos neotektoninių pakilimų zonos, tai ji turi praplatėti į vakarus bei šiaurę; maksimalios amplitudės, įvedus pataisą, viršija +120 m.



2 pav. Kvartero nuogulų izostazinio efekto Lietuvoje modeliavimas. Pasirinkti du skirtingo litosferos stangrumo modeliai. Litosferos stiprumas – $N = 10^{23}$ Nm ir $N = 10^{24}$ Nm

Fig. 2. Sedimentary loading of Quaternary deposits in Lithuania. The assumed strength of the lithosphere is $N = 10^{23}$ Nm and $N = 10^{24}$ Nm

Iki šiol aštriai aptariama Baltijos jūros įdubos genezės problema. Čia išsiskiria dvi kraštutinės nuomonės: 1) Baltijos jūros įduba yra egzaracinio pobūdžio, 2) įduba yra tektoninės kilmės. Pirmuoju atveju svarbu įvertinti ledyninės egzaracijos izostazinį poveikį. Nutarę, kad šiuolaikinis 250 m pokvartero paviršiaus gylis jūros centrinėje dalyje yra išimtinai eroziijos rezultatas, iš formulės $E = (E_i + \Delta E)W$ gauname, kad faktinis eroziijos mastas turėjo būti 330 m, t. y. dėl nuokrovos žemės pluta čia turėjo pakilti 80 m. Analogiški rezultatai gauti atlikus fleksūrinį modeliavimą išilgai profilio vakarai–rytai, kuris kirto visą Baltijos jūrą (3 pav.). Iš modelio matyti, jog Gotlando įduboje erozija turėjo siekti 340 m. Erozinės nuokrovos atveju (Watts et al., 2000)



3 pav. Eroizijos izostazinio efekto įvertinimas Baltijos jūros įdubai. Kairysis modelis rodo, kad esant 250 metrų erozijai, žemės pluta santykinai pakils 80 metrų. Dešiniajame modelyje įvertintas erozijos mastas, kurio rezultatas – 250 metrų gylio erozinė depresija

Fig. 3. Isostatic effect of erosion in Baltic Sea depression. A 250 m erosion implies an 80 m upwarping of the lithosphere. To create the present depth 250 m of the Baltic Sea, erosion must have been 350 m

Baltijos jūros priekrantės zonoje turėjo susidaryti periferinė pakiluma, kurios amplitudė siekia 30–35 m, plotis – iki 150 km.

GLACIOGENINĖS ŽEMĖS PLUTOS ĮTAMPOS BALTIJOS BASEINE

Plutos grimzdimas ir kilimas, papildoma ledyno apkrova ir nuokrova veikia įtampų pasiskirstymą, o kartu ir lūžių aktyvizaciją žemės plutoje. Šalia tektoninių jėgų būtina atsižvelgti į papildomas glaciogenines jėgas (Gudmudsson, 1999; Adams, 1989; Klemann, Wolf, 1998). Seisminis aktyvumas paprastai siejamas su tektoninėmis priežastimis, tačiau plačiai paplitusi nuomonė ir apie pogracialinį lūžių aktyvumą, susijusį su glacioizostatine relaksacija (Mui Wood, 1989; Ardvirdsson, 1996; Zoback, Drollmund, 2001). Apie glacioizostazijos ir seismoaktyvumo ryšį Kanadoje jau prognozavo W. Hobbsas (1927). Netrukus jo idėjos pasiekė ir Europą, kur pirmieji pasekėjai buvo C. Koldrupas (1930) Norvegijoje ir H. Verseysas (1939) Anglijoje. Šios idėjos be atsako liko dar 30 metų, kol besikaupianti geologinė seisminė medžiaga privertė patyrinėti šį ryšį. Iki šiol neaiški šio proceso įtaka dabartiniu metu (Firth, Stewart, 2000), nors žemės drebėjimų koncentracija ap-

ledėjimo maksimumo srityse rodo, jog glaciogeninės jėgos vis dar yra svarbus veiksnys dabartinėje geodinamikoje (Klemann, Wolf, 1998; Stewart et al., 2000).

Šiam procesui įvertinti Baltijos baseine atliktas įtampų modeliavimas, apbruotus kituose regionuose. R. I. Walcottas (1970) vienas pirmųjų atliko 2-D ledyno modeliavimą ir įvertino įtampų pasiskirstymą litosferoje po ledynu, o S. Steinas ir kt. (1979), kiek papildę jo modelį, priėjo išvadą, kad ledyninės izostazijos generuotos jėgos galėjo sukelti lūžių seisminę aktyvizaciją Kanadoje ir šiaurinėje JAV dalyje.

Ledyno paviršinė apkrova preliminariai gali būti aprašoma elastingės plokštės (litosferos), gulinčios ant skysčio (astenosferos), modeliu (Wolf, 1985). Jėgos, kurios atlaiko ledyno spaudimą iš viršaus (t. y. neleidžia litosferai grimzti iki begalybės dėl paviršinės apkrovos), yra litosferos elastingio lenkimo jėga bei substrato gravitacinė kompensacija. Elastingės jėgos poveikis siekia tik keliolika metrų (Fjeldskaar, 1999), tad pagrindinį vaidmenį vaidina izostazija. Kitas svarbus klausimas – litosferos elastingė arba viskoelastingė deformacija. Pirmuoju atveju plutos atsilenkimas nutirpus ledynui turi įvykti labai greitai, tuo tarpu viskoelastingės (pusiau takios) plutos sąlygomis labai svarbi yra proceso trukmė. V. Klemannas ir D. Wol-

fas (1998) atliko įtampų lauko, susijusio su apledėjimu ir poledynmečio relaksacija, modeliavimą, kuris parodė, jog įtampos, susijusios su apledėjimu, veikia ir dabar, nors mažesniu mastu nei apledėjimo maksimumo metu. Po apledėjimo glaciogeninės įtampos įgauna priešingą ženklą – apledėjimo zona patiria tempimą, periferinė pakiluma – spaudimą (Stewart et al., 2000). Pateikti faktai rodo, jog Lietuvos teritorija taip pat turėjo būti gana stipriai paveikta glaciogeninių įtampų, kurios gali turėti nemažą įtaką teritorijos seisminiam aktyvumui. Skaičiavimams panaudoti skirtingi principai.

Simetriško cilindro ledyno modelis

Modeliavimo rezultatai labai priklauso nuo ledyno formos (Klemann, Wolf, 1998). Įtampoms, susijusioms su paskutiniu apledėjimu Baltijos baseine, apskaičiuoti pirmajame etape pasirinktas paprasčiausias simetrinio cilindrinio ledyno modelis.

Vertikalų litosferos įlenkimą (išsitiesinimą) dėl ledyno apkrovos (nuokrovos) galima aprašyti formule:

$$\Delta^4\omega = pD; \quad (7)$$

čia Δ^4 – Laplaso operatorius, p – vertikali ledyno pakrova, ω – litosferos įlenkimas (išsitiesinimas), D – litosferos stangrumas.

Nutarus, kad izostazinio kilimo kupolo kontūrai (pakraštys) yra stabilūs, įlinkio (atsilenkimo) amplitudę galima aprašyti:

$$\omega = (p / 64D) * (a^2 - r^2); \quad (8)$$

čia a – izostazinio kupolo diametras; r – atstumas nuo kupolo centro (Gudmudsson, 1999).

