

Baltijos kambro baseino genezė ir geodinaminė evoliucija

Saulius Šliaupa

Šliaupa S. Genesis and geodynamic evolution of the Baltic Cambrian basin. *Geologija*. Vilnius. 2002. No. 37. P 31–43. ISSN 1392–110X.

The Baltic basin was established as a passive continental margin basin along the western edge of the East European Craton due to breaking apart of the Rodinia supercontinent during the latest Vendian–Cambrian times. This is reflected in exponential deceleration of the subsidence typical for passive continental margins, the subsidence of the basin suggesting the onset of the rifting in the north-western half of the Tornquist zone during the latest Vendian time. Still, the width of the basin exceeding 600 km is hardly explained in terms of the conventional rifting mechanism. The rifting modelling indicates that only the westernmost high-gradient 160 km wide Peri-Tornquist sub-basin was affected by thermal and sedimentary loading, while some other mechanism should be accounted for the subsidence of the rest of the basin. Moreover, the architecture of the basin has changed in time, thus pointing to variable geodynamic conditions of its evolution. The main parameter that led to establishment of the Baltic Cambrian basin was the weakened lithosphere in the basin center, which was subjected to extension. The gradual widening of the basin is explained by increasing extensional forces in the Tornquist rifting zone that climaxed in the latest Early Cambrian. In the middle Middle Cambrian the rift-to-drift stage is suggested from the upwarping of the central part of the Baltic basin, which is an expected response of the weakened lithosphere to the compression. The propagation of the rifting from the southeast to the northwest is suggested along the Tornquist zone.

Keywords: Baltic basin, passive continental margin, rifting, geodynamic modelling, Cambrian

Received 15 February 2002, accepted 25 February 2002

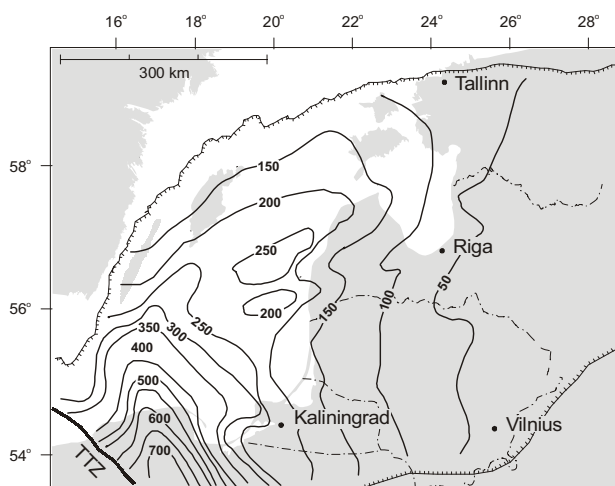
Saulius Šliaupa, Institute of Geology, T. Šenčėnos 13, LT-2600 Vilnius, Lithuania. E-mail: sliupa@geologin.lt

IVADAS

Kambro laikotarpis pasižymėjo svarbiais Rytų Europos platformos (REP) evoliucijai įvykiais: užgeso intrakratoninio riftingo procesai, naujai besiformuojančio Baltikos žemyno vakariniame pakraštyje susidarė periferinių baseinų sistema, kurios dalimi buvo Baltijos įlinkis. Ji priskirta pasyvaus žemyno pakraščio baseinams, genetiškai susijusiems su žemyno byrėjimu (Šliaupa, 1994; Šliaupa et al., 1997; Poprawa et al., 1999). Baltijos baseinas turi nemažai bruožų, kurie skiria jį nuo klasikinių šio tipo baseinų, – pirmausia tai sunkiai paaiškinamas baseino plotis, siekiantis 600–700 kilometrų (1 pav.).

Iki kambro, vėlyvajame proterozojuje, Baltika buvo vientiso Rodinijos žemyno dalis, kuri susiformavo prieš 1100 mln.m. Jos ribas žymi Svekonorvegijos orogeninė juosta. Varangu metu Baltika ir Laurentija dar patyrė bendrą apledėjimą, rodantį, kad jos kartu buvo netoli pietinio ašigalio. Šios dvi dalys pradėjo atsiskirti antrojeje vėdo pusėje. Pagal Torsviką ir kt. (1996), Japetaus vandenynas pradėjo vėrtis (riftas perėjo į driftą) prieš 600–580 mln.m., t. y. riftinės sistemos aktyvaus vystymosi Baltikos žemyno vidinėje dalyje metu. Prieš 600 mln. m. formavosi Tornkvisto jūros pietinė dalis (Voluinės riftingas).

Baltijos baseinas užsimezgė antrojeje vėdo pusėje, kai vakariau Tornkvisto zonos susiformavo smul-



1 pav. Baltijos baseino trilobitinio kambro šiuolaikinio storio žemėlapis

Fig. 1. Actual thickness of trilobitic Cambrian of Baltic basin

kių baseinų sistema. Vėlyvojo prekambro metu pagrindiniai tektoniniai, sedimentaciniai ir magminiai procesai vyko už Baltijos regiono ribų ir siejosi su intrakratoninių REP baseinų evoliucija, kurioje išskiriamos sinriftinė ir porifitinė baseinų plitimo stadijos. 1996 m. sudarytame REP pofanerozojaus paviršiaus geologiniame žemėlapyje (Negruca, 1998) matyti, kad ikivendinį platformos struktūrinį planą nulėmė 13 aulakogenų, tarp jų paminėtini Oršos, Voluinės-Krestcų, Ladogos ir kt. Tarp vendo ir rifėjus išryškėja struktūrinė nedarna, kuri siejama su aulakogenų inversija, visuotiniu epeirogeniniu platformos iškilimu, denudacija.

Pačioje kambro pradžioje regioninis tektoninis planas vakarinėje Baltikos žemyno pusėje išliko panašus į vėlyvojo vendo. Sedimentacija Pabaltijo regione buvo susijusi su periferine Maskvos baseino dalimi, kur susiklostė iki 100 m storio molis su smiltainio tarp sluoksniais (Baltijos serija).

Trilobitinio kambro pradžioje bendra geodinaminė situacija labai pasikeitė: pagrindiniai plutos grimzdimo ir sedimentacijos procesai persikėlė iš intrakratoninių riftinių baseinų į vakarinį Baltikos pakraštį, ir tai susiję su intensyvėjančiais riftingo procesais išilgai šiaurinės Tornkvisto zonos atšakos (Šliaupa, 1997).

BALTIJOS KAMBRO BASEINO GEODINAMINIAI ETAPAI

Kaip rodo skirtingo amžiaus kambro uolienų paplitimo, storių, grimzdimo analizė, geodinaminė situacija kambro metu buvo kaiti ir atspindėjo žemyno byrėjimo eigą. Baltijos baseino vystymesi galima išskirti kelis geodinaminis etapus, kurie siejami su kintančiu grimzdimo mechanizmu.

1. Intrakratoninis porifitinio baseinų plitimo etapas ir Baltijos baseino vakarinio pakraščio užuomazga

Rifėjūje–ankstyvajame vende baseininė sedimentacija Rytų Europos platformoje buvo susijusi su siauromis riftinio tipo įdubomis. Antrojoje vendo pusėje grimzdimo procesai išsiplėtė (Orlov et al., 1998), be to, pasireiškė tektoninė inversija – nemažai aulakogenų patyrė kilimą.

Voluinės pabaigoje REP užgeso magminiai procesai. Būtent po jų prasidėjo platus sedimentacinių baseinų vystymasis, siejamas su riftinių sistemų stangrėjimu. Voluinės struktūros ribas perlipęs baseinas apėmė ir pietrytinę Pabaltijo pusę, kur susiklostė kelių metrų storio rausva terigeninė stormė. Lietuvoje jai priskiriama Merkio svita. Nuogulos klostėsi nedideluose baseiniuose, kuriems buvo būdinga litofacinė diferenciacija (Šliaupa, 1997). Medžiaga buvo nešama iš šiaurės vakarų, kur prognozuojamas Mostų pakilumos aktyvumas, t. y. aktyvūs ortogonalios sistemos kristalinio pamato lūžiai.

Voluinės laikotarpiu išskirtos įvairaus rango struktūros pasireiškė ir vėlesniais Valdajaus ir Baltijos laikotarpiais (Šliaupa, 1997). Jų vystymasis buvo susijęs su ortogonalios kristalinio pamato lūžių sistemos aktyvumu.

Terigeninių uolienų, atnešamų į rytinę baseino dalį, sudėtis palaipsniui darėsi brandesnė, ir tai siejama su didėjančiu klimato humidiškumu, denudacinės zonos reljefo išlyginimu, tektoninių judesių silpnėjimu. Jašiūnų ir Rūdininkų pjūviuose vyrauja kvarco ir lauko špato gravelitai, tuo tarpu Skynimų pjūvyje – daugiau arkozinio smiltainio, dažnas molis. Vilkyškių svitos mineralinė sudėtis artimesnė kambro uolienoms – tai įvairaus grūduotumo kvarcinis smiltainis, kurį tolstant nuo kranto pakeičia lauko špato-kvarco smiltainis su dažniais molio tarp sluoksniais (gilėjant baseinui silpnėjo hidrodinaminis aktyvumas).

