

J. KARK

FÜÜSIKALINE GEOLOOGIA



RK „TEADUSLIK KIRJANDUS“

R. Männel

J. KARK

FÜÜSIKALINE GEOLOOGIA



Eesti
Teaduste Akadeemia
Geoloogia Instituut
№ 1343

RK „TEADUSLIK KIRJANDUS“

TARTU, 1946

Saatesõna.

Füüsikalise geoloogia õpperaamatuid on vene ja teistes Euroopa keeltes õige rohkesti; mõned neist sobivad oma mahu poolest ka meie üliõpilastele tarvitamiseks. Võõrkeelte oskajad ongi seni õppimiseks tarvitanud sääraseid väljaandeid. Kuid vähese keelteoskusega noored on olnud sunnitud läbi ajama märkmetega loengutelt, mistõttu nende geoloogilised teadmised on suuresti kannatanud.

Nüüd, mil õppimine kõrgemas koolis peab sündima vähima ajakuluga nõukogulikus tempos, ei saa leppida säärase olukorraga, mis pärast tuligi kiires korras koostada vastav eestikeelne õpperaamat. See on seda enam tarvilik, kui arvestada hiiglasuurt tähtsust, mis on antud NSVL-i juhtide poolt geoloogilistele teadmistele. Kümned tuhanded geoloogilised ekspeditsioonid uurivad laialdasi Nõukogude Liidu maa-alasid, et avastada ühiskonnale kasulikke maapõuevarasid, mis annavad tooraineid võimsalt kasvavale tööstusele; teised kümned tuhanded konsulteerivad geoloogilistes küsimustes vesiehitiste, raudteede, monumentaalsete ehitiste jne. püstitajaid. Ka meie ENSV-l, väikesel liikmel suures Nõukogude Liidu peres, on palju seni lahendamata geoloogilisi küsimusi. Loodame, et käesolev õpperaamat, mis küll eeskätt on mõeldud Tallinna Polütehnilise Instituudi õpikuna, aitab kaasa geoloogilise pagasiga varustatud eriteadlaste kaadrite suurendamiseks.

Tallinn, 31. 12. 45.

J. Kark.

Geoloogia mõiste, koht teiste teaduste peres, jaotus.

Aktualism.

Ajalugu uurime muu hulgas sellepärast, et mineviku-sarnaste olukordade kordumisel olevikus võiksime ette näha tulevikus ligikaudu niisamasuguseid tagajärgi, nagu neid nägime minevikus. Sääraste analoogia-otsuste tegemine on võimalik nii inimkonna ajaloos kui ka kogu looduses, mille arengu uurimine on ka ajaloolise põhijoonega teaduseharude ülesanne. Rääkimata inimesele omase uudishimu rahuldamisest ja kõigist muist otstarvetest on ajaloo uurimisel praktilinegi tähtsus: ta võimaldab sündmusi ette kuulutada ja seetõttu ka inimelu nõnda sisse seada, et eelseisvad muutused seda võimalikult vähe kahjustaksid.

Geoloogia on ka ajaloolise põhijoonega teaduseharu. Ta püüab selgitada meie Maa minevikku. Selleks uurib ta maakera koore koosseisu ja seab selles koores esinevad koosseisuosad kronoloogilisse järjekorda. Nõnda annab ta nendele koosseisuosadele — lademetele — loomuliku klassifikatsiooni nende vanuse järgi. Eeldades, et iga lademe tekkimisel on valitsenud teatavad eritingimused, mis määrasid lademe omadusi, on võimalik ka teises kohas maakoorel, kus esinevad samaaegsed lademed, oletada niisamasuguseid omadusi. Lademete omadusi (näit. kasulikkude kaeviste sisaldust) aga kasutab inimkond. Geoloogia on nõnda teenäitajaks, mis juhatab, kust leida kasulikke maapõuevarasid.

See teaduseharu ongi saanud alguse tähelepanekutest mäekaevandustes. Teaduseharu huvitavat ajaloolist arengut käsitavad mitmed eriraaamatud; suuremates geoloogia käsiraamatutes on sellekohased lühikesed ülevaated. Käesoleva raamatu ruum ei luba neil peatuda. — Nime „geoloogia“ (maalugu) on tarvitatud esmakordselt trükis de Luc'i poolt aastal 1778; sõna oli tarvitusel alguses paralleelselt „geognoosiaga“ (maatundmine). Teiste geo-silbiga algavate teadustega on geoloogia muidugi lähedases suguluses: nii geograafiaga, mis kirjeldab maapinda tema praeguses seisukorras; geofüüsikaga, mis uurib omadusi füüsikaliste meetoditega; geokeemiaga, mis uurib samu omadusi keemiliste meetoditega; geodeesiaga, mis tegeleb maakera mõõdetega.

Kuid nagu igal loodusteaduste rühma kuuluval teadusel on geoloogial laiad sidemed veel arvukate teiste teaduseharudega. Rääkimata keemiast ja füüsikast, mis on eraldanud eneses eri geo-osad, on meteoroloogia, astronoomia ja bioloogia need, milledega geoloogia side on eriti tihe. Rida aja jooksul iseseisvaks muutunud teaduseharusid, nagu mineraloogia, petrograafia, paleontoloogia, mis omal ajal kujutasid geoloogia alaosi, on nüüdki vajalikud geoloogilise uurimise eeldused; säärased, nagu maa-varapaikade õpetus, on õieti alaosa geoloogia rakenduslikust osast.

Harilikult jaotatakse geoloogia kursus kahte ossa: 1) füüsikaline ehk dünaamiline ehk üldine geoloogia ja 2) ajalooline geoloogia. Käesolev raamat käsitleb füüsikalist geoloogiat, mille ülesanne on uurida nende füüsiliste jõudude toimet, mis on tekitanud Maa ja viinud ta praegusesse olukorda.

Aja jooksul muutusid oletused selle üle, missugused jõud tegutsesid ürgaegadel maakeral. Nüüd on peatuma jäädud oletusel, et samad jõud, mis tekitavad praegugi muutusi maakeras (ja ilmaruumis), tegutsesid ka ennevanasti suurema või vähema intensiivsusega. Säärane oletus, tuntud *aktualismi* nime all, võimaldab endiste aegade tegevust hinnata praeguste, juba teada olevate tegurite toime varal, ilma et oleks tarvis kujutada olukordi, kus astusid tegevusse erakorralised jõud.

Geogeneesi osa kosmogooniast.

Sõna „geogeneesi” all mõistetakse seda protsessi, mis sünnitas maa-
kera — säärase, nagu ta praegu on geoloogilise uurimise objektina: maa-
ilmaruumis liikuva tahke pinnaga kera. Siin on muidugi ainult oletuste —
hüpoteeside — valdkond. Kuid petrograafia kursusest teada olev rõhuv
tardkivimite ülekaal pealmises kooses, tulemägede tegevus jne.
õigustavad oletust, et Maa on hangunud sula olekust, et ta oli kunagi
helendavalt kuum, tähena olev. Seesugusena kuulus ta astronoomia
uurimisvaldkonda. Ja täheteadus ongi see, mis (samuti aktualismi põhi-
mõttel) käsitab Maa tolleaegset ajalugu, võrreldes siis märgatavaid olusid
tähtede, eriti aga päikese ja planeetide omadega, nii nagu ta neid praegu
näeb.

Et mõnest momendist lõpmatus minevikus peab peale hakkama, siis
algavad kõik geogeneetilised teooriad sellega, et kusagil maailmaruumis
olevas hõredalt jaotatud aines (kas elementidest koosneva gaasi või meteo-
riitide-taoliste väga väikeste kehakeste — kosmoliitide — näol) mingi
tundmata tõuge rikkus ühetaolisuse, tekkis tihedam kese, mis gravitaa-
siooniseaduse järgi tõmbas külge teisi aine osakesi, kusjuures see tihe
tuum hakkas tõenäoliselt ka pöörlema (mõned kosmogoonilised teooriad
oletavad säärast pöörlemist ka ürgselt antuna). Massi tihenemine oli seo-
tud soojuse-energia vabanemisega, mis pani säärase tiheda kogu viimaks
helendama.

Tihenemine jätkus, tihenenu massi läbimõõt vähenes, millest järeldus
kiirem pöörlemine; pöörlemiskiirusest oleneb aga sula vedeliku või tahke
massi kuju: kas pöördellipsoid, kolmeteljeline sigaritaoline ellipsoid või
kaheks jagunev pirnikululine keha. Viimane kuju tekitab nõnda ühe keha
asemel kaks, millega oleks siis seletatav see suur arv kaksiktähti, mida
tunnevad täheteadlased ja millega võiks seletada ka planeetide ja kuude
sündimist. Küll oli aga enne levinud arvamine, et pöörlev päike eraldas
enesest ekvaatoril osa oma massi rõnga näol, mis viimaks katkes ja
keraks — planeediks — kogunes. Saturni ring arvati olevat seesugune
näide. Nüüd on põhjusi arvata, et Saturni ring, ümberpöörduvalt, on lagu-
nenud kuu materjal, mis pöörleb ringina ümber keskkeha.

Kuid pole veel püstitatud kosmogoonilist hüpoteesi, mis seletaks rahuldavalt kõiki nähtusi meie päikesesüsteemis. Meie otstarbeks polegi ka see Maa astronoomilise aja käik oluline. Võime oletada, et Maa tõesti kunagi oli vedelas, sulas olekus, ümbritsetud gaasidest, millede näol pidid esinema kõik ained ja millede kriitilise temperatuuri ületas maakera pinna soojus. Selle gaaside atmosfääri olemasolu ja tema elemendiline koostis pidid olema suure tähtsusega neile protsessidele, mis toimusid maakeral üleminekuajal täheajajärgust päris geoloogilisse ajajärku. Siin tuleb oletada suurt kergemate gaaside ja soojuse-energia kadu maailmaruumi, millega ühes käis jahtumine, muidugi esmajoones pinnal. Kui mõnes pinnaosas temperatuur langes alla mõningate ainete sulamispunkti, pidid need ained tahkes olekus sulatisest välja langema — kristalliseeruma. Olene-des erikaalust kas vajasid need värsked kristallid sügavamale sulatisse, kus temperatuur püsis kõrgem, mistõttu kristallid uuesti üles sulasid, või jäid sulatise pinnale ujuma, moodustades saari. Mässava sulatise pinnal võisid säärased tardunud ainest saared katki murduda, uppuda ja jälle üles sulada, kuid seejuures jahtus pinnalähedane sulatis üha rohkem, saared suurenesid, ühinesid, katsid suure osa maapinnast ja viimaks selle üleni. Kuid õhukene koor lõhenes, murdus, sageli rebenes, vajudes sulatisse, *m a g m a s s e*, mis voolas välja suurte massidena lõhedest ja murdekohtadest, et omakorda hanguda. Olgugi et üldine magma hangumine aeglustus tunduvalt halva soojusejuhtivusega materjalidest kõva koore tekkimisega, läks selle koore välispinna jahtumine seda kiiremini ja ühes sellega ka atmosfääri jahtumine, kus mitmesugused elemendid ja ühendid pidid vedelduma vastavalt temperatuuri langusele ja vastava „vihmana” maapinnale langema, ühinedes maakoorega.

Siis jõudis kätte aeg, mil maapinna t^0 alanen alla 360^0 , kus ilmus ka vedel vesi. Ülekuumutatud olekus algas ta oma ringkäiku. Sellest ajast peale tulebki jälgida kõiki sündmusi maakeral, sest nendest on jäänud maakoore jäljed, mis võimaldavad rekonstrueerida tema geoloogilist ajalugu.

Sfäärid (katted, kestad).

Mida leiame üldse seoses maakeraga? Esiteks eraldame siin „katted“ — sfääre: atmosfäär (õhkkond), hüdrofäär (vesikond) ja litosfäär (lithos — kivi, tahke maakoore). Atmosfääris on mõõteriistadega varustatud sondpallid tõusnud kuni 60 kilomeetri kõrguseni. Valguskiired ja raadiolained toovad teateid atmosfääri omadustest veel kõrgemaltki. Merede sügavusi on üksikutel kohtadel uuritud kuni 10 km sügavuseni.

LITOSFÄÄR.

Litosfääri on aga tungitud püstloodis ainult ühe 5½ kilomeetri sügavuse puurauguga; üle 4 km sügavusi puurauke on paarkümmend. Kaevanduste šahtidega on mõnes üksikus kohas (Lõuna-Aafrika, Mehhiko) mindud üle 2 km sügavusse. Kuid tänu sellele, et maakoore liikumistel on (algul horisontaalsed) maakihid kallutatud, ühtlasi sageli nooremad kihid pealt ära kantud, võime meie mõnes kohas vaadelda ja uurida ka kihte, mis on tekkinud kuni 20 km sügavamal kui neid katvad kihid. Seepärast oleme õigustatud ameeriklaste Clarke'i ja Washington'i eeskujul arvama, et umbes 16 km (10 ameerika miili) sügavuseni maakoores midagi liiga erinevat meile tuntud kivimitest (mannerainetest) ei leidu. Ometi on maakoore keskmine raadius 6370 km, millest 16 km moodustab ainult 1:400 osa. 399-st neljasajandikust maakera sisemusest puuduvad meil otsesed andmed ja kõik meie kujutlused maakera sisemisest ehitusest on ainult oletused, hüpoteesid.

Mineraloogiast teame, missugused mineraalid peituvad meile nõnda osaltki tuntud õhukeses maa kestakeses; petrograafiast teame, missuguste kivimitena nende mineraalide assotsiatsioonid siin esinevad. On tõenäoline, et mõned vulkaanid toovad päevavalgele materjale sügavamalt kui 16 km, nii et usume, et teatava määrani ka sügavamal kui 16 km esinevad samad ained kui pinnale lähedal. Sügavamalt kui mõnikümmend kilomeetrit meie aga praegu ühtegi aineproovi ei saa; siin võime teha ainult enam-vähem tõenäolisi oletusi.

lised (maavärina-) lained. Nende lainete omadused — amplituud, laine-pikkus, levimiskiirus jne. — muutuvad läbitavate ainete mõjul. Uurides muutusi, mis sünnivad lainetega, kui nad läbivad maakera sügavamaid osi, saame aluseid teatavateks oletusteks nende osade koostise ja omaduste kohta.

Loetletud lainetest omavad ainult maavärinate lained, nn. seismilised lained küllalt suurt energiat, et läbida sügavamaid maakihte, koguni tervet maakera. Nende lainete registreerimiseks on kogu maailmas niinimetatud seismograafilised jaamad (Eestis Tartu), kus erilised instrumendid, seismograafid, neid võnkeid üles märgivad seismogrammidenä. Tagapool — maavärinaid käsitlevas osas — peatume selle juures pikemalt. Siin märgime aga ära, et seismogrammide uurimine näitab maakera koostava materjali pidevat tihenemist (tema elastsusmooduli suurenemist), alates maapinnast ja minnes sügavamale. Kuid on mõned sügavusastmed, kus uurijad oletavad elastsusmooduli järsku muutust; need on sügavused 1200 km ja 2900 km, arvates maapinnast. Eriti viimane neist (vt. joon. 1) on tähelepanuvääriv. Maavärinate lainete kiirus, mis muutub tabelis lk. 55 toodud andmete kohaselt, teeb siin suure hüppe. Ja näib, nagu ei oleks sügavamal kui 2900 km maakera t u u m a materjal üldse võimeline edasi kandma (vormielastsusest tingitud) ristilaineid, käitudes selle poolest nagu vedelik või gaas. Eri uurijad on oletanud ka teisi kesti maakeras, kus värinlainete kiirus muutub järsu hüppega, kuid kõik andmed neid ei tõesta.

Maakera sügavama seesmise ehituse üle otsustatakse ka tema üldtiheduse järgi. On teada, et meile kättesaadavad kivimid (kuuluvad 16-km-sesse kesta) omavad erikaalu 2,7—3,2. Kogu maakera erikaal on aga suurem, nimelt keskmisena kõigist parimatest tema määrangu-test 5,52. Ilmselt peab allpool 16-km-st kesta leiduma ainet erikaaluga üle 5,52. Siin on oletustel jällegi vabadus. Püütakse neid oletusi piirata mõnesuguste kaalutlustega, näiteks sellega, et ülemised maakihid rõhuvad alumistele neid tihendades, mistõttu tihedus keskpaiga poole kasvab. Ühed oletavad, et see tihedus kasvab pidevalt. Teised vastupidi arvavad, et maakera materjal on kestade kaupa sama ja sellega ka kesta tihedus konstantne. Kolmandad väidavad, et kestad on küll erinevast materjalist, aga tihedus igäühes neist kasvab sügavusega — rõhu mõjul.

Ka gravitatsioonitungi suuruse määramine maakera eri sügavustes sõltub sellest, missugust tihedusejaotust oletame. Igatahes üldpilt kõigi tihedusejaotuste oletuste puhul on säärane, et raskustung, kui minna maa keskpunkti poole, ületab algul pinnapealse määra (Newton'i valemis:

jõud $G = \frac{Mm}{r^2}$ kahaneb r , olgugi et pinnalähedane kera koor massist ära langeb), et siis väheneda nullini maakera keskpunktis. Mis puutub survesse, mis valitseb teatavas sügavuses, siis ei saa siin arvestada hüdrostaatilist survet, mis laseks summeerida kõigi pealpoolsete maakihtide raskust, vaid siin tuleb ikkagi oletada, vähemalt maapinnale ligemal, ka elastset materjali vastupanu, mis ei lase kogu raskusel rõhuda maakera keskpaigas (tuumas) olevale materjalile. Võttes aga aluseks hüdrostaatilise rõhumise seaduse, leiame kõigi tihedusejaotuste oletuste juures surve maa keskpaigas ~ 3 miljonit atmosfääri.

Näited mõningate autorite poolt tehtud tihedusejaotustest on antud joonises 1, kus on antud ka oletused ainelise koosseisu kohta.

Meteoriidid.

Maakera sügavate osade ainelise koosseisu määramisel võeti seni arvesse ka meteoriitide koosseisu. Arvati, et meteoriidid on meie Maa sarnaste lagunenud maailmakehade killud. Meteoriitidest on rohkem tähelepanu äratanud sageli muuseumides talletatavad rau meteoriidid, mis kas täiesti või suuremas osas koosnevad nikkelraudast. Järeldati, et nikkelraud on maailmakehade peamine materjal ja et ka maakera tuum, niinimetatud NiFe (Niccolum-Ferrum) koosneb sellest materjalist ühes veel tihedamate plaatinarühma metallidega. Seepärast oletasidki mitmed autorid, et maakera tuuma massi tihedus on üle 8; üksikud oletused kõiguvad 9 ja 11 vahel.

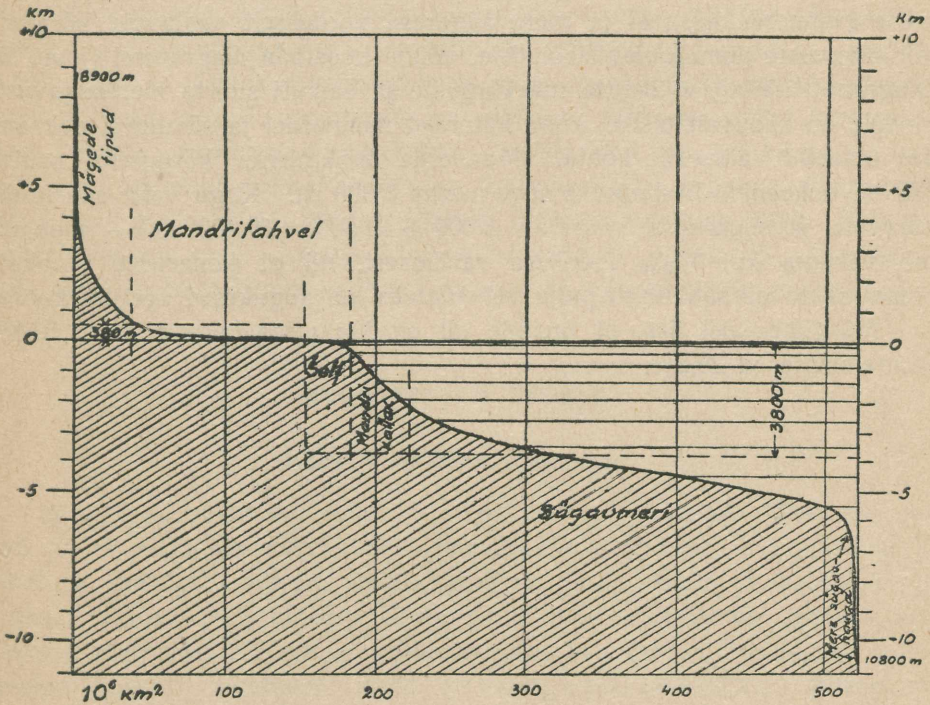
Likvatsioon.

Et näidata, kas on võimalik maakera kontsentris-kihiline ehitus keskpaiga poole tiheneva ainega, selleks toodi võrdlus metallurgia-ahjudega, kus ahjus koguneb samuti sula segu eri kihtidesse (nn. likvatsioon): peal kerge silikaatide-rikas šlakk, siis raskemad väävli- või arseeniühendid toodetava metalliga ja põhjas kõige raskem — vaba metall. Kuid säärased kihid eralduvad siis, kui sulatis on seisnud ahjus segamata teatava aja, eriti kui puuduvad sulatisest tormiliselt ülestõusvad gaasid. Nagu aga näeme vulkaanilise laava puhul ja nagu tuleb järeldada mineraalide koosseisust, peab sügaviku magma (mis on küll endise kogu maakera sulatise jäänus) olema küllastatud kõiksuguste aurudega, mis panevad magma energiliselt liikuma ja teda segades takistavad paksude eriraskusega kihide tekkimist.

Ka on teisi asjaolusid, mis teevad sellise erikaalu järgi eralduvate kestade tekkimise küsitavaks. Sügavuses kõrge rõhu all olev magma peab olema väga sitke, viskoosne. Et säärases keskuses langeksid või tõuseksid erikaalult erinevad kristallid, on tarvis väga palju aega. Arvestus näitab, et sääraseks jagunemiseks, nagu oletatakse joonisel 1, ei oleks jätkunud neid 2—3 tuhandet miljonit aastat, mida astronoomilistel kaalutlustel arvatakse maakera eaks. Ja arvesse võttes nimelt säärast takistust magmas üksikute ainerühmade eraldumiseks, võib pidada tõenäoliseks, et maakera sügavuses on säilinud enam-vähem maakera algollus, kus segi olid kõik elemendid gaaside näol. Ka kergesti lenduvad gaasid, näit. vesinik, pidid sügavuses säilima, olles võimetud tõusma maapinnale ja sealt osalt kaduma maailmaruumi. Ja kui astronoomid leiavad meie päikeses ja ka muil tähtedel suure protsendi vesinikku, siis pole võimatu, et meie maakera tuumas leidub seda elementi ka suurel hulgal. Missugusel kujul ta sealse hiigla rõhu all esineb, ei osata küll arvata.

Maapinna praegune seisukord.

Tuletame meelde mõningaid arvulisi andmeid, mis iseloomustavad maakera praegust seisukorda. Kuju: ligidane pöörd-ellipsoidile, mille ekvatoriaalne raadius $a = 6\,378,388$ ja polaarne $b = 6\,356,909$ km, nii et lapikus $x = \frac{a-b}{a} = 1 : 297,0$. Niisamasuure mahuga kera omaks raadiust



Joonis 2. Maapinna kõrguste ja sügavuste osad kogu maakera pinnast ($510 \cdot 10^6 \text{ km}^2$).

$R = 6\,371,222$ km. Maht $v = 1\,083\,320 \cdot 10^6$ kuupkilomeetrit, pindala $s = 510\,100\,800$ ruutkilomeetrit. Need andmed on 1911. aasta rahvusvahelisel astronoomide konverentsil vastu võetud. Kuid võttes aluseks uuemaid mõõtmisi, saadakse ka lahkumisevaid arve; täpsemad arvutused annavad koguni põhjust pidada maakera kolmeteljeliseks ellipsoidiks, kus ka ekvaator pole ring, vaid ellips. Aga sääraste arvestuste tulemused

annavad elliptilise ekvaatori telgede suundadeks liiga lahkuminevaid arve, nii et selle oletuse tõenäolisus on väike.

Maakera tiheduse (ja massi) määramise katseid tehti juba alates 1735. aastast; saadi arve, mis kõikusid 4,39 ja 5,77 vahel. Parimatest määramistest on keskmine 5,52. K u i d a s seda tihedust määratakse, selektab geofüüsika (gravitatsiooninähted).

Võttes ookeani veepinda isobaarina (ühesuguse rõhuga), näeme, et maakera tahke koor tõuseb üle selle pinna mannerdena, mida moodustavad madalikud, kiltmaad ja mäed kuni 8 900 m (Mount Everest) üle merepinna. Allapoole ookeanipinda ulatub tahke maakoos kuni 10 500 m, mis on suurim seni mõõdetud sügavus. Kokku võttes mõõtmisi, mis annavad meile mannerde kõrgusi ja mere sügavusi võrdeliselt vastavate kõrguste või sügavuste pinnaprojektsioonidele, võime koostada diagrammi (joon. 2). Diagramm näitab, et suurte mäekõrguste ja samuti suurte meresügavuste pindala on kaduvalt pisike, kuna kiltmaad mannerdel ja süvameri ookeanides omavad valitsevat kohta. Mannerde keskmiseks kõrguseks osutub 380 m, ookeanide keskmiseks sügavuseks 3 800 m. Kogu vahe suurimate kõrguste ja sügavuste vahel — $8\,900 + 10\,500 = 19\,400$ m — moodustab vähema kui $\frac{1}{300}$ maakera raadiusest, nii et konarused maakera pinnal osutuvad suhteliselt palju vähemateks kui augukesed apelsini koorel.

Märgime veel ära, et merede all on kogu maakera pinnast 70,8% ja mannerde all 29,2%.

Endogeensed ja eksogeensed geoloogilised tegurid.

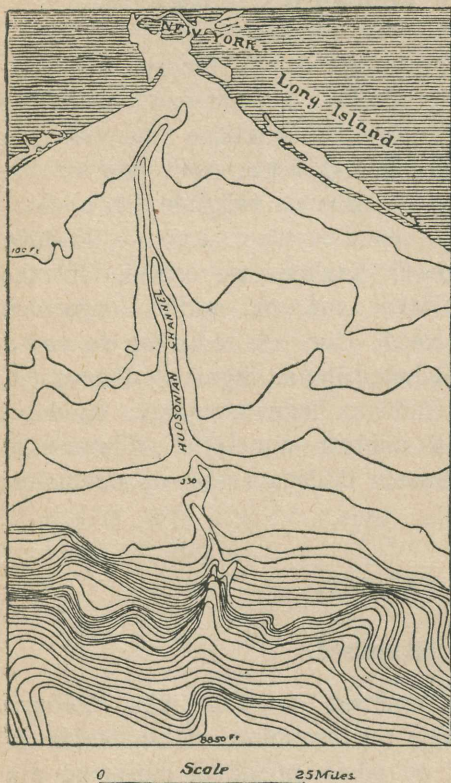
Kuidagi tekkinud ja isoleerunud ainest, mis esineb ümbritsevas ruumis, omab Maa teatavat hulka energiat soojuse, keemilise, mehhaanilise (pöörlemine, ümber päikese tiirlemine), elektromagnetilise jne. energia näol. Need energiavormid püsivad osalt pikemat aega, osalt lähevad üle üksteiseks, muutes seejuures ka maakera koort: meie räägime siis geoloogilistest muutustest maakera sisemiste — endogeensete — jõudude mõjul. Aga ka väliste maailmakehade mõju maakoosse osutub tähtsaks geoloogiliseks teguriks peamiselt küll päikese mõjuna, mille kiirgamine toob Maale tunduva energiahulga. Need jõud on eksogeensed (välised). Muidugi toimub mõlema jõudude-rühma tegevus üheaegselt, nii et igas geoloogilises nähtuses leidub mõlema tegevuse jälgi. Kuid on otstarbekohane siiski jaotada geoloogilisi nähtusi nimetatud rühmadesse selle järgi, millisel jõudude-rühmal on suurem tähtsus vastavais nähtustes.

ENDOGEENSED TEGURID.

Epirogeneetilised liikumised.

Maapinna loodimise, nivelleerimise andmed tuuakse ikka mõõdus „nii ja nii palju üle merepinna”. Aluseks on arvamine, et ookeanide ja nendega ühenduses olevate merede pind on püsiv, nõnda et merepind aja jooksul ei tõuse ega alane. Tõusu puhul meri ujutaks üle teatava osa kaldaid; merepind laieneks ja maismaa pind kahaneks. Geoloogias nimetatakse säärast sündmust mere transgressiooniks. Merepinna langusel oleks vastupidine tagajärg: mere regressioon. Vaatlused näitavad, et niisugused transgressioonid ja regressioonid toimuvad maa peal alatasa. Mõned endised meresadamad on jäänud mererannast kaugele, kuivale maale, nagu omal ajal eestlaste poolt vallutatud Rootsi Sigtuna (mere regressioon), või kunagise rannaäärse elamu varemed paistavad praegu sügava mere alt (transgressioon). Joonisel 4 näitavad punaselt viirutatud osad praegu tõusvaid maa-alasid, siniselt viirutatud — vajuvaid.

Need on suured alad, kuid nendegi jaotus näitab, et transgressioonid ja regressioonid pole mitte ülemaailmalised, mis peaks olema, kui ookeanide veehulk suureneb või väheneb (näit. mannerjää kogunemise või sulamise tõttu), vaid et mandrid, s. o. maakera tahke koor kohati tõuseb ja kohati vajub. Säärased tõusvad ja vajuvad pinnaosad on sagedasti võrdlemisi väikesed, nii et relatiivne tõus või vajumine toimub mõnekümne kilomeetri ulatuses.

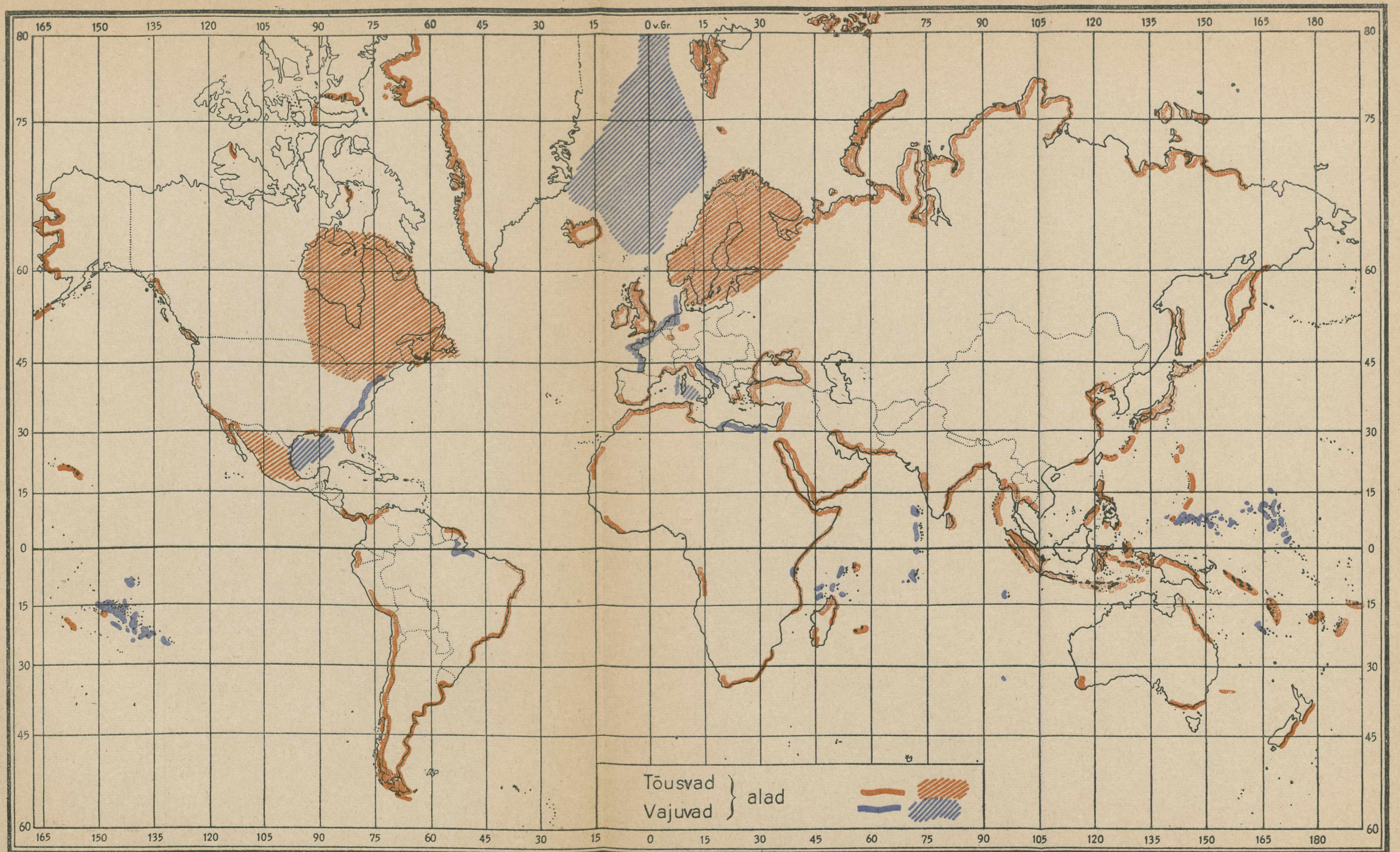


Joonis 3. Väljalõige merekaardist isobaatidega (kaugemal rannast) iga 250 jala (~ 80 m) tagant New York'i linna all, Hudsoni jõe suu ees. Isobaadid näitavad merealuse endise Hudsoni jõe sügavat sängi (Hudsonian Channel). (Võetud raamatust: H. Cloos, Einführung in die Geologie.)

Pinna vajumise tunnustajateks on merealused (uppunud) jõeorud, näit. joonisel 3 toodud Hudsoni praeguse suudme-esise merekaart, kus selgesti on näha renn merepõhjas, mis läheb jõe suunas süvamere poole. Jõe mage

Tõusu või vajumise kiirus on mitmesugune. Maavärinate puhul on märgatud niisugust ka võrdlemisi suurte alade tõusu või vajumist momentaanselt kohati kümnete meetrite võrra (näit. 1923. a. Sagami lahe ümbruses Jaapanis). Kuid harilikult on need maapinna vertikaallikumised aeglased: aastane tõus või vajumine väljendub millimeetris või koguni millimeetri osades ja saab nähtavaks ainult pikema aja vaatluste najal. Et selliseid nähtusi üldse võib registreerida, olgu meil usk, et ookeani pind on püsiv üle kogu maakera; et nõndanimetatud geoid (reaalne maakera kõrguse „nullpunkti” pind, mis kõige lähedasem teoreetilisele pöördeellipsoidile) on püsiv.

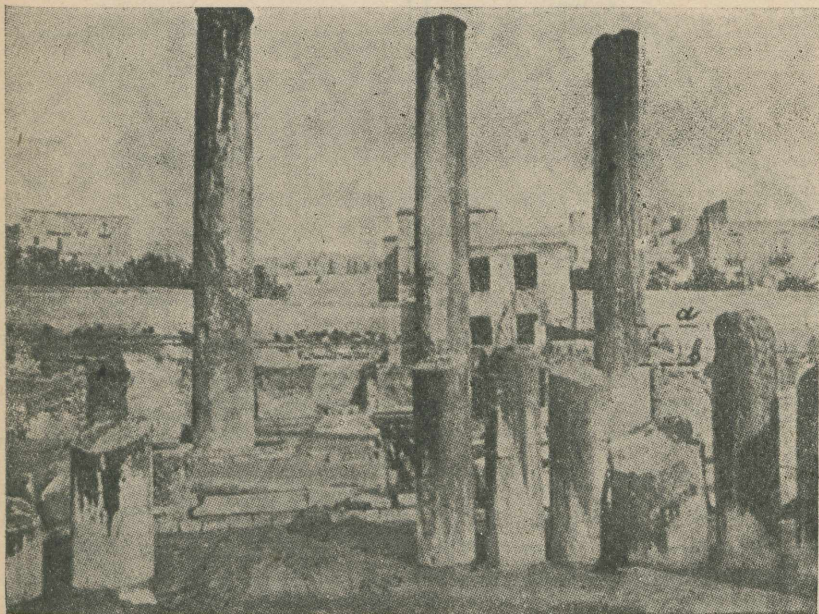
Sääraseid maapinna aeglasi (sekulaarseid) vertikaalseid liikumisi nimetatakse epirogeneetilisteks (mandrisünnitajateks). Maapinna tõusu märgivad ära ranna terrassid (astangud) — tasased maaribad, eraldatud üksteisest või üldse tagamaast järsemate vöödega, mis kujutavad endist mereranda.



4. Praegusel ajal tõusvad (punaselt viirutatud) ja vajuvad (siniselt viirutatud) maa-alad. Säärased kõikumised on konstateeritavad eriti mererannal, seepärast on enamik andmeid rannikutelt.

vesi valgub suubumisel otse raske merevee pinda pidi laiali, ilma et tekiks mere põhja pidi mingi vool, mis saaks välja uuristada säärast renni. Seda laadi merealused pikendused on paljudel jõeorgudel, nii näiteks Kongol (Aafrika läänerannal), mis lubab oletada maapinna vajumist kuni $1\frac{1}{2}$ kilomeetri ulatuses. Norra fjordid ja Istria rannik on samuti maapinna omaegse vajumise tunnusemärgid.

Klassiliste epirogeeniliste liikumiste näidetena tuuakse ette veel Pozzuoli linnakeses Napoli ligidal (Itaalias) olevaid marmorist sambaid

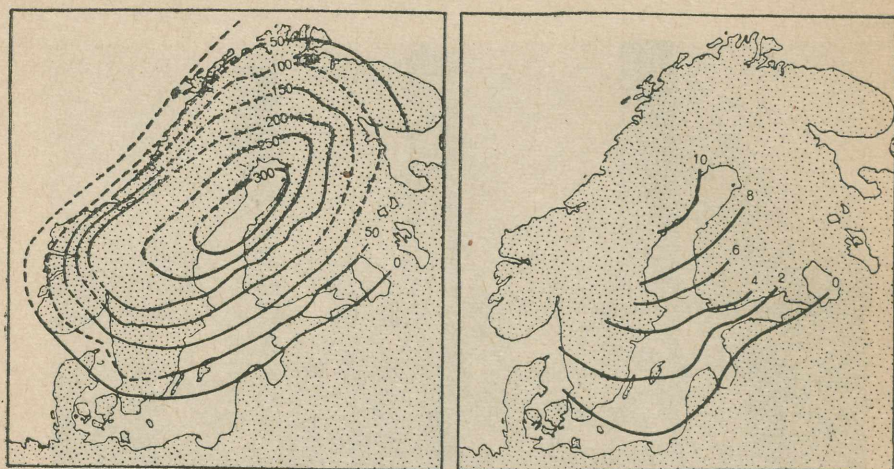


Joonis 5. „Serapise templi“ varemed Pozzuolis.

(joon. 5.), nn. „Serapise templi“ (õieti küll turuhoone) varemetes. Kunagi muidugi maapinnale ehitatud hoone vajus III sajandil merepinna alla, olles sügavaimas asendis X—XI sajandil. Sammaste alumised osad olid siis kuni jooneni *b* kõntsa sisse maetud ja pealpool joont *a* ulatusid nad üle veepinna; seda tõendavad kivipuurijate limuliste augud sammastes, joonte *a* ja *b* vahel. Kui 1538. a. tekkis lähedal uus vulkaan Monte Nuovo, siis tõusis „tempel“ uuesti ja tõus kestis kuni 1822. aastani, mil algas jälle vajumine kiirusega ~ 18 mm aastas.

Skandinaavia poolsaar koos Soomega on teine säärase liikumiste näide. Fjordid — uppunud jõeorud — näitavad, et poolsaar on omal ajal

sügavasti vajunud. Nüüd aga märgitakse tema kestvat tõusu, ja nimelt nõnda, et Botnia lahe looderannik (joon. 6) on tõusnud kõige rohkem (275 meetrit), kuid seda kohta kontsentriselt ümbritsevad vööd järkjärgult ikka vähem; vöös, mis Eestist üle läheb, on tõus olnud maksimaalselt 50 m. Praegu kestab see tõus samuti paisetaoliselt, olles meie põhjarrannikul umbes 1 mm aastas, kuna aga Lõuna-Eestis esineb juba maapinna vajumine.

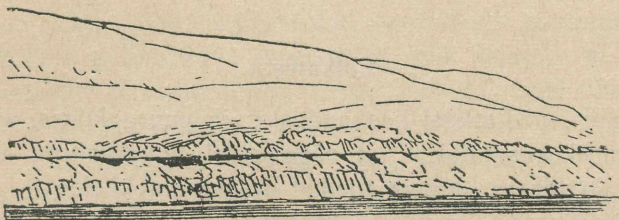


Joonis 6. Vasemal: Skandinaavia ja Soome peale-jääaegset tõusu näitavad kõverad: nulliga tähitud joone kohal ei olnud ei tõusu ega vajumist; 50-ga tähitud joonel on tõus olnud 50 m; vastavalt 100-ga, 300-ga jne. märgitud joontel 100, 300 jne. meetrit. Paremal: Praegune tõus millimeetrites iga aasta kohta.

Viimase koha vajumise ja tõusu puhul on väljendatud eri hüpoteese nende liikumiste põhjuste üle. On teada, et kogu Skandinaavia ja Soome geoloogilisel hilisajal kattusid mannerjääga üle kilomeetri paksuselt; siis sulas see jää jälle ära. Tänapäeval arvatakse (Dutton, de Geer), et jää raskus vajutas maakoore enese all lohku, sundides sula magma maakoore all aeglaselt liikuma jäävabade serva-alade poole, kus maakoore raskus on väiksem ja mis selle tõttu magma survele üles kergitati. Kui jää sulas, algas ka magma tagasivool ja maakoore tõsteti jälle kõrgemale, kusjuures säärasel kerkimisel oli seisakuid, mida märgib näiteks kaldaterrass Finnmarkis (Põhja-Norras, joon. 7). See teooria on väga hästi kooskõlas isostaasia õpetusega, mida vaatleme järgnevalt.

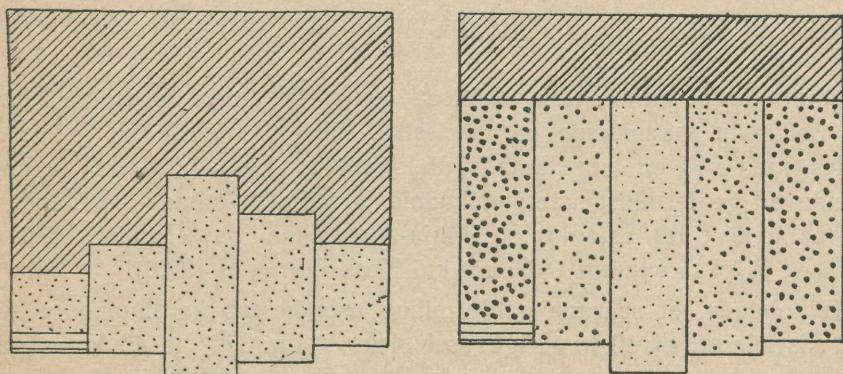
Isostaasia.

Üldse on teadusemeeste seas suured lahkavused maakoore tasakaalu — isostaasia — suhtes. Ollakse veendunud, et maakoore võrdlemisi rahulik olek põhjeneb sellel, et kõik meie kõrged mäed, sügavad merebasseinid jne. on raskuslikult niivõrd tasakaalus — isostaatiliselt kompenseeritud, et maakoore mehhaaniline kõvadus jõuab ülejäänud väi-



Joonis 7. Kaldaterrass Finmarkis (Norras).

kesi olemasolevaid (ja alatasa geoloogiliste protsesside mõjul tekkivaid) tasakaalu rikkumisi kanda. Juba 1855. a. peale seletasid India uurijad Pratt ja Airy seda isostaasiat kumbki oma moodi (joon. 8). Pratt arvas, et maakoore üksikute osade tihedus on niisugune, et selle osa paksus teatavas sügavuses (40—120 km) asetseva tasakaalustuspinnani, korrutatud tihedusega, on sama kõigi säärase maakoore osade kohta. Airy arvas, et sellist tasakaalustuspinda ei ole ja et pealmise maakoore osad on kõik enam-vähem ühtlase tihedusega, kuid paksemad kihiosad vajuvad sügava-



Joonis 8. Vasemal: 5 püstsammast maakoores (äärmine parempoolne mere all) erinevate tihedustega, mis on pöördvõrdelised sammaste kõrgusele: Pratt'i oletus.

Paremal: Airy' oletus: Kõik sambad on ühesuguse tihedusega, kuid nende alumised otsad vajuvad seda sügavamalt plastilisesse alusmassi, mida kõrgemad on sambad.

male allolevasse plastilisesse massi (magmasse), nii-ütelda ujuvad magmas Archimedes'e seaduse järgi, ulatudes ka maa peal seda kõrgemale, mida paksemad nad on.

Nendel kahel isostaasia teorial puhtal kujul oli geoloogide ja geodeetide peres omajagu poolehoidjaid. Uuemad andmed raskuse jagunemise üle maapinnal sunnivad nende hüpoteeside suhtes kompromissile, kus mõlemaile jääb osa tõtt. Geofüüsika gravimeetrilises osas on sellest pike-malt juttu.

Vulkanism.

Temperatuuri mõõtmistel kaevandustes ja puuraukudes, samuti tunnelite läbimurdmisel avastatakse, et sügavamal temperatuur tõuseb, nagu seda peamegi järeldama eespool toodud maakera tekkeloost. Kui palju tuleb minna sügavamale, et t^0 ühe kraadi võrra tõuseks, on kohtade järgi erinev ja kõigub 11,3 ja 125 meetri vahel; sagedasemad andmed kuhjuvad 30 ja 40 meetri vahel, mispärast ka keskmiseks geotermiliseks (sügavuse-) astmeks peetakse 33 meetrit; 100 meetri süvenemisega tõuseks t^0 nõnda 3 kraadi C. Väikesed astmed tulevad ette seal, kus ligidal on soojemad massid: magma, soe vesi, energilised eksogeensed keemilised reaktsioonid. Kui oletada säärase soojuskollete asukohta teataval sügavusel, siis võib ka umbes leida geotermilise astme suurus, arvesse võttes maakoort moodustavate mannerainete soojusejuhtivust, mis on tardkivimitel umbes 0,0085 kalorit kantsentimeetrile sekundis ja settekivimitel umbes 0,0004 cal/cm³ sek. Kui heaks soojuse-isolaatoriks on mannerained, võime ette kujutada, kui teame, et värsketel laavadel esimesel kümnel aastal võib arvestada, et iga 5 või 10 mm hangunud laava paksusel tõuseb t^0 ühe kraadi võrra.

Isotermilised pinnad (kus valitseb sama t^0) maakoos painutavad endid ligikaudu maapinnale paralleelseiks, tõustes mägede all ja vajudes orgudes, kuid nad on lamedamad kui maapind. Lumemäed ja veekogud suurendavad geotermilist astet; vulkaanid ja naftaleiukohad — vähendavad. Tähelepanuväärt on asjaolu, et Põhja-Ameerikas geotermiline aste on keskmiselt märksa suurem (40,6 m) kui Kesk-Euroopas (32,8).

Kui oletada, et säärane geotermiline aste kestab ka maakoore sügavusis, siis leiame, et 10 km sügavusel oleks t^0 üle 300° ja 40 km sügavuses 1200°; see on temperatuur, kus 1 atm. rõhumise all kõik kivimid peavad olema sulanud olekus. Õigem on muidugi oletada, et geotermiline aste pikeneb sügavuses, nii et temperatuuri tõus on palju aeglasem, kui siin arvestatud, ja kivimite üldine sulaolek 40 km sügavusel ei ole usutav.

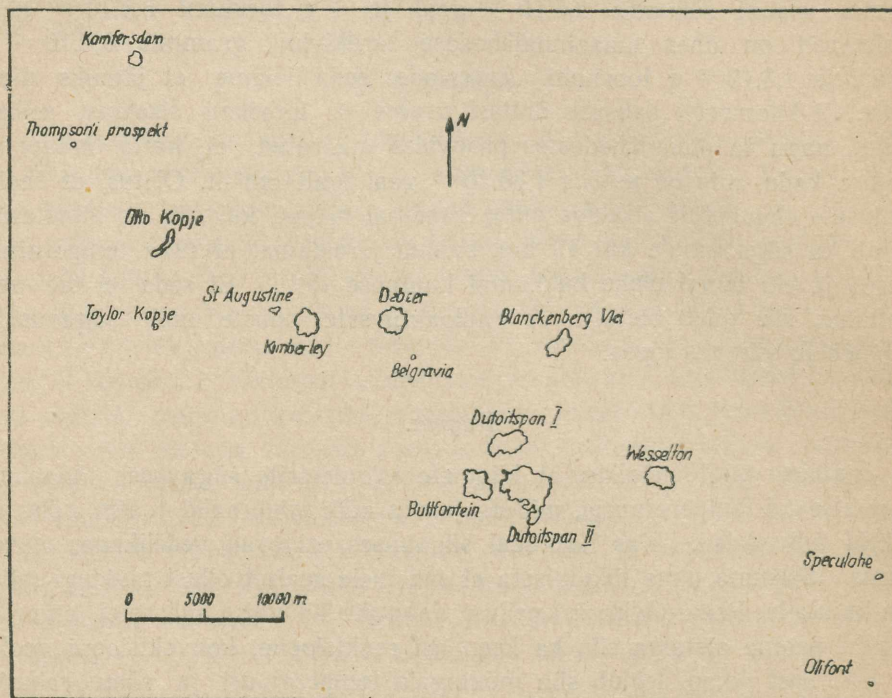
Pealegi tõuseb peaaegu kõigi ainete sulamispunkt rõhuga, ja sääraates sügavustes võib juba arvestada üle 10 000 atmosfäärilist rõhku. Mitmed autorid arvestavad 70 km sügavuses 1000—1500° C järgi.

Peame aga arvesse võtma veel üht asjaolu, mis mõjustab maa sise-
mist temperatuuri. See on radioaktiivsete ainete lagunemisel vabanev energia, mis peamiselt muutub soojuseks. Nimelt annab iga gramm uraani sekundis $2,5 \cdot 10^{-8}$ gcal ja 1 g tooriumi $6,8 \cdot 10^{-9}$ gcal. Keskmiselt on ühes maapinnalähedase tardkivimi grammis $0,6 \cdot 10^{-5}$ g uraani ja $1,6 \cdot 10^{-5}$ g tooriumi. Arvestades seda leiame, et jätkuks maa-
koore 19 kilomeetri paksuse ühtlast uraani ja tooriumi sisaldust sellisel hulgal, nagu ta pinnalähedastes proovides määratud, et katta maapinna soojuse kadu, mis on umbes $1,35 \cdot 10^{-6}$ gcal igalt $\text{cm}^2\text{-lt}$. Oletus, et radio-
aktiivsete elementide sisaldus mitte vähemal hulgal, kui siin on nimetatud, ulatub ka sügavamale kui 19 km, sunnib järeldama, et Maa temperatuur tõuseb ja elu temal oleks hukkunud kuumuse tõttu. Et seda ei ole veel juhtunud, siis tuleb oletada, et radioaktiivsete oolluste hulk sügavusega kahaneb ja viimaks lõpeb.

