



Ivar Arold

ÜLDINE GEOMORFOLOOGIA

TARTU RIIKLIK ÜLIKOOL

Füüsilise geograafia kateeder

Ivar Arold

ÜLDINE GEOMORFOLOOGIA

**Reljeefi määrangud. Endogeensed protsessid.
Mandrite reljeefi suurvormid.**

Eesti NSV Kõrg- ja Keskerihariduse Ministeerium
lubab kasutada kõrgkoolis õppevahendina
geograafia erialal

TARTU 1987

Kinnitatud bioloogia-geograafiateaduskonna nõukogus
25. veebruaril 1987. a.

Retsenseerinud H. Viiding, R. Vaher

Geomorfoloogial kui Maa pinnaehitust uurival teadusel on keskne koht geograafilise kõnghariduse omandamisel. See tuleneb sellest, et maastikusfääris, milles elame, on kõik nähtused seotud Maa pinnaga. See on maastike kivimiliseks aluseks ja selle aines ning vormid määravad suuresti teiste geograafiliste komponentide omadusi ja arenguprotsesse.

Käesolev õppevahend on mõeldud abivahendiks üldise geomorfoloogia kui loodusgeograafia ühe olulisema distsipliini õpetamisel Tartu Riikliku Ülikooli geograafia osakonna II kursusel. Loodetavasti on see ka toeks teistele loodusteadusi õppivatele üliõpilastele, näiteks ökoloogiaga seonduvate probleemide lähtimõtestamisel.

Õppevahendi koostamisel ja käsitletavate probleemide valikul on lähtutud geograafia spetsiaalsusele ette nähtud geomorfoloogia programmist (1985), samas on ka arvestatud, et I kursusel on mitmed küsimused selgitatud üldise ja ajaloolise geoloogia ning üldise maateaduse kursuses, mistõttu nendel siin ei peatuta.

Käesolev õppevahend kujutab endast üldisemat algusosa eelmärgitud geomorfoloogia õppeprogrammis ette nähtud probleemide käsitlemisel, hõlmates umbes neljandiku kursuse mahust. Järgnevad osad käsitleksid eksogeensete tegurite mõjul toimuvaid reljeefi kujunemisprotsesse ning kujunevaid pinnavorme.

Autor tänab kolleege A. Loogi ja J. Kirsi käsikirja täpsustamise, R. Vaherit ja H. Viidingut retsenseerimise eest. R. Johansonile on autor tänulik käsikirja töötlemise eest.

Sissejuhatus

(Geomorfoloogia kui teaduse määrang)

Geomorfoloogia on teadus Maa reljeefist, selle kujunemisest, arenguloost ja nüüdisaegsest dünaamikast.

Geomorfoloogia uurib Maa reljeefi nii maismaal kui merede ja ookeanide põhjas selle väliste tunnuste, siseehituse, kujunemise, arenguseaduste, vormide grupeeriingute ning nende leviku seisukohalt.

Tinglikult tuleks reljeefi vaadelda kolmest aspektist:

- 1) reljeef "iseeneses", kui looduslik nähtus;
- 2) reljeef teiste komponentide jaoks;
- 3) reljeef inimtegevuse mõjutajana.

Reljeef kui looduslik nähtus on maakopre pealmise osa vormistik, maapinna tohutu suure hulga ebatasasuste kogum. Igal vormil on teatud koostis, seda moodustav mineraalse ja keemilise koostisega aines. Pinna- ehk reljeefivormide kujunemine, mis on tulenenud koostisainest ja neid kujundanud teguritega seotud protsessidest, on määratud nende kuju, piirjooned, mõõtmed, samuti loonud eeldused edasiseks arenguks. Paljudes kohtades leidub kõrvuti pinnavorme, mis erineva kujunemisprotsessi või ka kujunemisaja tõttu erinevad üksteisest kõrgussuhetelt ja morfoloogialt.

Maakoor, mille "välisosaks" reljeef on, koosneb magma-, sette- ja moondekivimitest. Need reageerivad erinevalt Maa sise- ja välisjõudude mõjule ja on erinevakujuliste vormide teke eelduseks. Reljeef allub samal ajal atmosfääri, hüdrofääri ja planetaarsete nähtuste (gravitatsioon, Coriolise jõud) mõjule. Ka biosfääri organismid ja orgaanilised ained võtavad küllaltki aktiivselt osa Maa reljeefi kujunemisest. Nad loovad otseselt biogeenseid pinnavorme (näiteks sootandikke, korallsaari jt.) ja geoloogilisi kehasid ning muudavad kaudselt kivimite füüsikalisi ja keemilisi omadusi, samuti ka atmosfääri koostist. Taimekooslused võivad pinnaste kinnistamisega soodustada teatud pinnavormide püsimist mäestikes, rannikuteil ja kõrbetes. Lähtudes eelöeldust pole võimalik uurida reljeefi, omamata ettekujutust selle vorme moodustavatest kivimitest, reljeefi kujundavatest teguritest ning nendega seotud protsessidest, mille vastastikusel mõjutusel on kujunenud algselt ühed reljeefivormid või hiljem toimunud ühtede vormide asendumine teistega.

Maa reljeefi planetaarsete vormidega mandrite, ookeani-

nõgude ning nende kõrgussuhetega on määratud maismaa ja maailmamere pindalaline vahekord (29,2 : 70,8 %. 149 : 361 milj. km²), sest 1 370 000 km³ merevett "peab nõgudesse ära mahtuma". Eelmärgituga on määratud ka ühtede või teiste eksogeensete reljeefikujundavate protsesside toimimise võimalikkus. Nende protsesside olemus, intensiivsus ja ulatus sõltuvad nii horisontaalsest kui vertikaalsest geograafilisest tsonaalsusest, sest samade protsesside (murenemine, erosioon, karstumine) kulg ja tagajärjed on erinevates vööndites isesugused. Sama võib märkida tasandikel ja mäestikes toimuvate protsesside võrdlemisel. Nii saavad näiteks parasvöötmes või troopikas liustikud ja nendega seotud protsessid nüüdiskliimas tekkida vaid kõrgetel mägedel ja mäestikes. Ainult kõrgematel pinnavormidel saavad esineda seelid, varingud, lumelaviinid jt. protsessid. Seega Maa reljeef ise oma olemasoluga mõjutab ka teatud nähtuste avaldumist ja tingib teatud reljeefi energeetilise seisundi kujunemise, tingituna gravitatsioonijõu erinevatest avaldumisvõimalustest. Eriti ilmekas on see erosiooni puhul, kus mägedelt laskuval veevoolul on tohutu energia ja seega ka purustav ning transportiv jõud.

Reljeefil on Maa ehituses eriline koht, olles erinevate sfääride (atmosfäär, litosfäär, hüdrofäär) eristus- ja kokkupuutepinnaks. Koos eelnevaga on reljeef maastiku määravamaid komponente - selle alus.

Reljeefi mõju teistele looduskomponentidele avaldub selle vormide ja vorme moodustava ainese kaudu. Reljeefivormid, eriti mega- ja makrovormid, nagu mäestikud ja mäeahelikud (näiteks Kordiljeerid, Alpid, S- ja V-Kaukasus jt.) on suurteks kõrvalalade kliimat kujundavateks mõjuriteks, kujundades neil erineva soojus- ja niiskusrežiimi.

Mäestikud, mäeahelikud, -massiivid ja kõrgustikud loovad tingimused paljude neile omaste looduslike protsesside kulgemiseks ja tingivad erinevad loodusolud mullastiku ja taimeastiku arenguks ning bioproduktsooniks. Erineva ekspositsiooniga nõlvadel on eluslooduse arengutingimused (insolatsioon, soojus- ja niiskusrežiim jne.) erinevad.

Reljeefivorme moodustav aines on muldade lähte- ehk emakivimiks, ta määrab nende soojus- ja niiskusrežiimi, mullalahuse reaktsiooni ja mõjutab huumuse teket. Pinnavormid loovad taimeastiku kasvuks igas maastikulises vööndis palju erinevaid kasvukohti, millel kujunevad erinevad taimekooslused oma produktiooniliste eeldustega.

Reljeefi mõju inimtegevusele. Kõikjal on inimene oma tegevuses sunnitud arvestama pinda, millele ta ehitab või millel ta liigub või millel ta midagi toodab, seega milliseid võimalusi ja kulutusi ta peab arvestama rajatiste (hooned, teed ja sillad, tunnelid ja muulid jne.) loomisel. Kuskil ei tohi eirata reljeefikujundavatest protsessidest tulenevat ohtu.

Maaviljeluse sõltuvus pinnaehitusest on samuti otsene. Tasandike pinnaehitus üldjuhul soodustab maaharimist, kuna kobedate setete paksus on suurem ja pinnamood tasasem kui mäestikes. Niisketel aladel on reeglina maapinna väikesed kalla-

kused positiivseks asjaoluks (liigvee äravalgumisel).

Eelmärgitud asjaolude ritta tuleb seada inimese sõltuvus maavaradest. Saadavate ainete rida tuleb nüüdisajal alustada ilmselt veega, millele järgnevad kütused, ehitusmaterjalid, maagid jt.

Geomorfoloogia on ajalooline teadus, piiriteadus geoloogia ja geograafia vahel. Ta püüab selgitada Maal toimunud geoloogiliste sündmuste järgnevust, mis on viinud nüüdisreljeefi kujunemisele. Reljeefi mõistmisel kasutab geomorfoloogia mitte ainult geograafia ja geoloogia, vaid ka paljude teiste loodusteaduste saavutusi, uurimistulemusi. Kuivõrd Maa on planeet, kasutab geomorfoloogia astronoomia ja kosmogoonia andmeid. Reljeefivormide ehituse ja koostise uurimisel on abiks füüsika, keemia jt. teaduste saavutused.

Geomorfoloogilise uurimise eesmärk - tunnetada reljeefi ja selle arengu seadusi ja kasutada ilmnenuid seaduspärasusi ühiskonna praktilises tegevuses.

1. RELJEEF UURIMISOBJEKTINA

1.1. Lühiülevaade geomorfoloogiliste uurimiste põhisuundadest

Teadmisi reljeefist omandas inimühiskond oma varajasest arengust peale igapäevaste eluliste vajaduste sunnil. Teadusliku distsipliinina hakkas õpetus reljeefist - geomorfoloogia arenema 18. saj. II poolel geoloogia järel, mille arenguga ta on tihedalt seotud. Siis hakati avaldama töid, milles loodi esimesed teaduslikud ettekujutused Maa reljeefi arengust. 1763. a. ilmus M.V. Lomonossovi "Maakihtidest", milles ta esimesena tõi esile idee reljeefi arengust endo- ja eksogeensete jõudude vastastikuse mõjutuse ja koostegevuse tulemusena. See idee on ka kaasaegse geomorfoloogiateaduse aluseks.

18. saj. teisel poolel ilmusid olulised, kuid teineteist eitavad õpetused maakoore kujunemisteguritest - neptunism ja siis plutonism. Neptunismi järgi on kivimid ja mineraalid settelist päritolu, s.o. tekkinud vees (T. Bergmann, A.G. Werner). Maailmamerele omistati erakordselt suur roll Maa reljeefi kujundamisel. Plutonism tunnistas aga peamiseks teguriks kivimite formeerumisel magmatismi ja vulkanismi (J. Hutton "Maa teooria", 1788). See õpetus käsitles reljeefi muutumist Maa geoloogilise arengu koostisosana. Teadusliku geoloogia aluste ja aktualismi rajaja C. Lyell ("Geoloogia alused", 1830) kummutas senised Maa geoloogilist arenemist seletanud seisukohad (katastrofism jt.) ja arendas teooriat, mille järgi maapind muutub aeglaselt ja pidevalt protsesside mõjul, mis toimuvad ka nüüdisajal. Tema järgi kujunevad peamised reljeefivormid maakoore liikumise tulemusena ja seejärel purustatakse välisjõudude poolt.

19. saj. II poolel ilmub suur hulk esmatähtsusetikke teaduslikke töid tektoonika, mandrijäätmise (de Assis, Terell, Kropotkin), jõeorgude kujunemise, pinnalise erosiooni jne. alalt. Fr. Richthofeni, A. Pencki ja A.P. Pavlovi üldistavad uurimused süstematiseerisid ettekujutused maapinna ehitusest ja reljeefi arengust, samuti tehti katsetusi reljeefivormide klassifitseerimise alal.

Geomorfoloogia iseseisvumine geoloogia ja (füüsilise) geograafia rüpes võlgneb tänu eelkõige ameerika teadlasele William Morris Davisele, kes töötas 1899. a. välja õpetuse geomorfoloogilistest (erosiooni, liustiku, mere ja tuule) tsüklistest. See õpetus oli kaua aega geomorfoloogia teaduslikuks aluseks ja pole nüüdsekski kaotanud oma teaduslikku väärtust. Saksa õpetlane Walter Penck oma raamatus "Morfoloogiline analüüs" (1924) pööras peatähelepanu nõlvade denudatsiooniprotsesside ja maakoore vertikaalsete liikumiste vahelistele seostele. Eri-nevalt Davisest käsitles Penck reljeefi arengut üheaegselt endo- ja eksogeensete jõudude toimel. Temalt pärinevad ka mõisted **kerkiva** ja **tasanduva reljeefi** areng.

20. sajandi 30-ndaiks aastaiks kogunenud ulatusliku geomorfoloogiaalase faktilise materjali läbitöötlusel põhineb I.S. Stšukini kaheköiteline uurimus "Maismaa morfoloogia". Selles on arendatud originaalne reljeefi süstemaatika ja klassifitseerimisalane kontseptsioon. Viimane leidis edasiarendamist tema kolmeköitelises teoses "Üldine geomorfoloogia" (1960, 1964, 1974).

Geomorfoloogia põhiliste küsimuste selgitamiseks viimastel aastakümnetel on andnud olulise panuse K.K. Markov, L. King, I.P. Gerassimov ja J.A. Meštšerjakov, G.G. Simonov jt.

Lester Kingi töödes pöörati suurt tähelepanu mäestikulise reljeefi tasandumisele nõlvade taandumise läbi, mille tulemusena kujunevad pedimendid. I.P. Gerassimov ja J.A. Meštšerjakov pakkusid välja teesi Maa arengu **geomorfoloogilisest etapist**, mille järgi nüüdisreljeef on põhiliselt määratud mesosoikumiga. Sellest kuni praegusajani on toimunud nüüdisreljeefi kujunemine.

Viimasel ajal pööratakse kogu maailmas suurt tähelepanu reljeefi ja geoloogiliste struktuuride vahelistele seostele ning eksogeensete geomorfoloogiliste protsesside uurimisele (s.o. kliimatilisele ja dünaamilisele geomorfoloogiale). Rea geoloogiliste ülesannete lahendamisel arendatakse Nõukogude Liidus struktuur-geomorfoloogilist uurimissuunda, eelkõige nafta ja gaasi otsingutel. Suurt edu on saavutatud praegusaegsete geomorfoloogiliste, eriti vooluveeliste ja mereliste protsesside uurimisel. Kõige uuemaks haruks tuleks lugeda mere geomorfoloogiat. Üks selle iseseisvatest uurimissuundadest on rannikute geomorfoloogia (V.P. Zenkovitš, V.V. Loginov ja O.K. Leontjev). Edukalt on see teooria aidanud lahendada praktilisi ülesandeid - rajada sadamaid, suuri veehoidlaid, kaitsta rannikuid ja otsida maavarasid. Teine suund hõlmab merede ja ookeanide põhjade uurimisi. Sel alal on suuri edusamme teinud USA teadlased. Veealuse reljeefi uurimine näitab ühtlasi ka seda, et geomorfoloogia objekt on laienenud maismaalt maailmamere uurimisele ja teaduslikud kontseptsioonid saavad toetuda ulatuslikumale uurimismaterjalile.

Viimaste aastakümnete suurimaks geoloogilis-geofüüsikalise-geomorfoloogiliseks uurimissaavutuseks tuleb lugeda fundamentaalse **laamtektoonika** teooria väljatöötamist. See globaalne teooria, toetudes uutele faktidele, mitte ainult ei laiendanud meie ettekujutust Maa arengust, vaid muutis ka olulisel määral seda uurivate teaduste teoreetilisi aluseid.

Suurt osa on selles etendanud ka uurimised kosmosest, mis võimaldasid "haarata Maad ühe pilguga" ja asjaolu, et geoloogia ei ole enam mandrikeskne teadus (Ušakov, Jasamanov).

Maa uurimine ookeanide põhjades ja kosmosest lubavad uuest aspektist mõista planeedi globaalset arengut. Tänu geodünaamilisele analüüsile võivad geofüüsikud, geoloogid ja geograafid mõista nende Maa sügavuses toimuvate protsesside ühtsust ja vastastikust seostatust nende nähtustega, mis muudavad maapinna kuju, ja lõpuks kogu maastikulise sfääri evolutsiooniga.

(Laamtektoonikat käsitletakse ligemalt teises peatükis.)
Nõukogude teadlastest on laamtektoonika arengusse andnud suurema panuse P.N. Kropotkin, A.N. Hramov, B.E. Hain, S.A. Ušakov ja L.D. Lissitsõn.

Välisautorite viimase aja huvipakkumateks teosteks on inglise õpetlase R.J. Rice'i "Geomorfoloogia alused" (v.k. 1980) ja USA teadlaste I.S. Allisoni ja D.F. Palmeri "Geoloogia" (Teadus alaliselt muutuvast Maast, v.k. 1984). Viimane on välja antud rohkem kui 15 maal. Mõlemas raamatus on edukalt ühendatud populaarse ülevaate elemendid ja tõsine teaduslik töö sotsiaalsel teaduslikul tasemel.

Ulatuslikud koordineeritud geomorfoloogilised uuringud terves maailmas toimuvad Rahvusvahelise Kvaternaariajastu Uurimise Liidu - INQUA kaasabil. See 1928. a. asutatud teaduslik liit on seadnud oma ülesandeks "edendada kõikide kvaternaariajastuga seotud probleemide kompleksset uurimist" ning "arendada ja koordineerida rahvusvahelist koostööd selles uurimises rahvusvaheliste kongresside organiseerimisega ja mitmesuguste organisatsioonide abil, mis on loodud üksikprobleemide läbitöötamiseks".

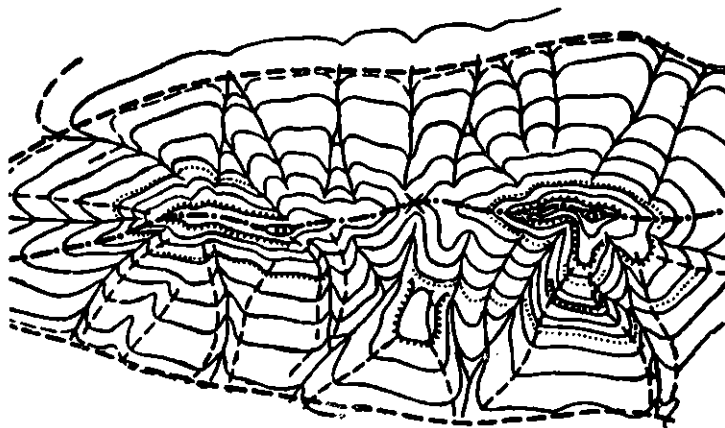
INQUA on kompleksne liit, mis ühendab kõiki distsipline, mis uurivad looduslikku keskkonda ja selle ajaloolist arengut kvaternaariajastul. Kollektiivsete liikmetena kuulus 1982. a., mil Moskvas toimus selle liidu XI kongress, 37 maad. Nõukogude Liidu ja nende hulgas Eesti teadlased eesotsas A. Raukasega (glatsiaalsete setete geneesi ja litoloogia komisjoni viitsepresident) võtavad edukalt osa INQUA tegevusest.

Praegusel ajal tehakse ettevalmistusi Rahvusvahelise Geomorfoloogia Liidu loomiseks. Selle organisatsiooni loomisega hoogustub kindlasti geomorfoloogiline uurimistegevus, mille tulemuste järele on ka praktiline suur vajadus.

1.2. Reljeefist üldiselt

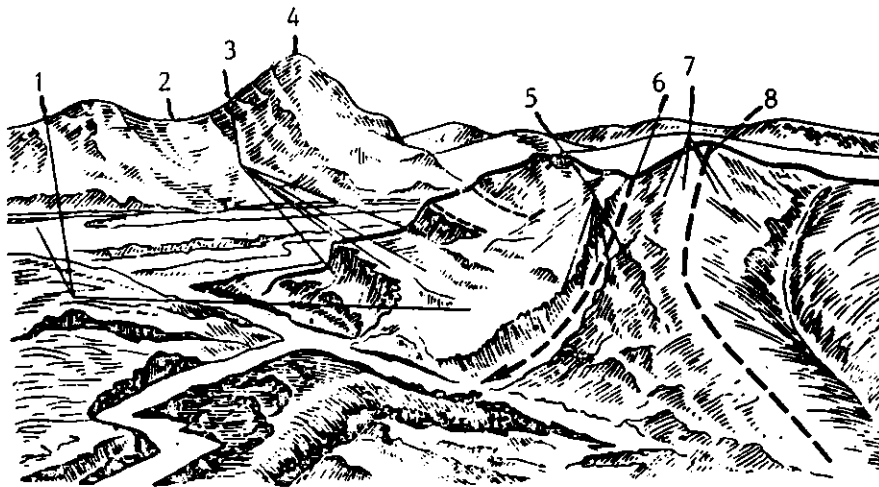
1.2.1. Reljeefivormid ja reljeefielemendid

Maakoore pealispinna kuju - reljeef moodustub mitmesugustest paljukordselt korduvatest ja üksteisega vahelduvatest reljeefivormidest. Viimased omakorda koosnevad (reljeefi)elementidest. Geomeetrilises mõttes võib reljeefielementide seas eristada pindu e. tahkusi ja harju või servi või jooni (talveg'isid), mis tähistavad erinevate pindade lõikumiskohti. Looduses on kergem eristada pindu, mis "ümbritsevad" positiivseid (kõrgendikulisi) ja negatiivseid (nõolisi) pinnavorme (joonis 1.1). Kaldpinnad on erineva kallakusega horisontaalsete pindade (merepinna) suhtes. Kaldenurga suuruse alusel on otstarbekas pindu liigitada subhorisontaalseteks, kaldenurgaga alla 2° ja nõlvadeks, kaldenurgaga üle 2°. Pinnad võivad

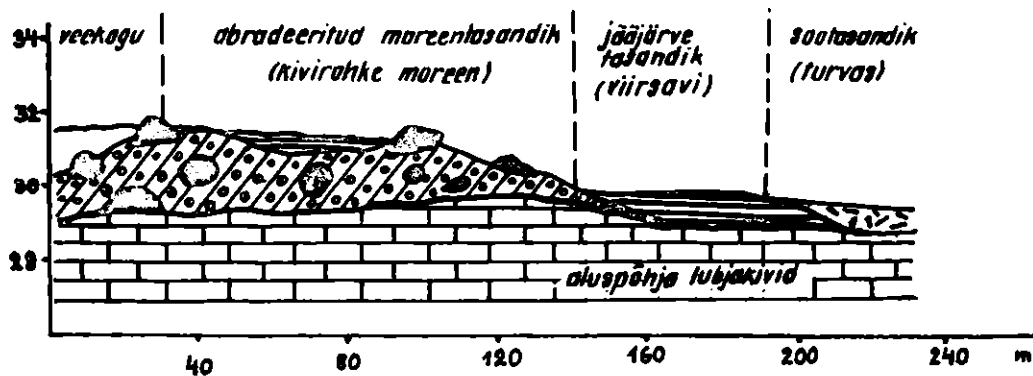


1 - veelahe; 2 - talveg (oru sügavaim osa); 3 - astangu perv; 4 - (järsem) paindevöönd nõlval; 5 - jalam; 6 - erineva ekspositsiooniga nõlvade piirjooned; 7 - tipud; 8 - kuru

Joonis 1.1. Reljeefielemente denudeeritud mäeahelikul (J.K. Jefremovi järgi)



Joonis 1.2. Mäestikuala reljeefivorme (A.V. Geldõmini järgi)
1 - org; 2 - kuru; 3 - terrass; 4 - tipp; 5 - nõgu; 6 - talveg; 7 - aheliku hari; 8 - veelahe



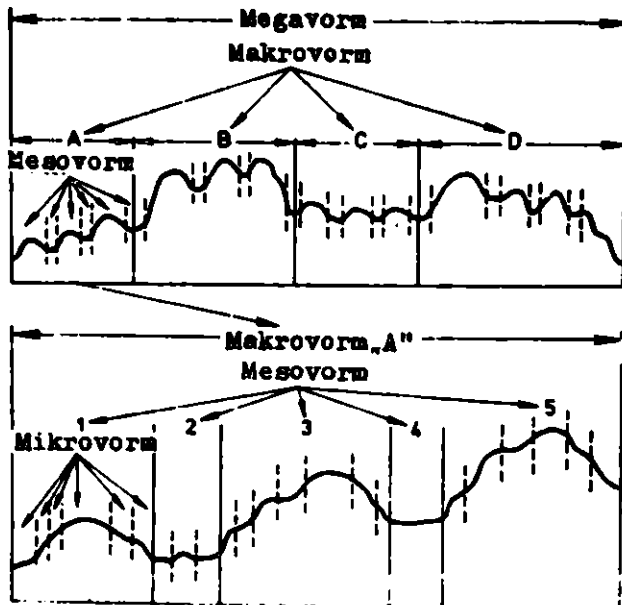
Joonis 1.3. Geomorfoloogiline profiil läbi mesoreljeefi vormide (põhimõtteline skeem)

olla tasased (deltas), nõgusad (karstilehtris, orus) või kumerad (luitel). Pinnavormid võivad olla lihtsad (rannavall) või keerulised (pealismõhn), positiivsed (küngas) või negatiivsed (nõgu), suletud (sõll) või avatud (jäärak). Keerulised vormid on kujunenud enamasti mitme lihtsa vormi liitumisel külgedelt või erineva koostisega kivimaterjali kuhjamisel üksteise peale mitme välisjõu poolt järgemisi. Mägedes on endogeensetele protsessidele järgnenud eksogeensed (joonis 1.2).

Vastavalt eksogeensete geoloogiliste jõudude tegevusele võib eristada **akumulatiivseid e. kuhjelisi** (kujunenud materjali kuhjumise teel) **pinnavorme** nagu rannavall, luide, moreentasandik, sandurtasandik jt. ning **denudatsioonilisi e. kulutuslikke pinnavorme** (kujunenud kivimaterjali ärakande teel) nagu jäärak, kulutustasandik jt. Eelmärgitud kahe suure pinnavormide rühma piires võib omakorda eristada vorme neid peamiselt kujundanud geoloogiliste tegurite järgi: liustikutekkelised, meretekkelised, põhjaveetekkelised, tuuletekkelised jne.

Pinnavormid võivad olla suuruselt väga erinevad, mistõttu on otstarbekas neid ühendada teatud suurusgruppidesse: planeetaarsed, mega-, makro-, meso-, mikro- ja nanovormid, mis moodustavad vastava reljeefi (joonised 1.3 ja 1.4).

Ükskõik millistes suurusgruppidesse kuuluvatest pinnavormidest koosnevast reljeefist annab hea ettekujutuse geomorfoloogiline profiil. Sellelt nähtub erinevat geneetilist tüüpi vormide väliskuju, vastastikune paiknemine ja nende geoloogiline ehitus (näiteks mesoreljeefist joonis 1.3).



Joonis 1.4. Reljeefivormide suhted

Planeetaarsed pinnavormid on mandrid, ookeaninõod, nüüdisaegsed orogeensed vööndid, sealhulgas ookeanikesksed mäestikud.

Mandrid e. kontinendid on Maa suurimad positiivsed pinnavormid. Suurem osa igast mandrist on maismaa, kuid servaala võib moodustada osa maailmamere põhjast (mandrilava ja mandrinõva). Sellel on mandrilist tüüpi maakoor.

Ookeaninõod moodustavad maailmamere põhjast põhilise osa, olles kaetud enam kui 3000 m paksuse veekihiga. Neil on ookeanilist tüüpi maakoor.

Nüüdisaegsed orogeensed vööndid asuvad enamasti mandri ja ookeani piiril, kuid mitte kõikjal. Nii on suuremal osal Atlandi ja India ookeanil ning Põhja-Jäämerel mandrite piiril ookeaninõod.

Ookeanikesksed mäestikud e. ookeani keskmäestikud kujutavad endast pindalalt ja pikkuselt kõige suuremat mäestiküsteemi, mis läbib kõiki ookeane ja erineb oluliselt ookeaninõgudest maakoore ehituse poolest. See globaalne mäestiküsteem kulgeb ookeanides 64 000 km pikkusena (joonis 2.11).

Megavormid hõlmavad kümneid või sadu tuhandeid km². Megavormiks on näiteks Alpid ja Andid kui mäestiküsteemid või Mehhiko lahe nõgu või Dekkani kiltmaa, Amasoonia madalik jt.

Makrovormid hõlmavad sadade või tuhandete km² suurusi alasid, näiteks: Kodori ahelik Suur-Kaukasuses, Kõrg-Tatra massiiv või Transilvaania platoo Karpaatides või Otepää kõrgustik või Doonau delta jt. (joonis 1.5).

Mesovormide pindalad on enamasti mõõdetavad mõne, harvem mõnekümne km²-ga. Mesovormideks on luited, voored, orud jt. pinnavormid. Tasandike aladel, nagu Eesti NSV-s on mesovormide hulka loetud pinnavorme, mille suhteline kõrgus on üle 2 m. Suurema suhtelise kõrgusega looduslikuks kõrgendikuks on Eestis 84 meetri kõrgune Vällamägi Haanja kõrgustikul.

Mikrovormid moodustavad eelkäsitletud suurusjärguga vormidel väikesi kõrgendikke või nõgusid või tasandikel valle ning astanguid. Nii näiteks loetakse mikrovormide hulka madalad rannavallid, jõgede kaldavallid, karstinõod.

Nanovormid on maapinna väikseimad ebatasasused (mättad, leetseljakud, tuulekraavid, uurisvaod jt.) (joonis 1.6).

Niisugune reljeefivormide jaotamine suuruse järgi on suures määral tinglik, kuna looduses pole selgeid piire ühe või teise suurusega vormide vahel. Vaatamata tinglikkusele pinnavormide eristamisel, on teatud suurusega vormid tekitatud erinevate looduslike jõudude toimimisega. Nii on mega- ja makrovormid kujunenud Maa sisejõudude tegevusel (maakerkel, vajumisel, kurrutusel) (joonis 1.5), meso-, mikro- ja nanovormid enamasti aga välisjõudude (jää, voolava vee, tuule, loomade, inimese) toimel.

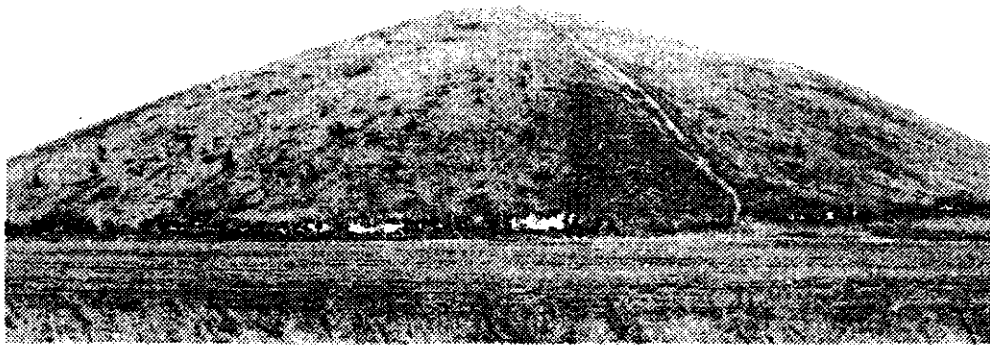
I.P. Gerassimov ja J.A. Meštšerjakov oma pinnavormide geneetilises klassifikatsioonis on planetaarseid ja megavorme eristanud kui **geotektuurseid**, makrovorme kui **morfostruktuurseid** ja mesovorme kui **morfoskulptuurseid** pinnavorme.



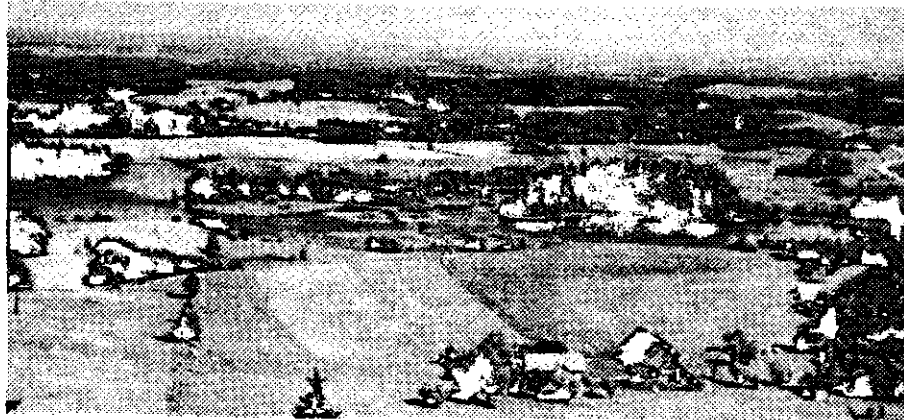
Joonis 1.5. Maa sisejõudude toimel kujunenud ja erineva kulutatusega madal-, keskmis- ja kõrgmäestiku näited



mesovormid



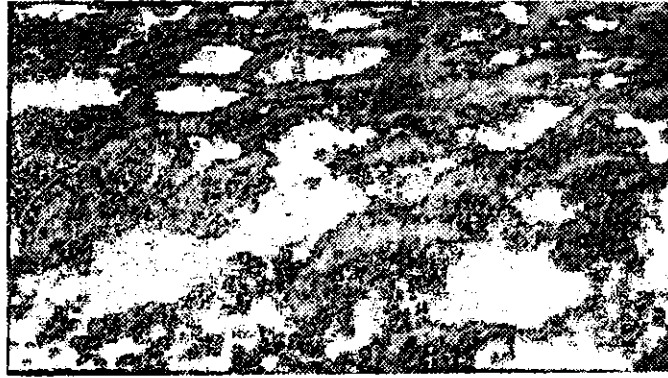
mesovormid



mikrovormid



nanovormid



Mättad

Rannavallid Lääne-Eesti rannikul

Moreenkattega mõhnastik Haanja kõrgustikus

Aheraine terrikoonik Kirde-Eesti lavamaal

Joonis 1.6. Erinevaise suurusgruppidesse kuuluvaid pinnavorme

1.2.2. Reljeefi morfograafia ja morfomeetria

Reljeefivormide iseloomustamine ainult territoriaalse ulatuse või üldkuju alusel on ebatäielik, ei anna ettekujutust nende pinna kujust ja seal toimuda võivatest protsessidest. Oluliselt täiendab ettekujutust pinnavormist selle kõrgus, nii absoluutne kui ka suhteline. Kõige üldisema iseloomustuse maapinna kõrgustest ja sügavustest annab hüpsomeetriline kõver, mis on esitatud paljudes õpikutes. Sellel kõveral eristub selgesti kaks põhilist maapinna hüpsomeetrilist taset: mandrita-se ja ookeanipõhjatase. Maapinna keskmine kõrgus on -2450 m, sellest järeldub, et Maale tervikuna on iseloomulikud negatiivsed (s.o. allpool merepinda) hüpsomeetrilised näitajad. Keskmiste näitajate kõrval on sama tähtsad reljeefi äärmuslikud kõrgused ja sügavused. Neist annab üldise ettekujutuse tabel 1.