Sedimentacinio baseino plėtimasis rytuose siejamas su riftinių sistemų laipsnišku kietėjimu užgesus magminiams procesams, kai šilumos difuzija viršijo pritekėjimą (Šliaupa, 1997). Litosferos stiprumas po riftingo procesų kinta – ji aušta ir stangrėja (England, 1983). Šis efektas sąlygoja baseinų plėtimąsi, kuris siejamas su lėtėjančiu grimzdimu (Watts et al., 1982). Besivystančio rifto terminį režimą nusako Peclet parametras, jungiantis tempimo greičio santykį su litosferos termine difuzija: $Pe = (v \cdot h) / \kappa$; čia v – tempimo greitis mm/m, κ – difuzija ($10^{-6} \text{m}^2/\text{s}$), h – plutos storis. Esant mažam tempimo greičiui, Pe bus mažesnis už 1, t. y. šilumos praradimas vyks greičiau nei jos kaupimasis, todėl silpno riftingo metu galimas greitas aušimas. Voluinės riftas priskirtinas lėto rifto tipui. Besivystant riftui tarpusavyje kovoja dvi priešingos tendencijos: didėjantis terminis akty-

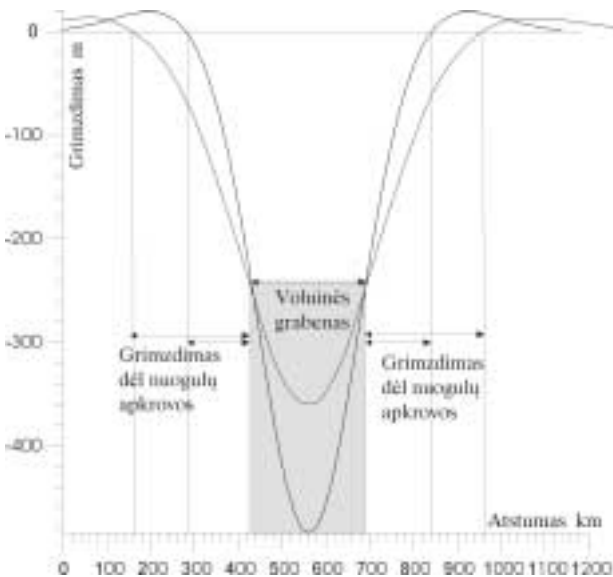
vumas silpnina litosferą, o kylanti mantija ją stiprina. To išdava – baseino litosfera tampa stipresnė už jo pakraščius (van Wees, Cloething, 1997). Tai riboja litosferos tempimo mastą, nes norint palaikyti plutos tempimą reikia vis didesnės jėgos, kitaip plyšimo procesas sustoja (Bertotti et al., 1997).

Šis riftinių sistemų kietėjimo mechanizmas paaiškina vendo baseino laipsnišką plėtimąsi, apėmusį ir rytinę būsimą Baltijos baseino dalį. Svarbus veiksnys, nulėmęs rifto periferijos grimzdimą, buvo sedimentacinė apkrova. Rifėjaus ir ankstyvojo vendo metu susikaupė didžiulės nuosėdinių uolienuų storumės (Voluinėje iki vieno km), kurios stiprėjant litosferai darė įtaką ir aplinkiniams regionams, nulenkdamos žemyn žemės pluta. Žinant rifto geometriją ir porifitinio baseino plotį, galima apskaičiuoti litosferos stiprumo charakteristikas vendo pabaigoje – kambro pradžioje. Skaičiavimas remiasi litosferos nulenkimo pločio priklausomybe nuo jos stiprumo, t. y. kuo stipresnė litosfera, tuo bus platesnė nulenkimo įduba, o nulenkimo amplitudė, priešingai, mažės:

$l = 0,75\pi\alpha$; čia l – nulenkimo depresijos plotis, α – fleksūrinis parametras;

$\alpha = (4D/\rho_m * g)^{1/3}$; čia D – litosferos stangrumas, ρ_m – mantijos tankumas, g – gravitacinė konstanta;

$EES = (12[1-\nu^2]*D/E)^{1/3}$; čia EES – litosferos efektyvus elastinis storis km, ν – Puasono santykis, E – Jungo modulis.



2 pav. Litosferos grimzdimo modeliavimas įvertinant Voluinės prekambro nuogulų izostazinę apkrovą. Litosferos stiprumas $EES = 55$ km (ištisinė linija) ir 75 km (brūkšninė linija). Rifto plotis 260 km, nuogulų storis rifte 800 – 1000 m

Fig. 2. Modelling of subsidence of Volyn rift flanks. $EES = 55$ km (continuous line) and 75 km (hatched line). Width of rift 260 km, thickness of sediments in rift 800 – 1000 m

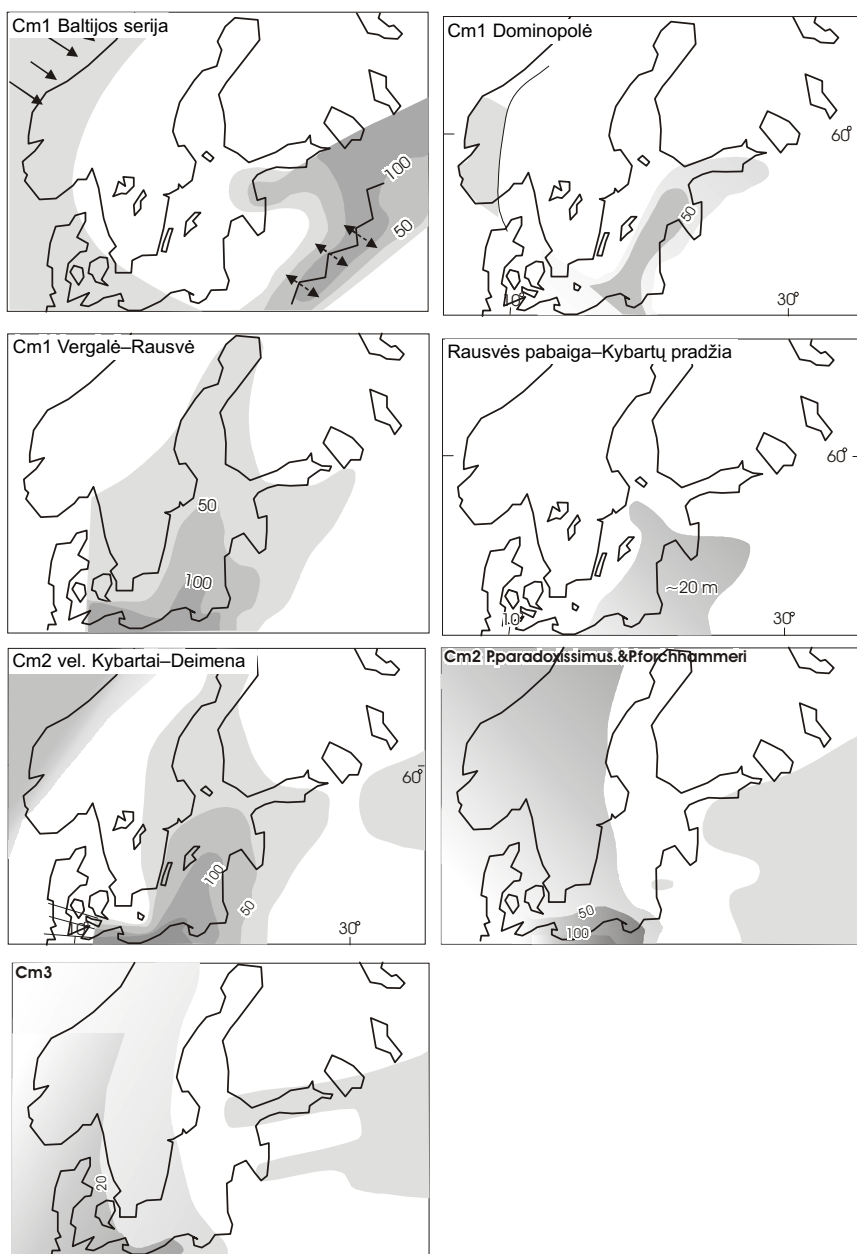
Periferinio baseino, susijusio su Voluinės riftu, plotis šiaurės vakaruose (Pabaltijo šlaitas) yra 260 km. Taigi fleksūrinis parametras $\alpha = 110$ km. Atitinkamai apskaičiuotas litosferos stangrumas $D = 2*10^{24}$ Nm, kai EES yra 65 km. Tai rodo, jog Baltijos baseino rytinės dalies litosfera vendo metu buvo stipri – gauta reikšmė artima dabartiniams litosferos stiprumui (Ers-hov, Šliaupa, 2000).

Detalizuojant porifitinį litosferos nulenkimą, buvo atliktas dviejų dimensijų modeliavimas išilgai ŠV–PR profilio, kertančio Voluinės riftą. Modeliavimui pasirinktos dvi litosferos stiprumo reikšmės: $EES = 55$ ir $EES = 75$ km. Kiti įvadiniai duomenys: rifėjaus–ankstyvojo vendo nuogulų storis rifte – 800 – 900 m, rifto plotis – 260 km. Skaičiavimų rezultatai pateikiami 2 paveiksle. Kai litosferos stiprumas $EES = 55$ km, nuogulų apkrova lemia 140 km pločio prieriftinės zonos fleksūrinį nulenkimą ir jo amplitudė siekia 240 m. $EES = 75$ km litosferos stiprumo atveju nulenkimo zona išsiplėčia iki 270 km, prieriftinio baseino gylis siekia 240 m. Pastarosios reikšmės artimos Valdajaus–Baltijos laikotarpio baseino, kuris transgresavo iš pietryčių į rytinę Pabaltijo teritorijos dalį, parametrąs – nuogulų storis centrinėje dalyje siekia 200 – 300 m, baseino užriftinis išplitimas – 260 km (iki Vidurio Lietuvos suturinės zonos). Tad modeliavimas patvirtina porifitinę rytinės Pabaltijo dalies grimzdimo genezę, susijusią su izostazine apkrova. Šis porifitinis mechanizmas buvo anksčiau prognozuotas remiantis grimzdimo kreivėmis, kai nustatytas porifitinei stadijai būdingas grimzdimo lėtėjimas (Šliaupa, Lazauskienė, 1997).