Magma.

Igatahes on tõenäoline, et kümnete kilomeetrite sügavusel maapinna all valitsevad temperatuurid, millede juures kõik mineraalid 1 atm. rõhu all oleksid tulivedelad. Kas nad seal sügavuses esinevad vedelikuna, oleneb rõhust. Surnuna, ilma liikumiseta ei saa meie sealset oollust muidugi mitte ette kujutada. Peale üldise intensiivse aatomite liikumise sääraastel temperatuuridel peame oletama siin ka keemilisi reaktsioone, konvektsiooni voolusid jne., sest ikkagi leidub siin mõningaid temperatuuri ja rõhu vahesid, mis kutsuvad esile sääraseid liikumisi. Peame meeles, et näiteks selle massi maapinnapoolne kate on ometi pisut külmem kui kogu mass, nii et temperatuuride vahe on olemas, mida massist tulev soojus tahab hävitada, küttes seda „lage”. Kuid kütmine kutsub laes esile muutusi: sulatab osa laematerjali ja see sulam ühineb alumise quasi-sula massiga. Lagi aga saab sellega kergemaks ja koredamaks; laelähedane surve väheneb. Surve võib väheneda niivõrra, et meie mõeldav quasi-sula mass muutub tõeliselt vedelaks, või jälle eraldab ta enesest gaase, nagu see sünnib seltersipudelil, kui korgi avame. Vedelikud aga ja gaasid on suutelised läbistama iga koredamat kohta manneraines, nii et nad tõusevad ülespoole (siin alaneb rõhk), sulatades oma ümbruses „lae” ainet, mis sulas olekus seguneb alt tuleva sulamiga. Pääsedes nõnda väiksema rõhuga ruumi, muutub see m a g m a (sula manneraine) ikka vedelamaks ja eraldab rohkem tulikuumi

gaase, mis poevad „lae” kõikidesse pooridesse. Kui see tulikum magma ja tema gaasid nõnda rõhu vähenemise suunas rännates jõuavad niikaugele pinna ligidale, et kohtavad kivimeid, mis on läbi imunud niiskusega (niinimetatud „mäeniiskusega”), siis kuivatavad nad neid. Kui kivimis esineb pragusid, mis ulatuvad üles maapinna poole, kus rõhk väiksem, siis tungib nendesse pragudesse eriti gaasine ja eriti vedel magma. Oma

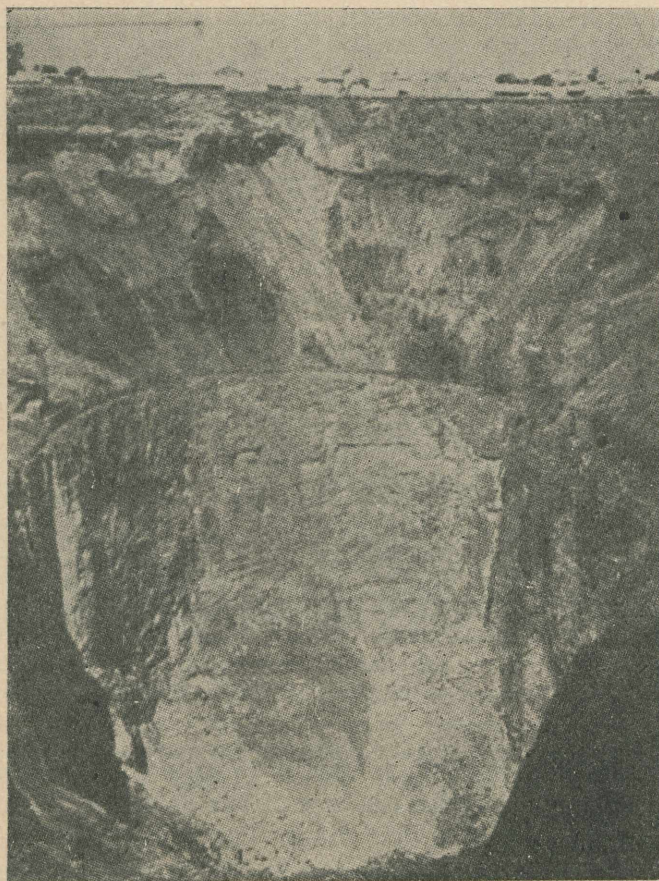


Joonis 9. Kimberley ümbruse teemandikaevanduste asetus, avause kuju ja suurus.

kuumuse tõttu kuivatades ja sulatades „lage” teevad säärsed kergelt liikuvad massid endile tee maapinna lähedastesse kihtidesse, milles võivad olla samuti mõnesugustel põhjustel tekkinud lõhed, mis ulatuvad maapinnani. Kui tõusev magma mingis punktis kohtub sellist lõhet, siis vabaneb ta järsku suure rõhu alt; ümberkaudne, veel suur rõhk paiskab siia hulga vedelat ja gaasist materjali, mis seejärel hooga lõhesse tungib, teda voolukiirusega mehhaaniliselt ja soojusega sulatades laiendab, et siis kui erilisi takistusi ei ole, maapinnale purskuda. Kui on magmamass, mis tungib lõhe alumise otsani, suur, siis võivad säärsed „pursked” korduda pikema aja jooksul, ja meil on tegemist harilikult tulepurskava mäega — vulkaaniga. Kui piirdub nähe ainult ühe purskega, on tegemist dia-

treemiga, mille ümber ei leidu korduvate pursete jälgi, kuid millel on purskekivimiga täitunud lõõr ja suu ümber teatav hulk ühekordse purske materjali. Sääraste diatreemide jälgedeks peetakse Transvaali „pipes'e” (torusid), milledes kaevatakse teemante.

Nende kuju ja asfust illustreerivad joonised 9 ja 10. Saksamaa Eifeli maare peavad mõned ka säärase diatreemide suudmetes tekkinud järvedeks.

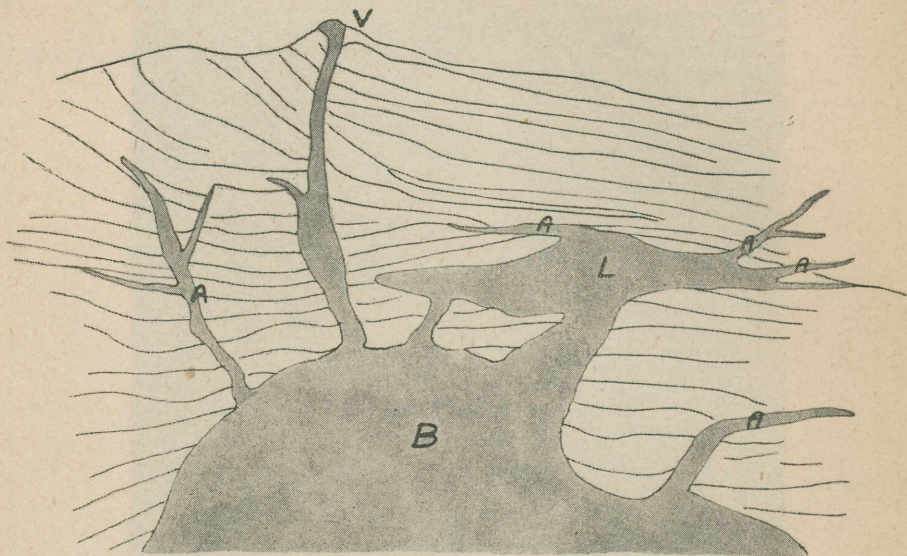


Joonis 10. Vaade „Kimberley-Mine“ sisemusse. On näha selge piir variseva pehme (karroo-) ja sügavama kõva (eellkarroo-) lademetete vahel.

Intrusioonid.

Oleme jälginud magma tõusu sügavusest maapinnani. Ainult seda, mis kord avaneb maapinnal, võimegi näha. Pole lootust, et näeksime quasi-magmat mitukümmend kilomeetrit sügaval. Kuid neid magma osi,

mis tõusnud maapinna ligi ja siin, külmema kivimi keskel, hangunud, võime ühel ja teisel kohal maapinnal, kus voolav vesi ja muud kulutavad ja transporteerivad geoloogilised tegurid pealiskatte on ära kandnud, näha ja uurida. Kui seesugune sügavuses hangunud magma mass on suur (plaanis kilomeetreid või ka kümneid) ja tema aluspõhi pole kättesaadav, siis nimetame teda batoliidiks (bathos = sügavus). Kui ülespoole tungiv magma kohtab oma teel kergesti lõheneva kihilise struktuuriga maakoore osa, mis on pealt kaetud võrdlemisi raskesti läbistavate kivimitega, siis



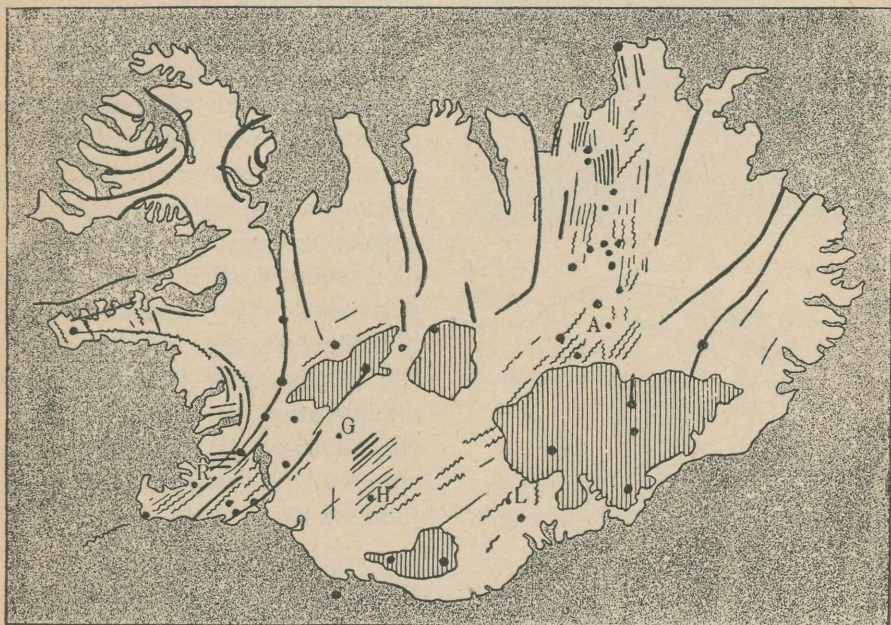
Joonis 11. Maakoore läbilõige. Hall: tarduv magma, laava; B — batoliit; L — lakoliit; A — apofüüsid, sooned; V — vulkaan. Viirutatud: kihiline maakoore läbilõikes.

on magma sunnitud selles kihilises osas laiali valguma, tehes endale ruumi kihtide vahele, neid osalt tõstes, osalt eest ära sulatades. Tekib kihikujuline, laperguse läätse kujuline magmalasu, mis hangudes võib mitmekujuliselt deformeeruda. Säärane hangunud magmamass kannab üldnime lakoliit (eri nimed antakse mõnesugustele kuju poolest lahkuminevatele alaliikidele). Batoliidist erineb lakoliit vähema massiga, õhukusega ja lõõriga, mis teda seob sügavamal lamavate suuremate magmamassidega.

Nii batoliit kui ka lakoliit annavad harilikult neid ümbritsevasse mannerainetesse tardkivimist harusid — apofüüse, paksemaid või õhemaid tahvli- või lõõrikujulisi moodustusi. Kogu nende moodustuste skeemi annab joon. 11.

Vulkaanid.

Batoliidid ja lakoliidid koos nende apofüüsidesga (soontega) on magma intrusiooni, teise sõnaga plutonismi tagajärjed; magma ekstrusioon (väljumine maapinnale) on vulkanismi nähe. Võib arvata, et magma tungib maapinnani mõnikord laial (kilomeetrite või ka kümnete kilomeetrite ulatusega) alal, sulatades oma palavusega läbi vas-

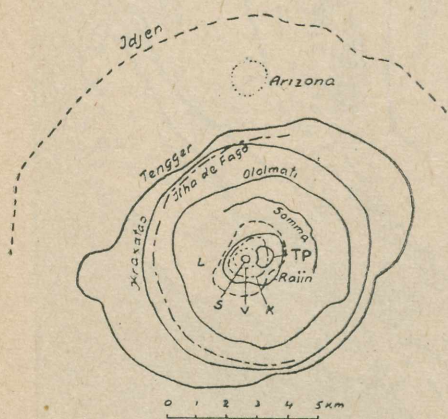


Joonis 12. Islandi saare kaart. Punktidega on märgitud tegevad ja kustunud vulkaanid, tugevate joontega — murrangud, õrnade joontega — lahtised lõhed ja siksakiliste joontega — kraatrite read. Viirutatud laigud on tähtsamad jääliustikud (Jökull). Vulkaanid: H — Hekla; L — Laki; A — Askja; G — Geysir. R — Reykjaviki linn.

tava osa maakoorest. Eriti on see tõenäoline nendes purskekiviga kaetud piirkondades, kus ei ole läinud korda avastada kitsamat lõõri, mida mööda magma oleks võinud üles kerkida. Dekkani platoo Ees-Indias, mõned kohad Colorado osariigis USA-s, Islandi saare osadki võivad niiviisi olla tekkinud pindpurske tõttu. Islandi saar (joon. 12) ja Uus-Meremaa on näited, kus toimuvad lõhepursked, kui kilomeetrite-pikkustest lõhedest voolab välja korraga laava (nii nimetatakse maapinnale tõusev magma). Kui säärane magmakoldega ühenduses olev hüggellõhe osaliselt

ummistub, jäävad laava väljumiseks ainult üksikud punktid lahti, millede all siis kujunevad torukujulised lõõrid. Nii läheme üle lõõrvulkaanide juurde, kuhu kuulub enamik vulkaane.

On teada umbes 1000 vulkaani, mis tegutsesid hilisemal (kvarternaarsel) geoloogilisel ajajärgul; praegu tegutsevaid vulkaane on umbes 450. Ühine neil on see, et enam-vähem silindrilise läbilõikega lõõri kaudu ühendavad nad maapinda kuuma magmaga maa sügavuses, nii et magma ise või tema gaasid pääsevad maapinnale kas võrdlemisi vagusal voolul (harva!) või ägedate pursete näol. Peale magma tõusu kirjelduse puhul mainitud põhjuste on harilikuks pursete tekitajateks gaasid, mis magmast eralduvad. Kui neid koguneb nii palju, et nende rõhumine suudab purustada lõõri ummistuse, siis purskavad nad suure kiirusega lõõripidi välja, võttes kaasa ka osa vedelat magmat ja rebides tükke lõõri seintest. Eriti kerge on neil purustada ja eemaldada lõõri pinnaligidast osa, mispärast tekib siin lehtrikujuline lõõri laienemine, niinimetatud kraater. Kraatrite suurused ja kujud on mitmesugused; valik neist on toodud joonisel 13.



Joonis 13. Vulkaanide kraatrite ja kaldeerade kuju ja suurus: Jaava saare vulkaanid: Idjen, Tengger, Tangkoboanprahol (joonise keskel — TP) ja K — Kelut; Krakatau Jaava läheduses, „Tulesaar“ (Ilha de Fogo) Rohelise neeme saarestikus, Olalmati Ida-Aafrikas, Somma (Vesuuvi kaldeera); L — Laachi järv (maar); V — Vesuv; S — Stromboli ja kraatritaoline lohk Arizona osariigis (USA) — vist meteoriiidi lehteri.

Vulkaanide tüübid.

Vulkaaniline tegevus väljendub mitut moodi. Tegevuse peaiseloomu järgi liigitatakse vulkaanid harilikult nelja rühma: 1) Stromboli tüüp, 2) Vesuuvi tüüp, 3) Havai tüüp ja 4) Mont Pelè tüüp. Stromboli, väike vulkaaniline saareke Lipari saarestikus Vahemeres, purskab sagedasti, mitu korda ööpäeva jooksul.

Gaasidega koos paiskub õhku tahket materjali: hangunud laava osi, milledest suuremad — õunasuurusest kuni mitme kantmeetri suuruseni — nimetatakse vulkaanilisteks pommideks, vähemad lapillideks (itaalia keeles „kivikesed“); peene liiva ja tolmusarnast massi nimetatakse vulkaa-

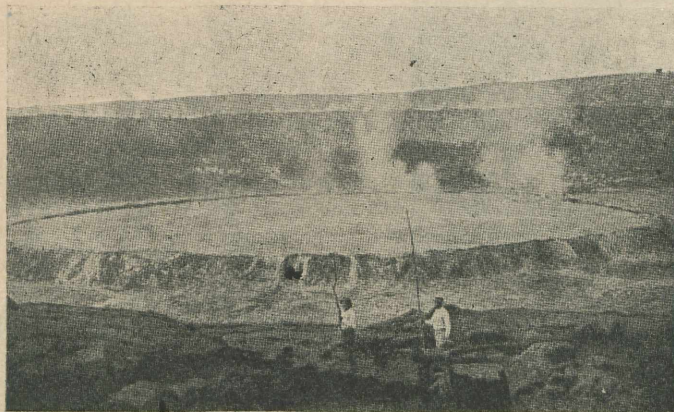
niliseks tuhaks. Üle kraatri ääre voolab vahel ka veidi sula laavat välja. Võimsamaid purskeid Strombolil ega teistel temasarnastel vulkaanidel pole, sest sagedase väljapääsu tõttu ei korju temasse suuri gaasihulki, mis korraga välja pursates tooksid ühes palju laavat, pomme ja tuhka.

Vesuuvi tüüp on vulkaanide seas kõige sagedasem. Prototüübina on Itaalias Napoli (Neapoli) linna ligidal olev Vesuuv (joon. 14), mida ka üldse vulkaanide hulgast kõige paremini on uuritud. Kuni meie ajaarvamise alguseni peeti seda harilikuks mäeks. Mäel kasvas mets, mäejalal asetsesid külad. Aga aastal 79 p. m. a. a. algas mäe tegevus. Tema tipp paisati õhku, kust ta puruna koos vulkaanilise tuhaga sadas oma ümburusele, tekitades seejuures võimsaid porijõgesid. Kogu see materjal mattis enese alla linnad Pompeji, Herculanium ja Stabia. Tollest



Joonis 14. Vesuuv tagaplaanil. Parem tipp — tegev kuhik; pahem — Monte Somma, endise laiema kraatri jäänus; nende kahe kõrgustiku vahel ringikujuline org „Atrio del Cavallo“. Esiplaanil Napoli linn ja merelaht.

ajast peale on Vesuuv pikemate või lühemate pauside järel ikka tegevust ilmutanud, laavat, gaase ja tahkeid materjale maa sügavusest välja toonud.



Joonis 15. Kilauea (Havai saarel) kraatri järv.

Havai tüüpi (Havai saartel on mitu vulkaani, millede seas tuntumaid on Mauna Loa, Mauna Kea ja Kilauea) iseloomustab eriti laava kõrge

temperatuur, mispärast on see hästi vedel ja laseb kergesti läbi tema alla kogunevaid gaase, nii et viimased palju laavat kaasa ei kisu. See vedel laava võib kraatris seista tulise järvena, kord alanedes, kord üle kraatri ääre välja voolates (joon. 15). Vähesese viskoossuse tõttu on sää-



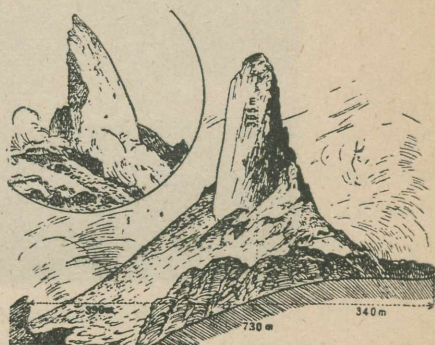
Joonis 16. Mauna Loa (Havai saarel) mäe läbilõige. Lame kuhik, iseloomulik vulkaanidele vedela laavaga, ilma tuffideta.

rane laava voolamise kiirus suur, nii et raske on tekkinud tulise jõe eest ära joosta, kui see mõnd orgu pidi mäest alla vajub. Et säärastel vulkaanidel tahke purskematerjal peaaegu puudub, siis koguneb kraatri ümber ainult hangunud laavat, mispärast sellised vulkaanid ei oma teravakoonuselist kuju, vaid esinevad ainult lamedakoonuselistena (joon. 16).

Mont Pelé tüüp, Martinique'i saarel (Antillides) oleva vulkaani nime järgi, on iseloomulik oma erilise viskoosse laavaga, — laavaga, mis hangub juba lõõris. Säärast hangunud prunti ei jõua gaasid enam lõõrist välja paisata, olles sunnitud selle prundi kõrvalt või koguni mõnd vulkaani



Joonis 17. Mont Pelé Martinique'i saarel (gaasipilv, nähtud merelt).

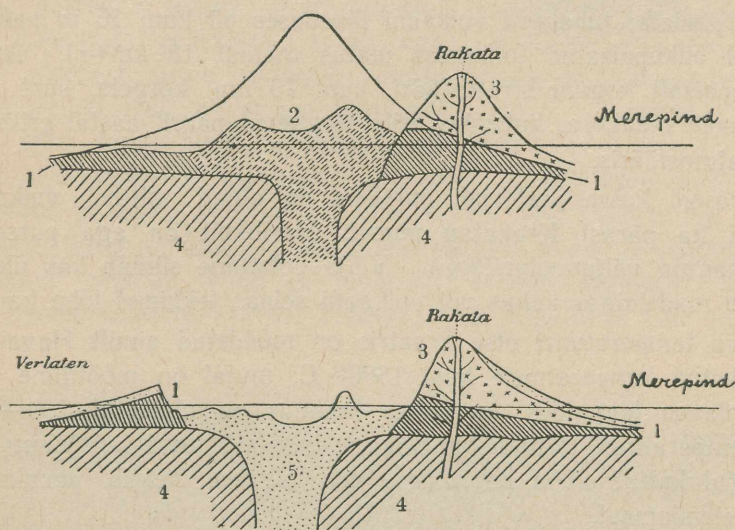


Joonis 18. Mont Pelé basaldist prunt eest ja kõrvalt (mõõtandmetega).

küljel tekkivat lõhet pidi väljuma. Mont Pelé'st 1902. aastal sääraselt väljasurutud tuhaga raskendatud gaaside mass sünnitas mäest allaveeava 4 km kõrge samba (joon. 17); gaaside palavus oli nii suur, et mere-äärses Saint Pierre'i linnakeses, milles tapsid need gaasid 30 000 inimest, sulasid kokku pronksist ja klaasist esemed. Pärastpoole jõudsid vulkaani sisemusse suletud gaasid lõõri prunti poolest saadik kraatrist välja nihutada; sinna jäi ta peatuma terava otsaga basaldist kalju näol (joon. 18).

Vulkaaniline tegevus.

Peaaegu kõikide vulkaanide tegevus toimub järgmiselt. Peale lühemat või pikemat rahuaga, mille vältel ummistub ülemine lõõri osa, koguneb



Joonis 19. Krakatau saare läbilõige enne 26. augusti 1883. a. katastroofi (ülal) ja peale katastroofi (all). Kõrgusemõõt kaugusemõõdu kahekordne: 1 — vanem andesiit; 2 — noorem andesiit; 3 — besalt; 4 — tertsaär-aegsed lademed; 5 — nooremad purskematerjalid.

selle ummistusprundi alla gaase, millede rõhk kasvab. Nende (ja ka sula magma) liikumine tekitab kohalikke maapinna värinaid; on kuulda maalalust kõminat. Kui siis gaaside surve kasvab nii suureks, et jõuab takistava prundi pealt ära visata, siis järgneb purse: gaasid pääsevad õhku, paisates sinna ka pihustatud prundi ja osa magmat. Sääraseks väljalöödavaks prundiks võib olla terve mägi. Näiteks olgu 1883. a. õhku lennanud vulkaan Krakatau saarekesel Jaava ja Sumatra saarte vahel

Sunda saarestikus). Joon. 19 kujutab vulkaani läbilõiget enne ja pärast katastroofi.

Krakatau purse 1883. a. oli oma hävitavate tagajärgede poolest üks suurematest. 1883. a. 26/27. augusti ööl kuulus plahvatus kuni 4800 km kaugele; plahvatuse tekitatud kuulmatud õhulained rändasid vähemalt 3 korda ümber maakera. Seejuures tekkinud merelained tõusid 34—35 m kõrgusele Sunda väinas, ujutades üle kõik madalamad rannamaad ja uputas umbes 35 000 inimest. Atlandi ookeani pidi jõudis laine Panama maakitsuseni ja Vaikset ookeani pidi San-Francisconi ja Alaskani. Vulkanilised pommid, mis paisati välja kraatrist arvestuse järgi kiirusega 600—2000 m/sek., lendasid väga kaugemale: peasuurused 20 km kaugusele, rusikasuurused — 40 km kaugusele. Purskunud tuhk kattis Euroopast suurema pindala; tuhakord vulkaani läheduses oli kuni 16 m paks. Kõige sel puhul õhkupaisatud tuhamass ulatus mahult 18 km³-ni. Arvatakse, et tuhk paisati koguni stratosfääri, kuni 70 km kõrgele, kust ta levis ümber poole maakera, kutsudes esile järgneval paaril aastal erilisi optilisi nähteid atmosfääris.

Sääraseid kuiva materjali purskeid on olnud mitmel vulkaanil nii enne kui ka pärast Krakatau purset. Harilikult on aga purse seotud vedela magma väljavoolamisega. Väljavoolamine sünnib kas üle kraatri ääre selle madalamas kohas või vulkaani seinas tekkinud lõhe kaudu.

Laava temperatuuri otse kraatris on mõõdetud ainult Havai saartel, kus on leitud temperatuure kuni 1300° C; mujal on mõõtmise sündinud juba voolavas laavajões, kusjuures kuumus on ulatunud 700—1100°-ni. Sellise temperatuuri tõttu hõõgub laava heledasti, seni kui jahutava ümb-ruse mõjul kattub kõva koorikuga, mis alguses helgib punakalt, kuni lakkab helendamast.

Olenevalt temperatuurist ja keemilisest koostisest, mis määravad viskoossuse, voolab laava vulkaani väliskülge pidi suurema või vähema kiirusega alla, mattes ja hävitades kõik teel. Laavajõed võivad olla kümneid meetreid laiad ja kuni 5 meetrit paksud. Kuid puutudes kokku külma maapinnaga ja jaheda õhuga hangub laavajõgi ruttu pealt ja alt, samuti ka eesotsast, nii et ta liigub edasi koorikulises kotis. Järk-järgult aeglustub liikumine, mis alguses on harilikult umbes 5 km tunnis, hiljem juba on ehk 3 km tunnis. Kraatrist alatasa väljavoolav värske laava surub laavajõe „koti” sisu edasi, eesotsa tekkiv koorik lõhkeb vahel ja laava pääseb jälle tükk maad edasi. Koorikuga kaetuna ei kiirga laava liiga palju palavust ümbruskonda, mispärast sagedasti jäävad kasvama puud vaid mõni meeter laavajõest kaugel.

Laavas olnud gaasid vabanevad laava hängumisel ja tõusevad tema pinnale. Kui niiviisi ühest kooriku lõhest voolab kiiruga välja palju gaasi, siis kisub gaas kaasa koore pinnale ka vedelat laavat, mis seal hangub „horniito” näol (joon. 20). Muidu on laavajõe kooriku pind ka konarlik; olenedes laava keemilisest koosseisust, gaaside hulgast ja hängumise tingimustest, on see pind kas lõhestunud (rahnlaava, joon. 21) või laineline (koonal-laava, joon. 22) või muulgi kujul erinev. Suurtel laavajõgedes toimub sisemine nõrk voolamine mõnikord kümneid aastaid; soojus püsib veelgi kauem. Laavajõe pealispind satub aga otsekohe algusest peale ilmastiku mõju alla ja mureneb osalt, nii et kui järgmisel purskel teda katab uus laavakord, on võimalik neid eriaegseid laavakordi eraldada. Täiesti hangunud laavajõgi on sagedasti pealmise kooriku alt tühi, õõnes, sest sulana on valgunud laava edasi, jättes tardunud kooriku alla tühjuse. Tuhk ja pommid-lapillid, mis katavad vulkani külgi ja ümbrust, saavad sagedasti juba õhus niiskeks nendel kondenseeruvast veeaurust või niisutavad neid pärastpoole



Joonis 20. „Horniito“ laavajõe pinnal.



Joonis 21. Rahnlaava — lõhestunud laavajõe pind.

sademed. Seejuures tsementeerub see materjal seotud, tahkeks aineks — vulkaaniliseks tufiks, mis võib sisaldada ka organismide jäänuseid, kui mõned loomad või taimed tufisse maeti. Alati on sääraseid jäänuseid merealuste vulkaanide tuffides. Seal tekitab kogu tuhk ja pommimaterjal vulkaanist väljumisel otsekohe pudru, mis muutub kõvaks. Tuff on harilikult kore materjal, sest esialgu sisaldab ta palju õhku või gaase.



Joonis 22. Koonal-laava — hangunud laavajõe pinnal.

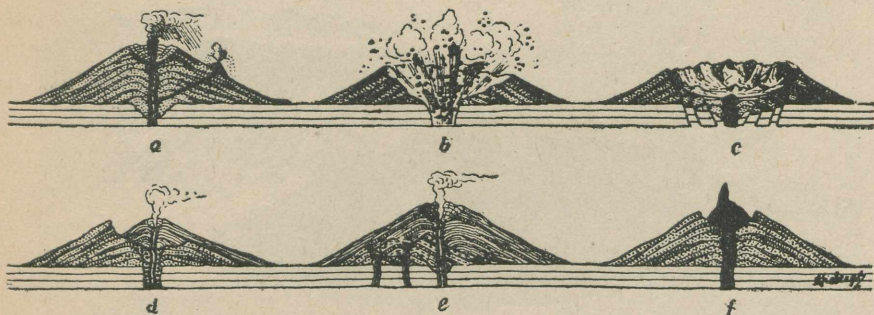
Kui laava satub sulana mõnesse veekogusse, siis muutub vesi auruks, mis vullidena jääb laavasse, nii et laava sel puhul hangub vahutaolisena. See on p i m s s k i v i, mille suured kogused tekiavad mõnikord mereäärsete või merealuste pursete puhul. Olles täis gaasivullikesi, on nad mereveest kergemad ja ujuvad vee peal. Nad võivad tuulest kanduda kaugemale, kuni nad purunevad ja liivana põhja vajuvad.

Vulkaaniliste gaaside koosseisu on mitmel puhul ja mitmel viisil katsutud määrata. Rõhuva enamuse moodustab veeaur. Sellest olenebki, et peaaegu alati tekib vulkaani purske ajal tema „suitsupilves” äike vihma-sajuga. See vihmavesi koos tuhaga annab siis porijõed, mis kiiremini

liiguvad kui laava ja seepärast ümbruskonnale sagedasti suuremat kahju sünnitavad kui laava ise. Teistest gaasidest esinevad H_2S , SO_2 , CO_2 , CO , HCl , H_2 , N_2O_2 , NH_3 , $SiCl_4$, SiF_4 . Gaaside koosseis muutub vulkaani ea järgi, olgu see noor või vana.

Vulkaanide ehitus.

Enamik vulkaane omab koonuse kuju ja kihelist ehitust (joon. 23), mis on ka arusaadav, kui peame meeles, et kraatrist väljub mitmesugust materjali, mis sadestub kraatri ümber kihtidena. See vulkaanikuhi koosneb vahelduvaist laava- ja tuffide-kihtidest, mis on kraatrist välja-

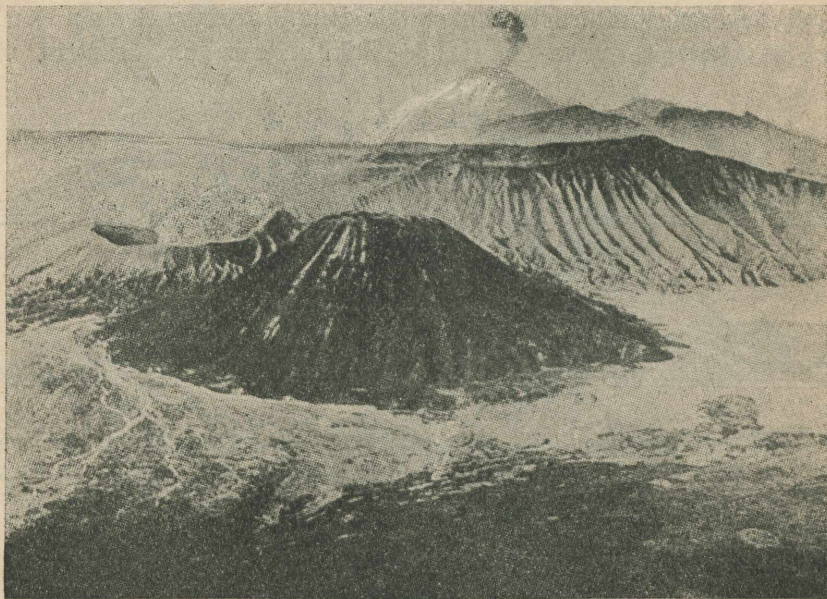


Joonis 23. Kihivulkaanide läbilõiked: a) harilik, b) plahvatus-kaldeeraga, c) sissevajumis-kaldeeraga, d) vesuuvil tüüp, pooleldi kaldeeraga, e) mitmelõõriline vulkaan, f) prundi vulkaan.

poole kallakud. Kui vulkaanist väljub ainult laavat (Havai vulkaanid), siis on ta kuhik väga lame. Harilikult on peamiseks vulkaani materjaliks kore materjal, kergesti veevoolu poolt ärauhutav, mispärast on kõigi vulkaanide külgedesse vihmavesi uuristanud sügavad sälkorud, mõnedel väga korrapäraselt (joon. 24). Paljud vulkaanid näivad olevat kahekordse tipuga: väline laiem ja seesmine noorem, kitsam kuhik, mille otsas on kraater. Mõlema kraatri vahele jääb ringikujuline org. Siin on tegemist kas vana vulkaani jäänusega (väline ring), mis on purustatud, või on vana kraater olnud palju suurem praegusest. Vulkaani tegevuse ajutise seisaku ajal võis ta sügavale sisse vajuda ja tegevuse uuendamisel võis temal avaneda uus kraater, mis moodustas enese ümber uue vähema kuhiku (vt. joon. 23). Säärast vana vulkaanivaret nimetatakse kaldeeraks (hiidkraater). Vesuuvil on vanima aja mälestusena jäänud osa ringvalli: Monte Somma ja ringorg Atrio del Cavallo; Etnal (Sitsiilia saarel) on osaline ringorg Val del Bove nimetuse all.

Kui laava on vähe gaasistatud ja sitke, siis võib esineda nähtus, et kraatrist surutakse välja mütsikujuline laavamass, mis tardub kumera pinnaga mäeks, niinimetatud paiskuhikuks (Staukuppe).

Varem või hiljem raugel vulkaaniline tegevus — vulkaan kustub. Kuid see kustumine sünnib ka teatavas korras. Kui laava pursked on lakanud, jätkub siiski gaaside väljumine kas kraatrist või vulkaani küljelõhedest. Alguses on need gaasid kuumad, nii et nende väljumisaugud



Joonis 24. Jaava vulkaanide Bromo, Bato, Vidodaren ja Smeroe tipud. Välisküljed sisselõikunud sälkorgudega.

helendavad. Sääraseid gaasiallikaid nimetatakse fumaroolideks. Järgmiste, pisut jahedamate gaaside allikaid nimetatakse solfataraks (sõnast „sulfur”, sest siin on harilikult väävliaurud ülekaalus). Veelgi külmemad gaasiallikad, peamiselt CO₂ eraldajad, on mofetid. Endistes vulkaanilistes maakohtades leidub kõiki neid gaasiallikaid.

Viimase jahtumise staadiumiga on seotud ka kuumaveeallikad, mis sagedasti purskuvad perioodiliselt. Neid nimetatakse geiseriteks. Pursked sünnivad siis, kui maa-alustes õõnsustes (geiseri lõõris) koguneb küllaldaselt veeauru. USA-s Yellowstone'i natsionaalpargis on sääraste purskkaevude klassiline ala. Ühte neist kujutab joon. 25 purskavas seisu-

korras. Nimetus *geiser* (= *geysir*) on pärit Islandist, kus säärased purskallikad on kõige rohkem tuntud (vt. kaart joon. 12).

Kustunud vulkaan allub ilmastiku ja eriti voolava vee kulutavale toimele. Võrdlemisi ruttu kaob tema koredast materjalist rüü; ka lõõri ümbritsevad pehmemad kiviliigid hävivad ja jääb vahest järele ainult tardunud laavast koosnev lõõritäidis, mis püsib siis üksiku mäena (Šotimaal nimetusega „neck”). Sääraselt väljaprepareeritud endiste vulkaanide varemend näitavadki sagedasti selgelt vulkaanide sisemist ehitust. Näitena olgu St. Pauli saar (India ookeani lõunaosas), mis on kujutatud joonisel 26 kaardina ja joon. 27 vaatenähtena. Endistel geoloogilistel ajajärkudel tegutsenud vulkaanide jäänu-seid on teada rohkem kui hiljem tegutsenud vulkaanide omi. Euroopas on säärased tuntumad kohad: Šotimaa, Kesk-Prantsusmaa, Itaalia (Rooma linna lähedus).

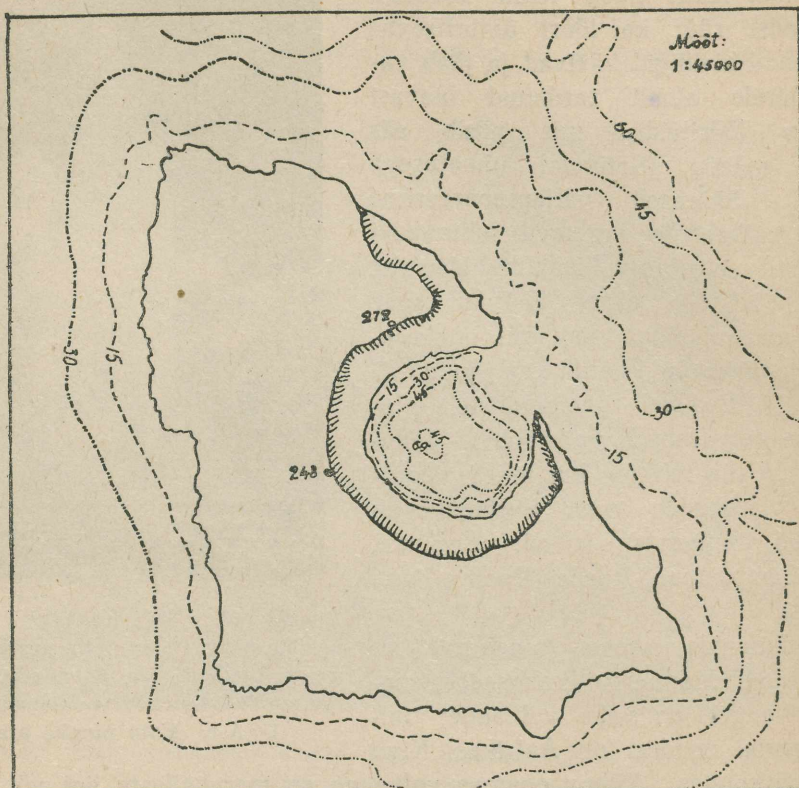
Vulkaanide asetus maakeral on omapärane. Mannerde keskosades, meredest kaugel, on vähe vulkaane; tuntuim grupp nendest on Aafrikas, Kivu järve piirkonnas. Rõhuv enamus vulkaane on merekallaste ligi või mere saartel. Sagedasti on viimased arenenud merealustest pursetest, millede sünnitusi samasuguste koonuseliste merealuste mägede näol on avastatud mere sügavuse loodimisel. Veealuste vulkaanide erinevus seisneb peamiselt selles, et pursked ei too esile kuivi produkte, välja arvatud juhud, kus purskematerjali on nii palju, et vulkaani kraater tõuseb üle merepinna. Seoses pursetega olevate uute vulkaaniliste saarte tekkimist on võidud jälgida mitmel puhul.

Mõned säärastest vulkaanilistest saartest on hävitatud varsti mere-lainete poolt (näit. Fernandea Vahemeres), osa on jäänud püsima (näit. Aleuudi saarestikus) ja tegutsevad edasi harilike kuivamaa vulkaanide näol. Praegused vulkaanid moodustavad terved read, mis saadavad geoloogiliselt nooremal ajal tekkinud mäeahelaid (joon. 28). Eriti silmapaistev

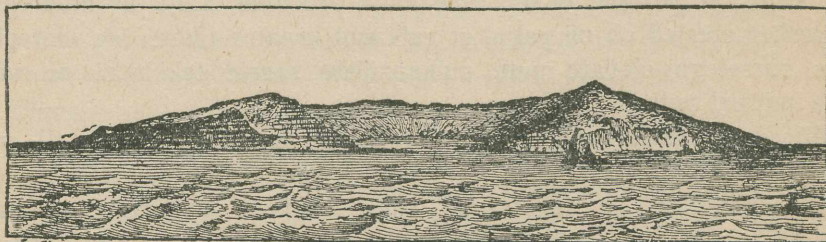


Joonis 25. Old Faithful („vana usaldusväärne“, sest ta purskas al-guses kindlasti iga 65 min. tagant) geiser Yellowstone'i natsionaalpargis USA-s. Foto purske ajal.

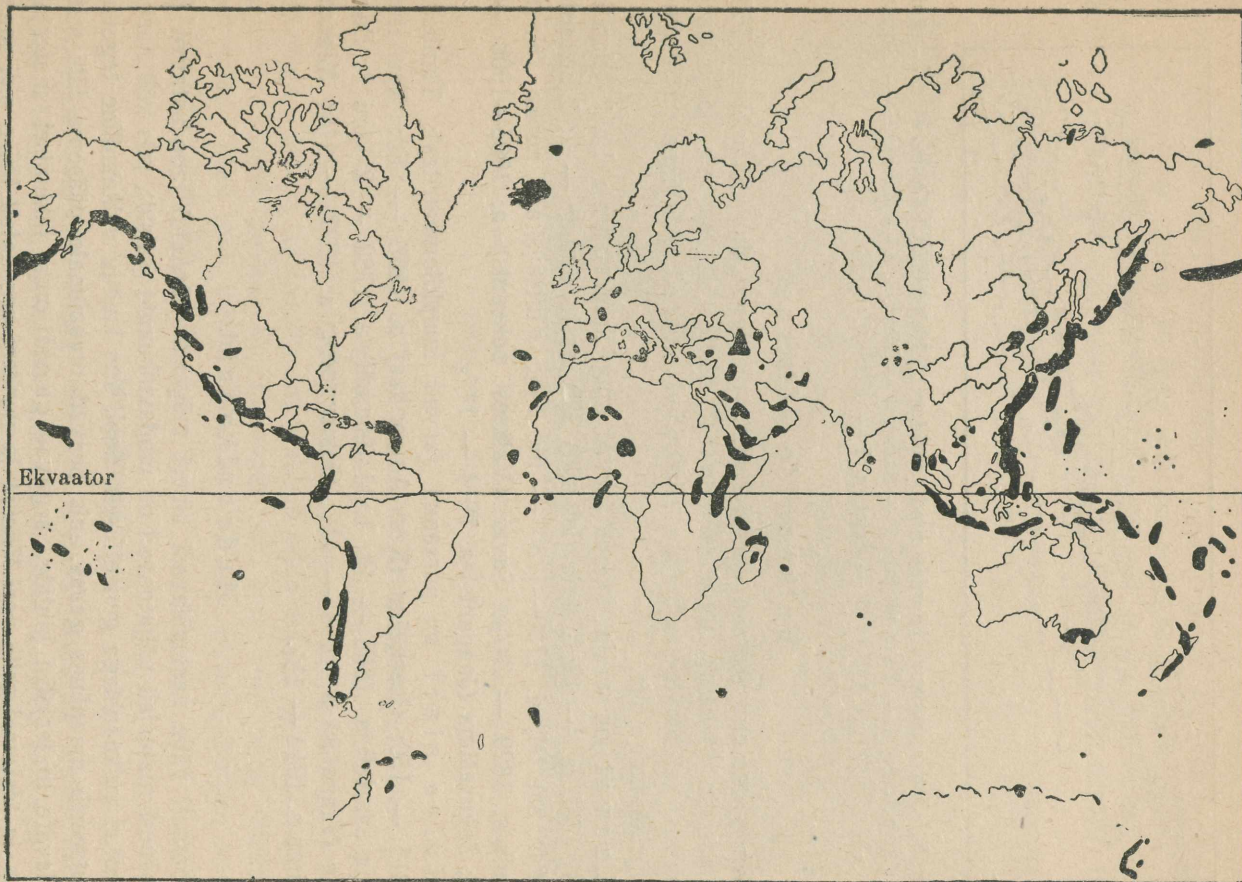
on ringikujuline rida, mis ümbritseb Vaikset ookeani. Osa sellest ringist moodustavad NSVL-i territooriumisse kuuluva Kamtšatka poolsaare arvukad (kuni 70) vulkaanid, mis peamiselt on asetatud ühte ritta poolsaare idaranniku ligi, tekitades arvamust, et nad asetsevad kõik ühel pikal sügaval lõhel. Sääraste lõhede olemasolu on tõestatud vastuvaidlemata



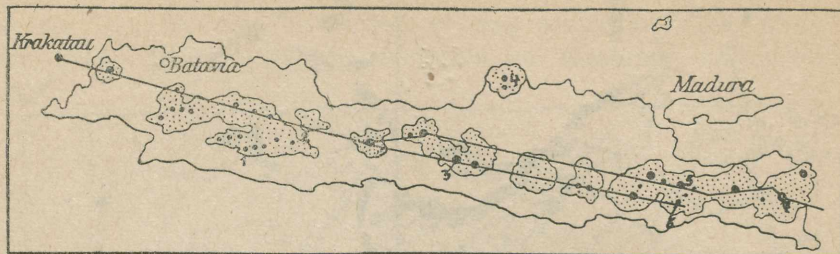
Joonis 26. St. Pauli saar India ookeani lõunaosas ümbritseva merega: Isobaadid meetrites.



Joonis 27. St. Pauli saar; vaade idast; näha sissesõit kraatrisse.



mitmes kohas, näit. Islandi saarel, mille kaart on toodud joonisel 12, Jaava saarel (joon. 29), Kesk-Ameerikas ja mujal.



Joonis 29. Jaava saare vulkaanide read (möödus 1 : 10 000 000). Laava alad — täpitud. Vulkaanid: 1 — Papandajan, 2 — Savai, 3 — Merapi, 4 — Moeria, 5 — Bromo, 6 — Semeru, 7 — Merapi.

Vulkaanide võimsus.

On võimata arvestada energiahulka, mis tegutseb vulkaanides. Pilti selle energia tohutust suurusest annavad ülaltoodud pursete kirjeldused ja lasevad umbkaudselt hinnata siintoodud andmed maapinnale tõstetud materjalide-hulga üle.

Laavat on välja toonud (arvud kuupkilomeetrites): Laki (Islandil, lõhest) 1783. a. — 12; Eldgja (Islandil) 950. aasta ümber — 9; Lanzarote (Kanaari saartel) a. 1730—1736 — üle $1\frac{1}{2}$; Klutševskaja sopka (Kamtšatka) a. 1829 — $3\frac{2}{3}$; Savai (Vaikses ookeanis) a. 1905—1906 — üle 1; Sakurašima (Jaapanis) a. 1914 — $1\frac{2}{3}$.

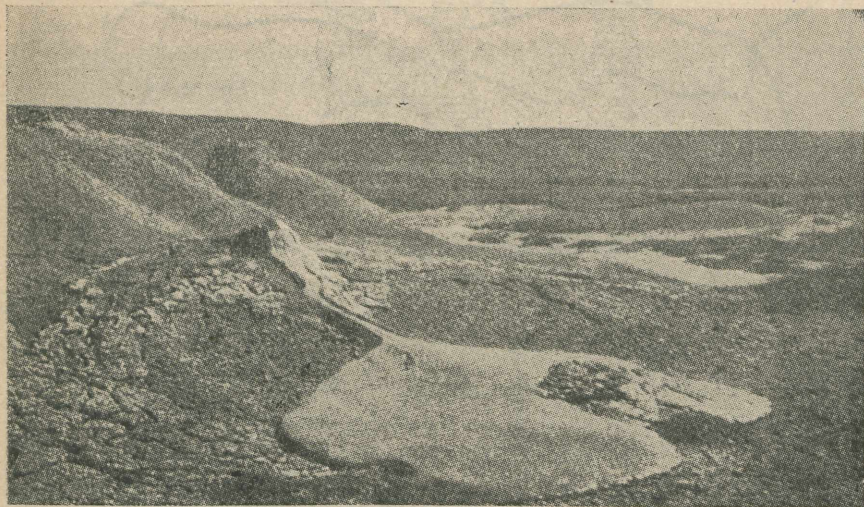
Kuiva ainet on pursanud (arvud kuupkilomeetrites): Tambora a. 1815 — 150; Coseguina (Kesk-Ameerikas) a. 1835 — 50; Krakatau (Sunda saartel) a. 1883 — 18; Laki (Islandil) a. 1783 — 2 kuni 3; Bandaisan (Jaapanis) a. 1888 — $1\frac{1}{4}$; Galoengoeng a. 1822 — $1\frac{1}{2}$; Minavi-Ivošima a. 1914 — $1\frac{1}{4}$.

Mudavulkaanid.

Samuti vähe vastupidavast aimest mägesid (künkaid) moodustavad ja maapõuest materjali väljatoovad on mudavulkaanid (salsid), mis küll harva on seotud vulkaanidega geneetiliselt. Seal, kus kustuv vulkaaniline tegevus produtseerib maapõues gaase, mis peavad maapinnale pääsema läbi vett sisaldavate materjalist kihtide, segavad gaasid oma liikumisel materjali poriks ja tõstavad selle pori lõhesid ja nendest arendatud lõõre pidi maapinnale, kus ta kuivades moodustab künka, mille otsas on omamoodi

„kraater” — porilomp, kus võib jälgida gaasivullide tõusu ja vahel ka purskamist. Pori voolab üle kraatri madalamate äärte künka külge pidi alla.

