

VII

ANTROPOGEENI GEOLOGIA

TALLINN 1961

NEOTEKTOONIKA OSAST EESTI GEOLOOGILISES ARENGUS ANTROPOGEENIAJASTUL

K. ORVIKU

Maakoore geoloogilises arengus on alati osalenud nii maasisesed kui ka välised looduslikud jõud — nende vastastikuse tegevuse tagajärjel muutub maakoore aineeline koostis, maakoort moodustavate kivimkehade ruumiline asetus ja maakoore välispinna reljeef. Maakoort kujundavate looduslike jõudude hulgas on alati rõhutatud tektoonilise protsessi suurt tähtsust maakoore geoloogilisele arengule. See on maksev ka antropogeeniaajastu kohta, kaasa arvatud tänapäev. Sellest tingituna pööratakse ka antropogeeni geoloogias ikka rohkem ja rohkem tähelepanu tektooniliste liikumiste tundmaõppimisele. Kuna on tegemist noorte tektooniliste liikumistega, siis on hakatud kõnelema neotektoonilistest liikumistest, neotektoonikast.

Neotektoonika uurimisobjektiks ei ole ainult antropogeeniaajastu, vaid ka mõnevõrra vanemad tektoonilised struktuurid ja tektoonilised liikumised, mis on aset leidnud juba neogeenis, vähemalt selle teisel poolel (miotseenis-pliitseenis).

Neotektoonika esiletõstmisega ei ole kuidagi tahetud rõhutada, et maakoore geoloogilise arengu kõige nooremal ajal esineksid mingid erisugused tektoonilised liikumised, on tahetud ainult rõhutada, et uurimisring hõlmab noori tektoonilisi liikumisi, mis on olnud pealegi sedavõrd lühiajalised, et nad ei ole jõudnud kujundada enamikul juhtudel selgelt jälgitavaid tektoonilisi struktuure, küll on aga põhjustanud maakoore välispinna reljeefi muutusi ja seoses sellega mõjutanud mitmeti kaudselt setete ja pinnavormide kujunemist. Neotektoonilised liikumised on seega varem esinenud tektooniliste liikumiste pidevaks jätkuks. Neotektoonilised liikumised jätkuvad ka tänapäeval — juba on hakatud kõnelema ka tänapäeva tektoonikast. Seega kõneldes neotektoonikast, arvestatakse ikkagi ühtset tektoonilist protsessi, mille piirides kõige nooremaid tektoonilisi liikumisi käsitletakse nagu eri peatükina. On ka neid, kes ei poolda neotektoonika mõiste tarvitamist ja seda just sellepärast, et ei ole põhjust vastandada noori tektoonilisi liikumisi vanematele, et tektooniliste liikumiste ja vastavate tektooniliste struktuuride tundmaõppimisel on vajalik määrata nende geoloogiline vanus ja vastavalt kõnelda erineva vanusega tektoonilistest liikumistest ning struktuuridest.

Eraldada neotektoonikat on siiski mitmeti otstarbekohane, kuna tektoonilise protsessi noorimate avaldusvormide tundmaõppimise võimalused on mitmekülgsemad kui vanemate puhul.

Seega on kõigiti vajalik kõnelda ka Eesti maa-ala piiridesse jääva maakoore osa neotektoonikast, s. o. tektoonilistest liikumistest ja struktuuridest, mis nimetatud alal on esinenud alates antropogeenieelsest ajast ja jätkuvad tänapäeval (Orviku, 1960; Орвику, 1955, 19606).

Eesti maa-ala piiridesse jääva maakoore osa hiljutistest tektoonilistest liikumistest hakkasid meie ala uurijad kõnelema juba möödunud sajandi teisel poolel. Tektooniliste liikumiste olemasolu tõenditena tõsteti esile vanu rannikumoodustisi, setteid ja pinnavorme, mis asuvad, võrreldes tänapäeva rannikuga, küllalt kaugel ja küllalt kõrgel tänapäeva rannajoonest. Siin olemegi jõudnud ühe noorte tektooniliste liikumiste kindlakstegemise üldtuntud meetodini: mere pealetungi ja taandumise jälgede abil on võimalik kindlaks teha maakoore tektoonilisi vajumisi ja kerkimisi. Seda meetodit on Eesti maa-alal hea rakendada selle tõttu, et meie ala asub Balti kilbi kerkival kagunõlval ning vastavalt sellele nähtub siin küllalt hästi hilisjääaegne ja holotseenne maakoore summaarne kerkimine (Hausen, 1913; Ramsay, 1929; Кессел, 1960 jt.).

Peatumata kõigil neil uurimistel, mis on selgitanud maakoore tektoonilisi liikumisi meie alal jääajajärgsel ajal, märgime ära senised tulemused.

