

VII

ANTROPOGEENI GEOLOGIA

TALLINN 1961

JOONI EESTI TÄNAPÄEVASE RANNIKU GEOLOOGIAST

K. ORVIKU, KAAREL ORVIKU

Nõukogude Liidus on viimastel aastatel suurt tähelepanu pööratud tänapäeva rannikute geoloogia komplekssele uurimisele — rannikusetete ja ranniku pinnamoe tundmaõppimisele. Eriti on rõhutatud seejuures setete ja pinnavormide tekkimise uurimist tänapäeval. Viimane suund peegeldub ka vastavate uurimiste nimetuses — rannikute dünaamika. Rannikute geoloogia kompleksse uurimise keskuseks on NSV Liidu Teaduste Akadeemia Okeanoloogia Instituut Moskvas.

Rannikute geoloogia uurimise elavnemine on tingitud sellest, et teaduste arenguga on ikka rohkem ja rohkem selgunud, et maakoore geoloogilise arenemise tundmaõppimisel ei ole millegagi õigustatud piiri tõmbamine veepiirile, vaid tehnilistest võimalustest olenevalt tuleb uurimisvälja võtta ka veekogude põhja jääv maakoore osa. Nii ongi pidevalt elavnenuid merepõhja geoloogilised uurimised, eriti selle vöötme osas, mis on kokkupuutealaks mere ja maismaa vahel — ranniku geoloogilised uurimised. Viimased on peale tänapäeva rannikute ehituse ja dünaamika selgitamise vajalikud ka selleks, et saadavaid kogemusi ja üldistusi kasutada varajasematel geoloogilistel aegadel tekkinud rannikusetete ja pinnavormide paremaks mõistmiseks. Selles suhtes on Eesti ala parimaks näiteks. Meie tänapäeva rannikute uurimine on suureks abiks vanade rannikumoodustiste tekkimistingimuste selgitamisel.

Rannikute ehituse ja dünaamika tundmaõppimine on väga oluline ka rakenduslikust seisukohast. Üldiselt on ju teada, et rannikud kohati väga kiiresti murrutatakse, mis kahjustab rannikuäärseid ehitusi, metsi ja põllumajanduslikke alasid. Teisal võib aga väga suurt kahju tekitada setete kuhjumine ja ränne pilki rannikut — ummistada sadamaid, laevatatavaid jõesuid jne. Suure tähtsusega on ka kunstlike veehoidlate rannikute dünaamika tundmaõppimine, eriti nende rannikute dünaamika prognooseerimine. Rannikute ehituse ja dünaamika tundmaõppimine on oluline samuti maavarade seisukohalt — parimaks näiteks on rasket mineraalide, nagu ilme- niidi, rutiili ja tsirkooni puistete tekkimine rannikusetetes.

Kõik ülalöeldu on printsiibina maksev nii Eesti maa-ala piirides esinevate mererannikute kui ka suurte sisejärvede tänapäevaste rannikute uurimise vajaduse kohta. Selle tõttu ongi ENSV TA Geoloogia Instituut alustanud meie rannikute geoloogilise ehituse ja dünaamika kompleksseid uurimisi, kavatsusega neid süstemaatiliselt jätkata ja süvendada, silmas pidades kogu Nõukogude Liidus suure eduga arendatavaid rannikute uurimise suundi.

Eesti NSV rannikute kompleksne uurimine on seda vajalikum, et meie maa-ala veepiir on väga ulatuslik. Eesti NSV rannajoon on väga liigestatud — esineb rohkesti poolsaari, neemi, nendega vahelduvaid lahtesid ja lahekesi, vabariigi administratiivpiiridesse jääb 765 suuremat ja väiksemat saart, millede (näit. Saaremaa, Muhu, Hiiumaa, Vormsi) rannajoon on samuti osalt õige liigestatud. Eesti rannajoone pikkust, kaasa arvatud ka saarte rannajoon, hinnatakse 3400 km-le (Tarmisto, Rostovtsev, 1956). Sellele lisandub Peipsi-Pihkva järve rannajoon osaliselt ja Võrtsjärve rannajoon.

Ülalöeldust nähtub, et tänapäeva rannik on meil, võrreldes rea teiste geoloogiliste elementidega, väga ulatuslikult esindatud. Pealegi on meie tänapäeva ranniku ehitus mitmekesine ja kohati kiiresti vahelduv.

Ranniku nii ulatuslik esinemine Eestis on tinginud ka seda, et teda on juba varakult mitmeti uurima hakatud ning on kogunenud küllaltki olulist materjali, mis on väärtuslikuks panuseks käesolevatele uurimistele. Mitmeid tähelepanekuid meie rannikute geoloogiast leidub juba 19. sajandi uurijate töödes (Helmersen, 1856a; Helmersen, 1856b; Schmidt, 1854; Keyserling, 1863 jt.). Rohkesti olulist materjali meie tänapäeva rannikute kohta kogunes käesoleva sajandi 20-ndail ja 30-ndail aastail (Luha, 1928, 1930, 1937; Orviku, 1933, 1934; Tammekann, 1926, 1940). Käesoleva sajandi töödest tuleks eriti esile tõsta G. Vilbaste omi (Vilberg, 1921, 1924, 1932; Vilbaste, 1937, 1938a, 1938b, 1939). Kuigi botaanik, on ta ka meie tänapäeva ranniku iseloomustamiseks huvitavat materjali andnud ning ühtlasi rannikuid nende iseloomu järgi liigitada püüdnud. Kuid kõik need tööd olid rohkem kirjeldavad ja nende teostamisel puudus süsteem.

Nagu nimetatud, on viimastel aastatel ENSV TA Geoloogia Instituudis asutud Eesti tänapäeva mere ja suurte järvede ranniku süstemaatilisele uurimisele. Arvestades varem kogunenud materjali ja viimaste aastate kogemusi, püütakse käesolevaga anda esialgne ülevaade Eesti tänapäeva ranniku geoloogilise ehituse ja arenemise seaduspärasustest, mis võiksid kasulikud olla järgnevatel, meie tänapäeva rannikute üksikasjalikumatel ja põhjalikumatel uurimistel.

Rannikute süstemaatilise uurimise juurde asudes seati üheks aluseks nõue, et meie uurimistulemused oleksid hõlpsasti võrreldavad tulemustega, mida saadakse uurimistel väljaspool meie ala. Niisuguse võrdluse eelduseks on teatud mõistete ühesugune tarvitamine. Seda nõuet silmas pidades ongi püütud rannikute tundmaõppimisel üldtarvitavaid rannikute skeeme ja oskussõnu kasutada. Neid küsimusi on üks artikli autoreist teisel käsitlenud (Orviku, Kaarel, 1961) ja siinkohal peatume neil vaid lühidalt.

Nii varemalt kui ka käesolevas töös on mõistetud ranniku all mere vahetatut mõjupiirkonda maismaale. Ranniku ehitus ja dünaamika võivad olla väga erinevad, sõltuvalt sellest, missugune on ranniku ekspositsioon tugevatele tuultele, üldse püsivatele tuultele, tormilainetusele ja püsivale laine-tusele, missugused on vanemad setted ja pinnavormid, missugune on ranniku piirides maakoore tektooniline režiim. Rannikute ehitusele ja dünaamikale on määrava tähtsusega ka see, kuidas meri avamere suunas sügavneb: toimub mere sügavnemine kiiresti, on tegemist järskrannikuga, on see aga aeglane, esineb laugrannik. Kuivõrd meie rannikut on tundma õpitud, ei näi meil kusagil tüüpilist järskrannikut esinevat, vaid kõikjal esineb laugrannik. Viimase piirides kõigub mere sügavnemine muidugi küllaltki suures ulatuses — nii on neemikute tippudes sügavnemine kiirem, lahesoppides aga aeglasem.

Ranniku süstemaatiline kirjeldamine ja ka ranniku dünaamika tundmaõppimine eeldavad, et see toimuks ranniku üksikelementide kaupa ja viimaste piirides. Selle tõttu on vaja täpsustada, missugused üksikelemendid

tuleks kirjeldamisel eraldada. Ranniku ehitus ja dünaamika sõltuvad suurel määral sellest, kui võrd kestev oli ühe või teise mere mõjustus ranniku eri osadele. See sõltub aga merepinna kõikumisest. Nagu teada, põhjustavad sagedast merepinna kõikumist tõus ja mõõn. Balti mere piirides avalduvad viimased väga vähe. Küll aga põhjustab meie rannikuil veepinna tunduvat kõikumist püsiv maa- ja meretuul: maatuulega veepind alaneb, kuna meretuulega kerkib, kusjuures kujuneva ajuvee- ja paguveepinna vahe võib ulatuda üle 2 m (Wichmann, 1930) ning sellel veepinna kõikumisel on meie ranniku ehitusele ja dünaamikale küllaltki suur mõju.