Kui säärasel salsil ummistub lõõr, koguneb gaasi sügavuses niikaua, kuni tema survest jätkub, et lõõri puhtaks puhuda. Säärasel korral toimub äge purse, kus paisatakse õhku hulk pori ja ka suuremaid (kuni sadade kilogrammide raskuseni) lõõri seintest rebitud kive, samuti hulk



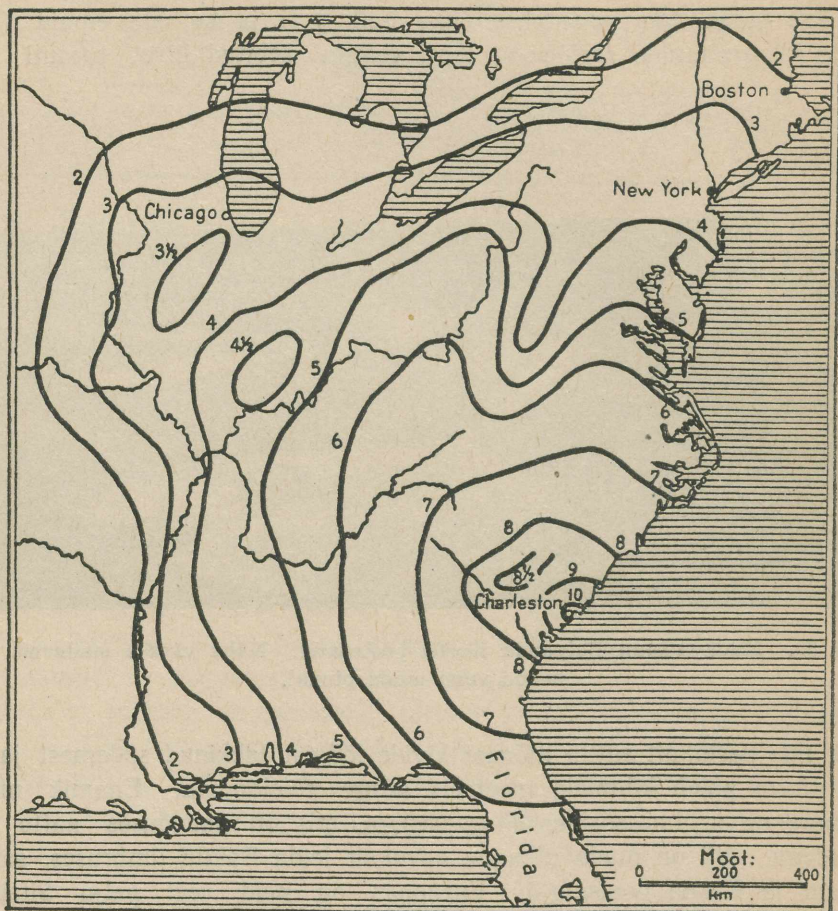
Joonis 30. Mudavulkaan Bulganak Kertši poolsaarel. Näha värske mudavool lõhnenud vana muda pinnal.

gaasi, mis harilikult süttib mõnest kivide löögist tekkinud sädemest ja siis mitu päeva põleb kümneid meetreid kõrge tulelondina. Enamik muda-vulkaane on seotud süsivesinik-gaasidega, mis on ühenduses nafta leiukohtadega. Nii on mudavulkaane arvukalt leida Bakuu ümbruses, samuti Tamani ja Kertši poolsaarel. Euroopas on neid veel palju Sitsiilias, Rumeenias. Muil mail leidub sääraseid vulkaane Birmas, Borneo saarel, Venetsueelas (joon. 30).

Maavärinad.

Maapind pole õieti kunagi rahulik. Alatasa toimuvad temas mitmesugused värinad. Suuremat osa nendest ei pane inimene tähelegi; tema ei tunnegi neid. Kuid peened sellekohased mõõduriistad registreerivad neid aastas kuni 10 000 (keskmiselt iga $\frac{3}{4}$ tunni tagant). Neist värinaist

on juba 6000 (s. o. iga $1\frac{1}{4}$ tunni tagant) inimesele tuntavad. Iga $2\frac{1}{2}$ päeva tagant (keskmiselt) toimub üks purustav värin (aastas 145) ja iga 18 päeva tagant üks ülemaailmeline hävitav värin (aastas 20). Seejuures on muidugi



Joonis 31. Charlestoni maavärina (20. mail 1887. a.) isoseistid Forel'i astmiku järgi,

jätetud arvestamata kõiksugused värinad liiklemisest, masinate tööst, mürskude, miinide ja pommide plahvatustest jne.

Värinaid maakoos tekib mingi järsk löögitaoline liikumine. Võib kujutleda, et säärane löök järgneb mõne pinge aeglasele kasvule, kusjuures pinge tõuseb nii kõrgele, et mõnesugune seda pinget vabastava võimaliku liikumise takistus ületatakse. See toimub umbes nii, nagu

materjalide proovimisel suurendatakse tõmmet või survet, kuni korraga rebeneb või puruneb proov — teatava heliefekti ja järgneva pressiosade vibreerimisega. Rebeneda ja puruneda võib ainult tahke, teataval määral habras aine. Sääraseks võib pidada maakoort pinna lähedal, vahest kuni 40 km sügavuseni. Nendes sügavustes võib siis oletada maavärinate kollete, niinimetatud hüpsentrite asukohta, kus värinaid tekitab ühe kivimassi kas järsk või ka aeglane nihkumine teise massi suhtes: toimub

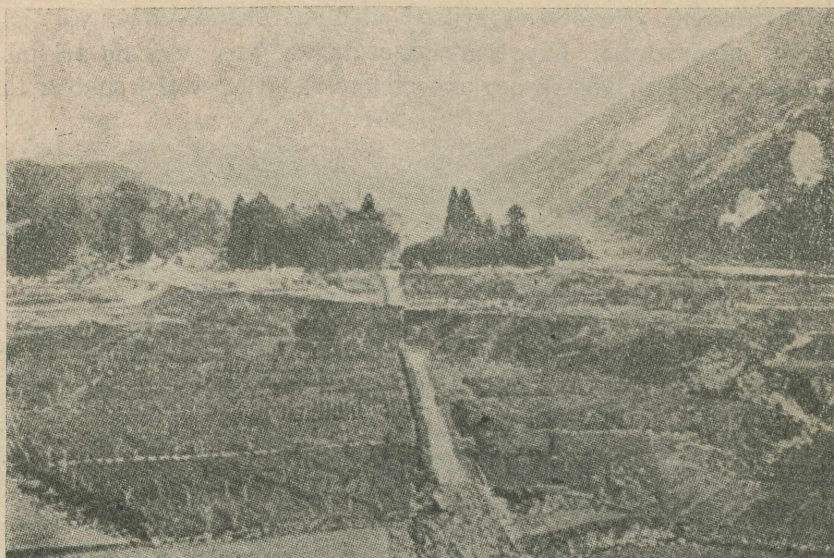


Joonis 32. Jaapani maavärin 1891. a. Lõhenenud maapind. Kokkuvarisenud sild Nagara jõel.

kas löök (järsk liikumise pidurdamine) või hõõrumine (tekib värin nagu viiulikeelt poognaga hõõrudes).

Kuid on aluseid arvata, et 10%-l suurtest maavärinatest on kolded — hüpsentrid — palju sügavamal, nimelt kuni 800 km allpool maapinda, s. o. $\frac{1}{9}$ maakera raadiuse pikkusest. Neis kohtades peab oletama juba teisi põhjusi värinate tekitamiseks, näit. järskke mahumuutusi plahvatuslikult mõne initsiaatori-katalüsaatori mõjul suures massis toimuva reaktsiooni juures.

Vähemaid kohalikke maavärinaid tekitavad ka vulkaanilised nähted: magma (laava) liikumised vulkaani koldes, pursked ise jne. Samuti tuleb ette väiksemaid värinaid maa-aluste õõnsuste lae sisselangemise tõttu, olgu see siis kas või kaevanduse lagi laiemas ulatuses.



Joonis 33. Jaapani maavärin 1891. a. Midori murrang Neo orus. Esiplaanil allavanunud maapind. Murrang on katkestanud sõidutee (valge riba keset joonist).



Joonis 34. Maavärinate purustused S. Franciscos a. 1906: painutatud tänavasillutis ja raudteeroopad.

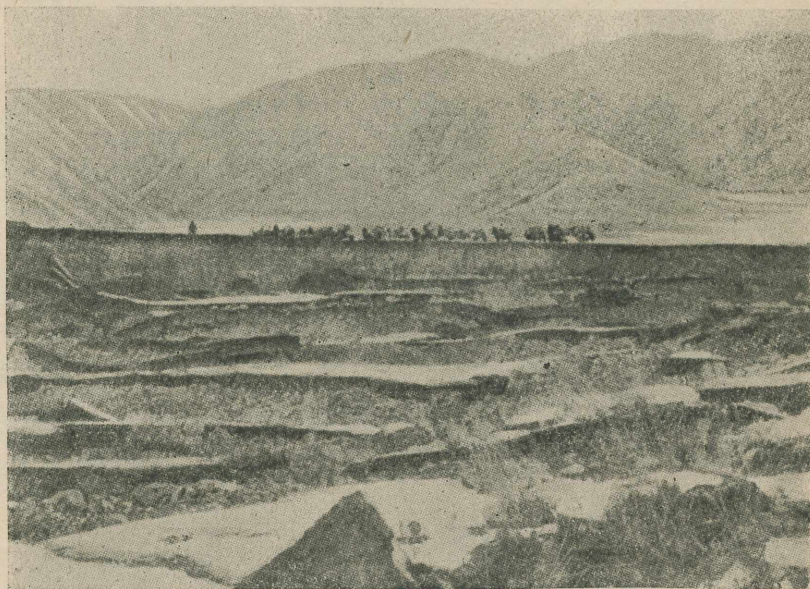


Joonis 35. Vernõi maavärin 1910: püssirohukeldri purunemine; varisesid nurgad ja side katusega.



Joonis 36. Purunenud Stanfordi ülikooli hoone Kalifornias 1906.

Maapinnal tundub, et värin saab alguse ühest kohast, niinimetatud epitsentrist, mis on vertikaalselt hüpotentri kohal. Epitsentri kuju võib olla täpi, joone või ühe ja teise piirdega pinna sarnane. Harilikult on epitsentris ja tema ümbruskonnas kõige suuremate purustuste piirkond; sealt kaugemale raugneb maavärina jõud. Kui oleks maakoort isotoopse ehitusega, siis leviks värin nii ajaliselt (väljendatav kaardil h o m o -



Joonis 37. Vernõi maavärin 1910. a. Lõhenenud maapind Issök-kuli järve põhjarannikul. Lõhenenud pankadel lumi. Karavani tee tuli viia põhja poole — terveksjäänud pinnale.

seistidega) kui ka jõuliselt (isoseistid) igas suunas kontsentriliste kerapindade näol. Kuid maapinna koostis erineb suuresti nii horisontaalses kui ka vertikaalses suunas, mispärast nimetatud kõverad omavad väga korrapärast kuju, näiteks joonisel 31. Isoseistide koha määramise aluseks on kõik värina tugevuse üle kogutud andmed. Kogujaks on harilikult mõni teaduslik asutus (seismiline komisjon või muu), kes nii asutistelt kui ka eraisikutelt palub vastavate küsimuslehtede täitmist. Värina tugevust hinnatakse kokkulepitud astmiku (skaala) järgi. Kõige sagedamini tarvitatakse Rossi-Forel'i astmikku, milles itaalia teadusmehed Merkalli ja Cancani tegid mõned parandused.

Värinate tugevus kasvab astmest 1, mis on inimesele märkamata, sest selle astme värinliikumise maksimaalne kiirendus ei ületa $2,5 \text{ mm/sek}^2$ kuni astmeni 5, mida juba iga isik, olgu ka lahtise taeva all müra tekitava töö juures, tunneb. Maja väriseb, mööbel nihkub, astjad, aknaklaasid klirisevad. Kiirendus on $26\text{--}50 \text{ mm/sek}^2$. Nõnda tõuseb tugevus, kuni 10. astmel on juba tegemist kiirendusega $1000\text{--}2500 \text{ mm/sek}^2$, kus juba enamik maakivist ja segaehitisi puruneb, sillad, raudteerööbastik, torus-



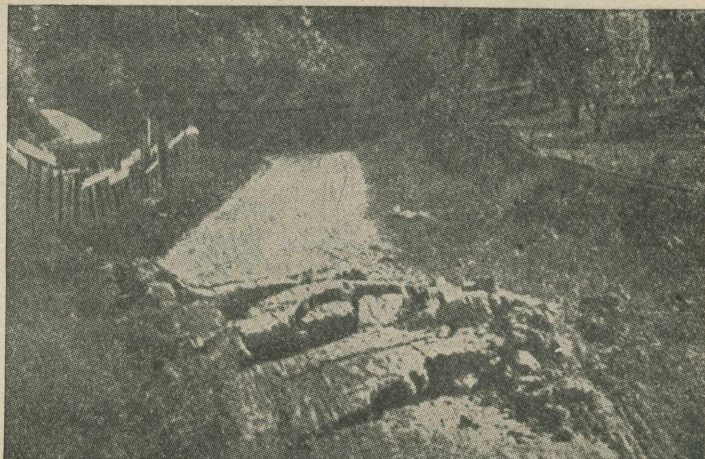
Joonis 38. Vernõi maavärin 1910. a. Talgari jõe orus nõlvadelt veerenud kividega mahanurtud mets.

tikud katkevad, painduvad; maapind lõhkeb, mägedest libiseb ja kukub alla suuremaid või vähemaid kive ja muid masse; vete režiim muutub. Aste 11 on katastroof, mille kutsub esile liikumine kiirendusega $2500\text{--}5000 \text{ mm/sek}^2$ ja kus kivehitised varisevad kokku peaaegu täielikult, maapinna lõhenemine ja libisemine on intensiivne; veevoolude kulg ja veekogude pinnad muutuvad. Eriti tugev katastroof, kui värina kiirendus ületab 5 m/sek^2 , ei jäta hävitamata ühtegi inimehitist ja teeb maakoore suuremal määral muutusi, nagu need eespool loetletud. Mõned maavärina hävitustöö jäljed on näha joonistel 32—38.

Kõige suureulatuslikumad maakoore muutused maavärinate ajal on pikkade murdlõhede värskendumine. Need lõhed — murrangpinnad, enamikus ligikaudu vertikaalsed, läbivad maakoort tundmata sügavusteni.

Neidpidi on üks maakoore osa teisest lahutatud, kuid osade konarused puutuvad lõhetpidi kokku. Kui nüüd üks säärane osa mõne jõu mõjul peab mingis suunas liikuma, siis takistab teda alguses hõõrumine teiselt, selles liikumises mitte osavõtva maakoore osa vastu. Koguneb lõhepinnas pinge. Kui see kasvab nii suureks, et need konarused, mis liikumist takistavad, purunevad, siis teostub järsult liikumine.

See liikumine on kas vertikaalne (üks osa alaneb või tõuseb, kuna teine jääb paigale) või sünnib nihe horisontaalses suunas või toimub liiku-



Joonis 39. S. Francisco maavärina puhul toimunud 1½ meetri suurune horisontaalne nihe Püha Andrease lõhel. Üks sõidutee osa on kõrvale nihkunud.

mine vahepealses diagonaalses suunas. Joon. 33 ja 39 illustreerivad säärased nähtusi.

Üldse on maapinna lõhenemine maavärinate puhul alatine nähtus, ehk küll suurem osa lõhesid läbib ainult maakoore pealmist osa. Eriti kerge on lõhenema pind siis, kui ta on küllastatud veega (joon. 37). Kui aluspõhjal on kallak, siis libiseb sagedasti suurem või väiksem osa säärast lõhedega eraldunud materjali kallakutpidi alla: mäenõlvadel tekivad nagu haavad ja orgudes rusukalded. Kallakutpidi allaliuglev maa võib kanduda paigalejäänud maa peale kurdudena ja sedaviisi või teisiti tekitada risti mõne tõkke, mis sunnib voolavat vett kogunema järveks. Ümberpöörduvalt võib lõhe tekkida voolusängi põhjas ja juhtida juurdevoolava vee maa-alusesse käiku, kuna lõhe äärel moodustub juga. Lõhede tekkimisel ja kallakust libisemisel toimub seesama nähtus nagu sülditaldrikus, kui taldrikule anda järsk kõrvallöök. Muidugi raputatakse nõnda mäekülgedelt

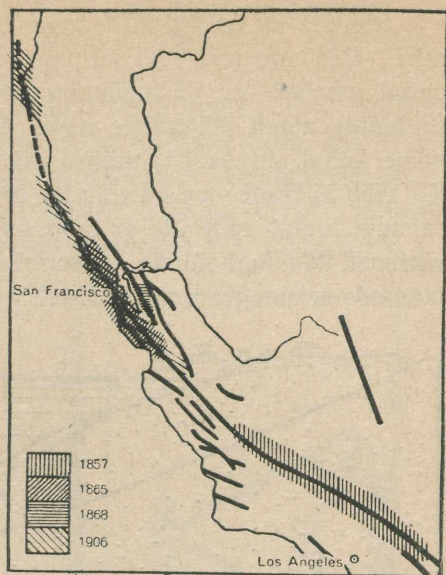
maha ka kuiv materjal (kivid, kaljud), mis on nõrgalt seotud oma asemega. Selline kivide variemine võib mäeküljel kasvava metsa ära hävitada (joon. 38).

Kui arvesse võtta seda, et lõhede pikkus maakoos ulatub vahest sadasid kilomeetreid (San Franciscos kuni 700 km) ja meeles pidada, et ka liikuva maakoore paksus (lõhe sügavus) peab ulatuma kilomeetritesse (joon. 40), siis võime kujutleda, missugused massid võivad siin liikuda. Olgu liikumise teepikkus mõni millimeetergi, mis ületatakse ühe sekundi murdosas, siis oleks tegutsev energia $E = \frac{mv^2}{2}$ siiski ikka määratu suur.

Seda maavärinate puhul kiineetilisesse energiasse muutuvat energiahulka on püütud arvestada ja on saadud järgmisi arve hõbujõududes:

Ischia saarel Vahemeres	a. 1881	23.10 ¹⁰
Vulkaan Hekla Islandis	a. 1912	2.10 ¹²
Messina Sitsiilias	a. 1910	8.10 ¹³
San Francisco Kalifornias	a. 1908	25.10 ¹³
Charleston L.-Karolinas USA-s	a. 1886	2.10 ¹⁵
Lissabon Portugalis	a. 1775	27.10 ¹⁴

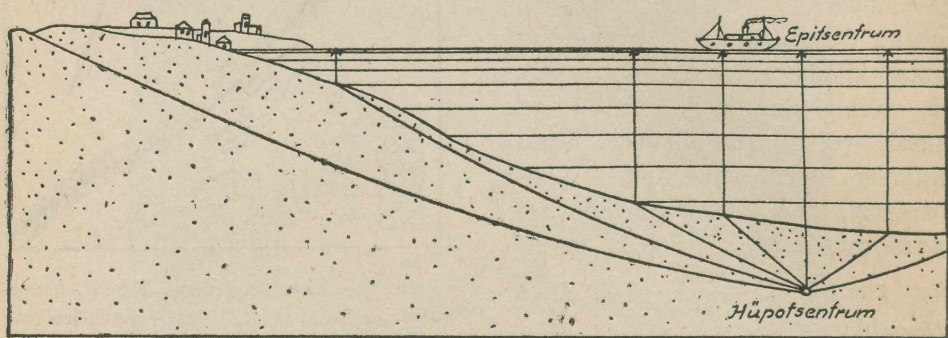
Et selle energia hulgale saada mõõdupuud, võime võrrelda teda Narva jõe veejõuga (75 000 kW). Et saada säärast energiahulka, peaks jõu jaam töötama üle 3 000 aasta. Üks moodne lahing-soomuslaev, olles kogu aja käigus, võiks nii suure energiahulga ära tarvitada 40 000 aasta kestel. Peame aga meeles, et maavärinal vabanev energia ainult osalt muutub kineetiliseks värinaenergiaks; arvatamata osa muutub aga soojuseks.



Joonis 40. Püha Andrease lõhe P.-Ameerika läänerrannikul oma paralleelsete kaaslõhedega. Erilise viirutusega on märgitud 1857., 1865., 1868. ja 1906. aasta maavärinate alad

Merevärinad. Maavärinate ohvrite hulk.

Merede all on ligi 70% maakera pinda. Ka mere all tekib maavärise-misi. Värinate teid võib sel puhul skemaatiliselt kujutada nii, nagu on näi-datud joonisel 41. Värinliikumine tõuseb siis vett kaudu vertikaalselt üles, seejuures ainult pikilainete näol. Kui laev juhtub parajasti olema värina- kolde kohal, siis saab ta müksu, mis tundub, nagu oleks laev joosnud karile. Ka võib säärane merevärin tekitada merel suurema laine, mis jõudes rannale ujutab selle üle ja toob sellega teateid toimunud merealusest maa- värinast. Muidugi sünnib epitsentri määramine sel puhul kaugemate seis-mo- jaamade seismogrammide põhjal.



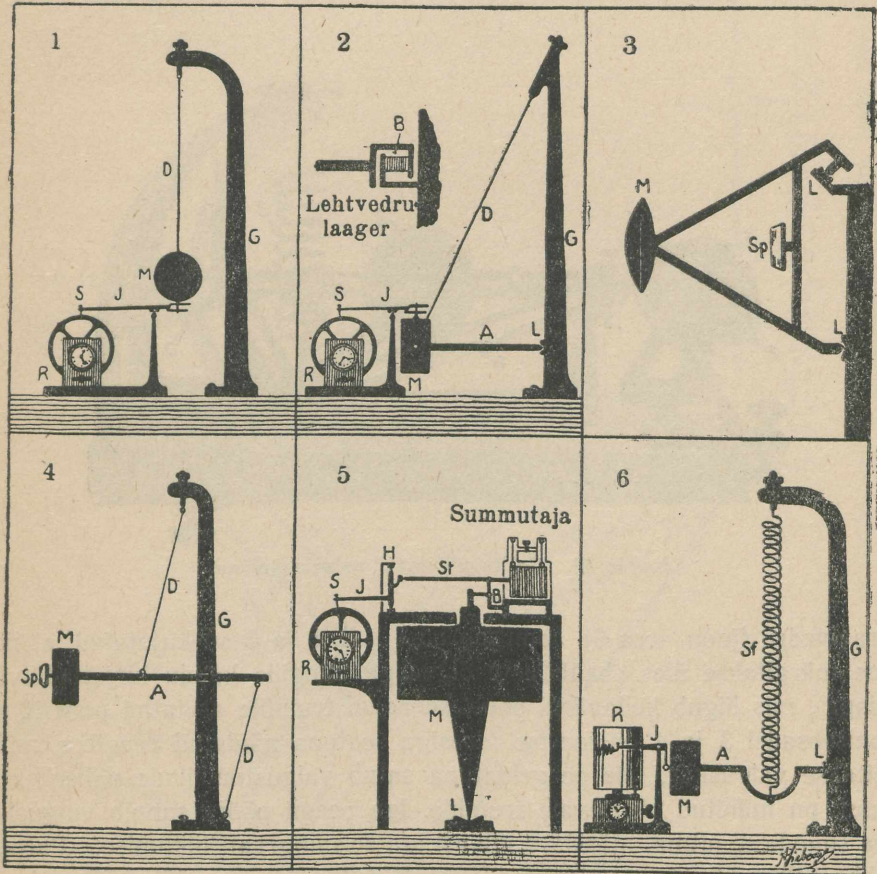
Joonis 41. Merealuste maavärinate lainete levimissuunad.

Kuipalju maavärinad nõuavad inimohvraid, sellest mõned näited. Hiinas, sellel kõige tihedamalt asustatud maal, on säilinud teade 1556. aasta maavärinast, kus hukkus 830 000 inimest. Samuti oli Hiinas 1662. aastal 300 000 ohvrit, 1920. a. — 200 000 (paljud maeti elusalt lössikoobastesse). Lissabonis sai 1755. a. surma üle 32 000 inimese, Kalaabrias (Itaalias) 1783. a. — 100 000, Messinas (Sitsiilia saarel) 1908. a. 83 000, Jaapanis 1. sept. 1923. a. 139 000 inimest. Maavärinate nimekiri nende juhtude kohta, mil hukkus tuhandeid või sadu inimesi, on väga pikk. Peale surmajuhtude on maavärinate puhul saanud paljud ka haavata ja on varanduslikult kannatanud (jäänud ilma peavarjuta jne.). Sääraste isikute hulk on harilikult surmasaanute hulgast suurem. Nii näit. arvati Jaapanis 1923. a. katastroofi puhul kannatanute hulka 3 060 000 inimest.

Seismomeetria.

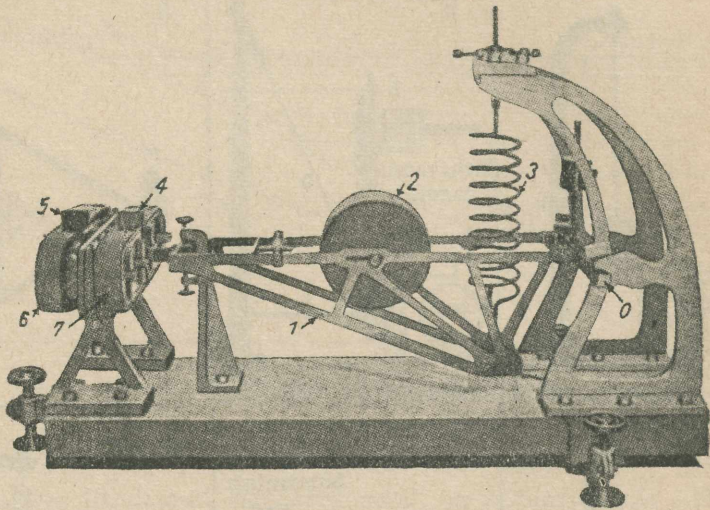
Arvulisi andmeid maavärinate üle saame seismograafide varal. Need on riistad, mis üles märgivad maapinna võnkumisi. Põhimõte on nendel üks: mingi inertne mass on õrnalt, painduvalt riputatud alusele, mis

on jäigalt seotud maapinnaga. Kui maapind teeb järsu liigutuse, jääb inertne mass paigale ja tema ning alusevaheline suhteline liikumine märgitakse üles. Kõige lihtsamaks sääraseks riistaks võiks olla niidi otsas rippuv pendel, mille raskuse alla on kinnitatud nõel; alusele (maa külge) on kinnitatud tahmaga kaetud paber, millele pendli nõel tõmbaks igakord joone, kui maapind liigub. Harilikul pendilil on aga o m a võnkeperiood. On ta kord tasakaalust välja viidud, siis hakkab ta omas perioodis võnkuma ja need võnked liituvad maavärina võngetega, nii et viimased segatakse ära. Seepärast ja



Joonis 42. 1 — püstpendel. 2 — kooniline pendel teraviklaagriga. 3 — kahe teravikuga pendel. 4 — kahe traadiga pendel. 5 — ümberpööratud püstpendel; 6 — vertikaalseismograaf, astaseeritud. A — tugi, B — lehtvedru, D — riputus-
traat, G — statiiv, H — nurkkang, J — kirjutuskang, L — teraviklaager, M — raske
mass, R — registreerimisseade, S — kirjutaja tipp, Sf — spiraalvedru-riputis,
Sp — peegel, St — tõukevarras.

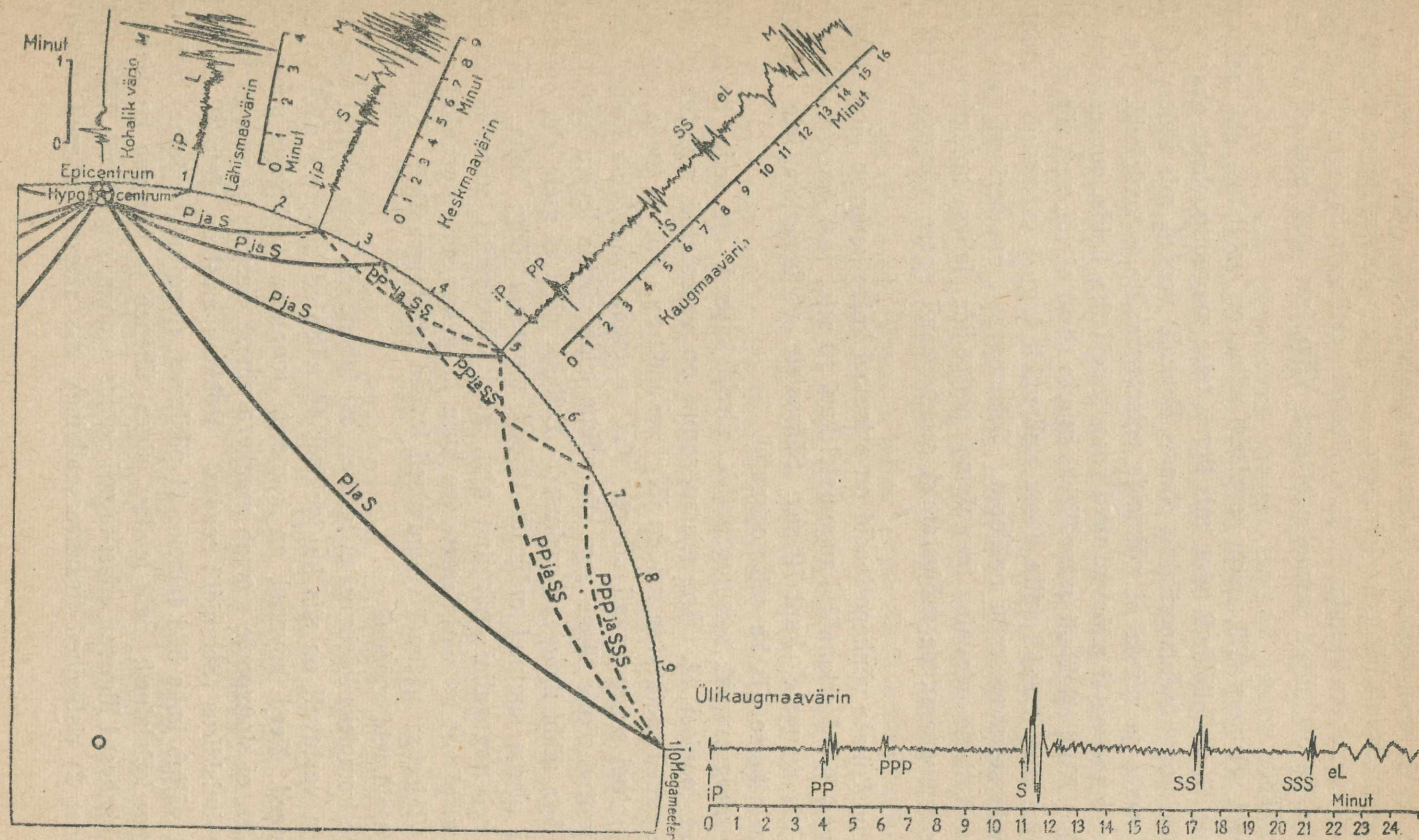
ka harilikkude (kaugete) maavärinate võnkeamplituudide väiksuse tõttu, mis nõuab nende võngete üleskirjutamist suurendatult, tarvitatakse seisograafides sääraseid seadeldisi, nagu on toodud joon. 42. Harva tarvitatakse vertikaalpendlit 1; enamalt jaolt on horisontaalsete liikumiste märkimiseks tarvitusel horisontaalpendel, kus inertne mass M on üles riputatud nii, nagu näha jooniseosal 2, 3 ja 4. Tarvitatakse ka ümberpööratud pendleid, nagu on jooniseosal 5. Inertne mass on sel juhul vahest tonnisid (kuni 21 t) raske ja hoitakse labiilses tasakaalus lehtvedrudega B. Värinate vertikaalse komponendi määramine sünnib massi abil, mida hoiab teatavas kõrguses



Joonis 43. Golitsõn'i vertikaalseisograaf.

spiraalvedru (joon. -osa 6). Jooniseosal 1, 2, 5 ja 6 on kujutatud, et liikumine märgitakse üles ebaühtlaste õlgadega kangide kaudu kirjutustihvtiga (sulega), mis liigub kellavärgi poolt keeratud trumlile asetatud paberit pidi. Jooniseosal 3 ja 4 on inertse massiga seotuna näidatud peeglike, millele juhitakse valguskiir, mis peegeldatuna satub valgustundlikule paberile, mis samuti on mähitud pöörlevale trumlile. Iga peegli pööre sünnib valguskiire oma suunda muutma, märkides niiviisi iga seisograafi liikumise. Paremus mehhaanilise üleskirjutamise ees seisneb selles, et ära jääb hõõrumine ja ajakaotus kangide ja sule korral, pealegi võib märkmete suurendust tunduvalt tõsta.

Kolmas registreerimisviis põhjeneb sellel, et seisograafi suhtelised liikuvad osad valmistatakse ühelt poolt magnetina ja teiselt poolt elektri juhtmete bobiinidena, mis liiguvad magnetiväljus, kui seisograaf töötab. Bo-



Joonis 44. Mitmesuguste maavärinate seismogrammid oletatavate värinlainete teede skeemidega maakeras. Kaugused maapinnal megameetrites (1000 km).

biinides tekkiv vool registreeritakse vastavais riistus; voolu tugevus on võrdeline seismograafi liikumise kiirusega. Selline registreerimine toimub näit. (joon. 43) vene akadeemiku B. B. Golitsõn'i vertikaalseismograafil, milliseid ehitas ka Tartus hiljuti surnud professor Vilip, kes omal ajal oli Golitsõn'i assistendiks.

Sellel seismograafil, nagu joonisest näha, on vaigistus- ehk astaseerimisseadeldis metallplaadi näol, mis liigub teise magnetipooluste-paari vahel. Liikumise puhul indutseeritakse plaadis Foucalt' voolud, mis töötavad liikumisele vastu ja nõnda ei võimalda seismograafiile omavõnkeid. Ka kõik teised seismograafid püüavad neid omavõnkeid ära hoida, suuresti astaseerides neid. Kuid täielikult astaatiliseks muuta riistu ei või, sest siis ei pöördu nende inertsed massid mitte enam nullpunkti tagasi ja osutub võimatuks kujundada seismogrammi nulljoont. Seismograafi omaperioodi ja sagedamini mõõtmisele tulevate maavärina perioodide lahus hoidmisega püütakse seismogrammide mõjustamist seismograafi enese võngete poolt ära hoida.

Maavärinate võnkeperioodid on erinevad kolde kauguse järgi: lähedastel on nad $\frac{1}{2}$ —5 sekundit, kaugematel kuni 10 sek., veel kaugematel 15—30 sek., päris kaugetel kuni 70 sek. Säärastele võnkeperioodidele vastavalt konstrueeritakse siis ka seismograafid.

Seismogrammid, seismograafide üleskirjutused, on seda laadi, nagu näidatud joonisel 44. Iga seismogramm on varustatud minutimärkidega, millede vahed jaotatakse mõõdu järgi sekunditeks. Nii on teada aeg, millal toimus mingi seismograafi võnge. Kui on teada maavärina kolde kaugus ja sel tuntud tõuke täpne aeg, siis võime leida värina leviku keskmise kiiruse. Aga nüüd ilmnevad raskused. Esiteks: olgu et meie ehk epitsentris kuidagi oleme suutnud määrata täpselt momendi löögi koha, mille kaja jõudis seismograafini märgitud ajal, kuid hüpotentri sügavus on teadmata, mispärast ka värinlainete tee kuju ja pikkus seismograafini on teadmata. Teiseks: mislaadi võnkumised levisid seismograafini? Kolmandaks: missuguseid teid mööda?

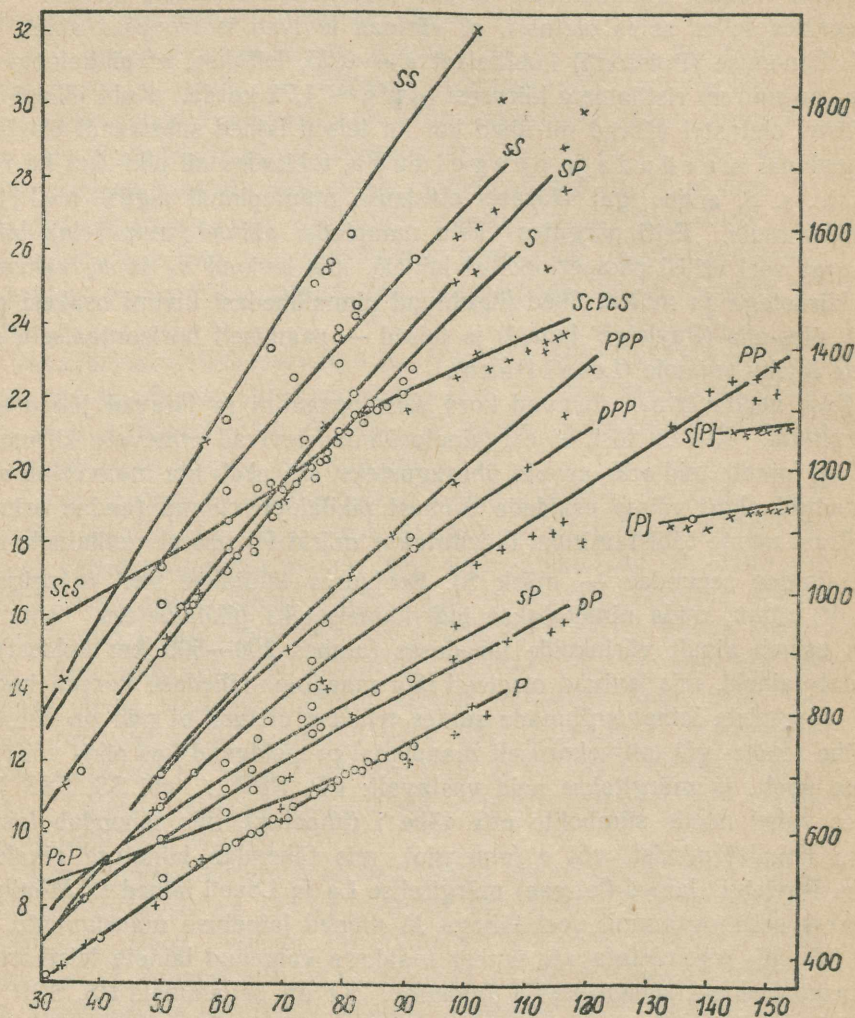
See kompleks küsimusi ei lase ennast lahendada ilma oletusi tegemata, milledele vastavalt on siis ka joonisel 44 näidatud kõverate näol värinate levimisteed. Need kõverad on kumerad maakera keskpaiga poole sellele tuginedes, et sinnera poole kasvab maakera ainese elastsus ja sellega ka värinate levimiskiirus (Schmidt'i seadus). Rohkem alust on oletusel, et värina koldest väljub kaks liiki laineid: 1) pikilained (longitudinaallaine), mis levivad nagu kõlalained: neid levitav aines tiheneb ja hõreneb kordamööda; ainese osakesed liiguvad edasi-tagasi samas suunas, nagu levib üldse värinliikumine; 2) ristilained (transversaallaine), kus ainese osakesed võnguvad

lainete leviku suunale risti (nagu valguslainete puhul). Neid laineid on tekitatud katseliselt maapinna läheduses mitmesugustes kivimites ja nende levimiskiirust on mõõdetud. Arvud on väga lahkuminevad. Nii näiteks antakse kiiruseks graniidis 500—5600 m/sek, lubjakivis 800—4300 m/sek, liivas 250—800 m/sek. Muidugi peab olema vahe, kui üks mõõtmine sünnib lõhestunud ja teine lõhestamata kivimis, kuid nii suured lahkumineked, nagu siin toodud, kahtlustavad kiiruse määramise meetodit ennast. Teoretiseerides selles asjas oletusel, et värinad levivad isotroopses aines, kus külgakahanemise (Poisson'i) koefitsient $\sigma = 0,25$, leitakse, et pikilainete kiirus v_1 on suurem ristilainete kiirusest $v_2\sqrt{3} \sim 1,72$ korda. Kuid jällegi teoreetilistel oletustel võivad nii ühed kui ka teised lained substraadi elastsuse muutepinnal *m u r d u d a j a p e e g e l d u d a*, tekitades nii piki- kui ka ristivõnkeid, s. o. andes igal säärasel elastsuse muutepinnal alguse neljale laineterühmale. Eriti põrgates vastu maapinda näivad maavärina lained tekitavat veel erilisi pikaperioodilisi laineid, mis levivad v_1 ja v_2 vahepealsete kiirustega ja millest ühed liigutavad pinnalähedasi kivimi osakesi peamiselt üles-alla (Rayleigh' lained) ja teised — peamiselt horisontaalselt, risti lainete leviku suunale (Love'i lained).

Kõik need värinad jõuavad kord seismograafini ja jätavad jäljed seismogrammil. Kui on tõsi, et eri laineterühmad levivad erinevate kiirustega ja et eri lainete teid võib arvata ühesugusteks, siis peab iga maavärina seismogrammi algul võima eraldada esimest pikilainete-rühma (undae primae, mispärast nende tähistamiseks tarvitatakse märki P) teisest ristilainete-rühmast (undae secundae — märk S). Seejuures tähitakse veel märgiga \bar{P} (või iP) rühm, mida nimetatakse individuaalseteks pikilaineteks. Viimane rühm esineb ainult värinkolde läheduses (umbes 200—500 km koldest) ja sisaldab laineid, mis levivad otseteed läbi maapinna-lähedase koreda kooreosa. Järgmiste lainetusrühmade suhtes tehakse oletusi, et nad on sünnitatud ühe-, kahe- või mitmekordselt maapinnal peegeldunud kas piki- või ristilainete poolt, ja märgitakse neid vastavalt: PP, PPP... või SS, SSS jne., lisades vahel nende sümbolite ette tähe i (impetus), mis tähendab lainete järsku kohalejõudmist, või e (emergio), mis tähendab lainetuse pikaldast kasvu. Rayleigh' lained (longae) märgitakse La ja Love'i lained L. Mõnikord tähitakse seismogrammil veel tähega M mõned lainetuse maksimumid, tähega W_2, W_3 jne. oletatavate ümber maakera kulgenud lainete teistkordne, kolmaskordne jne. seisvojaama jõudmine. Ka nn. segalaineid PS, SPP jne. oletatakse mõnikord.

Kui seismogrammi punktid on nõnda kõiksugu oletustega märgitud, võib nende punktide-vaheliste ajapikkuste järgi arvutada värinkolde kaugust seisvojaamast. Olgu see kaugus Δ ja näiteks P ja S vaheline aeg

t sek., siis on $t = \Delta v_2 - \Delta/v_1$, kust leiame Δ , kui v_1 ja v_2 on teada. Või juhul, kui Δ teada ning v_1 ja v_2 suhe samuti, võime leida need kiirused. Sääraseid arvutusi nii tuntud epitsentriga maavärinate kui ka algul teadmata epitsentriga värinate puhul on tehtud kümneid tuhandeid, ja nendest on järjestiste liginduste kaudu tuletatud sobivamad kiirused, mis on omased sellele või teisele lainete-liigile selles või teises maa sügavuses; sobivamad



Joonis 45. Sügavate kolletega maavärinlainete hodograafid. Abstsissil kaugused epitsentrist maakera suurima ringi kraadides; ordinaadil aeg — vasemal pool minutites, paremal — sekundites. Ringid ja ristikesed — üksikud mõõtmised; kõverjooned — keskmised vastavaist mõõtmisrühmadest.

on nad selles mõttes, et rahuldavad suurema hulga vaatluste andmeid. Hari-likult kantakse tulemused graafikutele, kus abstsissil on epitsentri kaugus (Δ tuhandetes km) ja ordinaadil aeg kas minutites või sekundites. Eri auto-rite poolt kokkuseatud h o d o g r a a f i d (kulgemisaja kõverad) erinevad ka omavahel. Näiteks toome joonisel 45 väljavõtte prof. Gutenberg'i hodo-graafist. Kui uskuda nende joonte reaalsust, siis võib nende põhjal iga seismogrammi järgi leida värina epitsentraalkauguse.

Saanud mõne uue maavärina seismogrammi, võime niiviisi määrata, kui kaugel seisvojaamast toimus värin. Et võida määrata ka suund, kust-poolt värin tuli, on tarvis, et oleks jaamas kaks horisontaalseismograafi, mil-lest üks märgib liikumise NS, teine OW suunas. Joonistades värina vasta-vate amplituudide peal püstküliku, saame viimase diagonaalina värina täie-liku horisontaalkomponendi, ja diagonaali suund annab suuna epitsentrile, millel ehk jääb teadmatuks, kas värin ei tulnud mitte 180° võrra teiselt poolt. Täielikus seisvojaamas on ka vertikaalseismograaf, mille üleskirjutis toob siin selguse, samuti nagu ta võimaldab oletada seismilise kiire maapinnale langemise nurka, mille põhjal võib teha oletusi hüpotsentri sügavuse üle. Muidugi on säärasele epitsentri määramisele kontrolliks veel teiste seismo-jaamade Δ -määramised, nii et värina kolde asukoht määratakse kaunis kindlalt, olgugi et kusagil sügaval ookeani põhjas, kust muid teateid väri-nast ei tule.

Sellised hodograafid on siis ka aluseks, et maakeras arvatakse olevat mõned vööd, kus tema ainese elastsus järsult muutub. Järgmises tabelis toome need andmed prof. Gutenberg'i järgi.

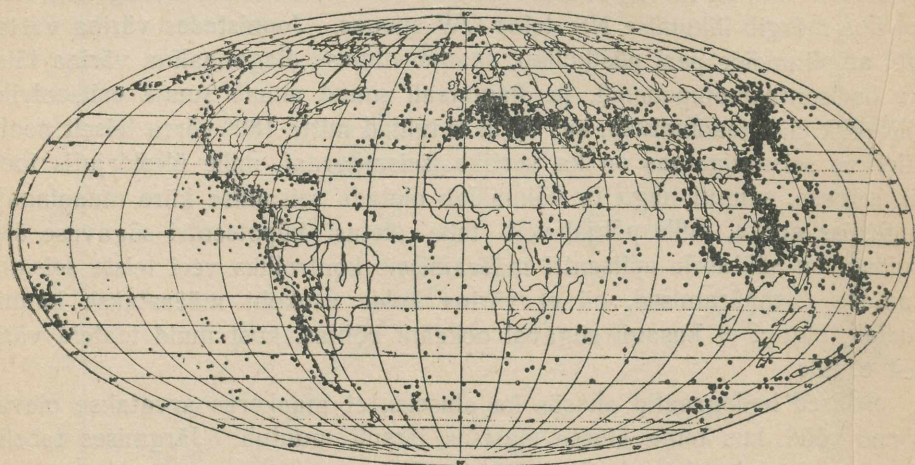
Sügavus maa- pinnalt km	Vöö nimetus	Värinlainete kiirus	
		km/sek	
		Pikilained	Ristilained
		v_1	v_2
60	Tahke ja plastilise vöö piir	8,0	4,4
1200	Välismantli ja vahevöö piir	$12\frac{1}{4}$	$6\frac{3}{4}$
1700	Vahevöö	$12\frac{1}{2}$	$7\frac{1}{4}$
2400		$13\frac{1}{4}$	$7\frac{1}{2}$
2900 ülal	Vahevöö ja tuuma piir	13	$7\frac{1}{4}$
2900 all		$8\frac{1}{2}$?
6370	Maa keskpunkt	11	?

Maavärinate ettenägemine.

Maavärinate hävitus oleks palju väiksem, kui inimesed võiksid nende kätte jõudmist ette näha. Selles sihis on katsutud värinate ilmumist siduda

mitmesuguste loodusnähtustega — nii astronoomiliste (aasta-ajad, kuu liikumine) kui ka meteoroloogilistega (õhurõhumine, külm); ka loomade käitumise (rahutus) järgi on püütud maavärinaid ennustada. On teatavad kuhjumised üksikute kalendrikuude peale; ka mõned meteoroloogilised nähtused näivad soodustavat maavärina toimumist. Kuid mõnevõrra tähelepanuväärseks on osutunud tulevase värina kolde lähedaste seismograafide rahutused — eelvärinad.

Teatavat kaitset maavärina hävitustöö vastu annab eriline hoonete ehitusviis värinarikastes piirkondades. Säärane hoonete kindlustamine väri-



Joonis 46. Maavärinate sagedus: 1913.—1930. a. registreeritud epitsentrid.

nate vastu sünnib kahel teel: 1) tugev monoliitne raudbetoonist ehitus, nurkade ja uste-akende avauste kindel sidumine raua (ehitusterase) abil seintega; majad mitte liiga kõrged; 2) kerged puitehitised (Jaapanis puitraamides paberist seinad), nurkadest hästi seotud. Maades, kus maavärinad sagedased, on pandud kehtima erilised ehitusseadused, mis arvestavad neid nõudeid.

Värinate sageduse suhtes on maakera pind väga mitmekesine. Suurte alade kõrval, kus üldse ei ole maavärinaid, on alasid, kus nad on sagedased, eri piirkondades tihti ka iseäranis hävitavad. Kaardil (joon. 46) on mustade täppidega märgitud kuni 1930. a. registreeritud maavärinate kolded. Täppide kuhjumine Euroopas ja Jaapanis ja nende puudumine näiteks Antarktikumis on tingitud seisvojaamade tihedusest või harvusest. Selgesti on aga näha, et seismiline vöö ühtib vulkaanide vööga (vrd. joon. 28) ümber Vaikse ookeani ja Vahemeremaadel. See laseb oletada nende nähtuste põhjuste kokkusattuvust.

Mikrovärinad.

Tundlikud seismograafid märgivad alatasa maakoore mikrovärinaid. On leitud ka mitmeid nende põhjusi. Teatava kõvadusega tuul, puhudes piki maapinda, tekitab temas võnkeid, mis ulatuvad kaunis kaugele. Sama tuul tekitab merel murdlaineid, mis annavad kaldale rütmilisi lööke, tekitades sellega õige kaugele merekaldast ulatuvaid värinate laineid (näit. Norra ranna murdlainete rütmi kirjutab üles Sverdlovski seismograaf). Maakoore jahtudes (näit. külma tõttu) tõmbub maakera kokku rütmilise värisemisega; ka seda märgivad seismograafid.

Enamik neid mikrovärinaid on lühiperioodilised (periood — sekundi osades). Säärased on ka inimese tegevuse tagajärjel tekkivad värinad: masinate töötamine, autode ja raudteerongide liikumine, lõhketööd jne. Seda laadi võngete jälgimiseks on ehitatud eri seismograafid lühikese perioodiga — portatiivsed. On ju sageli tarvis teada, kas näiteks mõne masina võnked ei hädaohusta ümbruskonda, olles resonantsis mõne ehitise omavõngetega, mille tõttu ehtis võib puruneda.

Aga selliseid portatiivseid seismograafe saab hea eduga kasutada ka maapõue uurimisel. Kui korraldada kusagil maapinnas lõhkeaine plahvatus, levinevad siin tekitatud värinlained ümbruskonna maakihtidesse — igale kivimile omase kiirusega. Saades nende lainete seismogrammide mitmes kohas plahvatuspaiga ümber ühes täpse aja äramärkimisega, leiame värina levimise kiiruse, mis aga on erinev eri kivimite puhul. Nõnda on võimalik teha oletusi maakoore koosseisu ja temas leiduvate maardlate kohta.