On selgunud, et meie maa-ala piirides on hilisjääaja ja holotseeni välitel toimunud summaarne kerkimine. Seda on selgitatud just vanade rannikumoodustiste ja vanade veekogude veepinna kõrguse tundmaõppimise teel, milleks on kasutatud komplekssete litoloogiliste, paleontoloogiliste, geomorfoloogiliste ja stratigraafiliste uurimiste tulemusi.

Need uurimised on näidanud, et maakoore kerkimine on olnud kiirem Eesti maa-ala loodeosas, kusjuures kerkimise kiirus on vähenenud kagu suunas. Loodes on summaarne kerkimine toimunud 100 m piirides, kuna kagus on see küündinud 25 meetrini. Sealjuures on kerkimine kogu alal olnud väga korrapärane — seda seisukohta kinnitab isobaas- ehk samakerkejoonte sirgjoonelisus meie ala kohta koostatud vastavatel skeemidel (Orviku, 19606, joon. 2, 3, 4; Орвику, 1960, joon. 2, 4). Isobaasjoonte niisugune kuju on tingitud kasutada olnud faktilisest materjalist: Loode-Eestis on see kogutud küllalt laialdaselt alalt ja paljudest kohtadest, vastavalt on isobaaside sirgjoonelisus ja kirde—edela-suunalisus kõigiti põhjendatud. Sellest lähtudes tuleb arvata, et ka kagupoolsemate alade kohta antud isobaasid peaksid olema küllalt tõepärased, kuigi nende ehitamiseks kasutatud andmed pärinevad kitsastelt maaribadelt idas ja läänes, mis on üks-teistest küllaltki kaugel.

K. Pärna uurimustes (Пярна, 1960) on näidatud, et hilisglatsiaalis muutus kerkimise kiirus tunduvalt Kirde-Eesti ja Pärnu vahelisel kirde—edela-suunalisel vöötmel, millele vastavalt ta tõstab esile hilisglatsiaalse paindevöö ehk -joone. See on ainuke geomeetiline korrapäratus kerkeliikumisel, mida on olnud võimalik esile tõsta senistel uurimistel, ja seegi on väga korrapärane.

Komplekssed geoloogilised uurimised on näidanud, et meie alal on maakoore tektooniline kerkimine olnud kiirem kohe peale mandrijää taandumist ning seejärel pikkamööda aeglustunud. See on küllaltki huvitav tähelepanek selles mõttes, et ta tõstatab küsimuse mandrijää osast maakoore kõikuvates liikumistes. Nimelt on arvatud, et jää raskuse tõttu maakoore mandrijää pealetungil vajub, koormuse kadudes mandrijää taandumisel aga kerkib — tegemist olevat siin maakoore glatsioisostaatiliste liikumistega. Maakoore kõikuvad liikumised on siiski tektoonilised, põhjustatud maasisestest liikumistest, kuna mandrijää on võib-olla avaldanud ainult teatud soodustavat või pidurdavat mõju tektooniliste liikumiste kiirusele. Nii on ka viimasel ajal hakatud kõnelema sellest, et maakoore kerkimise suurema kiiruse kohe peale jääkatte sulamist põhjustas asjaolu, et

mandrijää esinemine nagu pidurdas kerkimist, tema sulamisel aga pidurdus kadus, mille tagajärjeks oligi kiirem kerkimine kohe peale jääkate sulamist.

Ei tohi aga unustada, et maakoore tektoonilised liikumised ei ole kusagil ega kunagi püsiva suurusega, vaid aja jooksul nad muutuvad, mida on võimalik kindlaks teha, kui neid liikumisi küllalt pika aja vältel vaadelda. Jälgides meie ala tektoonilist arengut pikema geoloogilise aja vältel selgub, et siin on vaheldunud kerkimine vajumisega— ainult seda arvestades on mõistetavad mitmed senini selgunud geoloogilised ürikud.

Maakoore tektooniliste liikumiste tundmaõppimine on väga raske. Nende selgitamisel tuleb arvestada mitte ainult mandrijää mõju, vaid samuti ka merepinna eustaatilisi kõikumisi geoloogiliste aegade vältel. Kui meie ala piirides oleks hilisjääajal ja holotseenis merepind püsinud ühel absoluutsel kõrgusel, siis võiks küllalt kindlalt öelda, et selle aja vältel toimunud maismaa ja mere piiri muutused on põhjustatud ainuüksi maakoore vertikaalsest liikumistest. Kuid me teame, et meie alasid osalt õige ulatuslikult üleujutanud veekogude veed on olnud ajuti transgressiivsed: eelnevalt vee alt vabanenud alad on hiljem uuesti üle ujutatud. Osalt on seda põhjustanud veepinna kerkimine suurte mageveejärvede, näiteks Balti jääjärve ja Antsülusjärve kujunemisel. Kuid vähemalt kahel korral tungis meie alale ka Litoriinameri. Meri, millel oli Taani väinade kaudu vahetu ühendus ookeaniga, võis peale tungida kas jätkuva tektoonilise kerke ja merepinna eustaatilise kerkimise või ka tektoonilise kerke ajutise nõrgenemise või koguni vajumise tingimustes, samal ajal aga võis merepind eustaatilisel kerkida. Need on küsimused, millele meie faktilise materjali analüüs pole veel suutnud rahuldavalt vastata, kuid mis edaspidiste uurimistega tuleb lahendada.