Tuo metu, kai intrakratoniniai baseinai antroje vendo pusėje plėtėsi, išilgai vakarinio Baltijos pakraščio progresavo riftingo procesai. Ankstyvojo vendo metu pagrindinis tektoninis ir magminis aktyvumas buvo susijęs su pietine Tornkvisto zonos atkarpa, išilgai kurios, matyt, atskilo žemynas. Šie riftingo procesai laipsniškai progresavo iš pietų į šiaurę ir pasireiškė smulkių vėlyvojo vendo baseinų susidarymu vakariau Tornkvisto zonos – Skandinavijos–Pomorės, Ilavsko (Aren, 1988b), kurie buvo tik stambaus rifto vakaruose distalinė dalis. Tai pirmieji Baltijos baseino užuomazgos požymiai. Baseinai prasiplėtė antroje Žarnowieco (Nexo) laikotarpio pusėje (Aren, 1988a). Baltijos platforminiame pakraštyje aliuvinių ir priekrantės lygumų aplinkoje klostėsi smėlingos uolienos. Pagal K. Jaworowskį (1980), jūros transgresija vendo metu Lenkijos teritoriją pasiekė iš pietų. Kambro laikotarpiu struktūrinis planas Lenkijos teritorijoje kito, tačiau gana palaipsniui (Lendzion, 1986).

2. Dominopolės neišsivysčiusios riftinės atšakos stadija

Trilobitinio kambro pradžioje baseinas plėtėsi į rytus (3 pav.). Susiformavo siauras Dominopolės baseinas,



3 pav. Kambro baseino evoliucija Baltoscandijos regione
Fig. 3. Evolution of Cambrian basin in Baltoscandian region

sutampantis su dabartinės Baltijos jūros centrine dalimi, jo plotis siekė 300–350 km, ilgis – 900–1000 km. Baseiną užpildė iki 100 m storio terigeninės nuosėdos. Centrinėje baseino dalyje vyrauja smulkiagrūdis kvarcinis smiltainis su glaukonitu ir aleuolito tarpuluoksniais. Dominopolės baseinas plėtėsi palaipsniui – seniausios Soru svitos uolienos išplitusios siauresnėje teritorijoje nei viršutinės Dominopolės nuogulos, Latvijoje ir Estijoje slūgsančios ant vendo ir kristalinio pamato uolienų. Šias jaunesnes Lukati ir ant jų slūgsančias Tiskrės uolienas sudaro smulkiagrūdis glaukonito kvarcinis smiltainis, aleuolitas, molis, kai kur pade yra konglomeratas.

Dominopolės baseino genėzė siejama su progresuojančiais riftingo procesais. Tornkvisto zona, išilgai kurios trūko žemynas, užsisuka į vakarus, pereidama į Europos suturinę zoną. Paprastai tokiose staigaus riftingo krypties kitimo vietose formuojasi vadinamoji trigubos jungties sistema. Pagal šią schemą Dominopolės baseinas atitinka trečiąją neišsivysčiusią riftingo atšaką. Tempimo režimas čia buvo per silpnas, kad plyštų litosfera. Pažymėtina, jog Dominopolės apendiksas sutampa su silpniausios litosferos sritimi centrinėje Baltijos jūros dalyje (Ershov, Šliaupa, 2000). Dinaminis modeliavimas parodė, jog tempimo sąlygomis būtent čia pirmiausia turi koncentruotis žemės plutos grimzdimas (Šliaupa, Ershov, 2000). Litosferos efektyvus elastinis storis (EES) tėra 22–25 km. Toliau į šiaurę Dominopolės baseinas užsisuka į Suomijos įlanką. Čia taip pat būdingas litosferos susilpnėjimas (Šliaupa, Ershov, 2000). Lietuvos ir Latvijos pasienyje konstatuotas staigus Dominopolės uolienų storių kitimas išilgai platuminio tektoninio lūžio.

Baseino vakaruose susiklostė smėlingos uolienos (Hardeberga Smiltainis Skonėje – 115 m, Balka Smiltainis Bornholme – 60 m)

3. Vergalės–Rausvės maksimalaus tempimo baseino stadija

Vergalės metu Baltijos sedimentacinis baseinas maksimaliai išsiplėtė (3 pav.) – tą atspindi litologinė nuogulų sudėtis bei maksimalus dabartinis jų paplitimas. Transgresija pasiekė maksimumą ir Skandinavijoje (Bergstrom, 1980; Andreasson et al., 1998; Kumpulainen, Nystuen, 1985; Vidal, Moczydlowska, 1995). S. Hagenfeldto (1994) nuomone, maksimali transgresija Rausvės–Vergalės metu (Skandinavijos analogas – File Haidar maksimumas) sietina su Japetaus vandenyno spredingo maksimumu. Baseino plitimą ir progresuojančią sedimentaciją Skandinavijos pakraštyje lėmė termiškai kontroliuojamas grimzdimas pasyvaus žemyno pakraščio aplinkoje, kuri susi-

darė atsivėrus Japetaus vandenynui (Bond, Nickerson, Kominz, 1984).

Baltijos baseino dugno reljefas buvo plokščias – tą rodo išsilaikę kambro sluoksnių storai. Visgi išsamių tyrimų duomenimis, tuo metu reikėsi tam tikras tektoninis aktyvumas (Čyžienė et al., 2001). Kambro sedimentacijos ypatumus nulėmė ne tik struktūrų sinsedimentacinis tektoninis aktyvumas, bet ir prieš sedimentaciją vykę intensyvūs tektoninių blokų judesiai. Lietuvoje ir Estijoje aptiktos vadinamosios plikos, arba gaubimo struktūros, kurių amplitudė siekia iki 100–150 m (Plungės, Veiviržėnų, Šiūparių – V. Lietuva, Kernovėlės – PR Lietuva, Sonda, Uljaste, Nueri – Estija). Jų formavimosi amžius nėra aiškus. Vakarų Lietuvoje jas sudaro kristalinio pamato pakilumos, kuriose trūksta apatinės kambro pjūvio dalies, tad čia struktūros susidarė dar prieš Gegės svitos sedimentaciją. Laiko intervalą susiaurina duomenys iš Pietryčių Lietuvos ir Estijos. Kernovėlės pakilumoje, kur kristalinio pamato uolienos yra santykinai iškilusios 80 m, trūksta apatinės vėdo dalies (Šliaupa, 1997). Tai rodo, jog struktūra egzistavo prieš klostantis vėlyvojo vėdo nuosėdoms. Estijoje irgi trūksta apatinės vėdo dalies arba vėdo nuogulų visai nėra. Tikėtina, jog jų formavimasis buvo susijęs su vėdo riftiniais procesais, kurie aktyvizavo tektoninius sprūdžius. Kai kurie duomenys leidžia manyti, jog struktūros buvo aktyvizuotos ir kambro bei ankstyvojo ordoviko metu. Turima medžiaga kol kas neleidžia detalizuoti struktūras kontroliuojančios lūžių sistemos. Potencialių laukų duomenys Vakarų Lietuvoje leidžia manyti, jog gaubimo struktūros yra kontroliuojamos ŠV–PR krypties tektoninių zonų (pvz., Veiviržėnų, Šiūparių, Šilalės) bei VŠV–RPR lūžių (Plungės, Mamių). Išsami Plungės ir Mamių gaubimo struktūrų analizė rodo, jog jos formavosi aktyvizuojant nuo Telšių lūžio atsišakančius, į pietus grimztančius lūžius. Seisminiais duomenimis, tektoninis režimas buvo aiškiai tempimo pobūdžio.

Vergalės ir Rausvės regioninių aukštų pjūviams būdingas litofacinis zoniškumas – rytinėje dalyje vyrauja kvarcinis smiltainis, kuris vakaruose laipsniškai pereina į aleurolitą ir molį. Terigeninė medžiaga buvo nešama iš rytų, kur paviršiuje atsidendę smėlingos rifėjaus ir vėdo, molingos apatinio kambro bei kietos kristalinio pamato uolienos. Tiktai pačioje vakarinėje dalyje šis zoniškumas įgauna priešingą tendenciją – centrinės Lenkijos dalies apatinio kambro pjūvyje vyrauja smėlingos ir aleuritingos uolienos (Milaczewski, Modlinski, 1998; Jankauskas, Lendzion, 1992; 1994), panašūs smėlingi pjūviai konstatuoti Bornholme (Broens Odde sluoksniai), Riugeno sektoriuje (G14 grėžinys, kurio pjūvį sudaro žalsvas kvarcinis smiltinis su aleurolito ir molio tarp sluoksniais) (Beier et al., 2000). Vergalės metu šis „at-

virkštinis“ zoniškumas vakarinėje baseino dalyje tapo mažiau ryškus. Autoriaus nuomone, tai gali būti interpretuojama kaip vakaruose atskylančio žemyno požymis – nuo jo buvo nešama terigeninė medžiaga į besiformuojančią riftinę depresiją. Ilgainiui jos įtaka, plečiantis riftui, mažėjo. K. Jaworovskis (2000) pateikė alternatyvią idėją, pagal kurią smėlingas nuosėdas iš rytų pernešė stiprios štorminės srovės. Facinės aplinkos neapibrėžtumas labai apsunkina kambro pjūvio sekų stratigrafinį suskirstymą: laikantis „jūrinio“ scenarijaus, kvarco smėlingos uolienos turi būti interpretuojamos kaip transgresinė ar regresinė seka, tuo tarpu molingos – kaip maksimalaus baseino užliejimo seka. Potvynio lygumų atveju ši klasifikacija „apvirsta“ aukštyn kojom. Kambro kvarco grūdėlių katodo liuminiscenciniai tyrimai parodė, kad terigeninė medžiaga buvo nešama nuo metamorfinio kratono (Sikorska, 2000).

Sedimentacijos tendencijos vakariniame šlaite gana skyrėsi nuo Pabaltijo regiono: ankstyvojo kambro uolienas sudaro pilkas smiltainis, rečiau pilkas ir žalsvas molis, viduriniame kambre jį keičia tamsus bitumingas molis, išiviraujantis viršutinio kambro pjūvyje (Bergstrom, Gee, 1985). Pabaltijo teritorijoje Vergalės ir Rausvės regioninių aukštų bendras storis siekia 70–80 metrų. Jis didėja į vakarus, platformos pakraštyje išauga iki 167 m (G14 grėžinys) ir viršija 200 m centrinėje Lenkijos dalyje. Storių pasiskirstyme ryškus Dominopolės subbaseinas.