Endogeensed geoloogilised jõud on ka need, mis kuhjavad üles kurdmägesid, kusjuures kallutatakse ja kurrutatakse kõiksuguseid manneraineid. Kuid ennem, kui säärast „tektoonilist“ tegevust saab jälgida, on tarvis tutvuda kihtide tekkimisega, milles suurt osa mängivad eksogeensed jõud. Nende vaatlemisele asumegi nüüd.

EKSOGEEENSED TEGURID.

Päikesenergia on see, mis paneb tegevusse mitmesugused maapinna geoloogilised tegurid. On arvatud, et igale ruutsentimeetrile, mis on risti päikesest väljuvale sirgele 149,5 miljoni kilomeetri (maakera orbiidi keskmine raadius) kaugusel päikesest, langeb energiat 1,94 grammkalorit minutis; kogu maakera pinnale $2,36 \cdot 10^{18}$ gcal/min. Et aga maakera õhkkond peegeldab tagasi keskmiselt 0,43 temale langevast kiirguse-energiast, siis jääb maakoore kasuks üle $1,1 \text{ gcal} / \frac{\text{cm}^2}{\text{min}}$. See soojusehulk teeb aastas terve maa-

kera peale niipalju välja, et ta tervet maakera katvat 20 meetri paksust jääkorda suudaks ära sulatada.

See energia paneb liikuma õhkkonna (tuuled), mis omakorda sunnib lainetama mere. Ebaühtlane päikesesoojuse jaotus maakeral kutsub esile kliimavööd, mis modifitseeritakse tuulte ja niiskuse läbi. Niiskuse e. vee ringkäik on aga samuti päikesesoojuse tagajärg: selle soojuse mõjul aurab vesi, tõuseb õhku ja kantakse õhuvooludega üle maa laiali. Nõnda on 465 300 km³ vett aastas ringkäigus. Sekundi kohta tuleb 1 kuup, mille servapikkus on 210 m.

Tuul kannab auru näol õhku tõusnud vee kõrgele, kus aur kondenseerub veeks või koguni külmub lumeks, raheks. Sademetena — vihma, lume, rahe näol — sajab vesi pilvedest ka kõige kõrgemate mägede otsa; maapinna lähedasemalt õhust kondenseerub vesi kaste ja härmatise näol. Kogu see sademete-hulk on väga lahkuminev kliimade järgi. Kui mõnes kõrves aastane sademete-hulk on 0, siis paraja niiskusega vöös, näiteks Eestis, on see hulk keskmiselt 550 mm (kõikumine 380—700 mm), Kesk-Euroopas — 715 mm, Alpides — 1 000—1 700; Himaalaja lõunanõlvakul aga 12 000 mm. Kliima mõjustab (ja mõjustas muidugi endistelgi geoloogilistel aegadel) suuresti geoloogilist tegevust, mispärast peame pidama silmas ka kliimalisi iseärasusi.

Vesi esineb füüsilise ja keemilise tegurina. Sademete veest püütakse osa otsekohe kinni maapinna poolt. Kuid osa vett jääb vabaks ja voolab maapindapidi allapoole — ikka ligemale maakera keskpunktile. Osa aurab uuesti otsekohe õhku ja osa imbib maa sisse. On arvatud järgmist:

1) Keskmiselt aurab õhku (sademete-hulk protsentides):

	Metsast	Karjamaalt
Maapinnalt	5	25
Lehtedelt, rohult	15	10
Taimed eraldavad	20	5
	<hr/>	
Üldse aurab õhku tagasi	40	40
2) Maapinnalt voolab ära	20	40
3) Imbib maasse	40	20
	<hr/>	
Kokku äravool	60	60

Need arvud on muidugi ligikaudsed ja võivad suuresti muutuda.

Murenemine.

A. Keemiline murenemine (porsumine).

Jälgime alguses vee tegevust maapinnal. Nagu teada, on väike murd-osa vett alati dissotsieerunud ioonideks: H^+ ja OH^- . Seetõttu lahustab vesi keemiliselt kõiki aineid, üht suuremal, teist vähemal määral. Mineraalid, nagu kivisool ja salpeeter, ei saa püsida seal, kus on palju sademeid. Kuid ka paljud teised mineraalid on märgatavalt vees lahustuvad, näiteks kips, anhüdriid, milledest lahustuvad 10 000 osas vees 20 kuni 25 osa (kaalu järgi). Kaltsiiti lahustub umbes 1 osa 10 000 osas puhtas vees; kui aga vesi sisaldab süsihaput gaasi (CO_2), siis lahustub kuni 10 osa. Üldse mõjustavad vee lahustusvõimet väga mitmesugused „lahukaaslased”, millena peale CO_2 esineb pinnaveses peaaegu alati ka O_2 ; erakordselt aga ka HNO_3 , H_2SO_4 jne.

Nõnda on vesi võimeline hüdrolüüsi tõttu lahustama selektiivselt maapinna mineraale, viies voolates ära osa mineraalainest ja jättes järele muutunud koosseisuga koreda aine. Nõnda toimub üks osa murenemisprotsessist (mida nimetatakse ka porsumiseks), mis pidi maapinnal kohe tegevusesse astuma, kui äsja hangunud maapinnale sadasid esimesed veepiisad.

Aga ka ümberpöörduvalt — vesi ei kannu mitte ainult ära keemiliselt lahustatud materjali, vaid ta ühineb samuti keemiliselt mitmesuguste mineraalidega. Näiteks anhüdriidiga ühineb 2 vee molekuli, tekitades kipsi. Olgugi et siin endise mineraali maht tunduvalt suureneb, on uus mineraal harilikult siiski palju pehmem ja vähem vastupidav kui endine, nii et ka seda protsessi tuleb pidada murenemisprotsessiks. Väga laialaotuslik on raua-oksüüdi hüdratatsioon: punane hematit muutub pruuniks limoniidiks.

Hapnik vees lahustatuna või lihtsalt õhuhapnikuna (aga ikka vee kaasabil) oksüdeerib kõike, mis temaga kokku puutub. Nii „roostetab” primaarsetes mineraalides väga sagedane FeO Fe_2O_3 -ks, mis annab paljudele meie pinnamoodustistele punase ja pruuni värvuse. Sulfiidid (näiteks igal pool sagedane püriit) oksüdeeritakse sageli sulfaatideks. Kivisööed, mis on maapinnal, „põlevad” aeglaselt, jättes järele tuharikka jäägi.

Kui aga vees on orgaanilisi olluseid, näiteks süsivesinikke, humiinhappeid jne., siis võib toimuda ka ümberpöörduv protsess — reduktsiooni- (taandumise-) protsess, sest orgaanilised ollused on ahned hapniku peale ja võtavad teda ära koguni mõningatelt mineraalidelt. Näiteks võib tekkida sulfaatidest sulfiide; kipsilademed on sääraste taandumisprotsesside tagajärjel andnud paljudes paikades vaba väävli.

Põldpagude keemilist lagunemisprotsessi seoti enamalt ikka vahepealse kolloidse olekuga. Viimasel ajal on tõestatud, et nii põldpaod kui ka amfi-

boolid lahustuvad õigeks, mitte kolloidseks lahuseks. Al_2O_3 on püsiv nii hapus kui ka leelises lahuses, kuid neutraalses sadestub ta, andes mitmesuguseid savimineraale (kaoliniiti, montmorilloniiti jne.). SiO_2 püsib lahuses ainult leelises keskkonnas. Kui muutub lahus happeliseks või tõuseb kontsentratsioon, siis sadestub räni välja kolloidse solina, mis edasi muutub geliks.

Keemilisele lagunemisele aitavad tunduvalt kaasa organismid, millede olemasolu on ka seotud maapinnaga (geokeemikud eraldavadki siin teiste „sfääride” seas ka „biosfääri”). Võtame vaatluse alla näiteks mõne poleeritud kivi pinna, kas või huaristi. Sademed teevad ta märjaks. Õhust satub temale lugematu hulk baktereid, kelle elutegevuse tõttu selles pinnapealises niiskuses tekivad happelised ained, mis kivi ollustega reageerivad ja aja jooksul kergemini lahustavaid kiviosi kivist eemaldavad. Polituur kaob, muutub tuhmiks, sest temas tekivad mikrokoopilised augukesed, mis pika peale kasvavad nii suureks, et nendes võivad kinnituda juba kõrgemate organismide, näiteks seeneniidikeste otsad. Ja sääraseid seeni koos nende niidikeste võrgus pesitsevate mikrokoopiliste vetikatega näeme kõikjal, ka kõvemate kivide pinnal: need on samblikud (lichenes). Samblikud eristavad omakorda kõiksuguseid sööbivaid vedelikke, mis kivi veelgi rohkem murendavad, nii et tema pinnal tekib sääraseid konarusi, kus juba võib pesitseda sammal ja teised kõrgemadki taimed. Nõnda tungib lagunemine ikka sügavamale kivisse, temalt eralduvad raasukesed, siis suuremad tükid, ja nõnda tekib terve kalju asemel hunnik rusu.

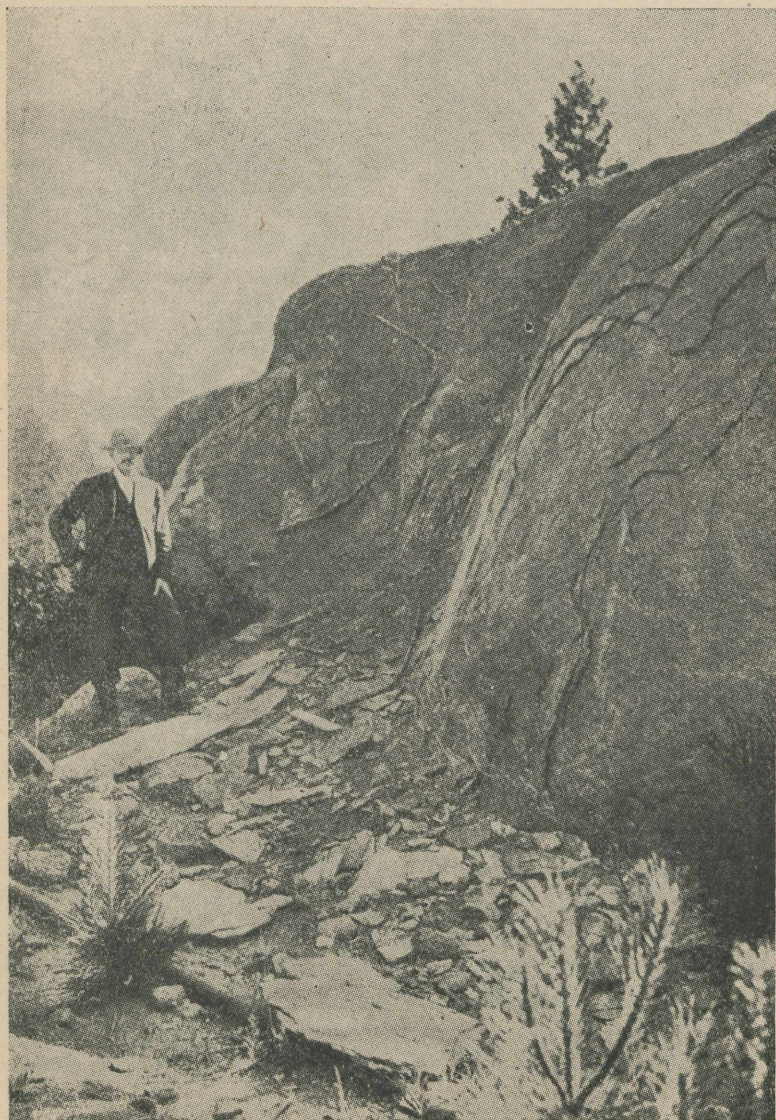
Kõrgemad taimed asuvad siis säärase purunevate mannerainete peale, ajavad oma juured lõhede vahele, ja need juured kasvades laiendavad suure jõuga nagu talvad neid lõhesid. Samuti võib puu tuules õõtsudes otsekohe kangina lükata mõnd ligiolevat kaljurahnu eemale.

Loomariigi lõhkuv toime kivimitele on samuti suur. Rääkimata sääras-test loomadest, nagu on kivipuurijad-oherdkarplased (*Solen*, *Teredo* jne.), on hulk liike putukaid ja koguni selgroogseid (mutid, hiired, rotid, kaldapääsukesed), kes maad uuristavad, tehés teda kohedaks ja kergesti vete, tuulte jne. mõjul lagunevaks. Kui arvata kokku kõik tuhnimistöö, mida teevad näiteks vihmussid, siis näeme, et aasta jooksul lasevad viimased oma seedimiskanalist läbi peaaegu kogu mustamullalise põllupinnamassi.

B. Füüsikaline murenemine (rabemine).

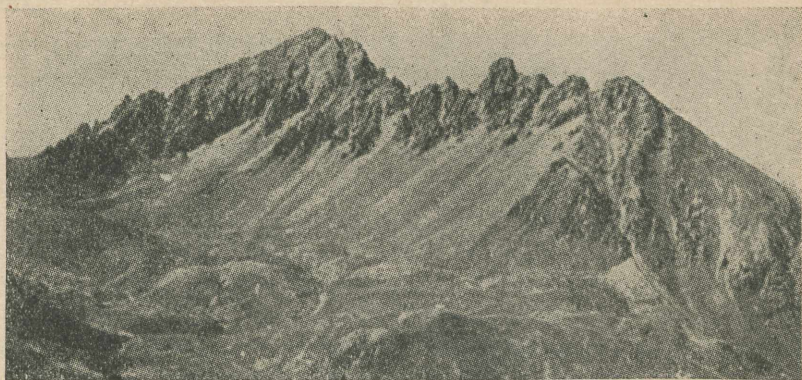
Keemilise murenemisega käib lahutamata koos ka füüsiline. Selle intensiivsus muutub kliimaga. Kohtadel, kus vähe pilvi, näit. kõrgeil mägedel või kõrbedes, kütab päike päevaajal maapinna kuumaks — kohati kuni

80° C. Koosneb see pind seal mitmemineraalilisest kivimist, siis paisub iga mineraal vastavalt oma paisumiskoeffitsiendile. Viimaste lahkuminek põhjustab lõhede tekkimist mineraalide kokkupuute kohtadel. Kui öösi temperatuur langeb (ka alla 0°), järgneb kokkutõmbumine, mis lõhekesi veelgi suurendab. Peale selle tekib kivi paralleelselt pinnale samuti lõhe sel sügavu-



Joonis 47. Kaljude koorikuline lagunemine.

sel, kuikaugele päevane soojenemine ulatus. Eriti võib selline lõhe tekkida siis, kui soojendatud kivi pind järsku jahtub, näit. kui tuleb vihma. Kivilt eraldub koorik, nagu saunakerise kivil (joon. 47). Ja mitmemineraalilised kivimid (näit. graniit) lagunevad kandiliste teradega sõmeraks, mis siis



Joonis 48. Mäetippude murenemine ja nende jalamile kogunenud rusukalded (Sneffelsi mägi Colorados USA-s).



Joonis 49. Basaldi rabenemine nurgelisteks sammasteks („oreliviled“). (Cantal, Prantsusmaal.)

voolavas vees transportimisel edasi kulutatakse ning keemilisele murenemisele kergesti allub.

Kuid harilikult on igal pool ka vett. Kapillaarsuse tõttu tungib tema otsekohe nendesse mõradesse, mis eespool kirjeldatud moel tekivad kivimis. Ööseti, eriti kõrgetes mägedes, külmub vesi. Et jää maht on suurem kui sama veemassi maht, siis tekib igas mõras tugev surve, mis mõra laiendab. Järgmisel külmal ööl laieneb mõra veelgi, muutudes aja jooksul lahtiseks.



Joonis 50. Graniidi murenemine pangastena (Harzi mägedes Saksamaal).

lõheks, mis eraldab kalju küljest suurema või vähema tüki. Eriti kõrgetes mägedes, kus insolatsioon (päikese kiiretamine) ja külmumine on intensiivsed, lagunevad seepärast kivimid ruttu ja tekkinud murend kuhjub kaljude jalamile koonuseliste rusukalletena (joon. 48).

Lõhesid kivimites tekitab ka ebaühtlane kokkutõmbumine jahtumisel sulast olekust, samuti mõnesugused surve- või tõmbepinged, mis võivad esineda maakoos. Seepärast sünnivadki mõnedes kivimites iseloomustavad lõhenemismõrged, näit. joon. 49 ja 50 toodud basaldi ja graniidi esinemised. Esimene laguneb sagedasti nurgelisteks sammasteks, mis siis omakorda risti lõhki lähevad, andes valmeid sillutuskive. Graniit laguneb

alguses parallelepipeedseiks rahnudeks, millede servad hiljem pudenevad, nii et terve mägi näeb välja nagu madratsite kuhi.

Lagunemisest saadud materjal jääb osalt samale kohale lamama, osalt veereb või libiseb ta oma raskusega nõlva jalamile, moodustades niinimetatud elu u u v i u m i. Osa materjali võtab aga otsekohe tuul või voolav vesi enesega. Nii laguneb paljandatud manneraine edasi, kuni ta nii-öelda upub rusu sisse. Kuid ka läbi selle rusu mõjuvad murenemistegurid meetrite sügavusele; troopilistes veerikastes oludes ulatub säärane murenemispinnas mõnes kohas üle sajameetrise sügavuse.

Troopilise soojuste ja vihmrohkeuse mõjul on porsumine eriti kiire ja intensiivne, kuid ka selle poolest erilaadne, et siin veevool viib kiiresti ära SiO_2 , jättes järele oksüüdid Al_2O_3 ja Fe_2O_3 , mis moodustavad late r r i i d i, mis värvib sinise mullapinna punakaks. Kui rauaoksüüdi on vähe, sünnib boksiit.

Parasvöös on seesuguse murenemisprotsessi saadusena tekkinud pinnas teist laadi. Seal tekib taimestiku kaasabil kas mustmullamaa (huumus), kui niiskust vähe (stepp, rohtlaas), või jälle rohkema niiskuse puhul uhtub huumus, osalt humiinhapete näol, pealiskihist välja, mis jääb valkjaks, „leetub”, kuna aga huumushapped koos rauasooladega kogunevad põhivete piirkonda, kus raud välja sadestub, tsementeerides siin enim olnud mineraalne tumedavärviliseks kiviks: nõrgkiviks või illuviaalkihiks (saksa keeles Ortstein). — Põllupinnaste uurimine moodustab omaette teaduse — pedoloogia. Meile piisab öeldust, et ära märkida, et murenemisprotsess valmistab põllupinda, millest suurel määral oleneb inimeste toitlus.

Imbveed, põhjaveed.

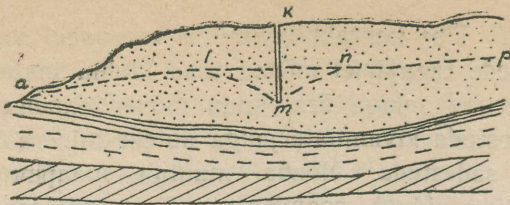
Üks osa maapinnale langevatest sademetest imbub maasse; kas palju või vähe, oleneb sellest, kuivõrd poorne või lõhenenud on pinnamaterjal. Kõik kivimid lasevad vett läbi, kuid mõned nendest, nagu „rasvane” savi ja mitmed tardkivid, teevadseda nii vähesel määral, et neid võib pidada vett mitte läbilaskvateks, kuna seevastu teistest, nagu liiv, lõhestunud mergel või lubjakivi, vesi vabalt läbi imbub. Olenedes pinnamaterjali vee läbilaskkest valgub temasse suurema või vähema kiirusega osa sademete vett. Seejuures on oluline, et materjal oleks veega niisutatav. Täiesti kuiv liiv nõuab hulka aega, seni kui ta niiskub ja siis vett vastu võtab.

Sattunud manneraine pooridesse (enamikus pisikestesse, milles tegutsevad kapillaarjõud), absorbeerub vesi manneraine materjalil, kattes teda õhukese, raskelt eemaldatava veekelmega. Suuremad poorid ja lõhed täituvad vaba veega, mis liigub neis poorides ja lõhedes temale mõjuvate

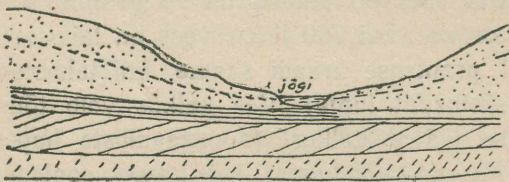
jõudude, peamiselt raskuse sunnil. Tihe kontakt kivimi ja vee vahel soodustab keemilisi reaktsioone, millede tagajärjel mõned osad kivimi materjalist lahustuvad vees ja viiakse veevooluga ära, kuna mõned enamalt vees lahustatud ollused võivad seostuda kivimmaterjaliga uuteks mineraalideks ja nendena koha peal sadestuda. Nõnda muutub maapinnas liikuva vee mineraalne koostis, muidugi peamiselt mõjustatud maapinna koostisest. Kui selles on palju kergesti lahustuvaid mineraale, nagu haliiti, kipsi, kaltsiiti, siis muutub vesi ruttu „kalgiks”, „karedaks” ja ei kõlba pesupesemiseks ega kateldes tarvitamiseks, sest viimastes tekitab ta kardetava katlakivi. Seda kalkust määrataksegi arvuliselt suurema või vähema hulga seebi sidumisega. Eraldatakse kalkuse kraade: 1 saksa kraad vastab veele, kui 1000 liitris vees on lahustatud 10 grammi CaO (põletatud lupja); 1 inglise kraad on see, kui 700 liitris vees on lahustatud 10 g CaCO₃ (süsihaput lupja); 1 prantsuse kraadi saame, kui lahustame 1000 liitris vees 10 g CaCO₃ (süsihaput lupja). Vee kalkus võib tõusta paarikümne kraadini. Eraldatakse jäävat kalkust (anorgaaniliste hapete, näit. H₂SO₄, HCl soolad Ca ja Mg-ga) mööduvast (süsihappe sooladest, mis veekeetmisel sadestuvad).

Raskuse mõjul valgub pinnamaterjalisse imbunud vesi ikka sügavamale, kuni põrkab vastu maakihiti, mis vett läbi ei lase. Siis koguneb ta siin, täites kõik kivimi poorid ja õõnsused nii kõrgele, kus temal võimaldub äravool maapinnale. See põhjavee kogum on pealtpoolt piiratud pinnaga, mis eraldab seda (ülemist) kivimi osa, milles imbvesi liigub üksikute piiskade või niredena, alumisest osast, kus vesi täidab kõik kivimi õõnsused. Pideva tasakaalu puhul, kui vett imbub niisama palju juurde, nagu ära voolab, jääb põhjavee pind endisele kõrgusele. See pind ei tarvitse olla horisontaalne, vaid temal on kallak sennapoole, kuhu vesi voolab. See vool on aeglane, sest läbipääsuteedeks on kitsad vahed kivimi osakeste (näit. liivaterade) vahel. Sellised voolu takistused võimaldavadki seda, et naaberkaevudes, mis toituvad ühest ja samast põhjavee kogumist, ei seisa veepind mitte ühel ja samal kõrgusel. Mõned põhjavete pinna skeemi kujutavad joonised 51, 52 ja 53. Nendel näeme põhjavee toiteala asukohta, väljavoolu (allika) asukohta, suure tarvitusega kaevu mõju, hariliku humiidse kliimaga maakoha jõevee pinna ja põhjavee pinna suhtelist seisu ja erinevust kõrves oleva jõe puhul.

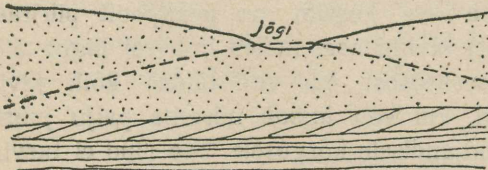
Kui vesi valgub maapinnalt vett läbilaskvasse kihti, mis on nii alt kui pealt piiratud läbistamata kihtidega (joon. 54), siis võib see veekindlate kihtide vahele suletud vesi olla hüdrostaatilise surve all. Andes veele võimaluse säärasest kohast välja pääseda (teha puurkaev), siis tõuseb ta kae-



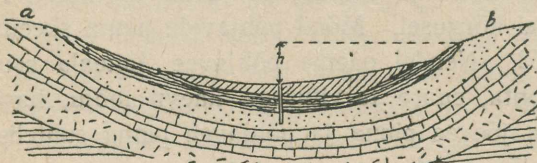
Joonis 51. Pinnalähedase maakoore skeemiline läbilõige. Pealmine kord on vett läbilaskev, järgmine vettpeidav. Põhjavee pinna seis on märgitud katkendjoonega *alnp*; annab nõlval allika *a*. Kui kaevust *k* võetakse hulk vett, langeb põhjavee pind tema ümber koonusetaoliselt jooneni *lmn*.



Joonis 52. Jõeoru läbilõige sademeteküllasel maal: katkendjoonega tähistatud põhjavee pind tõuseb kallastes kõrgemale jõe veepinnast, millega ühtub jõe ääres.



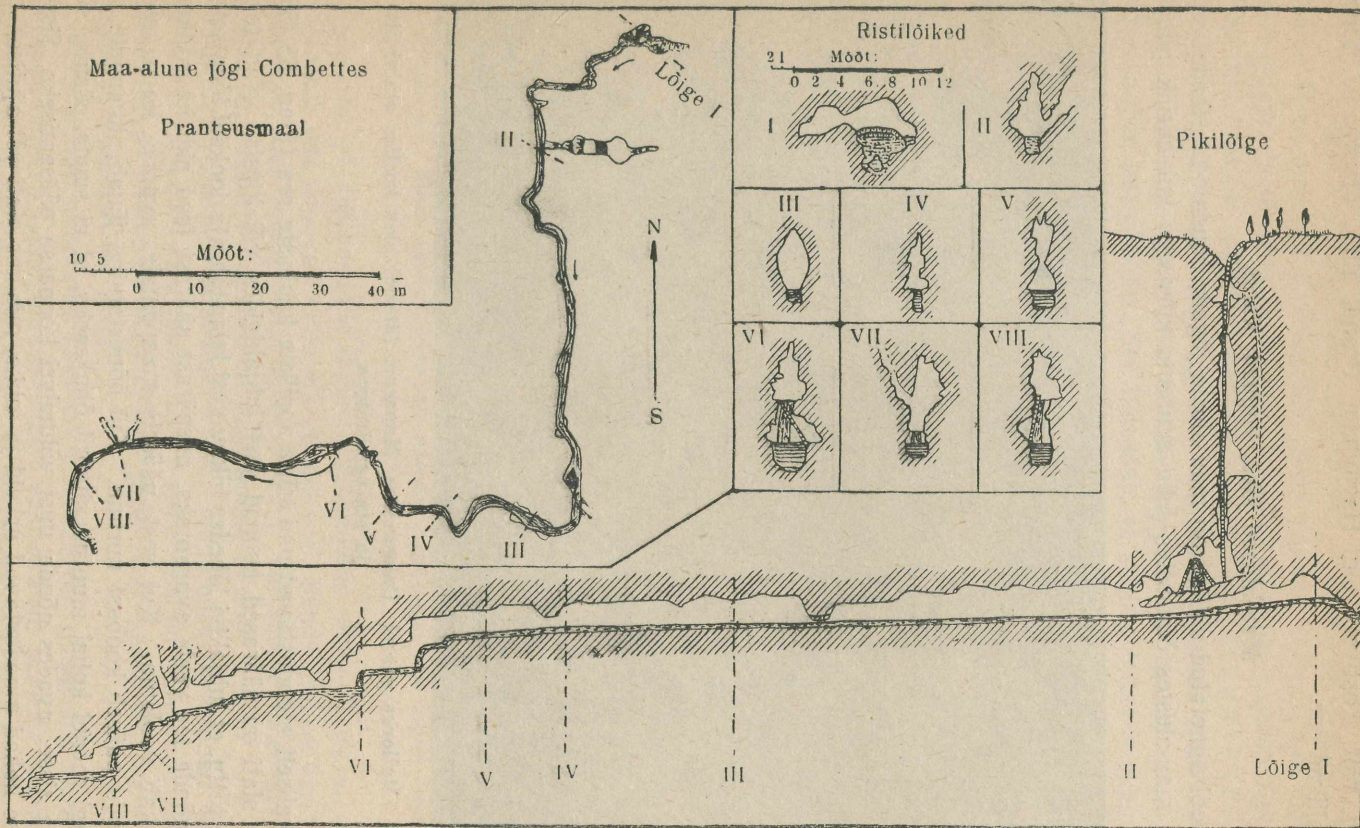
Joonis 53. Jõeoru läbilõige kõrves: katkendjoone-line põhjavee pind alaneb, kaugenedes jõest; jõe vesi toidab põhjavee kogumit.



Joonis 54. Kihtide läbilõige lohus. Vett läbilaskev kiht *ab* on pealt ja alt piiratud vettpeidavate kihtidega. Lohu keskel asetseva kaevu suus seisab vesi hüdrostaatilise surve *h* all (*b* ja *a* on veehorisondi toitealad).

vus nii kõrgele, kui kõrge on toiteala veepind. Kui kaev tehakse lohku, nii et maapind on madalam kui toiteala veepind, siis purskab vesi kaevust välja (arteesia kaev). Võib juhtuda, et vett läbilaskvad ja läbistamatud kihid korduvad maakoores mitu korda, mispuhul on arteesia vee kogusid samuti mitu üksteise kohal, igaüks temale omase hüdrostaatilise rõhupinnaga.

Põhjavesi pääseb maapinnale seal, kus vett sisaldavat kihti lõikab läbi maapind mäenõlval, orgudes jm. Vett andvate ja vett sulgevate kihtide vastastikune asetus võib olla väga mitmesugune, mispärast ka allikate asukohad erinevad. Tarbetu on püüda kõiki võimalusi kujutada. Tüüpilisemaid võib nimetada siis, kui oleme tutvunud tektoonikaga. Meie kodumaa allikad moodustavad sagedasti orgude veerul „mülkaid” — taimkattega kaetud ja alt savikorruga piiratud vett sisaldava liiva avamust. Kuid meil on ka suuremaid allikaid, mis korruga terve oja või jõetäie vett välja

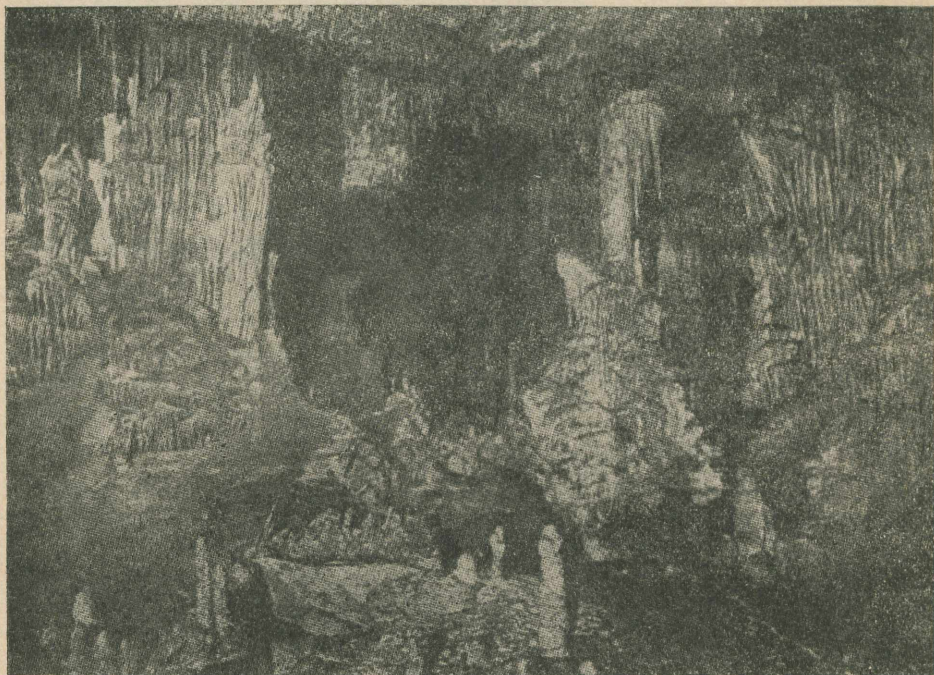


Joonis 55. Maa-alune jõgi Combettes (Lot' departemangus Prantsusmaal). Pahemal ülal: plaan; all ja paremal pikilõige; ülal keskel — 8 ristilõiget kaks korda suuremas mõõdus. Sügavus maapinnast 60—90 meetrit, pikkus 220 m.

paiskavad, näit. Kostivere jõgi Harjumaal, Prandi allik Järvemaal, mõned Irboska allikad jne.

Maa-alused jõed, koopad; karst.

Eespool nimetatud allikad on maa-aluste jõgede suudmed. Nende veed voolavad maa-alustes õõnsustes juba suurema kiirusega kui harilik põhja-

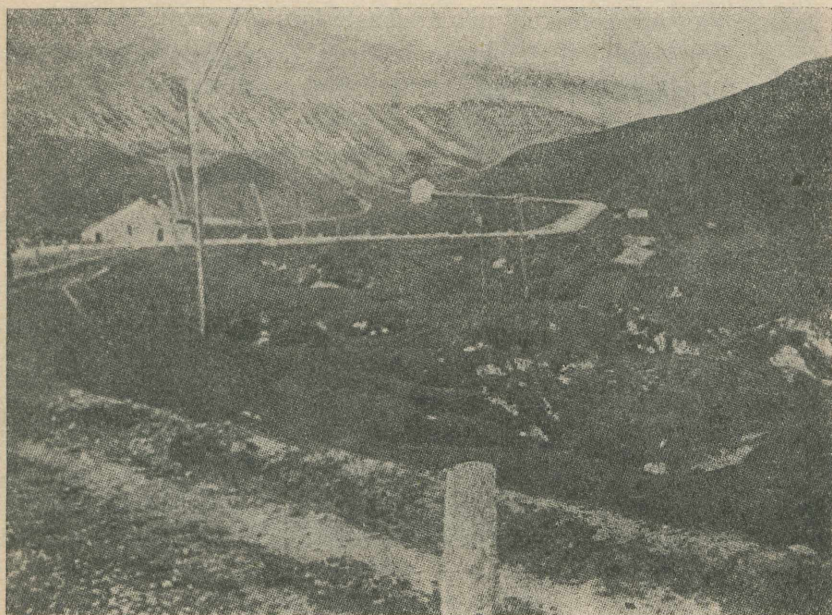


Joonis 56. Mallorca saarel Baleaarides Manacori lähedal olev koobas stalaktiitide ja stalagmiitidega.

vesi. Tavaliselt moodustavad nad väga sopiliste koobaste rea (joon. 55, 56). Peaaegu alati on säärased koopad just lubjakivides või kipsis. Nad tekiavad selle tõttu, et lubjakivi lõheded liikuv vesi lahustab aja jooksul lõhe seinu ja teeb nõnda tee veele avaramaks, mispärast säärast teed pidi ka rohkem vett hakkab voolama. Kui vesi pääseb maapinnale, avaneb koopa suu, mille kaudu pääseb koobast uurima. Kui õonestamine jõuab niikaugemale, et koopa lagi mõnel kohal muutub niivõrd õhukeseks, et ei suuda püsida, siis langeb ta sisse, avades nõnda uusi võimalusi koopasse pääsemiseks. Sisse-langemise kohad moodustavad urkaid ja lohke, mis kas alati või ajutiselt on

täidetud veega. Vähemaid seda laadi urkaid — „kuriseid” — leidub ka Eestis. (Näide Prantsusmaalt joonisel 57.) Neid nähtusi uuriti kõige esiti Aadria mere põhja- ja idaranniku maadel, kus üks maakoht kannab Karsti nime. Nüüd nimetatakse sääraseid nähtusi kõikjal karstinähtusteks.

Pinnaveed, tehes oma ringkäiku maapõues, satuvad erinevatesse temperatuurioludesse. Meie maa allikate temperatuur tundub suvel külmem, talvel soojem kui välisõhk. See tähendab, et allikaid toitev veekogu asetseb



Joonis 57. Mont Cenis'i mäekuru Alpides urgastega, mis käipsis tekkinud.

nii sügaval, et aastaegade temperatuurimuutus sinna ei ulatu. Kuid on ka allikaid, mis annavad sooja või kuumat vett. Nende vesi on kas ringelnud sügavustes, kus temperatuur kõrgem (näit. vulkaanide läheduses) või on segatud sügavusest esmakordselt maapinnale tõusnud palava juveniilse (noorusliku) veega. Vastandina sellele nimetatakse maapinnalt sisseimunud vett vadoosseks (hulkuvaks) veeks. Paljud vulkaanilistes piirkondades leiduvad allikad on perioodiliselt purskavad; nende vesi on vististi juveniilse ja vadoosse vee segu.

Eriti viimati nimetatud kuumad veed satuvad maapinnal oludesse, mis tunduvad lähevad lahku maasisemuses valitsevatest oludest: alaneb järsult temperatuur ja surve. Seepärast osutub maapinnal jahtuv vesi ka mõne

temas lahustatud mineraalainete suhtes üleküllastatuks. Geiserites sadestub harilikult ränidi (SiO_2), mispärast on peaaegu kõik geiserite suudmed ja nende vete voolusängi ülemine osa kaetud valge ränikorraga.

Sagedasem on aga kaltsiumi soolade settimine kas aragoniidi või kaltsiidi näol. Tõusnud maapinnale, vabaneb vesi survest ja soojeneb sagedasti. Mõlemad põhjused sunnivad vees lahustunud süsihaput gaasi ära aurama. Sellega langeb aga vee võime Ca-soolade lahustamiseks ja nad peavad sadestuma. Nõnda tekivad igal kohal, kus vesi tilgakaupa maa seest välja valgub, kaltsiidi koorikud, mis koobaste laes (vt. joon. 56) võtavad jääpurikate ilme (stalaktiidid), koobaste põrandal aga jämedamate sammaste kuju (stalagmiidid). Kui Ca-iooni sisaldav allikavesi voolab taimelehtedele, siis suurema pinna tõttu suureneb ka auramine, kusjuures lahuse kontsentratsioon kasvab ja osa sooli sadestub rohuvartele ja -lehtedele kaltsiidi koorikuna. Rohi kõduneb, kuid teda ümbritsenud lubjakoorikukesed liituvad uuesti juurdetoodava lubjaga koredaks kiviks — nõrglubjaks. Kagu-Eestis on säärast lupja kohati suuremad lademed; on mõeldav, et siin sisaldas vesi lahustunud kipsi, kust siis sadestus Ca-ion CaCO_3 -na.

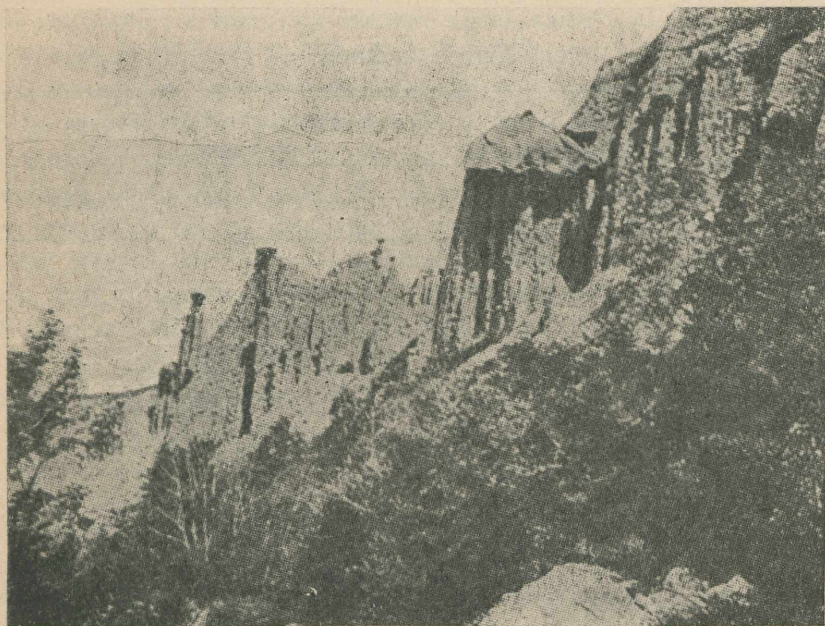
Maapõues leiduvate vete loetelu poleks täielik, kui jätaksime mainimata niinimetatud rippuvaid veelademeid, millel pole vett läbilaskmatut põhja, vaid mis tekivad veeauru kondenseerumisest vett läbilaskvas aines (harilikult liivas) teataval sügavusel pinna all, kui temperatuur on jahedam kui pinnapealses õhus. Õhk ei ole veeauru poolest küllastatud, aga jahedas liivas kondenseerub veeaur ja liivaterade vahele koguneb vesi, mida siis liivasse kaevatud kaevust kätte saab. Mõningail soojemal mail kasutatakse säärast mageda vee saamise võimalust ära. Sügavam kaev sisaldab neil mail sagedasti soolast kõlbmatut põhjavett.

Voolav vesi.

Allikatena maapinnale sattuv vesi, samuti osa sademete veest liigub raskustungi mõjul maapinda mööda madalamatesse kohtadesse juhuslikkudes renniketes väikeste niredena, mis kokku sattudes teiste samasugustega ühinevad suuremateks juba alatisteks niredeks; edasisest ühinemisest tekiavad ojad, siis jõed. Nendel igäühel on oma voolusäng — nõgu, mis mahutab enesesse veehulga. Veevoolul on kineetiline energia $\frac{mv^2}{2}$; ta suureneb massi m suurenedes ja veelgi jõudsamalt kiiruse v suurenedes. Kiirus aga oleneb eeskätt voolusängi kallakust. Mäestiku jõgedel on see kallak keskmiselt 0,001; tasandikkudel 0,0001 ja suurte jõgede suubumiste läheduses alaneb ta kuni 0,00004. Vastavalt sellele on voolukiirused mäejõgedes

ajuti 10—12 m/sek; laevatatavatel jõgedel on kiirus 0,2—0,6 m/sek, kuid võib tõusta ka kuni 3 m/sek.

Oma kineetilise energia tõttu avaldab voolav vesi (oma voolu sihis) survet kõigi esemete peale, mida ta kohtab. Nii võtab iga vihmapiisk, iga veenirekene enesega kaasa tolmu, liiva jne., nii et nõnda kogunev vesi on



Joonis 58. „Mütsiga“ püramiidid Prantsusmaal Alam-Alpides. Suurte kivide alt ei suuda vihmavesi mulda ära uhtuda.

porine: vesi uhab maapinna puhtaks, viib temalt ära kõik, mille transporteerimiseks jätkub jõudu. Ja seda jõudu võib hinnata umbes järgmiselt:

Voolu kiirus cm/sek	8	20	25	35	70	90	110
Veeretatava tera suurim läbi- mõõt mm-s	0,1	0,25	0,5	1	5	10	50

Kus maapind koosneb mitmesuguse terasuurusega pudedast materjalist ja kus vihma sajab rohkesti, kujunevad välja sageli säärased pinnavormid nagu joon. 58, kus jäävad sammastena (püramiididena) seisma suuremate kividega uhtumise eest kaitstud alad, kuna muu peenem materjal kõik veega ühes ära läheb. Sellist voolava veega maapinna puhastamist peenest

murenenud materjalist nimetatakse denudatsiooniks (nudus = paljas).

Osa voolava vee poolt kaasavõetavat materjali liigub vees hõljuvana (näit. muda), osa veeretatakse voolusängi põhja pidi; osa on muidugi lahustatud olekus. Suurtel jõgedel jaguneb see transporditav hulk nii, nagu on näidatud alamal toodud tabelis.

Jõgede andmed.

Jõe nimetus	Pikkus km	Vesikond ruutkilomeetrites	Veehulk m ³ sek.	Transporditava kuivaine tonnide arv aastas				Vesikond alaneb aastas mm.
				Üldine	Lahust.	Hõljuv	Veeret.	
Mississippi-Missouri	6730	3248.10 ³	70000	516,9.10 ⁶	136.10 ⁶	340,5.10 ⁶	40.10 ⁶	0,056
Niilus	6500	2800.10 ³	3700		17.10 ⁶	54.10 ⁶		0,011
Jangtsekiang	5100	2000.10 ³	8500			182.10 ⁶		
Huang-ho	4500	1260.10 ³				472.10 ⁶		
Volga	3694	1459.10 ³						
Indus	3180	960.10 ³	4300					
Doonau	2850	817.10 ³	8500	35,5.10 ⁶	22.10 ⁶			
Iravadi	2300	430.10 ³	5400					0,501
Rein	1326	224.10 ³	2000		5,8.10 ⁶			
Keila	95,5	668						
Pirita	91,4	726,4						
Purtse	51,5	831,2						
Jägala	90,7	1800,5						
Kasari	151,2	2789,6						
Pärnu	144,7	6513						
Suur-Emajõgi	96	10561						
Narva	74,8	50808						

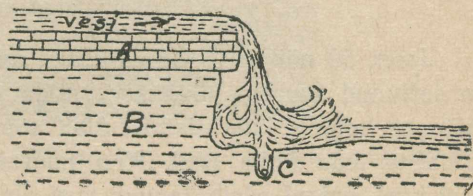
Igal jõel on oma vesikond, s. o. suhteliselt kõrgemate maapinna osadega piiratud ala, kust vesi koguneb sellesse jõkke. Eespool toodud tabelis on antud mõnede jõgede pindala suurus, koguni mõne Eesti jõe kohta, mis võrreldes suurte jõgede vesikondadega on tähtsusetu. Vesikonna ulatuselt uhab sademetevesi kõik, millest veevoolu jõud jagu saab, jõkke ja iga harujõgi kannab vähemalt osa sellest materjalist peajõkke, mis harilikult suubub mingisse suuremasse veekogusse. Säärane denudatsioon (paljastamine) alandab pikapeale vesikonna pinda. Alandamine käib kiiremini järsemate kallakute puhul ja on väiksem lausikmaal. Kuid keskmiselt laseb

säärane ärakanne ennast arvutada. Jõgede tabelis on mõne jõe kohta antud ka see ärakande suurus millimeetrites. On lihtne nende andmete varal arvutada, kuipalju aega vajab jõgi, et alandada oma vesikonna pinda 1 meetri võrra. Euroopa jõed vajaksid selleks 164 000 aastat, India jõed aga ainult 5 200 a.

Kõik materjal, mis liigub koos voolava veega, hõõrdub nii omasuguseid hõljuvaid või veerevaid esemeid vastu, samuti voolusängi põhja ja kaldaid vastu. Põrgates üksteisega või jõepõhjaga kokku, murravad kivikillud, -raasud või -rahnud varsti oma teravad tipud ja servad; viimaste peenendatud materjal moodustab kruusa ja liiva, mis omakorda ihub ja lihvib nii veerevat materjali kui ka jõesängi põhja. Niisugusele lihvimisele ei pea pikapeale vastu mingi materjal. Muidugi pehmemad kivimid, nagu lubjakivi, veeredes niiviisi jõepõhjapidi, saavad ümmara kuju juba 1—5 kilomeetri pikkusel teel; kõvadelt tardkividelt tekib ümmar „veerkivi”, „munaka” kuju vahest paarikümne kilomeetri pikkusel teel. Kõvade ja pehmete kivide vahe ilmneb ka selles, et pehmed purunevad rutemini peeneks materjaliks, mida vesi osalt hõljuvalt ära viib; osa aga sadestub suuremate põhjakivide vahele, kus jääb peatuma savina või liivana.

Erosioon.

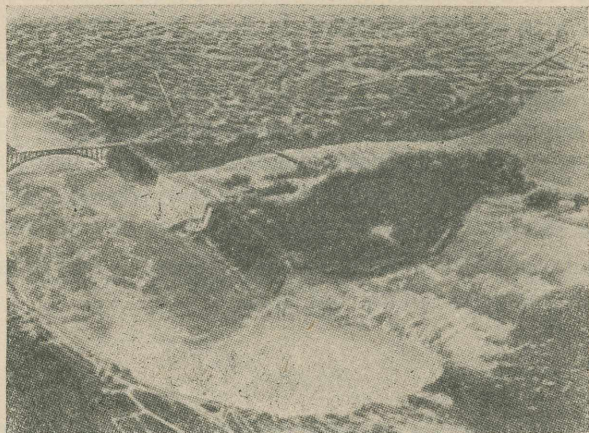
Jõesängi modelleerimine ja süvendamine säärase veeretatavate kividega ja liivaga kulutamise teel sünnib jõe ülemjooksul, kus kallak on järsem ja seepärast voolu sirgjoonelt kõrvalekaldumine väike, ühes joones, ikka jõe põhjas, kuna kaldad laienevad vahel ainult nendelt kivide allavarisemise tõttu. Nõnda kujuneb siin jõeorg läbilõikes V-kujuliseks. Muidugi ilmneb siin erinevus jõepõhja moodustavate mannerainete kõvaduses: pehmed kivid erodeeritakse (sõnast rodere = närima) rutemini kui kõvad, mispärast jõesängi pikilõige kujuneb astmeliseks: igast kõvemast kivimist kihi äär kulub vähem, jäädes seetõttu



Joonis 59. Joa ja kõrastiaugu skeem.

kõrgemale, ja moodustab kärestiku, kose või joa. Kui jõepõhja moodustavad näiteks horisontaalsed kihid (joon. 59; A — kõva, B — pehme), siis kujuneb selline pilt, nagu näitab joonis: vesi langeb üle A-kihi ääre (koos veerkividega, kui ta neid kaasas kannab) alla, kus temal kerge on peksa pehmesse B-kihti sügavat auku. Paiskudes koos kividega vastu B-kihti,

mis on A-kihi all viimase poolt kaitsmata, õõnestab vesi siit B-kihi teatavas ulatuses välja; A-kiht jääb nõnda otsa alt toeta, mispärast ta varem või hiljem murdub; juga nihkub seetõttu natuke pahemale poole, vastu voolu; B õõnestamine läheb edasi ja nõnda kordub see protsess, kusjuures juga rändab seni, kuni A-kiht lõpeb. Näitena võime tuua Eestis Keila jõe joa ja kuulsa Niagara joa (joon. 60). Viimane on oma olemasolu ajal taganenud nõnda Ontario järve lähedasest järskkaldast Erie järve suunas 11 km.



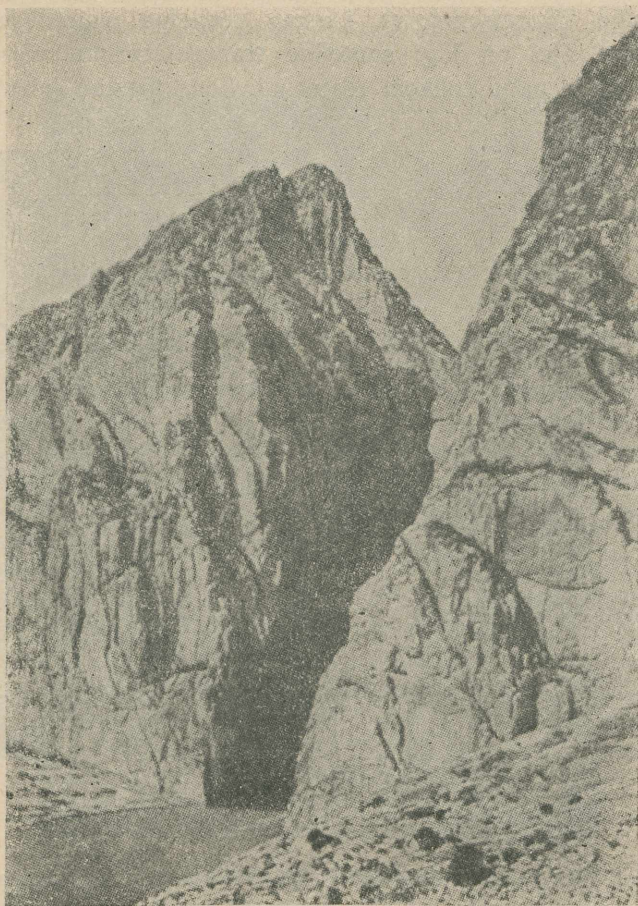
Joonis 60. Niagara juga. Vaade Kanada poolt loode suunas. Esiplaanil „hoburaua“-juga, siis (tume) Kitsesaar, Ameerika-juga ja linn Niagara-Falls. Vool paremalt vasemale.