Lähtudes O. Leontjevi (Леонтьев, 1955, 1956) ranniku skeemist, on meie rannikute tundmaõppimisel vajalik ranniku piirides eraldada randa, mida iseloomustab lainetuse toime tavalise veepinna tingimustes. Ranna merepoolne piir on ühtlasi ka tavaliseks ehk keskmiseks rannajooneks. Rannajoon ranniku ja vastavalt ka ranna piirides ei ole aga püsiv, vaid sõltuvalt veepinna kõrgusest, nihkub tavalisest rannajoonest kas maa või mere suunas. Rannast mere poole jääb ranniku piiridesse rannikunõlv, mida iseloomustab lainetuse vahetu mõju merepõhjale. Vastavalt sellele võib rannikunõlv just laugrannikul olla õige lai. On selgunud, et rannikunõlva piirides on kasulik eraldi esile tõsta paguveeranda, s. o. seda rannikunõlva rannalähedast osa, mis paguvee tingimustes lühemaks või pikemaks ajaks, s. o. episoodiliselt veest vabaneb. Rannast maa poole jääb ajuveerand, mille piirides esineb lainetuse tegevus vaid ajuvee tingimustes lühemat või pikemat aega, s. o. episoodiliselt. Laugrannikul võib ka ajuveerand olla õige lai. Ranniku loetletud võõtmete laius ning vastavalt ka nende jälgimise ja eraldamise võimalus sõltuvad suurel määral sellest, missuguse kallakusega on ranniku piirides maapind: järskrannikul on ajuveerand, rand ja paguveerand kõik kitsad, kuna laugrannikul võivad nad olla kõik õige laiad või on lai ainult paguveerand.

Meie tänapäeva ranniku ehitust ja arenemist mõjustavad väga mitmesugused tegurid — merelainetus, varajasemad setted ja pinnavormid, maa-koore neotektooniline kõikumine, tuuled, episoodiline veepinna kõikumine, taimestik, mere kattumine jääga talviti ja merejää kuhjumine tormidega rannikule, samuti ka see, kas rannik on valitsevale lainetusele ja tuultele avatud või on ta lainetuse ja tuulte varjus. Vaatamata mõjutegurite suurele mitmekesisusele, on võimalik nii rannikute ehituses kui ka dünaamikas kindlaks teha teatud seaduspärasusi.

Meie ulatusliku ranniku piirides esineb võrdlemisi väike arv rannikute tüüpe*, mis üksteisega vahelduvad, on omavahel seotud terve rea üleminekutega ja millede iseloom küll teatud piirides kõigub, kuid on siiski küllalt püsiv.

Juba nimetasime, et Eesti rannik kuulub laugrannikute hulka, kuna järskrannik meil puudub. Laugrannik võib olla kas murrutus- või kuhjerannik, vastavalt sellele, kas ranniku ehitust ja arenemist, dünaamikat iseloomustab mere murrutav või kuhjav tegevus. Alljärgnevalt meil esinevaid rannikutüüpe iseloomustades juhitakse tähelepanu ka sellele, kas nad kuuluvad murrutus- või kuhjerannikute hulka.

Laugranniku piirides on meil otstarbekohane eraldada järsakrannikut ja lauskrannikut.

Järsakrannikut iseloomustab kõrgema või madalama murrutusjärsaku ja laiema või kitsama murrutuslava esinemine. Järsakranniku tekimise eelduseks on vanema reljeefi küllalt järsk nõlv ning selle avatus tormilainetusele. Tavaliselt esineb järsakrannik ranniku väljaulatuvail osadel — neemikute tippudes ja mujal. Järsakrannikutel on rand ja ajuveerand

* Tarvitatud vabas tähenduses.

kitsad, kuna paguveerand võib esineda küllaltki laia ribana. Järsakrannikul puudub püsiv setete kuhjumine, teda iseloomustab vanemate setete purustamine, murrutamine ja ärakanne — seega on ta murrutusrannik. Vastavalt sellele, kas järsakrannik on murrutatud aluspõhjalistesse või antropogeeni kivimitesse, on otstarbekohane tema piirides eraldada pankrannikut ja astangrannikut.

P a n k r a n n i k u t (foto 1) iseloomustab murrutusjärsak aluspõhjalistes kivimites, mis tingib murrutusjärsaku püstseinalisuse, murrutuskuulbaste esinemise, murrutuslava tasasuse ja lahtise ainese vähesuse murrutusjärsaku jalamil.

Soome lahe rannikul esinevate pankrannikute järsaku alumine osa on murrutatud kambriumi ja ordoviitsiumi liivakividesse, kuna murrutusjärsaku ülemise osa moodustavad alamordoviitsiumi lubjakivid, näiteks pankrannik Merikülas, Rannamõisas, Tiskres, Pakri neemel ja mujal. Ainult Pakri saartel ja Osmussaarel moodustavad järsaku peaaegu ainult alamordoviitsiumi lubjakivid. Lääne-Eesti rannikul ja Lääne-Eesti saarestikus esinevad pankrannikud on murrutatud kas ordoviitsiumi või sagedamini siluri lubjakividesse. Üldtuntud on Püssina pankrannik Muhu saarel, Ninase, Osmussaare jt. pankrannikud Saaremaal. Devoni liivakividesse murrutatud pankrannikut leidub piiratud ulatuses ainult Võrtsjärve idarannikul (Tamme) ja Peipsi läänerannikul (Kallaste). Vastavalt sellele, missugune on aluspõhjaliste kivimite vastupidavus murrutumisele ja murrutumise intensiivsus, on kujunenud meie pankrannikute ristlääbilõige. Seal, kus murrutumise intensiivsus on suur ja aluspõhjalised kivimid vastupidavamad, puudub murrutusjärsaku jalamil murrutusrusu. Seal aga, kus aluspõhjalised kivimid on murrutumisele vähem vastupidavad ja murrutumise intensiivsus on väiksem, võib pankranniku järsaku jalamil esineda murrutusrusu (foto 1). Pankranniku järsaku kujunemisel on suur tähtsus aluspõhjalisi lubjakive vertikaalselt läbivatel lõhede süsteemidel, mis soodustavad lainetuse murrutatavat toimet ja järsaku murenemist. Murrutusjärsaku kõrgus Eesti pankrannikuil ulatub mõnekümnest meetrist mõne meetrini. Murrutuslava laius on tavaliselt mõnikümmend meetrit. Pankranniku taganemine maa suunas on kõikjal aeglane, mis kõneleb üldisest murrutuse intensiivsuse piiratusest meie rannikul.

Sagedasti moodustavad pankranniku järsaku ülemise osa ühed või teised antropogeeni setted, näiteks vana rannikukruus ja -klibu, mille allavarisemine järsaku jalamile põhjustab seal ajutiste rannavallide tekkimise. Pankrannikute ulatus Eestis ei ole suur. Nii esineb Põhja-Eesti paekallas vaid vähestes kohtades tänapäeva pankrannikuna. Pankranniku levik Eestis on tingitud suurel määral pleistotseenieelse reljeefi iseloomust. Reaaljuhtudel on võimalik näha pankranniku üleminekut paerannikuks, samuti ka kliburannikuks.

A s t a n g r a n n i k u t iseloomustab murrutusjärsak antropogeeni setetes (foto 3). Sellest sõltuvad ka erinevused, võrreldes pankrannikuga. Setete kobeduse ja järsaku murrutuse episoodilisuse tõttu (tugevad, järsakut murrutavad tormid kõrge ajuvee tingimustes ei esine eriti sagedasti) on järsaku jalam ja alumine osa kaetud suuremal või vähemal määral rusukaldega, murrutuslaval leidub samuti rohkesti lahtist materjali, mis on alla varisenud kobedaist settest koosnevast murrutusjärsakust. Viimasel esineb kohati ka väheldasi maalibisemisi. Kuna murrutumisele allub sagedasti kas põhimoreen või ka vanem rannikukruus ja -klibu, mis moreeni katavad, siis murrutuslava, mis tavaliselt on võrdlemisi kitsas, katab sageli murrutussillutis, mis murrutust pidurdab. Samuti esineb murrutuslaval kohati rohkesti rändrahnede. Astangrannikud on võrdlemisi madala, ainult mõne meetri kõrguse järsakuga.

Mitmeti teistsugune on astangranniku ehitus seal, kus see on murrutatud kas liustikujõgede, eoolilistesse, mere- või järveliidadesse (foto 4). Tingituna murrutatava sette peeneteralisusest ja kobedusest määravad liivaste astangrannikute jalamil tekkiv liivane rusukalle ja murrutuslava kattev liiv (esineb osalt leetseljaketena) ranniku üldilme, mis mitmeti sarnaneb liivarannikule. Ranniku arengus jääb aga valitsevaks ja iseloomulikuks ikkagi murrutamine, vaatamata sellele, et murrutusastang näib olevat juba osalt hääbuv ja et liiv on ajuveerannal osalt taimelega kinnistunud. Astangranniku levik on meil üldiselt piiratud. Astangranniku näitena võib nimetada Mõntu ja Ninase järsakrannikuid Saaremaalt, mis on murrutatud peamiselt põhimoreeni, mida katab vana rannakruus ja veeristik, ning Valgeranna järsakrannikut ja Peipsi põhjarannikut, mis on murrutatud vanadesse ranna- ja tuiskliivadesse. Meie ranniku üldisest arengusuunast tingituna hääbuvad astangrannikud suhteliselt ruttu ja asenduvad lauskranniku ühe või teise tüübiga. Piki rannikut võib jälgida nende üleminekut üheks või teiseks lauskranniku tüübiks.