Geodinaminį režimą baseine sąlygojo procesai, vykstantys Baltikos žemyno pakraščiuose, kurie Tornkvisto ir Japetaus zonose labai skyrėsi. Tornkvisto jūroje tęsėsi riftinis plyšimas, progresuojantis į šiaurės vakarus. Riugeno sektoriuje nustatytos tempimo struktūros (Schluter u.a., 1996) patvirtina intensyvų riftingą. Jos sudaro domino tipo blokų, apribotų į pietvakarius grimztančių lūžių, sistemą, kuri kerta kristalinį pamatą, kambro uolienas ir pačią ordoviko storumės apačią. Tai leido autoriams teigti, jog kambro metu ir pačioje ordoviko pradžioje Baltikos vakariniame pakraštyje vyko intensyvūs žemyno trupinimo procesai, o platforminį kambro baseiną galima apibūdinti kaip pasyvų žemyno pakraštį. Tuo tarpu grimzdimo modeliavimas Lenkijos ir Lietuvos grėžiniuose parodė, kad intensyvūs tempimo procesai vyko tik iki vidurinio kambro vidurio, vėliau Tornkvisto zonoje rifto procesai perėjo į driftą, kuris pakeitė tempimo režimą spaudimu (Šliaupa et al., 1997; Šliaupa, Ershov, 2001). Šį prieštaravimą seisminiams duomenims galima išspręsti pasirinkus į šiaurės vakarus progresuojančio plyšimo scenarijų, t.y. Pomeranijos regione žemynas plyšo (perėjimas iš rifto į driftą) vidurinio kambro viduryje, o Riugeno sektoriuje plyšimas užsibaigė tik pačioje ordoviko pradžioje.

Analizuojant procesus Baltijos baseine, būtina atsižvelgti ir į trečiąjį „veikėją“ – Skandinavijos kaledonidus (tuometinė Japetaus zona). Vendo ir ankstyvojo kambro metu Skandinavijos pakraštys vystėsi kaip pasyvaus žemyno pakraščio baseinas, kuriame susiklostė apie 300 m storio kambro storymė, grimzdimo greitis vidutiniškai siekė 2 m/mln.m. ir buvo artimas Baltijos baseinui. Greilingas ir kt. (1999) atliko vend–kambro grimzdimo 1D modeliavimą, kurio rezultatus galima palyginti su Baltijos baseino grimzdimo ypatumais. Konstatuojama panaši bendro grimzdimo lėtėjimo tendencija, tipiška pasyvaus pakraščio grimzdimo mechanizmui. Skandinavijos baseino plotis buvo 270 km. Panaudojus šią reikšmę anksčiau pateiktose formulėse, galima įvertinti litosferos stiprumą Skandinavijos regione kambro laikotarpiu – $EES = 40$ km.

4. Kybartų–Deimenos siaurėjančio baseino stadija

Ankstyvojo kambro pabaigoje Baltijos baseinas susiaurėjo – tą rodo padidėjęs pjūvio smėlingumas viršutinėje Virbalio svitos dalyje. Vietomis pjūvis viršuje nepilnas, kai kuriose lokaliose struktūrose apatinio kambro nuogulos buvo denuduojamos. Rytinės ir centrinės Lietuvos dalies pjūvių analizė parodė, jog Virbalio struktūriniam planui buvo būdinga didesnė diferenciacija, siejama su nedidele tektoninių procesų aktyvizacija (Šliaupa, 1997).

Kybartų laikotarpio pradžioje baseinas pagilėjo ir susiaurėjo, klostėsi molingos ir aleuritingos nuosėdos. Priešingai rytei Baltijos baseino pusei, šiaurės vakarinė baseino dalis pirmojoje Kybartų laikotarpio pusėje buvo iškelta virš jūros lygio (Hagenfeldt, 1994). Tik antrojoje Kybartų laikotarpio pusėje vakaruose pasireiškė jūros transgresija (Bornholmo svita), sietina su atsinaujinusių žemės plutos grimzdimu. Baseino regresiją ankstyvojo kambro pabaigoje – vidurinio kambro pradžioje kai kurie autoriai sieja su visuotiniu jūros lygio pažemėjimu (Bergstrom, Gee, 1985; Hagenfeldt, 1994), kuri galėjo sukelti apledėjimas poliarinėse srityse (Tamale grupės tiltai ŠV Afrikoje). Ši regresija būdinga ne tik Baltoskandijos regionui, bet fiksuojama ir Šiaurės Amerikos pjūviuose kaip Hawke Bay įvykis. Pabaltijo regiono duomenys šiai hipotezei prieštarauja: Kybartų metu Baltijos regione baseinas netgi pagilėjo, lyginant su ankstyvojo kambro baseinu. Tad priešasčių reikia ieškoti ne eustatiniuose, bet tektoniniuose procesuose. Beje, šios dvi hipotezės gali būti teisingos, kadangi visuotiniai eustatiniai pasaulinio vandenyno lygio pakitimai glaudžiai siejasi su tektoninėmis priežastimis.

Vakarinės baseino dalies iškilimas ankstyvojo–vidurinio kambro riboje sietinas su pakitusia geodinamine situacija Skandinavijos pakraštyje, kur tempimo režimą pakeitė spaudimas. Seniausi subdukci-

niai metamorfikai (eklogitai, granulitai) Skandinavijoje yra 505–480 mln.m. amžiaus. Turint omenyje, jog šie dariniai buvo iškelti iš ~50 km gylio (ir daugiau), pasirinkus vidutinį 2 cm/m subdukcijos greitį ir 30° polinkio kampą, subdukcija išilgai Skandinavijos pakraščio turėjo prasidėti maždaug prieš 510 mln. m., o tai artima Hawke Bay regresijai. Baseino praplatėjimas Kybartų antrojoje pusėje rodo, kad tektoninis spaudimas vėliau susilpnėjo.

Grimzdimo greitis Baltijos baseine Kybartų–Deimenos laikotarpiu kiek sumažėjo. Deimenos metu rytinėje baseino pusėje padidėjo smėlingos medžiagos prinešimas – pjūvyje vyrauja kvarcinis smiltainis su retais molio ir aleulolito tarp sluoksniais, storis Vakarų Lietuvoje siekia 60–70 m. Tuo tarpu šiaurės vakarinėje baseino dalyje konstatuojama priešinga tendencija: ankstyvajame kambre vyravo smėlingų nuosėdų sedimentacija, o vidurinio kambro pjūvi sudaro molingos uolienos (alūniniai skalūnai), kurių sedimentacija užsitęsė iki pat ankstyvojo ordoviko; vidurinio–viršutinio kambro storis tėra 20–30 m. Horizontalus sluoksniuotumas ir baseino vandens aktyvumo tekstūrinių požymių nebuvimas leidžia manyti, jog Skandinavijoje vidurinio–viršutinio kambro uolienos susiklostė žemiau bangų veikimo lygio, baseinas buvo stipriai užnuodytas (labai sumenkėjo bentinė fauna) (Bergstrom, Gee, 1985). Tuo tarpu baseino rytuose vyko intensyvi povandeninių srovių cirkuliacija, veikė štorminės bangos. Tai aiškiai rodo, kad baseinas gilėjo į vakarus, kur vyko nekompensuota sedimentacija, t. y. vakaruose nebuvo denudacinio šaltinio, terigeninė medžiaga buvo nešama iš rytinės platformos.

Padidėję Kybartų–Deimenos regioninių aukštų storiai fiksuojami centrinėje Baltijos jūros dalyje, Dominopolės depocentre, ir siekia 120–220 m. Storiai didėja Tornkvisto zonos link, kur tęsiasi riftingas. Šiaurės vakaruose baseiną nuo Japetaus vandenyno skyrė Fenoskandijos pakiluma. Pomeranijos regione pjūviai molingi, nebėra smėlingos vakarinės zonos, o tai rodo, jog žemynų atsiskyrimas Tornkvisto zonoje stipriai progresavo.

5. Panerių–vėlyvojo kambro drifto stadija

Deimenos laikotarpio pabaigoje Baltijos sedimentaciniame baseine įvyko tektoniniai-sedimentaciniai persitvarkymai, kurie rodo iš esmės pakitusią bendrą geodinaminę situaciją. Baltijos baseine grimzdimo greitis labai sumažėjo. Regioninį pasikeitimą žymi sedimentacinė pertrauka ir nedarna. Panerių svitos uolienos slūgso ant apatinio kambro uolienu Rytų Lietuvoje. Vakarų Lietuvoje kai kur išlikusios Genčių svitos uolienos slūgso ant Girulių svitos (Jankauskas, Sakalauskas, 1989). Antrojoje kambro pusėje centrinė Baltijos baseino dalis buvo iškelta, sedimen-

tacija vyko rytuose besiplečiančio Maskvos baseino vakarinėje periferijoje ir vakarinėje dalyje. Toks sedimentacinių sričių pasiskirstymas, geodinaminio modeliavimo duomenimis (Šliaupa, Ershov, 2000), rodo spaudimo režimą Baltijos regione. Pakitusį geodinaminį režimą atspindi ir struktūrinė inversija skandinaviškoje baseino dalyje. Tuose plotuose, kur paplitusios *E. oelandicus* zonos uolienos, *P. paradoxissimus* zonos uolienų nėra (Gotlandas) arba jos plonos (Ostergotland, Narke) ir sekliavandenės (Oeland), tuo tarpu anksčiau santykinai iškilusios sritys patyrė intensyvesnę grimzdimą (Bergstrom, Gee, 1985). Inversijos požymiai nustatyti Pietryčių Lietuvoje (Šliaupa, 1997).