Tabel 1.1

Üldandmeid mandrite ja ookeanide keskmistest ning äärmistest hüpsomeetrilistest suurustest

Manner või ookean	Keskmine kõrgus või sügavus (m)	Suurim kõrgus või sügavus (m)
Euraasia	840	8848 Everesti mägi
Aafrika	750	5895 Kilimandžaaaro mägi
Põhja-Ameerika	720	6195 McKinley mägi
Lõuna-Ameerika	600	6960 Aconcagua mägi
Austraalia	320	2230 Mount Kosciusko
Antarktis	2040	5140 Vinsoni mägi
Vaikne ookean	4028	11022 Mariaani süvik
Atlandi ookean	3597	8742 Puerto Rico süvik
India ookean	3960	7450 Jaava süvik
Põhja-Jäämeri	1205	5449 Lütke süvik

Hüpsomeetriline e. kõrgussuhteline iseloomustus - see on reljeefi üks tähtsamaid iseloomustajaid. Maismaa pinna kõrgenemise alusel merepinnast eristatakse **madalmikulist** (0 - 200 m) ja **kõrgenenud** reljeefi. Viimases eristatakse omakorda kõrguse ja liigestatuse alusel: keskmistasandikud (200 - 500 m), kiltmaad (üle 500 m), kõrgustikud ja mägine reljeef. Mägist reljeefi jaotatakse enamasti kolmeks (joonis 1,5):

madalmäestikuline - kuni 1000 m; (Soti mägismaa, Maanselkä Soomes);

keskmismäestikuline - 1000 - 3000 m; (enamus Karpaatidest);

kõrgmäestikuline - üle 3000 m; (Alpid, Kaukasus).

Batümeetrias (hüdromeetria harus, mis tegeleb veekogude mõõtmisega) eristatakse:

neriitiline merepõhjävöönd - 0 - 200 m (mandrilava alal);

batüaal - 200 - 3000 m (mandrinõlva alal);

abüssaal - 3000 - 6000 m (hõlmab ca 77 % akvatooriumist);

ultraabüssaal - üle 6000 m, geomorfoloogilises mõttes süviku põhi.

Planetaarsete ja mega- ning makrovormide kirjeldamine toimub uurimismaterjalide üldistamise teel, toetutakse kaartidele, geofüüsikalistele ja geoloogilistele andmetele. Geomorfoloogilistel välitöödel tegeldakse meso- ja mikrovormide tasemel (joonis 1.4). Mõõdistatakse ja kirjeldatakse nende kuju, kõrguserinevusi, reljeefielementide (nõlvade, lagede jt) isearasusi, siseehitust jne. Kameraaltöödel võidakse vajadusel teha väliuurimismaterjalide, topograafiliste kaartide, aerofotode ja kosmosefotode abil mitmesuguseid morfomeetrilisi kaarte, näiteks: horisontaalse liigestatuse tiheduse kaart; liigestussügavuse kaart; maapinna kallakuste kaart jt. Reljeefivorme võib kaartidel, skeemidel kujutada mitut moodi. Ülevaetlikumaks on nende kujutamine horisontaalidega (joonis 1.7). Kasutatakse ka mitmeid teisi kujutusviise (joonis 1.8).

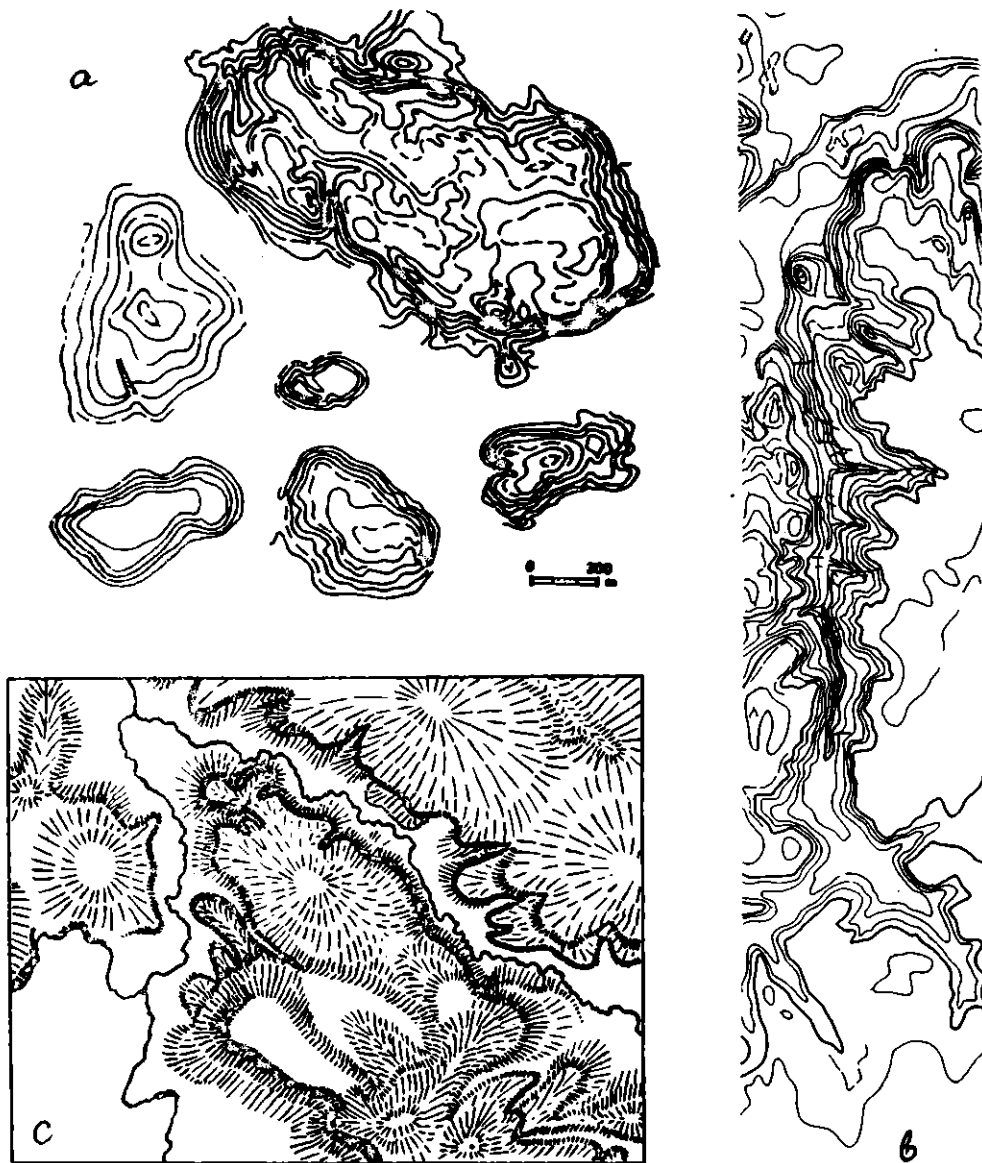
Reljeefi tüüp - selle all mõeldakse reljeefivormide koostlust, milles üksteise naabruses asuvad vormid on kujunenud üks teisest sõltuvalt kas endo- või eksogeensete protsesside toimel, s.t. neil on ühine päritolu ja sarnane kuju ning nad korduvad teatud territooriumil - näiteks Eesti alal moreenküngastik, luitestik, mõhnastik, voorestik, sandurtasandik jt.

Oigem oleks antud juhul rääkida "morfogeneetilisest reljeefitüübist".

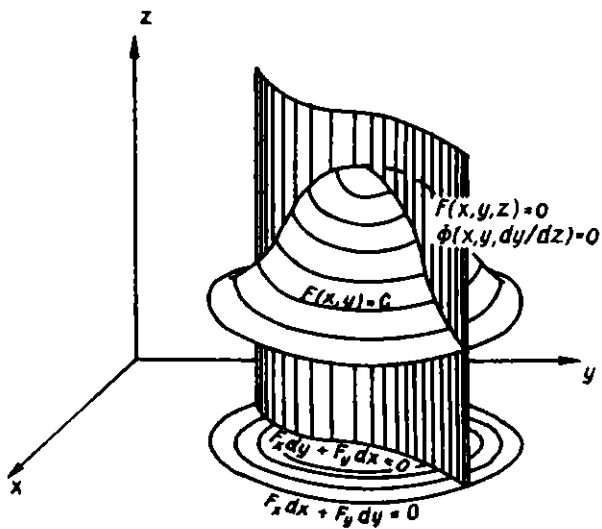
Reljeefi morfoloogilisel ja morfomeetrilisel iseloomustamisel on ka suur praktiline tähtsus, sest ilma nendeta on mõeldamatu projekteerida otstarbekalt mitmesuguseid rajatisi - teid, torujuhtmeid, teha melioratsioonitöid jne. Seoses teaduslik-rakendusliku tähtsusega on morfograafilised ja morfomeetrilised näitajad üldise geomorfoloogilise kaardi legendi olulis- teks koostisosadeks.

Peale morfomeetriliste ja morfograafiliste näitajate on vaja tundma õppida **reljeefi geneesi, s.o. kujunemiskäiku**, millest sõltub vormide siseehitus, sealhulgas ainealine koostis. Loo- duses esineb ligilähedase ilmega reljeefivorme ja reljeefitüü- pe, millel aga erinev kujunemiskäik ja muidugi siseehitus. Sa- mas võib olla genesilt ligidasi vorme, millel erinev välisil- me(kuju), nagu näiteks jääarakul ja sama jääraaku uhtekoonusel. Eelkäsitletud uuringute ja geomorfoloogilise kaardistamisega tutvutakse lähemalt praktiliste tööde käigus, olulisemalt õp- pepraktikal (mis toimuvad vastavate tööjuhendite alusel).

Eesti väikeseulatuslikul territooriumil on geomorfoloogilistel uurimistel peamisteks objektideks meso- ja ka makro- vormid. Nende klassifitseerimisel on lähtutud mitmest seis-



Joonis 1.7. Reljeefivormide kujutamine: a ja b - horisontaalidega; c - strihhidega



Joonis 1.8. Reljeefivormide kuju edasiandmine matemaatiliste meetoditega

kohast. Tabelis 1.2. on toodud K. Kildema 1957. a. koostatud mesovormide morfoloogiline klassifikatsioon, mis on rakenduslikel uurimistel leidnud laialdast kasutamist. Hiljem on asjaliku klassifikatsiooni koostanud R. Leet, kuid see pole praktiliselt kasutatav leitud.








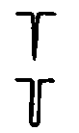





Autori poolt on koostatud ja avaldatud Eesti mesovormide klassifikatsioon maastikulise kaardistamise tarvis. Eesti NSV Geoloogia Valitsus kasutab suuremõtkavalisel geoloogilisel kaardistamisel oma, eelmärgitustest mõneti erinevat pinnavormide liigitust.

A. Raukase, A.-M. Rõugu ja H. Viidingu poolt on koostatud huvitav lito-morfogeneetilise klassifikatsiooni makett, mille aluseks on võetud range geneetiline kontseptsioon ja erinevate pinnamoodi kujundavate faktorite kaasaegse uurimise tulemused. See makett on käesolevas töös toodud 1.3. tabelina. (Eelmärgitud kolm viimast klassifikatsiooni on avaldatud Eesti Geograafia Seltsi 1980. a. aastaraamatus 1984.)

Arvestades paljusid asjaolusid, võiks kokkuvõtlikult H. Viidingu arvamust aluseks võttes **pinnavormideks lugeda maakoore pindmise osa piirkondi, mis erinevad ümbritsevast alast hüpsomeetriliselt, morfoloogiliselt, koostiselt, struktuurilt ja genesilt.**

Tabel 1.2. Eesti pinnavormide morfoloogiline liigitus (K. Kildema 1957)

Pinnavormide nimetused	Põhijoonis	Ristprofiil	Märkusi
KÕRGENDIKUD			
K ü n k a d			Kõrgendik — igasugune positiivne pinnavorm. Künkad — ümara põhijoonisega kõrgendikud. Pikkus : laius = 1—2.
1. Kūhm			Lame kungas, nõlva kaldenurk alla 10°.
2. Kuppel			Järsum kungas, nõlva kaldenurk üle 10°.
3. Kuhik			Koonuse või püramiidja kujuga kungas.
4. Tomp			Võib eraldada veel: lamekuhik, kaldenurk < 10° teravkuhik, " > 10° Lavajas kungas
V a a r a d			
V a a r a d			Vaarad — ovaalse põhijoonisega kõrgendikud. Pikkus : laius = 2—10
1. Kūnnis			Lame, nõlva kaldenurk all 10°
2. Seljak			Nõlva kaldenurk üle 10°
3. Hariseljak			
4. Lavaseljak			
V a l l i d			
V a l l i d			Vallid — pikad ja kitsad kõrgendikud, millede pikkus ületab laius enam kui 10 korda.
1. Lamevall			
2. Kumervall			
3. Harivall			
4. Lavavall			

Pinnavormide nimetused	Põhijoonis	Ristprofiil	Märkusid
<p>NOOD</p> <p>Lohud</p> <p>1. Taldrik (lohk) (llud)</p> <p>2. Kauss (lohk). katel (lohk)</p> <p>3. Lehter (lohk)</p> <p>4. Kaev (lohk)</p>			<p>Nõgu — igasugune negatiivne pinnavorm</p> <p>Lohk — ümara põhijoonega nõgu. Pikkus : laius = 1—2</p> <p>Nõlvus alla 10°</p> <p>Nõlvus üle 10°</p> <p>Katel — sügavus > 1/6 laiust</p>
<p>Vannid</p> <p>1. Pall</p> <p>2. Kõna</p> <p>3. Mold</p> <p>4. Hääl</p>			<p>Vannid — pikliku, ovaalse põhijoonega nõud. Pikkus : laius = 2—10</p> <p>Hääl — sügavus > 1/6 laiust</p>
<p>Orvandid*</p> <p>1. Lohkorvand</p> <p>2. Vannorvand</p>			<p>Amfiteatrikujulised avatud lohud ja vannid.</p>
<p>Lõhed</p> <p>1. Lõhe</p> <p>2. Lõhang</p>			<p>Lõhed — suhteliselt väga kitsad ja sügavad piklikud pinnavormid.</p>
<p>Orud</p> <p>1. Sälkorg, vagu</p> <p>2. Moldorg, sängorg</p> <p>3. Lemmorg</p> <p>4. Orund</p>			<p>Orud — pikad ja kitsad avatud nõguvormid</p> <p>Vagu — pisi- või väikevorm</p> <p>Sängorg — pisi- või väikevorm</p> <p>Orulaadne vorm</p>
<p>Tasand</p>			<p>Väiksem tasane pind</p>
<p>Koopad</p>			<p>Mitmesugused õõnvormid</p>

1.3. Reljeefi genees

Praegusaegse geomorfoloogia lähtealuseks on ettekujutus sellest, et reljeef kujuneb endogeensete ja eksogeensete protsesside koostegevuse tulemusel. Seda üldist teesi tuleb täpsustada, muuta üksikasjalikumaks konkreetsete reljeefivormide ja nende komplekside uurimisega. Planetaarsed, mega- ja makrovormid on endogeense päritoluga, nende iseärasused tulenevad eelkõige maakoore iseärasustest ja muutusi põhjustavatest protsessidest. Eksogeensed protsessid kas lihtsustavad (tasandades) või muudavad liigestatumaks endogeensete jõudude tekitatud vorme.

Maa reljeefi kujunemisele avaldavad endogeensed tegurid mõju maakoore osade mehaanilise liikumise (kerkimine, vajumine), magmatismi (vulkanismi, sealhulgas laavavoolude), metamorfismi ja kivimite tektooniliste deformatsioonide (kurrutuste, murrangute) kaudu. Need nähtused väljenduvad komplekselt Maa pinnal ebatasasuste tekkimisena, mis on tingitud litosfääri sisemise arenguga. Struktuursed vormid, mis väljenduvad reljeefis, kujutavad endast aga polügeenseid moodustisi, kuna nad on teatud määral moonutatud eksogeensete protsesside (erosiooni, abrasiooni jt.) läbi.

Endogeensete protsesside energiaallikaid võib ühendada kahte rühma: maasisesteks ja kosmilisteks.

Sisemised energiaallikad:

- a) Maa massi potentsiaalne energia ja gravitatsiooniväli;
- b) Maa liikumise energia (pöörlemine ümber oma telje);
- c) energia, mis eraldub Maa planetaarse mateeria arenguprotsessis.

Võimalik, et üheks peamiseks energiaallikaks on planetaarse ainese diferentsiatsiooni ja maakoore ning sisemiste kestade kujunemisprotsessid. Need muutused võivad toimuda energia arvel, mis vabaneb tuumareaktsioonidel ja termilistel keemilistel reaktsioonidel Maa sisemistes kestades, samuti teistel protsessidel. Maa siseenergia muutumine soojusenergiaks ja kestade ainese mehaanilised liikumised kujutavad endast ühte tähtsamat allikat Maa pinna ebatasasuste kujunemisel.

Kosmilised energiaallikad:

- a) Päikese elektromagnet- ja korpuskulaarkiirgus (Päikese ja ta krooni areng mõjutab tugevasti Maa väliseid ja võib-olla ka sisemisi kesti);
- b) meteoriitide energia;
- c) Kuu, Päikese ja vähesel määral Päikesesüsteemi planeetide gravitatsiooniline mõju.

Nüüdisaegses Maa reljeefis valitsevad negatiivsed vormid (ookeaninõod). Võimalik, et see nähtus kõrvuti teiste põhjustega on seotud Maa gravitatsioonivälja suure mõjuga litosfääri osade mehaanilisele ümberpaigutusele.

Eksogeensed tegurid mandritel ja osaliselt ka ookeaninõgu-

des võib ühendada kolme suurde rühma: murenemine, ärakanne e. denudatsioon e. kulutus ja kuhjamine e. akumulatsioon e. pealekanne. Denudatsiooni ja akumulatsiooni geoloogiline toime on suunatud maapinna ebatasasuste kaotamisele (toimub kõrgematelt aladelt kivismaterjali ärakandmisega nõgudesse). Niisiis eksogeensete tegurite all mõistetakse seda osa keerukatest reljeefikujundavatest protsessidest, mis on tingitud murenemisest, denudatsioonist ja akumulatsioonist. Need protsessid on geneetiliselt seotud endogeensete teguritega, nende tekitatud positiivsete reljeefivormidega, Maa pinnalähedase gravitatsiooniväljaga, kliimaga, aga samuti Kuu ja Päikese mõjuga. Iga tegur erineb teisest oma reljeefikujundava mõju, päritolu, energiaallika ja leviku poolt.

Murenemine kujutab endast kivimeid purustavate protsesside kogumit, mis valmistab ette enamasti terrigeenset materjali ümberpaigutuseks. Nende protsesside allikaks on Päikese kiirgusenergia, samuti atmosfääri ja hüdrofääri füüsikalise keemiline mõju (näiteks vaba hapniku mõju). Kliima määrab ühe või teise murenemisprotsessi arengu ja mõjub kulgemise kiirusele.

Denudatsiooni ja akumulatsiooni geneetilised tüübid sõltuvad loodusgeograafilisest situatsioonist, kuid nende protsesside tekkimine, kulgemise kiirus ja toimumise kestus vastavad täielikult energiaallikatele. Vaadates looduses toimuvaid denudatsiooniprotsesse, näeme et need toimuvad paljude jõudude - kehade liikumisest tulenevate protsesside läbi, näiteks lumelaviini, jääliustiku (eksaratsioon), voolava vee (erosioon), lainetuse (abrasioon), tuule (korratsioon, deflatsioon) jt. läbi (joonis 1.9).

Kulutuspotsesside tagajärjeks on kulutustasandike, astangute, orgude, koobaste jt. pinnavormide kujunemine. Akumulatsioonil toimub eeltoodud pinnavormide tekkel "vabanenud" kivismaterjali kuhjamine madalamate pinnavormide peale, kusjuures mattub varasem reljeef ja selle vorme moodustav aines (näiteks Eestis aluspõhja kivimid moreeniga või meresetetega; joonis 1.10). Pealesetatud aines moodustab pinnakattena uue muldade lähtekivimi, muudab pinnase soojus-niiskusrežiimi ning mõjutab keemiliste elementide ringet. Tekib uus situatsioon elusa looduse arenguks.

Ulatuslikumad kulutustasandikud on kujunenud Saharas, mitmel pool Austraalias, Kanadas. Kuhjetasandikud on tekkinud endistest suurjärvedest, meredest ja jõeorgudest - näiteks Amasoonia, või suurte jõgede (Ganges, Huanghe, Reini jt.) del-tadena.

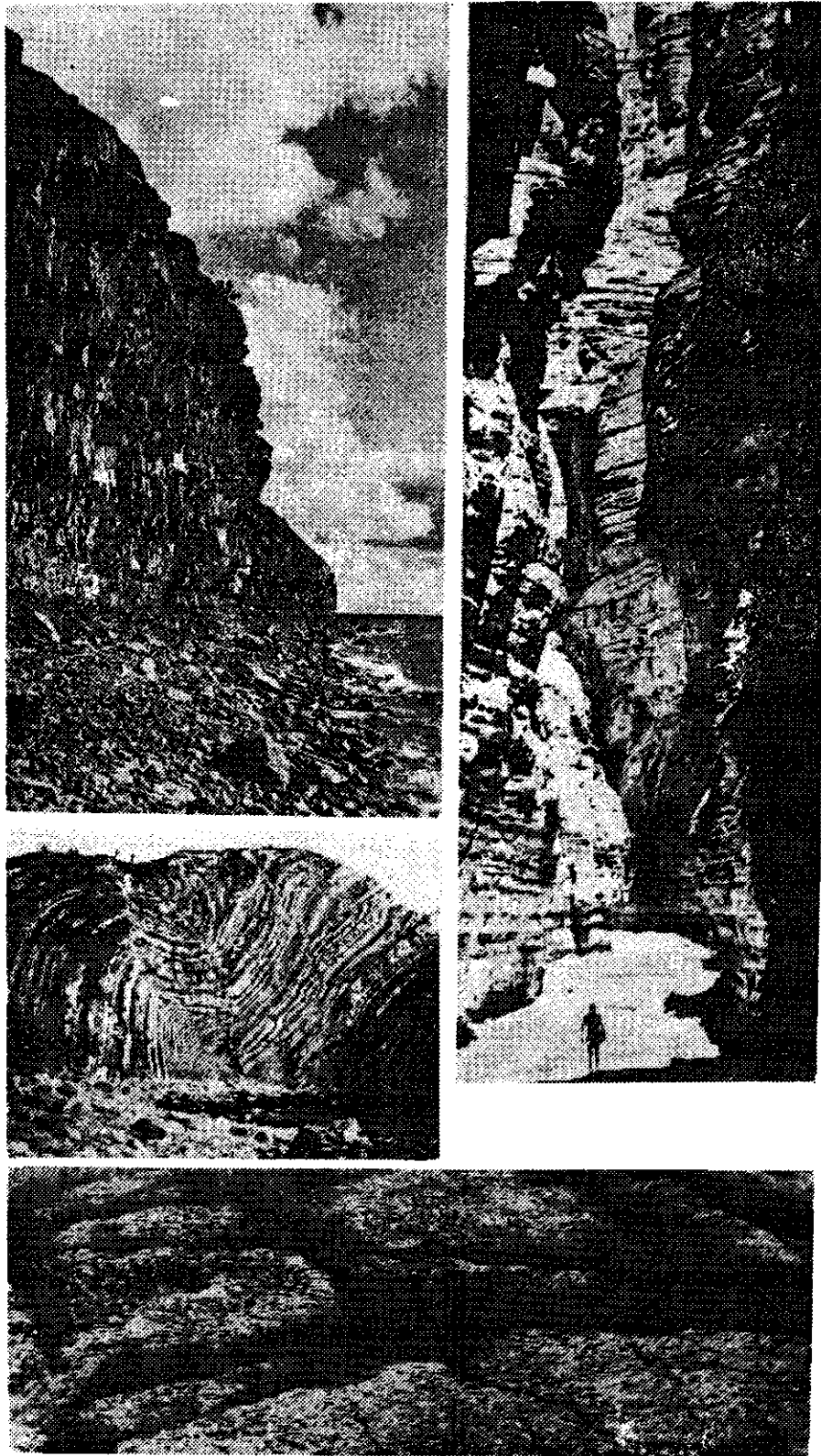
Endogeensed tegurid tekitavad kerke- või vajumisalasisid, muutes maapinna erinevate osade absoluutset ja suhtelist kõrgust. Kerkealad kindlustavad nivelleerivate protsesside jaoks potentsiaalse energia, sest mida kõrgemale ümbrusest mingi ala on kerkinud, seda suurem on potentsiaalne energia denudatsiooniprotsesside toimumiseks. See potentsiaalne energia muutub kivismaterjalide ümberpaigutamise energiaks raskusjõu läbi.

Reljeefi ebatasasused ise ei kindlusta veel aktiivset ärakannet ja akumulatsiooni. Selleks peab olema soodus looduslik olukord, peab olema jõud - voolav vesi, liustik või lainetus, mis teostab ärakannet. Näiteks aariidsete alade mäestikes Tsentraal-Aasias (Kunlun, Altõntag), kus sademeid on väga vähe, kaotab murendmaterjal suures tuseduses mäenõlva, olles allunud vaid otseselt raskusjõule.

Tasandavad eksogeensed protsessid arenevad olemasolevatest kõrgussuhetest sõltuvalt ükskõik millistes kliimaatilistes tingimustes. See sõltuvus väljendub selgesti fluviaalsete (voolava vee) protsesside iseloomus. Vooluvetega seotud protsessid on aga põhilisemateks eksogeenseteks protsessideks maailmas. Fluviaalsete protsesside aktiivsus ja mõju iseloom sõltuvad peamiselt voolunõva kallakusest, mitte niivõrd voolu veerohkusest. Seepärast veerikkad jõed nagu Amazonas ja Ob, läbides vajunud alasid põhiliselt akumulatsioonivad. Vastupidi - isegi ajutiselt kuivavad väikesed jõed kuivades mägismaades tükelduvad kerkivad ahelikud rohkem kui 1000 m sügavuste kuristikorgudega. Seega ei tohi vastandada kliimaatiliste ja endogeensete tegurite tähtsust eksogeensete protsesside hindamisel.

Eksogeensete protsesside levik ja üldine arengusuund määratakse Maa reljeefiga - kerke- ja vajumisalade jaotusega, aga genees kliimaatiliste tingimustega.

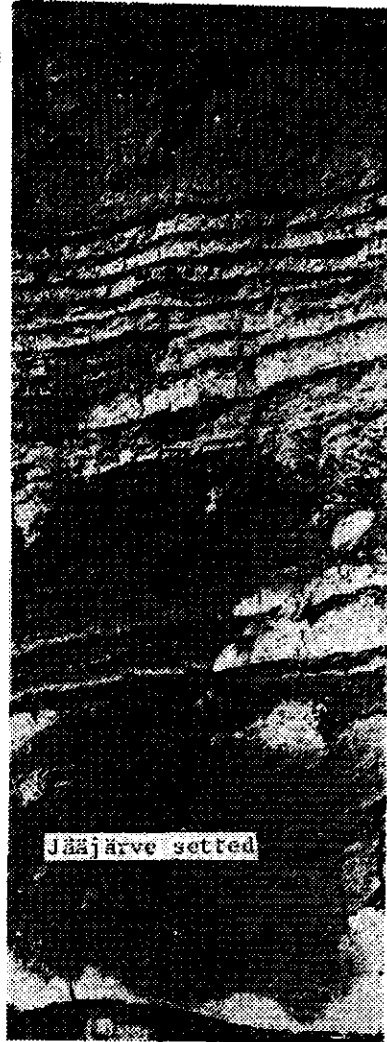
Nii endo- kui eksogeensete protsesside hindamisel on vaja alati arvestada ka nende protsesside kestust - aega. Kui mingi ala kerkib 2 mm/a (näiteks Loode-Eesti), siis miljoni aastaga võiks ta kerkida 2 km võrra! Põhja-Eestist kulu-tati näiteks kvaternaarsestel jääaegadel ära 60 - 70 m (kohati üle 100 m) paksune settekivimite lasund. Tiibeti ääremäestikes on kujunenud umbes 2 miljoni aasta jooksul rohkem kui 4 km sügavusi kuristikorge.



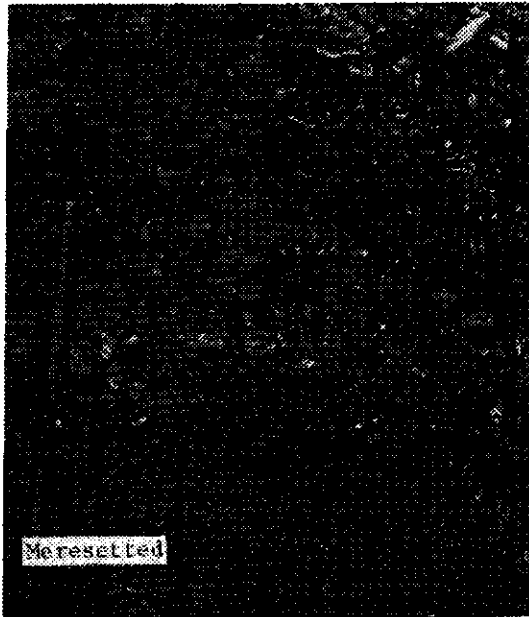
Joonis 1.9. Denudatsiooni (abrasiooni, erosiooni, karstumise) läbi välisilme saanud pinnavorme



Jõesed

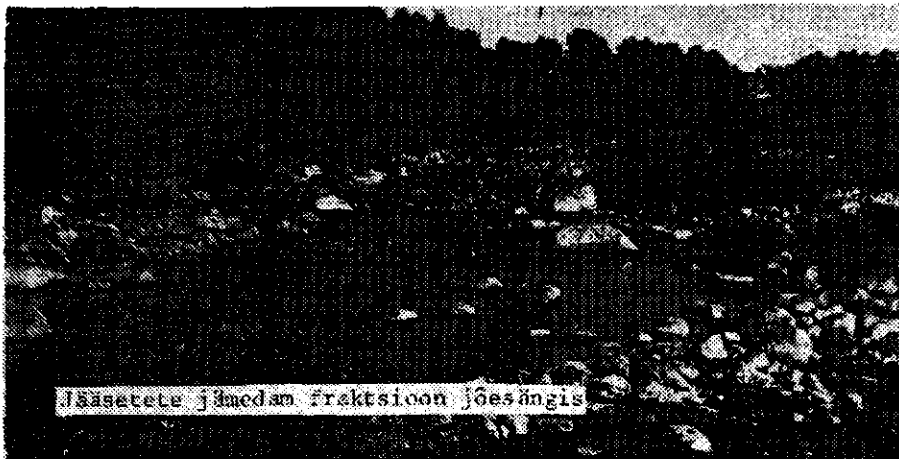


Jääjärve sed



Meresed

Joonis 1.10. Denudatsiooni-
protsessidel "vabanenud" ki-
vimiosad moodustavad teisel
teatud tüüpi setteid ja piri-
navorme



Jäsete jämeda fraktsioon

1.4. Reljeefikujundavad tegurid

Reljeef kujuneb endo- ja eksogeensete protsesside koosteguvuse tulemusena. Kaudselt mõjutavad reljeefi kujunemist maakoore kivimite koostis, geoloogilised struktuurid e. kivimkehad, kliima ja teatud määral ka reljeef ise.

1.4.1. Kivimite koostise mõju reljeefi kujunemisele

Maakoore kivimid on erineva tekke, keemilise ja mineraaloloogilise koostisega. Erinevused väljenduvad kivimite omadustes ja selle tagajärjena nende vastupidavuses välisjõudude tegevusele. Murenemisele on näiteks küllalt vastupidavad setendid, kuid nad on enamasti pehmed, järeleandlikud voolava vee ja tuule toimele, eriti löss, liivakivid, argilliidid, merglid jt. Samal ajal on tardkivimid ja moondekivimid suhteliselt vastupidavad vee uuristavale tegevusele, kuid murenevad võrdlemisi kergesti. Seda seletatakse sellega, et need kivimid on kujunenud Maa sisemuses teatud termodünaamilises olukorras. Sattudes maapinnale, kus on hoopis teised tingimused, osutuvad nad vähevastupidavaiks ja hakkavad erinevate protsesside (hapendumise, hüdroolüüsi jt.) mõjul purunema. Selle nähtuse intensiivsus oleneb kivimite füüsikalise-keemilistest omadustest ja konkreetsetest loodusoludest, eelkõige kliimast.

Rabenemisele on vastupidavamad monomineraalsed, peeneteralised, heledavärvilise ja massiivse tekstuuriga kivimid nagu kvartsiit.

Vastupidiste omadustega graniit on samades loodusoludes vähem vastupidav. Olulist osa etendavad rabenemises kivimite soojusmahtuvus ja soojusjuhtivus. Mida väiksem on soojusjuhtivus, seda suuremad sisemised pinged tekivad kivimite soojenemisel ja jahtumisel ja nii toimub selle tükeldamine kiiremini. Märkimisväärne osa on kivimi vee läbilaskvusel. Kergesti vett läbilaskvate setete alal arenevad erosioonilised pinnavormid nõrgalt ja vastupidi - väheläbilaskvate kivimite alal on üldiselt soodsad eeldused erosiooniks. Vettpidavate kivimite lõikumine orgude veerudel soodustab maalihete toimumist. Veeläbilaskvus võib olla tingitud kivimite kobedusest (liiv, veeristik), poorsusest (tuff) või lõhelisusest (lubjakivi, dolomiit). Viimane asjaolu soodustab erosiooniprotsesside kulgu ja määrab hüdrograafilise võrgu kuju (näiteks ka Põhja-Eestis).

Ulatuslikel aladel on määratud reljeefivormistik kivimite lahustumisega: nii on lubjakivide, kipsi, dolomiitide jt. alal karstireljeef.

Kokkuvõttes viib kivimite füüsikaliste ja keemiliste omaduste kogum sellele, et kõvemate kivimite esinemisalal kujunevad positiivsed pinnavormid ja vastupidi. Tuleb veel lisada, et kivimi suhteline vastupidavus ei sõltu ainult tema omadus-

test, mis tulenevad ta koostisest, vaid see määratakse ka keskkonna tingimustega (vt. kliima ja reljeef).

1.4.2. Geoloogiliste struktuuride mõju reljeefi kujunemisele

Kivimid asuvad maakoos mitmesugustes lasumustingimustes ja üksteisega erinevates suhetes, määrates vastavalt ühe või teise maakoore osa geoloogilise struktuuri e. kivimkehade olemuse. Tänu selektiivsele, s.o. valivale kulutusele, mis tuleneb kivimite omadustest (vähemvastupidavad kuluvad kiiremini), toimub eksogeensete protsesside toimel kõvematest kivimitest vormide prepareerimine. Selle tulemusena kujunevad pinnavormid, mille kuju on suures osas määratud kivimkehadega, mistõttu neid nimetatakse **struktuurseteks pinnavormideks**. Nii väljendub kivimite erinev vastupidavus välisjõudude tegevusele reljeefis geoloogiliste struktuuride kaudu.