Komplekssed geoloogilised uurimised tänapäeva ranniku dünaamika tundmaõppimiseks annavad materjali ka tänapäeval toimuvate maakoore tektooniliste liikumiste iseloomu kohta (Orviku, K., Orviku, Kaarel, 1961; Orviku, Kaarel, 1961). Kuid väga aeglase protsessi, nagu seda on tektooniline liikumine, lühiajalisel vaatlusel ei ole kerge määrata liikumise absoluutset suurust. Meie tänapäeva mereranniku geoloogiline ehitus ja dünaamika kõnelevad siiski sellest, et meie alal jätkub maakoore aeglane kerkimine.

Kerkimise suuruse määramiseks kasutatakse üha enam korduvaid täpsusloodimisi. Neid on viimastel aastatel maakoore tektoonilise liikumise suuruse kindlakstegemiseks meie alal teostanud ENSV TA Füüsika ja Astronoomia Instituut (Желнин, 1960; Želnin, 1958). Täpsusloodimiste tulemused on heas koostöös geoloogiliste andmetega maakoore tektooniliste liikumiste kohta. On vajalik, et täpsusloodimisi meil laiendataks ja loodaks täpsuselt ning ulatuselt kõigiti rahuldav täpsusloodimiste võrk, mida hiljem saaks kasutada juba usaldusväärsemateks kordusloodimisteks.

Maakoore tektooniliste liikumiste selgitamine on võimalik mitte ainult vanade rannikumoodustiste tundmaõppimise abil, vaid selleks on võimalik kasutada ka mitmesuguseid teisi geoloogilisi uurimistulemusi, näiteks orgude, karsti ja suurte sisejärvede geoloogilise arengu kohta jne. See on võimalik, kuna maakoore tektoonilised liikumised avaldavad suuremat või vähemat mõju väga paljudele geoloogilistele protsessidele, mis kõik peegeldub ühel või teisel kujul setete ja pinnavormide ehituses ja arengus. Oieti tänu niisugusele tektooniliste liikumiste peegeldusele setete ja pinnavormide arengus ongi viimaste abil võimalik määrata esimesi.

Järgnevas püüamegi õige lühidalt vaadelda, kuidas hilisjääajal ja holotseenis meie alal esinenud tektoonilised liikumised on ala geoloogilist arengut mõjustanud. Tektoonilised liikumised ei ole aga põhjustanud

tektooniliste struktuuride tekkimist, välja arvatud aluspõhja moodustavate kihtide kallakuse õige väike muutus kerkimise tulemusel.

Alates pleistotseeni lõpust, millal peale kohalike jääjärvede taandumist Balti jääjärve veed meie maa-ala madalamad piirkonnad ulatuslikult üle ujuatasid, on maakoore kerkimise tagajärjel aegamööda suurenenud maismaa ulatus, mis suureneb ka edaspidi. See tähendab aga, et meie maa-ala piirides võisid maismaalised protsessid tegutsema hakata eri kohtades ja eri aegadel (Orviku, 1955). Korduvalt on juhitud tähelepanu sellele, et meie jõgede orgud pikenevad sedamööda, kuidas meri taganeb. Maakoore kerkimise tagajärjel alaneb Balti merre suubuvate jõgede üldine erosioonibaas pidevalt ja vastavalt kulgeb siis ka orgude areng küllaltki omapäraselt (Orviku, 1960; Orviku, 1960, joon. 7; Miidel, 1961), samuti on meie järvede, soode, karsti ning ka muldade vanus osalt üsna erinev. Maakoore kerkimise tõttu on meie suurte sisejärvede — Võrtsjärve ja Peipsi-Pihkva järve geoloogiline areng küllalt omapärane (Mühlen, 1918; Орвiku Л., 1958): järvede veed valguvad lõunasse, põhjustades sellega nendes voolavate jõgede üldise erosioonibaasi kerkimist ja vastavalt teistsugust orgude arengut nende jõgede alamjooksudel, kui see on iseloomulik Balti merre suubuvate jõgede orgude alamjooksuosadele (Каяк, 1959). Suurte sisejärvede niisugune geoloogiline areng mõjustab ka järvenõgude piirides esinevate soode arengut. Samal ajal, kui näiteks Loode-Eestis on madal soo arenguks ebasoodsad tingimused ja need kiiresti (geoloogiliselt kõneldes) rabadeks muutuvad, võib suurte järvenõgudega seotud soode madalsooline areng pinnasevee kerkimise tagajärjel jätkuda pikemat aega (Thomson, 1939).