Kõristiaugud (hviukirnud).

Joon. 59 näitab C juures erilist auku jõe põhjas joa all. Kui joa alla on sattunud suurem kõva kivi, mida vesi ei suuda eemale veeretada, siis jääb see kohale, kuid alatasa ülalt suure hooga allalangev vesi liigutab ja keerutab teda koha peal. Kivi hõõrub, puurib jõepõhja augu, sest seni, kuni kosk paigal püsib, langeb vesi alatasa kivile, mis kontsentriselt pöörleb, kui vesi auku kukub. Kui juga sellelt kohalt lahkub, jääb järele auk, ümmardatud kiviga põhjas. Sääraseid ümmargusi auke, meetrilaiusi ja mõne meetri sügavusi, leidub paljudes kohtades, kus ennem on olnud joad; neid nimetatakse *kõristiaukudeks*. Laia joa puhul võib neid olla mitmeid ühes reas.

Alatiselt puurides ja põhja süvendades sööb jõgi ennast sügavale mannerainesse, tekivad järskude kallastega kuristikud (joon. 61, 62 ja 63),

eriti kõvas materjalis. Pehmes pudedas materjalis võime sagedasti ka
meil jälgida „sälkorgude” tekkimist peale mõne suure vihmavalingu, kus
liivakal pinnal on kusagil taimkate hävinud (kallakusuunaline vankrirõõ-



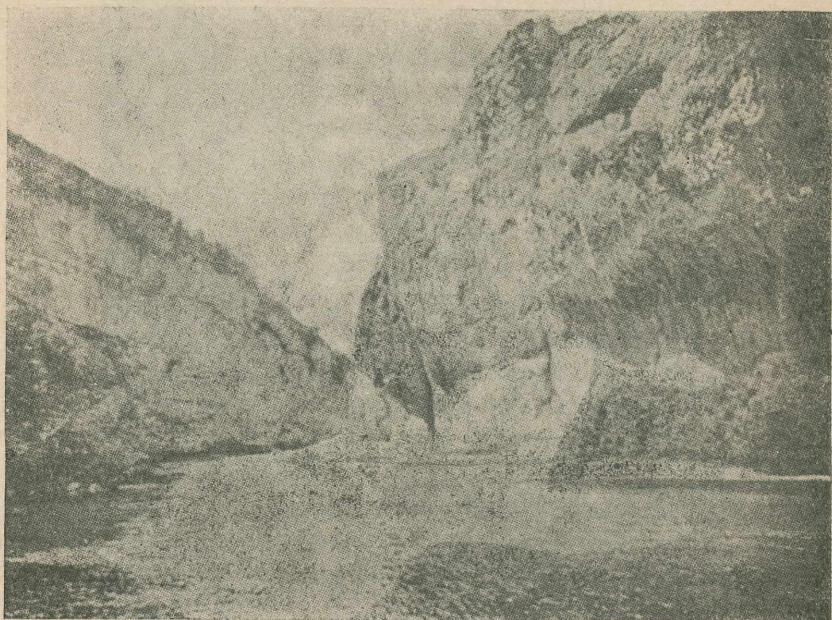
Joonis 61. Hobantes'e kuristik Andaluusias (Hispaanias) püsti seisvates lubjakivides.

bas või sahavagu). Kui säärane sälkorgude tekkimine kestab pidurdama-
tult, muutuvad suured maa-alad kultuuridele kõlbmatuks (ameeriklaste bad
lands = halvad maad, joon. 64).

Muurid (übarusu).

Veehulk jõgedes on suurte kõikumistega. Oleme ka omal kodumaal
tuttavad kevadise suurveega, kui talve jooksul kogunenud lumi sulab. Sa-

muti mõjustab lumesulamine eri aastaegadel (ja ööpäeva vahetusel) kõrgetes mägedes sealt algavate jõgede veehulka. Suuremal veehulgal on märksa suurem energia. Valemis $\frac{1}{2}mv^2$ ei suurene mitte ainult m , vaid kasvab märksa ka kiirus v , sest jõesäingi põhja ja kallaste hõõrumine, mis sööb ära hulga liikumisenergiat, kasvab veehulga suurenedes suhteliselt vähe. Suurvee ajal on jõgi suuteline transporteerima võrratult suuremaid kive ja üldse palju rohkem materjali. Seda tõestab juba vee sogasus



Joonis 62. Tarn'i jõekitsus (Prantsusmaal).

säärasel ajal. Suurte vihmavalingute puhul võib nii mõnegi mäejõe vesikonnas järsku suurenenud veehulk omada nii suurt jõudu, et paneb liikuma munakate-lasu kogu jõeorus ja viib sellise kivikogu suure hooga orgupidi alla oma suubumiskohta — kas peajõkke või mõnesse järve. Vahest pole niisuguses kivivoolus vett nähagi — on nagu voolaks kivijõgi iseseisvalt. Säärased muurid (mur — nagu neid nimetatakse Alpides) ehk selid (sel — nagu need on tuntud Kaukaasias) on väga kardetavad elanikkudele, kes nendes orgudes harivad põlde, on ehitanud hooneid, sildu jne.: kõik need võivad hävida korruga. Kas nii viisi impulsiivselt või aegamööda ühetaoliselt tegutsedes toob iga mäejõgi palju materjali oma suubumiskohta (joon. 65). Need on omamoodi väikesed „deltad”, milledest räägime edaspidi.

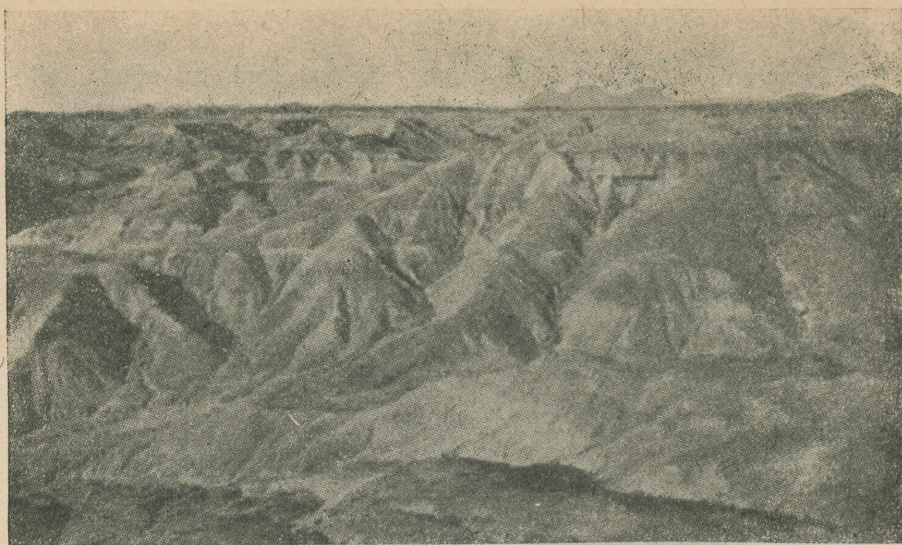
Jõe keskvool.

Jõe ülemvool, millest eeskätt oleme rääkinud seni, on nõnda iseloomustatud võimsa erosiooniga, mis peamiselt süvendab jõeorgu intensiivse purustatud materjali transpordiga. Sellest materjalist jääb jõesängi (kaljude vahele, vaiksama vooluga kohtadesse) peatuma vähe.



Joonis 63. „Kangrutuba“ Edmundsklammis Sudeedimaal. Liivakivist ülerippuv kallak ja jõkke kukkunud pangased. Vesi voolab vahutades.

Keskvooluna eraldatakse jõe osa, mille pikiprofiili kallak on väiksem: jõgi on mägedest välja pääsenud ja voolab tasandikul. Siin võib tema voolusuunda muuta iga väiksem takistus, olgu selleks takistuseks mõni kõvem koht jõesängi põhjas või mõni jõkke sattunud ese. Seepärast võib jõe voolujoom (kõige kiirema voolu asetus) kergesti saada suuna, mis pole paralleelne kallastele. Joonisel 66 on kujutatud säärane juhtum. Suure kiirusega joom uuristab oma teel jõepõhja sügavamaks ja erodee-



Joonis 64. „Bad lands“ Arizonas, põhjapool Holbrooki. Liivakas savi. Paremalt pool kauguses laavaga kaetud liivakivi künkad.



Joonis 65. Esiplaanil Reallon'i oja poolt väljatoodud kivilasu: värsket — valget; vana — tumet, osalt taimeestikuga kaetud; oja tuleb tagaplaanil nähtavast mäeorust.

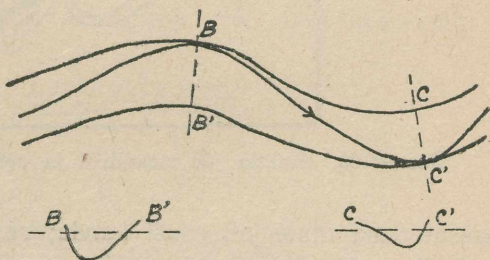
rib ka pehmet kallast. Põrgates vastu seda kallast, „peegeldub” vool temast eemale pörke nurga all ja suundub vastu parempoolset kallast, mis pörke kohal omakorda erodeerub. Nõnda kujuneb jõesäng mõne aja pärast kõveraks, nagu on näha

joon. 67. Selline kõverdumine kestab siin juba veevoolu tsentrifugaaljõu mõjul edasi, kuni tekivad jões looked, meandrid, nagu neid on hakatud hüüdma ühe lookleva Väike-Aasia jõe järgi. Joon. 68 annab niisuguse looklemise skeemi. Kohas A on näidatud jõe õgvenduseks tekkiv ühendus, mis sünnib iseenesest suurvee ajal, millal vesi tõuseb üle kallaste ja otsib lühemat ja kiiremat äravooluteed. Joon. 69 kujutab Virumaal Püssi asunduse ligidal oleva Kohtla jõe ühe osa looklemist (kaardimõõdus 1 : 10 000) seoses jõe kunstliku õgvendusprojektiga. Joon. 70 on ülesvõtte lennukilt suurema jõe meandrist.

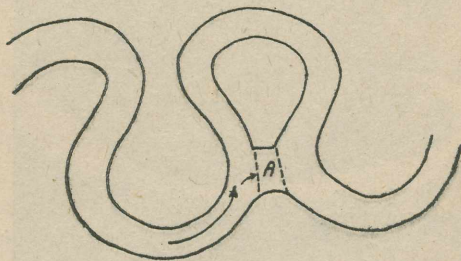
On ka teine põhjus, mis jõe sunnib kaldaid lõhkuma: niinimetatud Coriolis'e kiirendus, mis tekib jõevee kiiruse liitumisel maakera pöörlemise tsentrifugaalkiirusega. Selle kiirenduse suund on põhja poolkeral jõe parema kalda poole ja lõuna poolkeral vasema kalda poole. Endine Tartu professor K. E. v. Baer oli selle seaduse avastanud suurte Siberi jõgede puhul, mis voolavad lõunast põhja; tema väljendas olukorda nõnda, et põhja poolkeral kulutavad jõed oma idapoolseid kaldaid rohkem kui läänepoolseid ja liiguvad seetõttu aeglaselt idasse. Kuni



Joonis 66. Jõgi sirgetes kallastes, kus takistus A sunnib voolujooma kalduma vasakule kaldale B juures, kust ta „peegeldub“ ja pörkab paremale kaldale punktis C.



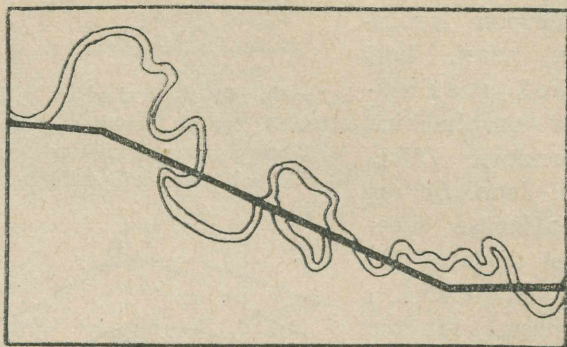
Joonis 67. Järgnev (joonisele 66) staadium: B ja C juures on tekkinud kalda looked, mis süvenevad (kõverusraadius väheneb); jõesängi läbilõikeid näitavad lõiked BB' ja CC'.



Joonis 68. Joonisel 67 näidatud staadium on arenenud edasi meandri staadiumini. Punktis A lõikab suurvesi meandrivahelise tõkke läbi ja ärälõigatud look muutub koolmeks.

viimase ajani nimetati seda Baer'i seaduseks, seni kui selgus, et Coriolis selle üldise seaduse oli matemaatiliselt tõestanud juba ammu enne Baer'i.

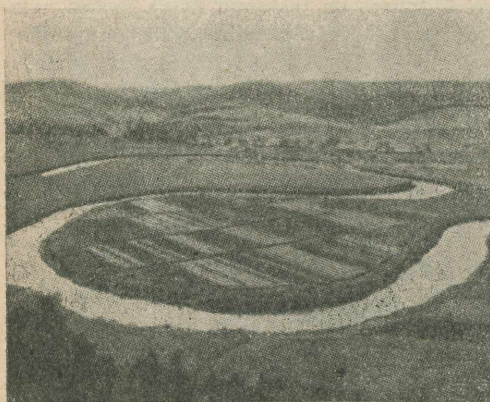
Kui jõejoom põrkab vastu üht kallast seda lõhkudes, siis jääb vastaskalda ligidal veekiirus väiksemaks. Vesi ei suuda siin kõike ülaltpoolt



Joonis 69. Kohtla jõe meandrid ja nende õgvendusprojekt (must joon.).

kaasatoodud materjali edasi kanda; raskemad osad langevad põhja, setivad siin. Jõepõhi tõuseb, ja kui vastaskaldal põhi süveneb, valgub jõe-

vesi sinna ja madalam osa jõepõhjast jääb kuivaks. Nii kujuneb üks jõekallas aegamööda kasvades madalaks orulammiks, mis koosneb uhtsetetest, kuna vastaskallas püsib järsu väljalõikena endisest maapinnast, millesse jõgi enesele on sisse söönud oru.



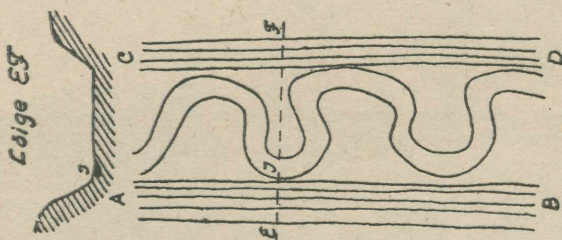
Joonis 70. Werra jõe Herleshauseni ligidal Saksamaal. Looklemine orulammil.

See jõeorg oma keskvoolul on ristilõikes erinev ülemvoolu orust. Joon. 71 kujutab niisugust tasase põhjaga vagumuse — lammoru profiili ja vastavat plaani. *AB* ja *CD* on enam-vähem järsud oru veerud, endise (enne jõe tekkimist olnud) maapinna moodustised. Nende enam-vähem

paralleelsete ja sirgete orukallaste vahel lookleb jõgi. Oma loogete asukoha muutmisega geoloogilise aja jooksul on ta kordamööda lõhkunud nii üht kui teist kallast ja suurvee ajal vahel üle ujutanud ka terve oru,

õgvendades siis jõesängi, erodeerides otseühenduse meandrite harude vahel. Õgvenduse tõttu tarvitamata jäänud meandrite osad jäävad umbseks ja täituvad aja jooksul (jõe koolmed). Oru põhi (lamm) koosneb osalt jõe enese poolt toodud materjalist: munakatest, liivast, savist; või paljandub seal jõesetete poolt katmata manneraine, millesse jõgi on uuristanud oru. Kuid kogu see lamm on ligikaudu horisontaalne, väikese kallakuga jõe voolu suunas.

Võib juhtuda, et kogu see maatükk, millel asetseb säärane jõeorg, saab epirogeneetiliste liikumiste puhul suurema kallaku, kui tal oli varem. Või muutub kliima, saab sademeterohkemaks. Mõlemal juhul kasvab jõe erosioonijõud, ta uuristab oma oru endisesse lammi uue oru, jättes vana oru kallaste külge endise lammi riismed astanguna või terrassina.



Joonis 71. Jõe keskvoolu oru jätk plaanis ja läbilõikes (lammorg).

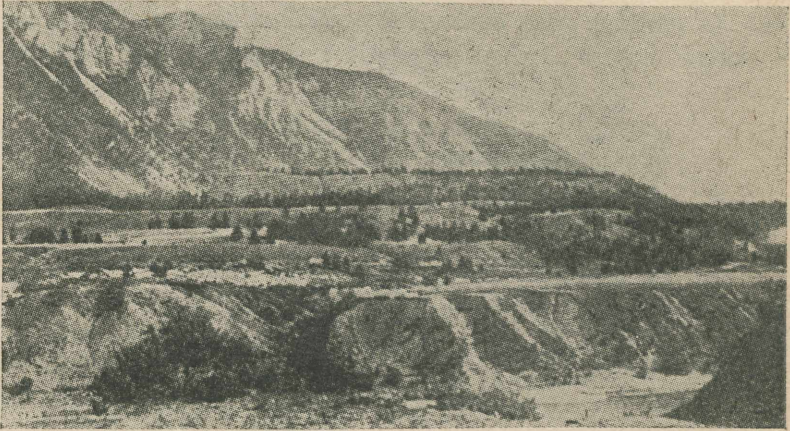
J — jõesäng.

Terrassi materjaliks võib olla nii jõe enese setted kui ka primaarne pinnas. Võib aga juhtuda, et jõgi kusagil sulgub — kas epirogeneetilisel liikumisel, mis jõe langust vähendavad, või mõne maanhke tõttu, mis paisu jõeorule ette asetab. Siis täitub org, moodustades järve. Järve põhja setib jõe poolt transporteeritud materjal horisontaalsete kihtidena. Kui edaspidi sulg kaob, uuristab jõgi endisesse järvepõhja uue oru ja endise järvepõhja jäänused moodustavad kallastele terrassi, mille materjal sel juhul on aga ainult settematerjal. Harukorral võivad olla ka jõeterrassideks horisontaalsete kihtide kõvemad korrad, millelt jõgi on erodeerinud pehmemad kihid, jõudes kõva kihti lõhkuda ainult vähemal alal. Jõe terrassid on nõnda heaks orgude ajaloo tunnistajateks. Joon. 72 pakub ühe näite.

Suurema jõe vesi ei voola kunagi ühtlase massina, laminaarselt, vaid temas tekivad kiirema voolu joad aeglasemate kõrval. Põhja ja kallaste ligi aeglustab voolu jõesängi hõõrumine, veepinna ligi hõõrumine õhku vastu. Aga kiiruste muutepind tekitab pöördmomente ja veekeeriseid — turbulentsi. Selliseid keeriseid tekib ka jõesängi ebatasasuse mõjul nii vertikaalse kui ka horisontaalse või kallaku teljega. Kui niisugune keeris

püsib ühel kohal kauemat aega, erodeerib ta sellel kohal jõepõhja või kaldasse sügava augu. Paljud kallaste sisselangemised, sillasammaste või paisude altõonestamised on tekitatud seesuguste keeriste poolt.

Jõevoolu iseloomustamiseks lisame veel juurde, et jõepind pole mitte horisontaalne. Loomulikult on temal kallak voolu suunas, ja kui see voolujoon läheb viltu ühe kalda poolt teise poole, siis on ka veepind ühel kaldal kõrgem kui teisel (suurtel jõgedel mõned detsimeetrid). Suurvee ajal on jõe keskjoon, kuhu tuuakse liigvesi kiire vooluga, kõrgem kui kaldalähedane veepind; vähese vee puhul esineb nähtus ümberpöördult.



Joonis 72. Fraseri jõe kaldaterrassid Briti Columbias.

Olenevalt sellest, kuidas jagunevad jões voolujooned ja keerised, kujunevad jõesängis ka sügavamad väljauristatud kohad, samuti kohad, kus sadestuvad, peatuvad veerkivid, liiv, savi, moodustades madalikke, leetseljakuid. Vähesese vee (ja vastava väikese kiiruse juures) sadestunud materjal võib aga suurvee ajal uuesti edasi kanduda, nii et niisugused madalikud, mis takistavad laevasõitu, võivad oma kohta muuta. Jõgede reguleerimisel katsutakse kunstlike tõkete (buunide) abil kaitsta kaldaid või jõepõhja osi sellise ärakandmise vastu.

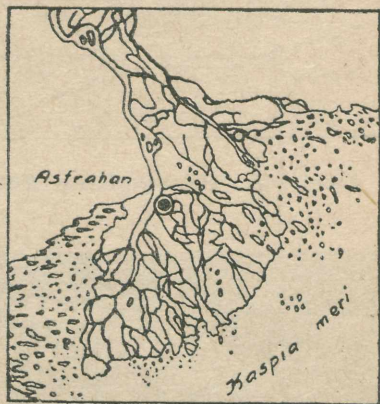
Jõe setete iseloomustamiseks olgu esitatud järgmine jaotus: 1) s o r - t e e r i t u s: ühel kohal on kuhjatud suuremad munakad, teisel vähemad; mõnes kohas on jäme kruus, teises peen liiv, kolmandas savi; 2) ü m m a - r u s: nii kividel kui ka liival puuduvad teravad servad ja tipud — kõik on ära hõõrutud; 3) k i h i s u s: eri materjalist setted lamavad enam-vähem horisontaalsetena, piiratud ulatusega kihtidena üksteise peal, näidates muutuva voolusuuna jälgi ja selle voolu tugevuse muutuvust (mida peenem

materjal, seda nõrgem vool). Keskvoolul on jõe erodeeriv ja setitav tegevus enam-vähem tasakaalus, nii et niisama palju materjali, kui palju ta siin oma süngist lahti kisub, jätab ta ka süngi teistesse kohtadesse maha.

Jõe alamvool.

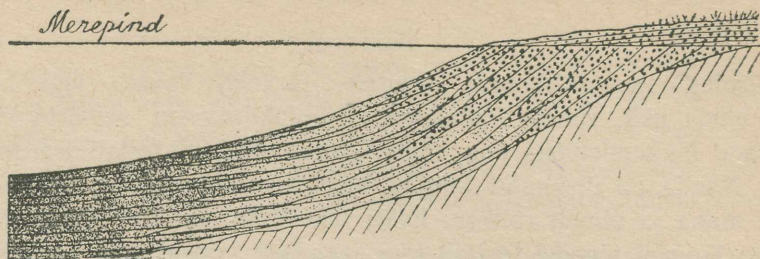
Liginedes suubumiskohale (merele, järvele) voolab jõgi harilikult lamedat pinda pidi, vähese kallakuga. Voolukiirus on seetõttu väike; ei jätku jõudu lõhkumistööks ega kogu kaasatoodud materjali transporditeerimiseks. Nõnda on ülekaalus kuhjuv tegevus: munakad, kruus, liiv jääb jõesüngi maha ja nimelt rohkem kalda lähedusse, kus vee kiirus on kõige väiksem. Suurtel jõgedel tekitab tuul sagedasti laineid, mis kaldale veeredes veeretavad enesega ülespoole harilikku veepinda ka munakaid ja liiva. Nii tekivad settival jõel kaldavallid, millede vahele jõgi vähese vee puhul ära mahub, olgugi et ta setetega oma süngipõhja tõstab. Sääraste vallidega kaitstuna osutub teatava jõe süng sageli ümberkaudsest maapinnast kõrgemaks. Kui suurvee ajal vesi kusagilt sellise tammi läbi murrab, siis lõhub vesi siia, suhteliselt madalamasse kohta uue voolusüngi, kuna vana süng kas osa vee kandjaks alles jääb või sootuks ära kuivab. Nõnda tekivad jõe alamjooksul uued harud. Kui uue haru põhi jälle setetega ümbruskonnast kõrgemale tõstetakse, veereb jõgi järjekordselt sellest kõrgest kohast alla veel noorema haruna. Joonis 73 pakub paljusid jõgesid iseloomustava pildi. Niiluse jõe suubumisharud katavad kolmnurkse ala, nagu kirjutatakse kreeka tähte delta (Δ); seepärast nimetataksegi kõiki sääraseid suudmeid *deltadeks*.

Delta on koht, mis kunagi on olnud meri (või järv), kuid mis on aja jooksul täidetud jõe poolt kaasatoodud materjaliga. Teatavasti langeb merre (järve) suubunud jõevee kiirus peatselt nullini; transporditeerimisvõime kaob samuti, mispärast nüüd ka viimane jõe poolt kantud materjal põhja vajub: kalda ligemal kõige suuremad terad, kaugemal järjekorras ikka peenemad ained ja lõppeks savi ning teised hõljuvad ollused. Viimaste settimist kiirustavad suurel määral merevees lahustunud elektrolüüdid. Veehulga muutus ja jõeharude rändamine muudab nende settelademete järjekorda ja kallaku suunda, mispärast delta läbilõige omab ilmet, nagu on näidatud joonisel 74 (pikilõige)

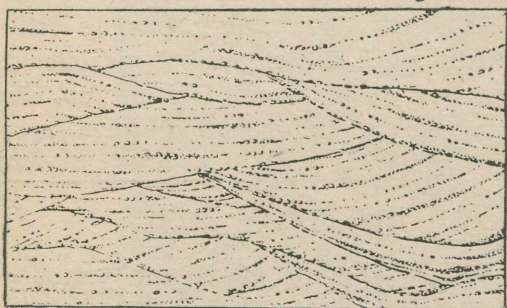


Joonis 73. Volga jõe delta.

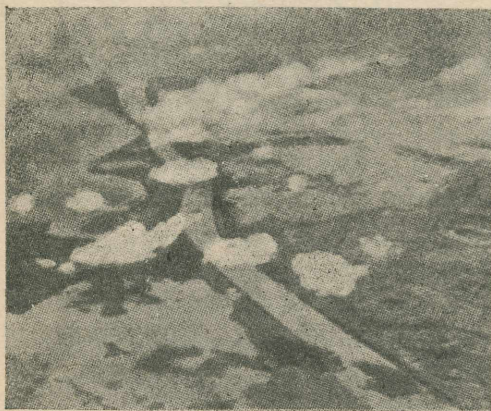
ja joon. 75 (ristilõige). Materjal on kihtide järgi sorteeritud; teravad kandid-tipud puuduvad materjalil. Mississipi jõe delta ühe osa pilt len-



Joonis 74. Delta koonuse läbilõige.



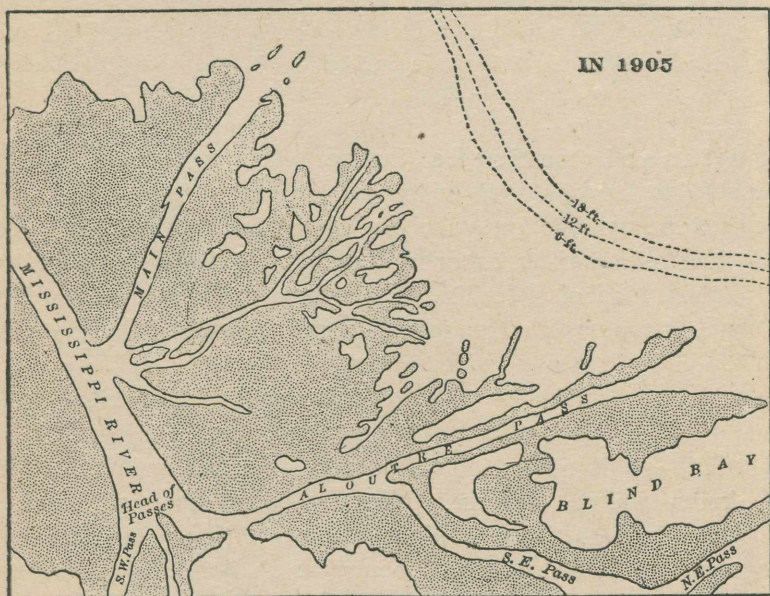
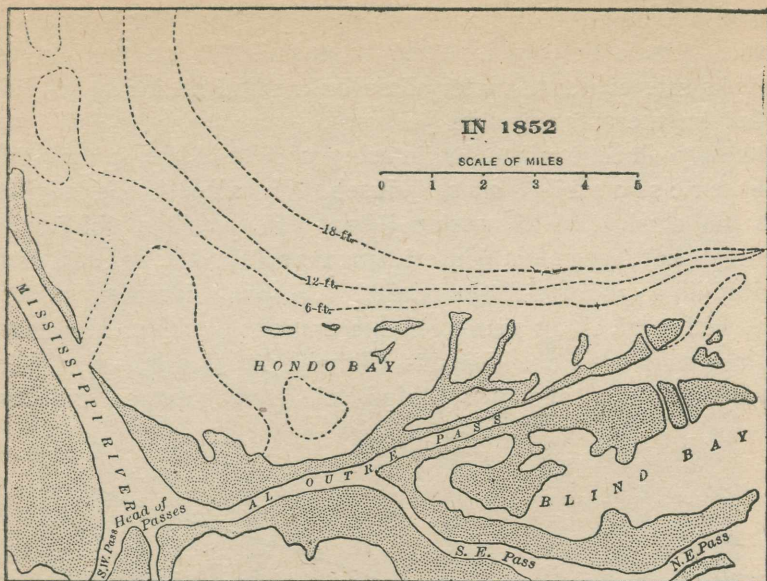
Joonis 75. Põimjaskihisus deltasetetes.



Joonis 76. Osa Mississipi deltast, üles võetud lennukilt: valged laigud — pilved; hall — vesi.

nukilt on kujutatud joonisel 76; tema juurdekasvu võib näha joonise 77 piltide võrdlusega. Säära- ne deltade kasv on õige kiire jõ- gedel, mis transporteerivad palju materjali. Niiluse delta kasvu aja- loo kestel näeme sellest, et Dami- etta linn, mis veel keskajal oli mere ääres, on nüüd merest 12 km eemal. Po jõe delta on samuti niipalju kasvanud, et mitmed lin- nad, näit. Ravenna, mis veel keskajal olid sadamalinnad, on jäänud nüüd merest , m kaugele.

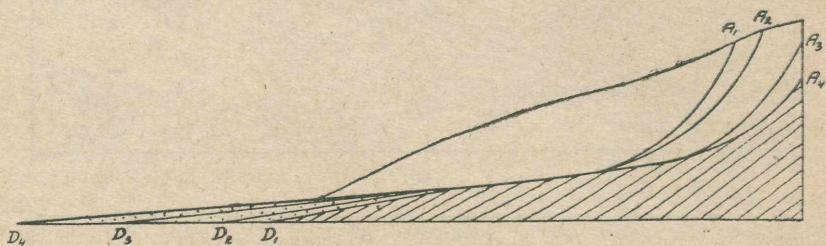
Kui mererand jõe suubumise kohal vajub, siis ei teki deltat, sest kõik siiatoodud materjal upub. Samuti ei teki deltat, kui tõusu- mõõna kõrgus on jõesuus suur; tõusulaine tagasivool merre viib kõik jõe setted kaugemale mere- sügavusse. Niisamuti mõjuvad ka püsivad merevoolud (hoovused). Need tegurid, otse ümberpöördu- lalt, laiendavad mere pindala jõesuus: voolivad ta laiaks „estuaariks”, „limaaniks”, mida näeme näiteks Dnepril, Dnestril.



Joonis 77. Mississipi delta a. 1852 (ülal) ja a: 1905 all), näidates juurdekasvu: Hondo laht on täidetud; 6, 12 ja 18 jala sügavused isobaadid on nihkunud kirde suunas üle 5 miili (~8 km) mere poole. (Võetud raamatust: L. V. Pirsson, A Text-Book of Geology I.)

Endistel geoloogilistel aegadel voolanud jõgede deltasid on leitud mõneski kohas. Peale eespool loetletud tunnusmärkide on nendele veel iseloomustavaks see, et nende materjalisse on maetud nii kuivmaa- (jõe poolt toodud) kui ka mereorganismide jäänused.

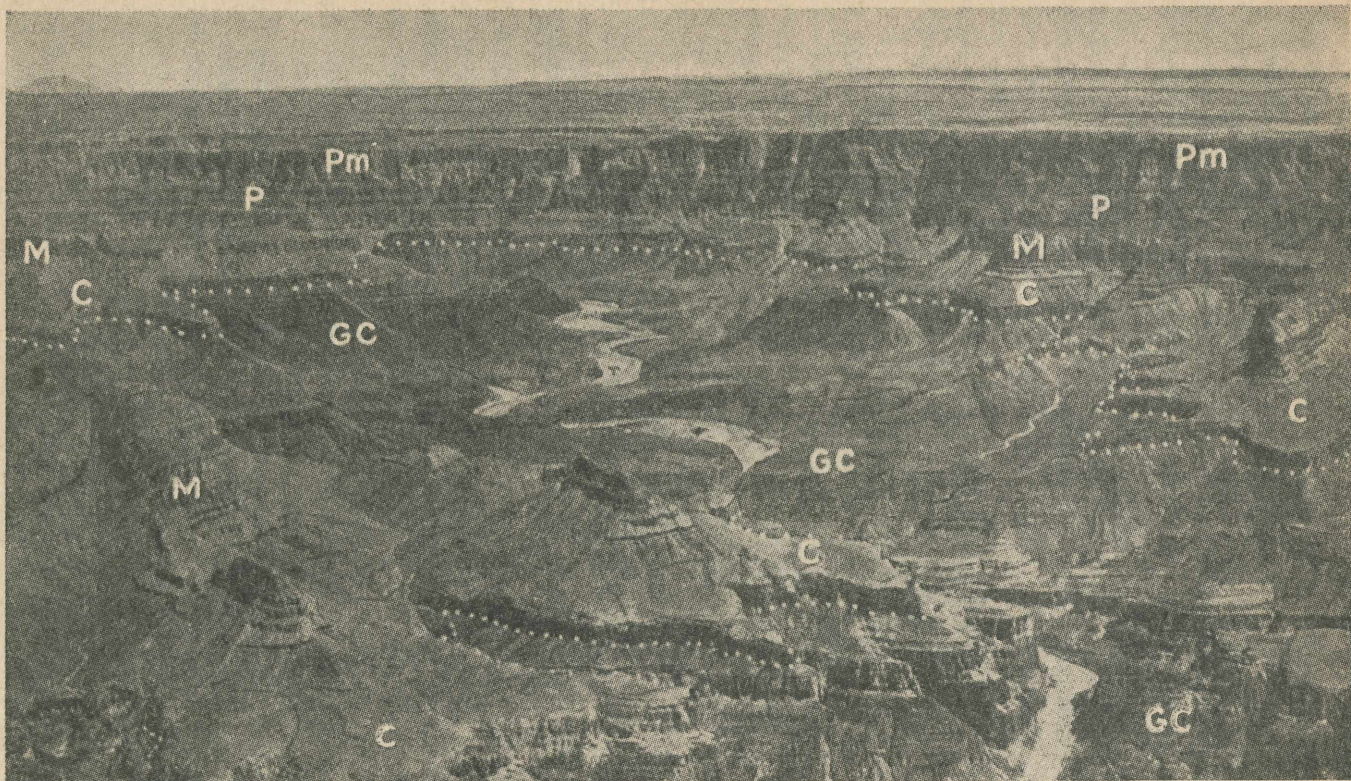
Olenedes peale kliimaliste tingimuste ka sellest, kas suubumisveekogu pind, jõe erosiooni baas, tõuseb või alaneb, jõe tegevus kas nõrgeneb või elustub. Kui erosiooni baas jääb samaks või koguni tõuseb, siis tuleb kord aeg, kus jõevesi enam voolata ei saa, sest tema kallak muutub liiga väikeseks (joon. 78). Jõudnud ideaalse pikiprofiiliga staadiumi, võib jõgi ainult veel veehulga suurenemisel voolata: tema vesikond on lamedaks voolitud, kõik mis võimalik on juba kõrgemalt ära kantud (denudeeritud) ja allpool setitatud, nii et kogu maa on muutunud



Joonis 78. Jõe pikiprofiilid: A_1D_1 — noor jõgi, A_2D_2 , A_3D_3 — järgmised staadiumid, A_4D_4 — lõplik ideaalne pikiprofiil.

peaaegu tasapinnaliseks (inglise keeles peneplain). Ainult mõni üksik manneraine kõvik võib säärastest tasastest pinnast veel välja ulatuda. Sellised peneplainid on vahel ka nooremate maakihtide poolt kaetud; nii on tõestusi selleks, et mõned maakohad endistel geoloogilistel ajajärkudel jõudsid tõepoolest sellisesse olukorda. Täie tegevusjõulise jõe ümbruse ilmet iseloomustab aga joon. 79, mis kujutab Colorado jõe orgu, mille põhi on ümbritseva kiltmaa pinnast üle 2 km madalam.

Erinevust seni kirjeldatud jõgedest näitavad mitmed „ilma väljavooluta” alade jõed, — jõed, millede veed merre ei voola, sest need alad on meredest kõigilt poolt ümbritsetud kõrgemate veelahkmetega. Kõik nad kuuluvad kuiva kliima aladesse. Mõned nendest toidavad osalt ajutisi järvi (näiteks Tšad Aafrikas, Lop-nor Aasias), mõned aga kaovad liivadesse, nagu näitab lennukülesvõte joonisel 80. NSV Liidu Aasia aladel on sääraseid jõgesid mitu: Tšu, Murgab, Zeravšan jne. Geoloogiliselt on nad huvitavad selle poolest, et koguvad oma suubumiskohta (kas järve või liiva sisse) kogu soolade hulga, mis nad oma teel on lahustanud; need soolad võivad siis tekitada soolalademeid.



Joonis 79. Colorado jõe org (kanjon) Arizona osariigis USA-s. Tähed pildilmärgivad ajaloolise geoloogia jaotusi.

Järved.

Järved on veekogud mannerdel, mis ei seisa ookeanidega (ning tema osadega — meredega) otseses ühenduses. Järved on mitmekesised ja neid võib liigitada nende tunnuste järgi. Kõigepealt saab liigitada järvi nende pindala suuruse järgi. Suurim järv, mida küll nimetatakse Kaspia mereks, on pindalaga 438 700 km²; Kanada-USA-vahelised järved omavad kokku 230 000 km² pinda; teised on vähemad. Peipsi järve pindala arvestatakse kuni 4 500 km², Võrtsjärve pinda — 241 (Vellner) kuni 275 (Rumma) km². Vähemaid veekogusid, mida nimetatakse vahel järvedeks, vahel tiikideks, on kõikjal küllaldaselt.



Joonis 80. Ühe Iraani jõe delta soolasaos kõrves (ülesvõtte lennukilt).

Sügavuse poolest on samuti suuri erinevusi. Kui Baikali järves leidub sügavusi üle 1 600 m, Kaspia meres kuni 1 200 m, siis on teised järved oma sügavuselt palju tagasihoidlikumad; Genfi järv näit. on 310 m. ENSV järvedest on Rõuge Suurjärv sügavaim — 41 m; teised on palju õhemad, näit. Ülemiste järves pole sügavusi üle 4 m.

Mõned järved on soolase veega, näit. Kaspia meri ja Araali järv, teised (rõhuv enamik) — mageda veega.

Vee temperatuuri poolest on mõningaid vulkaanide kraaterjärvi, kus vesi keeb; mõnedes soolajärvedes tõuseb vahel pinnalähedases kihis temperatuur 50 kraadini; teistel on pinnatemperatuur enam-vähem ühtiv keskmise õhutemperatuuriga, kuid sügavate järvede põhjalähedase vee t⁰ on 4° C. Jääliustikkude naabruses olevate järvede vee t⁰ püsib 0° ligi.

Tekkimisloo poolest on järvi mitut liiki. ENSV järved on enamikus seotud jääaegsete setetega, nn. moreenide kuhjatistega. See mannerjää poolt toodud kivi- ja savisegane materjal jäi siia peale jää sulamist

lamama kõrgendikkudena ja vallidena; kõrgendikkude-vahelised lohud aga täitusid veega. Ka mujal mail, kus omal ajal valitses mannerjää, on palju samasuguse tekkega järvi, näit. Soomes. Jää tegevusel on „välja küntud” mõned mollikujulised lohud, kus asetsevad nüüd järved. Mägede jääliustikudki põhjustavad järvede tekkimist, kui jätavad oma otsmoreeni materjali risti mõnele orule; säärase sulu taha koguneb vesi järvena.

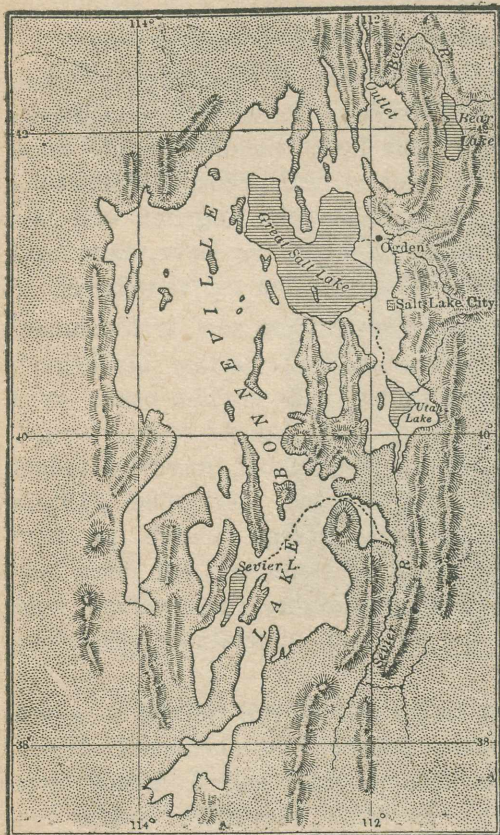
Aga selliseid juhte võib arvata juba teist liiki, nn. paisjärvede hulka, mis üldse tekivad orgude sulgemise teel paisudega. Paisu võib moodustada kas laava, mis orgu voolab, vulkaanilise tuha lasu, mäeküljelt suure massina allavarisenud materjal või mõni kõrvalorust risti peaorgu sissekantud setete kuhjatis, vahest koguni muuri kujul. Paisu taha koguneb vesi järvena. Kui org ülalpool hargneb, siis saame ka hargneva järve, nagu neid on palju Alpides (Vierwaldstätter, Como, Maggiore) ja mujal mägedes.

Kolmas, ka sagedane tekkimisviis on mere küljest sopi äralõikamine. Kui meres tuule ja lainetuse tõttu tekib paralleelselt kaldale liivakehvel, mis aja jooksul ühineb mõlemaist otstest kaldaga, siis eraldub osake merd järvekeseks — laguuniks (lago = järv). Laguun on alguses soolase veega, kuid pärastpoole koguneb temasse sademete vett kaldalt, merevesi imbub läbi liivakehveli merre ja meil on harilik mageda vee järv, mille päritolu merest võib äratada kahtlust, kui kallas ühes järvega tõuseb ja meri kaugele taganeb. Siis võib ehk teket merest tõestada see, kui järve loomastiku seas leidub selliseid, kes küll ka magedas vees elada võivad, kuid kelle päriskodu on ikkagi meri. Niisuguseid loomi nimetatakse reliktideks ja järvi relikitseiks.

Kaspia meri ja Araali järv (meri) on ka sellised relikjtärved — suure mere jäänused, mis endistel geoloogilistel aegadel olid ühenduses Musta merega. Mõnesuguste pinnamuutuste tõttu lahutati mered, nende vesi kuivas ja kuivab praegugi vähemaks. Seesama kuivamise saatus on endistel aegadel olnud osaks paljudele muile meredele-järvedele. Näitena toome joonisel 81 endise Bonneville'i järve kaardi (peamiselt Utah osariigis USA-s), kus on ära näidatud selle järve praegused jäänused — Suur-Soolajärv ja teised, mille kallastel setib mitmesugust soola. Mõned suuremad peatused järve kuivamise protsessis on jätnud järve endiste kallaste jäljed terrasside näol (joon. 82).

Järvi võib veel liigitada nende veepinna kõrguse järgi merepinna suhtes. Siingi leiame suuri lahkuminekuid. Mõne vulkaani kraaterjärv on üle 6 kilomeetri merepinnast kõrgemal, Titicaca järve (Peruu ja Boliivia piiril) pind on merepinnast 3 812 m kõrgemal. Seevastu on Kaspia mere pind 26 m allpool merepinda ja Surnumere (Palestiinas) pind 394 m alla merepinna.

Mõnest järvest ei voola vesi kuhugi ära. Kõik vesi, mida jõed te-
 massesse toovad, aurab ära (näiteks Kaspia meri). Mõnest järvest valgub
 vesi läbi maapinna lähematesse jõgedesse, mis selle vee edasi viivad. Meie
 „umbjärved“ on viimast liiki. Ühtlasi näeme aga ka hästi meie umb-
 järvede saatust — nad kasvavad kinni, täituvad ja veekogu kaob.



Joonis 81. Endise Bonneville'i järve
 (valge ala) kaart. Viirutatud on jäänus-
 järved (praegused), näiteks Suur- Soola-
 järv (Great Salt Lake), Utah järv, Se-
 vier' järv jt. (Võetud raamatust: L. V.
 Pirsson, A Text-Book of Geology I.)

riks. Ainult kaasatoodud materjalist vabanenud, nagu puhtaks filtreeri-
 tud vesi pääseb edasi väljavoolu-jökke. Selle veepuhastamise ülesande
 kõrval täidab järv aga ka teist mitte vähem tähtsat ülesannet. Kui mõnes
 järve suubivas jões on suurvesi, nii et veepind jões on tõusnud meetreid,

kiini, täituvad ja veekogu kaob. Täitmise toimub mineraalmater-
 jaliga, mida ojad-kraavid järve
 toovad, ja taimematerjaliga, mida
 annavad kaldalt järve edasitungi-
 vad taimed, osalt säärased nagu
 pilliroog (kõrkjas), mis juurdub
 järve põhjas, osalt sellised nagu
 mõned samblad, mis kasvavad vai-
 bana veepinnale (joon. 83). Nii
 ühed kui teised surevad ja mae-
 takse poolkõdunudena järve põhja;
 pinnapealse samblavaiba ja põhja-
 pealse kõntsa vaheline veeruim
 väheneb ja viimaks kaob. Pika-
 peale jäävad kogu järvest järele
 ainult üksikud laukad; siis kasva-
 vad ka need kinni ja meil on soo
 (madalsoo), mis edaspidi võib muu-
 tuda rabaks (kõrgsooks), moodus-
 tades niimoodi meie turbataga-
 varad.

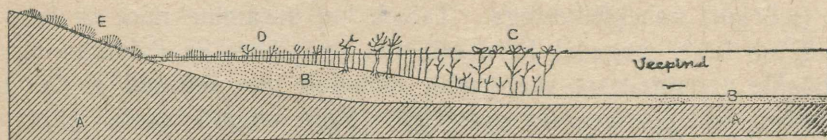
Väljavooluga järvedel on täi-
 tumiseprotsess pisut teistsugusem.
 Siin ei mängi koha peal kasvav
 taimmaterjal nii suurt osa. Sis-
 sevoolavate jõgede poolt toodav
 materjal peab siin sadestuma,
 sest järveveel puudub vool, mis
 seda materjali edasi transportee-

siis jaguneb järve jõudes see vesi järve suure pinna peale nõnda ära, et tõus annab vaid millimeetreid või sentimeetreid. Väljavoolavad jõed ei näita ka seepärast veetõusu: järv on niiviisi veehulga reguleerijaks.



Joonis 82. Endise Bonneville'i järve kaldaterrassid Soolajärve linna lähedal.

Kui järve voolavad veed sisaldavad palju lubjaollust, võib see lubi järves sadestuda kas CO_2 veest lahkumise tõttu või tarvitavad selle ära järves elutsevad loomakesed, näit. tigud, kes oma kodasid ehitavad lubjast. Loomakesed surevad, kodad purunevad ja koos keemiliselt sadestu-



Joonis 83. Järve kalda läbilõige: A — järve põhja kivim; B — turba sete; C — järve põhjas juurdunud taimestik; D — vee- ja osalt kuivmaataimed, ka sambalad; E — samblad laienemas kaldale.

nud lubjaga tekib järvepõhja kord valget muda — järvekriiti või järvemergliit, rootsi nimega „gyttja”.

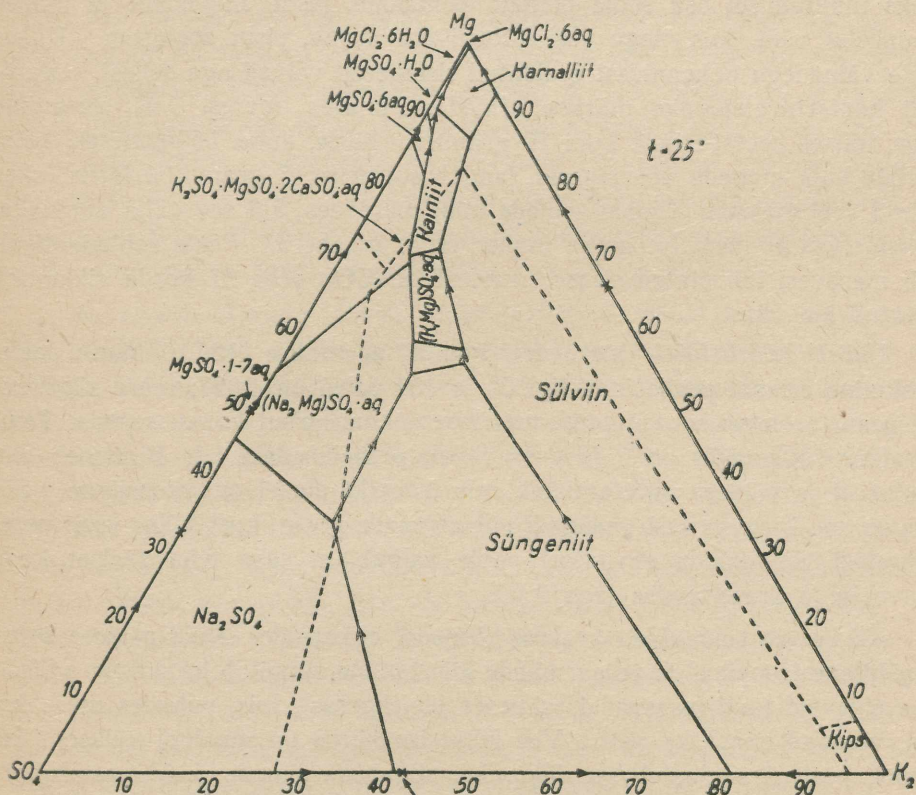
On ka teisi organisme, mis siginevad massiliselt mõnedes järvedes; need on mitmesugused vetikad. Ühed nendest ei valmista mineraalainest kestakesi; nende surnud aines liitub muu planktoni ainesega üheks kõntsa — sapropeeli — massiks, mis koguneb kohati järve põhjas suurte

massidena. Teised (eriti diatomeed) valmistavad räniollusest (opaalist) karbikesi, mis siis peale vetikate surma kogunevad järvepõhja diatomiidi lademetena.