Erinevad struktuurid tingivad erinevate struktuurilisedenudatsiooniliste (astangute, tasandike jt.) reljeefitüüpide tekke. Konkreetse reljeefivormi kuju ja suurus sõltub veel ka seda vormi kujundavate protsesside iseärasustest ja intensiivsusest, teatud kivimikihtide paksusest ja kompaktsusest või erineva vastupidavusega kihtide vaheldumisest.

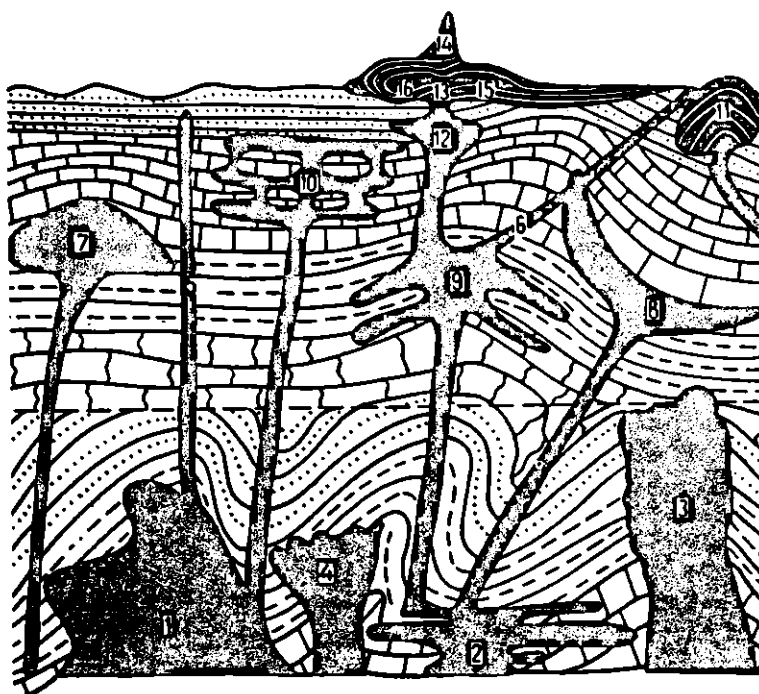
Laialt on levinud kivimite horisontaalne kihilisus, mis on omane platvormide ülemisele struktuurikorrusele, mis koosneb settekivimitest. Eesti geoloogias kasutatakse selle väljenduseks "pealiskorra" mõistet. Horisontaalsetele struktuuridele vastavad reljeefis tasandikud või platood (Põhja-Eestis), samuti ka lavamaad (Turgai). Erosiooni teel võib vastupidavate horisontaalse lasumusega kivimite alal kujuneda kiltmaa (kõrgtasandik). Sellel on näiteks järsuveerulised jõeorud (Kesk-Siberi kiltmaa). Pikaajalisel kulutusprotsesside domineerimisel võib kiltmaa muutuda saareliste jäänukkõrgustikega lavamaaks, kus negatiivsed vormid on suuremapindalised kui positiivsed (Nõukogude Liidus Turgai lavamaa servaalal olevad "turtulid" jne.).

Monoklinaalse lasumuse korral vahelduvad erineva kulumiskindlusega kihid (vastupidavad ja pehmed) ka maa-alaliselt, kus toimub kulutus erinevalt ja kujuneb **kuestaline reljeef**. Kuesta on kulumisastang või ebasümmeetrilise ristlõikega künnis või ka mäeahelik, mille laugem nõlv ühtib kulumiskindla kivimikihi pinnaga (struktuurne nõlv), järsk aga lõikab kihte põiksalt. Klassikalisi kuestasid on kujunenud Krimmi mäestikus (joonis 2.16), Suur-Kaukasuse põhjaosas, Tjan-Sanis, Pariisi nõo äärealadel (Champagne'is). Ka Eesti aluspõhi on kuestalaadne. Kuestad on väga erineva suhtelise ja absoluutse kõrgusega - mõnekümne meetri kõrgustest astangutest kõrgmäestiku ahelikenähteks.

Monoklinaalne kihtide lasumus on omane suurte antiklinalide tiibadele (joonis 2.21). Kui nende ehitusest võtavad osa erineva kulumiskindlusega kivimid, kujunevad kuestad.

Kurrutatud struktuuridega aladel, millele on iseloomulikud kihtide sagedased suuna ja kallakuse muutused (kurrud), kujuneb keerukas pinnavormistik. Võib esineda kokkulangemisi, vastavusi pinnavormi ja geoloogilise struktuuri tüübi vahel, näiteks antiklinaalile vastab ahelik või kõrgustik ja sünkliinaalile org või nõgu. Sel juhul on tegemist "otsese reljeefiga". Niisuguseid vorme on aga harva. Neid on näiteks Kertši, Tamani ja Apšeroni poolsaarel, üldiselt noortes kurdmäestikes. Hoo pis sagedamini esineb n.ö. inversiooniline reljeef, mida iseloomustavad vastupidised suhted maapinna kuju ja geoloogilise struktuuri vahel. Positiivsete geoloogiliste struktuuride kohal on negatiivsed pinnavormid ja vastupidi (joonis 2.21). Seda nähtust seletatakse sellega, et antiklinaali tuum hakkab lagunema eksogeensete protsesside tõttu varem kui sünkliinaali teljeosa, sest kõrgemas osas on kivimid paindel rohkem killustatud.

Eelkirjeldatud struktuurid võivad olla muudetud keerukaks murrangutega, mille puhul maakoore plokid on liikunud üksteise suhtes kas vertikaal- või horisontaalsuunas. Need muutused kajastuvad kõik reljeefivormide kujus. Kui on toimunud veel magmatism, laavapursked ja intrusiivide teke (joonis 1.11), kujuneb väga keerulise ehitusega reljeef.



Joonis 1.11. Intrusiivide vorme: 1 - batoliit, 2 - garpoliit, 3 - štokk, 4 - etmoliit, 5 - daik, 6 - soon, 7 - lakoliit, 8 - lopoliit, 9 - fakoliit, 10 - sillid, 11 - kuppel, 12 - magmakolle, 13 - nekk, 14 - laavaobelisk, 15 ja 16 - laavakatted.

Kõige enam ilmneb reljeefi struktuursus kerkivatel aladel, kus on kuiv kliima ja ülekaalus kulutusprotsessid. Reljeefi ja geoloogiliste struktuuride vaheliste vastastikuste seoste tundmine võimaldab teha vajalikke teaduslikke järeldusi reljeefi kujunemisest, aitab kaasa geoloogilis-geomorfoloogilisele kaardistusele ja maavarade otsinguile. Eriti häid tulemusi on andnud nende seaduspärasuste tundmine nafta otsinguil. Umbes 20 aastat tagasi hakkas arenema uus teaduslik suund geomorfoloogias - **struktuurigeomorfologia**.

Vastastikuste seoste mõistmine geoloogiliste struktuuride ja reljeefivormide vahel võimaldab mitte ainult seletada mingi territooriumi nüüdisreljeefi morfoloogia iseärasusi, vaid saada ka ettekujutuse selle edasisest arengust, andes võimaluse **geomorfoloogiliseks prognoosiks**.

1.4.3 Kliima ja reljeef

Kliima tingib eelkõige murenemisprotsesside iseärasused ja intensiivsuse. Olulisel määral tuleneb kliimast denudatsioonilisel iseloom, kuna temast sõltub toimivate välisjõudude kogum ja nende toimimise intensiivsus. Erinevates kliimatingimustes ei jää püsivaks isegi kivimite vastupidavus välisjõudude toimemele. Seepärast kujunevad erinevates kliimatingimustes sageli spetsiifilised pinnavormid.

Kliima mõjutab reljeefikujundavaid protsesse nii vahepealt kui ka kaudselt, teiste geograafiliste sfääride kaudu. Nii on kujunenud näiteks Namiibi kõrb Edela-Aafrikas ja Atacama kõrb Lõuna-Ameerikas ookeani rannikul külma hoovuse mõjutusel (s.t. hüdrotsükloni läbi).

Taimkate, mis ise on kliima funktsiooniks, võib hea kamara või metsakõdu korral järsult vähendada või pidurdada oluliselt veevoolu ka järsul nõlval. Lausalise taimkatte puudumisel on erosiooniprotsessidele tee vaba. Kuivas kliimas võib sel juhul võimutseda tuul ja tekitada spetsiifilisi tuuletetekelisi pinnavorme.

Vahetud seosed kliima ja eksogeensete reljeefikujundajate vahel avalduvad teatud protsesside ja reljeefivormide esinemise näol teatud kliimavööndes (liustikud nivaalses vööndis jt.), mida esimesena teaduslikult käsitles W.M. Davis 1899 a.

I.S. Stšukinilt pärineb järgnev nelikjaotus: nivaalne, polaarne, humiidne ja ariidne kliima.

Nivaalne kliima. Sellele on iseloomulikud kogu aasta läbi langevad tahked sademed ja seejuures suuremas koguses, kui soojemal aastajal jõuavad auruda või ära sulada. Toimub lume kuhjumine, igilume, firni ja liustike kujunemine. Peamiseks reljeefikujundavaks teguriks on lumelaviinid ja jää liustikena. Lumevabadel aladel toimub intensiivne külmarabenemine. Olulist mõju pinnavormide kujunemisele avaldab igikelts.

Nivaalne kliima on omane kõrgetele geograafilistele laiustele (Antarktikale, Gröönimaale ja P.-Jäämere saarestikele) ja kõrgmäestike kõrgematele osadele. (Kui kõrgetele, see sõltub geograafilisest laiuusest, ekspositsioonist jne.)

Polaarne kliima ehk igikeltsa-alade kliima on omane lähispolaarsetele aladele, kus on pikk ja külm talv ja lühike ning jahe suvi, suur pilvisus, madal kiirgusenergia intensiivsus ning vähesed sademetehulgad. Neil aladel on soodsad tingimused igikeltsa säilimiseks või ka tekkeks. See asjaolu tingib spetsiifiliste looduslike protsesside nagu solifluktsioon e. maavoole, kohratus, külmarabenemine jt. ning vastavate pinnavormide, samuti vetevõrgu ning muld- ja taimkatte kujunemise. Enamikule polaarsete kliimaga aladele on iseloomulikud tundrad.

Humiidne kliima e. niiske kliima, millele on iseloomulikud suuremad sademetehulgad, kui aasta jooksul jõuavad auruda või imbuda pinnasesse. Ülejäänud vesi eemaldub pinnaveena (kas ajutise vooluveena või jõgede kaudu). Vee voolamine tingib erosiooniprotsesside kulgemise ja erosiooniliste pinnavormide (jäärakute, jõeorgude) kujunemise. Ajutiste vooluvete tegevus on suurem ariidse kliimaga aladel, sest seal langevad sademed väga ebaühtlaselt ja taimkate on hõre.

Kokkuvõttes on erosioonilised pinnavormid domineerivateks humiidse kliimaga aladel. Intensiivselt kulgevad selles ka porsumine ja karstumine.

Ariidset kliimat iseloomustab väike sademetehulk, pikka aega kõrged temperatuurid, kuiv õhk, vähene pilvisus, intensiivne (võimalik) auramine, mis ületab paljukordselt sademetehulgaga. Niisugustes loodusoludes on taimkate hõre või hoopis puudub. Intensiivselt toimub rabenemine. Peamiseks reljeefikujundavaks jõuks on tuul. Selle tegevuse tulemusena eemaldatakse murenenud peenem kivimmaterjal tekkekohalt, mistõttu kõvemad kivimid prepareeritakse ja kivimkehad väljenduvad selgesti reljeefis (näiteks jäänukmägedena).

Ariidne kliima valitseb mandritel valdavalt 20 ja 30° põhja- ja lõunalaiuse vahemikus. Ka mujal esineb ariidse kliimaga alasid, kus kliima kuivus on tingitud mandrite suurtest mõõtmetest ja orograafilistest iseärasustest (näiteks Patagoonias, Mongoolias jm.).

Et üleminekud ühelt kliimatüübilt teisele toimuvad pikkamisi, siis ka domineerivad reljeefikujundavad eksogeensed protsessid avavad "tegevusvälja" teistele pikkamisi.

* * *

Eelkirjeldatud seaduspärasustest esineb kõrvalkaldeid, mis on tulenenud kliima muutustest. Näiteks esineb ulatuslikul alal Euraasia ja P.-Ameerika põhjaosas mandrijää- ja selle sulamisvee tekkelisi pinnavorme: kulutustasandikke, moreen-tasandikke, voori, mõhnu, sandureid, jääjärvetasandikke jt., mille kujunemine toimus jääaegadel (varem kui 10 000 a. taga-

si), mil need alad olid nivaalses kliimas. Seda reljeefi võib vaadelda kui reliktsed reljeefi. Reliktset reljeefivormid koos neid moodustavate setetega ja nendes leiduvate organismide jäänustega annavad võimaluse otsustada paleokliima ja paleograafilise situatsiooni üle üksikutes regioonides ja tervel Maal. Reliktsete vormide säilimine on seletatav sellega, et reljeef muudab oma kuju võrreldes kliimaga palju aeglasemalt. Järelikult mõnede regioonide välisjõudude poolt tekitatud reljeefi - eksogeense reljeefi ilme ei ole määratud mitte ainult nüüdiskliima iseärasustega, vaid ka varasemate geoloogiliste epohhide kliimaga.

2. MAAKOOR JA LITOSFÄÄR, NENDE LIIKUMISED JA RELJEEF

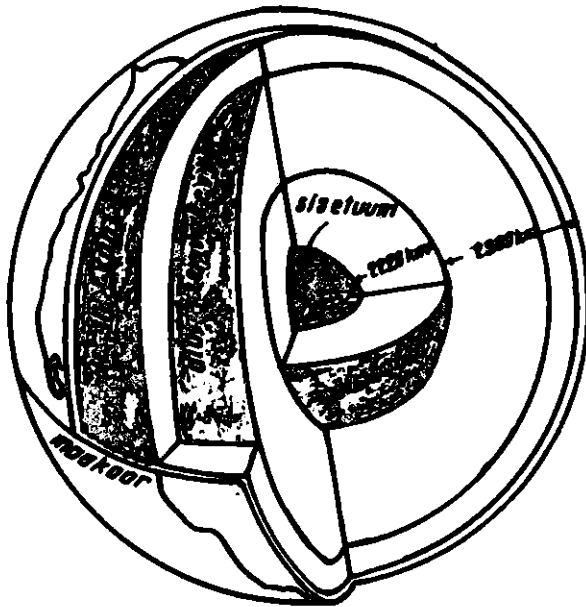
Maa kui kehtalise ehitusega keha (planeedi) välimiseks mineraalse koostisega kehtaks on **maakoort**. Selle välispinna suurvormide kujunemises osalevad ka temast sügavamal asuvad kehtad, eelkõige **ülemine** ja võib-olla ka **alumine vahevöö** (joonis 2.1). Maakoort koos ülemise vahevööga vaadeldakse **litosfäärina**. Niisugust Maa pealmiste kehtade käsitlust õigustab nende "ühine koosnemine" suurtest üksteisest eraldunud osadest - **laamadest**. Suuri laamu on seitse, väiksemaid paarkümmend. Nende paksus on 75 - 125 km ja nad nihkuvad üksteise suhtes. Litosfääri all asuvat sfääri nimetatakse **astenosfääriks**. See on plastiline sfäär, kuna Maa sügavamatest osadest kerkiv soojus kutsub esile ainese ülessulamise, see on siirdelises olekus tahkelt vedelale, millele on iseloomulik "ujuvus". Astenosfäär kujutab peamist liikumise allikat. Seda mööda toimub laamade ümberpaiknemine (joonis 2.2).

Protsessid, mis toimuvad maakoortes ja selle all, muudavad teda, mõjuvad mandrite ja ookeanide paiknemisele, suurusle ja pinnakujule, kuna nad põhjustavad **tektoonilisi liikumisi**, Viimaste all mõeldakse nii laamade liikumist (globaaltektoonikat) kui ka teisi liikumisi, mis viivad kivimite kurrutumisele ja lõhenemisele, maakoore osade kerkimisele või vajumisele ja mäestike kujunemisele, tinglikult öeldes maakoore lokaalsetele liikumistele.

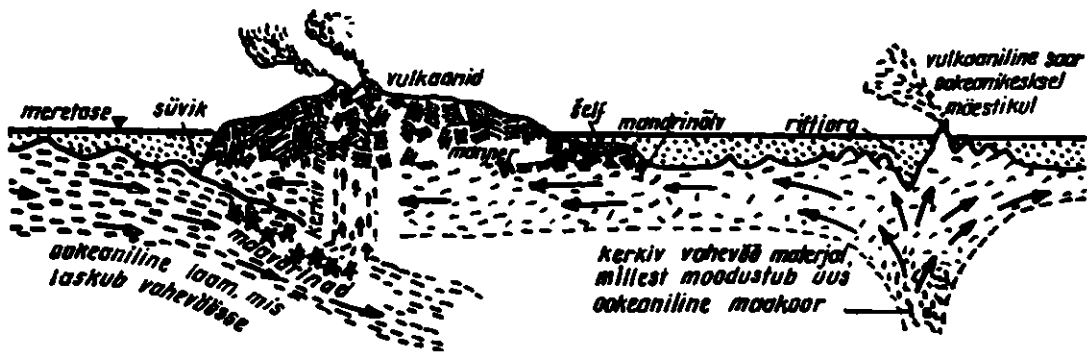
Nii näiteks võivad olla mere põhjas tekkinud kivimid kerkinud tuhandeid meetreid üle merepinna (Andides, Kordiljeerides jm.), teisel aga võivad olla vajunud allapoole merepinda. Ulatuslikud rannikualad, mis on olnud üle ujutatud (Mehhiko lahe rannik, ka Lääne-Eesti), on nüüd maismaastunud.

Tektoonilised liikumised on reeglina seotud kivimite sisemise struktuuri rikkumiste e. deformatsioonidega. Näiteks on graniitide vastupidavus survele u. 3500 - 4500 kg/cm², kuid vastupidavus murrangule (venitusele) on nagu teistelgi kõvaldel kivimitel madal, ainult 100 - 180 kg/cm² (Allisoni ja Palmeri järgi). Tektoonilised liikumised on oma avaldusvormilt, tekke sügavuselt, mehhanismilt ja tekkepõhjuste poolest väga mitmekesised. Tavaliselt jagatakse need **epeirogeneetilisteks** ehk **kõikuvliikumisteks** ja **orogeneetilisteks** ehk **mäetekkelisteks liikumisteks** (kurrutus- ja murrangliikumisteks).

Kokku võttes - tektooniliste liikumiste tulemusena muutub Maa reljeef suurtes mõõtmetes, tekivad planetaarsed, mega- ja makrovormid, mis on aluseks välisjõudude toimel kujunevatele meso-, mikro- ja nanovormidele.



Joonis 2.1 Läbilõige Maast



Joonis 2.2. Spreedingu kontseptsiooni illustratsioon. Uus ookeaniline maakoore moodustub ookeanikesksetes mäestikes; vana ookeanipõhja kivimid sukelduvad kas mandrite või saarkaarte alla, seejuures moodustub maavärina kollete vöönd (Benioffi e. subduktsioonivöönd) ja areneb vulkanism (W. Sullivani 1974 järgi).

2.1. Maakoore ehitus ja planetaarsed reljeefivormid

Geofüüsika andmed ja ka sügavad seisnilised sondeerimised tõendavad, et maakoore erineb ehituselt mandrite ja ookeanide kohal.

Mandrilist tüüpi e. mandriline maakoore on suure paksusega, enamasti 35 - 75 km ja koosneb kolmest kihist.

Pealmiseks on settekivimiline kiht mitmesuguse koostise, vanuse ja geneesiga kivimeist, erinevalt dislotseeritud ja kuni 15 km paksune. Järgneb graniitne kiht, õieti kivimeist, mis on koostiselt sarnased graniidiga. Neid läbivad seisnilised lained samasuguse kiirusega nagu graniiti.

Graniitse kihi lamamiks on basaltne kiht. Ka see nimetus on tinglik, õigem oleks öelda: basaldile sarnased kivimid. Mäestikuliste alade kohal on selle paksus kuni 15 km, mandrite tasandunud alade kohal 25 - 30 km. Viimase aja seisnilised uurimused on näidanud, et mandriline maakoore on üsna muutlik kohast kohta. Kõige paksem on graniitne kiht noorte kõrgmäestike kohal - üle 50 (84 km Himaalajas) km, aga tasandikuliste alade kohal on 10 - 25 km paksune.

Ookeanilist tüüpi e. ookeaniline maakoore erineb järsult mandrilisest maakoorest. Enamasti varieerub seda tüüpi maakoore paksus ookeanide kohal 5 ja 10 km vahemikus. Tema ehituse iseärasuseks on see, et mõnesaja meetri kuni mõne kilomeetri paksune settekivimeist kiht lasub vahelduva paksusega vahekihil, mida vahel nimetatakse ka teiseks kihiks. Oletatakse, et see kiht koosneb tihenenud settekivimeist, mida läbivad magmalised moodustised. Seda on nimetatud viimasel ajal ookeaniliseks vundamendiks. Selle all asub 4 - 7 km paksune basaltne kiht. Seega ookeaniline koor on õhem ja sellel puudub graniitne kiht.

Erilise ehitusega on maakoore üleminekualadel mandriliselt ookeanilisele, s.o. siirdevööndis ehk nüüdisaegsetes geosünkliinialsetes vööndites, kus see on keeruka ehitusega. Näiteks Vaikse ookeani lääneosas, kus esinevad saarkaared ja süvikud (Jaapani m.).

Nende vööndite ääremere all on ookeanilist tüüpi maakoore, kus puudub graniitne kiht, kuid on paks settekivimiline kiht. Ümbritsevad maismaa osad (Jaapani saarestik) on mandrilisele maakoorele lähedase ehitusega ja seal esinevad järsud üleminekud ühelt tüübilt teisele, intensiivne magmatism ja kõrge seisnilisus.

Omapärane maakoore on ookeanikesksete mäestike kohal. Seda loetakse riftogeenseks maakoore tüübiks. Selle tähtsaimaks iseärasuseks on settekivimite kihi all olevad kivimid, milles elastsed lained levivad sellise kiirusega nagu basaldis, aga aeglasemalt kui vahevöös. Siin toimub maakoore ja vahevöö ainese segunemine. See ettekujutus sai uusi tõendusid 1974. a. puurimisel Assoori saartest lõuna pool.

Igale maakoore tüübile vastavad suuremad planetaarsed reljeefivormid. Mandrilist tüüpi maakoorele vastavad mandrid. Kül-

lalt suured alad on neist üle ujutatud. Need on mandrite veealused äärealad e. šelfid koos mandrinõlvadega. Piki mandrijalameid kulgevad piirid, kus graniitne kiht lõpeb ja pealmiseks jääb basaltne kiht, mis mandrite kohal on graniitse kihi all. Ookeanilist tüüpi maakoorele vastab ookeanipõhi.

2.2. Litosfääri liigestatus ja liikumised

Maakoore geosünkлинаalse arengu, mandrite triivi ja ookeanipõhja laienemise kontseptsioonid selgitasid palju Maadünaamika iseärasusi, kuid palju jäi selgusetuks. Nende kontseptsioonide ühendamise ja rikastamise ookeanipõhja uuringute tulemustega viis uue teooria - **laamtektoonika** väljatöötamisele 1950. aastate lõpul (J.F. Dewey, J.M. Bird, B. Horsfield).

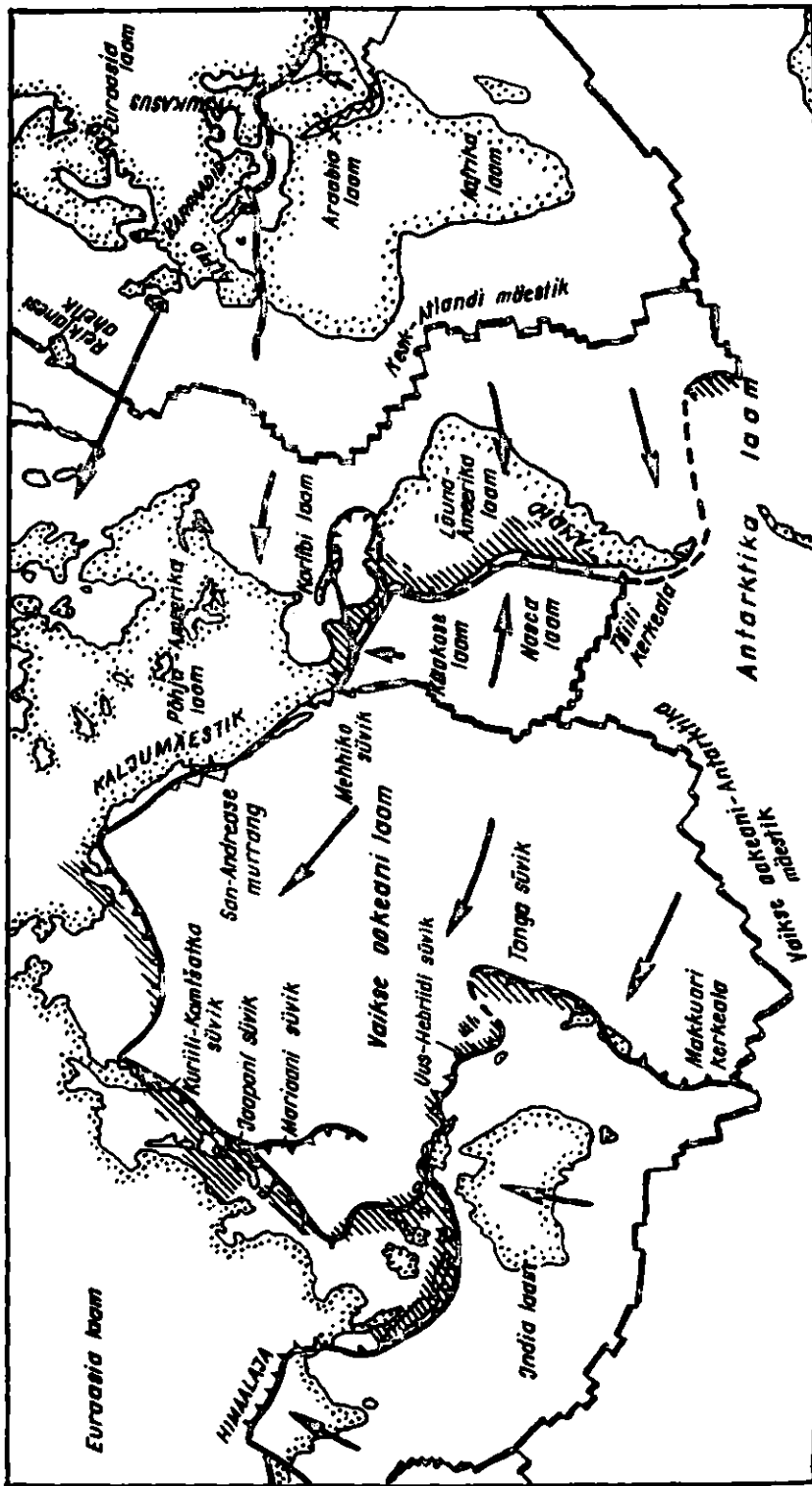
Fundamentaalseks ideeks osutus mõte sellest, et litosfäär kujutab endast mosaiiki 7 gigantsest ja umbes 20 väiksemast laamast, mis nihkuvad üksteise suhtes (joonis 2.3). Laamade piirid joonistuvad välja maavärinate epitsentrite globaalsete võõnditega (joonis 2.4). Laamade keskel ei toimu tugevaid deformatsioone s.o. kivimikihtide rikkumisi. Tõenäoliselt esineb 3 liiki laamade liikumist üksteise suhtes:

- 1) laamad eemalduvad üksteisest, lahknevad;
- 2) laamad liiguvad üksteisele vastu;
- 3) laamad libisevad üksteise suhtes piki transformseid murranguid (joonis 2.12).

Seega esineb ka laamade vahel kolme liiki piire. (täpsemalt öeldes, kolme liiki nähtustega piire): konstruktiivseid, destruktiivseid ja konservatiivseid.

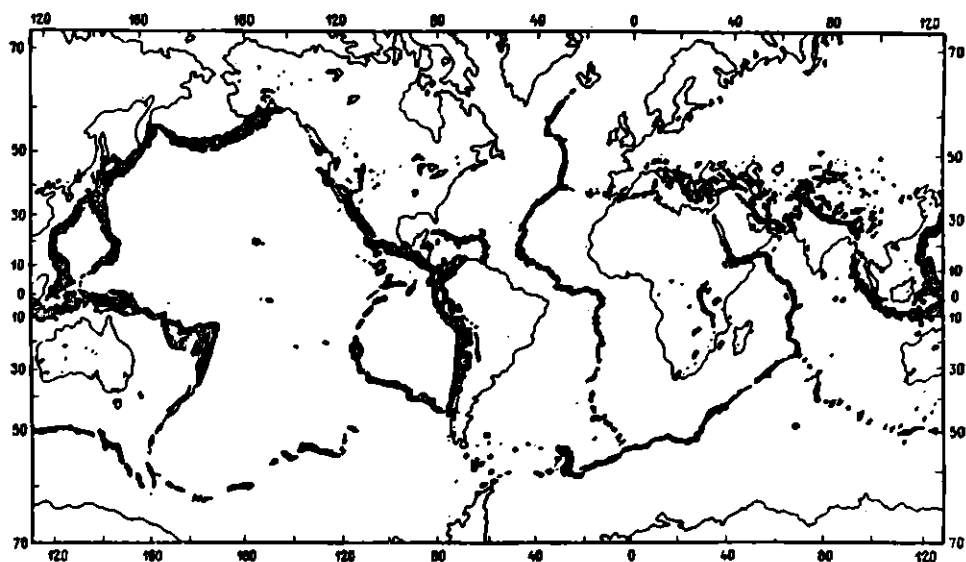
Konstruktiivseks (uusi arenguvõimalusi loovaks, ka divergentseks) peetakse piiri kahe teineteisest eemalduva laama vahel, kuna nende eemaldumine toimub seepärast, et Maa vahevööst kerkib kõrgeenenud soojusvooga kohtades magma üles, tungib maakoore ja hakkab liikuma horisontaalsuunas, surudes laamasid eemale. Niisugused nähtused toimuvad eelmärgitud ookeanikeskse mäestiku keskosas, sealses riftivõõndis (joonised 2.2. ja 2.5.). Maa sügavusest üles tunginud aines tingib kokkuvõttes uue, ookeanilise maakoore tekke ja **ookeanipõhja laienemise e. spreadingu**. Kuna laamade piirialad on kõige suurema tektoonilise ja seismilise aktiivsusega, on ookeanikeskse mäestiku ümbrus transformsete murrangutega (joonis 2.12) tükeldatud plokkideks, mis eemalduvad vastassuundades erineva kiirusega, mõnest mm-st kuni 18,3 cm/a (Vaikse ookeani kaguosas; joonis 2.6).

Ookeanipõhja laienemine, mis arenes piki Kesk-Atlandi mäestikku, oli Atlandi ookeani nõo kujunemise alguseks ja tingis Põhja ja Lõuna-Ameerika eemaldumise Euroopast ja Aafrikast. Nüüdisaegse kaugenemise kiirus on 1,7 - 4 cm/a, seega miljoni aastaga (näiteks pleistotseeni ajastik) 17 kuni 40 km.



Joonis 2.3. Maa litosfääri laamad. Aafrika laam on kujutatud liikumatuna. Nooled näitavad teiste laamade liikumissuundi. Laamad piiritletud maavärinakollete vööndide alusel. Laamad lahnevad ookeanikesksete mäestike teljevööndeid, nihkuvad üksteise suhtes piki transformseid murranguid ja pörkuvad üksteisega subduktioonivööndeid.

1 - subduktioonivöönd; 2 - laamade piir, tõmmatud ligilähedaselt; 3 - transformseid murranguid; 4 - ookeanikeske mäestiku keskosad; 5 - laama liikumissuund; 6 - süvafookuseliste maavärinate esinemisalad.



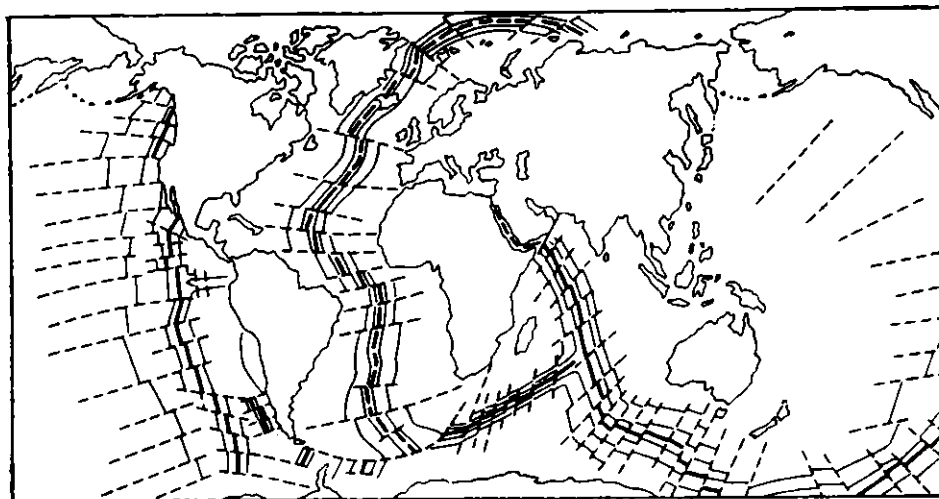
Joonis 2.4. Maa seismilisus aastatel 1960 - 1980 (P. Reinhardti, M. Tarpi järgi lihtsustatult). Punktidega antud maavärina epitsentrid.

Destruktiivsena (lammutavana, hävitavana) või ka (teisest küljest) **konvergensena** e. **koonduvana** vaadeldakse piiri, kus laamad põrkuvad kokku. Siin tuleb meelde tuletada, et mõisted **laam** ja **manner** ei kattu. Seepärast on vaja peatuda kolmel destruktiivse piiri esinemise variandil:

- ookean - manner,
- manner - manner,
- ookean - ookean.

Kuivõrd igas variandis kujuneb sellele iseloomulik struktuursete vormide kogum, aga samuti reljeefi põhijooned, vaadeldakse järgnevas iga piirivarianti eraldi.