Kõike ülalöeldut tektooniliste liikumiste mõjust meie maa-ala geoloogilisele arengule võiks illustreerida paljude juba teadaolevate konkreetsete näidetega. Kuid samal ajal tuleb toonitada seda, et edaspidistel komplekssetel geoloogilistel uurimistel, millede hulka kuuluvad loomulikult ka uurimised neotektoonika alalt, tuleb senisest rohkem tähelepanu pöörata tektooniliste liikumiste iseloomu ja suuruse kindlaksmääramisele nii mitmesuguste geoloogiliste meetoditega kui ka muude uurimisviisidega. Teisest küljest tuleb aga teiste maakoore geoloogilist arengut mõjustavate protsesside tundmaõppimisel senisest suuremat tähelepanu pöörata setete ja pinnavormide geneesi ja arenguloo selgitamisel tektooniliste liikumiste mõjule. Sealjuures on vaja vastavaid mõjustusi konkretiseerida. Ei tohi leppida vaid üldise konstateerimisega, et tektoonika on mõjunud setete ja pinnamoe arengule, vaid igal konkreetsel juhul tuleb näidata, milles see mõjustus väljendub.

Maakoore tektooniliste liikumiste tundmaõppimine meie alal on kõige hõlpsam just hilisjäaja ja holotseeni osas, kuna selle ajalõigu kohta on meil rohkesti geoloogilisi ürikuid, mis võimaldavad selgitada tektoonikat. Ka edaspidi jääb antropogeeni tektoonika meil suurel määral holotseeni tektoonikaks.

Kuid see ei tähenda sugugi seda, et pleistotseenis ja miotseenis-plitseenis olid maakoore tektoonilised liikumised meie ala geoloogilises arengus vähem tähtsad. Ka nendel pikkadel ajavahemikkudel esinesid siin maakoore tektoonilised liikumised, mis, arvesse võttes nende võrreldamatult pikemat esinemisaega (holotseen 10 000 aastat, pleistotseen 500 000—1 000 000 aastat, miotseen-plitseen aga 3—4 milj. aastat), pidid meie ala geoloogilisele arengule kaugelt suuremat mõju avaldama. Et me selle pika aja tektoonikast väga vähe teame, on tingitud sellest, et tolleaegsed tektoonilised liikumised ei jätnud samuti järele tektoonilisi struktuure (vähemalt ei ole neid senini suudetud määrata) ja sellest, et vastavaid setteid ja pinnavorme meie alalt tuntakse väga vähe. Pealegi on meil esinevate vanemate

setete ja pinnavormide tekkimisaega veel väga vähe selgitatud. See aga ei tähenda, et pleistotseeni ja miotseeni-plitotseeni tektoonika tundmaõppimisele ei tule meil tähelepanu pöörata — vastupidi, see on meil antropogeeni geoloogia üks olulisi uurimisülesandeid, mille lahendamiseks tuleb leida võimalusi.

Sagedasti kõneleme meie maa-ala vanast reljeefist ja selle üksikvormidest — vanadest aluspõhjalistest lavamaadest, kõrgustikest ning nendega vahelduvatest nõgudest, aga ka väiksematest vana reljeefi vormidest — kihilavadest ja kihinõgudest, eriti aga vanadest orgudest. Viimaste lähem tundmaõppimine võib anda senisest rohkem teadmisi ka varasematest tektoonilistest liikumistest.

Vanad orud ehk ürgorud on meil veel vähe tundma õpitud. Väga vähe on veel teada vanade orgude morfoloogia, morfomeetria, nende kulgemise ja neid orgusid täitvate setete vanuse kohta. Selle tõttu loetakse ürgorgusid kas antropogeenieelseteks, suutmata seda stratigraafiliselt põhjendada, või seotakse paljude ürgorgude teket viimase mandrijääga, suutmata ka seda stratigraafiliselt tõestada. Vahemärkusena olgu öeldud, et meie ürgorgude edaspidisel uurimisel ongi üheks ülesandeks nende vanuse selgitamine. See on vajalik mitte ainult orgude arengu, vaid ka tektooniliste liikumiste tundmaõppimise seisukohalt. On ju orgude sügavuse järgi võimalik selgitada omaaegset erosioonibaasi, viimase järgi võib aga teha järeldusi maakoore tektooniliste liikumiste iseloomu kohta. Orgude põhja sügavus kõneleb omaaegsest suhtelisest seisuveekogude pinnast, mille suhe praeguse merepinnaga aga võimaldabki kõnelda tolleaegsetest maakoore tektoonilistest kõikumistest.