L a u s k r a n n i k u t, mis on Eestis väga levinud, iseloomustab tüüpilise murrutusjärsaku puudumine. Maapinna kallakus on suhteliselt väikene nii maismaa kui ka merepõhja piirides, mistõttu ka seal, kus murrutus esinebki, ei ole tekkinud järsakut. Kuid maapinna kallakus muutub lauskrannikul küllaltki suurtes piirides, mis põhjustab vastavalt lauskranniku iseloomu mitmesugust kujunemist. Võib eraldada järgmisi lauskranniku tüüpe: paerannik, moreenrannik, kliburannik, liivarannik ja kamardunud rannik.

P a e r a n n i k u t iseloomustab aluspõhja paljandumine ranniku piirides, ilma et aluspõhi selget murrutusjärsakut moodustaks (foto 2). Paeranniku tekkimise eeldusteks on maapinna väikene kallakus, pinnakatte väikene paksus ja ranniku eksponeeritus tormilainetusele. Neis tingimustes kantakse murrutusega ära õhukene pinnakate, maapinna väikese kallakuse ja aluspõhjakihtide peaaegu rõhtha lasumuse tõttu aga puuduvad eeldused intensiivseks murrutuseks. Paerannik on seega murrutusrannik, mida esineb Eestis tänapäeval küllaltki vähe. Tal on mitmeid üleminekuorme kliburannikuks: paguveeranna piirides esineb paljaks pestud ja murrutatav aluspõhi, rannal ja ajuveerannal aga kuhjub klibu rannavallidesse. Paerannikul võivad esineda üleminekid ka pankrannikuks. Paeranniku tekkimine seletab mitmeti meie loopealsete tekkimist.

M o r e e n r a n n i k u t iseloomustab moreeni paljandumine ranniku piirides ja vastavalt sellele moreeni murrutumine. Moreenranniku puhul tuleb samuti märkida, et murrutuse korras on moreenilt paljudel juhtudel ära kantud tõenäoliselt seda õhukeselt katnud nooremad, kergesti murrutatavad setted, näiteks järve- ja mereliivad, liustikujõgede ja jääjärvede liiv ja kruus. Moreenrannik on meil üks levinumaid rannikuid, mis seletub sellega, et meie pinnakattes on moreeni levik väga ulatuslik ja vastavalt sellele tema sattumine murrutuspiirkonda sage.

Seal, kus maapinna kallakus on suhteliselt suurem ja rannik on avatud tormilainetusele, iseloomustab moreenrannikut see, et randa ja paguveeranda katab murrutussillutis sellest jämedast materjalist (kruus, klibu, veeristik, munakad), mis murrutusel on moreenist välja pestud, kuid mida lainetus pole suutnud ära kanda. Murrutussillutist on nimetatud ka läbipestud moreeniks, tema paksus on väike (tavaliselt 0,1—0,3 m). Moreenrannikut iseloomustab tavaliselt ka rohke rändrahnude esinemine, mis seletub nende väljapesemisega moreenist. Peale selle on rändrahnude kuhjumist osaliselt põhjustanud ka rannikule aetav merejää. Rändrahn on kohati nii tihedalt koos, et nad moodustavad kivisillutise (foto 5). Murrutussillutis moreenrannikul pidurdab edasist murrutust. Suhteliselt suure

maapinna kallakusega moreenrannik on võrdlemisi sirgjooneline. Moreenrannik on põhiliselt murrutusrannik, mille piirides on aga murrutumine murrutussillutise tõttu suuremal või vähemal määral lakanud. Kirjeldatud moreenrannik esineb sagedasti neemikute tippudes ning samuti ka väheldastel neemekestel, olles põhjustatud vanema (liustikulise) reljeefi isegi võrdlemisi väikestest kõrgendikest.

Seal, kus maapinna kallakus on suhteliselt väike, lahe külgedel ja sopides, on moreenrannik mõnevõrra teistsugune. Ka siin esineb murrutussillutis, kuid peamiselt ainult laial paguveerannal (foto 7) ja kitsal rannaribal. Suurem osa rannast ja ka lai ajuveerand on tavaliselt kamardunud. Iseloomulik on ka rohkete hajutatult paiknevate rändrahnude esinemine rannikul (foto 6). Rannajoon võib olla õige sopiline, mis tavaliselt on tingitud vanema reljeefi väikestest ebataasasustest. Niisugusel laugel moreenrannikul toimub murrutumine tormilainetusega paguveerannal, kus see aga on pidurdatud murrutussillutise tõttu. Rohkunud rannal ja ajuveerannal võib toimuda juba setete kuhjumine, kuid väga piiratud ulatuses. Kamardunud ranna piirides võib leida mitmes kohas tormilainetusega randa aetud merejää pangaste purustusjälgi, mille tõttu rohukamara piir vastu paljast rannariba on sagedasti väga sopiline. Väga laugel moreenrannikul esineb üleminekuid kamardunud rannikuks.

Seoses moreenrannikuga tuleb tähelepanu pöörata sellele, et ajuveeranna maapoolsel piiril võib esineda sagedasti murrutusjälgi ja rannikusetete kuhjumist, samal ajal kui kamardunud ajuveeranna muus (merepoolses) osas ei ole mingeid murrutuse ja setete kuhjumise jälgi (fotod 7, 8). See näitab, et episoodilise ajuvee tingimustes tormilaine murrutab ja kuhjab küll ajuveeranna välispiiril, ajuveeranna muu osa aga jääb puutumata. Moreenrannikul on mitmeid üleminekuid teistele rannikutüüpidele. Sagedane on moreenranniku üleminek kamar-rannikuks.

Kliburannikut iseloomustab klibu, veeristikü ja kruusa kuhjumine rannale ja ajuveerannale, kus nad moodustavad püsivaid (ajuveeranna maapoolsel piiril) ja ajutisi (rannal ja ka ajuveerannal) rannavalle (fotod 9, 10). Ka paguveerannal võib esineda lahtist kuhjematerjali, ta võib aga moodustada ka murrutuslava, mis on kaetud murrutussillutisega või millel paljanduvad aluspõhjalised kivimid. Kliburannik on kuhjerannik.

Kliburannik esineb tavaliselt vahetult järsakranniku naabruses, mis on kliburannikule kuhjatava kivimmaterjali lähtekohaks. Seda võib hästi jälgida näiteks Pakri neemel, Püssina rannikul Muhus, Ninase pangal Saaremaal ja mujal. Ei tohi aga unustada ka seda, et osa kruusaranniku materjali võivad lained tuua rannikunõlvalt, kui see on tasakaalustamata profiiliga ja kus selle tõttu toimub vastavalt murrutus. Näitena selle kohta võib nimetada Kugalepa ja Loode rannikut Saaremaalt. Kliburannikud esinevad meil peamiselt pankrannikute ja paerannikute naabruses, kus murrutuvad aluspõhjalised lubjakivimid. Kuhjatav materjal koosneb vastavalt ka lapikuist, suhteliselt vähe kulunud lubjakiviveeristest — klibust. Seal aga, kus kliburannikule kuhjatakse pinnakattekihtidest, näiteks liustikujõgede kruusast või moreenist väljapestud hästi kulunud veeriseid, on ka kliburanniku ehitusmaterjaliks kruus ja veeristik. Viimased sisaldavad suuremal või vähemal määral ka kristalsete kivimite veeriseid.

Kliburannikul on meil hästi võimalik jälgida kuhjatava kivimmaterjali jämedateralisemaks muutumist kliburanniku maapoolse piiri suunas. See on tingitud asjaolust, et tavalisest rannajoonest kõige kaugemale ja kõige kõrgemale kuhjatakse tänapäeva ranniku materjali kõige tugevamate tormidega episoodilise ajuvee tingimustes. Kliburanniku kõrgeimad püsivad rannavallid ulatuvad meil tavalisest veepiirist kuni 1,5 m kõrguseni. Klibu-

rannikule kuhjatakse tugeva lainetusega kohati suurel hulgal adru ja teisi meretaimi.

Kliburannikud ei ole Eestis eriti ulatuslikult levinud. See on seletatav nende sõltuvusega järsakrannikutest ja ka sellest, et nad tekivad rannikutel, mis on küllalt avatud tormilainetusele. Kliburannikud tekivad peamiselt materjali rände tingimustes piki rannikut. Kliburannik iseloomustab ka maasääri ja põikvalle, millede tekkimine on samuti seotud peamiselt materjali rändega piki rannikut.