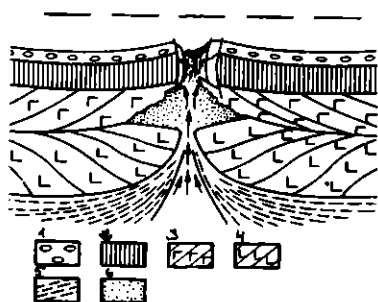
Ookeani ja mandri vaheline destruktiivne piir on kujunenud seal, kus ookeaniline laam on põrkunud mandrilise laamaga, näiteks Nasca laam Lõuna-Ameerika mandrilise laamaga (joonis 2.6). Ookeaniline laam, mille liikumine lähtub (Vaikse) ookeanikesksest mäestikust, nagu käändub seal alla ja sukeldub Maa vahevöösse, moodustades sellel kohal ookeanipõhjas süviku (joonis 2.2). Seega on tegemist ainese tasakaalustava liikumisega, vastukaaluks magma kerkimisele riftivööndis. Seda ala, kus külm ja rabe laam liigub mööda kaldpinda alla, nimetatakse **subduktsioonivööndiks** e. **Benioffi vööndiks** ja nähtust ennast **subduktsiooniks**. Arvatakse, et ookeanilise maakoore materjal sukeldub kuni 700 km sügavusele ja kutsub oma liikumisega esile süvafookuselisi maavärinaid, enne kui neeldub vahevöösse (joonis 2.7).



a

Joonis 2.5. Ookeanikeskne mäestiküsteem:

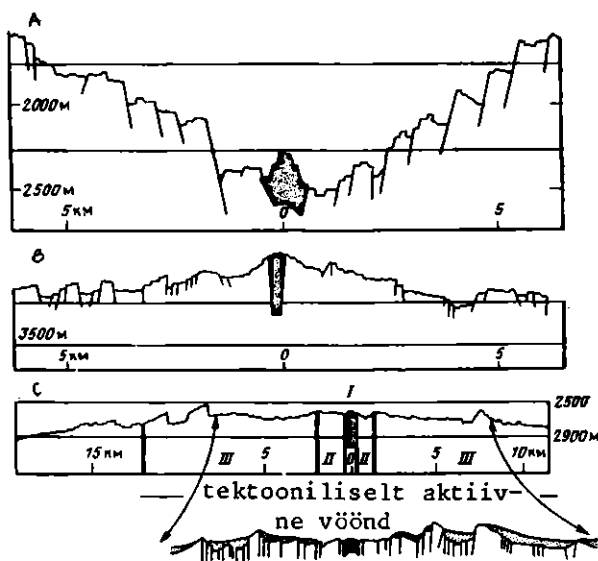
a) mäestiküsteemi paiknemine, kusjuures ahelike teljed on näidatud jämedamate joontega, nendega paralleelselt olevad peenamad jooned tähistavad joonelisi magnetanomaaliid ning punktiirid - transformseid murranguid.



b) ookeanikeskse mäestiku keskosa läbilõige: 1 - teise kihi kerajad ja massiivsed basaldid; 2 - paralleelsete daikide kompleks; 3 - gabro; 4 - vööline kompleks; 5 - ülemise vahetõõ tektoniseeritud aluselised kivimid; 6 - magmakolle.

6

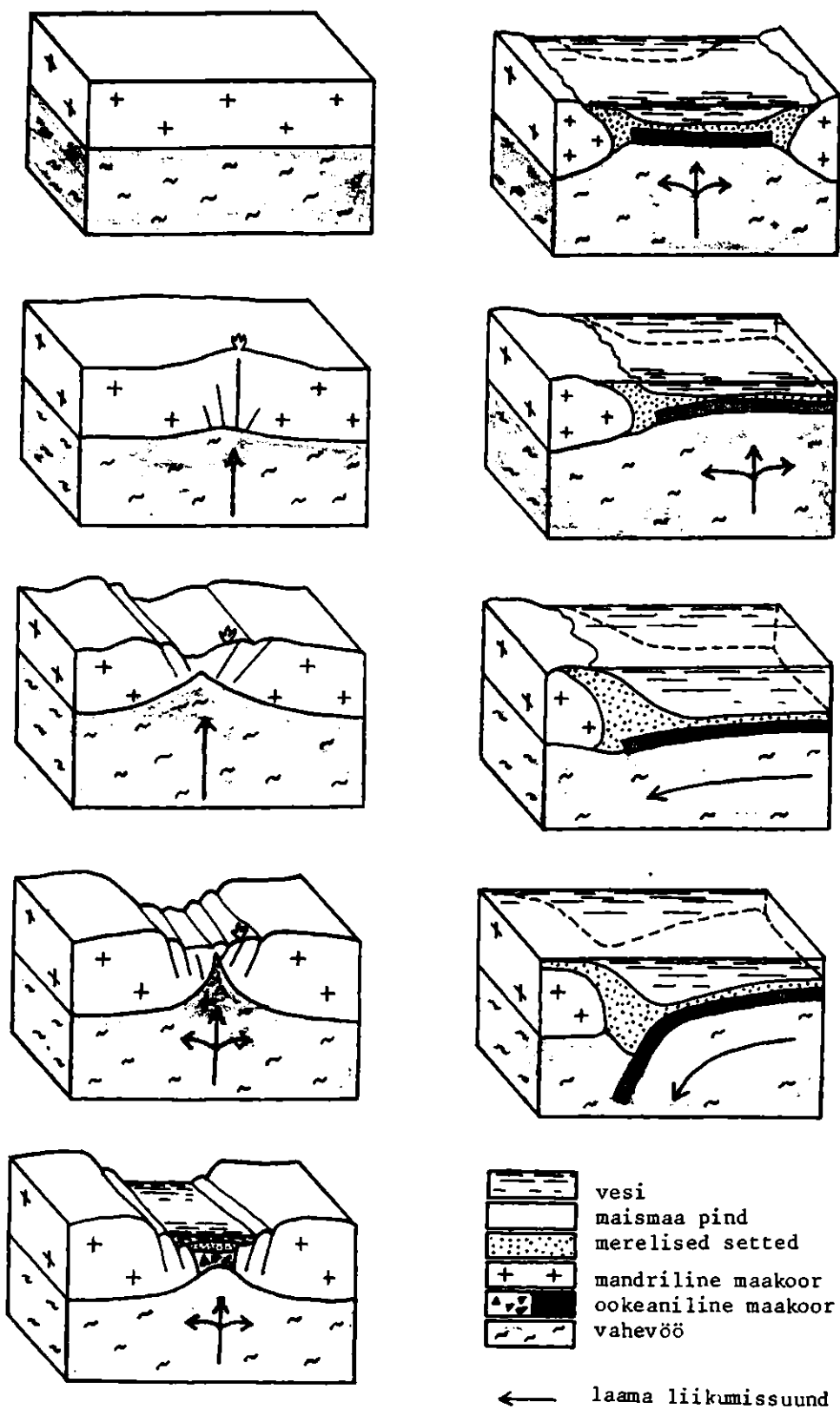
c) ookeanikeskse mäestiku ristprofiile: A - Kesk-Atlandi mäestik (Assoori saarte laiusel), kus riftiorg on hästi väljendunud ja laienemine võrdlemisi aeglane; B ja C - Ida-Vaikse ookeani kerkeala (Mehhiko laiusel), kus riftiorg puudub ja laienemine on keskmine või kiire (profiilil C on keskel näidatud tektooniliselt aktiivne vöönd (I - magma ekstrusioonivöönd, murrangud ja lõhed on avatud ja täidetud laavaga (must); II - väga arvukate lahknemislõhedega; III - rahulik vöönd - vähem lõhesid, võimsama settelasundi moodustumine).



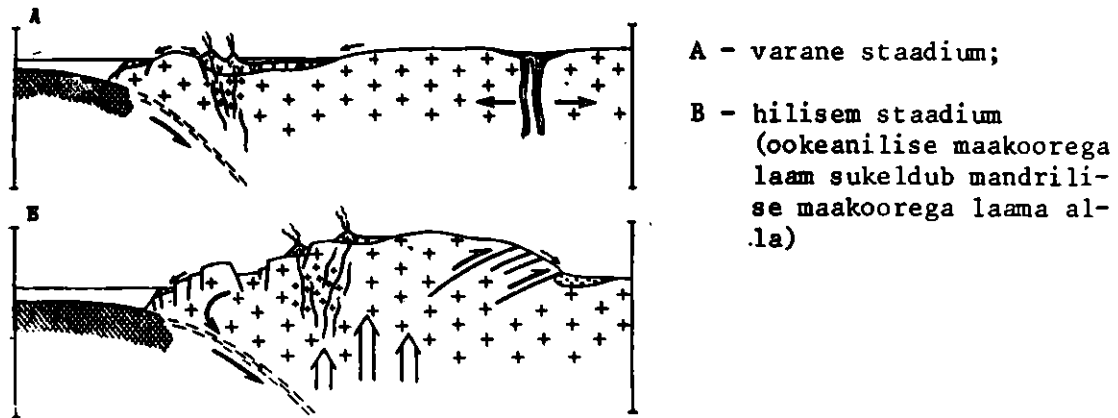
C

Joonis 2.7. Ookeani nõgude kujunemine ja evolutsioon laamtektoonika positsioonidelt (D. ja M. Tarlingute 1973 järgi)

- a) 30 - 40 km paksune kontinentaalne maakoore vahevöö kivimite kohal.
Näiteks: Lõuna-Aafrika ja Kanada.
- b) kontinentaalse massiivi võlvkerge ja vahevöölise magma tõus maapinnale piki murranguid.
Näiteks: Ida-Aafrika mõned osad.
- c) jätkuv magma väljapurskamine koos sellega kaasneva maakoore vajumise ja horisontaalsuunalise väljavenitusega (lahknemisega).
Näiteks: Ida-Aafrika riftiorg (depressioon).
- d) võlvkerkeala vähenemine, kuid vertikaalsed liikumised veel domineerivad. Kujuneva nõo pinnal kondenseerub ja aurustub vesi. Kuumaveeallikad ja vulkaaniline aktiivsus on tingitud maapinnalähedasest vahevöölisest materjalist.
Näiteks: nüüdisaegne Afari depressioon Punase mere edelarannikul.
- e) vahevöö magmast tardunud kivimid loovad juba maapinnale ulatuva pideva kihi, moodustub ookeaniline maakoore, samaaegselt algab mandriplokkide (-laamade) eemaldumine. Alangute kesksed piirkonnad asuvad nüüd allpool merepinda, kuid mered on veel väikesed, neis settivad madalaveelised setted.
Näiteks: Punane meri.
- f) litosfääriplokkide lahknemine jätkub: mandrite äärealadel (mandrinõlvadel) kuhjuvad paksud setete kihid. Tekkiv uus ookeaniline koor koosneb vahelduva magnetilise polaarsusega kivimvööndeist.
Näiteks: Atlandi ookean ca 120 miljonit aastat tagasi.
- g) lahknemine jätkub, kuid ookeanid on veel väikesed.
Näiteks: Atlandi ookean ca 70 miljonit aastat tagasi.
- h) kestvalt jätkub lahknemine, ookeanid on muutunud sügavamateks, kujuneb märkimisväärne ookeaniline veetsirkulatsioon, mis annab mandrinõlvadele nüüdisaegsele lähedase kuju.
Näiteks: Atlandi ookeani areng viimase 60 miljoni aasta jooksul.
- i) mandri-ookeani piirivööndites vahevöö ainese konvektsioonilised voolud laskuvad alla, tõmmates kaasa ookeanilist laama ja tekitades süvikuid.
Näiteks: Peruu-Tšiili ja Tonga süvikud Vaikses ookeanis jt.



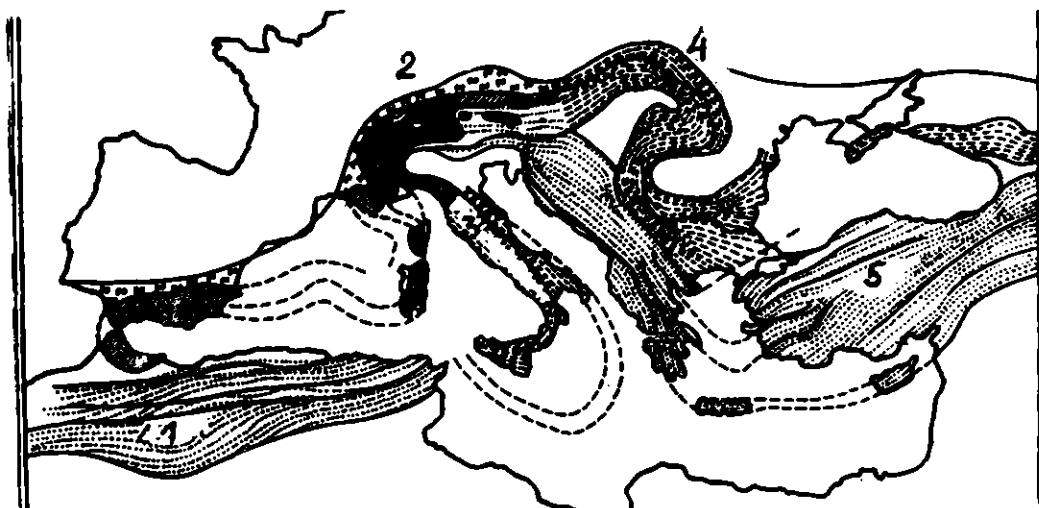
Laamade kokkupõrkel muljutakse maakoore kurdudeks. Neid läbivad ka tektoonilised lõhed, toimuvad magmatismiprotsessid ning neist moodustuvad mäestikud. Näiteks nii on kujunenud Andid (joonis 2.8). See on üks mäetekke e. orogeneesi võimalusi (seesjuures suuremaid).



Joonis 2.8. Laama andide-tüüpi aktiivse ääreala skemaatiline ehitus (M.G. Lomize 1983 järgi)

Rohkem kui 5000 m kõrguste Andide ahelikega paralleelselt kulgeb u. 4500 km ulatuses enam kui 7000 m sügavune Peruu-Tšiili süvik. Niisiis on tegemist ligikaudu 15 km suuruse reljeefi amplituudiga. See on suurim kõrguste vahe Maal (400 km ulatuses). Maavärinate hüpotsentrid tähistavad subduktsioonivööndi, mis langeb ida suunas mandri alla. Maakoore pakseneb ookeani äärealalt 11 km-lt rohkem kui 70 km-ni Andide all.

Kahe mandri vaheline destruktiivne piir on seal, kus litosfääri laamadel asuvad mandrid. Niisugusel piiril on näiteks nüüdisajal mäestikuvöönd Alpidest Himaalajani. See on kujunenud vastavalt Euraasia ja Aafrika ning Euraasia mandri ja India kokkupõrkel. Selle tagajärjel on kujunenud väga keerukad struktuursed vormid. Alpid koosnevad valdavalt sellest kivimaterjalist, mis ladestus ulatusliku Tethyse mere piires (asus selle mäestikuvööndi kohal). See meri hakkas "sulguma" mesosoiikumis, siis kujunes üks või mitu (?) subduktsioonivööndit, kus mandrid kohtusid. Kainosoikumis surusid liginevad mandrid Tethyse meres tekkinud settekivimid kurdmäestikuks, kuid osa sellest veekogust säilis Vahemerena (mille all on ookeanilise maakoorega alasid) ja Musta merena (joonis 2.9).



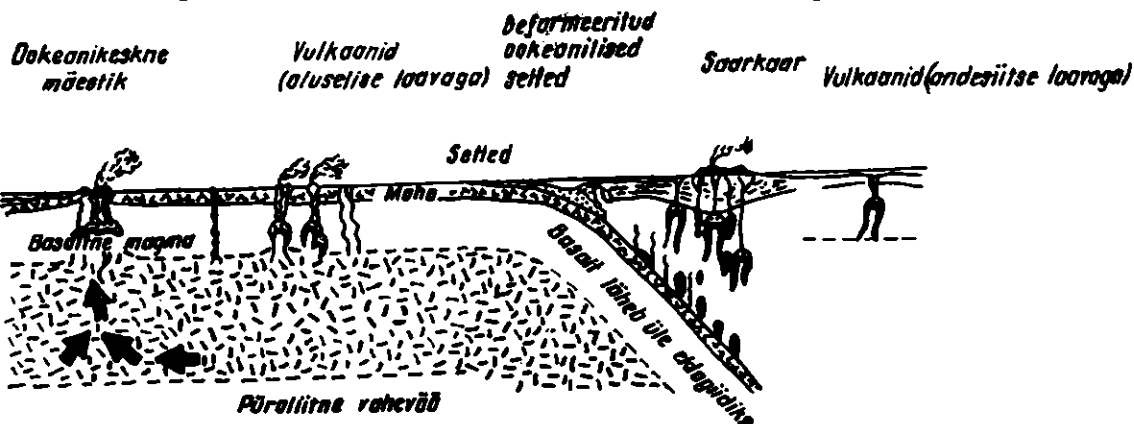
Joonis 2.9. Euraasia ja Aafrika mandrilise laama kokkupõrkel kujunenud geoloogiline situatsioon.

1 - Atlase mäestik, 2 - Alpid, 3 - Apenniinid, 4 - Karpaadid, 5 - Tauruse mäestik.

Himaalajas on Tethyse mere setteid oluliselt vähem. Mäeahelikud koosnevad seal valdavalt gneissidest ja kristalsetest kivimitest, mis on sarnased praeguse India allkontinendi vurdamenti moodustavate kivimitega. Võrreldes Alpidega on seosed põrkunud mandritega palju tihedamad, sest osa Indiast tõugati põhja suunas Aasia alla. On välja arvatatud, et selles piirkonnas maismaa laius vähenes seetõttu umbes 500 km(!) võrra ja peale Himaalaja kõrgmäestiku kujunes kõrge Tiibeti platoo (kiltmaa).

Seega teine võimalus mäetekkeks on mandriliste laamade põrkumisel.

Ookeanidevaheline destruktiivne piir on kujunenud kahe ookeanilise laama vastastikusel mõjutusel ja seda iseloomustab süvikute ning saarkaarte kõrvutine esinemine (joonis 2.10)



Joonis 2.10. Kahe ookeanilise laama vastastikusel mõjutusel kujunenud geoloogiline situatsioon (Allisoni, Palmeri 1984 järgi).

Saarkaared on kas üksikud vulkaanilise päritoluga kaaretaolised kerkealad (Kuriili saarestik) või kahekordsete kergete read (süsteemid). Viimasel juhul kulgevad pikki süvikut kaks saarteahelikku, üks vulkaanilistest ja teine settekivimeist (Sunda saarestik Indoneesias). Need kivimid on tekkinud vulkaaniliste kivimite purustusel ja ärakandel lai- netuse ning vooluvete poolt. Hiljem on kivimid kurrutatud, ku- junenud mägedeks. Seega kolmas võimalus mägede kujunemiseks.

Saarkaarte teket seletatakse sellega, et subduktsiooni- vööndis (süvikute kohal) põrkuvad lisaks laamadele ka ülemi- ses vahevöös (astenosfääris) teineteisele vastu liikuvad aine- voolud, mis laamasid kannavad. Sellel alal need voolud hakka- vad laskuma, tõmmates kaasa õhema ookeanilise maakoore. Enne laskumist toimub aga pidevalt ainese kuhjumine vahevöös (põr- kumise tõttu), mis sageli põhjustab **diapiiride** teket maakoore ookeanisüvikute vahetus naabruses. Kuna vulkaanilised saared formeeruvad diapiiride nõlvadele, siis omandavad nad kaare ku- ju, s.t. tekivad saarkaared (vt. ka joonist 2.11).

Konservatiivsel piiril kaks laama libisevad üksteise suh- tes ilma pindala muutmata. Transformsed murrangud kujutavad endast seda tüüpi piiri näidet (joonis 2.12, vt. ka joo- nis 2.6).

Laamtektoonika on heaks näiteks teaduslike ideede aren- gust sünteesi teel. Suurt osa selle jaoks andmete kogumisel etendasid merepõhja uurimised. Ookeanipõhja laienemine ja laam- tektoonika on aluseks mandrite ja ookeanide tektoonilise evol- lutsiooni mõistmisel. Selle teooria väljatöötamisele viisid uurijaid järgmised asjaolud:

- *kõrgenenud soojusvoo avastamine ookeanikesksetes mäestikes;
- *erineva polaarsusega jooneliste magnetanomaaliade sümmeetriline paiknemine ookeanipõhjas;
- *maavärinate sage esinemine mäestikes, murrangutevööndis ja mand- rite äärealadel;
- *süvafookuseliste maavärinate esinemine süvikute läheduses;
- *ookeanipõhja laienemise (spreedingu) mehhanismi tõenäosus.

Seega laamtektoonika kujutab endast ühendust järgmistest kontseptsioonidest:

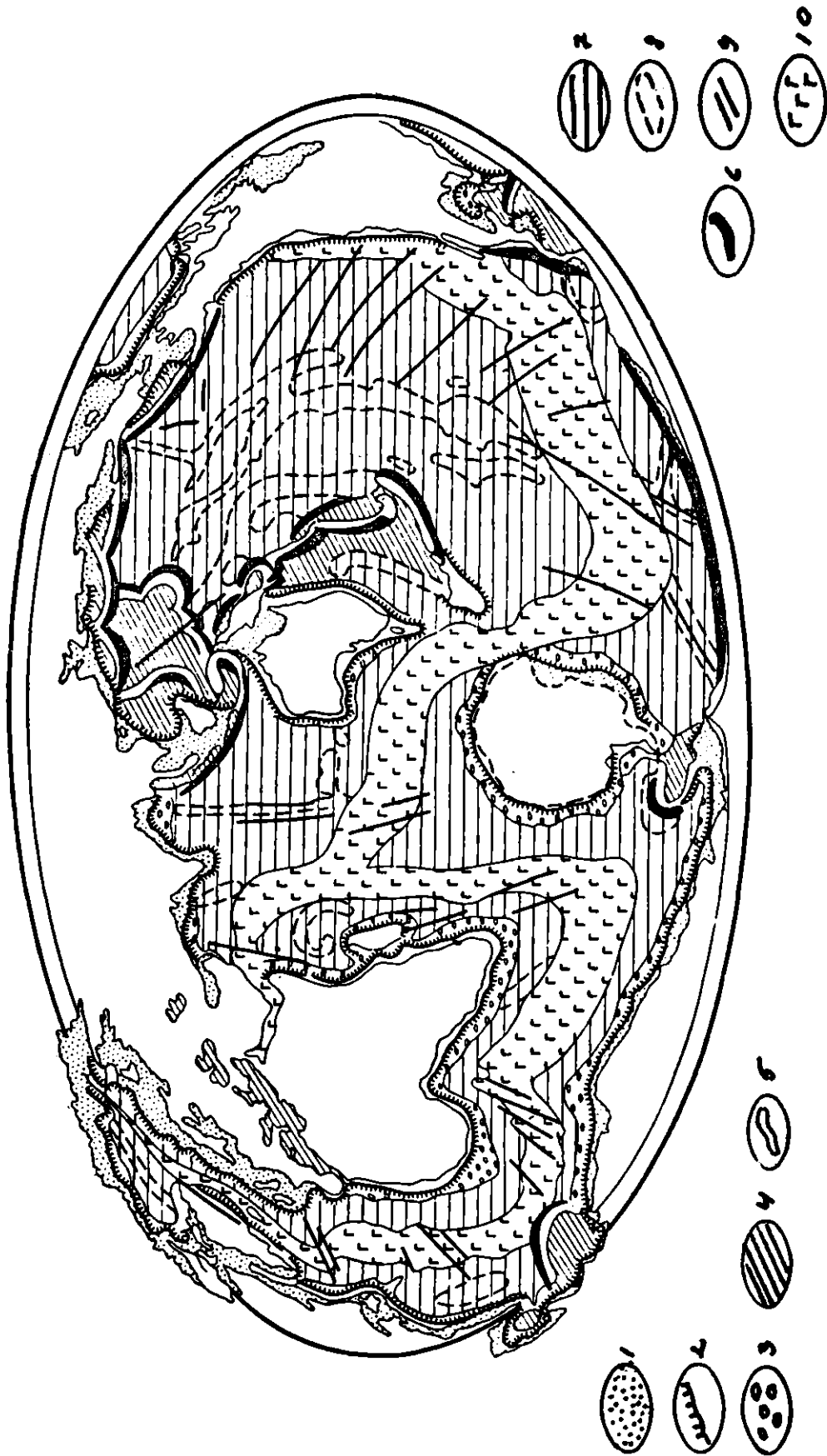
- a) ookeanipõhja laienemisest (spreedingust);
- b) subduktsioonist süvikute vööndis;
- c) transformsetest murrangutest;
- d) mandrite triivist.

Litosfääris eristatakse selle teooria alusel 7 suurt ja ligi 20 väiksemat laama (joonised 2.3 ja 2.6). Suured laamad:

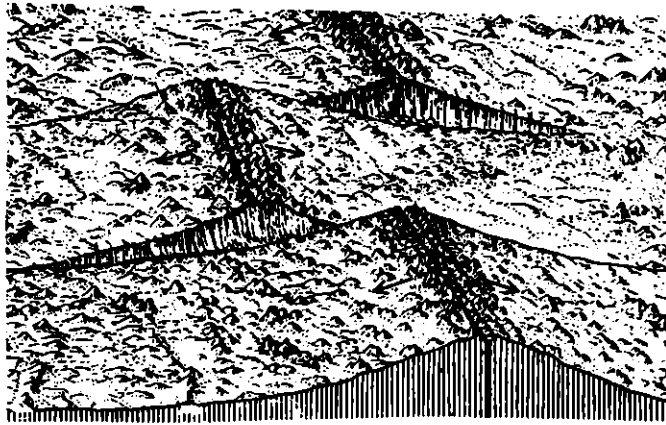
Euraasia	Vaikse ookeani
Aafrika	Indo-Austraalia e. India
Põhja-Ameerika	Antarktika
Lõuna-Ameerika	

Väiksemad laamad: Araabia, Kariibi, Filipiini, Nasca, Kookose jt. (nende arv oleneb eristamise alustest).

Laamad koosnevad kas ookeanilisest või mandrilisest maa- koorest või ka mõlemast kõrvuti. Nii näiteks hõlmavad Põhja-



Joonis 2.11. Maailmamere põhja peamised reljefivormid ja geoloogilised struktuurid (O.K. Leontjevi järgi). 1 - šelf, 2 - mandriõlv, 3 - mandrijalam, 4 - ääremere ja vähemere nõod, 5 - saarkaared, 6 - süvikud, 7 - ookeanipõhi, 8 - ookeanipõhja kerkealad, 9 - suuremad murrangutealad, 10 - ookeanikeskne mäestikesüsteem.



Joonis 2.13. Transformeed murrangud ookeanikeskse mäestiku kahe ahelikulõigu vahel, mis on nihkunud üksteise suhtes (G. Menardi 1971 järgi).

ja Lõuna-Ameerika laamad ka Atlandi ookeani ala lääne pool Kesk-Atlandi mäestikku, Vaikse ookeani laam on ookeanilise maakoorega. Mõningateks eranditeks on nüüdisaegsed orogeensed vööndid - Kordiljeerid, Vahemereline, Tsentraal-Aasia, Kirde-Aasia jt., mis koosnevad veel väiksematest - nn. mikro-laamadest.

Laamade liikumist põhjustavad tõenäoliselt paljud tegurid. Esialgu arvati, et põhjuseks on **konvektsioonivoolud e. konvektsioon**. See on vedeliku või gaasi osakeste liikumine raskusjõu ja tiheduste erinevuse toimel.

Konvektsiooniga seletati varem maakoore paindumist, mille tagajärjeks on suurte nõgude ja nendes võimsate settela-sundite kujunemine, seejärel settekihtide kurdudesse surumine ning kurdmäestiku teke.

Võttes ookeanipõhja laienemisel aluseks konvektsioonilise aineringe, oletati, et sellest on hõlmatud kogu vahevöö. Hiljem selgus, et vahevööle on omane tiheduse kontsentriiline jaotus, mistõttu konvektsioon toimub ainult ülemises vahevöös. Kuid on ka teisi arvamusi seoses ainete liikumisega (näiteks, et konvektsioonivoolud vahevööst nn. kuumades punktides astenosfääris voolavad laiali ja liigutavad nende kohal olevaid laamasid). "Kuumade punktide" kohal toimub tõepoolest vahevöö ainese konvektsioon, millest on tingitud ka järsult suurem soojusvoog ookeanikesksete mäestike riftivööndis (vt. ka joonis 2.14). Osa uurijaid väidab, et konvektsioon on võimalik ainult vedelikes ja gaasides. Osa peab seda võimalikuks ka vahevöö ainese puhul, nimelt kurdudes avalduva plastilisuse ja teiste faktide alusel.

Energiaallikaks konvektsioonivoolude tekkel pakutakse:

- 1) radioaktiivsust;
- 2) soojust, mis tekib kivimite muutumisel (basalt-eklogiidiks);
- 3) teatud komponentide, näiteks raua gravitatsioonilist vajumist vahevööst tuuma;
- 4) soojust, mis eraldub raua kristallisatsioonil välis- ja sisetuuma piiril;
- 5) Kuu ja Päikese loodete mõju maakoorele.

Laamade liikumiste põhjustajateks peetakse soojust ja raskusjõudu. Nende liikumiste konkreetne mehhanism on enam-vähem selge, kuid need pole maasiseste protsesside mehhanism, mis paneb laamad liikuma. On palju eriarvamusi nende küsimuste selgitamisel. Arvatakse, et seda nähtust põhjustab näiteks:

- 1) litosfääri gravitatsiooniline libisemine ookeanikesksest mäestikust eemale, millega antakse laamadele tõuge nende hävimiseks (sukeldumisel);
- 2) pinged, mis tekivad ookeanilise maakoore jahtumisel ja vajumisel tema ümberpaiknemise puhul;
- 3) isostaatilise tasakaalu rikkumine, mis võib tuleneda eroosioonist mandritel või lisakoormusest paksude settelasundite kuhjumisel meres;
- 4) erinevus laamade koostise, ehituse ja geoloogilise vanuse osas;
- 5) termaalsed joad ja teised, osaliselt konvektiivsed süsteemid, mis on seotud soojuse edasikandega jne.

Variante on palju, kusjuures põhilist informatsiooni annavad geofüüsika jt. füüsikateadused. Eeltoodud ideed võivad ka üksteist täiendada ja aidata luua ühtse hüpoteesi või teooria.

Kokkuvõtteks - argumendid mandrite triivi, ookeanipõhja laienemise (spreadingu) ja laamtektoonika kasuks üksikuna võetuna pole võib-olla küllalt usutavad, kuid vaadelduna andmete kogumina, mis on saadud sõltumatutest allikatest, omandavad nad erakordselt suure kaalu. Laamtektoonika üldistava kontseptsiooniga ühilduvad juba praegu gravitatsiooniliste nähtuste, soojusvoogude, Maa kõva kesta seismoloogia, geomorfoloogia, struktuuri- ja ajaloolise geoloogia ning petroloogia uurimisandmed.

2.3. Litosfääri peamised struktuursed elemendid

Mandrilise ja ookeanilise maakoore uurimised näitavad, et maakoore peamisteks struktuurseteks elementideks on mandrid ja ookeaninõod, mõelduna geofüüsikalises, mitte geograafilises mõttes. See tähendab, et nende piiriks pole rannajoon, vaid mandrijalam. Selles mõistes ja suuruses hõlmavad mandrid 2/5 maakoorest. Suures ulatuses, eriti Vaikses ookeanis määratakse see piir eelkirjeldatud subduktsiooni e. Benioffi vööndiga.

Põhiline osa laamade pindalast mandritel ja ookeanides kuulub vastupidavatele maakoore ja litosfääri osadele - **platvormidele**, vastavalt mandrilistele ja ookeanilistele. Viimaseid nimetatakse sageli ookeanilisteks laamadeks. Platvormidel on üldiselt tasandikuline reljeef ja ühesugune maakoore ja litosfääri ehitus.

Laamade piiridele ookeanides on omased ookeanikesksed mobiilsed vööndid - **ookeanikesksed mäestikud** e. ookeani keskmäestikud, aga omakorda nende teljevööndid - **riftivööndid** vastavad

vahetult neile piiridele. Need mäestikud moodustavad sisuliselt veealuse mäestiküsteemi, mis u. 64 000 km pikkusena läbib kõiki ookeane (joonised 2.5 ja 2.11). Lihtsustades öeldakse mäestiküsteemi asemel **mäestik** ja antakse ka asukoha järgi mõnele osale nimi, näiteks Kesk-Atlandi mäestik.

Ookeanikeskne mäestik kujutab endast riftogeense maakoorega ala. Selle omapärase mäestiku laius on kuni 2000 km ja suhtelised kõrgused selles on kuni 6 km. Olemuselt on see omalaadne kerkeala. Maakoore on selles puhetunud hiiglaslikuks võlviks, mille nõlvadel ja eriti keskosas, teljevööndis on keerukas liigestatud reljeef. Teljevööndis on ebasümmeetrilised ahelikud, mida lahutavad tasasepõhjalised ja järsuveerulised vagumused. Et need on kujunenud riftitüüpi murrangute tulemusena, nimetatakse neid **riftivööndeiks**. Nende laius on mõni kilomeeter, sügavus ligi kilomeeter. Neid iseloomustab erakordselt suur elastsete lainete kiirus, suurenenud soojusvoog (3 - 10 kcal/cm².s) Maa sügavusest, kõrge seismilisus ja vulkanism (saartel ja vee all).

Kõik eelmärgitu, aga ka väga suur reljeefi liigestatus, viitavad sellele, et need mäestikud kujutavad endast nüüdisaegse intensiivse mäetekke regioone.

Ookeanikesksete mäestike riftivööndid ristuvad arvukate **süvamurrangutega**, millele J.T. Wilson andis 1965. a. **transformsete murrangute** nimetuse. Need on üheks iseloomulikumaks ja levinumaks ookeanipõhja struktuuriks. See fakt tõendab ka seda, et on olulisi erinevusi litosfääri paksuses ja termilises režiimis mandriliste ja ookeaniliste riftide piires.

Neid murranguid pidi toimub ookeanikeskse mäestiku osade nihkumine (enamasti) risti ahelike telgedega riftivööndiga (joonis 2.12). Mõnes regioonis kulgevad nad riftivööndi suhtes teatud nurga all.

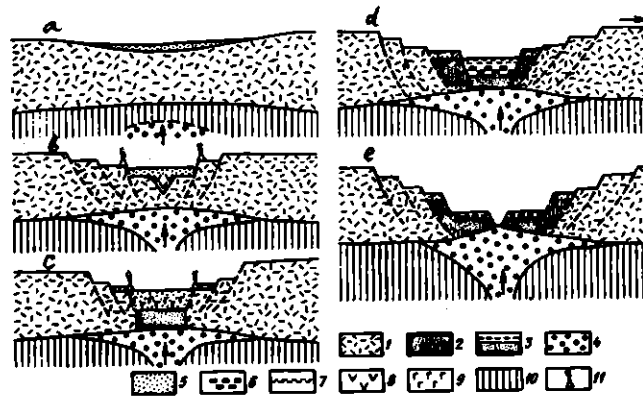
Kesk-Atlandi mäestiku teljevööndis viimastel aastakümnetel teostatud detailsetel batümeetrilistel ja geofüüsikalistel kaardistamistel tehti kindlaks 60° p.-l. ja 55° l.-l. vahel 212 transformset murrangut. Enamus neist (60 %) on väikesed, mille tektooniliselt ja seismiliselt aktiivse osa pikkus on 10 - 40 km, vaid u. 5 % on üle 150 km pikkuse aktiivse osaga, enamasti ekvaatori lähistel. Passiivne osa neil murranguil on mitmesaja või isegi üle 1000 km pikkune.