Meie maa-ala piirides on leitud ürgorge, millede põhja sügavus ulatub osalt üle 100 m alla tänapäevast merepinda (Orviku, 1960b, joon. 1). See näitab, et varemalt — üldiselt kõneldakse antropogeenieelsest ajast — pidi meie maa-ala, võrreldes tänapäevasega, merepinna suhtes asuma vähemalt 100 m kõrgemal, teiste sõnadega, antropogeenieelne tektooniline kerge ületas holotseense kerke veel 100 m võrra, oli viimasest ulatuslikum. Senised sellesuunalised vähesed andmed meie alalt langevad hästi kokku andmetega naaberladelt, mis kõik kõnelevad sellest, et Vene tasaniku laialdastel aladel neogeenis, tõenäoliselt miotseeni lõpul, maakoore üldine tektooniline kerkimine elavnes, mille tagajärjel kujunesid paljud vana reljeefi vormid, mis on säilinud ühel või teisel määral tänapäevani.

Kuna aga omaaegsed erosioonivormid tublisti allpool tänapäevast merepinda asuvad, siis on sellest järeldatud, et intensiivsele suhtelisele kerkimisele järgnes suhteline vajumine veel neogeeni lõpul — pliotseenis.

Kuidas aga toimus maakoore tektooniline liikumine meie maa-alal kogu pleistotseeni vältel, selle kohta on olemas veel väga vähe andmeid. Vanade orgude niisugune suhe, nagu on selgunud Tartu ürgorgude juures (Mühlen, 1912; Orviku, 1946, 1960), kõneleb aga sellest, et ka pleistotseenis oli maakoore tektooniliste liikumiste iseloom küllaltki erinev, mistõttu edaspidisel tektooniliste liikumiste uurimisel ei või rahulduda ainult antropogeenieelsete ja viimase mandrijää aegsete ürgorgude väljaselgitamisega, vaid ürgorgude vanust tuleb tunduvalt rohkem diferentseerida, selgitades, missugused neist on tekkinud pleistotseenis, välja arvatud viimane jääajajärk. See võimaldaks meil ka tektoonilisi liikumisi ajalisel enam diferentseerida.

Vanade orgude tundmaõppimisel on vaja meil edaspidi senisest palju suuremat konkreetset saavutada. Senini on iga puurauguga, mis suuremas paksuses läbib antropogeeni setteid, loetud jälle uus ürgorg avastatuks. Esimesel uurimisetapil niisugune lähenemine õigustab ennast, kuid edaspidi on vaja täpsustada juba orgude kulgu, selgitada nende sügavai-

mad osad — suudmealad. Viimased annaksid meile tõepäraseid andmeid omaaegsest üldisest erosioonibaasist ja ühtlasi tektooniliste liikumiste suurusest. Oluline on tektooniliste liikumiste ajaloolise järjestuse seisukohalt ürgorge täitvate setete stratigraafia täpsustamine.

Pleistotseensete ja pleistotseenieelsete tektooniliste liikumiste tähtsus kogu ala geoloogilisele arengule on olnud põhiliselt samasugune kui holotseenis: kerkimine soodustas maismaaliste geoloogiliste protsesside tegevust, mille tagajärjel toimus kulumine ja reljeefi liigestumine seda enam, mida ulatuslikum ja kestvam oli ühekordne kerkimine. Senised andmed näitavadki, et antropogeenieelne reljeef, tänu suuremale suhtelisele kerkimisele võrreldes holotseeniga ja kaugelt kestvamale ala üldisele kulumisele, on olnud tunduvalt liigestatum, «mägisem» kui tänapäevane.

Vana reljeef tektooniliste liikumiste peegeldajana on mõju avaldanud, kuigi kaudselt, kogu meie ala geoloogilisele arengule kuni tänapäevani. Viimase mandrijää tegevust, vastavate setete ja pinnavormide kujunemist mõjustas tugevasti tektoonilistest liikumistest tingitud vana kuestaline reljeef, mis on mõjustanud geoloogiliste protsesside kulgu väga mitmel viisil ka holotseenis kuni tänapäevani (Orviku, 1955; Orviku, 1960). Sellepärast nõuab juba ainuüksi meie ala hilisema geoloogilise arenguloo selgitamine varajasemate tektooniliste liikumiste tundmaõppimist.

Tuleb tähelepanu pöörata sellele, et neotektoonilised liikumised ei ole mingid omaette esinevad liikumised, vaid need on maakoore tektoonilise arengu viimaseks etapiks. Sellest järeldub, et neotektoonika tundmaõppimisel tuleb selgitada, mil määral need noored liikumised on päritud, kas nad on samal ajal esinenud varajasemate tektooniliste liikumistega seotud või mitte. Mõlemad võimalused on reaalsed, kuna on küllalt näiteid, kus neotektoonilised liikumised on sootuks teistsuguse iseloomuga kui varajasemad, rääkimata sellest, et ühel ja samal ajal võivad kerkimine ja vajumine aja jooksul koguni korduvalt vahelduda. Niisugust vaheldumist on põhjust oletada, nagu nägime, ka meie maa-ala piirides hilises geoloogilises minevikus.

Kuigi meie maa-ala tektoonilisest arengust holotseenieelsest ajast kuni devonini me teame väga vähe või peaaegu mitte midagi, siiski on põhjust kõnelda sellest, et holotseenis toimuvad maakoore tektoonilised liikumised on seotud pärilike sidemetega nende tektooniliste liikumistega, mis siin aset leidsid juba vanaaegkonna esimesel poolel (Orviku, 1960b).