Tai siejama su pakitusiu geodinaminio režimu Tornkvisto zonoje. Staigi baseino regresija, plyšimo nedarna ir po to sekęs sulėtėjęs grimzdimas yra būdingi pasyvaus pakraščio baseinų požymiai, žymintys perėjimą iš rifto į drifto stadiją žemyno plyšimo zonoje (Tornkvisto jūra). Periferinių sričių kilimas yra susijęs su izostazine masių, kurios buvo perskirstytos riftingo metu, kompensacija (Braun, Beaumont, 1989). Šis kilimas gali užsitęsti iki 50 mln. m. po riftingo pabaigos (drifto pradžios). Baltijos baseino atveju šio efekto trukmė buvo 20 mln. m. (vidurinio kambro antroji pusė – tremadokis). Pakilumos forma priklauso nuo litosferos stiprumo charakteristikų (plonėjimo gylio). Esant stipriai litosferai (gilus plonėjimas – 15–20 km ir daugiau), rifto pečiai pakelti, o esant silpnai (sekus gilėjimas <15 km) – nulinkę. Kita svarbi riftingo perėjimo į driftą pasekmė yra tektoninės įtampos, perduodamos į intrakratonines sritis, pobūdžio kitimas. Riftingo procesai generuoja tempimo jėgas. Tuo tarpu litosferos plyšimas ir vandenyno plutos susiformavimas (perėjimas į driftą) sąlygoja spaudimo jėgų generaciją, kurios veikia ir greitimas platforminės sritis (Turcotte, 1982).

Spaudimo režimas buvo generuojamas ir Skandinavijos pakraštyje, kur jau nuo ankstyvojo kambro siaurėjo Japetaus vandenynas (Finnmarko stadija). Subdukcijos procesų maksimumą žymi pagrindinė ekologitų generacija, kurios amžius apie 505–500 mln. m. (Andreasson et al., 1998). Šios grupės amžius (antroji vidurinio kambro pusė) yra artimas žymiems pokyčiams Baltijos sedimentaciniame baseine.

Daroma išvada, kad antrojeje vidurinio kambro pusėje Baltijos baseino teritorijoje tektoninis režimas iš tempimo virto spaudimu, ir tai sukėlė grimzdimo sričių persiskirstymą, priklausančių nuo litosferos reologinių savybių netolygumo. Silpniausioji centrinė Baltijos baseino litosferos dalis patyrė santykinį kilimą. Santykinis grimzdimas išliko stipresnėje baseino periferijoje, kuri buvo inkorporuota į plėtėjantį Maskvos baseiną.

Vakarinėje baseino dalyje po Deimenos laikotarpio (3 pav.) grimzdimo greitis išliko aukštas (apie

1–2 m/mln. m.). Pagrindinė grimzdimą lėmusi priežastis buvo sedimentacinė apkrova gretimose plyšimo rifto zonoje bei terminis aušimas. Po riftingo susilpnėjęs vakarinis platformos pakraštys (plonėjimo gylis nedidelis) sukėlė grimzdimą. Klastinės medžiagos prinešimas mažėjo, vyravo molingos medžiagos sedimentacija (Slowinskos, Piasnicos svitų (Lenkija) alūniniai skalūnai), klostėsi klintis. Tai atspindi gretimos denudacinės zonos siaurėjimą – rytuose plėtėsi Maskvos baseinas.

BALTIJOS KAMBRO BASEINO GEODINAMINIS MODELIS IR GEODINAMINIS RAJONAVIMAS

1. Pasyvaus žemyno pakraščio modeliavimo principų trumpa apžvalga

Baltijos baseinas kambro metu vystėsi kaip pasyvaus žemyno pakraščio baseinas, kuriam gali būti taikomi riftinių baseinų modeliavimo metodai. Beje, tai plačiausiai paplitęs sedimentacinių baseinų tipas – pasyvūs pakraščiai talpina apie 60% pasaulio nuogulų.

Žemyno pakraščio grimzdimo klausimas buvo keliamas jau XIX a. Hallui ir Dana'i analizuojant geosinklinas. Tuomet pagrindinis vaidmuo buvo priskirtas sedimentacinei apkrovai. Wegeneris (1912) pastebėjo, jog šios apkrovos aiškiai nepakanka. Suessas (1880) pakraščių ir riftų grimzdimą susiejo su tempiamos plutos plonėjimu. Tempimo mechanizmui pritarė Bucheris (1924) ir Wegeneris (1912). Du Toit'as (1937) plutos grimzdimą aiškino jos sunkėjimu dėl giluminių fazinių perėjimų. K. Hsu (1965), P. Vogt'as ir N. Otsensonas (1967) suformulavo pagrindinę prielaidą, kad žemynų grimzdimas yra susijęs su termine kontrakcija. Ją matematiškai pagrindė N. Sleepas (1971). E. Salvaesonas (1976, 1978) vienas pirmųjų pastebėjo, jog žemyninių baseinų ir pakraščių grimzdimas gali būti susijęs su plutos ir litosferinės mantijos plonėjimu (difuzinės deformacijos mechanizmas). D. McKenzie's (1978) pateikė tempimo koncepcijos matematinę interpretaciją, pirmasis atliko tiesioginį tempimo baseinų modeliavimą. Litosferos plonėjimas, aprašytas kaip akimirksninis, vyksta difuzinio mechanizmo keliu. Tai sukelia staigų sinriftinį grimzdimą. Karšta mantija pakyla iš gilumos į aukštesnius lygius. Nutrūkus tempimui, prasideda aušimas, kuris sukelia ilgalaikį poriftinį grimzdimą, todėl riftinių baseinų ir žemyno pakraščių grimzdimo kreivės yra įgaubtos. A. Wattsas, M. Steckleras (1981), D. Sawyeras ir kt. (1986) sėkmingai panaudojo šią koncepciją, aiškindami Šiaurės Amerikos rytinio pakraščio grimzdimą. Kaip alternatyvą plastinio plėšimo modeliui, B. Wernicke (1981, 1985) pasiūlė lūžinio rifto modelį. Analizuodamas kai kuriuos baseinus jis pastebėjo, kad litosferos plonėjimas gali vykti

išilgai vieno pagrindinio įžambaus lūžio, kertančio visą litosferą. K. Jaworowski (komentaras), aiškin-damas riftingą išilgai Tornkvisto zonos, pirmenybę atiduoda pastarajam modeliui.

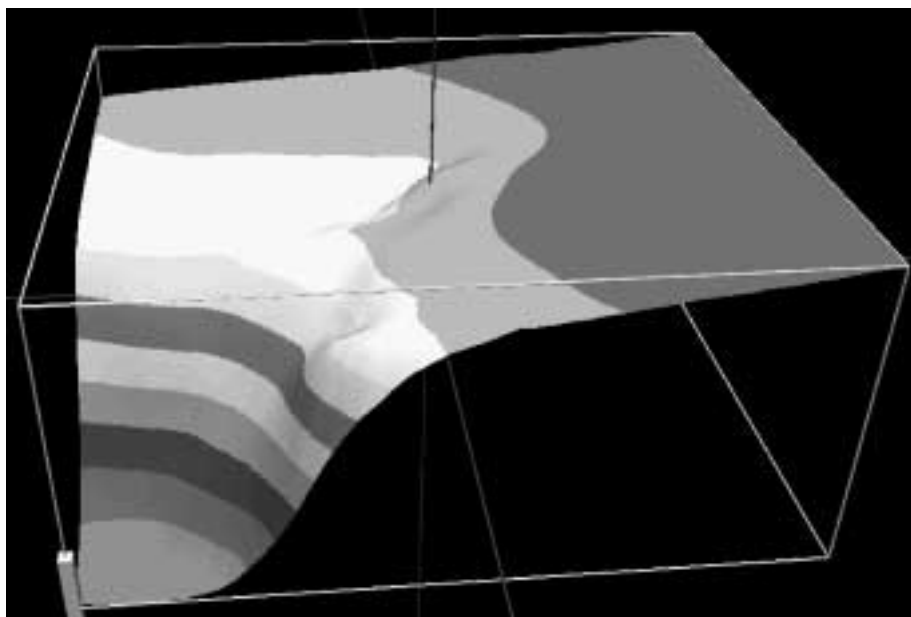
2. Baltijos kambro baseino modelis

Kambro baseino geometrija, grimzdimo greitis, sedimentacijos sąlygos buvo kaičios, ir tai siejama su kintančia regionine geodinamine situacija vakariniame Baltikos pakraštyje.

Antrojoje ankstyvojo kambro pusėje pagrindiniai įvykiai susikoncentravo vakariniame platformos pakraštyje. Analizuojant kambro storių pasiskirstymą, išryškėjo skirtingos

Baltijos baseino struktūrinės sritys, kurių grimzdimo evoliucija ir prigimtis skyrėsi. Vakarinėje dalyje yra maksimalių storių gradientinė zona (4 pav.). Baltijos jūros centrinėje dalyje nustatytas padidėjusių storių Dominopolės subbaseinas. Į vakarus nuo jo skiriamas Skandinavijos šlaitas, kurio evoliucija skyrėsi nuo rytinio Pabaltijo baseino šlaito.

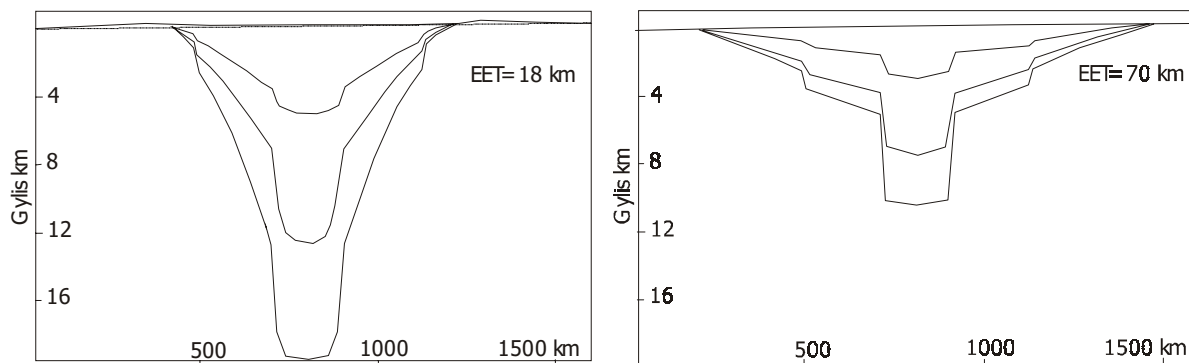
Kambro baseino prigimtis turi būti siejama su žemyno plyšimu į vakarus nuo Tornkvisto zonos. Pagrindiniai veiksniai, nulėmę baseino grimzdimą, buvo tektoninis tempimas, terminė ir sedimentacinė apkrova. Jie dažniausiai minimi analizuojant riftines sistemas.