Maksimalus įlinkis (atsilenkimas) ω bus ledyno centre ($r = 0$):

$$\omega_{\max} = (p / 64D). \quad (9)$$

Dėl apkrovos nuėmimo ir litosferos izostazinio atsilenkimo viršutinėje žemės plutos dalyje susidaro papildomos įtampos:

$$\sigma_r = -(3pz/4d^3) * [(1+\gamma)a^2 - (3+\gamma)r^2] \quad (\text{radialinė įtampa}); \quad (10)$$

$$\sigma_\theta = -(3pz/4d^3) * [(1+\gamma)a^2 - (1+3\gamma)r^2] \quad (\text{cirkumferentinė įtampa}), \quad (11)$$

čia d – efektyvus elastinis storis, z – gylis, teigiamas į viršų, γ – Puasono santykis.

Iš šių formulių matyti, kad maksimalus poglaciogeninis tempimas susidaro apledėjimo centre, $z = 0,5$ d gilyje. Pabaltijo regione, t. y. ledyno periferi-

joje, iš formulių (10) ir (11) seka, kad čia vyraus spaudimo jėgos, maksimalios izostazinio kupolo pakraštyje, kur $r = a$ (Gudmudsson, 1999):

$$\sigma_{r,\text{kompresija}} = 3pa^2/4d^3, \quad (12)$$

$$\sigma_{\theta,\text{kompresija}} = 3p\gamma a^2/4d^3. \quad (13)$$

Kadangi apkrovos (nuokrovos) dydis ne visada žinomas, skaičiavimams patogiau naudoti įlinkio amplitudę, kuri nustatyta geologiniais duomenimis (Morner, 1980):

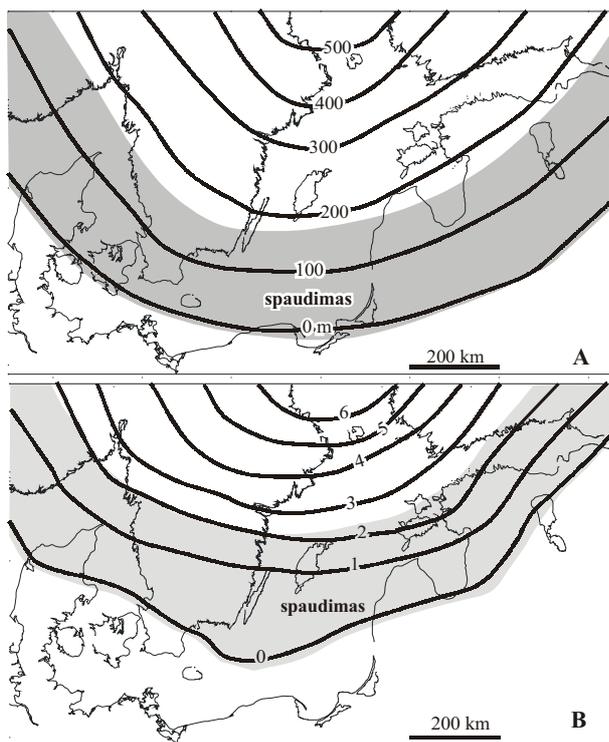
$$\sigma_{r,\text{kompresija}} = 3\omega_{\max} 64D / 4a^2d^2, \quad (14)$$

$$\sigma_{\theta,\text{kompresija}} = 3\omega_{\max} 64D\gamma / 4a^2d^2. \quad (15)$$

Tad norint apskaičiuoti glaciogenines įtampas nutirpus ledynui, reikia žinoti įlinkio amplitudes ir litosferos stiprumą.

Izostazinio kilimo amplitudės po paskutiniojo ledynmečio pavaizduotos 4 paveikslėlio A dalyje. Nulinė izobata vedama išilgai Baltijos aukštumų. Maksimalus kilimas (850 m) nustatytas Botnijos srityje (Morner, 1980). Tarkime, kad kupolo diametras – 1000 km, litosferos efektyvus elastinis storis (stiprumas) Baltarusijos-Mozūrijos anteklizės šiaurės rytiniame šlaite – 55 km (Ershov, Sliupa, 2000), poglacialinio kilimo amplitudė – 850 m, tuomet Baltijos aukštumų rajone gaunamas 15 MPa poglaciogeninis spaudimas, kuris į šiaurę mažėja. Spaudimo zonos plotis yra 300 km. Cirkumferentinė kompresija – 4 MPa. Diferencinė įtampa $\sigma_r - \sigma_\theta$ taip pat maksimali ledyno pakraštyje – 11 MPa. Įvertinant ledyno (ir jo tirpsmo) poveikį lūžių aktyvizacijai, svarbu žinoti kirpimo įtampą, kuri yra $\frac{1}{2}[\sigma_r - \sigma_\theta]$. Baltijos aukštumų rajone ji siekė 6MPa.

Šie skaičiavimai leidžia prognozuoti papildomas įtampas iškart po Veichselio apledėjimo. Buvusio apledėjimo periferijoje prognozuojama tektoninių lūžių glacialinė spaudimo aktyvizacija. Tuo tarpu centrinėje buvusio apledėjimo dalyje generuojamos tempimo jėgos, kurios siekė 30 MPa. Palyginus gauto modelio rezultatus su seisminio aktyvumo pasiskirstymu Pabaltijo regione, konstatuojama, kad seismologiniai duomenys neatitinka šio modelio, pagal kurį maksimalios spaudimo jėgos turėtų būti Lietuvos teritorijoje (4 pav., A) ir palaiptiesniui mažėti į šiaurę, tad Lietuvoje turėtų tikėtis maksimalaus seisminio aktyvumo. Tuo tarpu seismologiniai stebėjimai rodo minimalų Lietuvos seisminį aktyvumą, lyginant su Latvija ir Estija. Tokio neatitikimo priežastis – pasirinkta izostazinio kupolo forma. Pateikti skaičiavimai atspindi situaciją tuoj po maksimalaus apledėjimo, tuo tarpu seismologiniai stebėjimai apibūdina dabartinę geodinaminę situaciją. Izostazinio kupolo kon-



4 pav. Poledynmečio spaudimo pasiskirstymas pagal cilindrinio simetrinio ledyno modelį. *A* – kupolas, skaičiuotas pagal izostazinio kilimo (m) amplitudžių pasiskirstymą (fragmentas iš Morner, 1980); *B* – kupolas, skaičiuotas pagal dabartinio poglacialinio kilimo (mm/m) greičio pasiskirstymą (pagal Gudmudsson, 1999). Pažymėtina, kad pastarasis modelis geriau atitinka seisminio aktyvumo pasiskirstymą Pabaltijo regione. Pilka zona žymi ledyninio spaudimo sritį

Fig. 4. Distribution of postglaciation compression calculated for cylindrical symmetrical doming following *A* – magnitudes of isostatic uplift (m) (according to Morner, 1980) and *B* – rates of postglaciation uplift (mm/m) (according to Gudmudsson, 1999). The latter better fit the present seismic activity of the Baltic area. The gray zone indicates the area of glacial extension

tūrai nėra stabilūs. Palyginus amplitudžių schemą su dabartinių vertikalinių judesių schema, matyti, kad pastarosios nulinė izobata yra pasistūmėjusi į šiaurę, tad dabartinis izostazinis kupolas yra siauresnis, lyginant su pradiniu. Pagal Mornerį (1975), „naujoji“ nulinė izobata buvo stabili pastaruosius 9 tūkst. metų. Pabaltijy nulinė dabartinių žemės plutos vertikalinių judesių izobata kerta Centrinę Latviją (4 pav., *B*). Todėl prognozuojant dabartinę įtampų pasiskirstymo situaciją reikia panaudoti būtent dabartinio izostazinio kupolo kontūro formą. Glacioizostazinio spaudimo zona šiuo atveju prognozuojama Latvijoje ir Estijoje (4 pav., *B*), kur ir stebimas seisminio aktyvumo padidėjimas, lyginant su už spaudimo kontūro esančia Lietuva. Maksimalus spaudimas apskaičiuotas Centrinei Latvijai.