Vahekaugus transformsetel murrangutel on piki ookeanikeskset mäestikku 20 - 75 km, kuid mitte kõikjal. Üldse pole neid leitud aga Atlandi ookeanis 60 ° kuni Islandini. Väike on nende hulk India ookeanis, u. 40, olles 60 - 300 km vahekaugusega. Vaikses ookeanis on 65 ° l.-l. ja 50 ° p.-l. vahel 59 transformset murrangut.

Atlandi ookeanis paikneb see veealune mäestik peaaegu ookeani keskel, üldsuunaga põhjast lõunasse. Põhja-Jäämerd läbib pooluse lähedalt (Ellesmere maalt Uus-Siberi saarestikuni) veealune Lomonossovi mäestik.

Lõuna-Atlandilt kulgeb mäestik ümber Aafrika India ookeani, läbib selle ja pöördu ümber Austraalia Vaikse ookeani idaossa, teeb pöörde põhjasuunas ja lõpeb Kordiljeeride mäestikusteemiga kohtudes, enne seda aga oluliselt madaldudes.

Arvatakse, et Kalifornia laht, Punane meri, Adeni laht, Ida-Aafrika riftivöönd, Baikali järv, Surnumeri ja Jordaania teised orud, on maakoore lahknemise moodustised nendes kohtades, kus algab ookeanikeskse mäestiku kujunemine. Seega on tegemist aladega, kus tulevased mered ja ookeanid on n.ö. embrüonaalses arengustaadiumis. Maakoore ja vahevöö kontaktala on seal samasuguse ehitusega kui ookeanikesksetes mäestikes (joonis 2.13).



Joonis 2.13. Kontinentaalse riftivööndi teke (a) ja areng (b), tema üleminek mandritevaheliseks (c), spreedingu algus (d) ja edasiareng (e) (E. Haini 1984 järgi).

1 - mandriline maakoor, 2 - üleminekulist tüüpi maakoor, 3 - ookeaniline maakoor (peal settekiht), 4 - ülekumunenud ja ületihenenud vahevöö, 5 - mandrilised setted, 6 - evaporiidid (keemilised setted), 7 - madalaveelise mere setted, 8 - leelised vulkaniidid, 9 - toleiidised basaldid, 10 - normaalne vahevöö, 11 - vulkaanid.

Eespool (pt.-s 2.2) vilksatas korraks termin **kuumad punktid** ehk ka **kuumad laigud**. Nende selgitamiseks võib veel lisada, et need on anomaalselt kõrge soojusvooga, mis seotud selle ala kõrgendatud magmaatilise ja hüdrotermaalse aktiivsusega. Magmatism avaldub eriti intensiivselt ookeanikesksetes mäestikes, saarkaartel ja aktiivsetel mandri äärealadel, kuid ka laamade keskosades on palju vulkaane, mis on seotud "kuumade punktidega". Uurijad on kindlaks teinud 53 niisugust ala meredes ja 69 maismaal, ning et need on aktiivsed olnud viimased 10 miljonit aastat. Kui näiteks Vaikse ookeani alune maakoor nihkus üle "kuumade punktide", kujunesid (vahevööst üles-

tõusvast magmast) vulkaanide read, näiteks ka Havai saarestik Island ja Assoori saarestik asuvad Kesk-Atlandi mäestikul (joonis 2.14).

Idee "kuumadest punktidest" avaldas esimesena J.T. Wilson 1963. a.



Joonis 2.14. Atlandi ookeani põhi Assoori saarte piirkonnas

Kokkuvõtteks - ookeanilisel maakoorel eristatakse ookeanikesksed mäestikud ja ookeanilised platvormid ning mandrilisel maakoorel mandrilised platvormid ja orogeensed ehk mäestikulised vööndid. Üleminekulised vööndid mandrite ja ookeanide vahel on hõlmatud mobiilsete siirdevööndite poolt, kus toimub subduktsioon. Need struktuursete elementide tüübid pole väljendunud mitte ainult maakoores, vaid ka vahevöös. Iga struktuurne element on oma tektoonilise ja endogeense režiini

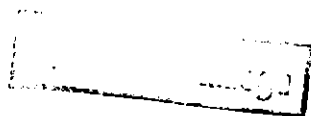
miga, s.t. teatud tektooniliste liikumistega, aga ka magmatismiga, geofüüsikaliste väljade, reljeefi ja setete kuhjumise iseärasustega.

Ookeanide ja mandrite struktuurilised elemendid moodustavad teatud evolutsioonilise rea, mis väljendab nende muutusi - üleminekuid üksteiseks, laiemas mõttes üleminekuid ookeanidelt mandritele. Kuid looduses esineb ka kohati teine arengusuund - mandritelt ookeanidele läbi riftogeneesi protsessi (Ida-Aafrikas).

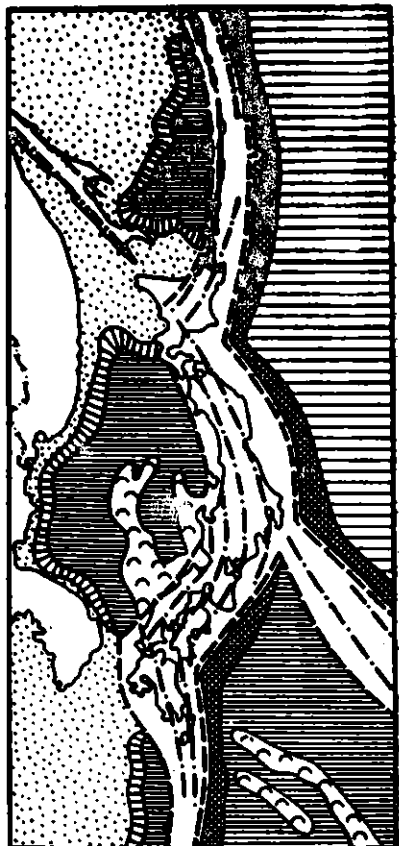
Peaaegu sada aastat enne laamtektoonika teooria väljatöötamist (alates 1857. a.) hakkas geoloogiateaduse selles harrus, mida nüüd tuntakse **geotektoonika** all (s.o. teaduses lito-sfääri struktuurist, liikumisest, deformatsioonidest ja arengust) levima arusaam, et Maa reljeef on teinud erinevatel aladel varem või hiljem läbi **geosünkliinalse arenguetapi**.

Geosünkliinalse arengu sisuks on olnud ulatuslikud vertikaalsed liikumised, mis on kohati transformeerunud horisontaalseteks surveteks ja kujundanud mäestikke. Geosünkliinaali na vaadeldi võimsa settelasundiga piklikku merelist regiooni, mis algul oli vajumisliikumises, hiljem muutus mäestikuks, s.o. sisuliselt ülemineku- ehk siirdevöönd. Peaaegu kõik intensiivse kurrutuse ja murrangutega kurdmäestikud asuvad niisuguste, s.t. varasemate geosünkliinaalide kohal. Kui võrrelda neid alasid tervet Maad hõlmava laamtektoonika alusel eristatavate aladega, näeme, et need langevad kokku subduktsioonivöönditega ehk teiste sõnadega öelduna - laamade destruktiivsete piiridega (vt. pt. 2.2). Seal tekivad mäestikud, mida seoti geosünkliinalse arengu lõppstaadiumiga.

Kui laamtektoonika teooria selgitab ja põhjendab lito-sfääris toimuvaid muutusi ning reljeefi arengut paljude globaalsete protsesside vastastikusel tingitusel ja mõjutusel, siis kurrutatud alade geosünkliinalse arengu kontseptsioon käsitles neid nähtusi Maal regiooniti. Selle asjaolu ja ookeanipõhja uurimisandmete vähesuse ning nendegi rakendamata tõe tõttu ei suutnud see kontseptsioon reljeefi arengut põhjalikult selgitada. Laamtektoonika on nüüdseks leidnud õigustust tõenäoliselt enamuse eelmise kontseptsiooni toetajate silmis ja geoloogiateadustes on paljugi seisukohti ümber hinnatud ning fakte teisiti interpreteeritud. Seoses sellega on vaja eelmise aja rohket teaduslikku kirjandust, õpikuid ja teatmeteoseid kasutades kokku viia varasema kontseptsiooni ja uudse laamtektoonika uurimisobjektid, sealjuures "tõlkida" ümber ka terminoloogia. Vaieldakse muu hulgas sellegi üle - kas on vaja üldse **geosünkliinaali** kui terminit kasutada. Üldtuntumad tektonistid Nõukogude Liidus V.E. Hain, A.E. Mihhailov (1985) peavad vajalikuks selle termini kasutuselejätmist ja annavad sellele avarama sisu, nimetades geosünkliinaali ühtlasi ka siirdevööndiks (joonis 2.15). See on ulatuslik mobiilne globaalne ala, mis kujuneb laamade piiril (süsteemis: ookean - manner; manner - manner või ookean - ookean), ja millel esineb intensiivne vulkaaniline tegevus ning millel on kuhjunud paksud sette kivimite lasundid. Tunnistatakse seda, et neil ala-



del toimuv kurrutus on laamade kokkupõrke tulemus ning tekki-
vad kurdmäestikud võimsa taastekkinud mandrilise maakoorega.



Joonis 2.15. Siirdevöönd Vaikse ookeani läänepiiril.

1 - šelf, 2 - mandrinõlv, 3 - süvaveeliste merede põhjatasandikud, 4 - kõrgustikud süvaveeliste merede põhjades; 5 - saarkaared, 6 - süvikud, 7 - ookeanipõhi.



Eeltoodust järeldub, et tegemist on kolme tüüpi geosünk-
linaalsete ehk siirdevöönditega:

- 1) mandri ja ookeani vahelisse e. **mandriäärelisse** siirdevööndisse kuulub näiteks nüüdisaegne Vaikse ookeani lääneosa oma ääremere, saarkaarte ja nende kõrval asuvate süvikutega (joonis 2.15), läänes asuvate Hiina ja Austraalia mandriliste platvormide ning itta jääva Vaikse ookeani laama vahel;
- 2) **mandritevahelisse** siirdevööndisse kuulub Vahemereline vöönd, mis asub Euraasia ja Aafrika ning Hindustani (s.o. India) mandriliste platvormide vahel (Alpidest Himaalajani);

3) **ookeanidevahelisse** siirdevööndisse kuulub kaks ala - Antilli-Kariibi (läänepoolkeral) ja Indoneesia (idapoolkeral); esimene asub Kookose (Vaikse ookeani idaosa) ja Lääne-Atlandi ookeanilise laama vahel, teine aga India ja Vaikse ookeani laamade vahel.

Ülaltoodust nähtub, et mõningaid alasid on küll nimetatud teisiti; kuid põhijoontes vastab geosünkliinaalne vöönd laamtektoonika teooria subduktsioonivööndile ja ühtlasi mäetekkelisele alale. Muidugi on nüüdses geotektoonikas vääriline ja õigustatud koht Maa reljeefi arengus antud ookeanikeskse mäestikusteemi ning riftivööndi käsitlemisele.

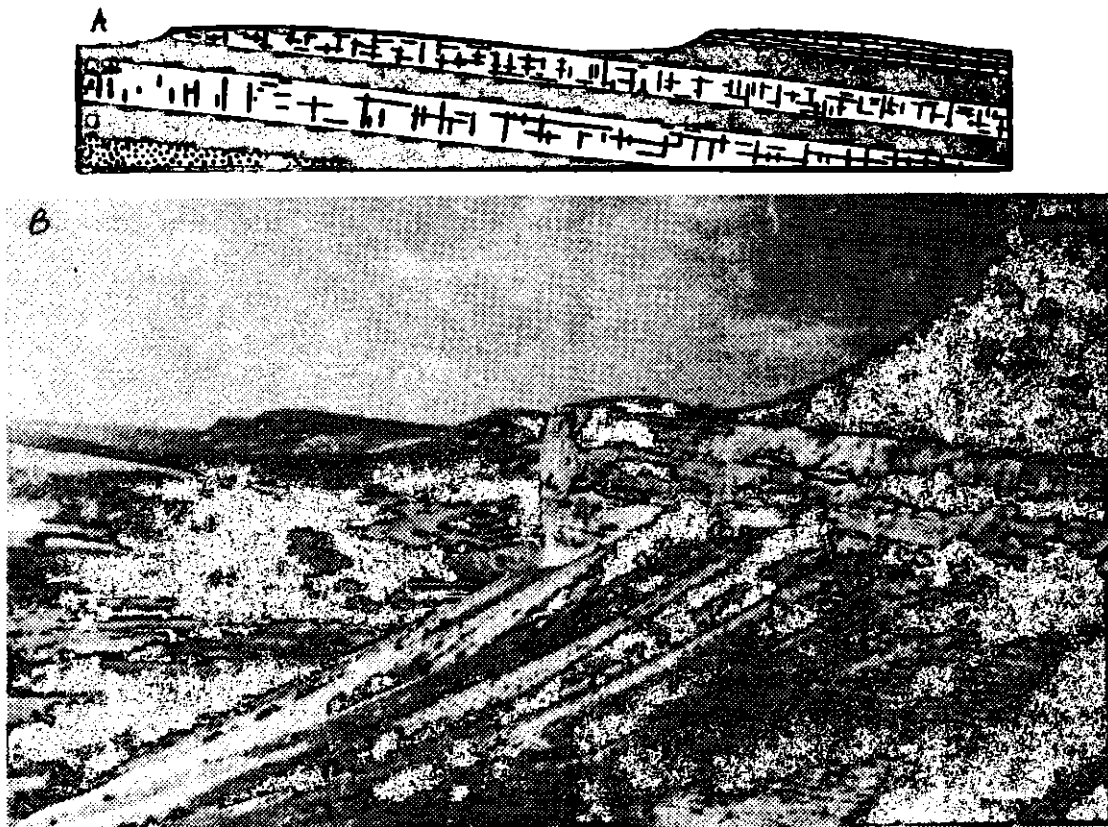
2.4. Tektooniliste liikumiste reljeefikujundav toime

Endogeensed protsessid kutsuvad esile kurrutusliikumisi e. kurdumisi, murrang- ja kõikuvliikumisi. Need tektoonilised liikumised tingivad maakoore erinevaid deformatsioone, mis otseselt või kaudselt väljenduvad reljeefis erinevate pinnavormidena.

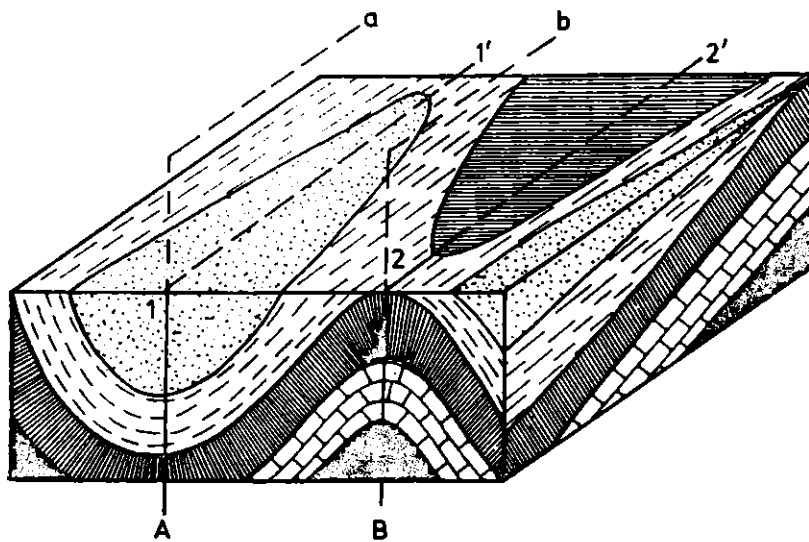
2.4.1. Kurrutusliikumised (e. plikatiivsed dislokatsioonid)

Enamal juhtudel moodustavad ulatuslikke alasid katvad settekivimid horisontaalseid kihte. Kui aga alus, millele nad ladestusid, kerkib erinevates kohtades erinevalt, murtuvad kihid kallakjateks või lainjateks. Ühes suunas kallutatud kivimikihte nimetatakse **monokliinaalseteks** (joonised 2.16 ja 2.21A).

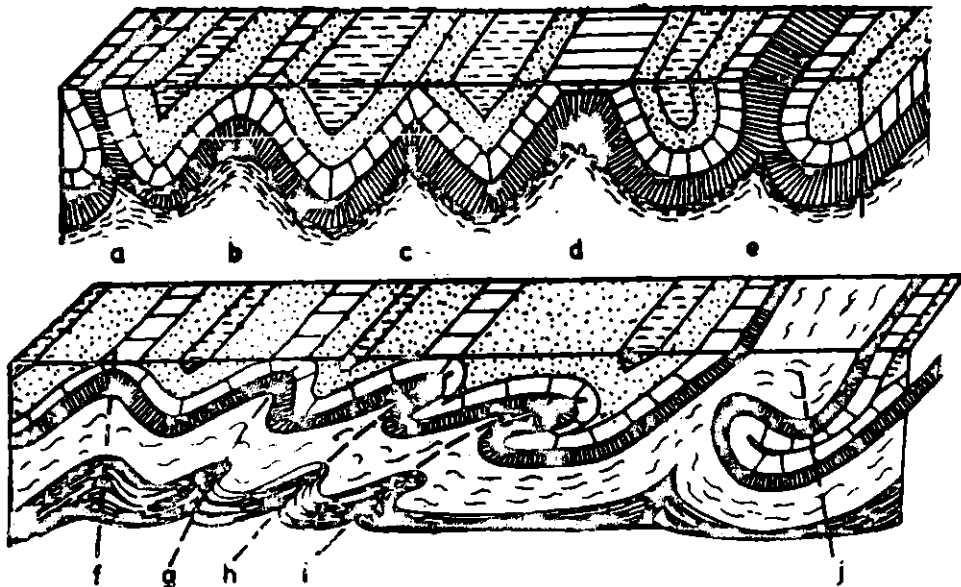
Kui aga kivimid alluvad muljuvale survele, mis ületab nende elastsuse piiri, hakkavad nad plastiliselt painduma, moodustades **kurdusid**, mis sisuliselt on kihtide **lainekujulised painded**. Kurrud võivad oma kujult olla mitmesugused. Kurdude põhitüübid on antikliinaal ja sünkliinaal. **Antikliinaal e. kohr** on kurd, mis harilikult on kumerusega pööratud ülespoole ning mille turmas asetsevad vanemad, tiibadel nooremad kivimikihid (joonis 2.17). **Sünkliinaal e. vaondis** on kihtide kumerus harilikult allpool ja tuumas lasuvad nooremad ning tiibadel vanemad kihid. Põhiplaani järgi eristatakse: joonkurd (sirge), brahhükurd (ovaalne) ja kuppelkurd (ümmargune). Telgipinna asendi järgi liigitatakse kurd: normaalkurd, kaldkurd, ülekaldunud kurd, lamav kurd ja kummuli kurd jne. Tiibade kuju alusel eristatakse: lehvikkurd, kiilukujuline kurd ja isokliinaalne kurd (joonised 2.18, 2.20 ja 2.21). Kurrutatud aladel esineb ka **fleksuure** (joonis 2.19). Need on üldiselt kallaklasumusega kihtide järsud painded monokliinaali foonil. Suuremõõtmeliste lamavate kurdude teljeosas tekivad murrangrikked (lõhed, võib toimuda ulatuslik nihe). Kurrud väljenduvad reljeefis kas otseselt või on nende esinemisalal kujunenud inversiooniline e.



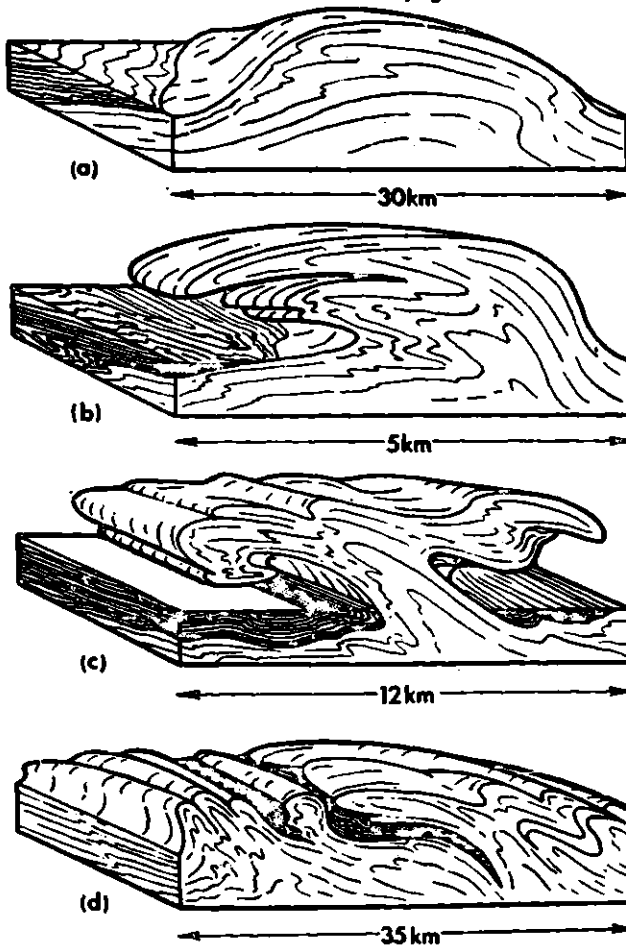
Joonis 2.16 Kivimikihtide monoklinaalne lasumus: a) läbilõikes (põhimõtteline), b) Krimmi mäestikus kuestade moodustajana (A. Oraspõllu foto).



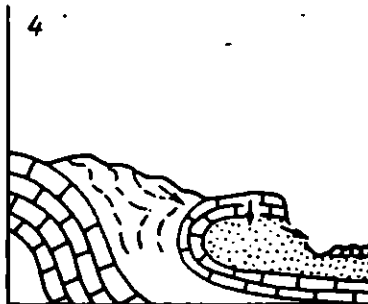
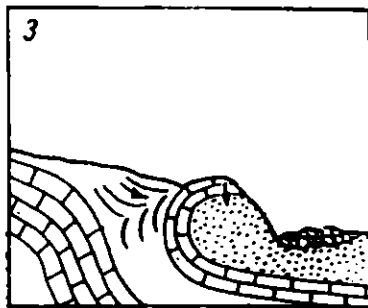
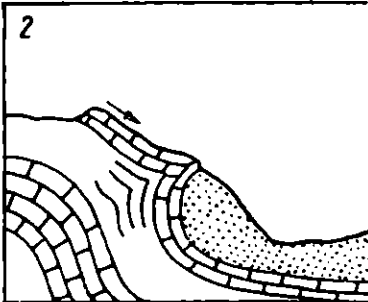
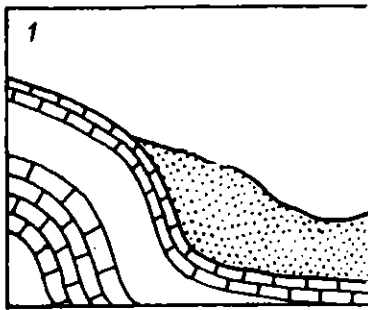
Joonis 2.17A. Sünkliinaali (A) telg (1-1) ja telgpind (a) ning anti-klinaali (B) telg (2-2') ja telgpind (b).



Joonis 2.17B. Kurdude tüübid: a - isoklinaalne kurd, b - normaalkurd, c - katuskurd, d - kohverkurd, e - lehvikkurd, f - sümmeetriline kurd, g - kaldkurd, h - ülekalduv kurd, i - lamav kurd, j - kummuli kurd.



Joonis 2.18. Kurde: a - kupelkurd, b - ühepoolne kattelise kurd, c - kahepoolne kattelise kurd, d - kallutatud ja kattelised kurrud koos.



Joonis 2.19. Fleksuuri areng.
 1 - tüüpiline fleksuur,
 2 - 4 - katte ja fleksuuri
 koosareng.

Joonis 2.20. Lamav kurd kuristiku
 veerul



vastupidine reljeef. Selles antiklinaal osutub intensiivse murenemise ja erosiooni tulemusena oruks, aga murenemisele vastupidavamatest kivimitest sünkliinaal võib moodustada mäeaheliku (joonis. 2.21).

Enamasti on kurrutatud struktuuride ja reljeefi suhted keerukad. See tuleneb sellest, et kurrutatud alade pinnavormistiku kujunemine ei sõltu mitte ainult kurdude tüüpidest, vaid paljus kivimite ühe- või erisugusest koostisest, eksogeensete protsesside intensiivsusest ja ajalisest kestusest ning territooriumi tektoonilisest režiimist. Mingis suuremas kurrus võivad kivimikihid olla omakorda lainetaoliseks (või voolavalt) muljutud, s.t. koosneda sekundaarsetest kurdudest ehk madalamat järku kurdudest.

Ehituselt suhteliselt lihtsad kurrud väljenduvad reljeefis madalate kompaksete ahelikena. Suuremad ja keerulisemad oma siseehituselt on **antiklinooriumid** ja **sünkliinooriumid** (joonis 2.22), mis väljenduvad reljeefis suurte ahelikena ja nende vaheliste nõgude või orgudena, näiteks Suur-Kaukasuse peaaehelik jt. Veel ulatuslikumad kurdalad, mis koosnevad mitmest antiklinooriumist ja sünkliinooriumist, moodustavad reljeefi megavorme - megaantiklinooriume ja -sünkliinooriume, nagu näiteks mäestikusteeme (Andid, Alpid, Kordiljeerid, Suur-Kaukasus). Mõnes kohas, näiteks P.-Ameerikas, on üksikuid mäeahelikke, mis on moodustunud vaid ühest antiklinaalist (joonis 2.23).

Kurdude moodustumine (kurrutus) ilmneb kõige selgemalt maakoore liikuvates - orogeneetilistes ehk mäetekkelistes osades. Kurdude moodustumisega kaasnevad murrangud, intensiivne magmatism, s.t. et maakoores tekivad intrusiivid ja maapinnal efusiivid (joonis 1.13). Kõik need protsessid muudavad kurrutatud alade reljeefi väga keerukaks. Siia juurde tuleb liita eksogeensete protsesside toime - denudatsioon. Kokkuvõttes on nüüdisaegsed kurdmäestikud keeruka struktuurilis-denudatsioonilise reljeefiga, sest erosioon, eksaratsioon, varingud jt. protsessid on kurdude pinda veelgi liigestanud (joonis 2.24).

Joonis 2.21. A - monoklinaalide reljeefikujundav tähtsus ja B - kurddeformatsioonide reljeefivormid erinevates litoloogilistes tingimustes; kohru morfoloogia reljeefikujundav tähtsus (N.P. Kostenko järgi).

Monoklinaalid kujunevad tingimustes, kus vahelduvad vähem- ja rohkemvastupidavad kivimikihid. Oluline on kihtide kaldenurk. See määrab põhiliste kulutusvormide, platoode, kuestade ja ahelike kujunemise. Nad kujunevad selekteeriva kulutuse käigus. Järsukaldelised kihid moodustavad väikseid pinnavorme (1). Ahelikuline reljeef tekib 15° ja 60° vahemikus, kusjuures pindade mõõtmete vähenemine toimub kaldenurga suurenedes (1 ja 2). Suurimad vormid - platood ja kuestad kujunevad väikeste kaldenurkade juures (0 - 15°; 3 ja 4). Kõrgustiku (5) võib moodustada vastupidavatest kivimitest antiklinaal.

Kuестad (kuni 15°) on levinud platvormsetel tasandikel ja ka mäestike servaaladel. Teket soodustab kerke ebaühtlus. Näiteks Krimmi ja Suur-Kaukasuse mäestiku põhjaosades, samuti eesmäestikes ja denudeeritud kaldetasandikel (3; ka joonis 2.16).

Ahelikud on enamasti geneetiliselt seotud kurrutatud aladega. Neid kujuneb kõikjal, kus kulutusele alluvad üle 15° kivimikihid. Ahelikuline reljeef on kurdmäestike iseloomulikuks elemendiks.

Kurd-deformatsioonid. Kivimikihtide käännud esinevad erineva geneesi ja morfoloogiaga kurdudena (ka joonised 2.17 - 2.19). Eristatakse väikese (mikrokurrud) ja suure raadiusega kurde.

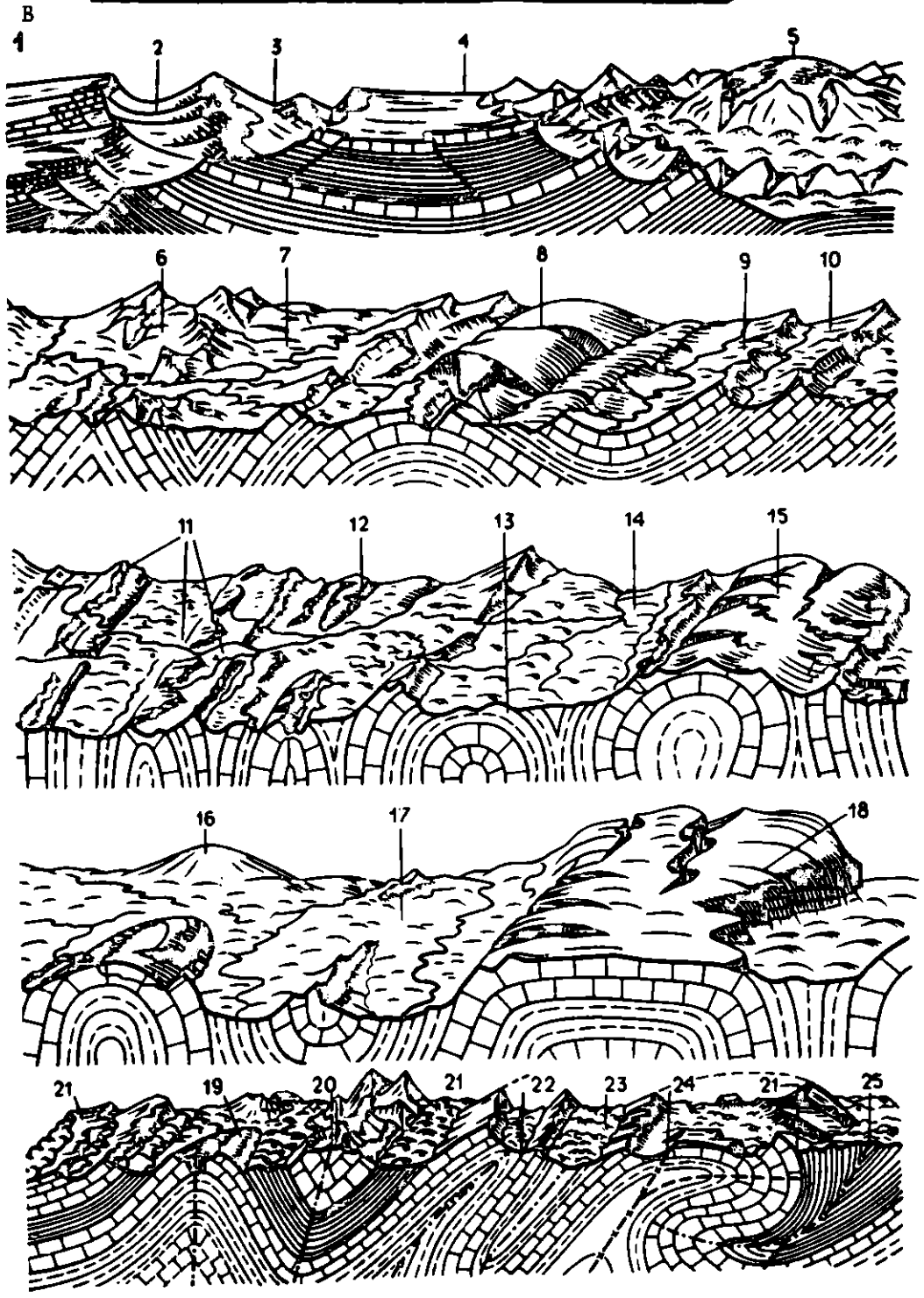
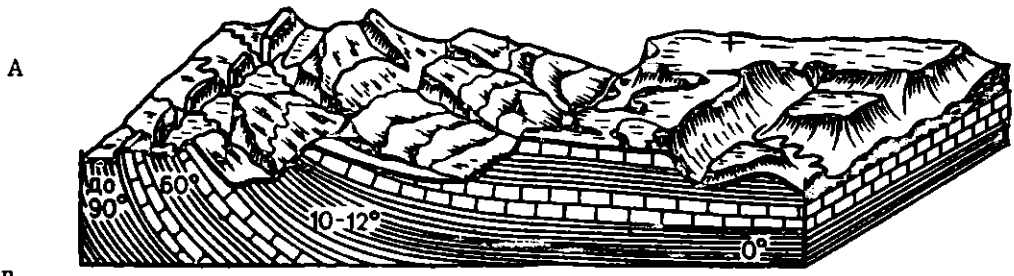
Soodsates litoloogilistes tingimustes antiklinaalide võlvid kujutavad endast reljeefis kergelt kumeraid platoosid (8), aga sünkliinaalide lukud - kergelt nõgusaid platoosid (9).

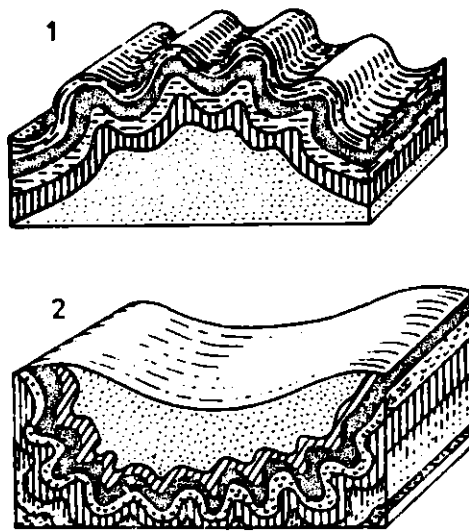
Isoklinaalsed kurrud moodustavad väikeste ahelike (seljakute) ja nõgude reljeefi (11), harvem kulutustele vastupidavate võlvide reljeefi (12; kurdu moodustav vastupidavam kiht tuleb reljeefis esile positiivse pinnavormina).

Kui levikkurru võlv koosneb pehmetest kivimitest, siis kujuneb siia nõgu (13), mida raamistavad künnised või seljakud (14). Kui leidub soomustavaid kihte, võivad kujuneda võlvkõrgustikud (15).