Kliburannikul on pidevaid üleminekuid järsakrannikuks, moreenrannikuks ja liivarannikuks.

L i i v a r a n n i k u t iseloomustab lainetusega kuhjatud liiva esinemine nii kitsal ajuveerannal, kitsal rannal ja suhteliselt laialt paguveerannal kui ka rannikunõlval paguveerannast mere pool — seega on liivarannik kuhjerannik. Liiv kuhjatakse rannale ajutiste liivavallidena (rannavallidena). Ajuveerannal püsivaid rannavalle ei teki, kuna siin on liiv osalt taimedega kinnistunud. Rannalt ja ajuveerannalt kantakse liiv meretuulega vahetult liivarannikule maa suunas järgnevatele eelluidetele (foto 13). Liivaranniku rannal ja ka ajuveerannal tekib lainetusega sagedasti festoone (foto 11). Ka rannikunõlval kuhjub liiv liivavallidena — leetseljakutena, millede arv, asetus, kuju ja suurus muutuvad sõltuvalt liiva hulga, lainetuse iseloomust ja tugevusest ning veepinna kõrgusest (foto 14). Liivarannikute liiv on kohale toodud lainetuse mõjul rändega piki rannikut, kusjuures osa sellest materjalist moodustab jõgedest merre kantud liiv, suurem osa on aga pärit murrutusrannikul murrutatavatest kivimitest — aluspõhjalistest liivakividest, moreenist, liustiku jõgede setetest ja vanematest mereliivadest. Ka liivarannikuid iseloomustab rohke adru esinemine vallidena, mis tormilainetusega rannale ja ka ajuveerannale kuhjatakse. Ka rannale kuhjatud adruvallides võivad tekkida teatud lainetuse iseloomu juures festoonid. Rannale kuhjatud adru võib järgnevalt liiva alla mattuda ja selleks soodsatel tingimustel rannikusetete koostisosaks muutuda. Seoses adru kuhjumisega liivarannikule tuleb tähelepanu juhtida sellele, et tormilainetus võib rannikunõlvalt liivarannikule koos adruuga välja paisata küllalt suuri ja küllalt arvukalt veeriseid, millel kasvab adru. Seega on veeriste esinemine liivarannikul seletatav osalt adru kuhjumisega rannikule. Osa veeriseid ja rahne, mida liivarannikul kohati leidub, on siia kandnud lainetusega rannikule aetud merejää. Muidugi võib veeriseid kanduda liivarannikule ka piki rannikut (foto 11).

Liivarannikud esinevad meil tavaliselt lahtede külgedel ja soppides. Samuti nagu kliburannikud, võivad ka liivarannikud jätkuda maasäärtena, põikvallidena, mis osalt kulgevad ka vee all.

Liivarannikul on üleminekuid moreenrannikuks — mõnel juhul on ajuveerand ja rand liivane, kuid paguveerannal esineb tüüpilisel kujul murrutussillutus, millel leidub rohkesti rändrahne (foto 2). Liivarannik läheb lahesoppides mitmel juhul üle kamardunud rannikuks.

Liivarannik areneb ka meil teatud tingimustes rannikut õgvendavana. Nii on Narva-Jõesuu rannik kui liivarannik muutunud juba küllalt selgeilmeliseks õgurannikuks.

Liiva kerge liikuvuse tõttu on just liivarannikul võimalik hästi tundma õppida kuhjeranniku dünaamikat.

K a m a r d u n u d r a n n i k iseloomustab lainetusvaikseid lahesoppe, tuulealuseid saarte, poolsaarte ja neemikute rannikuid, madalate, saarte ja poolsaarte varju jäävaid nn. blokeeritud rannikuid. Kamardunud rannik on tavaliselt väga lauge. Oma nimetuse võlgneb see rannikutüüp sellele, et siin on taimestikuga kinni kasvanud mitte ainult ajuveerand, vaid peaaegu terve rand — taimestik ulatub välja peaaegu tavalise veepiirini (foto 15).

Kõrkjad ja pilliroog ulatuvad aga kamardunud rannikul kaugele paguveerannale (foto 16). Kamardunud rannik on tavaliselt õige lai — lai on nii rand, ajuveerand kui ka paguveerand, mis seletub ranniku laugsusega. Kamardunud ranniku maapoolset piiri on sageli raske kindlaks teha, kuna see on üleminekuline. Ajuveeranna ulatust võimaldavad selgitada madalad looklevad pilliroo- ja kõrkjvallid (foto 15), mis on kuhjunud tormilainetusega episoodilise ajuvee tingimustes. Ka leidub ajuveerannal kohati lainetusega siia kantud merejää pankade poolt rikutud rohukamara laike. Kamardunud rannikul esineb võrdlemisi väikeses paksuses peeneteralisi rannikusetteid, mis katavad tavaliselt moreeni või ka vanemaid lausk-ranniku setteid. Rannikusetete paksus on sagedasti niivõrd väike, et sellest kattest ulatuvad veel välja rändrahnude ülemised osad. Seal aga, kus kamardunud rannik on liivaranniku loomulikuks jätkuks, võib rannikusetete paksus olla suurem. Üldiselt on kamardunud rannik kuhjerannik, kus nõrga lainetuse tingimustes settib peenem materjal, kuid niivõrd aeglaselt, et see rannal ja paguveerannal osaliselt, ajuveerannal aga täielikult ei suuda takistada taimestiku arenemist.

Ülalesitatud rannikutüübid on eraldatud esialgu veel suhteliselt vähese detailse uurimise tulemusel, peegeldades antud uurimisseisu. Iga rannikutüübi iseloomustamiseks on vaja teha veel väga palju detailset tööd nii setete kui ka pinnavormide uurimisel. Senini on kõigi rannikutüüpide osas veel väga puudulikult tundma õpitud rannikunõlv. Selle põhjalikuks tundmaõppimiseks on vaja teostada detailseid kajaloodimisi, veealuseid vaatlusi, koguda proove. Ranna ja ajuveeranna piirides aga on vaja veel läbi viia palju detailseid uurimisi, nende hulgas ka korduvaid vaatlusi. Alles algavad süstemaatilised tööd ranniku dünaamika selgitamiseks.

Kuigi meie tänapäeva rannikute süstemaatiline uurimine on alles algjärgus, on otstarbekohane püüda juba nüüd anda meie mereranniku ehituse ja arenemise üldist iseloomustust.

Meie mererannikut iseloomustab rannajoone suur liigestatus. Esineb rohkesti poolsaari ja neemi, mis vahelduvad lahtede ja lahekestega, esineb suurel arvul suuremaid ja väiksemaid saari. Ainult Pärnust lõunasse ja Aserist idasse on ranniku kulg võrdlemisi sirgjooneline. Rannajoone üldise liigestatuse taustal vahelduvad ülalnimetatud rannikutüübid üksteisega kiiresti, kuid seaduspäraselt: neemikute tippudel on tavaliselt murrutus-rannikud, lahe külgedel ja soppides kas tüüpilised kuhjerannikud (kliburannik, liivarannik) või kamardunud rannik. Esineb ka teistsugust rannikutüüpide vaheldumist, kuid ikka teatud seaduspärasusega, mis tuleneb ranniku avatusest, ekspositsioonist valitsevale tugevale tormilainetusele.

Meie mererannikul vaheldub tänapäeval murrutusrannik kuhjerannikuga, kusjuures murrutuse ja kuhjumise intensiivsus on küllaltki erinev — kusagil ei saavuta aga ei üks ega teine silmapaistvaid kiirusi, kusagil ei esine eriti ulatuslikku setete kuhjumist. Selle tõendiks on ka tänapäeval meie rannikul kasvavate luiteahelike puudumine, leidub vaid madalaid eelluited. Ei saa ka öelda, välja arvatud eespool nimetatud õguranniku osas, et rannik oleks murrutuse ja kuhjumise tagajärjel oluliselt õgvenenud: neemikute mahalõikumine murrutuse korras ja lahtede täitumine setete kuhjumise tulemusel on üldiselt algstaadiumis.

Meie mereranniku niisuguse ehituse oluliseks põhjuseks on ala eelnenud geoloogiline areng, nagu seda on mererannikute ehituse iseloomustamisel üldiselt esile tõstetud näiteks mõnes viimasel ajal ilmunud vastavasisulises artiklis (Зенкович и др., 1960; Буданов и др., 1960; Ульст, 1960). On rõhutatud maailmamere veepinna eustaatilise kerkimise tähtsust rannikute arenemisele alates viimase mandrijää taandumisest (Зенкович и др., 1960), neotektooniliste ja tänapäevaste maakoore kõikumiste (Буда-



Foto 1. Meriküla pankrannik Põhja-Eesti paekalda idaosas tavalise veepinna juures. Rannikujärsak on murrutatud kambriumi savidesse ja liivakividesse (all) ning ordoviitsiumi liivakividesse, savikilta ja lubjakividesse (üleval). Tormilainetuse ajal murrutava järsaku jalamil levib rusukallete vööde, mis on tekkinud järsakust allavarisenud kivimmurendist.