Detalesniam glaciogeninių įtampų skaičiavimui antrajame etape panaudoti ledyno formos modeliai, aptarti izostazijos skyriuje.

Eliptinio ir įgaubto ledyno pakraščio modeliai

Kaip matėme, litosferos įlinkio amplitudė ir forma Pabaltijy labai priklauso nuo to, kokį ledyno modelį pasirinksimė skaičiavimams. Palyginimui apskaičiuotos įtampos abiem modeliams, paraboliniam ir įgaubtam, kurie apibrėžia du skirtingus ledyno formos tipus.

Lenkimo įtampos aprašomos (Turcotte, Schubert, 1982):

$$\sigma(x) = 0,5E d D^2 / dx^2 \omega(x); \quad (16)$$

čia x – maksimali horizontali įtampa, E – Jungo modulis, d – efektyvus elastinis storis, D – litosferos stangrumas, $\omega(x)$ – įlinkio amplitudė.

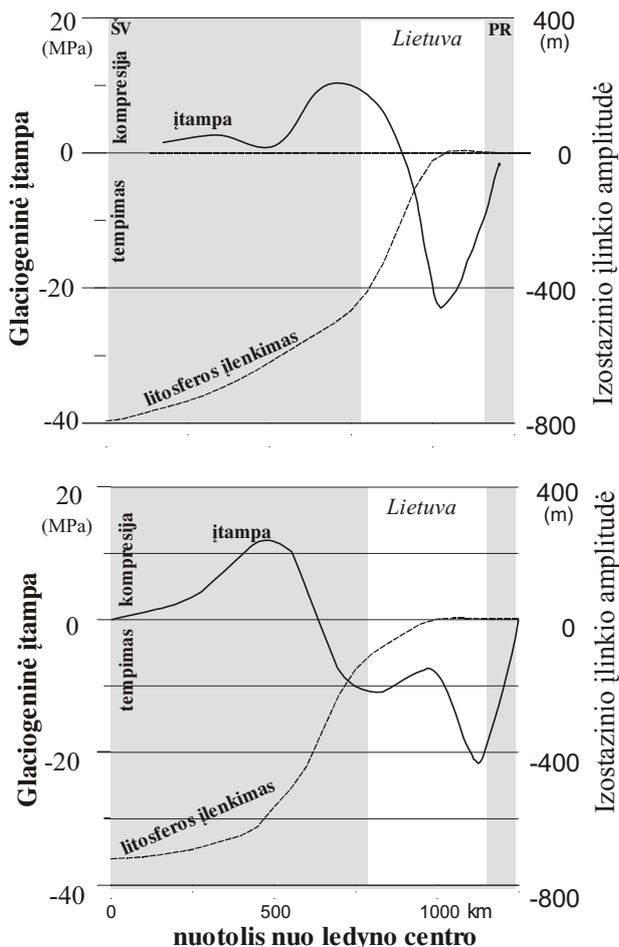
Skaičiavimai patvirtina, kad įtampų pasiskirstymas labai priklauso nuo ledyno formos, tačiau bendros tendencijos yra panašios – išorinėje ir pačioje ledyno pakraštinėje dalyje formuojasi tempimo režimas, tuo tarpu toliau į šiaurę susidaro horizontalaus spaudimo jėgos (5 pav.). Parabolinio ledyno modelyje pietinę ir centrinę Lietuvos dalį veikia glaciogeninis tempimas, kurio maksimumas siejasi su Baltijos aukštumų juosta. Tuo tarpu Šiaurinė Lietuva bei Latvijos teritorija yra spaudimo zonoje, maksimalios reikšmės apskaičiuotos Centrinei Latvijai. Įgaubto ledyno modelyje tempimo zona labai praplatėja, apimdama ne tik Lietuvos teritoriją, bet ir visą Latviją, o spaudimo įtampų zona pasislenka į Estiją ir Suomiją. Šie abu modeliai žymi kraštutines sąlygas, o gauti rezultatai leidžia daryti kai kurias svarbias išvadas:

1. Pietinėje Lietuvoje turėjo vyrauti glaciogeninės tempimo jėgos, kurios yra maksimalios Baltijos aukštumų regione arba kiek piečiau jų (5, 6 pav.). Tempimo jėgų intensyvumas paviršiniuose žemės plutos sluoksniuose maksimumo zonoje viršija 20 MPa.

2. Šiauriniame Pabaltijo regione turi vyrauti spaudimo glaciogeninės jėgos (5, 6 pav.), kurios maksimumo zonoje viršija 15 MPa.

Šie rezultatai atitinka stebimą seisminio aktyvumo pasiskirstymą Pabaltijy: būtent šiaurinė dalis, veikiama papildomo spaudimo, yra seismiškai aktyvi, o maksimalus aktyvumas Centrinėje Latvijoje leidžia spėti, jog būtent čia yra maksimalaus spaudimo zona.

Įgaubto ledyno pakraščio modelis, kuriame periferinė dalis plona, atitinka G. Rehbinderio ir P. A. Yakubenkos (1999) pastebėjimą, jog Veichselio apledėjimo pagrindinės apkrovos riba buvo toliau į šiaurę nuo maksimalaus apledėjimo ribos. Šią „tikrąją“ ribą žymi seisminių įvykių pasiskirstymas Skandinavijoje, Lenkijoje ir Pabaltijy, kuri sutampa su minėta nuline izostazinio kupolo izobata. Parabolinio

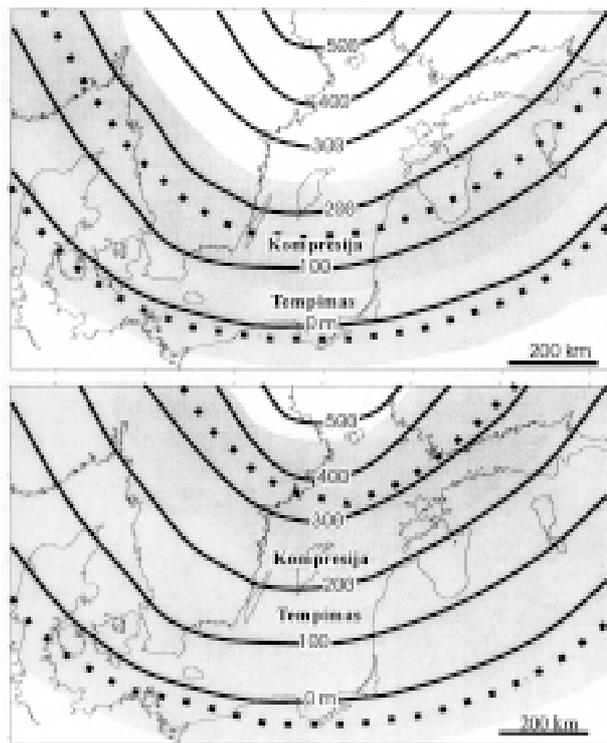


Glaciogeninės lenkimo įtampos apskaičiuotos Ehlers'o (viršuj) ir Veličkos (apačioj) ledynų modeliams. Paskutinytis Nemuno apledėjimas

5 pav. Įtampų pasiskirstymas po ledynu. Modeliavimas atliktas paraboliniam (viršuj) ir įgaubtam (apačioj) ledynui. Punktyrinė linija rodo žemės plutos izostazinį įlinkį, išstinė – įtampų intensyvumą
Fig. 5. Stress distribution under the ice sheet and adjacent territory. Stress modeled for parabolic (above) and concave (bellow) ice sheet geometries. Hatched line indicates isostatic downflexing, solid line shows stress magnitudes (extension is negative)

ledyno atveju išorinė apledėjimo sritis turėjo stabilizuotis daug greičiau nei vidinė. Tad pagrindinis izostazinis kupolas, kuris veikia Pabaltijo teritoriją ir dabar, yra mažesnio diametro nei maksimalaus apledėjimo kontūras.