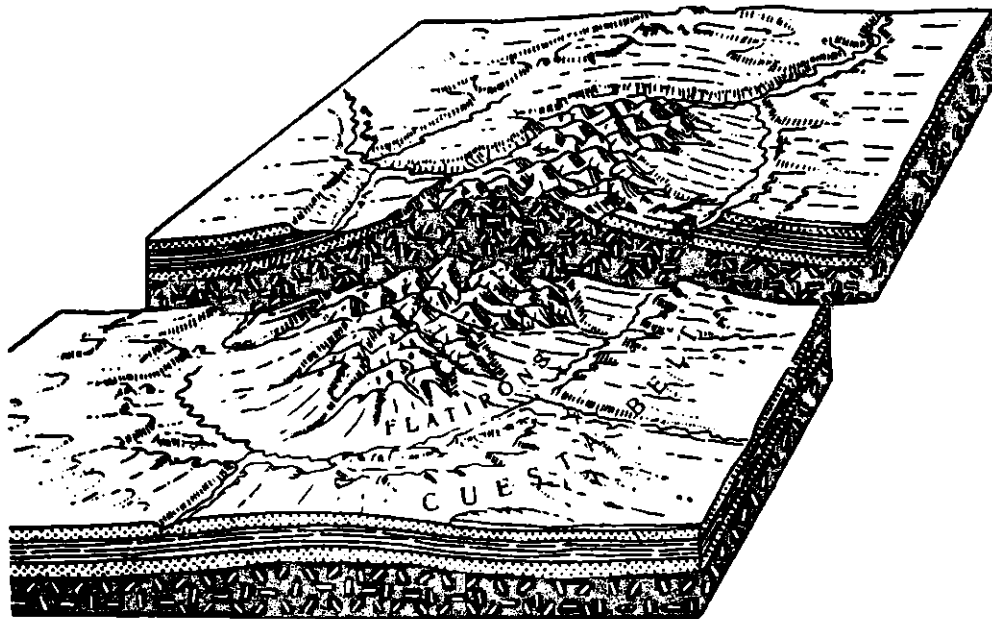
Karpjad kurrud (lauge lukk ja järsud tiivad) võivad moodustada kõrgustikke; antiklinaale (16) ja laugjaltkumeraid platoosid (18).

Sõltuvalt teljepinna kallakusest võivad kurd-deformatsioonid kujundada reljeefis sümmeetrilisi ja asümmeetrilisi vorme (19 - 25). Selgemalt on väljendunud reljeefis otsesed ja kallakjad kurrud (19 - 23). Soodsates litoloogilistes tingimustes nende tiivad moodustavad kuestalise reljeefi või ahelike, sõltuvalt erosioonilõike sügavusest ja litoloogilistest tingimustest võivad kujundada otsese või inversioonilise (vastupidise) reljeefi.

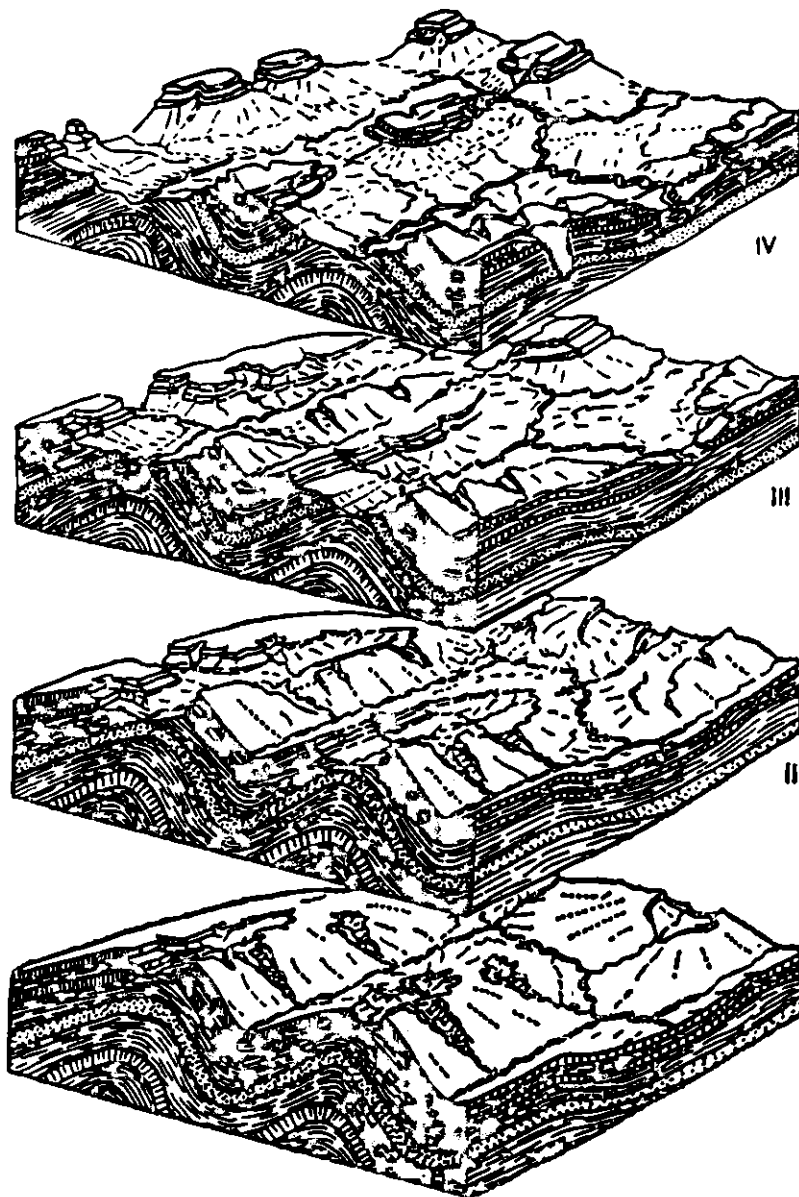




Joonis 2.22. Antiklinoorium e. suurkoht (1) ja sünklinoorium e. suurvaond (2). Mõlemad suurvormid koosnevad mitmest antiklinaalist ja sünklinaalist. Esimesed moodustavad ahelikke, teised nendevahelisi nõgusid.



Joonis 2.23. Plokk-diagramm monoantiklinaalsest mägismaast (Black Hills Põhja-Ameerikas).



Joonis 2.24. Reljeefi areng kurrutatud alal. Murenemise, voolava vee uuristava ja jääliustike kulutava tegevuse tulemusena kujunevad makroreljeefivormi pinnale mesoreljeefivormid.

2.4.2. Murrangliikumised

Murrangrikked e. murrangud e. disjunktiivsed dislokatsioonid on kivimite kompaktsuse ehk monoliitsuse rikkumised endogeensete protsesside toimetel.

Murrangute all mõistetakse lõhesid maakooses, mis tükeldavad monoliitse kivimi plokkideks, või ka nende plokkide nihkeid üksteise suhtes. Arvestades eelöeldut võib murrangrikkeid jagada kahte gruppi:

- 1) murrangud ilma olulise kivimiplokkide ümberpaiknemiseta, need on **diaklassid**;
- 2) murrangud kivimplokkide ümberpaiknemisega e. nihetega - **paraklassid** (seda terminit kasutatakse harva).

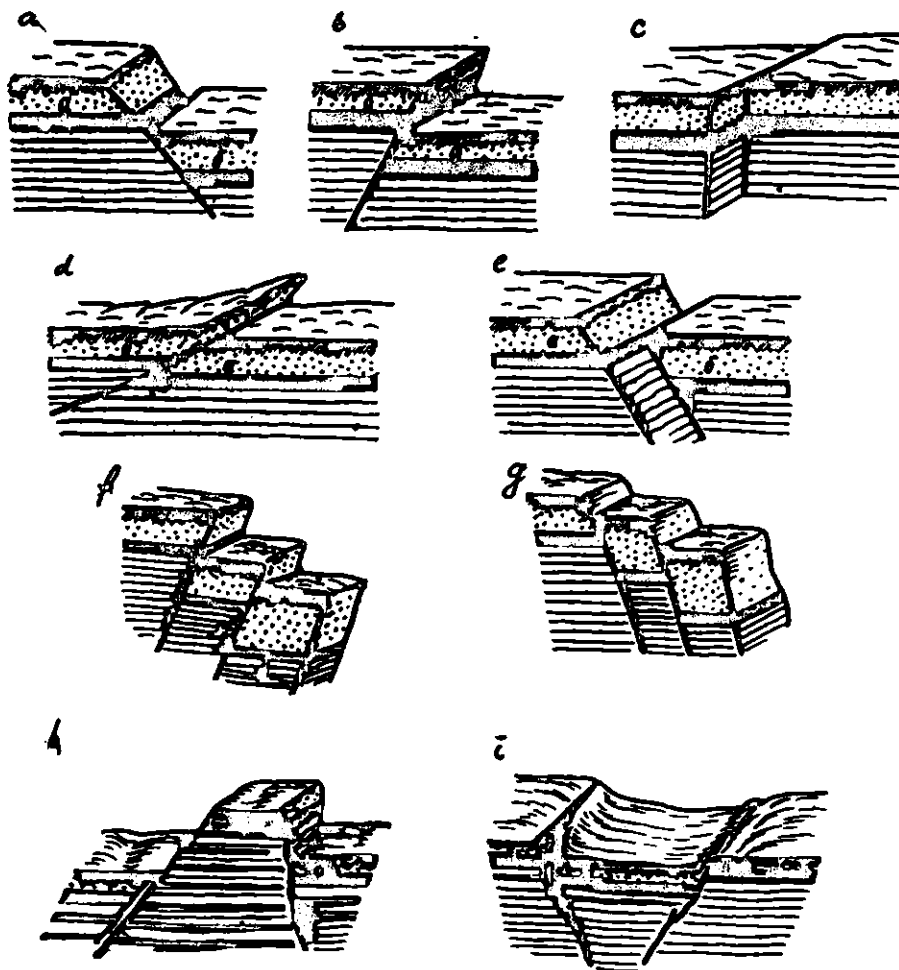
Diaklassid kui lõhed esinevad peaaegu kõikjal. Nad on erineva suuruse, ruumilise paiknemise ja päritoluga. On mikrolõhesid ja lõhesid, mille laius on mitu meetrit. Suured murrangrikked võivad ulatuda sügavale maakoore või isegi vahevöösse, seega kümnete kilomeetrite sügavusse. Enamasti on lõhed maakooses täitunud mineraalse ainesega. Viimast nimetatakse **sooneks**.

Lõhed võivad olla avatud, suletud või pimedad (neil pole "väljapääsu" maapinnale). Kaardipildis on lõhed kas sirgjoonelised või kõverad. Nad võivad üksteisega ristuda (joonis 2.25).



Joonis 2.25. Tektooniliste lõhede kulg platool.

Tektoonilised lõhed võivad sageli olla kilomeetreid, isegi kümneid kilomeetreid laiad. Nad avalduvad purunenud kivimite vöönditena (mitte "laiade kraavidena"), mida tuntakse ka **nõrkade vöönditena**, kuna tavaliselt kaasneb kivimite tükeldumisele tihe lõhedevõrk, mis soodustab valikuliselt kulutust, eelkõige erosiooni. Lõhed võivad kulgeda peaaegu horisontaalselt (kaldnurk alla 10°), sügavneda pikkamisi ($10 - 50^\circ$) või järsult. Enamasti moodustavad nad lõhedesüsteeme. Enamlevinud lõhedesüsteem on **klivaaž**. See on paralleellõhede süsteem, mis jagab kivimi kihtideks. Nende teket seotakse ainese liikumisega kurdude moodustamisel.



Joonis 2.26. Murrangurikete tüübid: a - normaalmurrang, b - kerkemurrang, c - horisontaalnihkemurrang e. nihe, d - pealenihkemurrang e. pealenihe, e - keerukad murrangud, f ja g - astangulised murrangud, h - ülang, i - alang.



Joonis 2.27. Reini alang Vogeeside ja Schwarzwaldi vahel.

Tektoonilisi lõhesid ei tohi ära segada eksogeense päritoluga lõhedega, mis tekivad kivimite murenemisel, maalihetel, liustike liikumisel, setete füüsikalise-keemilistel muutumistel jne. Nende lõhede sügavus on millimeetrist mõne meetrini.

Lõhesid tekib ka magma ja laava jahtumisel ning setendites diagenesi protsessidel (s.t. setetest settekivimite tekkel).

Murrangrikked võivad esineda koos nihete ehk siiretega. Siin tuleb eristada **siirdepinda**, mida mööda toimub lahtirebitud maakoore osade s.o. kivimplokkide nihkumine üksteise suhtes (joonis 2.26). Siirdepind on tavaliselt siledaks hõõrdunud, aga seal leidub ka kriimuseid, mida on tekitanud kõvemad kivimiosakesed üle nihkudes. Kriimude kuju järgi võib otsustada kivimplokkide nihkumise suuna üle. Neid plokkide, mis on liikunud, vaadeldakse ka murrangu tiibadena.

Kivimplokkid (tiivad) võivad üksteise suhtes olla kerkinud, vajunud või kõrvale nihkunud. Kui siirdepind on kaldu, tekivad lasuvad e. üla- ja lamavad e. alaplokkid (tiivad). Nihkumise amplituud võib ulatuda sentimeetritest kümnete (sada) meetriteni, üldiselt rohkem vertikaal- kui horisontaalsuunas.

Arvestades kivimplokkide nihkumise suunda ja siirdepinna asendit jmt. asjaolusid, eristatakse murrangrikkete tüübid.

Normaalmurrang (a) on selline murrangrikk, mille puhul siirdepind on kallutatud vajunud ploki suunas. Niisugused murrangud on kujunenud maakoore osade lahknemisel.

Maakoore kokkusurvel on ülaplokk nihkunud üles, moodustades **kerkemurrangu** (b). Siirdepinna kaldenurk on üle 45 °.

Pealenihkemurrang e. pealenihe (d) meenutab morfoloogiliselt eelmist (b), erineb aga sellest siirdepinna laugema kuju poolest. Pealenihked on suure amplituudiga. See on mõõdetav sadade meetritega, isegi kilomeetritega. Viimasel juhul on tegemist **šarjaaži e. tektoonilise kattega**. On juhtumeid, kus plokkid on nihkunud teiste peale kümnete kilomeetrite ulatuses (Taga-Alai ahelikus, Pamiiris).

Horisontaalnihkemurrang e. nihe (c) kujuneb plokkide horisontaalsel nihkumisel üksteise suhtes piki lauget või järsult langetavat siirdepinda. Mõnes kohas on nihked kaasnenud normaalse murrangutega või kerkemurrangutega. Siis tekivad väga keeruka ehitusega pinnavormid, sest plokkid on liikunud nii vertikaal- kui horisontaalsuunas (e).

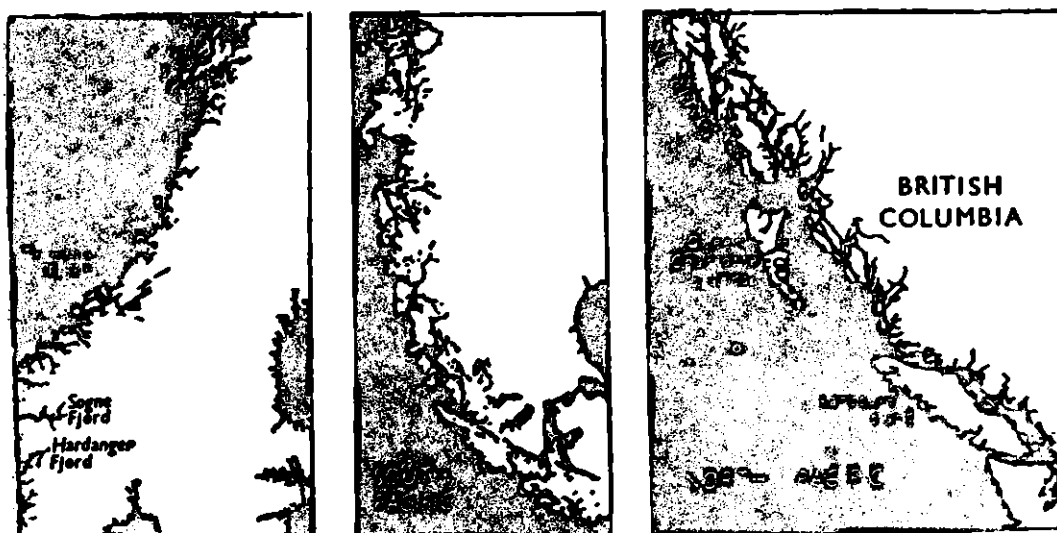
Keerukamate murrangrikkete hulka kuuluvad **astangulised murrangud** (f ja g) ja **ülangud ning alangud**.

Ülang (h) on maakoore kerkinud osa, mida piiravad murrangud, mis võivad oma olemuselt olla kas kerkemurrangud või normaalmurrangud.

Alang (i) on eelmisele n.ö. vastandvorm, kus maakoore osa vajunud. (Reini alang Vogeeside ja Schwarzwaldi vahel; joonis 2.27). Veega täitumisel võib olla alangusse tekkinud järv (näiteks Baikal, Balaton jt.).

Murrangute reljeefikujundav tegevus võib avalduda ka ainult lõhede tekke kaudu. Nimelt võivad nendesse kui purusta-

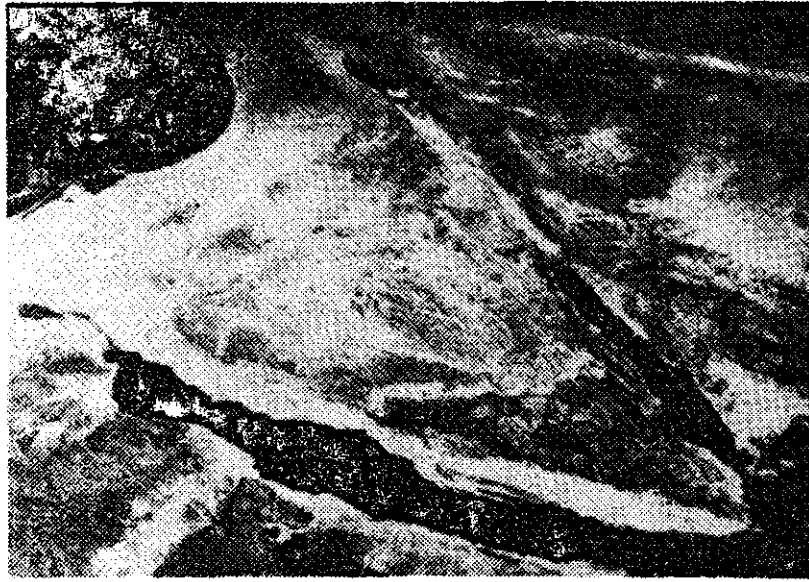
tud kivimitega kohtadesse kergemini kujuneda erosioonilised orud. Näiteks palju niisuguseid orge on Saksa-Poola madalikul (Visla, Oder, Elbe jt.), Skandinaavia poolsaarel, Soomes ja ka Eestis, kus jõeorud jälgivad osaliselt tektooniliste lõhede kulgu (Jägala, Võhandu jmt.), tehes ühest lõhest teise minnes järsunurgalisi pöördeid (siksakke). Üldiselt on kogu Eesti alus- põhi läbitud loode-kagu ja kirde-edela suunalistest lõhedest. Lõhedesüsteemid võivad määrata ka rannajoone kuju - näiteks Somaali ja Siinai poolsaarel, Aafrika idarannikul jm. Nad on üheks esmaseks eelduseks fjordranniku kujunemisel. Tektoonilisi lõhesid on seal kulutusega laiendanud vooluveed ja liustikud. Suurehulgaliselt on fjorde Skandinaavia poolsaarel, Sotimaal, Lõuna-Ameerika edelarannikul, Uus-Meremaa Lõunasaarel jm. (joonis 2.28).



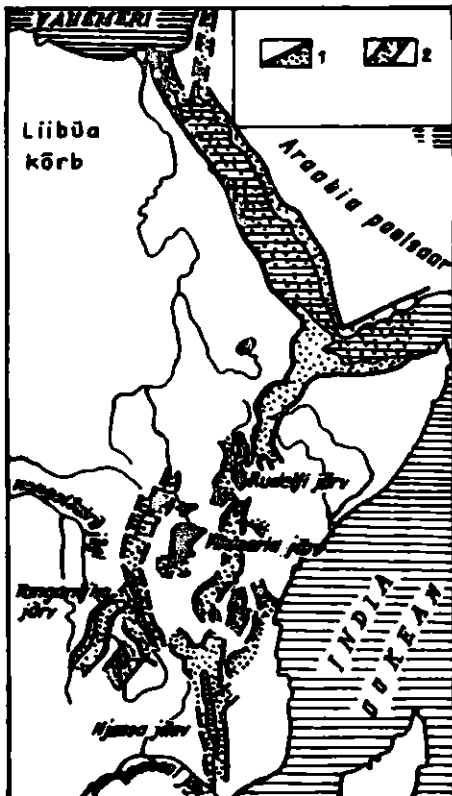
Joonis 2.28. Tektooniliste lõhede kohale on kujunenud (kristalsetest kivimitest) rannikuks arvukalt fjorde.

Süvamurrangud on hiiglaslikud lõhed, mis ulatuvad sügavuti isegi vahevöösse. Nende kulgu on jälgitud kosmoseaparatuuride abil ja selgitatud nende suurt osa megavormide tekkel. Süvamurrangute vööndid võivad olla isegi kümneid kilomeetreid laiad. Gigantsed lõhedesüsteemid kulgevad maakoos tuhandeid kilomeetreid nagu näiteks San Andrease murrang Kalifornias, mille maapinnal jälgitava osa pikkus on üle 1000 km. Ülisügavad murrangud võivad ulatuda alumisse vahevöösse, 500 - 700 km sügavusele. Nende kohal on ookeanisüvikud.

Väga suur on murrangute reljeefikujundav toime **riftivööndite** piires, kus nende kohale on kujunenud riftiorud ookeanikesksetes mäestikes (joonis 2.5) ja ka kontinentaalsetes riftivööndites. Sellise tekkega on näiteks Surnumere nõgu, Akaba lahe süng ning Punase mere nõgu (joonis 2.29) ja Ida-Aafrika alangute vöönd (joonis 2.30).



Joonis 2.29. Vaade Maa tehiskaaslaselt ("Gemini 11") maakera ühele suuremale alangusüsteemile: Suessi laht - Akaba laht - Araba kuiv säng - Surnumeri - Jordani jõgi - Tiberiase järv.



Joonis 2.30. Ida-Aafrika riftivöönd (M.V. Muratovi järgi):
1 - murrangud,
2 - riftid.

Süvamurrangutel on oluline osa ka magmatisminähtuste toimimisel. Nad on nagu kanalid, mida mööda liigub magma või tõusevad üles kuumad gaasid ja hüdrotermaalsed lahused. Murrangulõhedega on seotud mõnes kohas (näiteks Islandil, Uus-Meremaal, Kamtšatkal) geisrid, mineraal- ja seejuures kuumaveeliked (Ungaris, Tšehhoslovakkias). Mõnes kohas on murrangulõhede kohal vulkaanide read. Süvamurrangute vööndeis on tihti maavärinate kolded. Paljude vanade süvamurrangutega on seotud metallimaakide leiukohad, mõnes kohas ka nafta ja loodusliku gaasi maardlad.

Mandritel võib süvamurranguid täheldada vööndeis, kus on toimunud mäetekkelised liikumised. Seal nad kulgevad nii piki kui ka põiki mäestikke (ka joonis 2.21).

Vaadeldes murrangute osa Maa nüüdisreljeefi kujunemisel, selgub, et nad väljenduvad pinnamoos otseselt või kaudselt nagu kurrudki. Nii väljenduvad geoloogiliselt noored murrangud või pealenihked morfoloogiliselt sageli astangutena, mille kõrgus iseloomustab kivimiplokkide vertikaalset nihkumist. Murrangusteemi korral võib kujuneda astanguline reljeef (joonis 2.26), seda siis, kui plokid on liikunud ühes suunas. Kui aga plokid paiknesid ümber erinevates suundades, võib kujuneda mägine reljeef (eksogeensete protsesside kaasabil). Nii on kujunenud **pangasmäestikud e. murrangulised mäestikud**. Neid esineb kõigil mandritel (Schwarzwald Euroopas, Ghatid Aasias, Lofty Austraalias jt.). Kurdpangasmäestikud aga võivad kujuneda vanade kurrutatud struktuuride kohale murrangute tagajärjel. Need on nn. **taastekkinud mäestikud** (peatükk 2.3.2). Niisuguse arenguloo-ga on näiteks Altai, Tjan-San jpt.

/Mäetekkest laamtektoonika seisukohalt võib lugeda käesoleva raamatu lisast./

2.4.3. Kõikuvliikumised

Kõikuvliikumised e. epeirogeneetilised liikumised kujutavad endast maakoore vertikaalseid liikumisi, mis toimuvad pidevalt ja kõikjal. Nad toimuvad erinevates piirkondades erineva suurusega territooriumide maakoos, erineva kiiruse ja suunaga, võtavad osa erineva suurusega reljeefivormide tekkest ning toimivad peamiselt platvormsetel aladel. Nad moodustavad antekliise ja sünekliise platvormidel, kerkealaseid ja nõgusid geosünkliinaalsetes piirkondades. Näiteks Kaspia madalik vastab sünekliisile, Volõõnia-Podoolia kõrgustik Ukraina kilbile, Suur-Kaukasus ühele alpi kurrutusvööndi megaantiklinooriumile jne.

Intensiivsemate kõikuvliikumistega, millega ei kaasne ei kurrutust ega ka murranguid, on seotud võlvkerked ja nõod. Need on juba iseloomulikud mäestikele ja mägismaadele.

Epeirogeneetilised liikumised tektoonilisi struktuure ei muuda. Need on liikumised, mis on struktuuride sisesed! Nende tulemusena jaotuvad aeg-ajalt ümber vaid kulutus ja kuhje.

Vertikaalsed liikumised panevad aluse ka kurd-pangas- ja lava-pangasmäestike kujunemisele, kuna nad võtavad osa ja suuresti prevaleerivad murrangute, pealenihete, alangute ja ülangute ning neile vastavate struktuursete reljeefivormide kujunemisel.

Planetaarsete vormide tekkel seisneb vertikaalsete tektooniliste liikumiste reljeefikujundav osa ka selles, et nad kontrollivad territooriumide ja akvatooriumide s.t. maismaa ja mere pindalalist suhet, tingivad mere pealetunge e. transgressioone ja taandumisi e. regressioone, määrates sellega mandrite ja mere konfiguratsioonid.

Maismaa ja mere vahekord, samuti mandrite ja ookeanide konfiguratsioonid on ka kliimamuutuste esmasteks põhjustajateks. Seega siis vertikaalsed liikumised ei avalda mitte ainult otsest mõju reljeefile, vaid ka kaudselt läbi kliima ja sellest sõltuvate eksogeensete protsesside (erosiooni, abrasiiooni, eksaratsiooni jt.).

2.4.4. Neotektoonilised liikumised

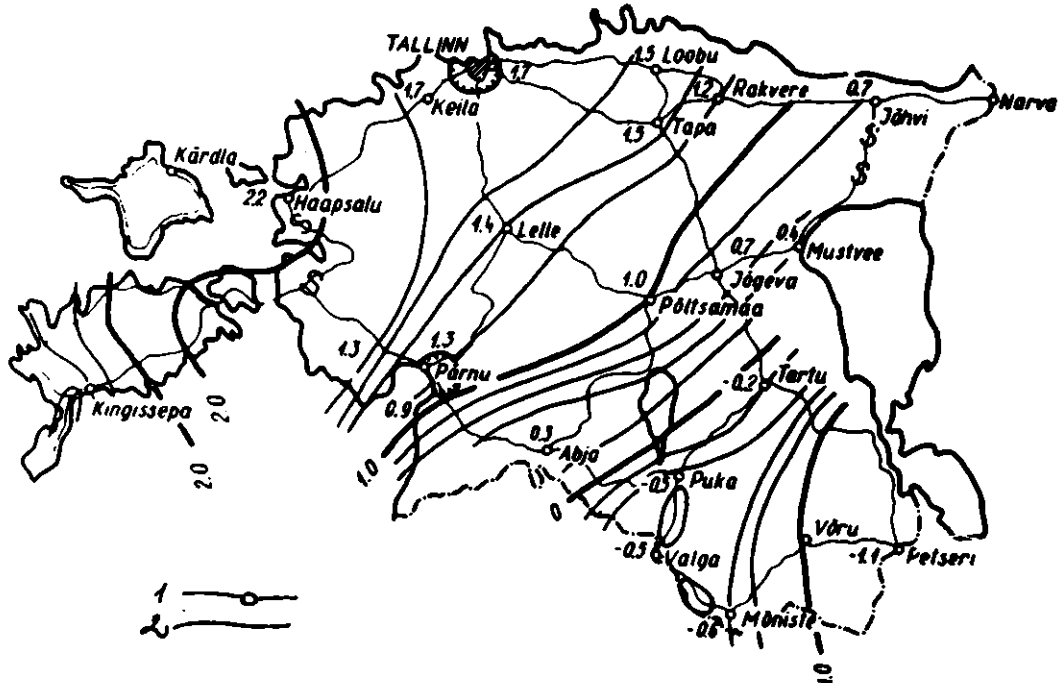
Eelpool käsitletus pöörati tähelepanu erinevat tüüpi tektooniliste liikumiste reljeefikujundavale toimele, arvestamata nende ajalist kulgemist. Viimasel ajal on kindlaks tehtud, et endogeense päritoluga nüüdisreljeefi põhijoonte kujunemisel on etendanud peaosana nn. **neotektoonilised liikumised**. Nende all mõeldakse liikumisi, mis on toimunud neogeeni ja kvaternaari ajastul. See väide muutub usutavaks, kui võrrelda Nõukogude Liidu kõrgussuhete kaarti neotektooniliste liikumiste kaardiga. Nõrkade positiivsete tektooniliste liikumistega aladele vastavad reljeefis tasandikud, madalad platood ja lavamaad ning kiltmaad õhukese kvaternaariajastust pinnakattega, näiteks Ida-Euroopa lauskmaa, Lääne-Siberi lauskmaa lõunapoolmik, Kesk-Siberi kiltmaa jt.

Intensiivse tektoonilise vajumisega aladele vastavad madalikud neogeeni ja kvaternaari setendite lasundiga, näiteks Kaspia madalik (alamik), Turaani madalik, Kolõma madalik jt. Intensiivse tektoonilise kerkega aladele on iseloomulikud mäestikud: Suur-Kaukasus, Pamiir, Tjan-San, Andid jt.

Järelikult neotektooniliste liikumiste reljeefikujundav toime ilmneb eelkõige maakoore deformatsioonide näol, erinevasse suurusjärku kuuluvate positiivsete ja negatiivsete reljeefivormide kujunemises. Nende olemasolu määrab maapinnal ärakande- ja akumulatsioonialad ja vastavate reljeefivormide arengu. Nende liikumiste kiirus, amplituud ja kontrastsus mõjub oluliselt eksogeensete protsesside intensiivsusele. Kõik need nähtused väljenduvad reljeefi morfoloogias ja morfomeetrias.

Uurimisandmed näitavad, et maakoore teeb läbi erineva ise-

loomuga deformatsioone praktiliselt kõikjal: kõikuvliikumisi, kurrutusliikumisi ja murrangliikumisi. Praegusel ajal kerkib Fennoskandia, suur osa Põhja-Ameerikast (Hudsoni lahe ümbrus), sealjuures üsna kiiresti, näiteks Botnia lahe põhjarannik ca 10 mm/a. Samal ajal Põhjamere rannik Hollandis ja selle läheduses vajub, nõudes maade kaitseks mere vastu tammide ja poldrite rajamist. Eesti loodeosa kerkib 2 - 3 mm/a, Peipsi ja Võrtsjärve nõo lõunaosa vajub u. 1 mm/a. (joonis 2.31).



Joonis 2.31. Nüüdisaegne tektooniline liikumine Eestis (L. Vallneri järgi): 1 - kordusnivelleerimise trass, 2 - maatõusu samakiirusjoon (mm/a).

Nende järvede lõunaossa suubuvate jõgede suudmealad on muutunud lahetaolisteks (Väikese Emajõe, Värskä), Suure Emajõe suudmes on terrassid mattunud mitme meetri paksuse turbahorisoni alla. Läänemere rannajoon on näiteks pärastjääajal taandunud Sakala kõrgustiku jalamilt praegusele asukohale. Maapinna tõusuga ja rannajoone taandumisega kerkib Läänemere põhjast veepinnani ja üle selle jääaegseid settekuhjatise (voori, oose jt.), tekitades uusi saari või pikendades poolsaari (Lohusalu, Sõrve jt.). Maakoore vajumine ja kerkimine vastavalt soodustab või pidurdab soostumist.

On andmeid, et Alpid on neogeenis-kvaternaaris kerkinud 3 - 4 km, Suur-Kaukasus ja Himaalaja ainuüksi kvaternaaris 2 - 3 km, Pamiir isegi 5 km võrra (seega 3 - 4 mm/a). Kerkealade kõrval on alpi kurrutusvööndis alasid, mis intensiivselt vajuvad, näiteks Kura-Araksi madalik Suur- ja Väike-Kaukasuse vahel. Nii on Kaspia mereranniku teatud setted Talõši mäestik +200 - 300 m vahemikus, aga nimetatud madalikul on samad setted 250 - 300 m allpool maailmamere taset. Intensiivsed tek-

toonilised liikumised toimuvad ka ookeanikesksete mäestike piirkondades.

Kokku võttes - neotektoonilised liikumised avalduvad järgnevas:

- 1) mere, järve- ja jõeterrasside esinemises, mis pole seotud kliima muutustega;
- 2) eelnimetatud terrasside deformatsioonis;
- 3) sügavalt mattunud või kõrgele üle merepinna kergitatud korallriffide esinemises;
- 4) uppunud, s.t. üleujutatud rannamoodustiste olemasolus;
- 5) antetsedentsete orgude näol - need orud on lõikunud antekliisidesse või ülangutesse, s.t. nad olid olemas enne, kui sellel alal algasid kerkeliikumised.

Kaudseteks tõenditeks neotektooniliste liikumiste toimumistest on tihe ja sügavate kuristikuorgudega (näiteks Tiibeti idaosa jm.) jõgedevõrk kerkealadel, kus jõed teevad järske pöördeid jne.

Seega on tihe seos neotektooniliste liikumiste iseloomu ja intensiivsuse ning reljeefi morfoloogia vahel. See asjaolu lubab laialt kasutada geomorfoloogilisi uurimismeetodeid neotektooniliste liikumiste ja geoloogiliste struktuuride uurimisel.

Neotektooniliste liikumiste kõrval eristatakse veel nn. **nüüdisaegseid tektoonilisi liikumisi**, mis on toimunud ajaloolisel ajal ja toimuvad ka nüüd. Nende esinemise tõestuseks on ajaloolised-arheoloogilised ja kordusnivelleerimiste andmed (näiteks ka Mandri-Eesti ja läänesaarte vahelisel alal). Need andmed nõuavad arvestamist püsirajatiste (kanalite, sadamate, teede jt.) loomisel.

2.4.5. Maavärinate reljeefikujundav toime

Maavärin on laineline kõikumine, mis levib Maa sees ja pinnal ehk teisiti öeldes - kõikumiste seeria läbi kivimite. Seismilised lained, tekkides Maa sügavuses, levivad kõikides suundades nagu häälelained õhus. Elastse laine tee muutub koos selle aine muutumisega, mida ta läbib, aga kõikumise vastupidavus on proportsionaalne algenergiaga. Mõningad seismilistest lainetest läbivad kogu Maad, teised hääbuvad (kustuvad) väikese vahemaa järel. Seda kohta, kust algavad seismilised lained, nimetatakse **maavärina fookuseks e. hüpotsentriks**. See võib asuda maapinnale ligemal või kaugemal, s.t. sügavamal. Teadaolev suurim hüpotsentri sügavus on olnud 720 km. Hüpotsentri kohal maapinnal asuvat kohta nimetatakse **epitsentriks**. Suurem osa maavärinaid kuulub madalafookuselistele nn. normaalsete tüüpi.