Foto 2. Paerannik Vilsandi saare lääneosas, murrutatud Jaagarahu lademe riffclubjakividesse. Iseloomulik on murrutusmurendi puudumine, mis on lainetusega ära kantud.



Foto 3. Astangrannik Ninase poolsaare idarannikul tavalise veepinna juures. Astang on murrutatud vanadesse rannakruusadesse ja -veeristikku (ülemine kolmandik) ja viimase jäätumise põhimoreeni (alumine osa). Astang, mida murrutatakse vaid tormilainetusega, on kaetud peaaegu terves ulatuses rusukallete vöötmega, mis tekkinud astangust allavarisenud kruusast ja veeristikust. Esiplaanil — kivisillutis murrutuslaval.



Foto 4. Valgeranna astangrannik Pärnu lahe põhjarannikul tavalise veepinna juures. Astangut murrutatakse vaid tormilainetusega episoodilise ajuvee puhul ja astangut võib lügeda teatud määrani hääbuvaks astanguks. Astangu jalamilt algav, osaliselt rohtunud (*Sedum*) liivavööde on ajuveerand, mis lainetuse mõjutada on vaid episoodilise ajuvee tingimustes. Taimkatteta merepoolne liivavööde on rand, mille piirides toimub lainetuse kuhjav tegevus tavalise veepinna kõikumise tingimustes.



Foto 5. Moreenrannik Purekkari neemel — moreeni murrutamise ja lainetusega rannikule aetava merejää koostöö mõjul tekkinud kivisillutis rändrahnudest.



Foto 6. Kamardunud moreenrannik Lao ümbruses, Pärnu lahe põhjarannikul ajuvee tingimustes. Kitsas läbipestud moreeniga kaetud rand ja osa ajuveeranda on veega üle ujutatud. Vana reljeefi väikeste ebataasuste tõttu ranniku piirides rannajoon on väga sopiline. Iseloomulik on väga rohke, kuid hajutatud rändkivide esinemine.



Foto 7. Moreenmaastik Meriväljal episoodilise paguvee tingimustes. Vee alt on vabane-
 nud lai paguveerand, mis kaetud läbipestud moreeniga ja millel leidub rohkesti ränd-
 rahne. Pildi alumises paremas nurgas näha peaaegu hääbunud murrutusastangu nõlva
 osa ja sellest mere poole — kitsas kruusa-liiva vööde, mille piirides toimub nõrk kuh-
 jumine vaid tormilainetusega episoodilise ajuvee tingimustes.



Foto 8. Moreenrannik Kotil, Pärnu lahe põhjarannikul tavalise veepinna tingimustes.
 Rand, mis osalt taimedega kinni kasvanud, on kaetud veega, maa poole järgneb aju-
 veerand, mille maapoolset, kõrgemat piiri tähistab kruusa-veeristiku vöötme maapoolne
 piir. Iseloomulik on see, et ajuveeranna merepoolne osa on kamardunud, kuna maapool-
 sel osal esineb kruusa-veeristiku vööde, mis on siia kuhjatud tormilainega episoodilise
 ajuvee tingimustes, ilma et selle juures oleks hävinud rohukamar ajuveeranna merepool-
 sel osal.



Foto 9. Kliburannik Pakri neeme läänerannikul tavalise veepinna juures. Klibu moodustub ordoviitsiumi lubjakividest, mis on Pakri pankrannikul pangajärsakust alla varisenud lainetuse murrutuspiirkonda ja lainetusega piki rannikut rännanud lõuna poole. Kliburannikut iseloomustavaist rannavallidest kõrgeim koosneb kõige jämedamast klibust ja on tekkinud tormilainetusega episoodilise ajuvee tingimustes, ta tähistab antud kohal tänapäeva ranniku kõrgeimat, maapoolset piiri.



Foto 10. Kliburannik Raugil, Muhu saarel tavalise veepinna juures. Hästi jälgitavad on neli rannavalli, milledest kõrgeim on tekkinud tormilainetusega episoodilise ajuvee tingimustes ja tähistab antud kohal tänapäeva ranniku kõrgeimat, maapoolset piiri. Järgmised madalamad rannavallid on püsimatud ning nad kujundatakse ümber iga uue, nendeni küündiva lainetuse poolt.



Foto 11. Kruusast ja veeristikust koosnevad festoonid Piritä liivaranniku põhjaosas, mis on tekkinud rannal tormilainetusega tavalise veepinna tingimustes.



Foto 12. Liivarannik Lohusalu neemikul paguvee tingimustes. Rand ja ajuveerand on kaetud liivaga, kuna paguveerand, mis osalt on kuiv, on kaetud läbipeetud moreeniga ja rohketel rändrahnudega. Ajuveerannal on näha üks meie suuri rändrahne.



Foto 13. Liivarannik Kloogal tavalise veepinna juures. Esiplaanil eellüited rannakaeraga, järgneb ajuveerand, mille merepoolset piiri tähistab kitsas rohuriba (*Cacile maritima*). Sellest mere poole jääb rand.



Foto 14. Liivarannik Pärnus episoodilise paguvee tingimustes. Madala veepinna tõttu on veekattest vabanenud esimene, rannalähedane liivane leetseljäk.



Foto 15. Kamardunud rannik Virtsust lõunasse pilliroo- ja kõrkjavalliga ajuveerannal.



Foto 16. Kamardunud rannik Tõstamaa poolsaare lõunarannikul. Rand ja osa pagu-veeranda kaetud pilliroostikuga.

нов и др., 1960) ning varajasema pinnamoe ja varajasemate setete mõju rannikute kujunemisele (Ульст, 1960). Ka meie tänapäevase ranniku ehituse ja arenemise seaduspärasuste selgitamisel on vaja neid maa-ala geoloogilise arengu jooni silmas pidada.

Eesti tänapäeva mereranniku piirides valitseb tasandikuline ala, mille suhtelised kõrgused muutuvad küll kiiresti, väikeste vahemaade järel, kuid väikeses ulatuses. Esineb kergelt lainjas reljeef, mille põhijooned kujunesid antropogeenieelse (osalt ka pleistotseeniaegse) maismaa erosioonilise kulumise korras ja mis viimase mandrijää kulutava ja kuhjava tegevusega mitmeti muutus. Niisugune, põhiliselt liustikuline väikeste ebatasasustega tasandikuline reljeef iseloomustab meie tänapäevaseid rannikulähedasi alasid ja samuti ka rannikumere põhja. Seega on vana reljeef oma üldise tasasusega põhjustanud meil laugranniku esinemise, mis on väga liigestatud rannajoonega — varajasema reljeefi ebatasasused tingivad ranniku liigestuse.

Ka see, et meil laugranniku piirides esineb kohati järsakrannik, peamiselt aga lauskrannik, on põhjustatud varajasemast pinnamoest. Seal, kus varajasemas väikeste ebatasasustega reljeefis on kättesaadavad ja tormilainetusele avatud järsud nõlvad, on kujunenud järsakrannikud, kus aga tormilainetusele on avatud suhteliselt väikese kallakusega nõlvadega vanem reljeef, on kujunenud lauskranniku hulka kuuluvad murrutusrannikud. Tänapäeva järsakrannikute levikut vaadeldes selgub, et seda on tugevasti mõjustanud antropogeenieelne reljeef (Орвику, 1955).

Tasandikulise reljeefi piirides vaheldub meil sagedasti väikeste vahemaade järel ka antropogeeni setete paksus ning nende geneetiline ja litooloogiline tüüp. See omakorda põhjustab meie tänapäeva rannikutüüpide kiiret vaheldumist. Seal, kus antropogeeni setete paksus lauskrannikul on olnud väike, on need murrutusega täielikult ära kantud ning esineb pae-rannik. Teisal on murrutuse teel moreenilt ära kantud liiv ja kruus või paljandub vahetult moreen ning seal esineb moreenrannik. Sellest, mis-sugused kivimid murrutusrannikuil murrutatakse, sõltub naabruses esinevate kuhjerannikute setete ja pinnavormide iseloom jne.

Nii selgub, et meie tänapäeva ranniku vaheldusrikka esinemispildi tingivad vana, s. o. nii antropogeenieelne erosiooniline kui ka viimase jäätmise liustikuline reljeef ning mitmesugused varajasemat setted ja setteki-vimid: kambriumi liivakivid ja savi, vähesel määral ka devoni liivakivid, peamiselt aga mitmesugused vanaaegkonna lubjakivid, mille asend on peaaegu rõhtne; setetest on väga ulatusliku levikuga moreen. Suuremat osa tänapäevasest mererannikust võime lugeda rannikuks, mille piirides mere tegevus varajasemat reljeefi võrdlemisi vähe on muutnud.