Lietuvos seisminio pasyvumo, lyginant su Latvija ir Estija, kitas galimas aiškinimas yra vertikali (litostatinė) ir horizontali (tektoninė) įtampų santykis $\xi < 1$. Šis parametras aprašo horizontalios įtampų didėjimą einant gilyn vertikali apšrovos atžvilgiu $S_h = \xi S_v$. (Wu, Hasegawa, 1996a). Jis dažniausiai nėra gerai žinomas, todėl ledyniniai modeliai dažnai skaičiuojamai įvairioms ξ reikšmėms, nors turimi duomenys rodo, jog labiausiai tikėtina

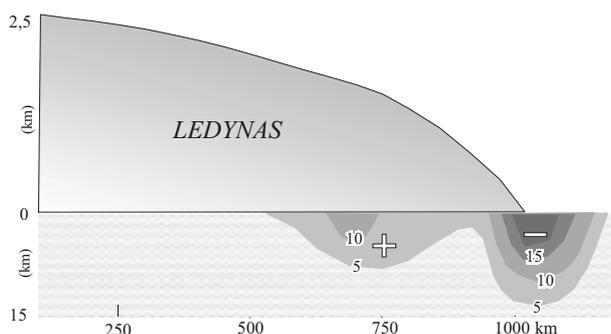


6 pav. Glaciogeninių įtampų pasiskirstymas. Viršuje – parabolinio, apačioje – įgaubto ledyno modelis. Taškinė linija nurodo maksimalių įtampų zoną, izolinijos – izostazinio atsilenkimo amplitudes pagal Morner, 1980
Fig. 6. Glaciogenic stress distribution calculated for parabolic (above) and concave (bellow) ice sheet geometries. Light gray indicates extension, dark gray is compression zone. Dotted line shows maximum stress. Couture lines indicate the magnitude of isostatic uplift (after Morner, 1980)

yra $\xi = 1$. Nutarus, kad Lietuvoje ir gretimoje Baltarusijoje $\xi < 1$ (tai yra litostatinė apkrova auga greičiau už horizontalią tektoninę įtampą), ledyno pakraštyje lūžiai turėjo išsaugoti stabilumą (Wu, Hasegawa, 1996a). Jeigu $\xi \geq 1$, ledyno pakraštyje galime tikėtis lūžių aktyvizacijos.

DABARTINIŲ LIEKANINIŲ GLACIOGENINIŲ ĮTAMPŲ PROGNOZĖ

Ankstesni skaičiavimai iš esmės apėmė paviršinės žemės plutos dalies (iki 1000 m) glaciogenines įtampas. Tuo tarpu sprendžiant seismingumo problemas, svarbu žinoti įtampų pasiskirstymą gilesniuose žemės plutos sluoksniuose, nes žemės drebėjimai generuojami ne paviršiuje, o kelių ar keliasdešimties kilometrų gylyje. Įtampos, kurias sukelia poledynmečio izostazija, yra maksimalios žemės paviršiuje. Be to, viršutiniai sluoksniai yra labiau pažeidžiami horizontalių įtampų, kadangi čia yra minimali vertikali apkrova, kuri „apsaugo“ uolieną nuo plyšimo (ir lūžio aktyvizacijos). Tą patvirtina lauko tyrimų duomenys (Adams,



7 pav. Glaciogeninių įtampų pasiskirstymas žemės plutoje (teigiamos reikšmės nurodo spaudimą, neigiamos – tempimą, MPa). Skaičiavimui pasirinktas įgaubto ledyno modelis

Fig. 7. Stress distribution in upper Earth's crust under ice sheet (concave model). Compression is positive, extension negative

1989). Tačiau yra žinomi ir gilūs (iki 10 km) poglobialiniai lūžiai (Lundqvist, Lagerback, 1976; Firth, Stewart, 2000).

Pabaltijy seisminiai įvykiai dažniausiai susiję su 8–12 km gyliu. Poglobialinė kompresija viršutinės žemės plutos apatinėje dalyje, 10 km lygyje ($z = 0,25d$), Latvijos teritorijoje įvertinta 8 MPa (7 pav.), kirpimo įtampa – 3 MPa. Šios įtamos, kurią inicijavo glacioizostazija, pakanka lūžiams aktyvizuoti ir smulkiems žemės drebėjimams sukelti – jų intensyvumas tolygus žemės drebėjimų energijos išsiskyrimui (*stress drop*), kuris seklių Fenoskandijos regiono žemės drebėjimų atveju įvertintas 1–10 MPa (Gudmundsson, 1999).

Gauti rezultatai atitinka stebimą seisminių įvykių pasiskirstymą Pabaltijy: Latvijoje nustatytas seisminis maksimumas, Estijoje jis kiek mažesnis, o Lietuvoje, kuri yra už izostazinio spaudimo zonos, – minimalus. Turimi šiuolaikinių įtampų matavimai Pabaltijy rodo, jog čia būdingas tektoninio stūmio režimas (vyrauja tektoninė horizontali kompresija). Tad Latvijoje nustatytas poglobialinis spaudimas sustiprina tektoninį.

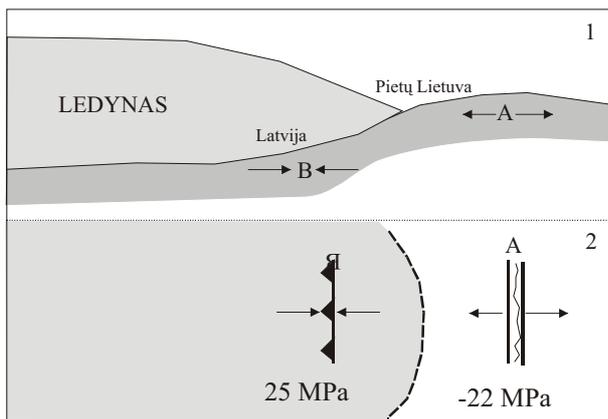
Pateikti modeliavimo rezultatai apibrėžia įtampas, generuotas žemės plutoje maksimalaus apledėjimo metu ir tuoj po jo. Ištirpus ledynui, ilgainiui glacioizostazinis efektas silpnėja. Šios problemos tyrimui skirti V. Klemanno ir D. Wolfo (1998) ir ypač P. Wu bei Hasegawos (Wu, Hasegawa, 1996a, 1996b; Wu, 1998) darbai. Įtampų kitimo po apledėjimo pobūdis daugiausia priklauso nuo mantijos klampumo. P. Wu ir Hasegawa duomenimis (1996a,b), pasirenkant didelį apatinės mantijos klampumą (10^{23} Pa*s), lūžių stabilumas ne mažėja, o priešingai, galime tikėtis seisminio aktyvumo didėjimo per kitus kelis tūkstantmečius. Tuo tarpu labiau taki apatinė mantija (10^{21} Pa*s) nulemia laipsnišką glaciogeninių įtampų mažėjimą. Atsižvelgiant į Fenoskandijos izostazinio kilimo tyrimus (Cathles,

Fjeldskaar, 1997; Mitrovica, 1997), pastaroji reikšmė yra labiau pagrįsta, tad tikėtinas ledyninių įtampų silpnėjimas bei seisminio aktyvumo, susijusio su ledyninėmis įtampomis, mažėjimas.