Suuremate tormide ajal ajavad lained kõik need peeneteralised või kolloidsed setted segi; osa nendest jääb mõneks ajaks vette hõljuma, et siis uuesti segatuna või osalt sorteerituna settida. See kerge, vees hõljuv materjal on kerge liikuma, ja piisab paarikraadilisest järvepõhja kallakust, et selline materjal libiseks sügavamatesse järve osadesse. Seejuures on loomulik, et primaarselt kihtidena sadestunud setted kuhjuvad üksteise otsa ja nende kihtide loomulik tasapinnaline asetus rikutakse suuresti.

Erilisi setteid tekib järvedes, millede vesi pidevalt aurab. Seejuures osutub järve vesi temas lahustatud soolade suhtes üleüllastunuks, mis-pärast need soolad üksteise järel setivad. Seoses sellega olevaid nähtusi on uuritud nii laboratoorselt kui ka looduses ja on selgitatud tingimused, millel see või teine soolade paramorfoos (ühiselt esinemine) või järjekord on võimalik. Klassiliseks uurimisobjektiks looduses on olnud Kaspia mere idapoolne laht Kara-bogaz-gol, mis on ühenduses Kaspia mere endaga kitsa ja madala väina kaudu. Lahte ümbritseb kõrvetaoline maastik. Suvel on siin kuiv ja palav, seepärast ka auramine lahes suur. Ära-aurava vee asemele saab laht alatasa lisa merest, nii et väinapidi, üle selle veealuse „läve”, on pidev soolase merevee vool lahte, kus siis soolade kontsentratsioon tõuseb niikaugele, et mõned nendest peavad välja langema, moodustades lahe põhjas soolakordi (peamiselt mirabiliiti). Liiva- ja tolmutormid, mis siin sagedased, kannavad lahte aeg-ajalt tumedat mandri päritoluga materjali, nii et soolakihid vahelduvad peaaegu musta (märjalt) vahekihikestega. Talvel, kui auramine nõrk ja lahe kallastelt satub lahte magedat lumevett, mis toob ühes ka kuivmaa murenemisprodukte (terrigeenset materjali), lahustub osa settinud soola uuesti ja sadestub kiht terrigeenset materjali. Kuid enamik soola jääbki lahe põhja, et järgmisel suvel kattuda uue soolakihiga. Nii toimub see aasta-aastast edasi; lahe põhi tõuseb, ja kord tuleb aeg, kus temas enam pole ruumi veele. On valminud soolalade, mis võib säilida geoloogilisi ajajärke, kui ainult soolalademe pind jääb kaetuks vett läbilaskmatute kihtidega, näit. saviga (kipsiga või anhüdriidiga, nagu sagedasti näeme). Siin on näitena toodud merelaht, aga samuti toimub soolade settimine ka järvedes, milledes aurab ära mineraalainet lahusena sisaldav vesi. Sooladest on harilikult ülekaal keedusoolal NaCl, aga on ka järvi, mis setitavad Mg-sooli, Ca-sooli; Cl-ühendite asemel ühendeid CO₂-ga (karbonaate), SO₃-ga (sulfaate) või BO₃-ga (boraate).

Järjekord, milles soolad välja kristalliseerunud, on praegu töötavates soolakaevandustes mitmekesine. Laboratoorsete katsete varal on leitud, et see järjekord sõltub suuresti vee temperatuurist, milles toimub kristalliseerumine. Näitena toome joonisel 84 diagrammi, mis näitab mereveest 25° C juures väljakristalliseeruvate soolade järjekorda sõltuvuses kontsentratsioonist.



Joonis 84. Meresoolade kristalliseerumise kolmnurk-diagramm 25° juures. Kaali-soolade sadestusala on ümbritsetud katkendjoonega.

Järved avaldavad tihti lõhkuvat tegevust kallastele ja ehitavad kohati randvalle, kuid see on seesama mis merede puhul, mispärast seda eraldi ei maksa kirjeldada.

Mere tegevus.

Meregi tegevus on ühelt poolt lõhkuv, teiselt poolt ülesehitav — setitav. Meri on veekogu. Kuid see vesi pole kusagil mage, vaid sisaldab

palju sooli, kohati rohkem, kohati vähem. Keskmiseks merevee soolade koostiseks arvatakse (grammid liitris): NaCl 27,2, MgCl 3,8, MgSO₄ 1,7, CaSO₄ 1,2, K₂SO₄ 0,9, CaCO₃ 0,1, MgBr₂ 0,1, kokku 35 grammi. On leitud ka hulk teiste ainete osi, näiteks kuldagi, aga seda nii väikesel määral, et seda arvestada ei tule. Ookeanide vesi on peaaegu kogu sügavuses säärase kontsentratsiooniga, ainult pealmine kord on polaarmaades, kus jääks muutumisel osa soola pinnalt eemaldub, pisut magedam ja mõnes troopilises vöös, kus mage vesi kiiresti ära aurab, pisut soolasem. Kitsamate väinadega ookeanidest eraldatud sisemered võivad aga sellest keskmisest kontsentratsioonist märksa erineda: Punases meres, kus auramine suur, tõuseb soolade hulk kuni 70 grammini liitris, kuna Läänemeres, kuhu suubub hulk mageda vee jõgesid, langeb soolasus 15 grammini liitris, olles kohati veel väiksem. Üldine soolade hulk merevees, kui see välja aurutada, moodustaks 40-meetrise korra ümber terve maakera. Peale soolade sisaldab merevesi lahustatud gaase; nendest on CO₂ vees 27 korda rikkamini esitatud kui õhus.

Üldist hüdrofääri (merevee) mahtu arvatakse 133.10⁷ km³ peale. Keskmise erikaal pealispinna ligi 0⁰ ja 15⁰ vahel on 1,027; mere sügavustes peab ta olema suurem, sest vesi laseb ennast pisut kokku suruda. Temperatuur sügavustes on 0 ja +4⁰ vahel; pinnalähedase vee t⁰ oleneb õhu soojusest ja päikese kiiretamisest, mis troopika-aladel on intensiivne. Siit valgub soe kergem vesi pindapidi polaarmaade poole, kust külm vesi merepõhjapidi aegamööda ekvaatori poole valgub, et tasa teha sealset kadu äravoolu ja äraauramise tagajärjel.

Nii kestab suur pidev aeglane ringvool ookeanides. Kuid päikese sama ebaühtlane troopika- ja polaarmaade kiiretamine sünnitab ka atmosfääris pidevaid tuuli (passaadid esimeses järjekorras), mis, puhudes mere kohal, võtavad kaasa ka vett. Vee liikumise kiirus on muidugi väiksem kui tuulel, pealegi aeglustub see liikumine sügavuse suunas, kuid aastatuhandeid ühes suunas tuule poolt kaasakiskumine on pannud õmeti liikuma veemassi paari kilomeetri sügavuseni. Säärased passaatide tekitatud merevoolud (hoovused) on Golfi hoovus Atlandi ookeanis ja Kurošivo hoovus Vaikses ookeanis. Nendele sooja vee massidele peab aga külm vesi enamikus sügavusipidi asemele tulema, mispärast ookeanides tuntakse samuti püsivaid külmi hoovusi.

Hoovuste geoloogiline tähtsus on eeskätt seesama nagu geograafiaski: nad mõjustavad ümberkaudset kliimat, seoses sellega ka murenemisprotsessesse, samuti organismide levikut jne. Aga peale selle mõjustavad need hoovused merepõhjagi, mida mööda liigub hoovus: põhi erodeeritakse mõ-

nel kohal ja suurelt osalt pühitakse ära hoovuse teelt setted, mis veest siia langevad. Nagu näeme ajaloolises geoloogias, on sellel suur tähtsus.

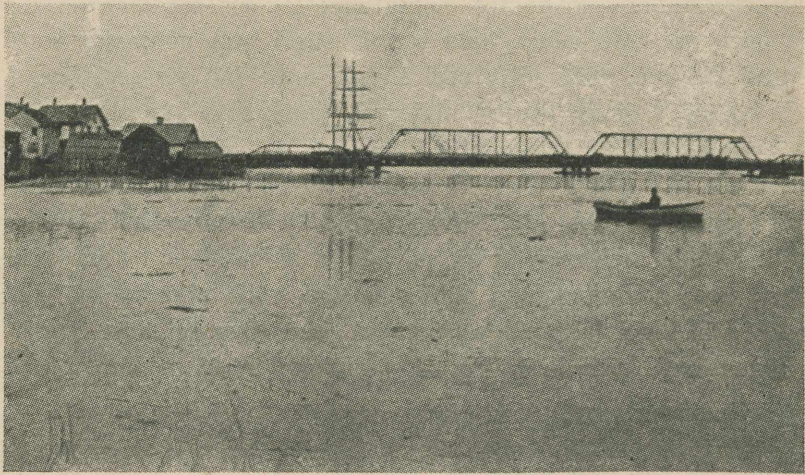
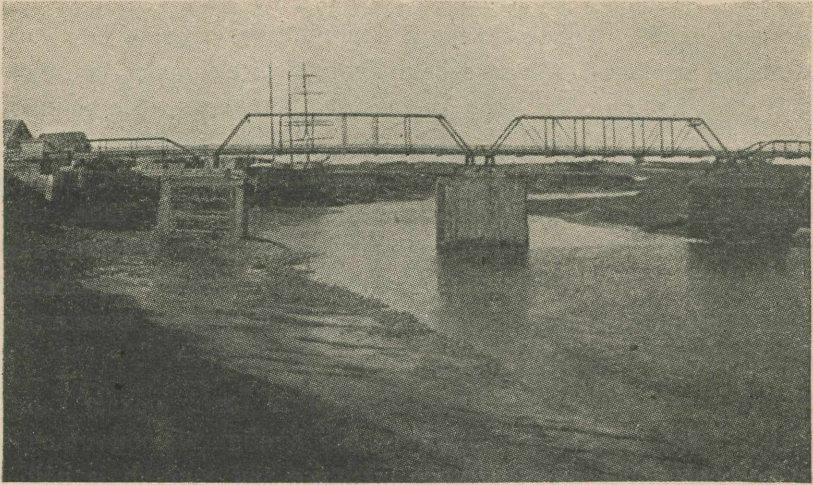
Merevee paneb liikuma veel kuu ja päikese külgetõmbejõud. Vastavalt Newton'i seadusele tõmbavad mõlemad ilmakedad igat meie maakera aatomit enese poole. Tahke maakera „kukub” nende poole t e r v i k u n a, kuid veevabad osakesed võivad sellele tõmbele järele anda, ja niiviisi tõusebki vesi meredes iga päev kuud ja maakera ühendava sirge suunas — nii kuu pool kui ka vastasel pool — nii kõrgele, et selle veekühmu raskus parajasti võrdub kuu külgetõmbejõuga. Samuti mõjub päike, kuid tema, olgugi võrdlemata suuremat massi kompenseerib kauguste suur vahe, mis tuleb arvestada ruudus. Seepärast on päikesest mõjustatud veetõus ainult $\frac{1}{4}$ kuu poolt mõjustatust. Kui mõlemad ilmakedad asuvad ligilähedalt ühel joonel, on tõusu-mõõna laine eriti suur; kui suunad neile maakeralt ristavad $\sim 90^\circ$ all, on madalad „looded”.

Nii veereb säärane „tõusu” veemägi iga 24 tunni jooksul kaks korda läbi merede. Kuid mannerde ja merepõhja konfiguratsioon muudab selle nähtuse korrapäratuks, nii et veemäe liikumise siht muutub ja näib mõnes kohas pöörlevat nagu telje otsa riputatuna; laiades madalates meredes ei saa see laine ka hästi edasi, kuid sunnib siiski vett põhjapidi kord edasi, kord tagasi liikuma, mille tõttu seal sünnib materjali sorteerimine, kusjuures jääb kohale rohkem liivane materjal, kuna savi kantakse sügavamatesse kohtadesse. Kuid niisugustes kohtades, kus risti tõusu-mõõna lainele osutub järsult merepõhja tõus või kallas, viskub laine kõrgele üles. Tuntuim sellesarnane koht on Nova Scotia poolsaare-äärne Fundy laht (joon. 85). Pildid näitavad tõusu ja mõõna pinnavahet. Lahes eneses ei püsi mingi sete; mõõnavooluga pühitakse kõik välja ulgumerele; peale selle on veevool siin keset lahe põhja voolinud sisse järsu-seinalise renni, kohati 110 m sügavuseni, kuna ümbritsevad sügavused on 40 m ümber.

Fundy lahe sarnastes, kuid sügavamates kitsastes lahtedes ja väinades pühib loodete laine mõnes kohas merepõhja ka veel 1 500, koguni 2 000 m sügavusel mudast ja kõntsast puhtaks. Madalad kõntsased kaldad ujutatakse loodete ainete poolt 2 korda päevas üle ja 2 korda päevas jäävad nad kuivale. Edasi-tagasi voolav vesi uuristab siingi kõntsasse terved kanalite-võrgud. Põhjamere kaldad on mitmes kohas säärases olukorras. Kui sellised maa-alad piiratakse mere poolt tammiga ja vesi pumbatakse tammiga piiratud maa-alalt üle tammi merre tagasi (vett pumbatakse juurdevoolu puhul pidevalt), saadakse hulk ruutkilomeetreid viljarikast maad.

Mere lõhkuv tegevus.

Tuul paneb merevee lainetama. Laines teeb iga veetilgake elliptilisi liikumisi, kus ellipsi pind on püsti; vee edasilikumine on näilik. Torm tõs-

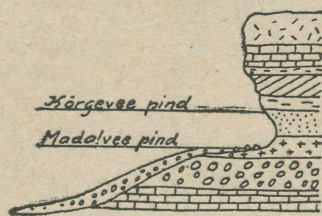


Joonis 85. Fundy laht. Ülal: madala vee (mõõna) puhul; all: kõrge vee (tõusu) puhul. Sild ja laev on samad mõlemal pildil.

tab suuremaid laineid, mis lahtises ookeanis 60—140 m pikad (harukorral kuni 824 m); laine kõrgus on 19—39 korda vähem laine pikkusest, kuid harva ületab 15 m. Üldse on lainete mõõtmed ja nende levimise kiirus (peale tuule ägeduse) väga sõltuvad mere sügavusest; näiteks kui laine pik-

kus on 30 m ja meresügavus 300 m, siis on laine kiirus 6,8 m/sek (umbes 25 km tunnis); kui aga laine on 300 m pikk ja mere sügavus 3000 m, siis on kiirus 21,25 m/sek (umbes 78,5 km tunnis). Kõige suurem mõõdetud kiirus on 35,8 m/sek. Merevärinate (mitte tormi) tõstetud lained on täiesti erinevad: seesuguse laine pikkuseks on arvestatud 390 km ja tema kiirust 180 m/sek (~ 648 km tunnis). Lainetus paneb vee liikuma umbes 200 m sügavuseni; sügavamal jääb vesi rahulikuks.

Kui selline kuni 200 m paks liikvel olev veemass satub madalale, kus tema liikumist segab merepõhi, siis sunnib hõõrumine põhja vastu alumised veeosad oma liikumist aeglustama, kuna ülemised säilitavad endise kiiruse. Seepärast viskub vesi lainete harjalt laine leviku (tuule) suunas vahutades üle eesoleva lainevao — näeme murdlaineid, mis igakord tormi puhul kalda ligi on märgatav. Sellisel visataval veemassil on suur löögijõud.



Joonis 86. Järsu merekalda abrasiooni skeem. Tormi ajal tõuseb vesi harilikust seisust kõrgemale ja murdlaine ulatub ka kõrgemate kaldaosade kallale.

Meie madal Läänemeri, kus tema väiksuse tõttu ei saa areneda eriti suuri laineid, on ka mitut moodi demonstreerinud oma murdlainete jõudu kunstlikkude ehitiste kallal: õige mitmed sadamasillad, mis on nõrgalt ehitatud, on pillutud laiali, mõned kalda-äärsed teed on ära uhitud jne. Loomulikude kallaste kulutamine toimub muidugi pidevalt, kuid selle juurde tuleme hiljem.

Murdlainete tegevusele eriti avatud kallastel on murdlainete jõudu mõõdetud dünamomeetriga. Šoti rannikul on suviste murdlainete surve kaldale 0,3 kg/cm², talvel 1 kg/cm², kangete tormide ajal üle 3 kg/cm². Võrdseid arve andsid mõõtmised Itaalia ja Prantsuse rannikul. Murdlainete jõust annab tunnistust ka see, et nemad võivad nihutada kohalt suuri raskusi; näit. lükati ühe tormi ajal Šotimaal 800 t raske silla lainelõhkuja 12 m oma asukohast eemale. Murdlaine pritsmed paiskuvad nii kõrgele, et näiteks Šetlandi saartel olevas Unsti tuletornis on korduvalt murdlaine 60 m kõrgusel merepinnast olevad aknad kaasakistud kivikestega sisse

lõõnud. Et murdlaine järsku kallast vastu paiskudes 30 m kõrgele viskub, ei ole haruldane nähtus.

Niisugused löögid peavad kaldamaterjali purustama. Kuid mitte ainult vedel vesi pole see löögiandja. Laine paneb liikuma ranna-äärse liiva, kivid ja kõik, mis siin on vaba; kogu see tahke, kõva materjal pommitab kalda mannerainet ja lõhub jõudsasti teda mehhaaniliselt. Kuid siin ei puudu ka vee keemiline tegevus: aastate, aastakümnete või ka sadade viisi mereveega läbiimmutatud kallast moodustav materjal lahustub, muidugi eelis-

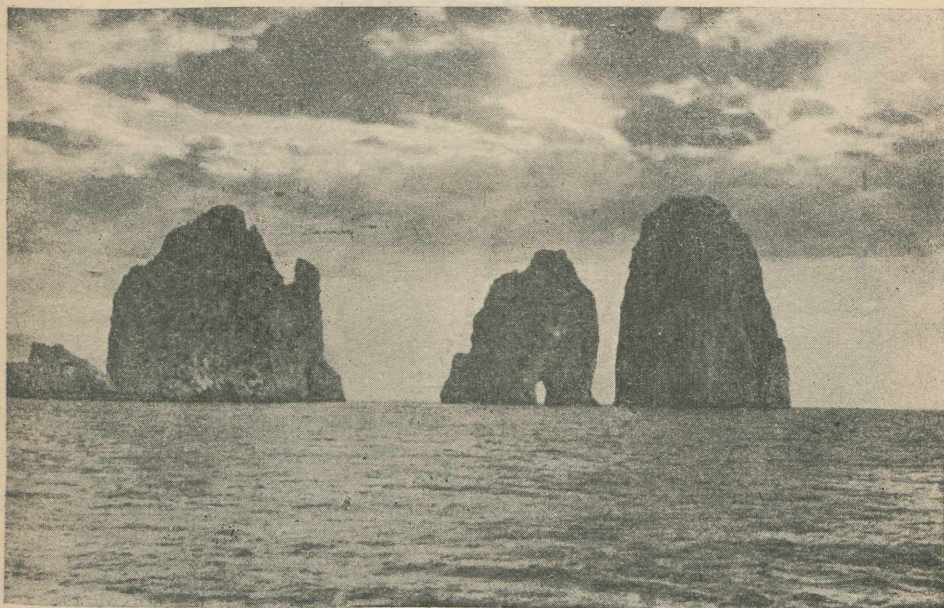


Joonis 87. Saaremaa põhjarannikul olev Panga pank (madalam läänepoolne sein), abrasiooni vöö. Mõõduks jäetud geoloogi haamri varre pikkus 50 cm.

tatult lõhede kaudu; lõhed suurenevad, mehhaaniline vee edasi-tagasi voolamine nendes suurendab sääraseid lõhesid ja auke; vastupidavamad kohad nende vahel jäävad püsima. Seesugust merelainete tegevust nimetatakse *abrasiooniks*, (murrutuseks). Selle tagajärjel muutub merekallas esiteks murdlaine ulatuse piirkonnas enam-vähem üldiselt õõnestatuks (joon. 86, 87), ja teiseks, kui kaldamaterjal on horisontaalses suunas ebäühtlane, ka tükeldatuks (joon. 88).

Kui merekallas on kihilise ehitusega, siis on tema vastupanu abrasioonile erinev sõltuvalt kihtide kallaku suunast. Kui on kallak null, s. t. et kihid on horisontaalsed (joon. 86 ja 89), toimub hariliku merepinna ja murdlaine kõrguse vahe kohal kalda lõhkumine. Lõhutud materjali viivad

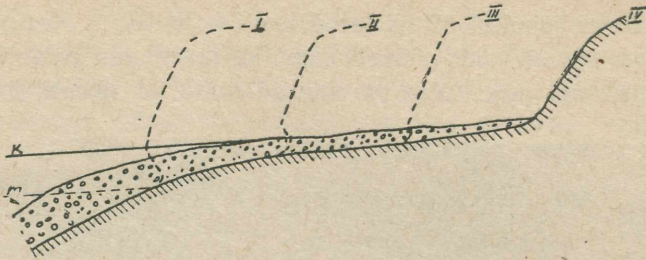
lained mere sügavusse. Ülemine kaldajärsaku osa on alt õõnestatud — nii kaugele, kui ülemised kihid suudavad ilma toeta seista. Kui nende murdepinge osutub ületatuks, murduvad nad ja langevad alla lainete piirkonda, kus nad purustatakse. Nõnda laguneb kallas ikka edasi ja kalda läbilõige omab järjekorras joonisel 89 näidatud kohti I, II, III... Normaalselt merepinnast allpool olevad kihid jäävad alles, kattuvad aga pealt kohati purustatud materjali korraga. See purustatud materjal täidab pikapeale, olgu



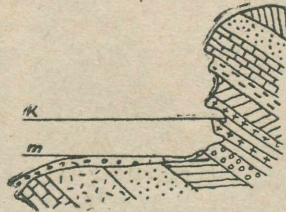
Joonis 88. Kapri saare (Vahemeres, Napoli vastas) rannaesised kaljud, mis mere abrasioonile on vastu pidanud, kuna kaljusid vanasti sidunud pehmem materjal on lõhutud ja merre maetud.

meri kalda all kui sügav tahes, osa mereäärt. Nõnda loob meri, lõhkudes kallast, enesele madala põhja, mida mööda murdlaine vesi liigub suure hõõrumisega. Pealegi tõuseb see põhi kalda suunas, sest juba enne moodustunud madal põhi takistab laine sügavat purustamist. Viimaks tõuseb säärane enamikus purustatud materjalist koosnev merepõhi üle normaalmerepinna — tekib järsaku jalamil madalrannik, nn. murrutuslava, mida mööda murdlaine järsaku jalamile veeredes juba märksa nõrgeneb ja seejärel ka aeglasemalt järsakut lõhub. Jõuab aeg, mil murrutuslava kasvab nii laiaks, et murdlained ei jaksagi enam kallast lõhkuda. Siis jääb abrasioon siinkohal soiku. Ainult sel korral, kui ranna-ala pidevalt vajub,

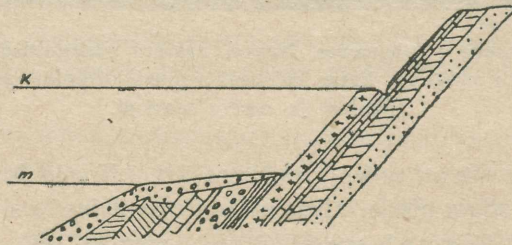
võib meri kallast edasi lõhkuda ja niiviisi suuri alasid tasandada. Mõnesuguseid fossiilseid (endistest geoloogilistest aegadest päritolevaid) tasapindu arvatakse nõnda endiste merede abrasiooni tulemuseks.



Joonis 89. Järk-järgult kaldalõhkumise skeem. Järsaku esimene asukoht oli I, siis II, III ja viimati IV, kus abrasiooni tegevus lõpeb, sest ka kõrgevee pind (*k*) ei ulatu nii kaugele. Madalvee pind on *m*.



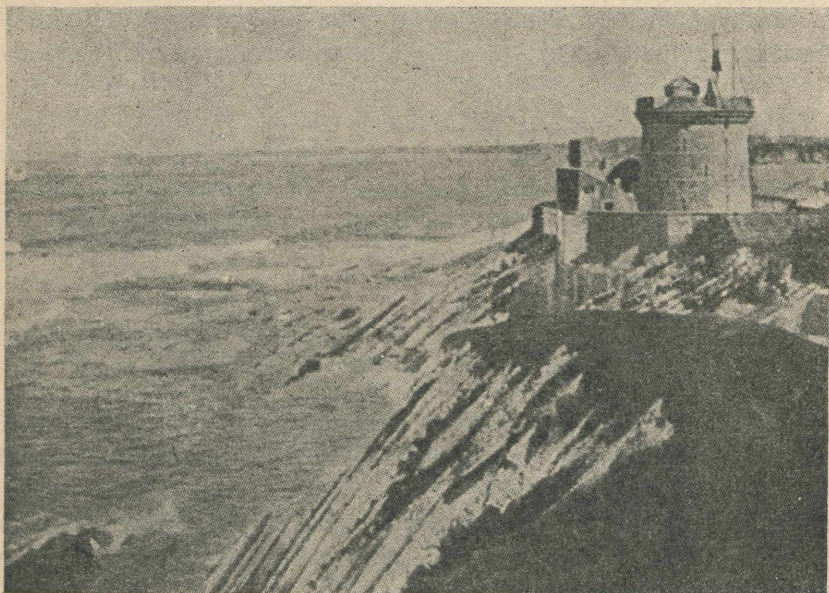
Joonis 90. Abrasioon kaldal, kus kihtide kallak on mere poolt maa poole: *k* — kõrgevee pind, *m* — madalvee pind.



Joonis 91. Abrasioon kaldal, kus kihtide kallak on maa poolt mere poole: *k* — kõrgevee pind, *m* — madalvee pind.

Kui kalda kihid langevad mere poolt kalda poole (joon. 90), siis on lugu peaaegu niisama kui horisontaalsete kihtide puhul. On küll raskem ülemistel kihtidel murduda, kuid murdlaine võos olevaid kihte, eriti nõrku, on kergem teiste vahelt välja uuristada ja nõnda kogu kihtkonda lõdven-

dada. Kui aga kihtide langus on mere poole (joon. 91, 92), siis võib mõni kõvem kiht hulk aega pidada kinni lainete tegevust, sest ta juhib ennastpidi laine kõrgemale, teda väsitades, nii et lainel enam suurt jõudu pole ka ülemisi nõrgemaid kihte purustada, kuna kõik kõva kihi all olevad kihid, olgugi nõrgad, on katva kihi poolt kaitstud. Kui kihtide rõhtsuund on risti lainete frondile, siis on lõhkumine ka takistatud, eriti kui kihtide seas pole mitte liiga nõrku, mis välja murtakse ja nõnda kõvadele kihtidele küljepealt juurdepääs avatakse.



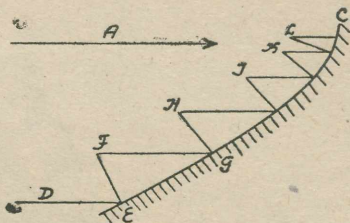
Joonis 92. Prantsusmaal Alam-Pürenee departemangus kindluse Socoa alune merekallas mere poole kallakute kriidiajastu kihtidega, mis võrdlemisi hästi abrasioonile vastu panevad.

Abrasiooni tegevuse tagajärjel langevad kaldast välja suured kalju-rahnud, mis osalt veerevad sügavasse kalda-äärsesse merre, osalt jäävad kohale murdlainete piirkonda, kus neid lõhuvad ja ümmardavad loobitavad kivid ja liiv. Nii pooleldi või täiesti ümardatutena jäävad nad siis madalale rannikule lamama, kattudes peenemate abrasiooni produktidega: veerkivide, kruusa, liivaga. Kaugemale abraderitavast kaldast kannavad lained vahest ehk peenemat materjali: liiva, savi (muda), kuna enamik materjali lõppeks peale lugematuid kordi kaldalt edasi ja tagasi veeretamist samasse kalda äärde nii peale- kui allapoole merepinda lamama jääb.

Mere kuhjav (ülesehitav) tegevus.

Rõhuv enamik meie sette kivimeist on meresetted. Kõik meie lubjakivid, liivakivid, „hallid vakid” jne., on kunagi, endistel geoloogilistel aegadel, olnud merepõhjas. Peame leidma siis ka praegu eriti võimsat settimist meredes. Osa oleme juba puudutanud: jõgede deltasid, murrutuslava moodustamist. Vaatleme nüüd esiteks seda osa mere ülesehitavast tegevusest, mis on seotud lainetega.

Ka madalates randades jookseb laine üles kaldale, tuues ühes kõik, mis ta oma teel kätte saab: liiva, veerkive, meretaimi ja loomi; need paisatakse mererannale, kuhu nad jäävad lamama, sest vee tagasivool kaldalt merre on palju nõrgem (on palju vähem vett ja lainekiirus peab are-



Joonis 93. Liiva liikumine piki rannikut EC A -sihilise tuule mõjul: punktist D üle F , H , I , K kuni punktini L ja edasi.

nema nullist alates). Selline kuhjatis randvalli näol tekib kõigi merede ääres. Avatud ookeani rannal on nende kõrgus kuni 12 m, sisemere del madalam (sagedasti alla 1 m).

Ka allpool merepinda, meres eneses, tekivad harilikult samasugused rannajoonele paralleelsed kuhjatised neilsamul põhjustel nagu randvallidki; ka materjal on seesama, kuid liiv on ülekaalus. Need on liivakehvliid. Tuule suuna ja kõvaduse muutumise puhul võivad nad oma asukohti vahetada. Säärane kehvel võib kasvada nii kõrgeks, et ulatub üle merepinna. Sünnib madal saareke või sääär, viimane siis, kui ta on otsapidi ühenduses mannermaaga. Säärte suund on harilikult sõltuv valitsevatest tuultest; nende mõjul nad mõnikord pikenevad, saades lisamaterjali oma ülesehitamiseks rändavalt liivalt. Liiva rändamine piki kaldaid sünnib järgmiselt (joon. 93). Nool A tähendagu valitseva tuule suunda, joon. EC rannajoont, mis valitseva tuule suunale pole risti. Kui laine tuule mõjul suunas DE toob vett ja liiva kaldale, siis tagasi merre voolab vesi muidugi kõige suuremat kallakut pidi — EF suunas, viies sinna ühes ka liiva. Järgmine laine kordab sedasama käiku, kuid juba FG ja GH suunas. Tagajärg on see, et liiv rändab D -st F -ni, siis H -ni jne. Ainult seal, kus kallas osutub risti valitseva tuule suunale, jääb rändamine seisma ja sinna kuh-

jub eriti palju liiva, mis tuleb välja bagerdada, kui siin peab sündima laevaliikumine. Kus sadamaehitamisel sellist nähtust ei arvestatud, on sadama puhashoidmine õige kulukas.

Niiviisi lainete poolt kokkukuhjatud liiva- (ja ka munakate-) valle, mis on saanud pikkadeks „säärteks” (Nehrung — Saksamaal, roca — (vikat) Venemaal, beach — Inglismaal), on mererannikutel mitmes paigas. Mõnikord ühinevad nad mandriga oma mõlema otsaga ja tekitavad laguune — järvi, millest meil eespool oli jutt.

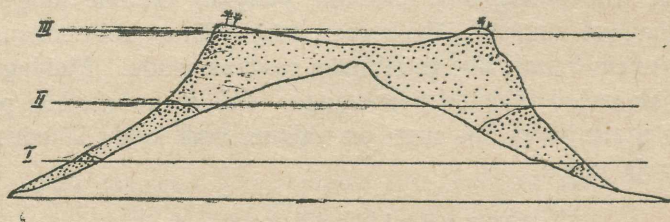
Meri on niisiis kohaks, kuhu maetakse kõik mandrilt jõgede poolt toodud materjal, samuti kallaste lõhkumise tagajärjel saadud murend: mandritekkeline, terrigeenne materjal. Peab nimetama veel, et tuul toob samuti mandrilt liiva ja tolmu kaasa, mis samuti terrigeense materjalina langeb merepõhja. Kõik see materjal setib sorteeritult vöödena ümber mandri: kõige jämedateralisem (rahnud, pangad) rannale kõige lähemale; munakad väheneva suuruse järjekorras teise vööna; kolmandana — jäme kruus, siis peenem kruus, liiv ja viimaks savikas muda. Muidugi on jämedama materjali vahed täidetud peenemaga. Mõnes kohas, kus puudub kaldal jämedam materjal ja kus meri on vaikne, võib kalda lähedusse tekkida ka ainult liiv ja muda.

Orgaanilised setted.

Meri on täis elusolendeid — nii taime- kui ka loomariigist. Mikroskoopilisi vetikaid, foraminifeere jne. eluneb müriaadidena merevees, peamiselt planktonina (passiivselt vees hõljuvana); sellest planktonist toidavad endid teised mereloomad, kuulugu nad siis nektoni (vabalt ujuvate) hulka või moodustagu bentose (põhjaloostastiku). Osa nendest organismidest valmistab enesele mineraalse skeleti — kas seesmise (näit. luud kalal) või välise (näit. karbid, teod, vähjad). Selleks võtavad nad merevees lahustatud ioone, esimeses järjekorras Ca-ioone; enamik sääraseid skelette on lubjast — kas kaltsiidi või aragoniidi kujul. Sagedased on ka SiO₂-st opaali kujul ehitatud karbikesed, nõelad jne. Tuleb muidki elemente ette nendes skeletiosades, kuid peale Mg, Mn, P väga vähesel määral. Mõned skeletid on ka orgaanilisest materjalist (kitiin, konhioliin), kuid säärane materjal on vähem püsiv kui mineraalne.

Kui skelettide, koorikute, karpide jne. omanikud surevad, kõdunevad nende „laipade” orgaanilised osad kiiresti, eriti kui ümbruskonnas on küllaldaselt hapnikku. Gaaside näol laguneb see osa vees laiali ja tõuseb vee peale, õhku. Kuid skeleti osad säilivad, langevad merepõhja ja segunevad seal muude setetega (terrigeensetega jne.). Kus orgaaniline elu tihe, seal koguneb neid kondistikke või nende vastupidavamaid osi (näit. hambaid),

teokarpe, konnakarpe, vähjade, meresiiilide jne. koorikuid, diatomeede ja kokolitofooride pudemeid paksude ja laialiste lademetena; samuti leiame mäakooses sagedasti peaaegu ainult säärasest orgaanilisest materjalist koosnevaid kivimeid. See on väga tähtis mere setitav tegevus organismide kaasabil — nii taimede kui loomade abil. Mere pärastine üleujutamine säilitas meile kivisöe — mandritaimede kuhjatised; merevetikad (adru-taolised) võtavad samuti nende setete moodustamisest osa; vetikad, mis eraldavad lupja (näit. *Lithotamnium*), täidavad samuti suuri alasid; ränieraldavatest diatomeedest rääkisime juba varem. Loomadest on iga klassi esindajaid, kelle kõvad osad pärast surma merepõhja kuhjuvad. Mitte ainult lubjast või ränist osi ei esine massiliselt, vaid ka sääraseid, nagu on kalasoomused, milledega mõned kihid sadade kilomeetrite ulatuses on täidetud; samuti ekskremendid (kalade, meresiiilide jne. omad), millede massilist



Joonis 94. Atolli läbilõige. Täpitud alad — korallide moodustised; tumedamad — eriti elurikkad; I, II ja III järjekordsed merepinna seisud.

esinemist märgitakse mitmes paigas maakihtides; neid nimetatakse kop-roliidideks.

Erilist tähelepanu väärivad korallmoodustised. Korallipolüübid on loomakesed, mis oma skeleti ehitavad lubjast. Nad on nõudlikud vee soojuse ja puhtuse suhtes. Seepärast et nad elavad sümbioosis mikrokoopiliste vetikatega, on nende eluruum piiratud ka vertikaalselt: nad ei saa elada sügavamal 100—150 m. Seesugused eluruumi tingimused sunnivad koralle kuhjuma randade ja meremadalikkude ääri pidi, kus nende ühisehitused moodustavad riffe (rahusid). Praegusel geoloogilisel ajajärgul on nad surutud kokku ekvaatorilähedasse vöösse, neid leidub Vaikses ookeanis ja osas Atlandi ookeanist. Eriti laiaulatuslik riffide vöö piirab Austraaliat kirdest.

Korallirahude kuju ja sügavus praeguse merepinna all on andnud veenvaid andmeid merepõhja epirogenetiliste kõikumiste üle: kus praeguse geoloogilise aja koralliehitised on tõstetud kuivale, on merepind alanenud (mandri või saare rand tõusnud); kus puurimine on avastanud sääraseid koralliehitisi mõnisada meetrit sügaval praeguse merepinna all, seal on

merepind tõusnud. Niisugust üles-alla kõikumist oletatakse ringsaarekeste — atollide — tekkimisel (joon. 94), mida on palju Vaikse ookeani saarestikes.

Endistest geoloogilistest aegadest on korallmoodustised peidetud maa koorde ka praegustes polaarmaades, mis laseb oletada tolleaegset sooje- mat kliimat. Ka Eesti geoloogiliselt vanades lademetes (Saaremaal) leidub korallirahusid. Korallidega ühes või mõnikord nendega rööpselt võtsid rahude ehitusest osa ka mitmed teised loomaliigid (*bryozoa*, *stromatopora*, *nullipora* jt.); üldiselt on riffide moodustised väga kivistisrikkad.

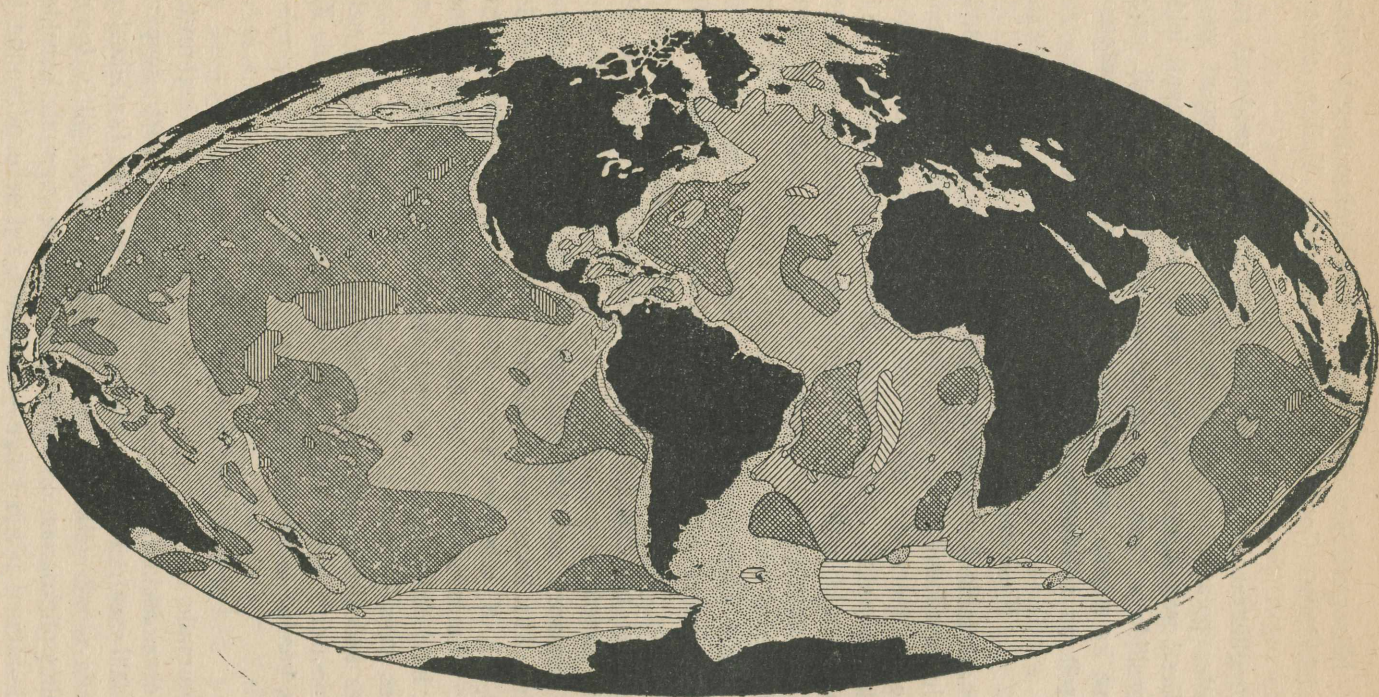
Keemilised setted.

Sellisele settematerjalile lisaks tuleb mõnes kohas ka ilma organismide poolt vormimata lubjasadestumine. Kui tuuakse mandrilt lubja üleküllu- ses, või muutub vee temperatuur, nii et vesi lubja suhtes üleküllastatakse, siis langeb Ca karbonaatsel kujul välja: tekib keemiline sete. Väga sagedasti on tuumaks, mille ümber sünnib sadestumine, pisike konna- karbi raasuke või liivaterake. Kui seejuures vesi koha peal veel liigub, siis hõljuvad ja pöörlevad sääraseid „eod” põhjast kõrgemal ja lubjasade katab idu kontsentriliste kihikestena; sünnivad ümmarad terad, läbimõõdus millimeetri osad kuni paari millimeetrini, niinimetatud oiidid. Oiidide kujul võib sadestuda ka rauakarbonaat (mineraal sideriit), mis harilikult pärastistel geoloogilistel muutustel läheb üle limoniidiks. Sääraseid oiide sisaldavaid kivimeid nimetame ooliitideks, kas lubjaoliidiks või raua- oliidiks. Ligidalt sarnaneb ooliitide tekkimisele ka glaukoniidi (samuti šamosiidi) tekkimine, kus koos rauaoksüüdiga võtavad osa mineraali tek- kimisest ka SiO_2 ja K adsorbeerituna kolloidsel kujul väljalangenud rauaoksüüdi poolt. Glaukoniit tekib ka praegu, peamiselt madalmeredes 200 m sügavuses, kuid teda leitakse samuti sügavustes kuni 4000 m, aga ikka ainult soolases vees — meres.

Eri tingimustes sadestuvad meres (moodustades samuti keemilise sette) ka teised soolad niisamuti, nagu on kirjeldatud sellest järvede puhul. Kips esineb siin ka ilma keedu- ja muude sooladeta.

Faatsiesed (nähud).

Taimede ja loomade elu meres kohaneb vastavatele elutingimustele. Taimed vajavad oma assimilatsiooniprotsesside jaoks valgust; seepärast ei ela nad allpool 200-meetrist sügavusepiiri. Örna koorega (karbikestega) loomad võivad elada ainult väljaspool murdlainete tegevuse piiri; loomad aga, kes elavad selles piirkonnas, on varustatud paksude tugevate karpidega ja on sagedasti kinnitunud põhja külge — niisama kui selle piirkonna tai-



Joonis 95. Praegusaegsed merepõhja setted. Must — kuiv maa. 1. Sinine ja jäätodud muda ning madalvee setted. 2. Vulkaaniline tuhk ja muda. 3. Diatomeedemuda. 4. Pteropood-muda. 5. Globigeriinmuda. 6. Radiolaarmuda. 7. Punane süvamere savi.

med (adrud). Nõnda erineb ka organismide jäänuste kogu vööde kaupa mererannast sügava mere poole minnes, samuti nagu nägime terrigeense materjali puhul. Need vööd ei erine mitte ainult materjali tera suuruse poolest, vaid ka organismide jäänused on neis erinevad. Selliseid elu- ja settimistingimusi eraldatakse eri faatsiesteks (nähtudeks) ja nimetatakse ka vastavaid setteid nende faatsioste nimega. Kuivmaa setteidki eraldatakse nende tekkimistingimuste kohaselt eri faatsiostesse.

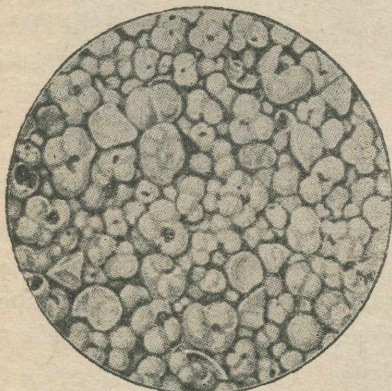
Meresevete peamised faatsiosted on: 1) kalda (litoraalne) piirkond jämeda terrigeense materjaliga, koos katkimurtud ja hõõrutud karploomade jäänustega, milledes harva leidub ka terveid tugevaid karpe; 2) madal mere (neriitilise või šelfi) faatsios, umbes kuni 200 m sügavuseni; siin on peamiselt põhjaks kruus ja liiv, harilikult segatud massiliselt organismide jäänustega, sest selles piirkonnas, kuhu veel päeva valgus ulatub, on elu rikas; 3) mannerde nõlva ülemise osa (umbes kuni 800 m sügavuseni) batüaalne piirkond — valgusetu, harva loomastikuga; peene liiva ja osalt savi piirkond; 4) ulgumere (pelagiline) faatsios, mis vastab mannerdest kaugel olevate mere-regioonide tingimustele, kus setib vähe peent terrigeenset materjali ja organismide jäänuste, peamiselt planktoni ja nektoni osa; selles faatsioste piirkonnas võib veel eraldada 5) abüssaalset (sügavuste) faatsiost, kuhu kuuluvad sügavaimad hauad meres.

Nende viimaste veerud (kaldad), niivõrd kui meil seniste väga väheste sügavuste loodimiste andmete järgi teada, on sagedasti kaunis järsud, ületavad kohati 10⁰. Kõik, mis võib settida säärasele kallakule peene muda näol, libiseb kas aegamööda või korruga (maavärina puhul) alla sügavusse, täites selle põhja aja jooksul selliste korduvate libisemiste teel. Haudmikkude täitmine sünnib (ja sündis) merepõhjas kõikjal, mispärast see põhi moodustab üldiselt horisontaalse tasapinna, millele siis setivad ka värsked setted horisontaalsete kihtidena, nimelt just kihtidena, sest settematerjali juurdetulek pole püsiv. Kui näiteks on merre suubuv asu suurvesi, siis toob see merre jämedat materjali, mis langeb põhja eri kihina. Väikese vee ajal suudab aga jõgi tuua kaasa ainult peent materjali, mis sel puhul kihikesena tuleb endisele peale: materjali erinevus teeb setted kihilisteks.

Pelaagiliste organismide jäänused võivad settida ka kaldalähedastes ruumides, kuid nende setteruum on siiski peamiselt nendes tohutu suurtes ruumides väljaspool mannerde sokleid. Siin on see materjal peaaegu ainuüksi valdav. Tuleb juurde ainult tuulte toodud tolmu, vulkaanilist tuhka ja maailmaruumist meteoriidide ja nende lagunemise tolmu (kosmilist materjali). Selle materjali nappus tingib seda, et siinsete settekihtide paksus kasvab väga aeglaselt. Näiteks sinine muda, mis katab mandrisoklite alu-

mist osa, kasvab 1000 aasta jooksul 18 mm paksuseks; edaspidi mainitavad globigeriinmuda 12 mm 1000 aastat ja punane süvamere savi ainult 5 mm tuhandes aastat.

Surnud foraminifeeride kujud ja teised süsihapu lubja moodustised liuglevad raskuse mõjul merevees sügavamale. Nendes mereosades, kus vesi võrdlemisi soe ja mitte liiga hapnikurikas, ei lahustu nad enne merepõhja jõudmist ja katavad siin merepõhja lubjarikka globigeriinmudaga (vt. kaart joon. 95 ja joon. 96). Lubjarikas on samuti vähemates piirkondades nii Vaikses kui ka Atlandi ookeanis esinev ptero-



Joonis 96. Globigeriinmuda India ookeani 3434 m sügavusest. Suurendus 12 X.



Joonis 97. Pteropood-muda India ookeanist Nikobari saare lähedusest 296 m sügavusest. Suurendus 12 X.

opood- (tiibjalgsed molluskide) muda (joon. 97). Ränirikas on laiade ribadena polaarmede külje all esinev diatomeedemuda ja mitmel kohal Vaikse ookeani põhjaosas valitsev radiolaarmuda.

Kõige suurema osa süvamere põhjapinda katavad niinimetatud süvamere punane savi, mis kujutab enesest lubjaoluste lahustuse lõppprodukti nende pikal teel merepinnalt kuni põhjani.

Kokkuvõetult katavad praeguse aja merepõhjust allpool toodud protsendimäärased: madalmere- (ja kalda-) setted 7,5; poopelaagilised setted (sinakas muda jm.) 13; globigeriinmuda 34,5; punane süvamere savi 36; diatomeedemuda 7,5 ja radiolaarmuda 1,5. Kuid endiste geoloogiliste ajajärgude setetest on üle 99% madalmere setted; väga väheseid mannerdel kättesaadavaid kivimeid võib võrrelda praeguste süvamere setetega. See sunnib järeldama, et merede basseinid on geoloogilistel aegadel püsivad enam-vähem oma praegustel kohtadel ja ainult rannaäärsed osad on ajuti kas uppunud või jälle kuivale tõusnud (ookeanide permanent, jäävus).

Erinevate settetingimuste seas, mis võivad esineda meres, väärrib fähelepanu mõningate osamerede sügavate lohkuude režiim. Harilik vee uuendamine hapniku juurdetoomisega on siin takistatud teatava kõrguseni põhjast. Seetõttu ei kõdune orgaaniline materjal, mis siia alla langeb, vaid temas toimuvad teised protsessid, milledest üks on väävelvesiniku tekkimine. See tapab kõik kõdunemist soodustavad bakterid, redutseerib rauaühendeid ja tekitab püriiti, mis peenelt siinses mudas laiaila laotatuna annab sellele mudale sinakas-musta värvuse. Orgaaniline aine säilib pikemat aega s a p r o p e e l i n a (kõntsana); rõhumise ja temperatuuri suurenemisel muutub osa temast süsivesinikkudeks, mis võivad koguneda naftavarapaikadeks. Umbes säärased võisid olla ka tingimused õlikivide sündimisel. Selliseid olukordi on eriti hoolsasti uuritud Mustas meres.

Jää tegevus.

Vedelal kujul esineva vee tegevust oleme juba jälginud. Tahkel kujul esineva vee — jää — tegevust mainisime vaid möödaminnes murenemisprotsesside vaatlusel. Kuid vastavates kliimalistes tingimustes võib jäähulk olla õige suur, mispuhul avaldab ta ka omapärast geoloogilist tegevust, mida peame samuti jälgima.