Sellelgi on oma põhjus — kogu meie tänapäevase ranniku piirides esineb aeglane maakoore kerkimine, kusjuures Soome lahe lõunarannikul väheneb kerkimise kiirus ida suunas, meie läänealadel aga lõuna suunas. Seda on selgitatud meie ala suhtes korduvalt juba alates möödunud sajandi keskpaigast (Schmidt, 1854; Hausen, 1913; Ramsay, 1929; Tammekann, 1926.)

Maakoore kerkimise tagajärjel tõusevad ebatasasest merepõhja reljeefist pidevalt üle veepinna kõrgemad osad, mis alluvad murrutumisele vastavalt vee alt vabanevate kõrgendike avatusele tormilainetusele ning üldse lainetusele. Maakoore kerkimise tõttu meri taandub. See aga tähendab geoloogilisest vaatekohast, et mere geoloogiline toime rannikule on seda lühiajalisem, mida kiirem on tektooniline kerkimine. Tähendab, et tektoonilise kerkimise tõttu ei jõua meri rannikuil varajasemat reljeefi tundmatuse ni muuta, kaotada primaarset rannajoone liigestust ega kujundada

õgvenenud rannikut ning sekundaarset rannajoone liigestust. Enne, kui võiks saabuda viimane arenguaste, on ala sedavõrd kerkinud, et mere geoloogilisele tegevusele alluvad juba uued, senini mererõhjana esinenud varajasema reljeefiga alad ning kõik algab nagu otsast peale.

Juba märkisime, et hilisjäaegsete ja holotseensete rannikute arenemisele on avaldanud suurt mõju maailmamere veepinna eustaatiline kerkimine (Зенкович и др., 1960). Rõhutades meie alal tänapäeval maakoore kerkimist, ei tohi unustada, et samal ajal toimub ka maailmamere eustaatilise kerkimine, mida hinnatakse 1 mm-le aastas (Буданов и др., 1960). Kui kõneleme, et meie tänapäeva rannik areneb maakoore kerkimise tingimustes, siis tähendab see seda, et maakoore kerkimine on tunduvalt kiirem kui samaaegne merepinna eustaatilise kerkimine. Maakoore tektoonilise kerkimise ja merepinna eustaatilise kerkimise suhe võib olla kolmesugune, millest lähtudes kõneleme rannikute kolmest kategooriast (Буданов и др., 1960, lk. 179—180). Suhteliselt stabiilset rannikut iseloomustab peaaegu võrdne maakoore ja veepinna kerkimine, mille tagajärjel rannajoon püsib pikemat aega enam-vähem ühel kohal. Suhteliselt vajuvat rannikut iseloomustab maakoore aeglasem kerkimine, võrreldes veepinna kerkimisega, või koguni maakoore vajumine. Niisugustes tingimustes nihkub rannajoon pidevalt maa suunas, kuna meri tungib maismaale peale ehk transgresseerub — esineb ingressioonirannik. Suhteliselt kerkivat rannikut iseloomustab maakoore kiirem kerkimine, võrreldes veepinna kerkimisega, mille tagajärjel rannajoon pidevalt mere suunas nihkub, kusjuures meri taandub ehk regresseerub, vabastades veekattest ikka uusi ja uusi mererõhja alasid.

Eesti tänapäeva rannikut, aga ka vanu rannikuid ongi üldjoontes käsitletud kui kerkivaid rannikuid (Зенкович и др., 1960; Буданов и др., 1960). Seda seisukohta on meie rannikute osas korduvalt alla kriipsutatud juba 19. sajandi teisest poolest alates (Шмидт, 1883; Hausen, 1913; Ramsay, 1929) seoses vanade rannikumoodustiste iseloomustamisega.

Eesti tänapäeva mererannikut loode pool Aseri—Pärnu joont (ligilähedaselt) võib esile tõsta kui omapärast Balti mere kerkivat rannikupiirkonda. Siin moodustab rannikulähedase mererõhja samuti nagu rannikulähedase maismaa-alagi tasandikuline liustikuline kulumis- ja kuhjereljeef, mis on loomulikult omakorda mitmeti mõjustatud veelgi vanemast kulumis(denudatsiooni)reljeefist. Kuna vaadeldav rannikupiirkond tänapäeval tektooniliselt kerkib, siis on tänapäeva ranniku morfoloogia ja setted tugevasti mõjustatud varajasemast pinnamoest ja setetest ning settekivimitest. Sellest tingituna vahelduvad rnksteisega sagedasti lühikeste vahemaade järel eespool iseloomustatud rannikutüübid. Osa meie tänapäeva ranniku omapära on tingitud peaaegu rõhtsate vanapaleosoikumi settekivimite allumisest mere geoloogilisele tegevusele — eriti kuestalisel Põhja-Eesti layamaal ja selle kihiastringute üldiselt põhja suunatud järsumatel nõlvadel. Tektooniline kerkimine määrab ranniku arenemissuuna mere geoloogilise tegevuse mõjul. Üldiselt kulgeb see areng vana reljeefi ebatasasustest põhjustatud primaarse rannajoone tasandumise (õgvenemise) suunas, mis ei saavuta aga tektoonilisest kerkimisest tingitud mere tegevuse lühiajalisuse tõttu teatud ühel tasemel kujuneval rannikul kuigi nimetamisväärselt arenemisastet. Ei murrutamine ega kuhjumine ei ole merepinna teatud seisjuures kuigi kestev, vastavalt ei jõua välja kujuneda ka suured murrutusvormid ja suured kuhjevormid — setete voolud.

Pärnust lõunasse, eriti aga Aserist idasse, kus neotektooniline kerkimine on suhteliselt väiksem, võib märgata mere geoloogilise tegevuse kestvamat mõju enam-vähem ühel tasemel ja seal kerkib paremini esile ka ranniku õgvenemine mere tegevuse tulemusel, mis on juba iseloomulik suhteliselt stabiilsele rannikule.

On loomulik, et Eesti tänapäeva mereranniku geoloogilise arengu juhtivaks jõuks on mere geoloogiline tegevus, mida aga mõjustavad määra-
valt maakoore neotektooniline kerge, vana reljeef ja varajasemad setted
ning settekiivimid.

Üldised seaduspärasused, mida võib esile tõsta Eesti tänapäeva
mereranniku ehituse ja arengu kohta, kehtivad ka meie vanade ranniku-
moodustiste kohta (Орвику К., Орвику К. мл., 1960; Ульст, 1960). Ka
need on väga suurel määral tekkinud maakoore neotektoonilise kerkimise,
vana reljeefi ja varajasemate setete mõjustusel. Kuid meie vanad ranniku-
moodustised on osalt tekkinud ka mere pealetungi tingimustes, mis tähendab
aga seda, et mere geoloogiline tegevus toimus veepinna (suhtelise)
kerkimise tingimustes. Sellistes tingimustes osutub lainete murrutav ja
kuhjav tegevus palju kestvamaks ja tulemusrikkamaks. Nii näemegi, et
näiteks Balti jääpaisjärve ja Antsülusjärve pealetungi ajal on välja kujunenud
küllaltki ulatuslikud rannikusetete kuhjatised ja ka rannikuluited.
See on maksev ka Litoriinamere pealetungiaegade kohta.

Samad tingimused, mis esinevad meil tänapäeva kerkival mereranniku-
kul, esinevad teatud erinevustega ka mitmel pool mujal Balti mere ranniku-
kul. Näiteks esinevad Saaremaa ja Muhu rannikute ehitusele ja arenemisele
väga lähedased tingimused Gotlandi saarel. Vana liustikuline reljeef ise-
loomustab näiteks Rootsi idarannikut, Ahvenamaa saari ning Soome edela-
rannikut, mis on tuntud kui fjord-ehk skäärrannikud ja mis samuti on ker-
kivad rannikud. Põhiline vahe viimati nimetatud ranniku ja meie täna-
päeva kerkiva mereranniku vahel on see, et meie maa-ala (kaasa arvatud
ka merepõhi) geoloogilist arengut on mõjustanud vanapaleosooline sette-
kompleks ja selle tektooniline struktuur, kuna viimati nimetatud alade
geoloogilist arengut on tugevasti mõjustanud kristalne aluskord ja vasta-
vad tektoonilised struktuurid.

Ülalesitatud seisukohad meie tänapäeva mereranniku kohta, nagu juba
nimetatud, vajavad põhjalikku täiendamist ja vast revideerimistki detail-
sete uurimiste korras. Viimased peavad olema kompleksed, mille teosta-
misel tuleb arvestada tänapäeva mererannikute uurimisel Nõukogude Li-
idus saavutatud tulemusi ja kasutada juba selgunud uudseid uurimisvahen-
deid ja -meetodeid. Selles suunas on tööd ENSV TA Geoloogia Instituudis
planeeritud. Tänapäeva mereranniku geoloogia uurimisega on tihedalt
seotud ka merepõhja, eeskätt selle rannikulähedase osa geoloogia komp-
leksne uurimine, mis samuti on ette nähtud uurimiste perspektiivplaanis.