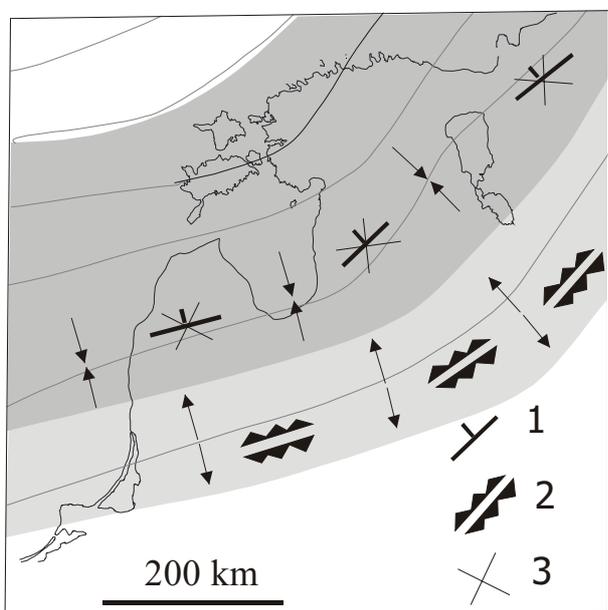
Maksimalus seisminis aktyvumas pasireiškia tuoj po apledėjimo ir laipsniškai silpnėja (Firth, Stewart, 2000). Pagrindinis veiksnys, kuris kontroliuoja dabartinės glaciogenines įtampas, yra sistemos relaksacijos laikas. Žymint vertikalius žemės plutos judesius ω ir laiką t , ilinkio amplitudė tam tikru momentu po apledėjimo aprašoma $\omega \sim e^{-t/t_s}$; čia t_s yra relaksacijos laikas. Viskoelastinės mantijos relaksacijos laikas yra apie 5000 metų (Klemann, Wolf, 1998). Dažniausiai deglaciacija trunka 10^4 metų, panaši trukmė būdinga ir paskutiniajam Nemuno apledėjimui. Tad įtamos visiškai relaksuojasi apledėjimo metu, tačiau nespėja išsikrauti ledynui tirpstant. Pabaltijy ledynas atsitraukė prieš 15–12 tūkst. m., tad mūsų teritorija vis dar veikiama ledyninių įtampų. Izostazinio kilimo potencialas (kilimo amplitudė iki visiškos izostazijos) šiaurinėje Lietuvos dalyje yra 10–30 m (priklausomai nuo ledyno bei žemės plutos ir astenosferos modelių), Latvijoje ir Estijoje jis dar didesnis. Tai leidžia prognozuoti, kad dabartinės liekaninės spaudimo įtamos Latvijos ir Estijos teritorijoje yra 2–3 MPa, Lietuvoje veikia papildomas 1–2 MPa tempimas arba jis jau išsikrovė (priklausomai nuo ledyno formos modelio). Šis glaciogeninių įtampų lygis yra seisminės energijos išsiskyrimo ribose, tad gali būti seisminių įvykių priežastimi.

Papildomų ledyninių įtampų pasiskirstymo žinojimas yra svarbus seisminio lūžių aktyvumo prognozei – kur ir kokio tipo mechanizmas (spaudimas ar tempimas) labiausiai tikėtinas, kokios krypties lūžiai labiausiai pažeidžiami priklausomai nuo įtampų krypties. Aštuntame paveikslėlyje pateikiama principinė glaciogeninių įtampų pasiskirstymo schema: apledėjimo išoriniame kontūre formuojasi tempimo jėgos, vidiniame kontūre – spaudimo; jos atitinkamai aktyvizuoja sprūdžius ir antsprūdžius. Latvijos ir Estijos teritorijoje glaciogeninės spaudimo jėgos, orientuotos statmenai izostazijos izobatoms (9 pav.), aktyvizuoja subplatuminius (vakaruose) ir ŠR krypties antstūmius, tą patvirtina seismologiniai duomenys – Latvijos seismotektoniniame žemėlapyje (Nikulin, 1999) vyrauja būtent šios krypties seisminio pavojaus zonos. Tuo tarpu didžiojoje Lietuvos teritorijoje labiau tikėtinas tempimo mechanizmas.

Būtina pažymėti, jog izostaziniam kupolui ir periferinei pakilumai būdingas zoniškumas. R. Muir-Woodo (2000) nuomone, seisminis aktyvumas pasiskirsto kvadratais. Pagal jo atliktą Baltoskandijos rajonavimą, Pabaltijy teritorija patenka į „aseisminį“ pietrytinį kvadratą izostazinio kupolo teritorijoje, o periferinė pakiluma turi pasižymėti padidintu seisminiu aktyvumu.



8 pav. Glaciogeninių įtampų (1) ir tektoninių lūžių aktyvizacijos (2) modeliai
 Fig. 8. Models of glaciogenic stress (1) and activation regime of faults (2)



9 pav. Glaciogeninės lūžių aktyvizacijos Pabaltijo regione schema. 1 – antstūmis, 2 – sprūdis, 3 – tektoninių įtampų kryptis, palankiausia lūžių aktyvizacijai
 Fig. 9. Model of glaciogenic fault activation regime in Baltic area. 1 – thrusting, 2 – normal faulting, 3 – direction of maximum tectonic stress favorable for fault activation

LŪŽIŲ STABILUMAS

Paskutiniojo apledėjimo modeliavimas parodė, jog ledynmečio ir poledynmečio metu ledynas generavo papildomas įtampas, kurios yra tolygios žemės drebėjimų išskrovai, tad yra pakankamos aktyvizuoti seną lūžių sistemą, kertančią Pabaltijo kristalinį pamatą ir nuosėdinę dangą.

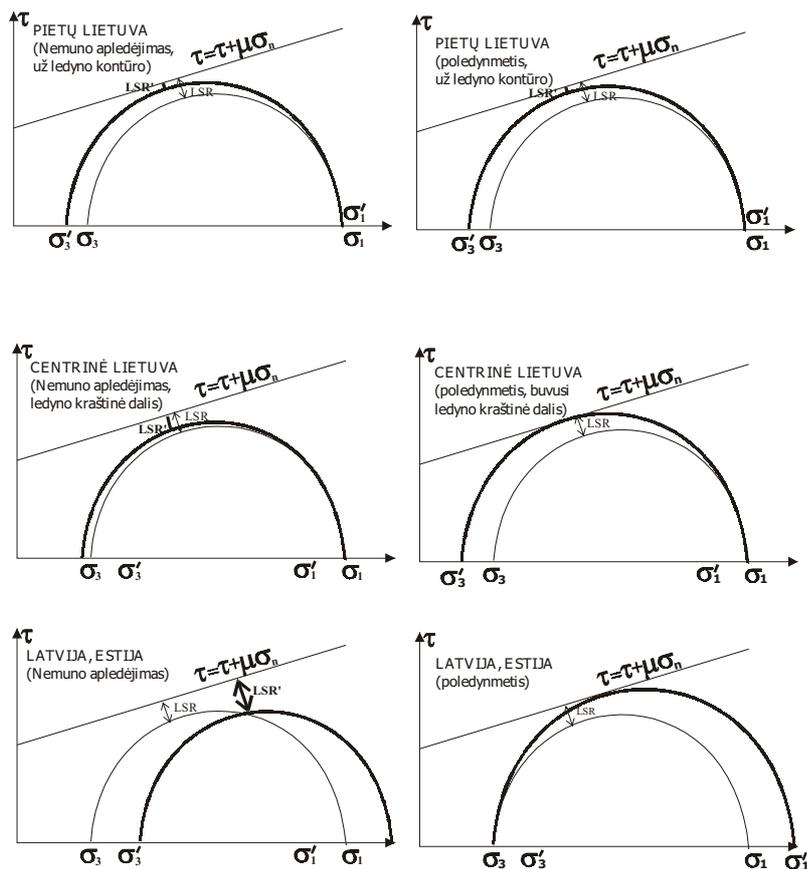
Lūžio stabilumas priklauso nuo daugelio veiksnių, tarp kurių esminis yra uolienos slysmo trinties jėgų

santykis su veikiančių mechaninių įtampų dydžiu. Senieji lūžiai yra mažiau atsparūs įtampų pokyčiams, lyginant su jėgomis, kurios suformuoja naują plyšį uolienų masyvuose. Suminių uolienų įtemptumo lauką žemės plutoje sudaro ir tektoninės, ir glaciogeninės įtampos kartu su litostatinio slėgio dedamosiomis. Tyrinėdami kvartero laikotarpiu vykusias deformacijas, manome, kad esminį lūžių aktyvumą sukelia glaciogeninių įtampų pokyčiai, kai žemės plutos tektoninis ir litostatinis įtemptumas yra santykinai stabilus.