Parasvöödel kattuvad külmal aastaajal jõed ja järved jääga, s. o. kristallograafilise peateljega risti veepinnale asetsenud (heksagoonsete) jääkristallide korruga. Säärane jääkristallide paralleelne orientatsioon on näha kevadisel jääsulamisel: jää koosneb paralleelsetest pulgakestest. Selle tunnusmärgi järgi võib jää päritolu ära tunda, kui selles tekib tarvidus. Ja geoloogilistes küsimustes tulebki vahest tarvidus teada, kuidas on tekkinud mõni mahamaetud jäälasu, milliseid leitakse siin-seal polaarmaadel. On vahe geoloogilisel sündmustikul, kui leitud jää on jõejää või kuhugi kogunenud lumejää või jääliustiku jää.

Jõe- või järvejää paksus ei saa kasvada suureks esiteks jää halva läbilaskevõime pärast kiirgavale soojusele ja teiseks — vee anomaalsete paisumisolude tõttu 0° ümber. On mõõdetud maksimaalset paksust Baikali järve jää 1½ m; jõgede jää on harilikult õhem. Säärase õhukese kattena ei saa üle kanda suuri horisontaalseid jõude, kuid siiski paisudes ja kokku tõmbudes temperatuuri muutustel võib ta teatavat survet avaldada kallastele. Kui on seal manneraineid, mis lasevad ennast nihutada, painutada, siis teeb seda jää. Jõe ja järve jää peale variseb järskudelt kallastelt mõnesugust materjali, alates suurtest kivirahnudest ja lõpetades mulla ja liivaga. Jääminekul kannab jää selle materjali niikaugele ühes, kui ta ise veel küllalt suurte pankadena koos püsib ja ei sula; vastasel korral langeb ligi-

võetud materjal põhja, ükskõik kas jõesängi või üleujutatud luhale. Luhale kallastel on üldse rohkem oodata säärast materjali, sest sagedasti jäävad jääpangad suurvee alanedes kallastele kinni sulama.

Teatavatel meteoroloogilistel tingimustel külmub vesi jõgedes ja madalates järvedes ka põhjas, jäädes põhja külge kinni. See niinimetatud põhjajää võib temperatuuri muutudes veepinnale tõusta koos temasse külmunud lahtise põhjamaterjaliga. Nii nagu pinnajää puhul, kannab siis ka säärane põhjajää mannerainet allajõe, kus ta kord setib.

Nii ujuv pinnajää kui ka põhjajää võivad mõnel jõevoolu takistuse kohal (kärestikud, sillad) jääda peatuma. Toetudes servaga vastu takistust võtab jääpank vee survele kallaku või koguni püstasendi; tagant tulevad pangad tihendavad sellist sulgu, nii et kõik pealevoolav vesi ei pääse edasi. Vesi võib tõusta üle kallaste ja tekitada uputuse, mõnikord õige laia, tehes märgatavat kahju, kui ümbrus on asustatud koht. Veetõus kestab seni, kuni sulg murdub (sildadel vahest purunevad sambad) ja kogunenud veehulk pääseb suure hooga ära voolama, hävitades ja viies kaasa oma kiire voolu ja kõrge tõusuga kõik, mis on ees. Suurtes jõgedes paigutatakse neil juhtudel järsku ümber kogukaid materjalihulki, milline juhtum on geoloogiliselt küllaltki tähtis.

Merejää tekib samuti veepinnal, kuid lainetuse tõttu on ta esialgu vaid „jäasupp”, mis hiljem liitub kindlaks katteks. Katte paksus on kuni 2 m. Kui torm selle katte murrab pankadeks ja pangad paiskab üksteise otsa, siis võib sellise jäälademe paksus olla 10—15 m. Sõltuvalt soolaseusest on merevee külmumispunkt allpool 0° C, kuni —2° C. Jää ise on magedam kui külmumata vesi. Sääli, kus merejää ulatub kallasteni, võtab ta samuti, nagu on kirjeldatud jõe jää puhul, kaldalt koorma peale ja viib selle sinna, kuhu merejääd kannavad soojemal aastaajal lained ja voolud. Kui sulab jää, setib kaasatoodud materjal põhja. 100 aastat tagasi seletati säärase jää tegevusega meie rändrahnude tekkimist (erraatilised = eksijad rahnud). Nüüd teame, et need on mannerjää toodud.

On kohti (Siberis, Alaskas), kus leidub suuri rusu alla maetud jäälasusid, mida nimetatakse fossiilseks jääks ja mida arvatakse kohaliku lume tekitatuks, võrdlemisi lühikest aega kestnud külma kliima ajal, nii et lumekate ei saanud areneda mannerjääks, enne kui tuli soojem periood üleujutustega, mis lumele rusu peale tõid.

Igilume piir.

Polaarmaades ja kõrgetes mägedes, kus aasta keskmine t° on alla nulli, langevad sademed maapinnale lume näol. Soojemal aastaajal sulab

lumi — kas kõik või osaliselt. Kohtades, kus algab parajasti ala, kus lumi terve aasta kestel enam ära ei sula, öeldakse olevat igilume piir. See piir langeb poolustel (ka tervel Antarktika mandril) allapoole merepinda, Franz Joseph'i saartel on ta 40—50 m merepinnast kõrgemal, Novaja Semlja saartel 400—600 m kõrgel, Alpide põhjanõlvakul 2500—2700 m, lõunanõlvakul 2700—3000 m kõrgel; Kaukasuse läänepoolses otsas 2900, idapoolses otsas 3400 m; Himaalaja mäeahela lõunaveerul 5500 m; lõuna poolkeral on igilume piiri kõrgus järgmine: Peruu ja Boliivia Andides 4850—6000 m, Atakama kõrve läheduses 5200 m, Aconcagua vulkaanil 4485 m, Uus-Meremaal 2100—2400 m.

Selle igilume piiri määrab ühelt poolt lume rohkus, mis on suurema või vähema niiskuse (pilvede) siia kandumise tagajärg, ja teiselt poolt soojusehulk, mida päikesepaiste ja tuuled kohale kannavad. Kui on ülekaalus sademeterohkus, langeb igilume piir madalamale; kui on sademeid vähe, aga soojust palju, tõuseb see piir.

Ülalpool igilume piiri valitseb siis olukord, et sadude- ja lumehulk on pidevalt suurem, kui lund sulatav soojuse toime. Selle tagajärg on, et lund koguneb üha juurde. Pealmiste lumekihtide rõhumise all vajuvad alumised kokku, kusjuures toimub ümberkristalliseerumine: õrnade lumerätsakeste tipud ja servad satuvad sellise surve alla, mille olemas olles ületatakse lumes valitseva (olgugi madala) temperatuuri juures jää sulamispunkt; rõhualune jääkübemeke sulab veeks; vesi, valgudes rõhualuselt täpilt vähema rõhuga ruumi, muutub jälle kohe jääks, mis kristallograafiliselt orienteerub parajasti veega kontaktis oleva kristalliga, mis niiviisi suureneb. Nii läheb protsess ühtesoodu edasi, muutudes sügavamal lumemassis intensiivsemaks ja sünnitades ikka suuremaid kristalseid jääteri, mis on täiesti juhuslikult orienteeritud. Selline teraline kore lumejää on tuntud firni ehk sõmerlume nime all. Umbes 8 meetrit kohedat lund on tarvis kokku suruda, et saada 1 meeter firni.

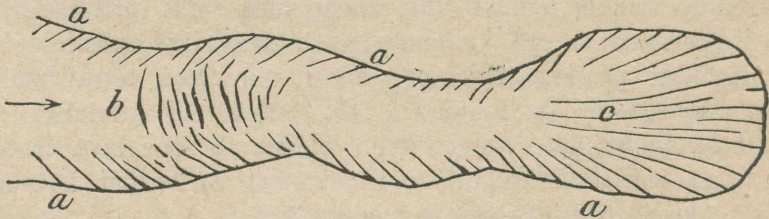
Kõrgetes mägedes, ülalpool igilume piiri, on laiad väljad kaetud firniga. Siin toimub päikesepaistel osaline pealispinna sulamine; sulavesi valgub alumistesse kihtidesse, kus külmub, muutes poorse firni tihedaks jääks. Muidugi aitab ka pealmiste firnikordade rõhumine terade liitumisele — printsiiibil, mida selgitasime lume puhul. Jääkristallid on oma hästi arenenud translatsioonipindade tõttu kergesti deformeeritavad — käituvad püsiva jõu toimetel nagu plastiline aine. Peale selle samal sulamistäpi langemise põhimõttel rõhu suurenemisel kordub igal pool, iga teravama kivi-tipu või -serva juures, mida leidub jääle aluseks oleval maapinnal, osaline veeks muutumine, ja vesi nõrgub kõrge rõhu alusest kohast ikka väiksema rõhu poole; vabanedes rõhust liigub ta raskuse mõjul allapoole. Nõnda lii-

guvad jääosakesed üha väiksema rõhu poole, võimalikul juhul allapoole. See liikumine summeerub ühtlasesse orienteeritud terve jäämassi liikumisesse.

Liikumine kiireneb, kui maapind jää all on nii soe, et ta jää ära sulatab. Vesi on siis „määrdeks”, midapidi jää libiseb. Libisemine raskuse mõjul on säärastel tingimustel võimalik igal vähimalgi maapinna kallakusel. Kuid järskude kallakute puhul asendub aeglane libisemine sagedasti kiire langemisega. Meil on siis tegemist jää-, firni- või lumelaviinidega, nende kardetavate nähtustega, mis ootamatult hävitavad nende teel esolevaid loomulikke ja kunstlikke väärtusi ja surmavad inimesi, keda võib kuristikku paisata isegi ainult see tuulehoog, mida tekitab laviinimassi liikumine — tuulehoog, mis pihustab ka kukkuva lume peeneks tolmuks. Jäälaviinid jäävad mõnikord aastateks sulama, olgugi et nad kukuvad kaugele alla igilume piiri.

Jääliustikud.

Osalt laviinidena (järsakutel), kuid rõhuvas enamikus aeglaselt libisedes koguneb jää mõnesse mäeorgu, midapidi ta siis edasi allapoole liugleb, sulatatud kokku üheks jääjõeks — jääliustikuks (Gletscher, glacier). Mõne mäe-jääliustiku paksus (jääjõe „sügavus”) ulatub kohati viiesaja meetrini (üksikutel juhtumitel 800 m); laius oleneb oru laiuusest, nii et võib ületada vahel 5 kilomeetrit, kuid harilikult hoidub kahe-kolme km



Joonis 98. Jääliustiku „keel“ lõhedega. Seletus tekstis.

piirides; pikkus on Alpi suurematel liustikel 10 kuni 26,3 km (Aletschi liustik); Tien-šani mägedes on 2 liustikku 77 ja 80 km pikad.

Piki neid orge nihkub jää allapoole kiirusega, mis, võrreldes veekiirusega sama kallakuga sängis, on umbes 10 000 korda aeglasem. Kuid nii nagu jõeski pole liustiku kiirus terves läbilõikes ühtlane: põhja ja kalda lähedal on ta palju aeglasem kui keskel. Kujukalt on see näha, kui märkida kusagil liustikupinnal tema liikumissuunale risti olev ringjoon vaidega. Juba järgmisel päeval näeme, et vaiad tähistavad liustiku keskpaigas allapoole kooldunud kõvera joone. Keskmise liustiku kiirus on vähematel

0,14—0,47 m ööpäeva jooksul, suurtel (Himaalajas) 2—3,7 m. Kuid kiiruse mõõtmine üle kogu liustiku läbilõike on seni teostamata, mispärast lähivad siin ka arvamised lahku: — kas liigub alumine osa (soojem ja suurema surve all) rutemini kui pinnaligidane osa või ümberpöörduvalt.



Joonis 99. 40 m kõrge jääsein kihisuse ja sulavee õõnsustega. Antarktise jäämägi, merejäässe külmanud.

Pinnapealsetest kiiruse muutumistest nii risti kui piki liustikku räägivad lõhed, mis sünnivad liustiku kehas. Liustiku alumise otsa, liustik-keele skeemil (joon. 98) on näidatud need 3 rühma: ristilõhed *b*, mis tekiavad liustiku pinnas, kui ta paindub põhjas oleva oru läve üle (oru põhja kallak suureneb järsku allapoole); viltused lõhed *a*, mis on kallaste hõõrumise tõttu ilmneva nihke tagajärg; paralleellõhed *c* paralleelsed liustiku pikisuunale, kus toimub kallaste toetusest ilmajäänud jäämassi

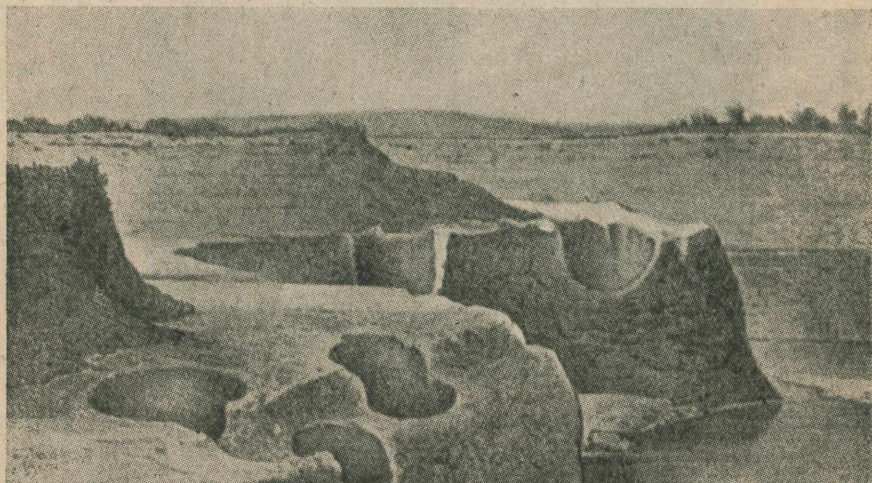
kahele poole kõrvale vajumine. Üldse ilmuvad lõhed seal, kus esineb tõmbepinge; sest tõmbetugevus on jää väike.

Liustiku jää on viiruline. Ta koosneb erinevatest kihtidest (joon. 99), kus vahelduvad valgest ja osalt poorsest jääst korrad sinakate plinkjää vahekihikestega või jälle läbipaistmatud tuhmid (õhumullikestega) kihi-



Joonis 100. Jääliustiku „laud“.

kesed läbipaistvatega. Need kihid ja kihikesed on enam-vähem paralleelsed liustiku sāngi pinnale. Niisuguste kihtide tekkimist seletatakse mitut moodi: kes peab neid suve- ja talvelume eri kihtideks, kes peab neid



Joonis 101. Kõristiaugud jääaegses merglis Ülzeni ligi Hannoveris.

tekkinuks surve mõjul jää liikumise ajal, kes peab neid selle liikumise tagajärjeks: triipusid omavad pinnad tekkisid selle tõttu, et jää liikus kihide kaupa erineva kiirusega.

Liustik ulatub oma alumise otsaga allapoole igilume piiri, mõnikord üle kilomeetri vertikaalselt. Nii näiteks on Uus-Meremaal liustikke, mille

ots ulatub maastikku, kus ümberkaudu kasvavad palmid. Metsa piirkonda ulatumine on harilik nähtus. Allpool igilume piiri on aga sulamine (ja äraauramine) pinnalt suur; sulavesi voolab pindapidi, kuni leiab mõne praod jääs või voolab liustikust alla tema ja kalda vahel olevasse prakku. Säärane pragu ja üldse liustiku pinna kalle kalda poole on selle tagajärg, et kalda kivimid lähevad päikesepaistel soojemaks kui jää ja sulatavad enese lähedalt nõnda jää jõudsamalt ära. Ka kivid, mis liustiku oru veerudelt veerevad liustiku pinnale, absorbeerivad päikese soojust rohkem kui jää; väikesed kivid soojenevad kuni oma alumise pinnani ja selle soojusega sulatavad jäässe lohu; tagajärg on see, et kivi vajub jäässe. Suures kivis ei suuda soojus tungida aluspinnani, kivi all jää ei sula, kuid kivi ümbert sulatab soojus jää ära; kujuneb nõndanimetatud „jää laud“ (joon. 100).

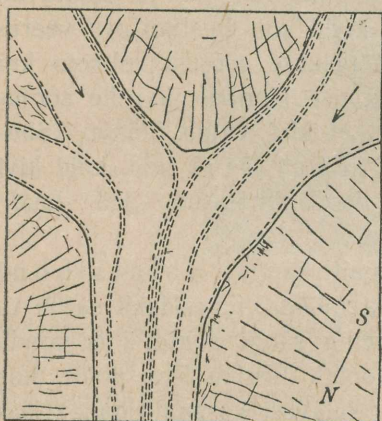
Jää sulamine ja auramine liustiku pinnalt kannab *ablatsioon* i nime. Sulamisvesi voolab osalt liustiku pinda mööda, lõhesidpidi satub ta liustiku sisemusse ja viimaks liustiku alla, tema süngi põhja, kus nõnda koguneb terve oja, mis omamoodi tunnelis voolab liustiku lõpu poole, kus ta liustiku „väravast“ väljub. Kohtades, kus sulavesi kosena (joana) jääpraost põhja vastu põrkab, ilmuvad samasugused nähtused, nagu on kirjeldatud jõgede puhul; väga sagedased on siis kõristiaugud, sügavusega 10 kuni 30 m, harukordadel ka rohkem (joon. 101).

Liustiku oru veerult pudeneb alatasa kive liustiku pinnale. Liustiku jää loob oma äärel säärase olukorra nagu proovimislaboratoriumis, kus vahelduva külmetamise ja ülessulatamise varal proovitakse mõne aine ilmastikukindlust: liustik annab päeval sulatades küllaldaselt vett, tungib tema süngi põhja ja seina materjali mõradesse, kus ta öösi ära külmub ja seejuures mõra laiendab. Päevast päeva vältav mõrade laienemine teeb need varsti lõhedeks, millede järel tükid seintelt põhjast eralduvad; vähemad kivid ja peene rusu võtab vesi ühes; suured langevad jää peale, mille seljas nad siis ka reisile lähevad. Et jäälade on ikka oru põhjas, siis on maapinna kulutamine intensiivne nimelt oru põhja ligi: liustik nagu närrib siit alt oru seinu, mis muutuvad seepärast järskudeks. Nii on liustiku kõrvalorud järskude seinte, lameda põhja ja poolringilise kujuga; neid nimetatakse *karideks* (algvormis *kar*) ehk *orvanditeks*.

Moreenid.

Materjal, mis läheb ühes jääga rändama, kannab *moreeni* nime. Osa materjali tuleb oru veerudelt. See asetub liustiku pinnale tema äärtel; nii saab *servmoreen*. Kui kaks liustikku ühinevad (joon. 102), siis kaob alguses neid eraldanud vahesein ära, kuid sellest jää peale kogunenud

moreenmaterjal jääb omale kohale ja moodustab keskmoreeni (joon. 103, 104). Liustiku pikal aeglasel teel vajub osa nende pindmiste moreenide materjali ka liustiku kehasse (sisemoreen) ja jõuab siin lõppeks põhja, kus see materjal ühineb liustiku sāngi põhjast lahtikistud murendiga põhimoreeniks.



Joonis 102. Kolme liustiku ühine- mine — keskmoreenide tekkimise selgitamiseks (Mer de Glace'i liustik Alpides Chamonix' lähedal).

toime kannab eksaratsiooni (väljaküundmise) nime. Oru läbilõige, mis selle tagajärjel tekib, on U-kujuline (ruhiorg) (joon. 106).

Mannerjää.

Vastavais kliimalistes tingimustes ei piirdu lumikatte ja liuguva jää tekkimine mitte ainult nõgude ja orgudega, vaid terve suur maa-ala kattub jääga täielikult. Selline olukord on praegu Antarktise mandril ja Gröönimaal. Järelejäänud tunnuste põhjal on kindel, et endistel geoloogilistel aegadel valitses seesugune olukord ka mujal, praegu jääst vabadel aladel, näiteks meiegi maal. Säärane jääkate kannab mannerjää nime. Mannerjää piirkonnas sajab lund rohkem, kui aasta jooksul ära sulada suudab, ülejääk muutub jääks, mis siis allapoole — mere poole — hakkab liikuma. Gröönimaa olud on ses suhtes parimini uuritud. Jää paksus on ühtede mõõtmiste järgi kuni 1400, teiste järgi kuni 1900 m; saare äärte poole jää õheneb ja siin jaotavad selle liikuva jäävälja mõned jääst läbiulatuva mäetipud („nunatakid“) eri liustike keelteks, mis siis merre liuglevad kiirusega, mis on suurem kui mäestike liustikel (kuni 20 m ööpäeva

jooksul). Kui liustiku äärt niipalju on merre libisenud, et vee tõstejõud suudab liustiku otsast tüki ära murda, siis murdub ta ja see liustiku ots jääb vee peale jäämäena ujuma, tuulte ja merevooluste kanda, kuni

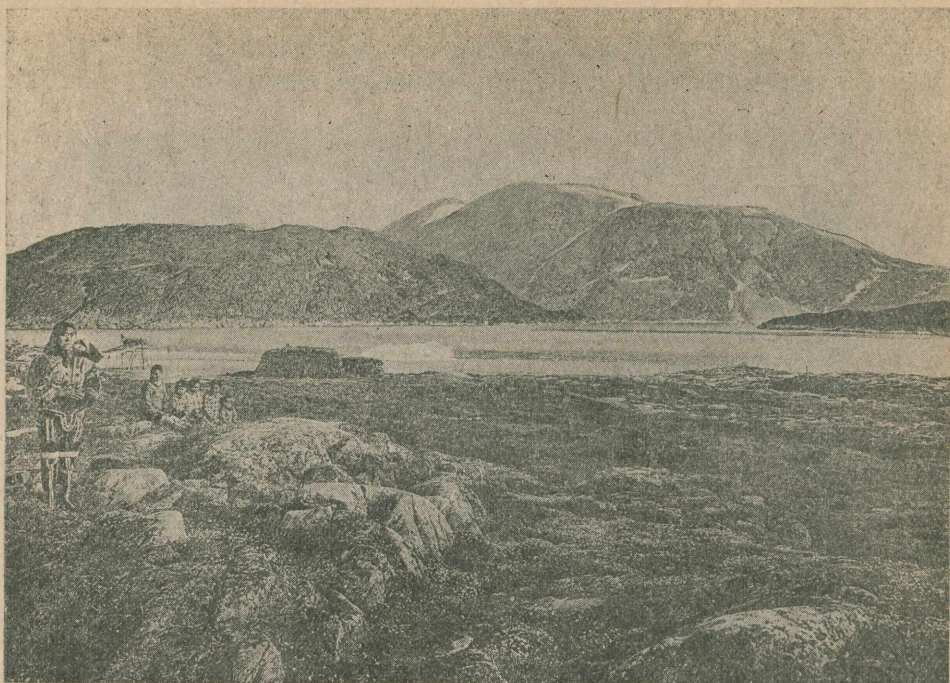


Joonis 103. Mer de Glace („jääst meri“) Mont Blanc'i all lõhede ja moreenidega.

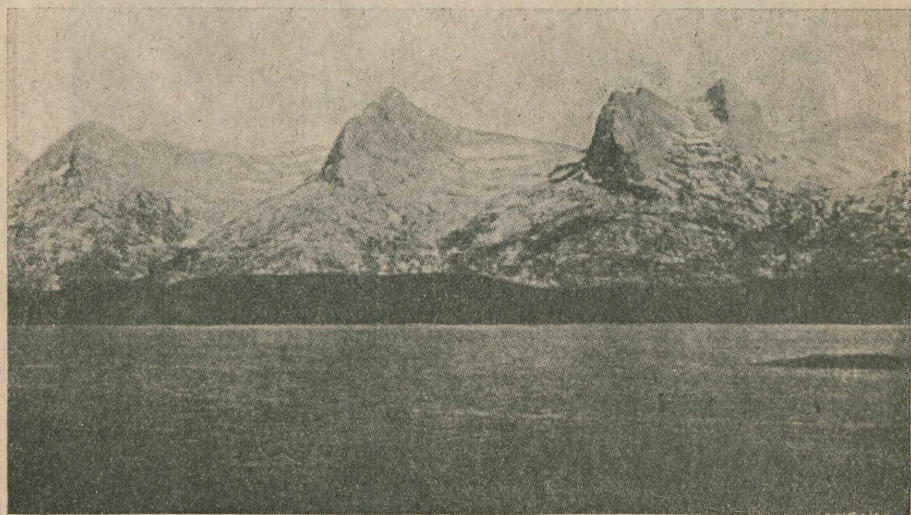


Joonis 104. Fedtsenko liustik Pamiiris moreenidega.

ta sulab. Joon. 99 näitab üht säärase jäämäe üle merepinna ulatuvat seinu, mis on umbes 40 m kõrge; vee all on tema paksus vähemalt 5 korda suurem, s. o. jäämägi „istub“ vees vähemalt 200 m sügaval. Sulava jäämäe sein koos temast vabaneva moreenmaterjaliga on näha joonisel 107.

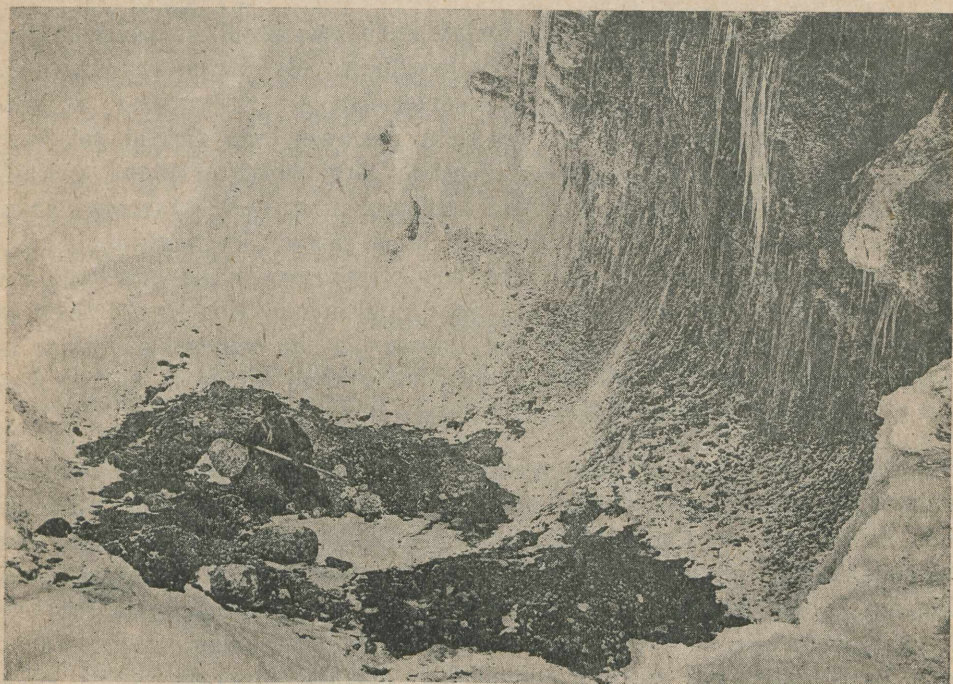


Joonis 105. „Oinapead”, jääliustiku poolt ümmaraks lihvitud künkad, Gröönimaal.



Joonis 106. Künataolised orud Nordlandis Norras (endiste jääliustikkude poolt välja küntud).

Nii mäe-jääliustikkude kui ka mannerjää-liustikkude alt toovad sulaveed kogu aja pidevalt peenemat kivimaterjali välja, tegutsedes niisamuti, nagu on kirjeldatud jõgede puhul. See materjal on sorteeritud: kruus, liiv, savi; osa materjalist setib jääaluse jõe sängis, kus erinevuseks maa-pealsetest jõgedest on see, et mõni jääaluse tunneli osa võib ummistuda ja täituda laeni (jääni) sorteeritud settematerjaliga. Soojemal aastaajal on



Joonis 107. Sulav jäämäe sein hulga väljasulanud moreenmaterjaliga Antarktises.

muidugi vett rohkem, setitav materjal jämedateralisem; külmal sesoonil on ümberpöörduvalt. On jääliustik üldse taganemas, vähenemas, siis on seda sulavett rohkem; see ei voola mitte ainult eraldatud jõgedena jää alt välja, vaid enam-vähem kogu liustiku äärelt, kattes liustikuesise maa oma setetega, peamiselt liivaga; tekivad alad, mida nimetatakse Islandi nime-tuse järgi „sanduriteks”.

Jääliustikkude setted (glatsiaalsed setted).

Sulaval liustiku äärel jääb kõik tema moreenmaterjal koha peale la-mama: ääremoreenid moodustavad vallid orgude veerudel, põhimoreen aga jääb pideva kattena oru põhja, mannerjää puhul — üle terve maa.

Kus jääliustiku serv püsib kauemini kohal, kantakse juba väljasulanud moreenmaterjalile ikka uut juurde, nii et siin säärane materjal kuhjub: jääserva ette tekib otsmoreeni vall. Selline vall või mõni teine pinnavorm võib takistada sulava vee äravoolu ja see koguneb taganeva liustiku ja mahajäänud otsmoreeni valli vahel järveks — jääpaisjärveks. Äravool sellisest järvest sünnib kas mõnd madalamat kohta pidi otsmoreenis või otsmoreeni ja liustiku ääre vahelt.

Nendes paisjärvedes setib materjal, mida toovad ühes jääveed. Kui jää sulamine kasvab ja kahaneb perioodiliselt, siis kujunevad ka need setted vahelduvateks: jämeda- ja peeneteralisteks. Kui arvata, et säärase perioodsuse põhjustab soe ja külm aastaaeg, siis oleksid paisjärve põhja setted nagu puu aastaringid: nende järgi võiks arvutada aastaid, millede jooksul paisjärv on täitunud setetega; s. o. meie saaksime teada, mitu aastat jää seda järve on toitnud; ja et jääpaisjärved peaaegu pidevalt on saatnud taganevat jääserva, siis näitab saviviirude (varvide) arv ka mannerjää taganemise kiirust. Seda ongi teinud Rootsisis de Geer ja Soomes M. Sauramo, kes määrasid mannerjää taganemiseaja Rootsi ja Soome aladelt (ca 6000 a.). Mõlemate määramised langevad hästi kokku — nii üksikute jääserva peatuste suhtes kui ka üldresultaadis.

Nii mäeliustikes kui ka mannerjää-liustikes on määratud aastate-rühmi, kus liustik on laskunud sügavamale, on kasvanud, samuti aegu, kus liustiku ots on tõusnud kõrgemale — liustik on kahanenud. See on seotud kliima kõikumistega: soojuse ja sademetehulgaga. Kui ärasulanud liustiku kohale ilmub uus jääliustik, siis katab uus moreen vana moreeni koos sinna soojemal jäävabal ajal kogunenud materjaliga, milles võivad olla ka fossiilid, mis iseloomustavad jää vaheajal (interglatsiaalis) valitsenud kliimaolusid. Selliste üksteise peal olevate moreenide järgi võib otsustada, mitu korda teatavas kohas on kordunud jäätumine. Sel teel on ka meie maal geoloogiliselt hilisel ajal valitsenud „jääajal” võimalik eraldada mitut jääga kattumist (glatsiatsiooni). Kriimustatud kivide leiud sorteerimata materjalis (tilliidid), samuti fossiilsed viirsavid mitmel pool üle terve maailma lasevad oletada, et jääajad kordusid maakera ajaloos õige mitmeid kordi, alates vanemaist ajajärkudest.

Jääliustiku all olnud maa (nagu meie ENSV) tunnusmärgid on: kõik teravikud ja konarused maapinna reljeefis on ümmardatud; kõva aluspõhja pind on sageli laudtasaseks ihutud ja kaetud kriimustustega jää liikumise suunas; mõnes kohas selles aluspõhjas on kõristiaugud. Aluspõhi on enamasti kaetud savirikka sorteerimata moreenmaterjaliga — põhimoree-

niga, mis moodustab lamedaid piklik-ovaalseid kuhjatisi — v o o r i (drumlin). Viimased sisaldavad sageli kõvemast aluspõhjast tuumaosa. Voortevahelistes nõgudes on rohkesti järvi, milledest paljud on muutunud soodeks ja rabadeks. Pikad kitsad vallide ja küngaste ahelikud — otsmoreenid (Eestis: Risti-Palivere) või künklikud otsmoreen-maastikud (Haanja, Otepää), tähistavad kunagist jääserva asendit. Otsmoreenid koosnevad halvasti sorteeritud materjalist. Seevastu on jääliikumise suunaga rööbiti asetsevad seljakute ja kõrgendikkude read — v a l l s e l j a k u d ehk o o s i d (rootsi k. åsar) harilikult hästi kihistatud kruusadest ja liivadest. Koos seljakutega esinevad ulatuslikud orud; tehakse vahet mannerjää all tekkinud u u r d e o r g u d e ja mannerjää serva ees voolavate vete erodeeritud ü r g o r g u d e vahel. Lõpuks ei saa ka nimetamata jätta asjaolu, et tänu mannerjää poolt siia transporteeritud moreenmaterjalile, mis nüüd moodustab peamiselt meie pinnakatte, on meie põllud viljakandvad. Ilma moreenita oleks suurem osa meie maapinnast viljatu loopealne — a l v a r.

Tuule tegevus.

Õhkkonna liikumine oli algtõuke andja merevee liikumisele ja viimase geoloogilisele tegevusele; samuti on tuul see, kes transporteerib kõiki sademeid pilvedes, toites nende kaudu ka jõgesid ja liustikke, mis siis geoloogiliselt tegutsevad. Aga tuul tegutseb geoloogiliselt ka ilma vett vahendiks võtmata. Peame oskama hinnata tuule jõudu. Meteoroloogid hindavad tuule kiirust järgmise Beaufort'i astmiku järgi:

Tuule „pallid”	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
„ kiirus v m/sek.	0,4	2,0	4,0	6,3	8,9	11,7	14,9	18,7	22,9	27,6	33,4	40
												kuni 50

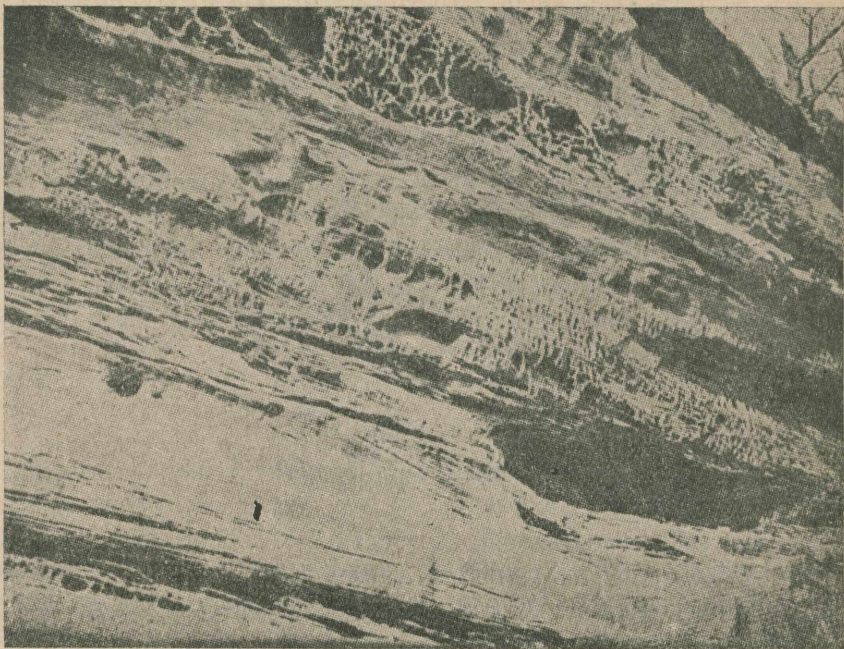
Suurte tormide ajal on mõne tuuleiili kiirus kuni 90 m/sek. Tuule rõhumine p kilogrammides ruutmeetrile on ligikaudu: $p = \frac{1}{8} v^2$.

Tuul kannab edasi liivaterakesi keskmise läbimõõduga $\frac{1}{4}$ mm kiiruse juures 4,5 kuni 6,7 m/sek., läbimõõduga $\frac{3}{4}$ mm kiiruse puhul 8,4 kuni 9,8 m/sek. ja läbimõõduga $1\frac{1}{2}$ mm kiiruse puhul 11,4—13,0 m/sek. Tormituuled tõstavad õhku ja kannavad edasi vahel teri ka üle sentimeetri läbimõõdus. Sellised liivaterad on siis need vahendid, milledega tuul pommitab iga asja, mis ette juhtub ja saavutab sama tulemuse nagu liivaprit, millega näiteks klaasi mateeritakse või metalli roostest puhastatakse.

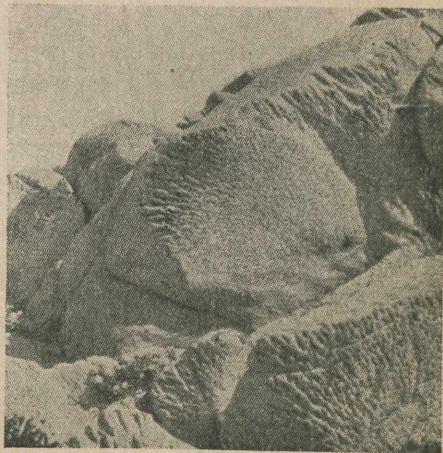
Korrasioon (tuulekulutus).

Kuid selleks, et tuul niisugust teralist materjali kätte saaks, on tarvilikud erilised olud: maapind peab olema taimkatteta. See tingimus täitub

esimeses järjekorras seal, kus taimed ei saa tarvilikku niiskust — kõrbedes Siin on tõesti alati mapinnal, olgu see tard- või settekivimiline, palju lahtist, kergesti liikuvat materjali. Tasasem tuul võtab enesega kaasa peenema



Joonis 108. Tuule korrasiooni tagajärg liivakivil: kärjeline pind. (Falkensteini lossi varemete all Elsassis.)



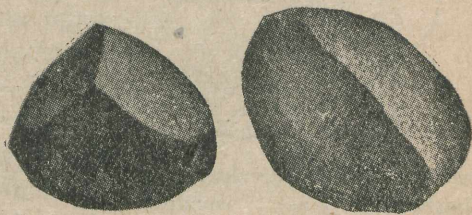
Joonis 109. Tuule korrasiooni tagajärg kaljudel Namibi kõrves Edela-Aafrikas.

materjali — tolmu; kõva tuul tõstab ka liiva maapinnalt, kuid tuuleilide vaheaegadel langevad liivaterad jälle maapinnale, nii et üldse jämedama materjali edasiliikumine sünnib maapinna läheduses hüpetena. Seepärast



Joonis 110. Tagakaspia poolkõrb. Esiplaanil põõsas paljastatud juurtega.
(Ratsanik mõõduks.)

ongi liivaga lihvimine tuule mõjul, nn. korrasioon (tuulekulutus), suurem esemete (kalju-järsakute, sammaste jne.) pinnaligidastes osades, kus sagedasti lohud sisse õonestatakse. Nagu nägime vee tegevuse puhul, laguneb ka siin pehmem kivi varem kui kõva, nii et ka tuul loob auklikke pindu (joon. 108, 109). Kus tuul maapinnale ligi pääseb, näiteks seal, kus loomad (hobused, lambakarjad) taimkatte on hävitanud, uuristab ta paljastatud kohad sügavamaks, suuremate taimede juured paljastuvad (joon. 110), taimed surevad ja liivakõrb laieneb. Kui niiskema kliima ajal säärasel kohal on olnud jõeorg, siis juhivad oruveerud tuult peamiselt piki orgu; kuid iga takistus oru lammil



Joonis 111. Tuultahukad jääaegseist setetest Põhja-Saksamaal.

sunnib tuult oma suunda muutma nii horisontaalses kui ka vertikaalses pinnas, mispärast jõeorg muutub eraldatud nõgude reaks, mida mööda veevool, kui seal kunagi juhtub olema sademeid, on takistatud.

Kindlaks tuuletegevuse tunnistajaks peetakse aga niinimetatud tuul-tahukaid. Tuulejuga, puhudes mööda kõrvepinnal lamavast kivist, jagu-neb kaheks, ütleme vasem- ja parempoolseks joaks, millest kumbki lihvib üht kivi külge, kuna kivi pealispind, kus osaliselt pörkavad kokku sellega oma jõudu vähendades vasem ja parem juga, jääb peaaegu terveks ja aja jooksul tekib siis siin peal terav serv. Sellele servale vastu asetseb tei-sel pool kivi lame alus, millel kivi lamab; nõnda osutub kivi piiratuks kolme lameda pinnaga (joon. 111).

Deflatsioon (tuule transport). Luited.

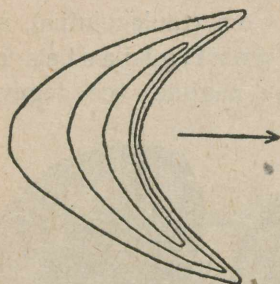
Kõrbede vöötmel, kus on taimestikuvabu kohti kõige rohkem, on ka harilikult kõvemate tuulte suund püsiv — on nn. valitsevad tuuled.



Joonis 112. Liivakuhjatise (barhaani) läbilõige ja edasilikumise etapid: I, II, III.

Need transporteerivad peent, pinnal leiduvat materjali, näiteks liiva, ühes suunas. Kui säärasel tuiskliiva liikumise teel juhtub olema pinna peal mõni takistus — kivi, põõsake, siis on selle takistuse varjus tuule kiirus väiksem ja seepärast jääb osa liiva siia peatuma, kuhjub, nii nagu meie lumehangede puhul näeme. On säärane takistus risti tuule suunale laiem, kuhjub tema

taha rohkem liiva. Selline liivahang — luide — sunnib tuult võtma tõusvat suunda, nii et tuule suunas läbilõigatud luide omaks kuju, nagu on joonisel 112. Kogu aja võtab tuul vasemalt poolt liiva kaasa, tekitades siin kallaku 5—12°, mis paremal pool (all tuule) se-tib kuivale liivale omase loomuliku kallaku-nurga all (28—30°). Plaanis on niisugusel liivaluutel säärane kuju nagu joon. 113. Aasia kõrvemail nimetatakse seda b a r h a a - n i k s. Need barhaanid — kaarluited — liigu-vad kogu aja valitseva tuule suunas edasi



Joonis 113. Liivakuhjatise (barhaani) plaan isohüpsidega. Tuule suund näidatud noolega.

(joonisel 113 pahemalt paremale). Valitseva tuule keskmisest kiirusest ole-neb ka barhaanide liikumise kiirus, mis suurte barhaanide puhul teeb

välja 10—20 m aastas, keskmiste puhul niisama palju kuu s ja väikeste puhul päevas. Muidugi on tuul vahel vaiksem, vahel kõvem, nii et kord viiakse edasi ja seatakse tuulealusel barhaani küljel kord peenem



Joonis 114. Luidete põimjaskihisus.

liiv, kord jämedam: tekib kihiline ehitus. Kuid vahel puhub tuul mõnest teisest suunast või koguni vastusuunaliselt. Siis hävinevad enim settinud liivakihid ja liiv kantakse kokku uuteks kihtideks vastavalt tuule



Joonis 115. Sauri oaas Saharas liiva alla mattumas.

muutunud suunale. Kui säärane mitmes suunas kokkukantud liivakuhjatis kliima niiskemaks muutumisel paigale jääb ja siis läbi lõigatakse, näeme tema kihisuse sarnasena nagu skeemil joon. 114: põimjaskihisus või diagonaalkihisus, mis on eraldatav enim kirjeldatud delta-setetest

vahest ainult tera suuruse poolest: delta-setetes tuleb ette jämedamaterjalist materjali.

Vaba liiva valmistab aga suurel hulgal ka meri (järved). Lained, eriti murdlained hõõruvad puruks kõiksugu materjali, mille siis paiskavad kaldale, kus ta taheneb ja nõnda sama tuule poolt, mis laineid tekitas ja mere poolt puhub, vahel edasi kantakse. Kui tuuled on kõvad ja liiva juurdetulek suur, kuhjub ka siin liiv laialdaste vall-luidetena, jällegi tuule poolt lamedatena ja alt tuule järsematena. Nende sisemine ehitus



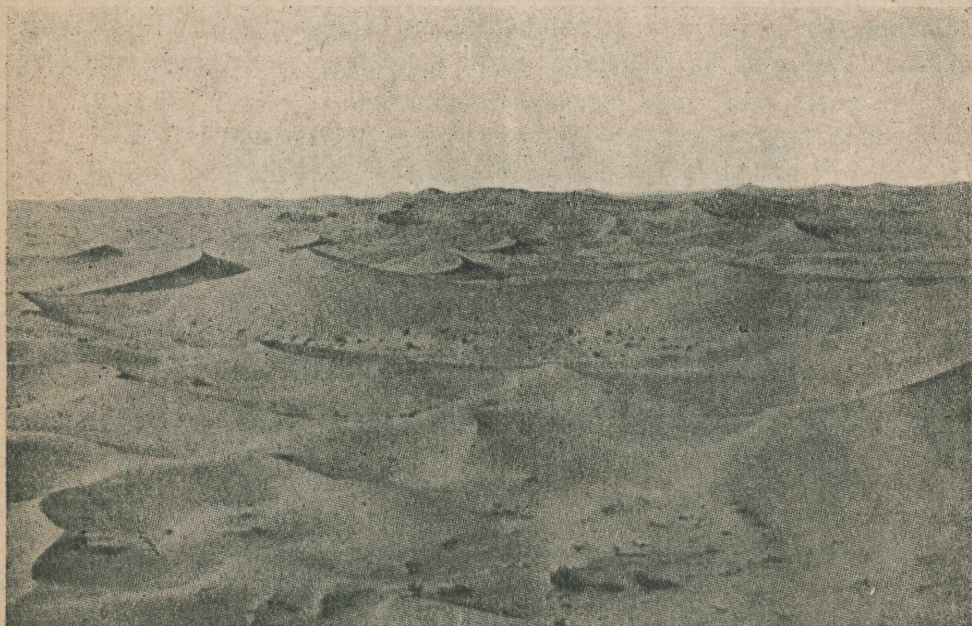
Joonis 116. Paremalt vasemale metsa peale liikuva luite alt väljatulevad surmatud puud Valge mere kaldal.

on sama kui barhaanidel, ühtlasi ka samadel põhjustel; ainult väline kuju ei oma kuuveerandi kuju, vaid on peamiselt rööpne veekogu kaldale, kust liiv tuleb.

Luided liiguvad edasi valitseva tuule suunas. Kõik, mis on ees — oaas allikate ja taimedega (joon. 115), mets, inimese eluase, kas või terve küla — kõik maetakse liiva alla. Kui barhaan või luide samas suunas ikka edasi rändab, siis võivad tema poolt surmatud metsajäänused (joon. 116), majade varemed jne. uuesti nähtavale tulla.

Steppides lambakarjade ja stepirottide poolt taimestiku hävitamine, samuti merekallastel inimese poolt metsade hävitamine on mitmel pool põhjustanud rändliiva tekkimist. Turkestanis on mitmed vanal ajal õitsenud inimasulad langenud tuiskliiva ohvriks; samuti

on õige suur osa Prantsusmaa läänerannikust keskajast peale muutunud tuiskliivade tõttu elamiskõlbmatuks. Tuiskliiva suurt ala kujutab pilt 117. On võimalus seda pahet kõrvaldada, varustades luitepinda taimkattega, alates sealt, kust tuul esmajoones liiva võtab. Seda on heade tagajärgedega tehtud ka meil, näiteks Hiiumaa lääneosas. Selleks tikutatakse liiva pind,



Joonis 117. Orani Sahara liivakõrb („liivameri“).

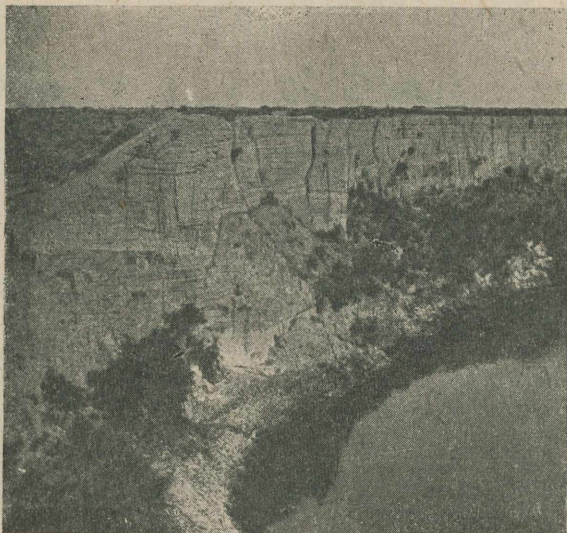
tikkude vahele asetatakse (männi-) oksi ja oksade alla külvatakse liival kasvavaid taimi: luitekaera (*Ammophila*), vareskaera (*Elymus*), liivtarna (*Carex arenaria*), mis küllaldase niiskuse puhul moodustavad pideva taimkatte liival. Siis võib juba puidki istutada, näiteks mändi, millede juurestik seob püsivalt liiva.

Tolm; löss.

Kõrbedes hõõrdub hulk mannerainet mitte ainult liivaks, vaid ka peeneks tolmuks. See tolmu tõuseb kõrgemale õhku, jääb seal püsivamalt hõljuma ja kantakse seetõttu tuulega kaugemale — ka kõrve piiridest välja. Ägedate tormide ajal on õhk kõrbedes nii tolmu täidetud, et valitseb ööpimedus. Ka vaiksemate tuulte ajal on õhk tolmu. Tolmu tungib igale

poole sisse, nii et näiteks elumajades saab mööblit tolmupuhtana hoida vahest ainult mõne minuti. Tormide ajal kandub Alžiiri (Sahara kõrve) tolmu Euroopasse kuni Uuralini.

Peale tormi, tuulevaikuse ajal, laskub muidugi enamik tolmu alla. Kui sünnib see mõne veekogu kohal, siis vajub see tolm selle veekogu põhja — setib seal. Kui sünnib tolmu langemine taimkattega alal, siis jääb tolm siin peatuma, eriti kui taimed on kastest niisked. Kus esineb taimkate, seal peab ka õhuniiskus olema suurem ja peale kaste võib seal



Joonis 118. Murghabi jõe kallas lössis püstseinana ja püstpragudega.

muidki sademeid olla. Kondenseeruv õhuniiskus püüab samuti tolmu kinni ja toob ta maapinnale. Kõrved on enamikus piiratud rohtla (stepi) võõtmega; stepi taimestik, takistades tuule kiirust oma kasvu kõrgusel, ei lase tolmu enam edasi puhuda, nii et tolm kuhjub siin taimede vahele. Seesugune kuhjumine aastasadade ja tuhandete kestel moodustab paksu korra. Taimed peavad selle korra kasvamise tõttu ka kõrgemale sirguma, jättes juured sügavale, kus säilib põhjavee niiskust. Kuid enamik stepitaimi on üheaastased, nende juured surevad ära ja kõdunevad, jättes enese asemel sellesse tolmukogumikku peenikesed torukesed. Nõnda tekib poorne manneraine, koosnev peamiselt ränist (SiO_2 27% kuni 90%), alumiiniumioksiidist (Al_2O_3 4—20%) ja lubjast (Ca_2CO_3 6—67%); viimane lahustub osaliselt aja jooksul ja koguneb alumistesse kihtidesse

väikeste konkretsioonidena. Säärast kivimit nimetatakse lössiks ja lubja konkretsioone temas lössinukudeks.