*Eesti NSV Teaduste Akadeemia
Geoloogia Instituut*

KIRJANDUS

- Hausen, H., 1913. Über die Entwicklung der Oberflächenformen in den russischen Ostseeländern. Fennia, 34.
- Helmersen, G., 1856a. Ueber das langsame Emporsteigen der Ufer des Baltischen Meeres und die Wirkung der Wellen und des Eises auf dieselben. Bull. de la Classe Physico-Math. de l'Acad. Imp. des Sciences de St.-Petersbourg, tome XIV, 13, 14.
- Helmersen, G., 1856b. Die regelmässige Zerklüftung des Kalksteins der unteren silurischen Formation an der Küste Ehistlands und seine Zerstörung durch die Brandung, Vorkommen von Asphalt in dieser Formation. Bull. de la Classe Physico-Math. de l'Acad. Imp. des Sciences de St.-Petersbourg, tome XIV, 13, 14.
- Keyserling, A., 1863. Notiz zur Erklärung des erratischen Phänomens. Mit einem Zusatz von dem Akad. Baer. Bull. de la Classe Physico-Math. de l'Acad. Imp. des Sciences de St.-Petersbourg, tome VI.
- Luha, A., 1928. Pilte Muhu ja Saaremaa pankadelt. «Rahvaülikool» 1927/28, nr. 2, 3.
- Luha, A., 1930. Kesselaid. «Loodusevaatleja», 1, nr. 6.

- Luha, A., 1937. Muhu pangad. Looduskaitse, I.
- Orviku, K., 1933. Tuiskliiv. K/U «Loodus», Tartu.
- Orviku, K., 1934. Sõrve. Loodus ja inimene. Koguteos «Eesti», kd. VI, «Saaremaa». Tartu.
- Orviku, K., 1960. Eesti geoloogilisest arengust antropogeenis I, II. «Eesti Loodus», III, nr. 1, 3.
- Orviku, Kaarel, 1961. Rannikegeoloogiast Muhu saarel ja Pärnu—Virtsu vahelisel alal. Loodusuurijate Seltsi aastaraamat, kd. 53.
- Ramsay, W., 1929. Niveaueschiebungen, eisgestaute Seen und Rezession des Inland-eises in Estland. Fennia, 52.
- Schmidt, Fr., 1854. Flora der Insel Moon nebst orographisch-geognostischer Darstellung ihres Bodens. Arch. Naturk. Liv-, Ehst- und Kurlands, Ser. 2, Bd. I.
- Tammekann, A., 1926. Die Oberflächengestaltung des nordestländischen Küstentafellandes. Acta et Comm. Univ. Tartuensis, A. IX 7.
- Tammekann, A., 1940. The Baltic Glint. Eesti Loodusteaduste Arhiiv, I seeria, XI kd.
- Tarmisto, V., Rostovtsev, M., 1956. Eesti NSV majandusgeograafiline ülevaade. ERK, Tallinn.
- Wichmann, A., 1930. Die Überschwemmungsgefahr an der Küste Estlands im Zusammenhang mit den Überschwemmungen in Leningrad. III Hydrologische Konferenz der Baltischen Staaten, Warszawa.
- Vilbaste, G., 1937. Rannamoodustisi Põhja-Eesti neemedel. «Loodusevaatleja», nr. 8.
- Vilbaste, G., 1938a. Järsakranniku moodustusi Põhja-Eestis. «Loodusevaatleja», nr. 9.
- Vilbaste, G., 1938b. Lausrannamoodustised Põhja-Eestis. «Loodusevaatleja», nr. 9.
- Vilbaste, G., 1939. Põhja-Eesti rannamoodustisi. R. Tohver & Ko trükk, Tallinn.
- Vilberg, G., 1921. Harjumaa. Maateaduslik lugemik. K/U «Loodus», Tartu.
- Vilberg, G., 1924. Kodumaal rännates, III. Eesti Kirjastus-Uhisus. Tallinn.
- Vilberg, G., 1932. Põhja-Eesti saarte taimkattest, I. Publicationes Instituti Universitatis Tartuensis Geographici, 20.
- Буданов В. И., Ионин А. С., Каплин П. А., Медведев В. С., 1960. Современные данные о вдольбереговых потоках наносов. МГК, XXI сессия. Доклады советских геологов. Морская геология.
- Зенкович В. П., Леонтьев О. К., Невеский Е. Н., 1960. Влияние эвстатической позднеледниковой трансгрессии на развитие прибрежной зоны морей СССР. МГК, XXI сессия, доклады советских геологов. Морская геология.
- Леонтьев О. К., 1955. Геоморфология морских берегов и дна. Изд. Московского университета. Москва.
- Леонтьев О. К., 1956. О терминологии в учении о морских берегах. Труды океанографической комиссии АН СССР, том I.
- Орвику К., 1955. Основные черты геологического развития территории Эстонской ССР в антропогенном периоде. Изв. АН ЭстССР, том IV, 2.
- Орвику К., 1960. О неотектонических движениях в Эстонской ССР на основе геологических данных. Материалы совещания по вопросам неотектонических движений в Прибалтике. Таллин, 24—26 марта 1960 г. АН ЭстССР. Тарту.
- Орвику К., Орвику К. мл., 1960. О распространении и литологии современных пляжевых песков Эстонии. Вопросы накопления тяжелых минералов. Рига.
- Ульст В. Г., 1960. Главнейшие морфодинамические особенности советских берегов Балтийского моря. МГК, XXI сессия, доклады советских геологов. Морская геология.
- Шмидт Ф., 1883. Предварительный отчет об исследованиях, произведенных летом 1882 года в Прибалтийском крае. Изв. Геол. ком., т. 2.

О ГЕОЛОГИИ СОВРЕМЕННОГО МОРСКОГО БЕРЕГА ЭСТОНИИ

К. ОРВИКУ, КАРЕЛ ОРВИКУ

Резюме

В вводной части статьи обращается внимание на теоретическое и практическое значение комплексного геологического изучения современного морского берега Эстонии, где протяженность береговой линии значительная — 3400 км. Это обусловлено сильной расчлененностью берега и наличием большого числа островов. Литературные данные о геологии морского берега Эстонии имеются уже начиная с середины прошлого века; много новых сведений было собрано в 20-х и 30-х годах XX века.

В настоящее время к систематическому исследованию геологии современного морского берега приступлено в Институте геологии Академии наук Эстонской ССР.

Далее дается сжатая характеристика типов берега, встречаемых на современном морском берегу Эстонии, включая и берега островов. При этом, кроме других факторов, влияющих на строение и развитие берега, учитывается и влияние на облик берега различного уровня воды. Исходя из этого, при описании типов берега выделяется береговая полоса (пляж), осушка и полумертвая береговая полоса.

Отмечается, что в пределах Эстонии в современное время повсюду распространяется отмельный берег; типичный приглубый берег отсутствует.

В пределах отмелого берега описывается обрывистый абразионный берег. Дается характеристика обрывистого берега в коренных породах (песчаники и известняки древнего палеозоя), или клифа (фото 1), и обрывистого берега в рыхлых отложениях (морена, пески, гравий и галечник антропогенной системы) (фото 3, 4). Все остальные типы отмелого берега входят уже в группу низменного берега. Описывается плитняковый берег, представляющий собой абразионный берег в коренных породах (известняках и доломитах) без отчетливо выраженного прибойного уступа (фото 2). Более или менее абразионным является и моренный берег, представленный многими разновидностями и имеющий ряд постепенных переходов в другие типы берега (фото 5, 6, 7, 8). Моренный берег в современное время наиболее распространен в Эстонии. Далее описываются гравийно-галечный (щебневый) (фото 9, 10), песчаный (фото 11, 12, 13, 14) и задернованный (фото 15) типы берега, являющиеся аккумулятивными берегами.

Во второй части статьи рассматриваются закономерности строения и развития современного морского берега Эстонии. Отмечается, что сильная расчлененность современной береговой линии и частая смена типов берега обусловлены древним равнинным рельефом, в пределах которого небольшие, но часто перемежающиеся неровности имеют небольшие относительные отметки. Этот древний рельеф унаследован уже с дочетвертичного времени, но детали его вырабатывались под влиянием деятельности последнего оледенения в конце плейстоцена. Там, где воздействию волн подвергались более крутые склоны древнего рельефа, в них выработался обрывистый берег. Частая перемежаемость типов современного морского берега Эстонии обусловлена также быстрым изменением мощности антропогенных отложений, вследствие смыва покрова которых коренные породы часто подвергаются действию волн, и, кроме того, также быстрой сменой генетических и литологических типов антропогенных отложений, подвергающихся действию волн.