Lūžio stabilumą apibūdina lūžio stabilumo ribos (LSR) parametras. Kuo didesnė ši riba, tuo stabilnesnis lūžis ir atvirkščiai (Wu, Hasegawa, 1996a,b; Wu, 1998; Klemann, Wolf, 1999). Triašio įtemptumo diagramoje lūžio stabilumo riba yra mažiausias tarpinis tarp lūžio susidarymo (arba aktyvizacijos) linijos ir uolienos stiprumo ribą nusakančios Moro apskritimų gaubtės. Uolienos stiprumo ribą aprašant Kulono tiese, pagal Kulono-Moro uolienos irsmo kriterijų, plyšys atsiras (arba aktyvizuos), kai statmenųjų ir šlyties įtampų santykis nusakys įtemptumą masyve, artimą Kulono tiesei. Uolienos stiprumo rodiklius (sankibos stiprį τ_0 ir trinties koeficientą μ), kurie apibūdina Kulono tiesės padėtį įtampų plokštumoje, galima išmatuoti bandymų būdu tiek vientisai uolienai (vidinės trinties stipris), tiek ir plyšio paviršiu uolienoje (išorinės trinties stipris). Rodiklio μ vertės paprastai būna tarp 0,8 ir 0,8, o τ_0 vertės mažai tetyrinėtos ir lūžių stabilumo analizėje laikomos artimos nuliui.

Dešimtame paveikslėlyje pateikiama principinė įtampų kitimo schema, atspindinti situaciją apledėjimo metu ir tuoj po jo Latvijoje ir Estijoje (ledyninio spaudimo zona), Centrinėje Lietuvoje (tempimo zona apledėjimo kontūre) ir Pietų Lietuvoje (tempimo zona už ledyno kontūro). Matyti, kad apledėjimo metu LSR gerokai pakito visuose trijuose plotuose. Pietinėje Lietuvoje LSR sumažėjimą nulėmė padidėjusios tempimo jėgos – čia prognozuojama lūžių sprūdinė aktyvizacija. Šiaurinėje Lietuvos dalyje įtampų laukas išliko mažai tepakitęs: susidariusias iki 15 MPa tempimo jėgas kompensavo 15 MPa ledyno vertikali apkrova, kuri savo ruožtu didina lūžio stabilumą. Tuo tarpu Latvijoje ir ypač Estijoje, nepaisant susidariusios papildomos apie 10 MPa horizontalaus spaudimo jėgos, lūžių stabilumas netgi padidėjo dėl ledyninės apkrovos (15–20 MPa).

Lūžių stabilumo parametras iš esmės pasikeitė nutirpus ledynui, išskyrus pietinę Lietuvos dalį, kur tebevyravo horizontalaus tempimo jėgos. Šiaurinėje Lietuvos dalyje turėjo aktyvizuotis sprūdinis lūžių mechanizmas – čia išliko aukštos horizontalaus glaciogeninio tempimo jėgos, kurių jau nebeužgožė stabdanti ledyno vertikali apkrova. Didžiausi pokyčiai įvyko Latvijoje ir Estijoje, kur lūžių aktyvizacija turėjo ypač padidėti – čia išliko 15 MPa horizontalus



10 pav. Moro apskritimas, Kulono plyšimo linija ir lūžio stabilumo ribos (LSR) kitimas Nemuno apledėjimo metu (kairėje) ir tuoj po apledėjimo (dešinėje) skirtingose srityse. Plonas apskritimas žymi ikiledynmečio situaciją Fig. 10. Changes of fault stability during (left) and immediately after (right) glaciation in different areas of Baltic region. Thin circle indicates situation before glaciation

spaudimas, o Moro apskritimo padidėjimą nulėmė sumažėjusi vertikali apkrova σ_3 .

Įvertinti tikrąsias LRS reikšmes sunku, kadangi mažai žinoma apie lūžių mechanines savybes (šiuo atveju svarbus trinties koeficientas). Nagrinėjant lūžių stabilumo didėjimą ar mažėjimą patogiau naudoti dLRS(t) parametą, kuris rodo skirtumą tarp lūžio stabilumo etapo pradžioje (LRS_0) ir dominančiu laiku (LRS_t):

$$dLRS(t) = 0,5\{[\sigma_1(t_0) - \sigma_3(t_0)] - [\sigma_1(t) - \sigma_3(t)]\} + \mu\beta\{[\sigma_1(t) + \sigma_3(t)] - [\sigma_1(t_0) + \sigma_3(t_0)]\}, \quad (17)$$

$$\text{tuomet } \beta = \sin[\arctan(\mu)] / 2\mu; \quad (18)$$

čia $\sigma_1(t_0)$ ir $\sigma_3(t_0)$ yra maksimali ir minimali įtampa prieš apledėjimą, $\sigma_1(t)$ ir $\sigma_3(t)$ – atitinkamai po apledėjimo, μ – trinties koeficientas, pasirinktas 0,6 (Wu, 1998).

Teigiama dLSR reikšmė rodo lūžio stabilumo padidėjimą, neigiama žymi lūžių aktyvizacijos tikimybės padidėjimą. Pritaikius (17) formulę apskaičiuotas lūžių stabilumo kitimas Pabaltijy. Latvijoje, kur susidarė

maksimalaus glaciogeninio horizontalaus spaudimo juosta, apledėjimo maksimumo metu dLSR buvo +5 MPa, tad lūžių stabilumas turėjo išaugti (panašias reikšmes – nuo +3 iki +6 MPa – gavo ir V. Klemannas su D. Wolfu (1999), pritaikę sudėtingesnį litosferos reologinį modelį, kuriame viršutinė plutos dalis yra trapios deformacijos, o apatinė – takios). Toliau į šiaurę, kur mažėjo glaciogeninės horizontalios spaudimo jėgos ir didėjo vertikali apkrova, lūžių stabilumas padidėjo dar daugiau. Šiaurinėje Lietuvos dalyje stabilumo ribos pokyčiai buvo minimalūs. Tuo tarpu Pietų Lietuvoje, už ledyno kontūro, kur formavosi priledyninis kupolas, apledėjimo maksimumo metu dLSR buvo –9 MPa, tad lūžių aktyvumas turėjo didėti. Tuoj nutirpus ledynui, situacija pietinėje Lietuvos dalyje nepasikeitė. Tuo tarpu Latvijoje ir Estijoje turėjo įvykti ryškūs seisminio aktyvumo pokyčiai – dLSR iš aiškiai teigiamos tapo neigiama – 6 MPa, tad čia turėjo labai išaugti lūžių aktyvumas. Neigiamos reikšmės, tik mažesnio dydžio, būdingos ir Šiaurės Lietuvai. Laikui bėgant ir izostaziškai atsilenkiant litosferai, dLSR tiek Lietuvoje, tiek ir Latvijoje bei Estijoje mažėjo. Dabartinė šio parametro reikšmė Latvijoje gali būti įvertinta nuo –1 iki –2 MPa.