4 pav. Tridimensinis Baltijos kambro baseino vaizdas iš pietvakarių: Peritornkvisto subbaseinas vakaruose ir plokščia rytinė baseino pusė, atspindinti skirtingus grimzdimo mechanizmus

Fig. 4. 3D geometry of Cambrian basin, view from SW. Two parts are distinct: the high-gradient Peri-Tornkvist sub-basin and the flat eastern half, which reflect two different subsidence mechanisms

Šiai hipotezei patikrinti atliktas 2 D riftingo modeliavimas panaudojant Bedlay 2D programinį paketą. Modelyje parinktos skirtingos litosferos stiprumo charakteristikos $EES = 18 \text{ km}$ ir 70 km , t. y. stipri ir silpna litosfera, kurios sąlygoja riftinginės zonos ir jos pečių geometriją. Pasirinktas tempimo veiksnys (litosferos suplonėjimas) $b = 1,2$. Modelyje atsižvelgta į geoterminio lauko pokyčius rifto pečių zonoje (lateralinis šilumos srautas). Pagrindinis nežinomas Tornkvisto zonos riftingo parametras – įdubos gylis. Turima geologinė ir seisminė medžiaga neleidžia nustatyti vendo–kambro uolienuų storio. Tačiau pagrindinis modeliavimo tikslas buvo ne atkurti



5 pav. Vėlyvojo vendo–kambro riftinio baseino išilgai Tornkvisto zonos 2 D modeliavimas. Kairėje – silpnos, dešinėje – stiprios litosferos modelis. Modeliavimas atliktas rifto pečių grimzdimui įvertinti

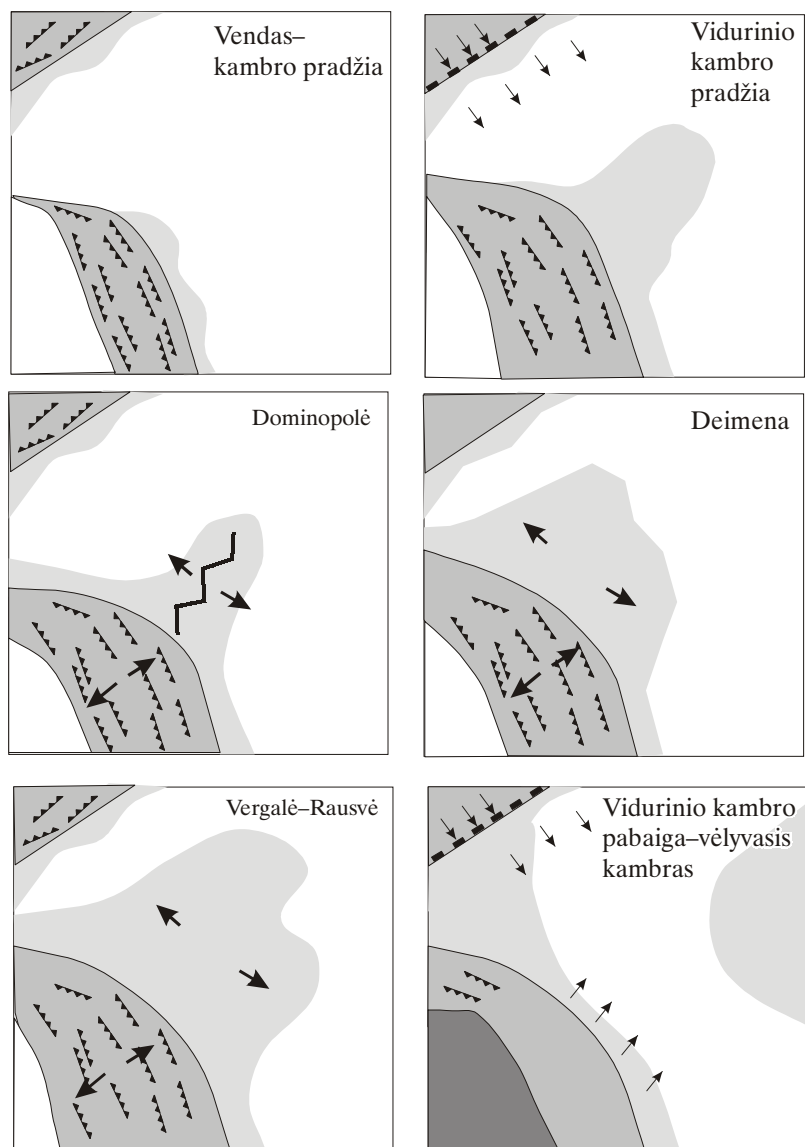
Fig. 5. 2D modelling of Vendian–Cambrian rifting along Tornquist zone. Weak (left) and strong (right) lithospheres were assumed for modelling to evaluate the influence of rifting on adjacent platform

Tornkvisto rifto geometriją, o nustatyti jo įtaką greitai platforminei zonai, t. y. atsakyti į principinį klausimą, ar riftingo procesai galėjo sąlygoti tokio plataus Baltijos baseino grimzdimą kambro metu. Pasirinktas 700 km Tornkvisto rifto plotis, nes paskutinių metų tyrimų duomenimis, Baltikos žemyno vakarinė riba tapatintina su Elbės tektonine zona, nutolusia nuo Tornkvisto linijos apie 350 km į vakarus. Naudotas simetrinio 350 + 350 km pločio rifto modelis.

Esant silpnai litosferai, grimzdimas galėjo siekti 16 km (panašiai kaip Japetaus vėlyvojo prekambro riftingo atveju), stiprios litosferos modelyje Tornkvisto riftas nugrimzdo 10 km. Kaip matyti iš 5 pav. pateiktų modeliavimo rezultatų, litosferos stiprumas yra pagrindinis veiksnys, kuris lemia rifto pečių plotį. EES = 18 km atveju periferinis baseinas yra siauras, neviršija 100 km. Esant labai stipriai litosferai, į rytus nuo Tornkvisto rifto turėjo susiformuoti seklos iki 200 m gylio ir 400 km pločio periferinis baseinas. Net pasirinkus labai dideles litosferos stiprumo reikšmes, kurios gerokai viršija nustatytas litosferos charakteristikas Baltijos baseine, apskaičiuotas baseinas yra beveik dvigubai siauresnis už kambro Baltijos baseiną. Taigi įprastinių modeliavimo metodų aiškiai nepakanka nustatant kambro baseino genetinius ypatumus.

Modeliavimas visgi suteikia svarbios informacijos sprendžiant vakarinės padidinto storio dalies genezės klausimą. Ši vakarinė storių gradientinė sritis (išskiriama kaip Peritornkvisto subbaseinas) yra 160 km pločio, jos prigimtis sietina su sedimentacinės ir terminės apkrovos efektu. Kita svarbi išvada yra ta, kad Baltikos vakarinio pakraščio litosfera kambro metu buvo silpna. Pagal pateiktas ankstesnes priklausomybes, Rytų Europos vakarinio pakraščio litosferos EES tebuvo 19 km. Ši reikšmė gerai atitinka dabartinės kratono pakraščio litosferos charakteristikas (Ershov, Šliaupa, 2000). Silpna litosfera nulėmė seklių plonėjimo gylį, nuo kurio priklauso rifto pečių morfologija, – pečiai yra nuožulnūs, tą konstatuojame ir Baltijos kambro baseine. Priešingu atveju, esant stipriai litosferai, rifto pečiai bus iškilę (Clothing et al., 1997).

Kalbant apie Baltijos kambro baseino genezę, ypač svarbūs yra reologinio ir geodinaminio modeliavimo duomenys, kurie parodė, kad tempimo sąlygomis baseinas su silpna litosfera centre turi grimzti, amplitudė platforminių įtampų sąlygomis siekia kelis šimtus metrų (Šliaupa, Ershov, 2000). Kambro laikotarpiui prognozuojamas horizontalaus tempimo režimas, tad Baltijos baseino didžiosios dalies grimzdimas sietinas būtent su litosferos dinaminio atsaku į tektoninį tempimą. Silpniausia litosfera nustatyta Baltijos jūros centrinėje dalyje. Su šiuo minimumu susijęs Dominopolės sedimentacinis centras, kuris anksčiausiai už kitas baseino dalis reagavo į tektoninį tempimą. Šis depocentras tipizuojamas kaip neišsivysčiusi rifto trigubos jungties atšaka. Antrojoje



6 pav. Vendo-kambro periferinio baseino Baltikos vakariniame pakraštyje formavimosi etapai. Rodyklės nurodo tektoninių įtampų kryptis
Fig. 6. Stages of evolution of Baltica western margin during Vendian-Cambrian. Arrows indicate the tectonic stress regime

ankstyvojo trilobitinio kambro pusėje progresuojantis tempimas sukėlė didesnės silpnos Baltijos baseino teritorijos grimzdimą.

Rytinis ir vakarinis baseino šlaitas patyrė skirtingą evoliuciją kambro metu. To priežastis – Japetaus zonos geodinaminė įtaka, kuri labiausiai paveikė vakarinio šlaito vystymąsi. Ankstyvojo kambro metu rytinis ir vakarinis baseino šlaitas vystėsi panašiai. Pagrindiniai skirtumai išryškėjo vidurinio kambro pradžioje, kai vakarinis šlaitas iškilo, o rytuose išliko jūrinės sedimentacijos sąlygos (Kybartų laikotarpis), nors baseinas ir čia kiek susiaurėjo. Šis siaurėjimas yra susijęs su subdukcijos procesų pradžia Skandinavijos pakraštyje, o spaudimas lėmė vakarinio šlaito iškilimą. Minėti procesai, matyt, susilpnėjo antroje Kybartų pusėje, todėl atsinaujino baseino transgresija.