Современная береговая линия, определяемая неровностями древнего рельефа, указывает, что волновая деятельность не успела уничтожить следы влияния древнего рельефа. На современном морском берегу Эстонии процессы абразии, накопления береговых отложений и образования береговых дюн не отличаются интенсивным характером. Причиной этого является относительное поднятие земной коры в пределах территории Эстонии в современное время, которое на северо-западе происходит более быстро, в юго-восточном же направлении скорость поднятия ее уменьшается. Вследствие неотектонического поднятия море в пределах Эстонии в современное время отступает, чем и объясняется незначительная интенсивность образования как абразионных, так и аккумулятивных береговых форм.

Исходя из строения и развития современного морского берега Эстонии, последний можно считать подымающимся морским берегом Балтий-

ского моря, который наиболее характерно представлен к северо-западу от линии Пярну—Азери. Восточнее Азери и южнее Пярну современная береговая линия Эстонии сравнительно ровная и по своему облику приближается к относительно стабильному берегу. Это объясняется тем, что в названных участках берега относительное поднятие земной коры уже меньше, чем в районе берега, находящемся северо-западнее линии Пярну—Азери.

Закономерности, установленные в строении и развитии современного морского берега, характерны и для древних (позднеледниковых и голоценовых) береговых образований Эстонии. И последние сформировались под значительным влиянием древнего рельефа и древних отложений в условиях относительного поднятия земной коры, т. е. в условиях постепенного отступления моря. Но среди древних береговых образований Эстонии имеются и такие, которые образовались в условиях наступания моря. На это указывают более четко выраженные абразионные формы рельефа и значительные массы береговых наносов, а также сравнительно крупные береговые дюны. Такие береговые образования, свидетельствующие о более длительной волновой деятельности при постепенном поднятии уровня воды, связаны с трансгрессивными фазами стадий Балтийского приледникового озера, Анцилового озера и Литоринового моря.

В конце статьи указывается на необходимость расширения и углубления комплексных исследований современного морского берега Эстонии.

*Институт геологии
Академии наук Эстонской ССР*

ZUR GEOLOGIE DER REZENTEN MEERESKÜSTE ESTLANDS

K. ORVIKU, KAAREL ORVIKU

Zusammenfassung

Der einleitende Teil des Artikels befasst sich mit der theoretischen und praktischen Bedeutung einer komplexen geologischen Untersuchung der rezenten Meeresküste. Das trifft auch für die im Bereich der Estnischen SSR befindlichen Küsten zu, um so mehr, als die rezente Ostseeküste innerhalb der Grenzen der Republik eine sehr grosse Länge aufweist (3400 km). Dieser letztere Umstand ist der Zergliederung der Küstenstrecke und dem Vorhandensein zahlreicher Inseln geschuldet. Angaben über die estnischen Meeresküsten liegen uns schon seit der Mitte des 19. Jahrhunderts vor; eine Menge neues Material wurde in den zwanziger und dreissiger Jahren des 20. Jahrhunderts eingesammelt. Jetzt sind im Institut für Geologie der Akademie der Wissenschaften der Estnischen SSR systematische Forschungsarbeiten über die rezente Meeresküste Estlands eingeleitet worden.

Es folgt eine Übersicht über die Küstentypen der estnischen Meeresküste, wobei ausser verschiedenen anderen Faktoren auch der wechselnde Charakter der Küste je nach den Bedingungen des Wasserstandes berücksichtigt wird. Dementsprechend werden bei der Beschreibung der Küstentypen auch die einzelnen Teile der Küste im Auge behalten: Strand, im Bereich des Küstenhanges befindlicher nasser Strand und Strand des Wasserstaus. Es wird die Aufmerksamkeit auf den Umstand gerichtet,

dass die Meeresküste Estlands im wesentlichen Flachmeerküste ist und dass eine ausgesprochene Tiefmeerküste hier gänzlich fehlt.

In den Grenzen der Flachmeerküste wird die Steilküste beschrieben, die eine Abrasionsküste darstellt. In den Grenzen der Steilküste wird wiederum die Kliffküste (Abb. 1) im Unterschied von der Steilküste in lockeren Ablagerungen (Abb. 3, 4) charakterisiert. Alle anderen Typen der Flachmeerküste gehören schon der Flachküstengruppe an, — so die Felsküste in Kalksteinen (Abb. 2) und die Moränenküste (Abb. 5, 6, 7, 8), die noch in grösserem oder geringerem Mass Abrasionsküsten sind. Die Moränenküste ist in Estland gegenwärtig der verbreitetste Küstentyp, sie weist verschiedene Untertypen und Formen des Überganges in andere Küstentypen auf. Zur Flachküste gehören auch die Geröllküste (Abb. 9, 10), die Sandküste (Abb. 11, 12, 13, 14) und die rasenbedeckte Küste (Abb. 15), alle drei durch Akkumulation entstanden.

Der zweite Teil des Artikels bringt eine vorläufige Übersicht über die Gesetzmässigkeiten des geologischen Aufbaus und der geologischen Entwicklung der rezenten estnischen Meeresküste. Es wird darauf aufmerksam gemacht, dass die starke Zergliederung der heutigen estnischen Meeresküste und der häufige Wechsel der Küstentypen durch das flache Relief des Landes bedingt werden, wo die relativen Höhen gering sind, die Oberflächenformen aber rasch wechseln, wobei dieses Relief im grossen und ganzen in voranthropogener Zeit entstanden, jedoch in den Einzelheiten durch die Tätigkeit der letzten Vereisung ausgebildet worden ist. Wo die steileren Hänge des alten Reliefs den Sturmwellen exponiert sind, kam es zur Bildung einer Kliffküste usw. Die rasche Abwechslung der Küstentypen an der rezenten Meeresküste Estlands hat auch darin ihren Grund, dass die Mächtigkeit der älteren anthropogenen Ablagerungen und ihre genetischen und lithologischen Typen ebenfalls rasch wechseln; auch muss der häufige Anteil der Gesteine des Untergrundes an der Gestaltung der rezenten Küste hervorgehoben werden. Ferner wird im Artikel der Umstand unterstrichen, dass die heutige Strandlinie im allgemeinen die Unebenheiten des alten Reliefs verfolgt, dass also die Tätigkeit des Meeres es nicht dahin gebracht hat, die bestimmende Wirkung des alten Reliefs aufzuheben und die Strandlinie geradliniger zu gestalten; dass, weiterhin, an der estnischen Küste heutzutage keine intensiven Brandungserscheinungen, keine intensive Akkumulation von Küstenablagerungen und keine bedeutende Anhäufung äolischen Sandes (also keine merkliche Dünenbildung) zu verzeichnen sind. Die Ursache eines solchen Charakters der Dynamik der rezenten Meeresküste ist die relative Hebung der Erdkruste im Bereich des ganzen estnischen Territoriums, — Hebung, die zurzeit im Nordwesten stärker ist, in südöstlicher Richtung aber nach und nach abnimmt. Infolge dieser neotektonischen Hebung findet eine Regression des Meeres statt; dadurch ist auch die Tatsache zu erklären, dass an der Küste Estlands keine besonders bemerkenswerten Küstenbildungen durch Abrasion oder Akkumulation entstehen.

In Anbetracht der eigenartigen Züge des geologischen Aufbaus und der geologischen Entwicklung der estnischen Meeresküste wird diese als eine Auftauchküste charakterisiert. Das Gebiet dieser relativen Hebung der rezenten Meeresküste liegt in Estland nordwestlich einer Linie, die annähernd von Pärnu bis Aseri gezogen werden kann. Ostwärts von Aseri und südwärts von Pärnu ist die heutige estnische Meeresküste bereits ziemlich geradlinig und weist in mancher Hinsicht die Eigenschaften einer verhältnismässig stabilen Küste auf, was dadurch zu erklären ist, dass die relative Hebung der Erdkruste hier schon weniger intensiv ist als nordwestlich von der Pärnu-Aseri Linie.

In aller Kürze wird dargestellt, dass die Gesetzmässigkeiten, die sich auf die geologische Struktur und die geologische Entwicklung der rezenten estnischen Meeresküste beziehen, auch für die alten Küstenbildungen desselben Gebiets gelten. Auch die letzteren haben sich unter starker Mitwirkung des älteren Reliefs und der älteren Ablagerungen gebildet, und zwar ebenfalls in den Bedingungen der relativen Hebung der Erdkruste, in den Bedingungen der Regression des Meeres. Unter den alten estnischen Küstenbildungen gibt es aber auch solche, die bei der Transgression des Meeres geformt worden sind. Davon geben deutlicher ausgedrückte Abrasionsformen des Reliefs, bedeutende Massen von Küstenablagerungen und verhältnismässig ausgedehnte Küstendünen Zeugnis.

Zum Schluss des Artikels wird die Notwendigkeit betont, komplexe geologische Untersuchungen der rezenten estnischen Meeresküste in einem grösseren Umfang durchzuführen als es bisher geschah.

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