J. Gombergo (1996) duomenimis, rytinėje Kanadoje dabartinius žemės drebėjimus gali sukelti 0,1 MPa įtampų pokytis iki. Tai yra 10 kartų mažesnė reikšmė, nei minėta dLSR Latvijoje, todėl čia galime tikėtis ne tik tektoninių seisminių įvykių, bet ir seisminės lūžių aktyvizacijos, kurią sukelia likusios buvusio apledėjimo jėgos.

IŠVADOS

Ledynas kvartero metu turėjo nemažą įtaką vertikaliam plutos judesiams. Paskutiniojo apledėjimo metu žemės plutos grimzdimo amplitudės Lietuvoje galėjo siekti iki 200 m (400 m), Latvijoje ir Estijoje – iki 300–400 m. Priedyninio kupolo amplitudė siekė nuo 0,1 iki 7 m. Ledyno padengtoje teritorijoje lūžių aktyvumas labai sumažėjo, tuo tarpu pakraštinėje ledyno dalyje (ledyno kontūre ir už jo) turėjo aktyvuotis sprūdžiai. Maksimalus lūžių aktyvumas pasireiškė tuoj po ledyno atsitraukimo. Pabaltijy susiformavo dvi glaciogeninių įtampų zonos – Lietuvoje tikėtinas padidintas sprūdžių aktyvumas, Estijoje ir

ypač Latvijoje prognozuojamas antstūmių aktyvumas. Laikui bėgant, glaciogeninių įtampų dydis mažėjo, tačiau dabartinių likusių įtampų pakanka sukelti seisminius įvykius Latvijoje ir Estijoje, tuo tarpu Lietuvos glaciogeninių įtampų laukas nėra aiškus, kadangi rezultatai labai priklauso nuo ledyno ir žemės plutos – mantijos – charakteristikų. Geriausiai šiuolaikinių judesių ir seisminio aktyvumo pasiskirstymo duomenys atitinka įgaubto ledyno pakraščio (t. y. su plačia periferine dalimi) modelį. Ledyninė sedimentacija taip pat turėjo įtakos žemės plutos vertikaliems judesiams. Sudarant Pabaltijo vertikalių neotektoninių judesių žemėlapius, reikia atsižvelgti į sedimentacinę apkrovą.

Padėka

Autorius nuoširdžiai dėkoja A. Zuzevičiui už kritiškas pastabas. Dėkoju R. Mikšiui už pagalbą tikslinant inžinerinės geologijos terminiją. Rengiant straipsnį labai pagelbėjo A. Gaigalo komentarai apledėjimo proceso klausimais.

Literatūra

Adams J. 1989. Postglacial faulting in eastern Canada: nature, origin and seismic hazard implications. *Tectonophysics*. **163**. 323–331.

Anundsen K. 1989. Late Weichselian relative sea levels in southern Norway: observed strandline tilts and neotectonic activity. *Geologiska Foreningens i Stockholm Forhandlingar*. **111**. 288–292.

Ardvidsson R. 1996. Fenoscandian earthquakes: Whole crustal rupturing related to postglacial rebound. *Science*. **274**. 744–746.

Bell J. S., Babcock E. A. 1986. The stress regime of the Western Canadian Basin and implications for hydrocarbon production. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*. **34**(3). 364–378.

Cathles L., Fjeldskaar W. 1997. Comment on “The inference of mantle viscosity from an inversion of the Fennoscandian relaxation spectrum” by J. X. Mitrovica and W. R. Peltier. *Geophys. J. Int.* **128**: 489–492.

Dimakis P., Braathen B. I., Faleide J. I., Elverhoi A., Gudlaugsson S. T. 1998. Cenozoic erosion and preglacial uplift of the Svalbard-Barents Sea region. *Tectonophysics*. **300**. 311–327.

Ershov A., Sliupa S. 2000. Lithosphere strength variations in the Baltic basin. *Geophysical Journal*. **22**(4). P. 86.

Ehlers J. 1992. Origin and distribution of red tills in North Germany. *Sveriges Geologiska Undersökning, Ser. Ca* **81**. 97–105.

Firth C. R., Stewart I. S. 2000. Postglacial tectonics of the Scottish glacio-isostatic uplift centre. *Quaternary Science Reviews*. **19**. 1469–1493.

Fjeldskaar W. 2000. How important are elastic deflections in the Fennoscandian postglacial uplift? *NGT*. **80**(1). 57–62.

Gaigalas A. 2001. Viršutinio (vėlyvojo) pleistoceno stratigrafija ir geochronologija. *Akmens amžius Pietų Lietuvoje*. V. Baltrušas (red.). Vilnius. 260 p.

Gomberg J. 1996. Stress / strain changes and triggered seismicity following the M_w 7,3 Landers, California, earthquake. *Journal of Geophysical Research*. **101**. 751–764.

Gregersen S., Leth J., Lind G., Lykke-Anderssen H. 1996. Earthquake activity and its relationship with geologically recent motion in Denmark. *Tectonophysics*. **257**. 265–273.

Герасимов И. П., Величко А. А. (ред.). 1982. Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет (Атлас-монография). Москва: Наука. 151 с.

Gudmundsson A. 1999. Postglacial crustal doming, stress and fracture formation with application to Norway. *Tectonophysics*. **307**. 407–419.

Yang Zh. 1996. Postglacial rebound and estimate of Lower Mantle viscosity of Earth. *30th International Geological Congress Abstracts*. Beijing, China. **1**. 124.

Kakkuri J. 1997. Postglacial deformation of the Fennoscandian crust. *Geophysica*. **33**(1). 99–109.

Kjemperud A., Fjeldskaar W. 1992. Pleistocene glacial isostasy – implications for petroleum geology. In: Larsen R. M., Brekke H., Larsen B. T. Talleraas (eds.) *Structural and Tectonic Modelling and its Application to Petroleum Geology*. 187–195.

Klemann V., Wolf D. 1998. Modelling of stress in the Fennoscandian lithosphere induced by Pleistocene glaciations. *Tectonophysics*. **294**. 291–303.

Klemann V., Wolf D. 1999. Implications of a ductile crustal layer for the deformation caused by the Fennoscandian ice sheet. *Geophys. J. Int.* **139**. 216–226.

Lambeck K., Johnston P., Smither C., Nakada M. 1996. Glacial rebound of the British Isles – III. Constraints on mantle viscosity. *Geophys. J. Int.* **125**. 340–354.

Lundqvist J., Lagerback R. 1976. The Parve Fault: a late-glacial fault in the Precambrian of Swedish Lapland. *Geol. Foren. Stockholm Horh.* **98**. 45–51.

Mitrovica J. X. 1997. Reply to comment by L. Cathles and W. Fjeldskaar on “The inference of mantle viscosity from an inversion of the Fennoscandian relaxation spectrum”. *Geophys. J. Int.* **128**. 493–498.

Morner N.-A., 1975. Double nature of the Fennoscandian uplift. *XVI General Assembly Int. Union of Geod. And Geophys.* Grenoble, France.

Morner N.-A. 1978. Faulting, fracturing and seismic activity as a function of glacialisostasy in Fennoscandia. *Geology*. **6**. 41–45.

Morner N.-A. 1980. The Fennoscandian uplift: geological data and their geodynamic implications. In: Morner N. A. (ed.). *Earth Rheology, Isostasy and Eustasy*. Wiley, New York. 251–284.