Maavärinate vahetuteks põhjusteks on:

- 1) tektooniliste lõhede tekkimine;
- 2) magmatism, sealhulgas vulkanism;
- 3) erinevate tegurite summaarne mõju.

Tektooniliste lõhede tekkimisel toimub selles piirkonnas olevate kivimite purustumine ja ümberpaiknemine. Nii algne tükeldumine kui ka järgnev hõõrumine piki murrangut kutsuvad esile maavärisemist. Tükeldumine võib olla seotud kolme peamise liikumisviisiga Maa sees: kokkusurumisega, lahknemisega ja horisontaalse libisemisega.

Maavärin kutsutakse esile kas maakoore laamade subduktsiooni- ja, protsessidega ookeanikesksetes mäestikes, murrangute tekkega või vulkaanilise tegevusega. Maavärinad võivad esile kutsuda ka kunstlikult (lõhkamised, veepaisutused jne.). Liikumisel piki murrangut kujuneb vetruv (elastne) tagasilöökk, aeglase elastse deformatsiooni kuhjumine ja selle järsk vabastamine. Laamade liikumise ja vulkaanilise tegevuse lähtepõhjus on soojus, mis eraldub Maa sügavusest.

Suurem osa (80 - 90 %) maa-alustest tõugetest toimub Vaikset ookeani ümbritsevas vööndis piki laamade piire, subduktsioonivööndis, kus ookeanilised laamad sukelduvad mandrite või saarkaarte alla (joonised 2.4 ja 2.10). Seal kujunevate murrangutega kaasnevad tõuked, mille hüpotentsid ei asu enamasti sügavamal kui 60 km, ja kõik süvafookuselised (üle 300 km) maavärinad. Tihti esineb maavärinaid ka Vahemerest Ida-Aasia ni (selles Põhja-Aafrika, Hispaania, Itaalia, Jugoslaavia, Kreeka, Türgi, Iraan, Nõukogude Liidu Kesk-Aasia liiduvabariigid, Põhja-India, Birma ja Hiina), ookeanikesksetes mäestikes ja nendega seotud transformsetes murrangutes. Mõnes kohas, näiteks Jaapanis, toimuvad pidevalt maa-alused tõuked. Et Vaikse ookeani ja Vahemere transaasialises vööndis toimub enamus maa-aluseid tõukeid ja et seal asuvad ka vulkanismi vööndid ja noored mäestiküsteemid, lubab oletada, et mõlemad vööndid on seotud ühe ja sama põhjusega - laamade liikumisega.

Nähtuse, et maa-alused tõuked toimuvad suures osas piki kaldpinda, avastas V.G. Benioff. Nimelt see avastus viis subduktsiooni mõiste tekkele ja tema auks nimetatakse laama sukeldumisvööndit Benioffi vööndiks (vt. ka joonist 2.10).

Arvukad nõrgad maavärinad saatsid suurte laavamasside väljavoolu Islandil ajaloolisel ajal ja Surtsey vulkaani pursket 1963. a. ning Helgafjeldi pursket 1973. a. (Kesk-Atlandi mäestikul!). Niisugused maavärinad toimuvad ka teatud regioonides mandritel. Nad kõik on madalafookuselised vähemahulgalised kui need, mis toimuvad ookeanikesksetes mäestikes.

Suurimaks maavärinaid genereerivaks transformseks murranguks on San Andrease murrang Kalifornias, mis seotud ookeanikeskse mäestikuga ja ookeanipõhja spreedinguga (laienemisega). Üldine maakoore nihkumine piki seda murrangut on vähemalt 290, aga võimalik, et ka 580 km(!). Maksimaalne kivimiplokkide horisontaalne nihkumine piki San Andrease murrangut ulatus 1906. a. Kalifornia maavärina ajal 7 meetrini.

Maavärinad korduvad reeglipäratult. Nende intensiivsust hinnatakse mõjuga inimestele, ehitistele, pinnasele ja kivimitele. Hindamine toimub 12-pallises süsteemis.

Kokku võttes on maavärinatel märkimisväärne osa reljeefi kujunemisel. Nende geomorfoloogiline roll väljendub eelmärgitud lõhede tekkimises, maakoore plokkide nihkumises piki lõhesid

nii vertikaal- kui horisontaalsuunas ja kohati ka kurrutuslike deformatsioonide tekitamises. Suur on maavärinate osa teatud nõlvaprotsesside - laviinide, maalihete ja varingute põhjustajana (neid vaadeldakse ligemalt nõlvaprotsesside käsitleluse õppevahendi järgmises osas).

Mõnes kohas on maavärina tagajärjel tekkinud alanguid ja astanguid (näiteks Gobi-Altai tekis 1957. a. enam kui 500 km pikkune astang), nendega on kaasnenud järsud veetõusud järvedes, jõgedes ja mererannikul, mis on toonud üleujutusala- le rohkesti setteid.

Reljeefikujundav tähtsus on ka merevärinatel. Nende toimel paigutuvad ümber suured setetekogused ka küllalt tasastel veealustel nõlvadel. Merevärinad kutsuvad esile tsunamisid, mis rannikule jõudes purustavad seda ja sellel olevaid rajatisi.

3. MANDRITE MEGARELJEEF

Mandrid on struktuurilt keerulised heterogeensed geoloogilised kehad, mis on kujunenud litosfääri ja maakoore pikaajalise evolutsiooni jooksul. Tektoonilise aktiivsuse iseloomu ja geoloogilise arengusuuna alusel eristatakse mandritel vastupidavamaid e. stabiilsemaid alasid - **platvorme** ja tektooniliselt mobiilsemaid e. liikuvamaid alasid - **orogeene e. mäetekkealasisid**. Detailsemal vaatlusel selgub, et ei platvormid ega ka orogeenid ole ühesugused oma geoloogiliselt ehituselt, arengult ja vanuselt. See mitmekesisus väljendub mandrite nüüdisreljeefis. Orogeeni mõiste võttis teaduslikus kirjanduses esimesena kasutusele austria geoloog L. Kober 1921. a.

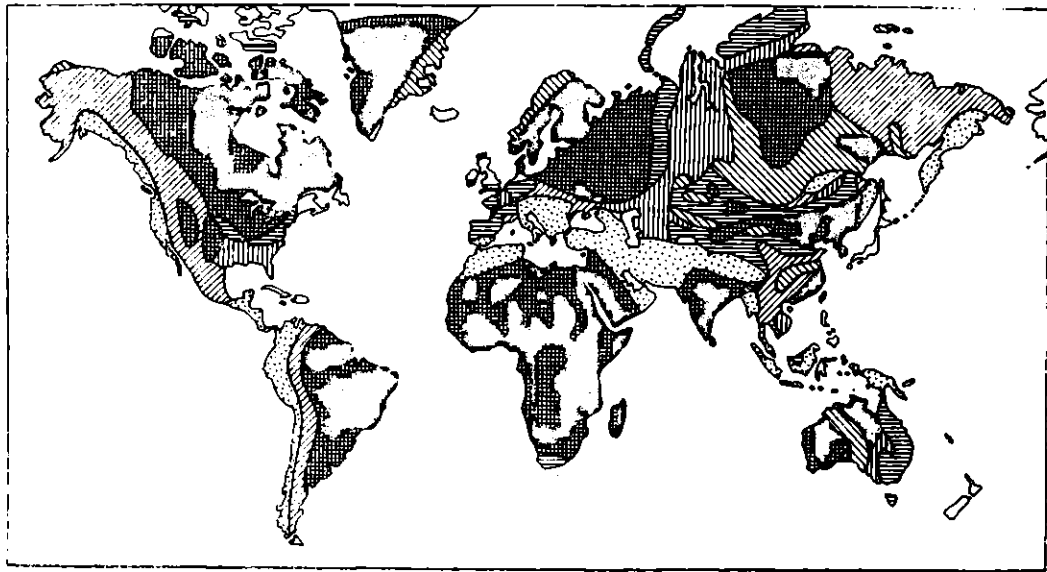
3.1. Platvormide megareljeef

Platvormid on ulatuslikud maakoore osad, mis on võrdlemisi väheliikuvad, tasandikulise reljeefiga ning kahe struktuurikorruselise aluspõhjaga. Kurdunud ja moondunud ning pinnalt kulutatud kivimid moodustavad platvormi alumise struktuurikorruse - **aluskorra e. vundamenti**. Sellel lasub peaaegu rõhtkihilistest settekivimitest (harvemini vulkaanilise päritoluga kivimeist) koosnev platvormi ülemine struktuurikorrus - **pealiskord**, mis on tekkinud platvormilise režiimi ajal (suuremas osas meredes või ka järvedes settinud kivimeist). Aluspõhja katab pudedatest setetest **pinnakate**.

Eristatakse vanu platvorme, mille vundament on eelkambriumi kivimeist, nagu Ida-Euroopa e. Vene, Lõuna-Ameerika, Aafrika-Araabia, Hindustani, Põhja-Ameerika, Põhja-Hiina, Siberi platvorm ja noori, mille vundament on paleosoilise või mesosoilise vanusega, nagu Sküüdi ja Lääne-Siberi platvorm (joonis 3.1). Platvormide piires on ka mitmed mered, näiteks Läänemeri, Kollane meri jt.

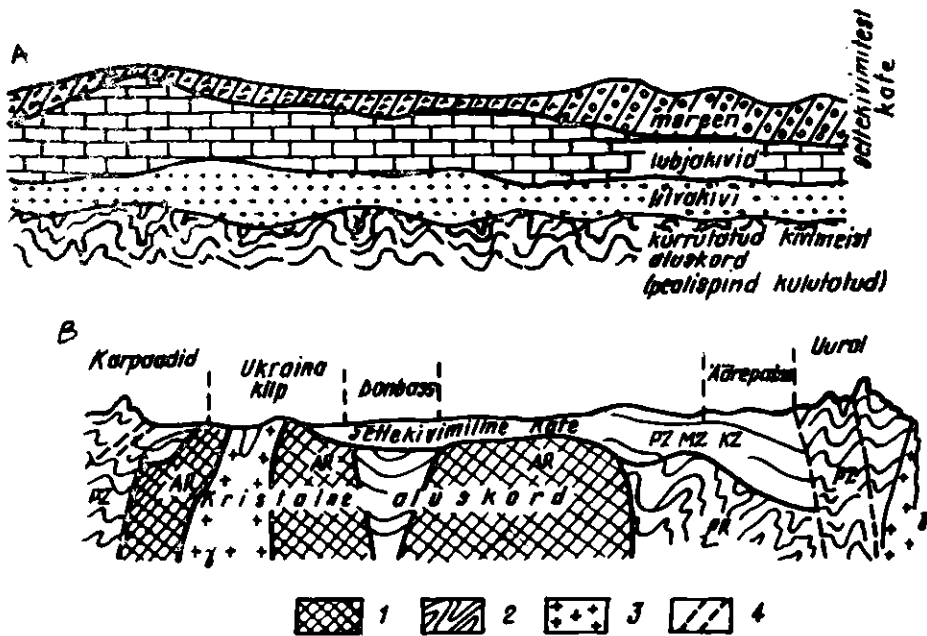
Neid platvormi osi, kus aluskorra kurdunud ja kulutatud kivimid avanevad suurel alal, nimetatakse **kilpideks** (joonis 3.2). Neid on nimetatud ka **kratoniteks** (Gerassimov jt.). Nad võivad hõlmata tuhandeid km². Kristalne vundament avaldab siin suurt mõju reljeefi kujunemisele. Näiteks Ida-Euroopa platvormil on Balti ja Ukraina kilp, Põhja-Ameerika platvormil Kanada kilp jne. Kilpidel leidub üldiselt rikkalikke raua-, nikli-, koo-balti-, uraani-, kulla- jmt. metallide maardlaid.

Lõunapoolkera platvormidel on pikemat aega valitsenud kerkimised vajumiste üle, mistõttu nad on suuremate keskmiste kõrgustega ja nende piires on kõrgeid mäemassiive. Olulise osa platvormidest hõlmavad kilbid. Neid platvorme iseloomustab kõrgenenud seisnilisus ja nende piires võib kohata plahvatuslõõ-



Joonis 3.1. Mandrilise maakoore peamised struktuursed elemendid (L.P. Subajevi 1977 järgi).

1 - eelkambriumi platvormid, 2 - kilbid, 3 - kaledoonia kurrutusala, 4 - hertsüünia kurrutusala, 5 - hertsüünia platvormid, 6 - mesosoi-kumi kurrutusala, 7 - alpi kurrutusala.



Joonis 3.2. Platvormse ala läbilõiked. A - põhimõtteline läbilõige, B - läbilõige Ida-Euroopa platvormist: 1 - kristalsed kivimid, 2 - kurdudeks muljutud metamorfsed kivimid, 3 - magmakivimite intrusioonid, 4 - tektoonilised lõhed.

re. Rea tunnuste poolest on lõunapoolkera platvormidele sarnased Siberi ja Hindustani platvormid.

Vanade platvormide piires on ka mäeahelikke, seda enamasti kilpidel. Nende iseloomulikeks joonteks on selgelt väljenduva orientatsiooni ("joonelisuse") ja korrapärase kuju purdumine. Nende arengu ja morfoloogia kujunemisel on peasa etendanud murrangliikumised, mis paljudel juhtudel ei ühildu kilpide vana struktuuriga. Kilbialade mäestike mesoreljeef sõltub kristalse vundamendi litoloogilisest koostisest ja struktuurist, aga muidugi ka toimivatest välisjõududest, mis on määratud konkreetsete loodusoludega (vooluvete jt.). Et kilpide mäestikel või ahelikel pole selget orientatsiooni, vaadeldakse neid ka mõnede uurijate poolt mägismaadena (eelmärgitud Guajaana, Brasiilia, Ahaggari, Tibesti jt.).

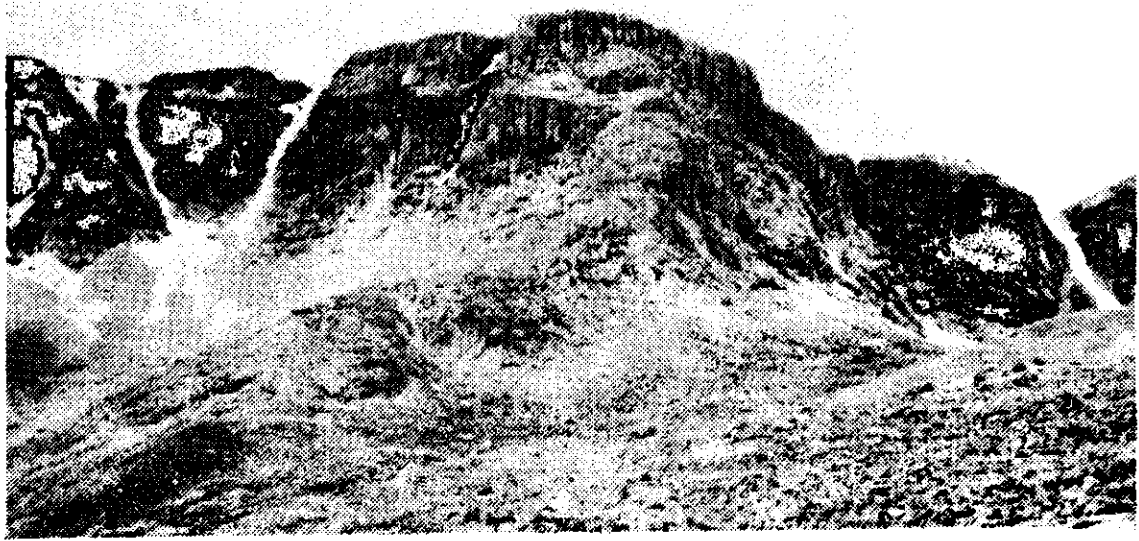
Kohati on platvormidel säilinud **jäänukmägesid**, need on tugevasti kulutatud mäed varasematest kurrutustest (Guajaana mägismaal Lõuna-Ameerika platvormil). On ka teada platvormide osi, mis hilises geoloogilises minevikus muutusid tektooniliselt aktiivseks ja neil tekkisid mäed. Need on nn. mobiilsete **vööndite taastekkinud mäestikud** (vt. ka peatükk 3.3.2).

Mõningatel juhtudel on kujunenud kilbialade mäed magmatismi teel, nagu näiteks Hibiinid Koola poolsaarel (joonised 3.3 ja 3.4). On võimalik, et platvormide mäed on kujunenud jõgede intensiivsel lõikumisel võlvkergetesse, nagu näiteks Vindhya mäestik India loodeosas. Seega siis on platvormidel põhiliselt tegemist kas tektooniliste või vähemal määral ka erosiooniliste mäestikega.

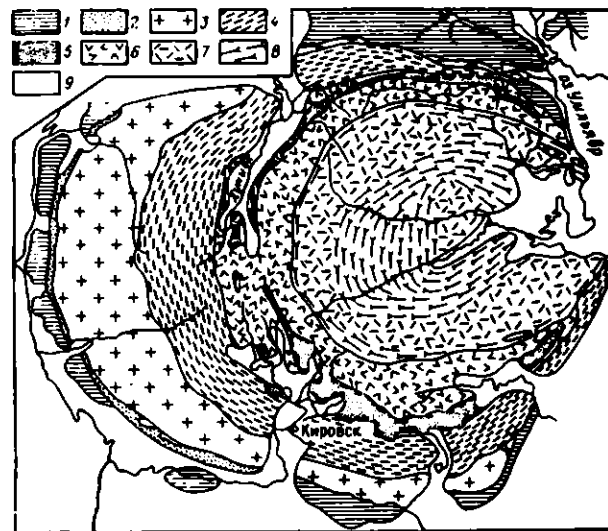
Vanade platvormide tähtsamateks struktuurseteks elementideks on **antekliisid** ja **sünekliisid**, mis väljenduvad nüüdisreljeefis laialdaste kõrgustike ja nõgudena. Need antekliisid ja sünekliisid on eelkõige seotud kristalse vundamendi plokiliste liikumistega piki murranguid. Need struktuurid väljenduvad reljeefis ja avaldavad mõju pinnavete liikumisele ja jõgedevõrgu kujunemisele (näiteks Volga ülemjooks asub Moskva sünekliisis). Peamised veelahkmed asuvad antekliiside piires. Sageli avaldub vanade platvormide piires geoloogiliste struktuuride ja nüüdisreljeefi vahelistes seostes suur diskordants (mittevastavus). Näiteks Moskva sünekliisi puhul. Nimelt, sünekliisi kõige sügavama osa kohal on Põhja-Uvaalid! Ida-Euroopa jõgede nõod ei seostu geoloogiliste struktuuridega.

Kerkides loovad antekliisid ja kilbid eeldused denudatsiooniliste tasandike tekkeks. Sünekliisidele, kus maakoor on vajunud, on iseloomulikud **akumulatiivsed tasandikud** tusedate setelasunditega. Näiteks Amazonase akumulatiivne tasandik (arvatakse, et sünekliis sel alal hakkas kujunema juba proterosoikumis).

Kulutusprotsessid on akumulatiivsetel tasandikel nõrgad. Neil aladel aluspõhjakiivid ei saa etendada suurt osa reljeefi kujunemisel. Hoopis teistsugune on reljeef vanadel platvormidel kujunenud kerkivatel **denudatsioonilistel e. kulutustasandikel**. Nende reljeef sõltub kulutatavatest kivimitest ja geoloogilistest struktuuridest. Kui tegemist on kilbialaga, kus kris-



Joonis 3.3. Hibiinid - kilbiala mäestik. Vaade Hibiinide ühele kulanud ahelikule.

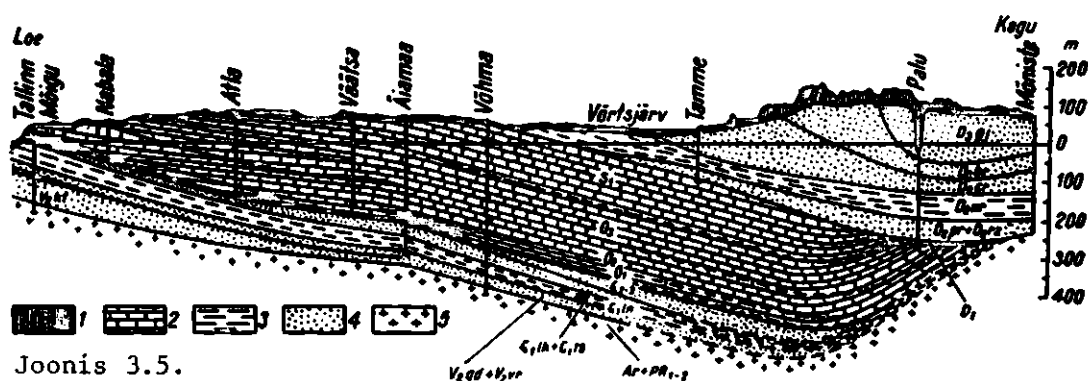


Joonis 3.4. Rõngasintrusiiv Hibiinide keskosas (Kirovski ümbruses, kus asub Nõukogude Liidu suuremaid fosforväetiste tootmise maardlaid) (E.G. Bolodini 1961 järgi).

1 - eelkambriumi ja paleosoikumi kivimid (?); 2 - sarvkivimid; 3 - granitoidsed hibiiniidid; 4 - trahhütoidsed hibiiniidid; 5 - ioliidid, urtiidid, malikoiidid, apatiidid; 6 - nefeliinsed süeniidid; 7 - granitoidsed fojaiidid; 8 - trahhütoidsed fojaiidid; 9 - kvaternaarsed setted.

talne vundament avaneb maapinnal ja kerkimine on ühesuurune kulutusega, kujuneb kaljutasandik, millel on ainult mesovorme, näiteks Balti ja Kanada kilbil. Mõlemad alad kulutati suures- ti kvaternaarse mandriliustike poolt. Murrangujooned, mida jälgisid neil jäävoolud, löid eeldusi väiksemate või suurema- te nõgude ja orgude tekkeks, milles nüüd asuvad järvenõod või jõeorud (näiteks Karjalas ja Laurentia kiltmaal). Eelmärgitud antekliisid moodustavad kaljukõrgustikke nagu näiteks Maansel- kä Balti kilbil.

Settekivimitest katte monoklinaalse lasumise korral võib kujuneda kuestalaadne reljeef (Leena platool Siberi platvormil). Ka Põhja-Eesti klint kujutab endast kuestaastangut (joo- nis 3.5).



Joonis 3.5.

Geoloogiline lõik: Tallinn—Vähma—Mõniste.

1 pinnakate (moreen, kruus, liiv, viirsavi), 2 lubjakivid ja dolomiidid, 3 saavid ja merglid, 4 liivakivid, 5 aluskord (gabro, gnees, graniit)

Teoreetiliselt ideaalne kulutustasandik on **penepleen**, kuid loodus seda ei saavuta. Seda seletatakse maapinna geoloogilise arengu muutlikkusega (tsüklilisusega) ja loodusolude erinevusega platvormi piires jne. Näiteks Balti kilbi kergitatus ja reljeefi liigestatus ei ole põhjustatud mitte ainult selle geoloogilise struktuuri keerulisusest, vaid ka isostaatilise maakerke ebaühtlusest, mis seotud pleistotseense mandrijää sulamisega. Maakerge kutsus esile vanade murrangute elavnemise, jõgedevõrgu muutumise ja sellega ka olulise kõrvalekalde ideaalsest tasandikust.

Platvormi pikaajaline mandriline areng võib viia polügeensete kulutus- ja kuhjereljeefiga alad.

Kulutustasandike hulgas on nn. **ääre-kulutustasandikud**, mis ääristavad platvormi kas piki mere rannikut või mäeaheliku jälamit. Esimesed neist võivad olla kujunenud abrasiooni teel. Mäestikujalamile võib niisugune tasandik kujuneda nõlva paralleelse taandumise korral. Sel juhul tekib **pediment**, 3 - 5° kaldenurgaga mäestikuesine künklik tasandik (näiteks Piedmonti platoo Apalatsi mäestiku kagujaamil). Kerkinud kulutustasandikke nimetatakse sageli kiltmaadeks (Dekkani kiltmaa Hindustani poolsaarel).

Nagu eespool märgitud, olenevad eksogeensed protsessid suuresti kliimast, toimides erinevalt polaarses, humiidses või ariidses kliimas. Nii on polaarses kliimas kujunenud pinnavormid suuresti igikeltsast mõjutatud, humiidses kliimas valdavalt vooluvete erodeerivast tegevusest, ariidses kliimas aga deflatsioonist ja tuuleakumulatsioonist. Üldiselt on tsonaalsus platvormide reljeefis jälgitav nii denudatsiooniliste kui ka akumulatiivsete vormide osas.

Palju ühist vanade platvormide reljeefiga on nn. **noorte platvormide** reljeefil, mille aluskord on kujunenud kaledoonia, hertsüünia või mesosoilisel kurrutusel. Ka nende piires on olulised suure pindalaga tasandikud, lauskmaad, madalad platood ja kiltmaad. Näiteks akumulatiivse tasandikulise pinnamoega on suurem osa Lääne-Siberi lauskmaast, Kolõma madalikulust jt. Tüüpilise denudatsioonilise reljeefiga on Ustjurti lavamaa. Monoklinaalse lasumusega kivimite avamusalal on kujunenud **kuestatasandikud** nagu näiteks Pariisi nõos.

Noorte platvormide reljeefis on teatud olulisi erinevusi vanade platvormide reljeefist. Peamine erinevus seisneb mägisel reljeefi järsus suurenemises, eriti mesosoiliste platvormide piires. Erinev on ka mäestike struktuur ja reljeef. Noorte platvormide mäestikes ja tasandikel ilmnevad selgemalt noorte ja vanade struktuuride seosed, s.t hilisemad tektoonilised liikumised toimusid kooskõlas vanade struktuuridega.

Platvormide mäginel reljeef oleneb eelkõige nende tektoonilisest režiimist. Nii näiteks on maailmas platvorme, mis pikka aega on allunud kerkimisele (Siberi, Lõuna-Ameerika, Aafrika) ja mida iseloomustab struktuur-denudatsiooniline pinnamood rohkete jäänukmäestike (Jenissei), mägismaade (Putorana) ja intrusiivsete mäemassiividega. Osa platvorme on tektooniliselt suhteliselt stabiilsed, alludes vaid epeirogeneetilistele liikumistele (Vene, Põhja-Ameerika), kus pinnamood märksa tasasem. Kõige madalamad ja tasasema pinnamoega on vajuivad platvormid, kus on täielikus ülekaalus akumulatsioon (Lääne-Siberi, Turani) ja üksnes nende servaaladel esineb kõrgemaid reljeefisuurvorme. Vanus ei olegi seejuures kõige olulisem.

3.2. Mandrite mobiilsete vööndite megareljeef

Mandritel on eristatud (Hain jt.) kaht tüüpi **mobiilseid e. liikuvaid vööndeid**:

- 1) **siirdevööndid e. üleminekuvööndid**, millel on mäginel reljeef ja mis on kujunenud alpi kurrutustsükli ajal osaliselt endiste mereliste basseinate asemele;
- 2) **geoantiklinaalsed e. taastekkinud mäestikuvööndid**, mille reljeef kujunes neotektoonilisel etapil erisuguste ja erivanuste geoloogiliste struktuuride asemele, sealhulgas ka eelkambriumiliste platvormide asemele.

Siirdevööndite piires on eristatud mandriäärelisi ja mandrisiseseid vööndeid.

3.2.1. Mandriliste siirdevööndite megareljeef

Siirdevöönd, s.o. varasema käsitlese järgi geosünkliinane vöönd (vt. ka selgitust peatükis 2.3), on maakoore osa, kus toimub mäeteke, kus intensiivselt kulgevad tektoonilised protsessid, sealhulgas nende kivimite muljumine ja kurdumine, mis olid settinud meres. See on ka intensiivse vulkanismi ja sagedaste ning tugevate maavärinate regioon. Varem valitses arvamus, et kõik kurrutatud alad on läbi teinud geosünkliinalse arengu; laamtektoonika teooria tõi mäetekkeliste protsesside algstaadiumis esile teised asjaolud, mida on käsitletud 2. peatükis. Hilisemad protsessid, nagu kurrutus jt., on toimunud tõenäoliselt nii, nagu see on eespool selgitatud.

Niisiis siirdevööndis põrkuvad maakoore suured osad - laamad. Nendes põrkumisvööndis toimubki mäeteke - kurdude moodustumine, ala kerkimine, millele kaasnevad murrangliikumised, sagedased ja tugevad maavärinad ja vulkanism.

Pikkamisi eelmärgitud protsessid (kurrutumine, vulkanism, maavärinad, murrangliikumised) hääbuivad ja tekkinud mäginen ala hakkab madalduma, sest sedavõrd, kui see hakkab kerkima merepinnast kõrgemale, intensiivistuvad eksogeensed protsessid, eelkõige erosioon. Miljonite või kümnete ja isegi sadade miljonite aastate jooksul (olenevalt eksogeensete protsesside intensiivsusest ja kivimite vastupidavusest) kujuneb mägisest alast väheliikuv struktuur - platvorm.

Mandrite piires asub hilisorogeneetilises arengustaadiumis alpi kurrutuse Vahemereline vöönd. Megareljeefi iseloomu järgi otsustades on see heterogeenne. Lääneosas on kõrvuti mandrilist tüüpi struktuuridega säilinud merelised nõod subookeanilist tüüpi maakoorega. Neile on omane väga paks settelasund - Vahemere nõgudes 5 - 8 km, Musta mere kohal isegi üle 15 km ja Kaspia mere lõunaosas koguni kuni 25 km. Reljeefis on üleminekulisele maakoorele iseloomulikud saarkaared (näiteks Joonia Kreeka lääneranniku lähedal, Kreeta ja Rhodose saar) ja sügavaveelised nõod (Kreeta saarest lääne pool), kus mere sügavus on u. 5,5 km.

Vahemerelise vööndi idaosas väheneb mere- ja ookeanilist tüüpi maakoore ala. Lõuna-Kaspia on selle ääreosa. Sellest kuni Indo-Hiina poolsaareni on kõikjal mandrilist tüüpi maakoore. Maakoore ehituse iseloomu alusel on see manner, kuid oma liikuvuse alusel ei ole see veel sugugi mandriline platvorm, seda tõendab eelkõige vertikaalse liigestatuse aste ja reljeefi suured absoluutsed kõrgused. Seal asuvad maismaa kõrgeimad mäestiküsteemid - Pamiir ja Himaalaja (joonis 3.6). Endogeensete protsesside intensiivsus selles vööndis on küll nõrgem kui subduktsioonivööndis, mis asuvad varasemates arengu-

staadiumides, kuid jääb suhteliselt oluliseks - kogu see regioon on seisuliselt aktiivne (Kopetdag jt.). Tema piires on ka tegutsevaid või hiljuti kustunud vulkaane (Elbrus, Suur-Ararat jt.).

Laamade kokkupõrkealadel maakoore paksus suureneb eriti sügavuse suunas, seda juba mehaaniliselt ja ka seoses diapüüride tekkega. Himaalaja kohal on see kuni 84 km, Suur-Kaukasuse kohal kuni 67 km (ulatudes seega vahevöösse).

N.V. Bašenina on mandrilise maakoorega alpi kurrutusvööndi megareljeefi põhijooni iseloomustades eristanud kolm reljeefi olulisemat koostisosa:

- 1) võlvkerked ja kurrutatud struktuuriga mäestikud;
- 2) mägismaad ja mäestikevahelised platood;
- 3) mäestikevahelised nõod.

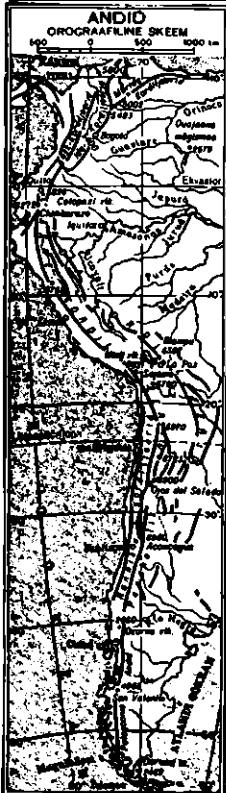
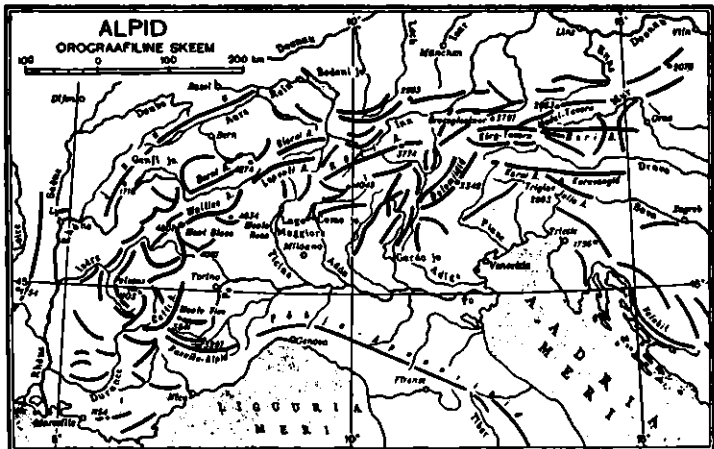
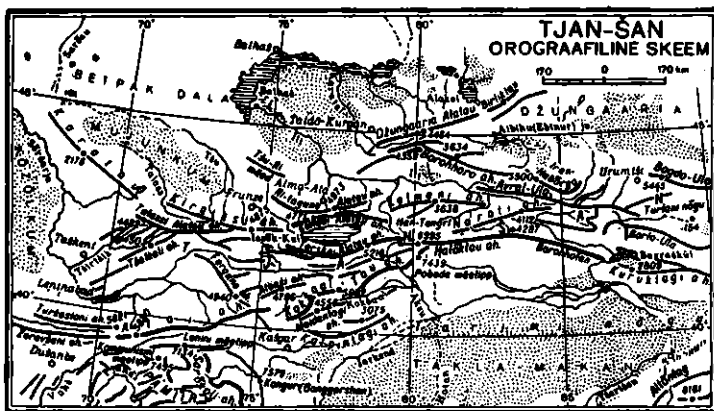
Võlvkerked ja kurrutatud struktuuriga mäestikud. Neile on omased sügav vertikaalne liigestatus, hästiväljenduvad kurrutatud struktuurid, sügavad murrangud ja maksimaalsed kõrgused. Suure kõrguse tõttu on neis mäestikes ulatuslikel aladel mäestikujäätumine ja neile iseloomulikud reljeefivormid (näit. Alpid, Suur-Kaukasus, Himaalaja (joonis 3.7)).