Teame, et holotseeni vältel meie alal toimunud tektooniliste liikumiste juures kerkib esile kirde—edela samakerkesuund. Sama suunaga on ka hilisglatsiaalne paindevöö, kerkimise intensiivsus väheneb aga kagu suunas.

Vaatleme nüüd geoloogilist andmestikku, mis kõneleb tektoonilistest sündmustest meie maa-ala piirides vanaaegkonna esimesel poolel. Juba ordoviitsiumi algul esines toleaeagses meres Loode-Eesti piirides madalaveeline vöönd, mis kulges kirdest edelasse. Selle vööndi piirides oli settimine küllaltki omapärane: setete paksused on väikesed, esineb konglomeeraate, liivakaid setteid, rohkesti korduvalt settimise katkemisest kõnelevaid diskontinuiteedipindu. Sellest madalaveelisest alast kagu suunas muutub setete üldilme sügavamaveeliseks, mis kõneleb intensiivsemast vajumisest kagu suunas. Setete paksus suureneb samas suunas. Setete litoloogiliste omaduste ja paksuste püsivus aga nähtub piki madalaveelist vööndit kirde—edela suunas (Orviku, 1960a). Seega langevad ordoviitsiumiaegsete ja holotseensete tektooniliste liikumiste suunad ühte.

Tektooniliste liikumiste kirde—edela-suunalisus nähtub hästi ka Kirde-Eesti tektoonilistes riketevööndites, millede piirides on osalt toimunud maakoore murrangulise iseloomuga vertikaalsed liikumised amplituudiga kuni 20 m (Orviku, 1960b, joon. 7). Need tektoonilised riketevööndid on

tekinud tõenäoliselt kaledoonilisel kurrutusperioodil siluri lõpus ja devoni algul. Samasuunalisel vöötmel Kesk-Eestis adavere lademe piirides leviavad purddolomiit ja polümetallid, millede tekkimist seotakse samuti kaledoonilise aja tektooniliste lõhedega. On huvitav märkida, et kaledoonilisel ajal esinenud tektooniliselt enam labiilse alaga langeb kokku hilisjääaegne paindevöö — esinenud suhteline tektooniline labiilsus on säilinud mingil määral seega väga kaua. Devoni mere transgressioon on meie alale tulnud, vähemalt ülemdevonis, kagust, s. t. et maakoore vajumise telje üldine suund oli tol ajal samuti kirdest edelasse, kusjuures vajumine oli suurem kagu suunas, kuna loodesse see vähenes (Orviku, 1960b, joon. 8).

Seega näeme vanaaegkonna tektooniliste ja neotektooniliste elementide sarnasust meie alal, mis näitab, et neotektoonilised liikumised meil pärinevad juba väga varajast geoloogilisest ajast. See on mitmeti tõepärane, kui arvestada, et meie maa-ala kuulub Vene platvormi loodeossa, mille tektooniline areng on pikka aega üldiselt rahulikult kulgenud.

*Eesti NSV Teaduste Akadeemia
Geoloogia Instituut*

KIRJANDUS

- Hausen, H., 1913. Über die Entwicklung der Oberflächenformen in den russischen Ostseeländern. Fennia, 34.
- Miidel, A., 1961. Holotseensete orgude geoloogilise arenemise seaduspärasusi Põhja-Eestis. ENSV TA Geol. Inst. Uurim., VII.
- Orviku, K., 1946. Tartu linna hüdrogeoloogia. Tartu Riikl. Ülikooli Toimetised. Geoloogia ja geograafia I.
- Orviku, K., 1960. Eesti geoloogilisest arengust antropogeenis. «Eesti Loodus», III, nr. 1, 3.
- Orviku, K., Orviku, Kaarel, 1961. Jooni Eesti tänapäevase ranniku geoloogiast. ENSV TA Geol. Inst. Uurim., VII.
- Orviku, Kaarel, 1961. Tänapäeva ranniku geoloogiast Muhu saarel ja Pärnu-Virtsu vahelisel alal. Loodusuurijate Seltsi aastaraamat 1960, kd. 53.
- Ramsay, W., 1929. Niveauverschiebungen, eisgestaute Seen und Rezession des Inlandeises in Estland, Fennia 52.
- Zur Mühlen, L., 1912. Der geologische Aufbau Dorpats und seiner nächsten Umgebung. Sitzungsber. d. Naturf.-Ges. bei der Univ. Dorpat, XXI.
- Zur Mühlen, L., 1918. Geologie und Hydrogeologie des Wirzjärwsees. Abhandl. der Preuss. Geol. Landesanstalt. Neue Folge, 83.
- Zelnin, G., 1958. Maakoore kerkimine Eestis. «Eesti Loodus», I, nr. 5.
- Thomson, P., 1939. Ülevaade Eesti soodest. «Eesti Loodus», VII, nr. 2/3.
- Желнин, Г. А., 1960. Изучение вертикальных движений земной коры в Эстонской ССР методом повторных нивелировок. Материалы совещания по неотектоническим движениям. АН ЭстССР, Тарту.
- Каяк К., 1959. Геология долины реки Вяйке-Эмайыги. Учен. зап. Тартуского госун-та, вып. 75.
- Кессел Х., 1960. О геологии голоценовых береговых образований Балтийского моря на территории Эстонской ССР. Тр. Ин-та геол. АН ЭстССР, V.
- Orviku K., 1955. Основные черты геологического развития территории Эстонской ССР в антропогенном периоде. Изв. АН ЭстССР, т. IV, № 2.
- Orviku K., 1960a. О литостратиграфии волховского и кундаского горизонтов в Эстонии. Тр. Ин-та геол. АН ЭстССР, V.
- Orviku K., 1960b. О неотектонических движениях в Эстонской ССР на основе геологических данных. Материалы совещания по неотектоническим движениям, АН ЭстССР, Тарту.
- Orviku L., 1958. Новые данные о геологии озера Выртсъярв. Тр. Ин-та геол. АН ЭстССР, III.
- Пярна К., 1960. Геология Балтийского приледникового озера и больших местных приледниковых озер на территории Эстонии. Тр. Ин-та геол. АН ЭстССР, V.