Muir-Wood R. 1989. Extraordinary deglaciation reverse faulting in the northern Fennoscandia. In: Gregersen S., Bashman P. W. (eds.). *Earthquakes at North-Atlantic Passive Margins: Neotectonics and Postglacial Rebound*. Kluwer, Dordrecht. 141–173.

Muir-Wood R. 2000. Deglaciation seismotectonics: a principal influence on intraplate seismogenesis at high latitudes. *Quaternary Science Reviews*. **19**. 1399–1411.

Nikulīn V. 1997. Preliminary results of isostasy conditions estimation of Earth crust in Latvia. *Eurobridge workshop abstracts*. Dubingiai, Lithuania. 56–58.

Olesen O. 1988. The Stuoragurra Fault, evidence of neotectonics in the Precambrian of Finnmark, Northern Norway. *Nor. Geol. Tidsskr.* **68**. 107–118.

Olesen O., Henkel H., Lile O. B., Muring E., Ronning J. S., Torsvik T. H. 1992. Neotectonics in the Precambrian of Finnmark, Northern Norway. *Nor. geol. unders. Bull.* **427**. 5–8.

- Olsen L. 1989. Baeivasgied'di, 2033 III kvarergeologisk kart. 1:50 000. Norges geologiske undersokelse.
- Rehbinder G., Yakubenko P. A. 1999. Displacement and flexural stresses of a loaded elastic plate on a viscous liquid. *Journal of Geophysical Research*. **104** (B5). 10827–10839.
- Roberts D. 1991. A contemporary small-scale thrust-fault near Lebesbye, Finnmark. *Nor. Geol. Tidsskr.* **71**. 117–120.
- Scholz C. H. 1990. The mechanics of Earthquakes and Faulting. *Cambridge University Press*. Cambridge. 1–439.
- Stein S., Sleep N. H., Geller R. J., Wang S. C., Kroeger G. C. 1979. Earthquakes along the passive margin of Eastern Canada. *Geophys. Res. Lett.* **6**. 537–540.
- Stewart I. S., Sauber J., Rose J. 2000. Glacio-seismotectonics: ice sheets, crustal deformation and seismicity. *Quaternary Science Reviews*. **19**. 1367–1389.
- Svensson S. L. 1980. A model for Glacial Uplift. In: Morner N.-A. (ed.). *Earth rheology, isostasy and eustasy*. John Wiley & Sons. 65–72.
- Šliaupa A., Šliaupa S. 1998. Neogene-Quaternary tectonic history of the Baltic Syncline. *Technika Poszukiwan Geologicznych*. **6**. Krakow. 101–104.
- Šliaupa S. 2000. Neotektonika kaip pavojaus faktorius. *Lietuvos geologijos tarnybos metinė ataskaita už 1999 m.* Vilnius. 21–23.
- Turcotte D. L., Schubert G. 1982. Geodynamics: Applications of Continuum Physics to Geological Problems. New York: John Wiley. 650 p.
- Vaitonis V. 2000. Lietuvos gliaciogeninio reljefo morfostruktūrinė analizė. Lietuvos geologijos tarnyba. 52 p.
- Wahlostrom R., Assinovskaya B. A. 1998. Seismotectonics and lithospheric stresses in the Northern Fennoscandian Shield. *Geophysica*. **34**(1–2). 51–61.
- Walcott R. I. 1970. Isostatic response to loading of the crust in Canada. *Can. J. Earth Sci.* **7**. 716–727.
- Watts A. B., McKerrow W. S., Fielding E. 2000. Lithospheric flexure, uplift and landscape evolution in south-central England. *Journal of Geological Society*. London. **157**. 1169–1177.
- Wolf D. 1985. Thick-plate flexure re-examined. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* **80**. 265–273.
- Wu P. 1998. Will earthquake activity in eastern Canada increase in the next few thousand years. *Can. J. Earth Sci.* **35**. 562–568.
- Wu P., Hasegawa H. S. 1996a. Induced stresses and fault potential in Eastern Canada due to a realistic load: a preliminary analysis. *Geophys. J. Int.* **127**. 215–229.
- Wu P., Hasegawa H. S. 1996a. Induced stresses and fault potential in Eastern Canada due to a disc load: a preliminary analysis. *Geophys. J. Int.* **127**. 215–229.
- Zoback M. D., Grollimund. 2001. Impact of deglaciation on present-day intraplate seismicity in eastern North America and western Europe. *Earth and Planetary Sciences*. **333**. 23–33.

Saulius Šliaupa

INFLUENCE OF THE LAST GLACIATION ON STRESS REGIME AND FAULT ACTIVITY OF THE BALTIC REGION

Summary

The stress regime and subsidence of the Baltic area were strongly affected by the last glaciation (Nemunas = Latvian = Järva = Vistulian = Weichselian = Valdaian) during the Late Quaternary. The subsidence was calcu-

lated by means of a 2-D modelling technique. It shows that subsidence in the ice sheet periphery (Estonia, Latvia, Lithuania) primarily depends on its geometry. In the case of parabolic glacier (Ehlers, 1992), northern Lithuania should have been subjected to nearly 400 m of isostatic subsidence, while the concave-periphery model (Герасимов, Величка, 1982) suggests a 200 m downwarping. The forebulge varied in the amplitude from a dozen of centimetres to 7 m, depending on the mechanical properties of the lithosphere.

The isostatic compensation led to a crustal uplift after deglaciation. The erosion and accumulation of glacial deposits imprinted the uplift magnitudes. A correction of 30–40 m should be incorporated in the neotectonic map of the Žemaitija and Baltija elevations due to sedimentary loading.

The last ice sheet of the Pleistocene significantly changed the stress regime both during and after glaciation. It affected the activity of pre-existing faults. During glaciation the stability of faults increased in Estonia and Latvia, while faults were destabilised in Lithuania in the extensional regime. The situation changed after the ice sheet receded. The faults should have been strongly activated in Estonia and essentially in Latvia by the compressional regime (20 MPa), while the Lithuanian territory was still affected by glaciogenic extension (–20 MPa). The glacial-induced stress gradually decreased. Still, remanent compression as high as 1–2 MPa is presently affecting the Latvian and Estonian crust. This is compatible with a stress drop of earthquakes, implying (at least partly) the glacial nature of higher seismic activity of these areas compared to Lithuania. The concaveshaped periphery model of the ice sheet fits best the registered distribution of the recent vertical movements and seismic activity in the Baltic area.

Саулюс Шляупа

ВЛИЯНИЕ ПОСЛЕДНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ НА ПОЛЕ НАПРЯЖЕНИЯ ЗЕМЛИ И АКТИВНОСТЬ РАЗЛОМОВ В ПРИБАЛТИКЕ

Резюме

Поле напряжений и вертикальные движения земли в Прибалтике были значительно изменены деятельностью последнего ледника плейстоцена (нямунско-висленского-валдайского). Прогнозирование под воздействием ледниковой нагрузки было рассчитано с использованием 2-мерного моделирования. Установлено, что в зависимости от формы ледника территория Северной Литвы могла прогибаться от 200 м (модель ледника Герасимова, Велички, 1982) до 400 м (модель ледника Елерса, 1992). Амплитуда предледникового поднятия достигала 7 м.

Было рассчитано поле напряжения земли во время и после оледенения. Установлено, что в Северной Литве и в Латвии активность разломов понизилась во время оледенения, тогда как после отступления ледника в режиме компрессии она резко повысилась. В Южной Литве установился режим растяжения. Наивысшая активность разломов проявилась сразу после дегляциации и постепенно снижалась. Все же остаточные гляциогенные напряжения и ныне достаточны для сейсмичной реактивизации разломов в Латвии.