Antroje vidurinio kambro pusėje sedimentacijos sritys persitvarkė: iškilo centrinė baseino dalis, sedimentacija susikcentravo rytinėje baseino periferijoje bei vakariniame pakraštyje. Vakarinė dalis tebebuvo veikiamą terminio aušimo ir sedimentacinės apkrovos. Centrinės baseino dalies iškilimas aiškinamas tektoninio spaudimo poveikiu silpnai litosferai (Ershov, Šliaupa, 2000). Šie pokyčiai siejami su riftingo procesu pabaiga bei drifto pradžia Tornkvisto jūroje. Tai neišvengiamai turėjo sukelti tektoninį spaudimą gretimose platformoje ir centrinės baseino dalies dinaminį kilimą. Rifto–drifto stadija pasireiškė skirtingu laiku įvairiose Tornkvisto zonos dalyse. Riugeno sektoriuje riftingo procesai aktyviai vyko iki pat ordoviko pradžios, tuo tarpu geodinaminė Baltijos baseino evoliucija leidžia spėti, jog piečiau plyšimo procesai pasibaigė vidurinio kambro viduryje. Tad modelyje pasirinkta į siaurę progresuojančio rifto koncepcija. Tai ir nulėmė jūrinio baseino išplitimą šiaurės vakaruose – prieš tai kontroliavęs Baltijos baseino grimzdimą mechanizmas progresavo į ŠV, sustiprėjo plyšimo poveikis vakarinei Skandinavijos daliai.

IŠVADOS

Baltijos kambro baseino evoliucijoje išskirti geodinaminiai etapai, kurie susiję su kintančiu grimzdimo mechanizmu (6 pav.).

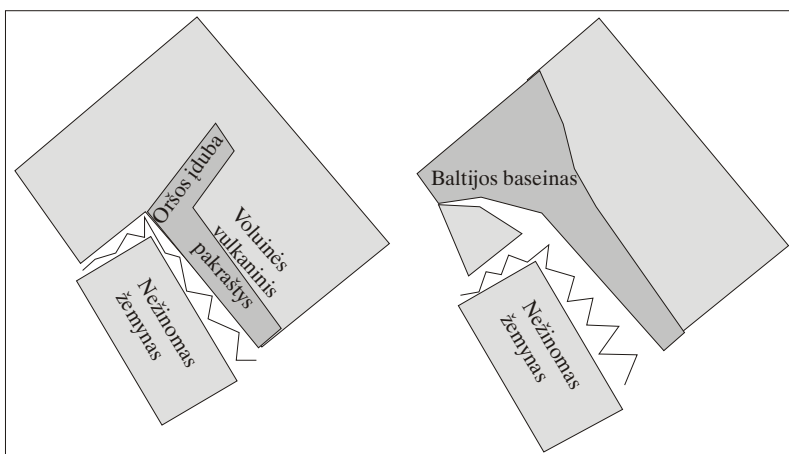
Vendo–ankstyviausio kambro sedimentacija Pabaltijo rytuose siejama

su riftinių struktūrų porifitiniu plitimu stiprėjant litosferai. Periferinio baseino plotis leidžia įvertinti litosferos stiprumą Šiaurės Baltarusijoje ir Pietryčių Lietuvoje, kuris artimas šiuolaikinėms reologinėms charakteristikoms – EES yra 60–70 km.

Antroje vendo pusėje pradėjo plyšti vakarinis Baltikos žemyno pakraštys, atsirado pirmosios Baltijos baseino vakarinio pakraščio užuomazgos. Tipinio rifto modeliavimo metodai nepaaiškina Baltijos baseino grimzdimo, išskyrus pačią vakarinę jo dalį – Peritornkvisto subbaseiną. Šią problemą galima išspręsti tik atsižvelgus į litosferos reologinius netolygumus. Evoluicijuojant riftingo procesams ir didėjant tempimo jėgoms, veikiančioms gretimą platformą, pirmiausiai pradėjo grimzti pati silpniausia Baltijos regiono litosferos sritis dabartinės Baltijos jū-



7 pav. Kambro baseino geodinaminio rajonavimo schema
Fig. 7. Geodynamic zoning of Cambrian basin



8 pav. Baltikos vakarinio pakraščio plyšimo schema
Fig. 8. Scheme of breaking of western margin of Baltica

ros centrinėje dalyje, suformuodama Dominopolės subbaseiną (7 pav.). Plintant tempimo jėgoms, grimzdimas apėmė platesnę baseino dalį, pasižyminčią silpna litosfera. Tai atitinka dinaminio modeliavimo duomenis, kurie rodo, kad tempimo sąlygomis Baltijos baseinas turi patirti kelių šimtų amplitudės grimzdimą (Šliaupa, Ershov, 2000). Pagal tą patį modelį baseino centrinės dalies iškilimas antrojeje kambro pusėje aiškinamas litosferos atsaku į spaudimo režimą. Pastarasis siejamas su riftigo procesų pabaiga ir perėjimu į driftą Tornkvisto zonoje. Baseino geometrijos duomenimis, baseino vakarinio pakraščio litosfera buvo silpna, EES siekė tik 19 km, ir tai atitinka dabartines jos mechanines savybes. Tornkvisto rifto plyšimas nebuvo vienalaikis ir progresavo iš pietryčių į šiaurės vakarus (8 pav.).

Literatūra

- Andreasson P.-G., Svenningsen O. F., Albrecht L. 1998. Dawn of Phanerozoic orogeny in the North Atlantic tract; Evidence from the Seve-Kalak Superterrane, Scandinavian Caledonides. *GFF*. **120**. 159–172.
- Aren B. 1988a. Osady formacji zarnowieckiej jako przejście od wendy do kambru na pomorzu i akwaniu Bałtyku. *Kw. Geol.* **32**. 519–524.
- Aren B. 1988b. Szkic paleotektoniczny schyłku wendy gornego na starej platformie w Polsce. *Kw. Geol.* **32**. 762–764.
- Beier H., Maletz J., Boehnke A. 2000. Development of an Early Palaeozoic foreland basin at the SW margin of Baltica. *N. Jb. Palaont. Abh.* **218(1/2)**. 129–152.
- Bergstrom J. 1980. The Caledonian margin of the Fenoscandian Shield during the Cambrian. In: D. R. Wones (ed.). *Proceedings: The Caledonides in the U.S.A.* 9–13.
- Bergstrom J., Gee D. G. 1985. The Cambrian in Scandinavia. In: D. G. Gee & B. A. Sturt (eds.). *The Caledonian Orogeny – Scandinavia and related areas*. John Wiley & Sons Ltd. 247–271.
- Bertotti G., Ter Voorde M., Cloething S., Picotti. 1997. Thermomechanical evolution of the South Alpine rifted margin (North Italy): constraints on the strength of passive continental margins. *Earth and Planetary Science Letters*. **146**. 181–193.
- Bond G. C., Nickeson P. A., Kominz M. A. 1984. Breakup of supercontinent between 625 Ma and 555 Ma: new evidence and implications for continental histories. *Earth Planet. Sci. Lett.* **70**. 325–345.
- Braun J., Beaumont Ch. 1989. A physical explanation of the relation between flank uplifts and the breakup unconformity at rifted continental margins. *Geology*. **17**. 760–764.
- Bruton D. L., Harper D. A. T. 2000. A mid-Cambrian shelly fauna from Ritland, western Norway and its palaeogeographic implications. *DGF*. **47**. 29–51.
- Cloething S., Van Balen R. T., Ter Voorde M., Zoetemeijer B. P., Den Bezemer T. 1997. Mechanical aspects of sedimentary basin formation: development of integrated models for lithospheric and surface processes. *Geol Rundsch.* **86**. 226–240.
- England P. 1983. Constraints on Extension of Continental Lithosphere. *Journal of Geophysical Research*. **88(B2)**. 1145–1152.
- Ershov A., Šliaupa S. 2000. Lithosphere strength variations in the Baltic basin. *Geophysical Journal*. **22(4)**. 86.
- Gee D. G., Karis L., Kumpulainen R., Thelander T. 1974. A summary of Caledonian front stratigraphy, northern Jamtland / southern Vasterbotten, central Swedish Caledonides. *GFF*. **96**. 389–397.
- Gee D. G., Karis L., Kumpulainen R., Thelander T. 1974. A summary of Caledonian front stratigraphy, northern Jamtland / southern Vasterbotten, central Swedish Caledonides. *GFF*. **96**. 389–397.
- Greiling R. O., Jensen S., Smith A. G. 1999. Vendian–Cambrian subsidence of the passive margin of western Baltica – application of new stratigraphic data from the Scandinavian Caledonian margin. *NGT*. **79**. 133–144.
- Hagenfeldt S. 1994. The Cambrian File Haidar and Bornholm Formations in the Central Baltic and south central Sweden. *Stockholm Contributions in Geology*. **43(2)**. 109 p.
- Jankauskas T., Lendzion K. 1992. Lower and Middle Cambrian acritarch-based biozonation of the Baltic Syncline and adjacent areas (East European Platform). *Przegląd Geologiczny*. **9**. 519–524.
- Jankauskas T., Lendzion K. 1994. Biostratigraphic correlation of Lower and Middle Cambrian sections in the Baltic Syncline and adjacent areas. *Przegląd Geologiczny*. **5**. 365–370.
- Jaworowski K. 1980. Lithological characteristics of the most ancient marine deposits of the southwestern part of Poland (Vendian and Cambrian). In: *Palaeogeography and Lithology of Vendian and Cambrian of the Western Part of the East-European Platform* (ed. B. M. Keller and A. Yu. Rozanov). Moscow. 56–71.
- Jaworowski K. 2000. Facies variability in the Cambrian deposits from the Koscierzyna and Gdansk sections (Pomeranian Caledonides foreland, northern Poland): a comparative study. *Geological Quarterly*. **3**. 249–261.
- Kumpulainen R., Nystuen J. P. 1985. Late Proterozoic basin evolution and sedimentation in the westernmost part of Baltoscandia. In: D. G. Gee and B. A. Sturt (eds.) *The Caledonide Orogen – Scandinavia and Related Areas*. **1**. 213–245.
- Lendzion K. 1986. Sedimentation of the Vendian–Cambrian marine sequence, Poland. *Geol. Mag.* **123(4)**. 361–365.
- McKenzie D. 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Science Letters*. **40**. 25–32.
- Milaczewski L., Modlinski Z. 1998. The older Palaeozoic in the western part of Polish Baltic Aquatorium and the adjacent land. In: *Perspectives of Petroleum exploration in the Baltic Region*. Vilnius. 17–19.
- Poprawa P., Šliaupa S., Stephenson R., Lazauskiene J. 1999. Vendian–Early Palaeozoic subsidence history of the Baltic Basin: Geodynamic implications. *Tectonophysics*. **314**. 219–239.
- Sawyer D. S. 1985. Brittle failure in the upper mantle during extension of continental lithosphere. *Journal of Geophysical Research*. **90(B4)**. 3021–3025.
- Schluter H.-U., Best G., Jurgens U., Binot F. 1997. Interpretation reflexionsseimischer Profile zwischen baltischer