ЗНАЧЕНИЕ НЕОТЕКТОНИКИ В ГЕОЛОГИЧЕСКОМ РАЗВИТИИ ТЕРРИТОРИИ ЭСТОНИИ В АНТРОПОГЕНОВОМ ПЕРИОДЕ

К. ОРВИКУ

Резюме

Неотектонические движения на территории Эстонии были установлены и обоснованы в результате изучения древних береговых образований. В позднеледниковое время и в голоцене здесь произошло суммарное поднятие земной коры, которое на северо-западе территории было более интенсивным — до 100 м, в юго-восточном направлении интенсивность поднятия уменьшалась — здесь поднятие составляло только около 25 м. Как показывает картина расположения изобаз разновозрастных береговых линий, изменение интенсивности поднятия с северо-запада на юго-восток было в общем равномерным. Только в позднеледниковое время произошло резкое изменение интенсивности поднятия приблизительно по линии Пярну — Северо-Восточная Эстония.

Данные о древних береговых образованиях говорят и о том, что неотектоническое поднятие происходило более быстро в позднеледниковое время и с тех пор замедляется. Причиной более быстрого поднятия была ледниковая разгрузка. При изменении позднеледниковых и голоценовых тектонических движений необходимо учитывать и эвстатическое колебание уровня моря, так как в этом случае можно понять, например, трансгрессивный характер более древних фаз Литоринового моря в Эстонии.

Медленное тектоническое поднятие земной коры в Эстонии продолжается и в современное время, о чем свидетельствуют геологические строения и развитие современного морского берега и данные повторных точных нивелировок.

О тектонических колебаниях земной коры в Эстонии в позднеледниковое время и в голоцене свидетельствует также развитие долин и крупных внутренних озер и т. д. Например, понижение общего базиса эрозии в низовьях рек, впадающих в Финский залив и в Балтийское море, также указывает на суммарное неотектоническое поднятие, об этом говорит и перенос уровня крупных озер в южном направлении.

Если до сих пор в Эстонии изучались в основном неотектонические движения, происходившие в голоцене, то в дальнейшем необходимо изучать тектонические движения, имевшие здесь место в плейстоцене и во время, непосредственно предшествовавшее плейстоцену. О таких движениях на территории Эстонии имеется пока очень мало данных.

О доплейстоценовых тектонических движениях можно судить по древним долинам, дно которых местами до 120 м ниже уровня современного моря. Это говорит о том, что, вероятно, в миоцене относительное поднятие в Эстонии было на 100 м больше, чем в послеледниковое время, но за этим последовало, очевидно, значительное относительное опускание в плиоцене.

Хотя плейстоценовых отложений и форм рельефа (не считая отложений и форм последнего оледенения) с территории Эстонии известно очень мало, необходимо в дальнейшем выяснить и характер тектонических движений в плейстоцене. Пример изучения тартуских погребенных долин показывает, что соответственно направленные исследования могут дать интересные результаты.

Неотектонические движения Эстонии являются унаследованными. Уже в палеозое на территории Эстонии проявились тектонические дви-

жения, простирающие которых было такое же, как и неотектонических движений, — северо-восточное; интенсивность этих движений также изменялась в северо-западном направлении. Интересно и то, что палеозойская зона тектонических нарушений северо-восточного простирания и шарнирная линия позднеледникового поднятия того же направления в общих чертах в своем распространении совпадают. Это позволяет предполагать, что шарнирная линия конца плейстоцена обусловлена оживлением палеозойского тектонического шва.