Mägismaad kujutavad endast küllalt kõrgeid alasid, kuid on vähem liigestatud kui mäestikud. Mäeahelikud paiknevad neis enamasti korrapäratult. Niisugusteks aladeks on Ees-Aasia jt. mägismaad. Oletatakse, et need võivad olla ka varem kurrutatud maismaa osad, mis jäid orogeneesi alale ja haarati üldisesse kerkesse. Mõningatel mägismaadel toimus hilises geoloogilises minevikus intensiivne vulkanism - näiteks Armeenia (Suur- ja Väike-Ararat) ja Väike-Aasia mägismaa (Erciyas). Armeenia mägismaa on vanem kui Suur-Kaukasus ja paikneb alpi kurrutusvööndi sisemises allvööndis, mis kontakteerub juba Gondvana vanade platvormidega (Araabia). Iraani mägismaa piirneb India e. Hindustani platvormiga.

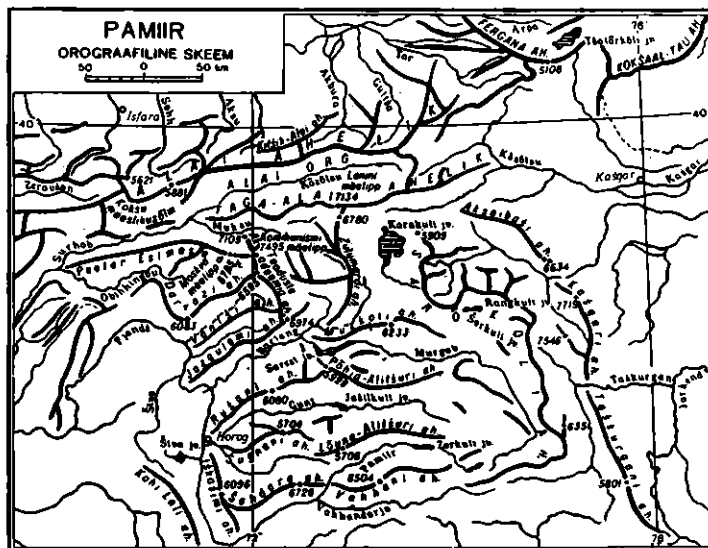
Mäestikevahelised nõod on mäestikualade lahutamatuks osadeks (näiteks Kura jt.). Nad asuvad mäeahelikest mõnituhat meetrit madalamal ja on osaliselt täitunud kobedate alluviaalsete, proluvialsete ja ka mereliste (Kura nõgu) setetega. Neis nõgudes võis või võib esineda järvi.

Alpi kurrutusvööndi megareljeefi osadeks on ka subduktsioonilised nõod, mis on täitunud võimsate settelasunditega. Nüüdisreljeefis avalduvad need akumulatiivsete (alluviaalsete, alluviaal-proluvialsete) tasandikena - nagu näiteks Mesopotaamia, Gangese madalikud. Mäestike vahetus läheduses on need kaldtasandikena kõrgemad ja erosioonist rohkem liigestatud (näiteks Baieris jm.).

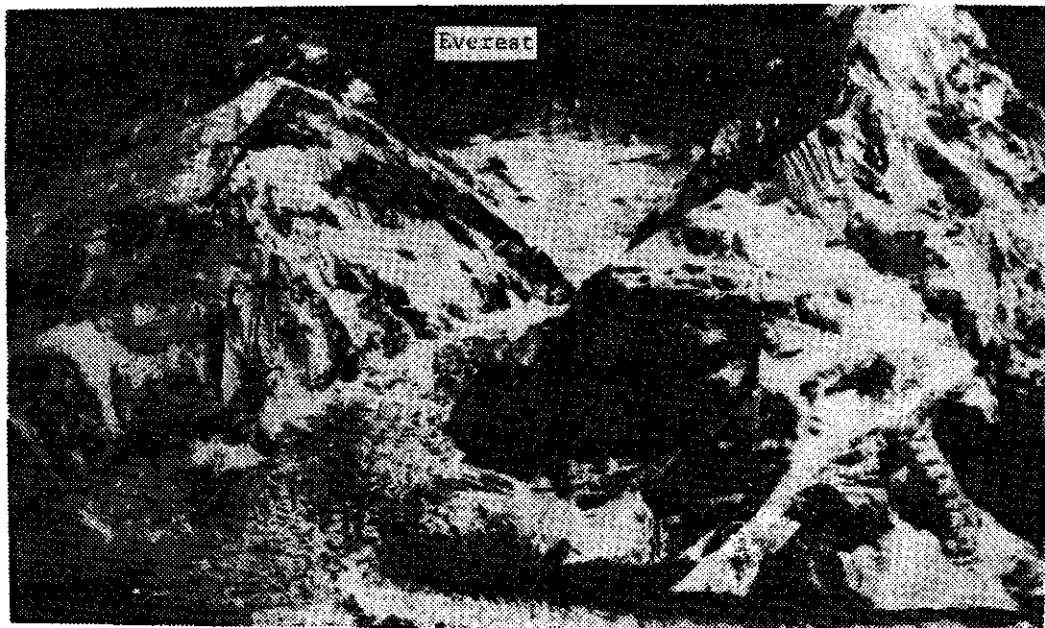
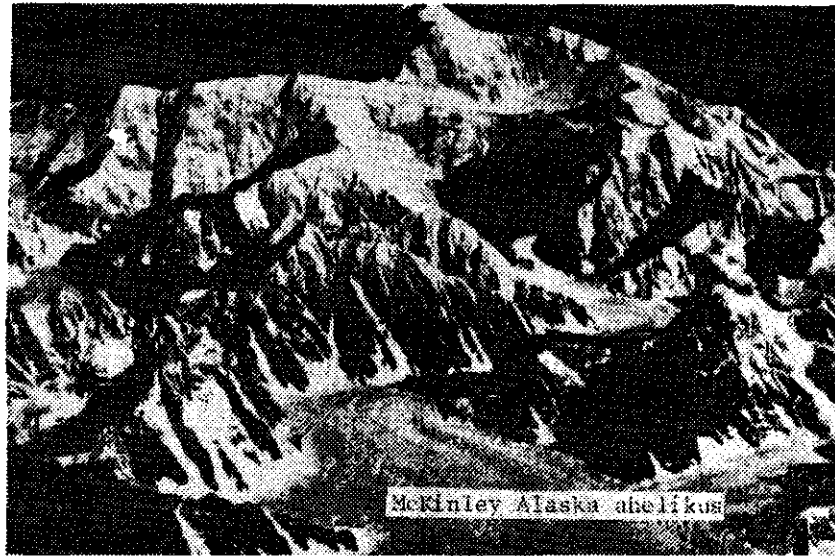
Kogu alpi kurrutusvööndit iseloomustab intensiivne denudatsioon (jääliustike, vooluvete jt.) ja see vöönd on tähtsaks ookeanidesse ning mandrinõgudesse kanduva settematerjali allikaks.



Joonis 3.6. Kõrgmäestike orograafilisi skeeme (ENE järgi). Skeemidelt nähtub nende mäestike ahelike üksteisest erinev kulg, mis tuleneb geneesi iseärasustest.



Joonis 3.7. Kõrgmäestikke fotopildis.



3.2.2. Taastekkinud mäestikevööndite megareljeef

Mandritel esineb 1500 - 2000 m kõrguste jäänukmäestike (Uuralid, Apalatsid jt.) kõrval mäestikke, mis on suure tektoonilise aktiivsusega ja selle tulemusel ka 5 - 7 km kõrged. Nendes mäestikes esineb tihti maavärinaid ja kohati ka vulkaanilisi nähtusi. Enamasti koosnevad need mäestikud vanadest kristalsetest kivimitest, mis on kurrutatud juba eelkambriumis või fanerosoikumis. Neil on platvormne struktuur, kuid geoloogilise aktiivsuse poolt ei jää need maha alpi kurrutuse mäestikest.

Niisuguste mäestike hulka, mis on tekkinud vanade penepleniseerunud orogeenide asemele, kuuluvad Kesk- ja Tsentraal-Aasia kõrged mäestikud Tjan-San, Kunlun, ka Lõuna- ja Kirde-Siberi orogeenid (Altai, Sajaanid, Verhojanski mäestik jt.), samuti Kaljumäestik Põhja-Ameerikas, mäestikud Ida-Aafrikas ja Araabia poolsaare lääneosas (Punase mere ääres). Vanade platvormide asemele on tekkinud pangasmäestikud - Voogesid, Schwarzwald, Ida-Aafrika mägismaade süsteem jt. Geomorfoloogiline analüüs on näidanud, et tektooniliste deformatsioonide amplituud seda tüüpi mäestikes alpi kurrutuse ajal on olnud 5 kuni 15 km. Niisuguseid mäestikke on nõukogude tektonist B.E. Hain nimetanud "taastekkinud" (taassündinud) mäestikeks. Neile on antud ka teisi nimetusi nagu "noor mäetekke-region" (S.I. Sults, N.I. Nikolajev), "aktiveerunud platvorm" (V.V. Belousov), "epiplatvormse orogeneesi region" (M.V. Muratov) jmt.

Reljeef neis taastekkinud mäestikes on väga mitmekesine. See tuleneb lähtestruktuuride vanusest, tektoonilisest aktiivsusest alpi kurrutuse ajal ja eksogeensetest protsessidest. Kõigile neile mäestikele on omane see, et nad on kujunenud peamiselt murrangliikumiste läbi.

Taastekkinud mäestikevööndest on morfoloogiliselt selgemini väljendunud kolm: Ida-Aafrika, Tsentraal-Aasia ja Põhja-Ameerika Kordiljeeride vöönd.

Ida-Aafrika taastekkinud mäestikevöönd on kujunenud eelkambriumi platvormi kohale ja kulgeb Sambesi jõest Punase mere ni. Tervikuna on see olemuselt laialdane mägismaa, mida muudavad keskosas keerulisemaks riftinõod, milles on järvi (Rudolfi, Kivu, Tanganjika, Njassa jt.). Kõrgemateks osadeks on pangasahelikud riftinõgude kõrval, samuti Abessiinia mägismaa. Nende reljeefi kujunemisel on oluliselt mõju avaldanud nii intrusiivne kui ka efusiivne magmatism. Leidub tegev- ja kustunud vulkaane (Kilimandžaauro vulkaaniline massiiv - kustunud, Meru - tegevvulkaan jt.).

Ida-Aafrika riftivööndid (vt. ka joonis 2.30) jätkuvad põhjas Punase mere nõona, mida mõlemalt poolt piiravad murrang-pangasahelikud. Punase mere jätkuks on Akaba laht ja Surnumere (vt. ka joonis 2.29) nõgu. Ida-Aafrika mägismaast kirdes riftivöönd liitub Araabia-India ookeanikeskse mäestiku riftivööndiga.

Tsentraal-Aasia taastekkinud mäestikuvöönd tegi läbi intensiivsema tektoonilise arengu, mis väljendub ka reljeefis. Siin asuvad kõrgete ahelikega Tjan-San (Pobeda tipp 7439) ja Kunlun (Ulugmuztag - 7723 m). Suhtelised kõrgused ahelike ja orgude vahel on siin väga suured, kohati isegi üle 4 km(!), ahelikud on võrdlemisi kitsad ja pikad. Mõningad nõod on morfoloogiliselt sarnased Ida-Aafrika riftinõgudega (näiteks Baikali nõgu). Sellele mäestikevööndile on iseloomulikud ka mägismaad ja platood - Tiibeti mägismaa, Taga-Baikalimaa mägismaad (Patomi, Põhja-Baikali, Aldani mägismaa jt.), Gobi ja Alašani platood jmt.

Intensiivsete tektooniliste liikumiste jätkumist tõendab kõrge seismilisus. Vulkanismi ei täheldata. Intensiivselt toimuvad ariidsele kliimale iseloomulikud eksogeensed protsessid.

Põhja-Ameerika Kordiljeeride taastekkinud mäestikevöönd kujunes paleosoilis-mesosoiilsel kurrutatud alusel. Mäestike kurrutatud struktuurid on oluliselt ja seejuures ebaühtlaselt kergitatud neotektooniliste liikumistega, sügavalt liigestatud ja ebaühtlaselt kulutatud. Nüüdisreljeefi megavormid jälgivad suuresti esmast (platvormilist) struktuuri, idaosa kõrgetest ahelikest (kuni 4399 m - Elberti m.) lääne pool asub kõrgele kerkinud platoode ja mägismaade vöönd, mille moodustavad: Yukoni platoo, Siseplatoo, Colorado platoo ja Mehhiko mägismaa.

Põhja-Ameerika Kordiljeeride taastekkinud mäestikevööndiga külgneb lääne pool alpi kurrutuse kurdmäestike vöönd, mida iseloomustab otsene geoloogiliste struktuuride esinemine reljeefis, intensiivne seismilisus ja kohati ka vulkanism (joonis 3.6).

Taastekkinud mäestike kujunemises on veel palju ebaselget. Ainult mõningate mandrite ja ookeanide megavormide suhete geomorfoloogiline analüüs lubab teha esialgseid järeldusi. See käib eelkõige taastekkinud mäestikuvööndite ja ookeanikesksete mäestike riftisüsteemide suhete kohta.

Näiteks Vaikse ookeani põhjaosa mäestiku riftisüsteem jätkub ameerika autorite arvates mandril (Kalifornia, Suure Nõo ja Kaljumäestiku) murranguvööndite, ülangute ja alangute näol.

Ka mujal jätkuvad ookeanide riftogeensed vööndid mandritel (Põhja-Jäämeres Lomonossovi veealune mäestik - Verhvjanski mäestik - Baikalimaa).

On olemas hüpotees, et taastekkinud mäestike kujunemise (endiste platvormide asemel) põhjuseks on ookeanikesksetele mäestikele omaste riftiprotsesside levik mandritele. Riftogeensete vööndite kujunemine on seotud protsessidega Maa vahevöös, mis võivad teatud määral "projekteeruda" alt üles nii ookeanilise maakoorega kui ka mandrilise maakoorega aladele.

Ookeanilise maakoorega aladel riftogeneesi protsess "tõstab ümber", deformeerib õhukese ja enam-vähem koostiselt ühesuguse maakoore. See kohrutub, moodustub vall - ookeanikeskne mäestik. Mäestikuvõlvil maakoore tükeldub, kujuneb riftiorg,

Võimsa ja keerulise ehitusega mandrilise maakoore deformatsioonil kujunevad riftistruktuurid, sarnased ookeanilistega (Punane meri, Surnumere rift jt.). Kui maakoor osutub väga võimsaks, toimub selle tükeldumine kas piki uusi või vanu murranguid. Vertikaalsed liikumised võtavad kas plokilise või diferentseeritud ilme (Tjan-San, Suur Nõgu). Üheaegselt võivad uueneda vanad struktuursed jooned. Väga sügavale tungivate murrangutega kaasnevad vulkaanilised protsessid ja nendest põhjustatud reljeef. Kuivõrd maakoore kohrutamine viib vältimatult tema venitamiseni, kaasnevad vertikaalsetele liikumistele horisontaalsed, mis on riftivööndist suunatud erinevatesse suundadesse. Tulemuseks on, et mandriline maakoor rebeleb ning moodustub sügav tektooniline lõhe, mille põhjas paljandub basaltne kiht. Reäl juhtudel (Punane meri, Surnumeri, Baikali järv) on see lõhe täitunud veega, ent esineb ka niisuguseid riftialasid, kus setete kuhjumine on kas võrdne või isegi ületab esialgu lõhe kujunemise kiirust (Moma-Selennjahhi, Evoron-Tšuktšagiri jt.), mistõttu nad eksisteerivad kuivapõhjaliste akumulatiivsete nõgudena. Riftogeneesi tunnistajateks on aga otse basaltkestal lasuv settekuhjatis, seismiline aktiivsus ning termaalveeallikad.

Nendes vööndites toimub suurte mandrialade jaotumine üksikuteks laamadeks, mis liiguvad eri suundades, kujundades endi vahele uusi ookeanilise maakoorega nõgusid. See protsess on praegusel ajal aga algstaadiumis.

Mäetekkest laamtektoonika positsioonidelt

Vastavalt laamtektoonika teooriale on mäeteke e. orogenees tingitud laamade konvergenstist ehk põrkumisest (vt. ka ptk. 2.2). Kas see on nii või ei, kuid geosünkliinaalidest mäestikuvööndi tekke puhul ilmtingimatuks eelduseks peetud võimsate settelasundite kujunemist geosünkliinaalis ei peeta laamtektoonikas hädavajalikuks, nagu on väitnud orogeneesi teoreetik Akiho Miyashiro ühes ülevaatlikus töös (Orogenees, 1979).

Laamad paiknevad ümber horisontaalsuunas suurte vahemaade taha mitte ainult orogeneesi faasil, vaid kogu eelneval perioodil. Üksikud mäetekkelised vööndid nn. ortogeosünkliinaalide (st. tüüpilisteks peetud geosünkliinaalide) alal on nähtavasti kujunenud erineval ajal ja erinevates kohtades, seejärel ümber paiknenud külgsuunas ja lõpuks liitudes moodustanud mäestikuvööndi. Ei ole alust arvata, et mingi regioon vana mäestikuvööndi piires oleks algusest peale moodustanud ühtse sedimentatsioonivööndi.

Võimsad settelasundid, mis algselt kujunesid stabiilses regioonis (mitte vajuval alal), kaugel mingist orogeensest vööndist, võisid hiljem kanduda sellesse vööndisse, saada selle osaks, mida nimetatakse ortogeosünkliinaaliks.

Varem arvati, et Maa orogeensed vööndid on teinud läbi teatud evolutsiooni. See on determineeritud ehk fatalistlik vaatekoht, millele vastavalt erinevad sündmused orogeenses vööndis toimuvad muutumatus järjekorras, alates geosünkliinaali kujunemisest. Kujutati ette, et kuivõrd sündmused toimuvad teatud järjekorras, pidanuks nad olema esile kutsutud teatud omavahel seotud põhjustega.

Erinevusi üksikute mäestikuvööndite (iseloumus) omadustes ignoreeriti: sündmuste järjekorras kokku nimetati orogeneetiliseks e. tektooniliseks tsüklikuks. See idee on välja töötatud suure hulga geoloogide jõupingutustega. Nende hulgas etendasid suuremat rolli sakslased Leopold Kober, Hans Stille, R.A. Sonder ja E. Kraus. Sedimentatsioon, magmatism, struktuurid ja topograafilised muutused orogeenses vööndites said selgituse nende ideede alusel. Orogeneetiliste tsüklike teooria oli kõige suuremaks teooriaks, mis arenes geoloogias kuni laamtektoonika väljatöötamiseni.

Vastavalt eelkirjeldatud ideele orogeense vööndi arengus eristati 3 arengufaasi:

- 1) geosünkliinaalne faas - kus pika aja jooksul toimus merelise basseini vajumine ja sedimentatsioon, ka aktiivne vulkanism. Selle faasi lõpul pidi toimuma kurrutumine ja kerkimine, mis viisid mõnes kohas maismaa tekkele. Arvati, et vulkaanilised kaared kujunesid niisugustes regioonides.
- 2) orogeneetiline faas - selle algul toimub intensiivne deformatsioon, kujunevad kurdkatted, toimub regionaalne metamorfism ja graniitide sissetumine ning vulkanism. Hilisemas arengujärgus tekivad uued, teised geosünkliinaalid ja eelkirjeldatud nähtused korduvad.
- 3) postorogeneetiline faas - sellel perioodil toimub järskude murrangute teke, siin-seal kerkimine ja vajumine, kohati ka magmatism.

Niisugustele järeldustele jõuti peamiselt Alpe uurides. Pole alust arvata, et geosünkliinaal tingimata eelneb orogeneesile või et sedimentat-

sioon ja orogenees kutsutakse esile ühe ja sama põhjusega. Orogeneesete vööndite ajalugu võib varieeruda sõltuvalt laamade liikumise iseloomust ja destruktiivsete piiride iseärasustest. Ei ole ka alust oodata, et kõiki orogeenideid vööndeid saab iseloomustada ühesuguste staadiumide järgnevusega.

Inimestele on nähtavasti omased püüdlused mõista looduslikke protsesse kui tsükleid. J.T. Wilson (1968) on arendanud kontseptsiooni ookeanibasseinide elulisest tsüklist. Seda tuntakse ka lihtsalt Wilsoni tsükliks.

See tsükkel algab mandri piires rifti kujunemisega, mis arenedes muutub ookeaniks, seejärel kitseneb ja lõpuks sulgub, kaob. Iga staadium tsüklis kujutab endast iseloomulikku tektoonilist seisundit ja sellele kaasneb erinevat tüüpi magmaatiline aktiivsus ja sedimentatsioon. Lõppstaadiumil mereline bassein sulgub ja see toob kaasa mäetekke. Seega Wilsoni tsükli roll orogeneesi teoorias, mis toetub laamtektoonikale, on enam-vähem sarnane orogeneetilise tsükli rollile klassikalistes orogeneesi teooriates. Wilsoni tsükkel koosneb 6 evolutsioonistaadiumist:

- 1) embrüonaalne staadium - seoses kuumade punktide aktiivsusega osa mandrist tõuseb, kerkinud vööndi keskele moodustub lahkne misjoon, kujuneb riftiorg (selles staadiumis on Ida-Aafrika riftivöönd);
- 2) noorusstaadium - lahkne mis jätkub, viies kahe mandri tekkele, mille vahel sügav meri. Vulkanism jätkub (nüüdne Punane meri ja Adeni laht);
- 3) küpsusstaadium - merepõhi laieneb, mandrid eemalduvad, piki nende ääri kuhjuvad võimsad settekihid (nüüdne Atlandi ookean);
- 4) langusstaadium - algab ookeani kitsenemine. Laamade purustamine toimub nende piiri lähedal kontinendiga, ookeaniline laam hakkab vajuma sellelt joonelt, kus kujuneb süvik. Mandri piiri lähedal moodustub saarkaar. See vöönd ongi (eo-) geosünkliin. Teistes tingimustes subduktsioon toimub vahetult mandri piiril, kus kujuneb vulkaaniline kaar ja graniitne vöönd (nüüdise Vaikne ookean);
- 5) lõpustaadium - ookean kitseneb, mandrid liginevad, moodustuvad mäestike lülid, jätkub magmatism (nüüdne Vaikne ookean);
- 6) reliiktne palistus (geosütuur) - ookean sulgub, see viib kahe kontinendi põrkumiseni ja ühinemisele, jätkub muljumine ja kerkimine, mis viib mäeahelike ja platoode tekkele (India - Himaalaja - Tiibet).

Kolm viimast staadiumi kujutavad endast orogeneetilisi perioode. Wilson arvab muuseas ka seda, et toimub üldine tendents ookeanide korduvaks sulgumiseks ligikaudu ühel ja samal joonel. Idee sellest, et meri kujuneb kergesti ja kaob eelkirjeldatud moel, võeti paljude uurijate poolt vastu ja sai laamtektoonika orogeneetilist teooriat õigustavaks punktiks.

Varem, 19. saj. keskpaigast peale valitses idee, et orogenees toimub kõikjal ühel ja samal ajal, ehkki geoloogid mõistsid seda mitmeti. Enamal juhul arvati, et ülemaailmselt on toimunud 4 orogeneetilist tsükli: eelkambriumi, kaledoonia (varapaleosoiline), hertsüünia (hilispaleosoiline) ja alpi (hilismesosoiline ja kainosoiline). Seda aga ei tõesta väliandmed ega ole leitud põhjusi, miks peaksid kogu planeedil deformatsioonid toimuma sünkroonselt.

Laamtektoonika seisukohalt võivad üksikud laamad liikuda sõltumata, seepärast oletatakse, et ka orogeneesi aeg on neil erinev. Idee planetaarsetest orogeneetilistest tsüklitest on nähtavasti toetunud hüpoteesile, et Maa ajaloo on olnud aktiivseid globaalseid mäetekkeperioode. Võib ka ette kujutada, et niisugused perioodid on olnud näiteks

seoses ebatavaliselt aktiivse konvektsiooniga vahevöös või seoses konvektsiooni tüübi muutumisega. See hüpotees on selgemalt väljendunud idees orogeneetilistest megatsüklitest eelkambriumis.

Hüpotees aktiivsetest globaalsetest perioodidest ei sõltu laamtektoonika teooriast. Selle usutavust võib kontrollida ainult geoloogiliste andmete võrdluse teel.

Peamised orogeneetilised perioodid faneroosoikumis - kaledoonia ja alpi kurrutusperioodid on nähtavasti seotud kahe (või enama) suure laama liikumisega üksteise suhtes. Kaledoonia-apalatši mäeteke tulenes Proto-Atlanti ookeani avanemisest ja sulgumisest. Alpi orogenees on esile kutsutud Euroopa liikumisega Aafrika suhtes. Niisugused peamised orogeneesid hõlmavad suure hulga lähemaid orogeneetilisi faase, mille ajal mäestikud tekkivad vaid mõnedes praeguste mäestikusteemide osades.

Detailsed geoloogilised uurimused 1970-ndatel aastatel on viinud uurijaid mõttele, et mäetekkevöönd hõlmab suure hulga erinevaid tektoonilisi üksusi, mis kujunesid või olid mitmes erinevas kohas, aga hiljem liiginesid üksteisele ja moodustasid mäestikuvööndi. Niisugused üksused olid algul tõenäoliselt mikrokontinendid (-laamad) või saarkaared. Seoses sellega paljud uurijad hakkasid seostama üksikuid lähemaid orogeneetilisi faase mikrokontinentide põrkumisega kontinendi e. mandriga, ehkki tõendid selle kohta on vaid kaudsed ja väga nõrgad.

SOOVITATAV KIRJANDUS

- Besti Geograafia Seltsi aastaraamatud 1957 ja 1980 (pinnavor-
mide liigitused).
- Аллисон А., Палмер Д. Геология / Пер. с англ. - М.: Мир, 1984
- 567 с.
- Богданов Ю.А., Каплин П.А., Николаев С.Д. Происхождение и раз-
витие океана. - М.: Мысль, 1978. - 159 с.
- Болт Б. Землетрясения / Пер. с англ. - М.: Мир, 1981. - 256 с.
- Герасимов М.П. Проблемы глобальной геоморфологии. - М.: Наука,
1986. - 207 с.
- Девис В.М. Геоморфологические очерки / Пер. с англ. - М.: Изд.
иностран. лит., 1982. - 454 с.
- Костенко Н.П. Геоморфология. - М.: Изд-во Моск. ун-та, 1985.
- 309 с.
- Леонтьев О.К., Рычагов Т.И. Общая геоморфология. - М.: Выс-
шая школа, 1979. - 287 с.
- Неспокойный ландшафт / Ред. Брансен Д., Дорнкемп Дж.; Пер.
с англ. - М.: Мир, 1984. - 192 с.
- Основные проблемы теоретической геоморфологии. - Новосибирск:
Наука, 1985. - 192 с.
- Райс Р.Дж. Основы геоморфологии / Сокр. пер. с англ. - М.:
Прогресс, 1980. - 574 с.
- Ушаков С.А., Ясаманов А. Дрейф материков и климаты Земли. -
М.: Мысль, 1984. - 207 с.
- Хаин В.Е., Михайлов А.Е. Общая геотектоника. - М.: Недра,
1985. - 326 с.

TERMINITE REGISTER

Terminite järel antud numbrid tähistavad lehekülgi, kus on nende selgitused.

abüssaal 15	- абиссальная зона морского дна
akumulatiivne e. kuhjeline pinnavorm 10	- аккумулятивная форма рельефа
akumulatiivne tasandik 75	- аккумулятивная равнина
aluskind 73	- кристаллический фундамент, (фундамент платформы)
alang 63	- грабен
antiklinaal e. kohr 53	- антиклиналь
antekliis 75	- антеклиза
antiklinoorium 57	- антиклинорий
ariidne kliima 30	- аридный климат
astanguline murrang 63	- ступенчатый взброс
batüaal 15	- батимальная зона морского дна
batümeetria 15	- батиметрия
denudatsioon e. kulutus 22	- денудация
denudatsiooniline e. kulutuslik pinnavorm 10	- денудационная (выработанная) форма рельефа
denudatsiooniline tasandik 75	- денудационная равнина
destruktiivne piir 37	- деструктивная граница
diaklassid 62	- диаклазы
epitsenter 70	- эпицентр
fleksuur 53	- флексур
geomorfoloogiline prognoos 29	- геоморфологический прогноз
geosünkliinaal 51	- геосинклиналь
geotektuurne vorm 11	- геотекстура

horisontaalnihkemurrang e. nihe 63	- сдвиг
humiidne kliima 30	- гумидный климат
hüpotsenter 70	- гипоцентр
hüpsomeetiline iseloomustus 14	- гипсометрическая характеристика
inversiooniline reljeef 28	- инверсионный рельеф
jäänukmägi 75	- останцовая гора
kerkemurrang 63	- взброс
keskmismäestikuline reljeef 15	- среднегорный рельеф
kilp 73	- щит
konstruktiivne piir 35	- конструктивная граница
konvektsioon 46	- конвекция
konvergentne piir 37	- конвергентная граница
kuestaline reljeef 27	- куэстовый рельеф
kurd 53	- складка
kurrutusliikumised 53	- складчатые движения
kuumad punktid 49	- горячие точки
kvaternaariajastu 8	- четвертичное время
kõikuvliikumine e. epeirogeneetiline liikumine 32	- колебательное, эпейрогенетическое движение
kõrgenenud reljeef 14	- возвышенный рельеф
kõrgmäestikuline reljeef 15	- высокогорный рельеф
laam 32	- плита
laamtektoonika 35	- тектоника плит
litosfäär 32	- литосфера

maakoor 32	- земная кора
maavärinad 70	- землетрясения
madalmikuline reljeef 14	- низменный рельеф
madalmäestikuline reljeef 15	- низкогорный рельеф
makrovorm 11	- макроформа
mandriline maakoor 34	- земная кора материкового типа
manner e. kontinent 10	- континент, материк
megavorm 11	- мегаформа
mesovorm 11	- мезоформа
mikrovorm 11	- микроформа
mobiilne vöönd 78	- мобильная зона
monoklinaal 53	- моноклираль
morfoskulptuurne vorm 11	- морфоскульптура
morfostruktuurne vorm 11	- морфоструктура
murenemine 22	- выветривание
murrangrikked 62	- разрывные нарушения
mäestikevahelised nõod 80	- межгорные впадины
mägismaa 80	- нагорье
nanovorm 11	- наноформа
neotektoonilised liikumised 68	- неотектонические движения
neriitiline mererõhjavöönd 15	- неритовая зона морского дна
nivaalne kliima 29	- нивальный климат
noor platvorm 78	- молодая платформа
normaalurrang 63	- нормальный разлом, сброс
nõrk vöönd 62	- слабая зона

ookeanikeskne mäestik 11	- срединно-океанический хребет
ookeaniline maakoos 34	- земная кора океанического типа
ookeaninõgu 11	- ложа океана
orogeenne vöönd 11	- орогенетическая зона
orogenees 42	- орогенеза
orogeneetiline liikumine 32	- орогенетическое движение
otsene reljeef 28	- прямой рельеф
pangasmäestik 67	- глыбовые горы
paraklassid 62	- параклазы
pealenihkemurrang e. pealenihe 63	- надвиг
pealiskord 73	- осадочный чехол
penepleen 77	- пенеплен
pinnakate 73	- четвертичная толща
platvorm 73 (47)	- платформа
polaarne kliima 30	- полярный климат
reljeefi genees 15	- генезис рельефа
reljeefi tüüp 15	- тип рельефа
riftivöönd 47	- рифтовая зона
saarkaar 44	- островная дуга
siirdepind 63	- сместитель
siirdevöönd 79	- переходная зона
soon 62	- жила
spreeding 35	- спрединг
struktuurigeomorfoloogia 29	- структурная геоморфология
struktuurne pinnavorm 27	- структурная форма рельефа

subduktsioon	37	-	субдукция
sünekliis	75	-	синеклиза
sünklinaal e. vaond	53	-	синклиналь
sünklinoorium	57	-	синклинорий
süvamurrang	48	-	глубинный разлом
taastekkinud mäestik	67	-	возрожденные горы
taastekkinud mäestikuvöönd	83	-	зона возрожденных гор
tektooniline liikumine	32	-	тектоническое движение
transformne murrang	48	-	трансформный разлом
ultraabüssaal	15	-	гипабиссальная зона морского дна
vahevöö	32	-	мантия
võlvkerge	80	-	сводовое поднятие
ülang	63	-	горст
üleminekuvöönd e. siirdevöönd	51	-	переходная зона
ääre (kulutus) tasandikud	77	-	краевые (денудационные) равнины

SISUKORD

Sissejuhatus (Geomorfoloogia kui teaduse määrang).....	3
1. RELJEEF UURIMISOBJEKTINA.....	6
1.1. Lühiülevaade geomorfoloogiliste uurimiste põhi- suundadest.....	6
1.2. Reljeefist üldiselt.....	8
1.2.1. Reljeefivormid ja reljeefielemendid.....	8
1.2.2. Reljeefi morfograafia ja morfomeetria.....	14
1.3. Reljeefi genees.....	21
1.4. Reljeefikujundavad tegurid.....	26
1.4.1. Kivimite koostise mõju reljeefi kujunemi- sele.....	26
1.4.2. Geoloogiliste struktuuride mõju reljeefi kujunemisele.....	27
1.4.3. Kliima ja reljeef.....	29
2. MAAKOOR JA LITOSFÄÄR, NENDE LIIKUMISED JA RELJEEF...	32
2.1. Maakoore ehitus ja planetaarsed reljeefivormid..	34
2.2. Litosfääri liigestatus ja liikumised.....	35
2.3. Litosfääri peamised struktuursed elemendid.....	47
2.4. Tektooniliste liikumiste reljeefikujundav toime.	53
2.4.1. Kurrutusliikumised.....	53
2.4.2. Murrangliikumised.....	62
2.4.3. Kõikuvliikumised.....	67
2.4.4. Neotektoonilised liikumised.....	68
2.4.5. Maavärinate reljeefikujundav toime.....	70
3. MANDRITE MEGARELJEEF.....	73
3.1. Platvormide megareljeef.....	73
3.2. Mandrite mobiilsete vööndite megareljeef.....	78
3.2.1. Mandriliste siirdevööndite megareljeef....	79
3.2.2. Taastekkinud mäestikevööndite megareljeef.	83
LISA	
Mäetekkest laamtektoonika positsioonidelt.....	86
Soovitav kirjandus.....	89
Terminite register.....	90

Ивар А р о л ь д.
ОБЩАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЯ.
Определения рельефа. Эндогенные процессы.
Мегарельеф материков.
Учебное пособие для студентов отделения географии.
На эстонском языке.
Тартуский государственный университет.
ЭССР, 202400, г. Тарту, ул. Юликооли, 18.
Vastutav toimetaja A. Kont.
Korrektor A. Seppet.
Paljundamisele antud 09.11.1987.
MB 10806.
Formaat 60x84/8.
Kirjutuspaber.
Masinakiri. Rotaprint.
Tingtrükipoognaid 11,16.
Arvestuspoognaid 5,52. Trükipoognaid 12,0.
Trükiarv 500.
Tell. nr. 950.
Hind 20 kop.
TRU trükikoda. ENSV, 202400 Tartu, Tiigi t. 78.