Kontinentalplatte und Kaledonischem Becken in der südlichen Ostsee – erste Ergebnisse. *Z. dt. Ges.* **148/1**. 1–32.

Sikorska M. 2000. Provenance petrological study of the Upper Vendian and Cambrian clastic material; foreland of the Precambrian Caledonides (northern Poland). *Geological Quarterly*. **44**. 237–247.

Šliaupa S. 1994. Baltijos sineklizės geodinaminė evoliucija apatino paleozojaus metu. *Geologijos akiračiai*. **14**. 20–23.

Šliaupa S. 1997. Pietų Lietuvos tektonika. Mokslų daktaro disertacijos santrauka. Vilnius: Geologijos institutas. 40 p.

Šliaupa S., Ershov A. 2000. Influence of the lithosphere strength variations to geometry of the Baltic basin. *Geophysical Journal*. **22(4)**. P. 128.

Šliaupa S., Ershov A. 2001. Cambrian Subsidence of the Baltic Basin: A Record of Rifting and Establishment of the Passive Continental Margin in the NW Baltica. *Europrobe Late Proterozoic-Early Palaeozoic Time Slice Meeting Abstracts*. Ankara. 21–22.

Šliaupa S., Lazauskienė J. 1997. 1-D subsidence analysis along Lithuanian part of the Eurobridge profile (Vendian – Cretaceous). *Eurobridge Workshop Abstracts*. Vilnius. 85–89.

Šliaupa S., Poprawa P., Lazauskienė J., Stephenson R. 1997. The Palaeozoic subsidence history of the Baltic Syncline in Poland and Lithuania. *Geophysical Journal*. **19(1)**. Kiev. 137–139.

Sturt B. A., Roberts D. 1991. Tectonostratigraphic Relationships and Obduction Histories of Scandinavian Ophiolite Terranes. In: T. Peters, A. Nicolas, C. G. Coleman (eds.) *Ophiolite Genesis and the Evolution of the Oceanic Lithosphere*. Kluwer Academic Publishers. 745–769.

Torsvik T. H. 1998. Palaeozoic palaeogeography: A North Atlantic viewpoint. *GFF*. **120**. 109–118.

Torsvik T. H., Smethurst M. A., Meert J. G., van der Voo R., McKerrow W. S., Brasier M. D., Sturt B. A., Walderhaug H. J. 1996. Continental break-up and collision in the Neoproterozoic and Palaeozoic; a tale of Baltica and Laurentia. *Earth-Science Reviews*. **40**. 229–258.

Turcotte D. L. 1982. The state of stress at passive continental margins. In: R. A. Scrutton (ed.). *Dynamics of Passive Margins*. *Geodynamics Series*. **6**. 141–146.

Van Wees J.-D., Cloething S. 1997. Mechanical aspects of intra-plate compressional deformations and basin reactivation. *European Union of Geosciences, Strasbourg, EUG9, Abstract supplement No 1. Terra Nova*. **9**. 138.

Vidal G., Moczydlowska M. 1995. The Neoproterozoic of Baltica – stratigraphy, palaeobiology and general geological evolution. *Precambrian Research*. **73**. 197–216.

Watts A. B., Karner G. D., Steckler M. S. 1982. Lithospheric flexure and the evolution of sedimentary basins. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.* **A305**. 249–281.

Wernicke B. 1985. Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. *Can. J. Earth. Sci.* **22**. 108–125.

Абраменко В. И. (1981). Генетические особенности минералообразования в отложениях нижнего кембрия Восточной Литвы. *Материалы по геологии кристаллического фундамента и осадочного чехла Белоруссии*. Минск. 97–115.

Янкаускас Т. В., Сакалаускас В. Ф. (1989) Кембрийские отложения приморского района Литовской ССР. *Geologija*. **10**. 3–11.

Saulius Šliaupa

GENESIS AND GEODYNAMIC EVOLUTION OF THE BALTIC CAMBRIAN BASIN

S u m m a r y

The Baltic basin originated during the latest Vendian–Cambrian time due to breaking apart of the Rodinia supercontinent and is described in terms of a passive continental margin. Five stages were defined in the evolution of the Baltic basin, closely related to the tectonic processes along the western margin of the Baltica continent.

(1) During late Vendian – earliest Cambrian the sedimentation was confined to the Moscow basin, which gradually invaded the eastern Baltic area. The basin widening is related to the stiffing of the lithosphere of the rift-related structures and involvement of the proximal parts into subsidence. The flexuring parameter defined from the basin geometry suggests the effective elastic thickness (EET) of the lithosphere to be as high as 60–70 km, which is close to present day estimates (Ershov, Šliaupa, 2000). Also, indications of the onset of the Baltic basin are recognized from the chain of the small sub-basins aligned along the Tornquist zone, suggesting initiation of the rifting processes along the western Baltica margin.

(2) The rifting processes ceased in the east by the beginning of the trilobitic Early Cambrian, whereas rifting progressed in the west along the Tornquist zone, and caused a far-field extensional stress transmission cratonward. This affected first the weakest part of the lithosphere in the central part of the present Baltic Sea which reacted in an up to 100 m subsidence of the Dominopol sub-basin, what can be described in terms of a failed arm of the rift triple junction.

(3) With increasing the extension, wider areas of the Baltic basin characterized by low-strength lithosphere were progressively involved in subsidence, thus leading to establishment of the Baltic basin by the end of the Early Cambrian marked by maximum transgression. Only the westernmost, 160 km wide zone of the Baltic basin showing maximum subsidence can be related to thermal and sedimentation loading, whereas the rest 500 km wide basin can be explained only in terms of reaction of the weak lithosphere to extension, as is indicated by previous dynamic modelling (Šliaupa, Ershov, 2000). Calculations of the flexural parameter indicate that the strength of the lithosphere was only EET = 19 km closest to the Tornquist zone, *i.e.* similar to the present-day strength. Some reduction of the basin is recognized at the transition between the Early and the Middle Cambrian, which might be related to the onset of the subduction processes along the Scandinavian margin of Baltica. It caused the uplift of the north-western flank of the basin.

(4) The sedimentation renewed all over the basin during the early Middle Cambrian, though it was of the less extent compared to that during the late Early Cambrian. This is explained by a renewed tectonic extension.

(5) During the middle Middle Cambrian the central part of the Baltic basin warped up, sedimentation concentrated in the eastern and the western basin periphery. This was related to the dynamic response of the weak litho-

sphere of the Baltic basin to the onset of the tectonic compression (Šliaupa, Ershov, 2000), suggesting the rift-to-drift stage in the adjacent Tornquist Sea. Still, seismic data from the Rügen sector indicate an intense normal faulting until the earliest Ordovician (Shluter et al., 1996). This comes in agreement to the general trend of the evolution of the Tornquist zone, indicating the propagation of rifting from the south to the north, which started during the Vendian time along the Ukrainian margin and finished in the latest Ordovician in the Rügen segment.

Саулюс Шляупа

ГЕНЕЗИС И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ БАЛТИЙСКОГО СЕДИМЕНТАЦИОННОГО БАСЕЙНА В КЕМБРИИ

Резюме

Балтийский бассейн (ББ) образовался в позднем венде-кембрии в связи с дроблением суперконтинента Родиния. В его эволюции выявлено 5 этапов:

1) В позднем венде – начале кембрия трансгрессия бассейна в восточную половину Прибалтийского региона связывается с усилением литосферы в рифтовых структурах в послерифтовый этап. В то же время первые знаки Балтийского бассейна

проявились на западе по образованию системы небольших бассейнов вдоль линии Торнквиста.

2) Рифтовые процессы в зоне Торнквиста усилились в середине раннего кембрия, увеличение растяжения привело к погружению наиболее слабой литосферы в Балтийском море.

3) Прогрессирующее растяжение вовлекло более обширную часть бассейна, характеризующегося ослабленной литосферой в погружении, на что указывает геодинамическое моделирование (Ершов, Шляупа, 2000; Шляупа, Ершов, 2000). Западная часть бассейна была под влиянием седиментационной и термальной нагрузок.

4) Бассейн несколько сократился в начале среднего кембрия, что связывается с началом субдукции в Скандинавии.

5) Центральная часть бассейна была приподнята с середины среднего кембрия. Погружение сконцентрировалось в западной и восточной периферии бассейна. По данным геодинамического моделирования, это является реакцией ослабленной литосферы бассейна на тектоническое сжатие, что указывает на переход рифтовой стадии в зоне Торнквиста в дрифт.

Рифтинг в зоне Торнквиста прогрессировал с юга на север и завершился лишь в начале ордовика в секторе Рюген.