*Институт геологии
Академии наук Эстонской ССР*

ÜBER DIE BEDEUTUNG DER NEOTEKTONIK IN DER GEOLOGISCHEN ENTWICKLUNG ESTLANDS WÄHREND DER ANTHROPOGENEN PERIODE

K. ORVIKU

Zusammenfassung

Die auf dem Territorium Estlands stattgefundenen neotektonischen Bewegungen sind vor allem an den alten Küstenbildungen untersucht worden. In der Spätglazialzeit und im Holozän erfolgte hier eine summarische Hebung der Erdkruste. Im nordwestlichen Teil des Landes war die Hebung am intensivsten — bis 100 m; in südöstlicher Richtung nahm die Intensität der Hebung nach und nach ab und betrug schliesslich bloss 25 m. Die Isobasen der Küstenlinien verschiedenen Alters zeigen, dass die Intensität der Hebung in südöstlicher Richtung im allgemeinen gleichmässig abnahm; nur in der Spätglazialzeit fand etwa auf der Linie Südwestestland — Nordostestland eine plötzliche Veränderung der Intensität dieses tektonischen Prozesses statt.

An Hand der alten Küstenbildungen kann gesagt werden, dass die Hebung in der Spätglazialzeit schneller erfolgte und sich nachher verzögerte. Als ein Grund der ursprünglich rascheren Hebung wird die Entlastung infolge des Schwindens des Inlandeises angegeben. Es wird festgestellt, dass bei der Betrachtung der auf estnischem Territorium in der Spätglazialzeit und im Holozän stattgefundenen tektonischen Schwankung der Erdkruste auch die eustatische Niveauschwankung des Meeresspiegels zu berücksichtigen ist, wodurch namentlich die transgressiven Phasen des Litorinameeres auf estnischem Gebiet verständlich werden.

Der geologische Bau der gegenwärtigen Meeresküste und die wiederholt durchgeführten genauen Nivellierungen bezeugen, dass die langsame Hebung der Erdkruste im Bereich des estnischen Territoriums auch heutzutage ihren Fortlauf nimmt.

Die in der Spätglazialzeit und im Holozän erfolgten tektonischen Schwankungen der Erdkruste werden unter anderem durch die geologische Entwicklung der grossen estnischen Binnenseen und Täler bestätigt. So ist z.B. die stetige Senkung der allgemeinen Erosionsbasis am Unterlauf der in den Finnischen Meerbusen und in die Ostsee mündenden Flüsse ein sicherer Beweis dessen, dass hier eine relative Hebung der Erdkruste stattfindet; im selben Sinn wird auch die Tatsache gedeutet, dass die Wässer der grossen Binnenseen in südlicher Richtung versetzt werden.

Wenn in Estland bisher meistens die Neotektonik des Holozäns untersucht wurde, so sollten weiterhin auch solche tektonische Bewegungen

näher betrachtet werden, die hier im Pleistozän und in der vorpleistozänen Zeit erfolgten. Über diese Bewegungen liegen in Estland bis heute nur wenig Angaben vor. Als Zeugen vorpleistozäner tektonischer Bewegungen können alte Täler angesehen werden, deren Sohlen bis 120 m unter dem heutigen Meeresspiegel liegen. Letzterer Umstand redet dafür, dass die relative Hebung des estnischen Gebiets wahrscheinlich im Miozän bis 100 m grösser war als in der postglazialen Zeit, dass aber dann wahrscheinlich im Pliozän eine beträchtliche relative Senkung des Gebiets folgte.

In Estland sind zwar nur wenige pleistozäne Ablagerungen und Reliefsformen bekannt (die Ablagerungen und Formen der letzten Eiszeit ausgenommen), doch sollte im Laufe weiterer Forschungsarbeiten hier auch der Charakter der neotektonischen Bewegungen des Pleistozäns geklärt werden. Dass diesbezügliche Arbeiten zu interessanten Resultaten führen können, beweist die Erforschung alter, mit Ablagerungen gefüllter Täler in Tartu.

Im abschliessenden Teil des Artikels wird auf den Umstand hingewiesen, dass die neotektonischen Bewegungen auf estnischem Gebiet vererbte Bewegungen sind. Nämlich können hier schon im Paläozoikum tektonische Bewegungen nachgewiesen werden, deren Achse wie bei der postglazialen Neotektonik südwest-nordöstlich verlief und deren Intensität sich gleichfalls in nordwestlicher Richtung veränderte. Interessant ist auch die Tatsache, dass die in Estland südwest-nordöstlich verlaufende paläozoische Zone der Zerstörungen und die gleichgerichtete spätglaziale Verbiegungszone sich im grossen und ganzen decken. Es kann also vermutet werden, dass die paläozoische tektonisch bewegliche Zone am Ausgang des Pleistozäns eine Wiederbelebung erfuhr.

*Institut für Geologie
der Akademie der Wissenschaften
der Estnischen SSR*