Lössis leitakse kuivmaa loomade jäänuseid: teokarpe, stepirottide ja antiloopide luid, kuna veeloomade jäänused puuduvad, olgugi et mõningate lösside kihiline ehitus laseb oletada, et nad on settinud vees. Arvatakse, et veekogud, kus selline löss settis, olid faunata, nagu praegused poolkõrbede järved: nad on liiga soolase veega, milles fauna ei sigi. Edaspidisel ajaloo käigul uhtus vesi soolad ära, sest löss on väga poorne ja vett läbilaskev.

Lössi omaduseks on võime denudatsiooni protsesside tagajärjel esineda vertikaalsete seintena (joon. 118). Samuti on temale iseloomulik, et lademete asetus pole horisontaalne, vaid lössilade katab sagedasti mõne oru nõlva ülalt kuni alla; seejuures on oru vastasnõlv lössist puhas, mis on seletatav lössi tekkimise ajal valitseva tuule suunaga. Sama püsiva tuule suunaga Gobi kõrvest Hoangho jõe madalikku on seletatav lössi suurima leiukoha tekkimine Põhja-Hiinas, kus ta on kohati kuni 400 m paks ja mille vertikaalsetesse seintesse on kaevanud hiinlased endile elamud.

Euroopas on olnud suurimaks lössi kogunemise alaks Ukraina NSV. Siin on maapinna pealmine kord aja jooksul segunenud huumusega, mis on taimekõdunemise produkt. Gobi kõrve taolist kohta siin lähedal pole; seepärast on siin oletatud teistsugust tekkimisprotsessi. Et lössi-ala algab põhjast just sealt, kuhu ulatus jääajal mannerjää serv, siis väidetakse, et tolmu lössilademeteks andis kuivav moreenmaterjal, mis jää taganemisel maha jäi ja ei suutnud kiiresti kattuda taimkattega. Et külma mannerjää kohal pidi olema kõrge õhurõhk, siis puhusid tugevad tuuled siit radiaalselt laiali ja setitasid lössi seal, kus juba oli küllaldane taimekasv.

Teiseks suuremaks lössilademeks on Ungari puštad (Doonau ja Tisza jõe orud); ka Reini ja tema lisajõgede orgudes on kohati lössi leida. Oma koostise ja struktuuri tõttu on löss hea põllumaa; kui ta esineb kuivakliimalisel maal; tuleb põlde kunstlikult niisutada.

Geoloogilistes paljandites leidub sageli setteid, mida kõigi tunnusmärkide järgi võib pidada kas kõrveliiva, luiteliiva kui ka lössi seteteks („fossiilsed” barhaanid, luited, löss), nii et võib arvata, et juba varimatel geoloogilistel aegadel olid kõrved, olid tuiskliivad.

Diagenees.

Kõik materjalid, mis setivad geoloogiliste tegurite mõjul veebasseinides või kuival maal, alluvad pärastistele muutustele, mis on tingitud



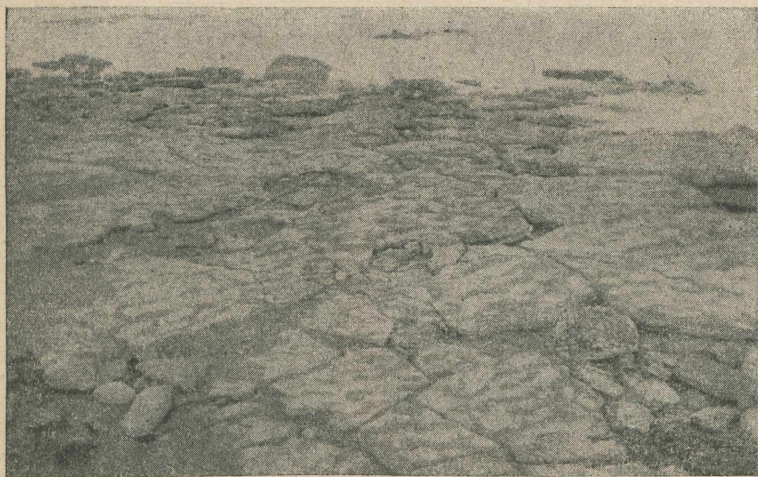
Joonis 119. Põhja-Aadria mererand Grado's virgmärkidega.

miljões valitsevatest tingimustest. Et meresetted on rõhuvas ülekaalus kõigi muude setete ees, siis vaatleme järgnevalt peamiselt nende muutusi.

Esiialgu koosneb iga sete eraldatud, üksteisega sidumata osadest või osakestest. Need pudedad või mudatoolised materjalid on vett täis, seega on iga osakese raskus võrdne $d - 1$ -ga, kus d on osakese erikaal. Seetõttu

on neil kerge liikuda iga väikese jõu mõjul. Ja mudasarnane konsistents võimaldab libisemist ka väga väikeste kaldnurkade puhul. Sügavamates mereosades peabki säärane libisemine olema harilik nähtus. Kui võtab libisemisest osa suurem lade, kus on juba välja kujunenud kihisus, siis võivad need kihid rulluda libisemise juures kokku, kurduda. Endiste geoloogiliste aegade setete vaatlemisel võib sagedasti leida sääraseid kortsutatud kihtide osi tasapinnaliste kihtide vahel, mis vastavad settimise ajale, kus libisemisi ei olnud.

Madalmeresetted, kus veesügavus on selline, et lainete mõju ennast



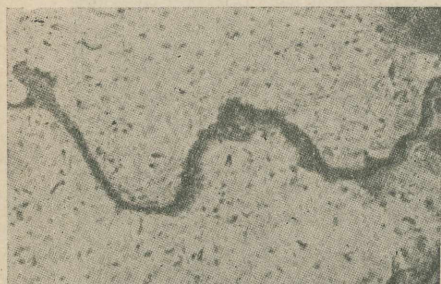
Joonis 120. Leetse rannas paljastunud püriidikihi pind virgmärkidega (hallid).

veel tunda annab, paigutatakse lugematud korrad ümber, pestakse läbi; nendel tekivad merevee liikumise tagajärjel virgmärgid (joon. 119). Kui sääraseid märgid pärast neid tekitanud voolu lakkamist kaetakse, täidetakse teistsuguse materjaliga, siis säilivad nad ka edaspidises sette ajaloos. Joon. 120 on sääraseid virgmärgid näha püriitliivakivil.

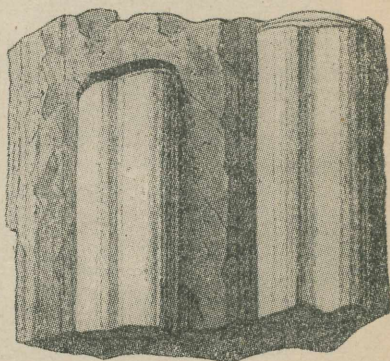
Niikaua kui merebassein püsib, tuleb juurde ikka uut settematerjali, mis vajutab kokku endisi, alumisi setteid, pressib nendest vett välja ja tihendab neid. Kui nõnda settekorra paksus saab küllalt suureks (võib ulatuda kilomeetritesse), siis asetsevad alumised kihid geotermilise gradiendi tõttu juba kõrgemate temperatuuride valdkonnas. Sellel asjaolul on peale kuivatava toime aga ka see tagajärg, et settes kokkuressitud materjalide vahel kiirenevad mitmesugused keemilised protsessid; tekivad uued mineraalid, mis peavad kas asendama settinud mineraale

või tungima nende vahele. Nii see kui teine protsess liidab setteosi üheks massiks — settekivimiks.

Kogu need protsessid, mis leiavad aset setetes ainult pika aja jooksul ja nooremate setete raskuse ning paksuse mõjul, kannavad diageneesi nime. Diageneesi mõjul saame mudast savikilda, liivast liivakivi, loomade lubiskelettidest ja detritusest lubjakivi või merglit, munakate kogumikust konglomeraati. Diageneesi mõiste alla kuulub ka nähe, et juba kõvenenud kihid, rõhudes üksteisele oma mitmesugusest materjalist koosnevate konarlikkude pindadega, sunnivad Riecke' printsiibi järgi lahustuma aine, mis on suurema rõhumise all. Rõhujaks on mõni kõvem ja vähem lahustuv osa ühes kihis; see nagu sööb ennast teise kihi sisse, kust lahusesse minev



Joonis 121. Laineline peatusvahe kihtide vahel Tallinna Suhkrumäel. Tume — püriidirikas.



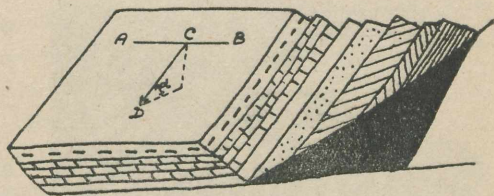
Joonis 122. Stülioliidid: valged pulgad alumisest (pildil puuduvast) kihist tunginud ülemisesse, tumedasse kihti; peal must lahustusjääk.

aine ära valgub ja järele jääb õhukese kirmena lahustusjääk. Nii tekivad (eriti lubjakivides sagedased) „pealuu õmbluste” moodi kihtide vahed, mõnikord aga ka nagu pulgad, mida üks kiht on vajutanud teisesse (joon. 122). Neid viimaseid nimetatakse stülioliitideks.

Niisugused kihtpindade lahutusprotsessid on võinud toimuda ka tervel kihipinnal — arvatavasti siis, kui see kiht on merepõhjas paljastunud ja värske sette juurdetulek on mõneks ajaks katkestatud. Sellise protsessi peamiseks tunnusemärgiks on raskemini lahustuva olluse, näiteks savi kest, mis katab kihipinda kogu tema konarustega (joon. 121).

Tektoonika.

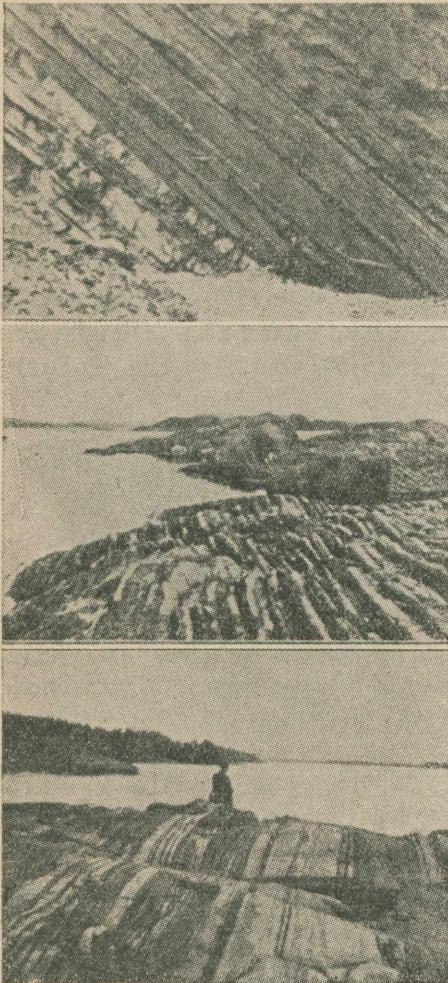
Diageneetiline protsess ei muuda settekihtide enam-vähem horisontaalset asendit. Seda muudavad epirogeneetilised protsessid vähemas määras, aga igas määras niinimetatud orogeneetilised — mägesid tekitavad — protsessid. Et neid muutusi jälgida, selleks on tarvis kokku leppida, kuidas fikseerida kihi asendit (joon. 123). Kihipinna ja rõhtsa pinna lõikejoone suunda nimetatakse rõhtsuunaks AB , mille geograafiline asimuut, mõõdetud põhjasuunast (0° või 360°) üle ida (90°), lõuna (180°) ja lääne (270°) ja väljendatud valemiga $n^\circ \mp 180^\circ$, on üks element kihi asendi määramiseks; teine on nurga suurus rõhtsa pinna ja kihipinna vahel, mille moodustab ristsirge CD horisontaalse maa-pinnaga. See kallak α — varieerub 0° -st (kiht horisontaalne) kuni 90° -ni (kiht vertikaalne; mäemehe keeles: „pea peal“). Looduses esinevate kallakkihtide näiteid pakub joonis 124. Kui on antud mõõtmise punkt geograafilisel kaardil nii plaanis kui ka kõrguslikult, siis on kihi asend kindlasti määratud.



Joonis 123. Kihtide rõhtsuund AB , kallak-suund CD ja kallaknurk α . Kihtide erinevus on väljendatud eri tingmärkidega.

Mainitud nurkade mõõtmine sünnib kõige kergemini mäekompassi (joon. 125) abil. Harilikult 8×10 cm suurusel valgest vasest lauakesel on 6 cm läbimõõduga 360-ks kraadiks jaotatud ring, mille keskel nõela otsas keerleb granaadist mütsikesega magnetnõel, mida nõelale asetatud vasest vöökesed edasi-tagasi nihutamisega võib seada horisontaalsesse asendisse. Magnetnõel ja kraadiring on klaasi all ja klaasi kattedeks on valgest vasest kaas. Magnetnõel arreteeritakse, kui mõõtmist ei toimu. Samal nõelal, millel keerleb magnetnõel, on riputatud üles metallist segmendike (klinomeeter) indeksiga, mis kompassilauakese vertikaalses asendis näitab kompassi karbikesel põhjal oleva kraaditud poolringi kraade. Kui kompassi

pikem külg on horisontaalne, siis näitab klinomeetri indeks 0° ; kui see pikem külg on kaldu, siis näitab klinomeeter, kui võrd on ta kaldu horisontaalpinna suhtes. Asetanud kompassi kihipinnale pikema küljega kallakjoone suunas, möödame niiviisi selle kallaku.



Joonis 124. Ülal: kihtide mõõdukas kallak (kivimurru sein liiva- ja savikivimis Sauerlandis Saksamaal). Keskel: järsu kallakuga valged lubjakivid ja tumedad savikildad Oslo fjordis. All: peapeale asetatud kristall-kiltkivid (leptiidid) Ornö saarel Stokholmi ligi.

Peale kallaknurga tuleb mööta kompassiga ka kallakjoone asimuut. Selleks asetatagu kompassi lühem külg, lähem tähele S (180°), kihi rõhtsuunda, kompass ise hoitagu horisontaalsena ja lastagu magnetnõel vabaks. Siis näitab magnetnõela põhjapoolne ots kraadiringil kallak-suuna asimuudi. Et möödeta suund möötmise juures ühtlustataks kompassi SN joonega (mis ka kompassi alusel on märgitud sisselõigatud joonena) ja asimuut loetakse nõela N otsa järgi, siis on ka kraadid kompassil kantud vastupidises suunas, Ost ja West on ära vahetatud.

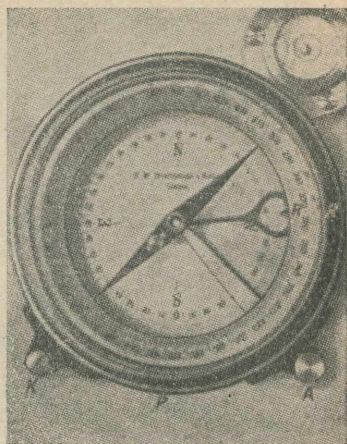
Kihtide kallaku määramisel peab alati selgitama, kas kihid, mida maapinnal näeme, on jäänud oma asenditesse, mis neil on sügavamal. Nimelt on mäenõlvadel sagedane nähtus, et kihtide avamused (välised ääred) aja jooksul allapoole vajuvad, nagu näitab joonis 126. Sel juhul peab säärane paindunud osa ära koristama ja möötma kallakut paigalejäänud kihtide pealt.

DISLOKATSIOON (SIIRE).

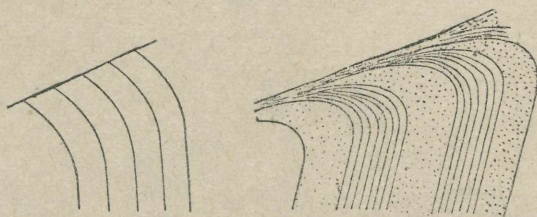
Kui kerkib või vajub osa laia maa-ala katvast kihtide pakist, siis toimuvad selles pakis ka mõningad seesmised muutused. Mõnes kohas peaksid kihid venima, teises kohas kokku surutama; selle piiri peal, kus

tõusev või vajuv kihtide osa on seotud paigalejääva osaga, allub kihtide pakk painele. Kui kihti kohalt ära nihutada, ületab dislotseeriv jõud kihimaterjali vastupanu, puruneb, rebeneb kiht ja temas tekib lõhe. Nõnda võib eraldada kaht liiki dislokatsioone: 1) painutusi ilma rebenemata; neid nimetame kurrutamiseks (või plikatiivseks dislokatsiooniks); 2) lõhede tekkimisega seotud murranglikku (või disjunktiivset) dislokatsiooni.

Missugused jõud dislotseerivad maakoore osi, neid kohtadelt ära nihutavad, on seni olnud mitmesuguste oletuste aluseks, milledest mõned on juba kõrvale heidetud; teisi aga arendatakse kogu aeg, et neid uuesti avastatavaile faktidele kohandada. Geofüüsika matemaatiline analüüs näitab, et kõige suurem maakoores tegutsev jõud on ikkagi raskus. Kui võtta usutavaks, et maakera kahtlemata plastilisi liikumisi võimaldab 12 000 km paks sisemine kord mõnesuguste temas toimuvate muutuste, s. o. reaktsioonide tõttu võib kohati paisutada üles passiivse, vähemalt 100 korda õhema tahke maakoore, siis on meil võimalik seletada kõiki maapealseid dislokatsiooni nähtusi: raskus nihutab masse maakera keskpunktile lähemale (alla), aga



Joonis 125. Mäekompass. A — magnetnõela kinnitaja (arreteeriija). Vastu R tähte: lood (klinomeeter). Ülal paremal nurgal ring — vesilood.

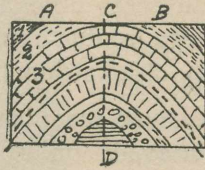


Joonis 126. Kihtide kooldumine nõlvadel.

magma paisumine surub massi sellest keskpunktist kaugemale (kõrgemale). Need radiaalsed jõud annavad teatavas olukorras komponente ka teistes suundades, ka tangentsiaalses, millede arvele pannaksegi paljud dislokatsiooni nähted. Lähemalt peatume nende oletuste juures kursuse lõpul.

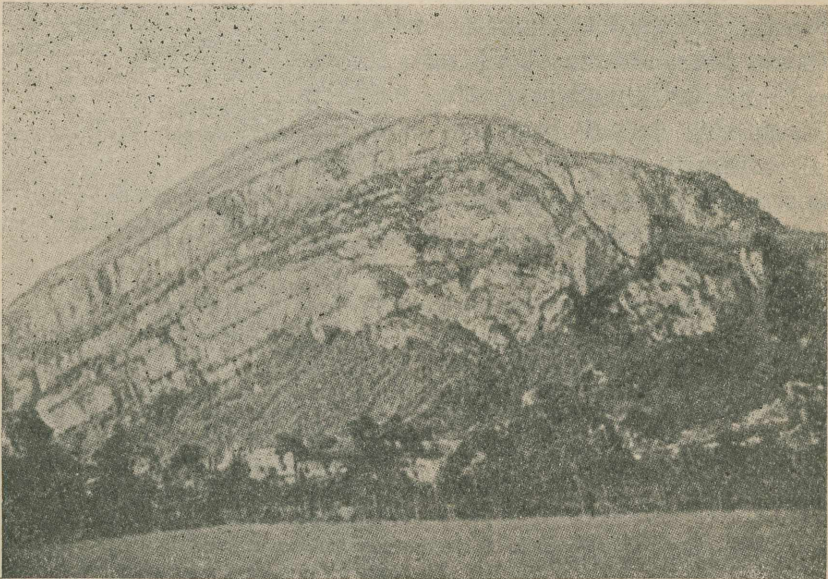
Kurrud.

Kui horisontaalsete kihtide mõni koht, võrreldes ümberkaudsete osadega, tõuseb, nii et kihid ei murdu, siis saame siin kihtide läbilõike, nagu näitavad joonised 127 ja 128. See on antiklinaalne kurd (kühr).



Joonis 127. Antiklinaalne kurd tiivadega *A* ja *B* ning telgpinna jäljega *CD*. Numbrid 1, 2, 3 on kihtide järjekorra nr-id.

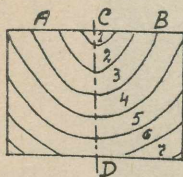
Sellel on kaks tiiba *A*, *B* ja kurru telgpinna, mille jälg joonisel on *CD*. Kurru tiivadel on kihtide langus telgpinna eemale. Kui aga horisontaalsete kihtide mõni koht vajub allapoole kohale jäävaid osi, olles



Joonis 128. Lame antiklinaarne kurd lubjakivides (Iseri departemangus Prantsusmaal).

samuti murdumata, siis annab läbilõige joonise 129: sünkliinaalse kurru (vaondi), millel on ka oma tiivad *A* ja *B* ja telgpinna *CD*. Siin on aga mõlema tiiva kallak suunatud telgpinna poole. Need on kurdude

põhikujud. Tiibade kallak võib olla väike: lamedad kurrud (joon. 128); võib olla suur: järsud kurrud (joon. 130); kallakud võivad olla sümmeet-



Joonis 129. Sünkliinaalne kurd tiibadega *A* ja *B* ning telgpinna jäljega *CD*. Numbrid 1, 2, 3 kuni 7 näitavad kihide järjekorda, alates kõige nooremast, mis avaneb maapinnal telgpinna kohal.



Joonis 130. Järsk antikliinaal savikildas; peal diskordantselt liivakivid (Harz, Saksamaal).



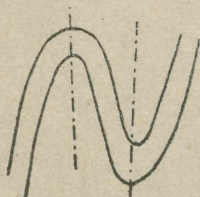
Joonis 131. Sümmeetriline sünkliinaal (USA, Hancocki ligidal, Md).

rilised (joon. 131, 132) või ebasümmeetrilised (joon. 133), kus telgpind on kallak ja mitte püstloodis. Kurrud telgpinna lõige ühe ja sama kihipinnaga

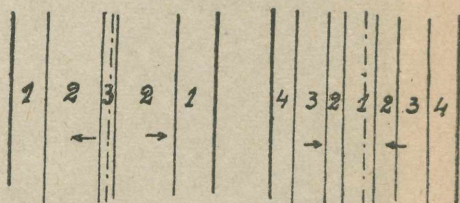


Joonis 132. Kurrud lubjakivis Ruhrimaal.

võib olla sirge (juht *a*) või kõver. On kõverus ülespoole, siis on (antiklinaali puhul, juht *b*) tegemist brahhü- (lühi-) antiklinaaliga; kui

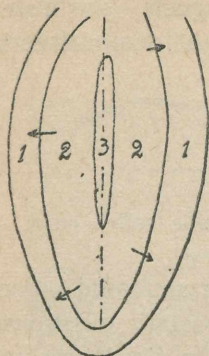


Joonis 133. Ebasümmeetrilised kurrud.

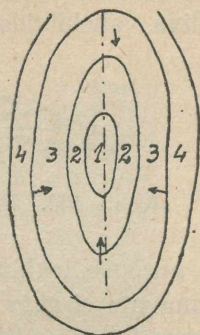


Joonis 134. Joonistel 127 ja 128 lõikes näidatud antiklinaali ja sünkliinaali avamusjooned maapinnal, kaardistatud. Kihtide numbrid samad: vasemal kaardil nagu joon. 127 ja paremal — nagu joon. 128. (Teksti juht *a*: telgpinna lõige sirge.)

on kõverus allapoole, siis on (sünkliinaali puhul juht *c*) meil brahhüsünkliinaal. Kui kanda kaardile üksikute kihtide läbilõiked horisontaalse pinnaga, siis saame juhul *a* joon. 134; juhul *b* joon. 135 ja juhul *c*



Joonis 135. Brahhüantikliinaal kaardil — vastav juhule, kui tema keskmine lõige oleks joon. 127.



Joonis 136. Brahhüsünkliinaal kaardil — vastav juhule, kui tema keskmine lõige oleks joon. 129.

joon. 136; neil joonistel on noolega näidatud vastavad kihtide kallaku suunad. On palju juhte, kus mõne kurru ülemist jagu moodustanud kih-



Joonis 137. Brahhüantikliinaali vajuv ots; kihid koorikutena pealt ära murtud. (Björko saar Oslo fjordis.)

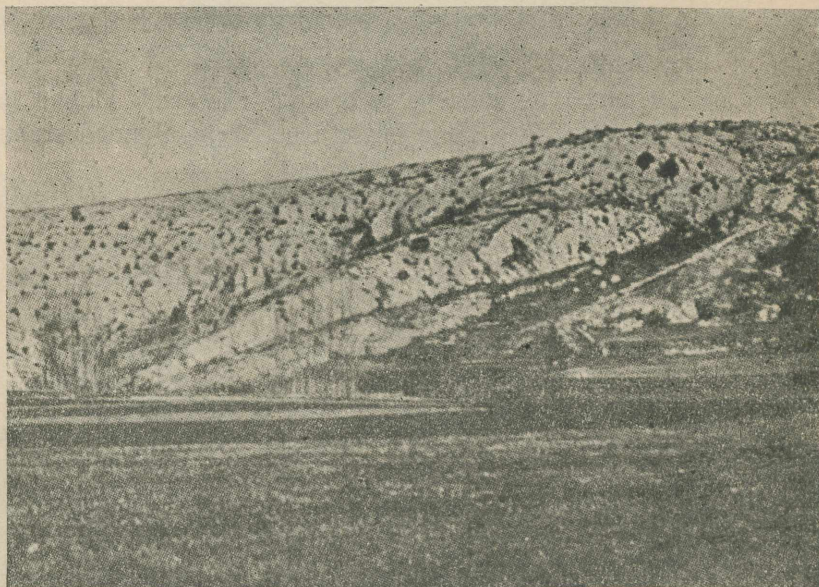
tide osad on denudeeritud; sellel puhul näitaksid meie joonised 134—136 kurdu moodustavate kihtide avanemist maapinnale. Brahhüantiklinaali kuju looduses näitab joonis 137.

Juba ammust ajast tehti katseid mitmesuguste plastiliste ainetega (savi ja liiva vahekihtidega, tinaplekk, riie jne.), et demonstreerida labora-



Joonis 138. Sula lume kurrud katusel, mille kallak on α .

tooriumis kurdude tekkimist surve mõjul, mis on suunatud mõne „kihtide” pinnas lamavate sirgete järgi. Saadi volte; arvestati, missuguse osa kihi laiusest enne kurrutamist kattis voltide rühm; selle järgi arvestati ka, kui-

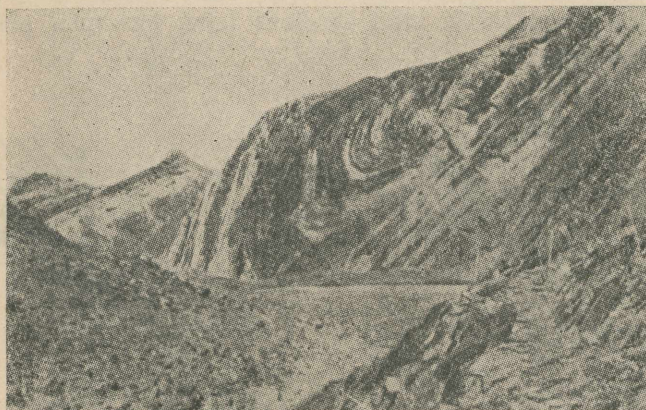


Joonis 139. Kaldkurd lubjakivides Saint Julien'i lähedal Var'i departemangus Prantsusmaal.

palju maa koor ühes või teises mäestikus on kokku tõmbunud. Kuid säärane arvestamine ei võimaldanud siiski kõiki asjasse puutuvaid fakte kooskõlasse viia.

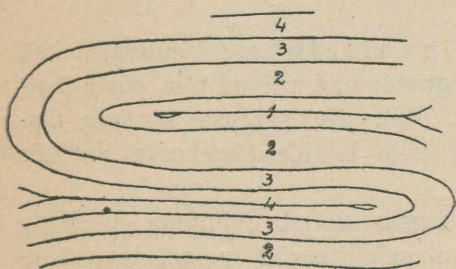
Kurdude tekkimist aeglasel libisemisel raskuse mõjul võib tähele panna värsket sula lumekatte puhul tasasel ja alumisel äärel püst-

liistuga varustatud katusel. Liist peab lumekihi alumise ääre paigal, aga ülemised osad libisevad alla, surudes alumisi kurdudesse, mis võivad üksteise peale joosta, nagu näitab joon. 138. See libisemine toimub hõlpsasti lume koreduse, sula (sellepärast ka plastilise) oleku ja vee tõttu, mis „määrdena” hõlbustab libisemist.

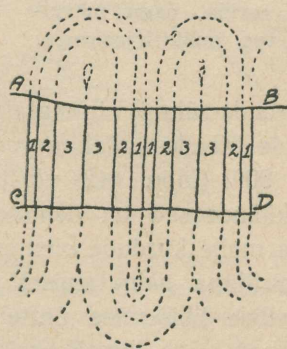


140. Kaldsünkliinaal Ugabi's Edela-Aafrikas. Valge marmor ja tume vilgukilt.

Näites toodud juhul sünnivad harilikult ebasümmeetrilised kurrud, kus telgpind on kaldu ja kurdude ühe ja teise tiiva kallaknurk on erinev. Siin võib olla väga mitmesuguseid üksikkurrutüüpe ja ka erilisi kurdude-rühmi, millelele on antud eri nimed. Meie nimetame siin ainult kaldkurd

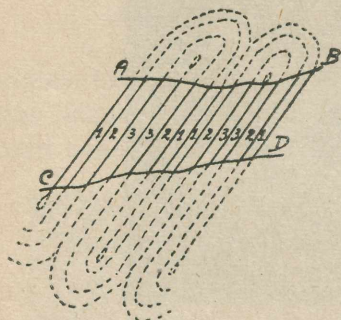


Joonis 141. Lamav kaksikkurd. Kui kõige alumine tiib on normaalne, siis on kiht 1 kõige vanem ja kiht 4 kõige noorem; esimene tiib ülalt ja teine alt on ümberpööratud järjekorras.

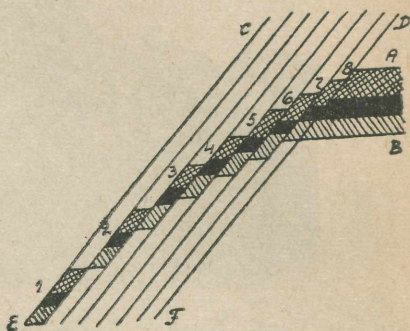


Joonis 142. Isoklinaalsed püstkurrud. Kui paljanduvad ainult kihtide osad joonte AB ja CD vahel, siis aitab kihtide järjekord kurde rekonstrueerida (märgitud punktiiriga).

(joon. 139 ja 140) ja lamavkurdu (joon. 141). Viimane on eriti tähelepanuväärt sellepärast, et tema alumises tiivas on kihtide järjekord, läbides neid ülalt alla, vastupidine järjekorrale ülemises tiivas. Kui viimases säilib esialgne järjekord, nii et ülemine kiht on kõige noorem, siis on alumises tiivas see noorem kiht all ja tema peal ülespoole ikka vanemaks minevad kihid. Et saada kätte õiget vanuse järjekorda geoloogilistes kihtides, on tarvis alati kindlaks teha, kas meil pole tegemist lamavate kurdudega.



Joonis 143. Isoklinalised kaldkurrud. Joonte AB ja CD vahel paljandunud kihtide järjekord lasseb kurde rekonstrueerida, nagu märgitud punktiirjoontega.



Joonis 144. Kurre (painde) tekkimine libisemisel translatsioonil pindu pidi. Seletus tekstis.

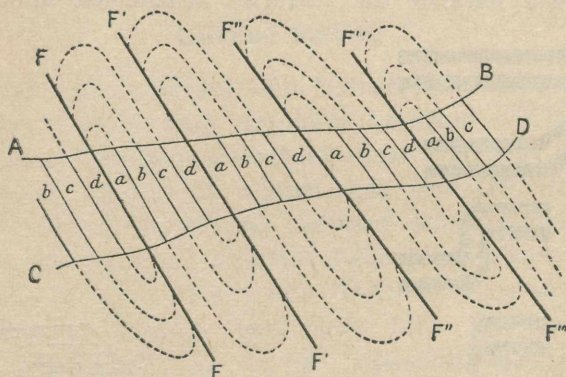
Kurdude-rühmi nimetatakse isoklinalseteks (rööptiivalisteks), kui nende tiibade kallaknurgad on ühesugused; nad võivad olla püsti (kallaknurk 90°) (joon. 142) või kaldu (joon. 143). Kui säärase kurdude ülemised käändeosad on denudeeritud, siis võib kihtide järjekorra analüüs tõestada meile kurdude olemasolu.

Kihirühma painutamisel peab möödapääsematult toimuma üksikute kihilamellide libisemine ühtteistpidi, nagu seda teevad painutatava raamatu lehed. Iga lamell eraldi peab kumeral poolel venima ja nõgusal kokku surutama; kuid see protsess moondub suuresti nende nihkejõudude mõjul, mida tekitab naaberlamellide-vaheline hõõrumine. Mõni paksem ühtlane kiht ei lagune kurrutamisel üksikuteks lamellideks, ja tema haprustest või plastilisusest oleneb, kas ta venival poolel rebeneb, lõheneb või

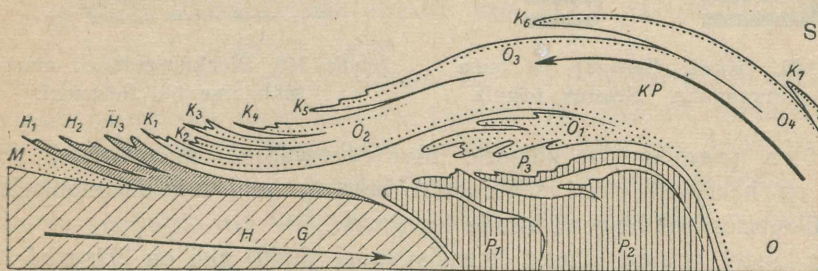
mitte. Looduses on palju kohti, kus näiteks paksud liivakivikihid antiklinaali teljel on lõhesid täis.

Lõhestuvus.

Teooria ja laboratoorsed katsed enam-vähem isotroopse materjaliga näitavad, et ühesuunalise jõu — kas tõmbe või surve — puhul ilmuvad ke-

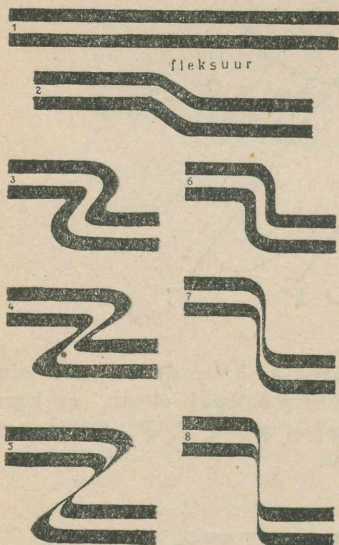


Joonis 145. Kurrud, millede kihtide järjekord (tähed a, b, c, d) on näha ainult joonte AB ja CD vahel. Rekonstrueerimine (punktiirjoontega) oletab, et kurrud on rebenenud ja nihkunud (parempoolsed ülespoole) pindu F, F', F'' jne. pidi, kujutades soomuskurde.

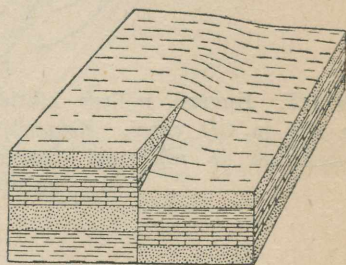


Joonis 146. Ida-Alpide ehitus, nagu teda kujutab Viini professor L. Kober. KP — vanad (geoloogiliselt vanemad) ja kristalsed (tard- ja moondekivimid, mis on veninud kõva aluspõhja HG („Helvet“) peale, arvatavasti põhjapoolises, (pahempoolne pildil) otsas olnud kaldkurru telgpinna joon (katte „pea“). Selles liikumises võttis KP enesega ühes K₁—K₇ — lubjakivi kihid, mis samuti „katetena“ peale peatama jäid, ja muljus enese alla nooremad H₁—H₃ kihid ning kõige nooremad M kihid, samuti rebenenud kurdude näol. P₁—P₃ — „Tauern“-katted, samuti lõunast põhja nihkunud; nende „pead“ on kaetud kiltkivikompleksiga (joonisel valge). O, O₁—O₄ — Ida-Alpi katte üksikud kurrujäänused.

has jõusuunale umbes 45° all maksimaalsed nihkepinged, mis ületades keha vastupanu, annavad selles suunas lõhed, mida mööda nihkuvad tõmmatava või surutava keha osad. Looduses esinevad kivimid on eriti anisotroopsed. Seepärast ei teki nende vastupanu ületamise puhul suunatud jõu tagajärjel mitte kahte süsteemi lõhesid 45° all jõu suunale, vaid üks; 45° asemel võib olla palju väiksem nurk. Aga säärase omavahel paralleelsete lõhede süsteem on kivimites väga sagedane. Ta lõikab kihtpindu mitmesuguste nurkade all. Säärast lõhenevust nimetatakse kli-



Joonis 147. Kurv, fleksuur ja tema areng murranguks. Seletus tekstis.



Joonis 148. Blokkdiagramm: murrangu tekkimine üle fleksuuri.

v a a ž i k s (cleavage — kiltsus). Makroskoopiliselt märgatavad lõhede vahed on harilikult paari sentimeetri laiused, kuid mikroskoopiliselt on lõhed üksteisest millimeetri osade kaugusel.

On kindel, et neid lõhesid (translatsioonipindu) pidi on libisenud maneraine. Ja muidugi need osad, mis leidsid vähemat vastupanu (näiteks maapinnale lähedasemad), libisesid kaugemale kui alumised, kõvemini kokku pressitud, ja seepärast, et takistus libisemisele muutus pidevalt, pidi ka libisemise kaugus pidevalt muutuma. Olgu joonisel 144 *AB* kolme kihi kompleks ja *CDEF* teda läbilõikav klivaaži lõhede rühm. Ütleme, et *CE* oli libisemiseks vabam, nii et *CE*-le lähemate lõhedega kihikompleksist väljalõigatud osa viidi asendisse 1; järgmine osa liikus vähem ja jäi peatuma asendis 2, veel järgmine asendis 3, siis 4, 5 jne., kuni *DF* järel

kiht üldse ei libisenud. Joonisel on klivaaži lõhede vahe (võrreldes kih- tide paksusega) suur (selguse huvides). Kuid pidades meeles, et klivaaži pindade vahed on millimeetri osad, peame neid äralibisenud kihtide osi kujutama ette pidevalt üksteisega seotutena: kihid näitavad painutatud kurru tiiva osa. Nagu näha joonisest, on sellel (arvatavasti väga sagedase) kurrutekkimise puhul tegemist mitte kokkusurumisega, vaid ümberpöördukt laialivenimisega.

Lõhutud kurrud.

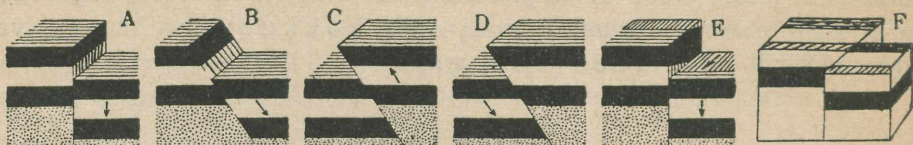
Aga libisemine (translatsioon) võib toimuda ka ühtainust pinda mööda, kui kivimis kujuneb selline pind; seejuures harilikult nõnda, et mõni pind tervest translatsiooni pindade süsteemist omab aja jooksul kõige kerge- mat libisemisvõimet. Joon. 145 seletab seda protsessi, mille tagajärjena ilmuvad kurrud, millede üks tiib on kadunud: soomuskurrud. Aga sama ühe tiiva purukshõõrumine ja kadumine ligikaudu horisontaalsete kurdude puhul on niinimetatud „k u r d k a t e t e l” (Decken, Charriage), mis on kurd- mäestikes sagedased. Näitena olgu joon. 146. Et sääraistes „katetes” oleks võimalik orienteeruda, on tarvilik ajaloolise geoloogia tundmine. Kurdmägedes on sagedane nähtus, et geoloogiliselt noorematel kihtidel la- mavad vanemad kihid. Kuidas on toimunud säärane katmine, kus need pealenihkunud kurrud on saanud alguse, missugused jõud neid on nihuta- nud — kõige selle üle on koostatud enam või vähem teravamõttelisi hüpo- teese. Mõned hüpoteesid on aja jooksul maha jäetud, mõned modifitseerit- ud, kuid üldtunnustatuks pole saanud veel ükski: nii mitmed Alpidegi läbilõiked räägivad üksteisele vastu.

Omagu kurd kuju, nagu on joonisel 147 (1). Pole haruldane nähtus, et vajub näit. parem tiib, nagu on näha joonisel (2). Säärast kurdu nimeta- takse fleksuuriks. Edasi võib areneda asjakäik kas horisontaalsete jõudude toimel (3—5) või vertikaalsete toimel (6—8). Mõlemal puhul võib kurru venitatud osa kaduda ja asemele jääb nihkepind — lõhe.

Murrangud.

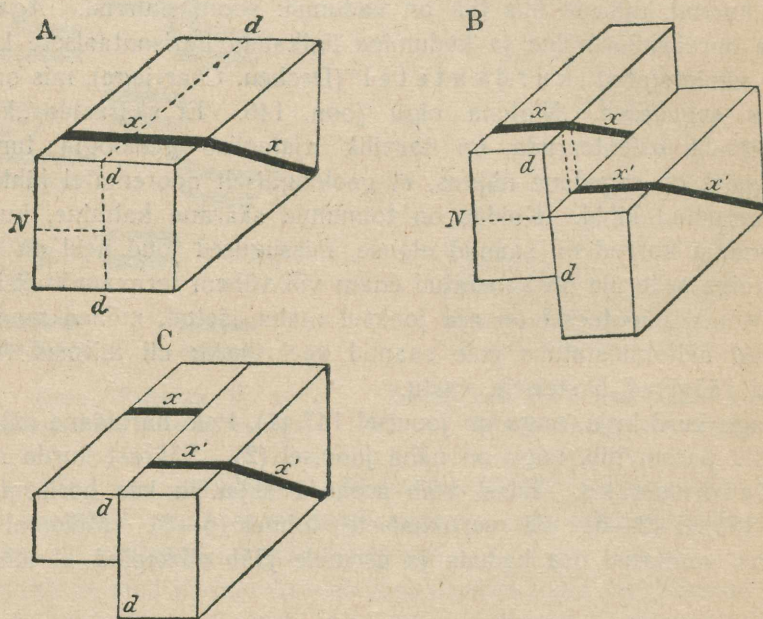
Sääraseid fleksuure, mis ühes otsas näitavad normaalset tervet kihtide-pakki ja teises otsas on arenenud murranguks, leidub ka looduses. Blokkdiagramm joonisel 148 annab sellise skeemi. Kuid enamiku lõhede tek- kimisel maakoos ei tarvitse mitte oletada algelist kurrustaadiumi, vaid lõ- hede tekkimine on loomulik rebenemisjõudude tagajärg. Kuigi need lõhed on sagedasti kõverapinnalised, võib siiski neid kujutada kokkuseatuiks tasa-

pinnalistest osadest. Iga säärase tasapinnalise lõhe asukoht ruumis antakse samuti nagu kihipindadelgi lõhe kallaksuuna ja kallaknurgaga, mis on mõõdetud (harilikult geoloogilise kompassiga) topograafilisel kaardil määratud kohas.



Joonis 149. Blokkdiagrammid murrangu tüüpidest. Seletus tekstis.

Kui säärast lõhet pidi ühel pool lõhet olev maakoore osa on teisel pool lõhet oleva osa suhtes ära nihkunud, siis räägime murrangust. Nihku-



Joonis 150. Blokkdiagramm: kallaku kihi xx murdumine lõhe dd kaudu. A — algseis. B — murrang värskel, parem pool kuni nivoo N vertikaalselt vajunud. C — pahempoolse osa ülemine pool kuni nivoo N ära kantud.

mine võib olla sündinud vertikaalses või horisontaalses ehk mingis vahepeelses (diagonaalses) suunas. Kui murranglõhe on vertikaalne, siis räägime vertikaalse nihke puhul harilikust murrangust ja iseloomustame seda murranglõhe rõhtsuuna ja nihke ulatusega pikkuseüksustes, nimelt kuupalju

on üks pool teise suhtes ära nihkunud (kas üles või alla, kui oletada, et teine pool on jäänud püsima algseisundisse). Samuti mõõdame ära horisontaalnihke („röhtnihke”, sakslaste „Blattverschiebung”) puhul nihke suuruse (meetrites, sentimeetrites, kilomeetrites). Diagonaalse nihke puhul määratakse nihke suurus kahe mõõtega: horisontaalses ja vertikaalses suunas.

Kui murrangpind on kallak, siis on tarvis eraldada mitmeid juhte, milledest toome mõned joonises 149 sellel oletusel, et murrangpinnaga läbistatud kihid on horisontaalsed. A on harilik murrang vertikaallõhe puhul; B — murrang kallakulõhe puhul, kus allalangeval tiival oli võimalik nihkuda ka



Joonis 151. Murrang kildas Tennessee osariigis USA-s. Vasem pool alla vajunud.

paremale poole; C ja D on ühesugused, kuid C puhul oletatakse, et parem pool tõusis, kuna pahem paigale jäi; D puhul on vastupidine oletus, resultaat on aga sama. E kujutab diagonaalset murrangut ja F — horisontaalset nihet. Nende murrangute puhul võib mõõta kaugust, millele nihkus üks ja sama kihtide kompleksi punkt (murrangpinnal) nihkunud osas samasugusest punktist paigale jäänud osas murrangpindapidi — see on nihke pikkus. Tähtsam on aga kaugus ühe ja sama kihi nihkunud poole ja paigalejäänud poole vahel, mõõdetud ristsirgel kihi pinnale (murrangkõrgus).

Kui murrangpind läbistab kallakuid kihte, siis erinevad järgnevad konstruktsioonid selle järgi, kas murrangpind ja kihtide kallaksuund ühtuvad või on nurgeti. Näiteks selgitame joonisel 150 blokkdiagrammil juhtu, kui vertikaalse murrangpinna dd suund ühtub kihi xx kallaksuunaga.

Arusaadavalt ei saa murrangpind olla tekkimismomendil tasane. Tema konarused hõõruvad nihkeprotsessi kestel lõhe vastaspinda, purustavad eriti ettejäävaid osi, koguni kuni jahupeensuseni, jätavad lõhe pinnale kriime, mis näitavad nihkumise suunda. Mõnikord hõõveldatakse murrangpinnad sääraselt hästi tasaseks: tekib „hõõrdepeegel”. Purustatud, muljutud murdlõhe täitena, mis osutub vahest meetri või paari paksuseks, esineb dislokatsiooni bretšia või kivim müloniit (jahvatatud kivi). Näidetena loodusest olgu joon. 151—153.

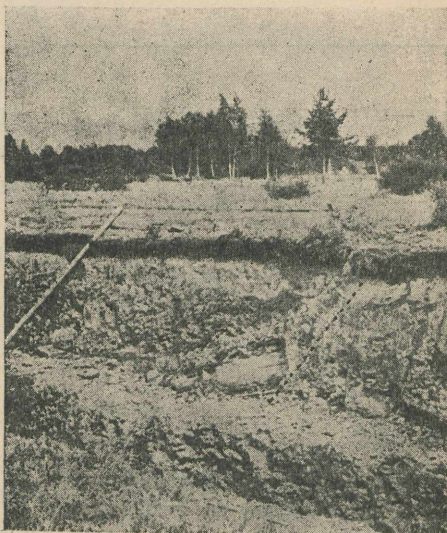


Joonis 152. Paljandunud murrangpind kriimudega Mechernichi (Eifel, Saksamaal) liivakivis. Vajunud pool esiplaani madala pinna all.

Sagedasti esinevad murrangud paralleelsete seeriatena. Iga murrang-lõhe paari vahel olev kihtide-paki osa on siis teatava määra naaberostade suhtes ära nihkunud. Läbilõikes saame säärase skeemi (joon. 154). Siin on number 1 alla sama fleksuuri üleminek murranguks mis joonisel 147; number 2 all on kihtide osa, mis on madalamale langenud kui mõlemapoolsed naaberostad: s. o. a l a n g; sama laadi alang on ka nr. 4 all. Nr. 3 ja 5 näitavad kihi-osi, mis on kõrgemad mõlemapoolsetest naaberostadest; need on ü l a n g u d. Nr. 3 ja 4 vahel on rööpselt korduvad murrangud a s t a n g m u r r a n g u d. Nr. 6 näitab üldist murrangvälja ja nr. 7 — h ä i l m u r r a n g u t, kus terve

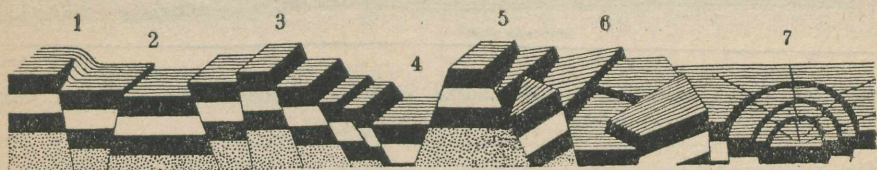
maa-ala on nihkunud alla kontsentrilisi murrangpindu (osalt ka radiaalseid) pidi.

Seni kirjeldatud tektoonilised vormid — nii kurrud kui ka murrangud — on üksikasjad, detailid tektoonilistel suurvormidel, mis annavad maa-koorele tema struktuuri. Harilikult esinevad nii plikatiivne kui ka disjunktiiivne dislokatsioon koos ühel ja samal alal, kuid on ka kohti, kus üks või teine on ainuvalitsejaks: 1) kurdmäestikud ja 2) pangasmäestikud. Kurdstruktuuri ülekaalu näeme eriti geoloogiliselt nooremal ajal tekkinud mägedes, nagu on Alpid, Kaukasus, Himaalaja, Kordiljeerid. Vanematel geoloogilistel aegadel tekkinud kurdmäed on suuresti ära kantud; on jäänud ainult nende alumised osad enam-vähem tasandatud kiltmaade näol. Ja säärased endiste kurdmägede tüved on siis harilikult disjunktiiivse dislokatsiooni tallermaaks, täis murranguid, sügavate alangute ja kõrgete ülangutega.



Joonis 153. Kohtla õlikivikaevanduse ülemistes kihtides murrang (lõhe märgitud täppjoonega),

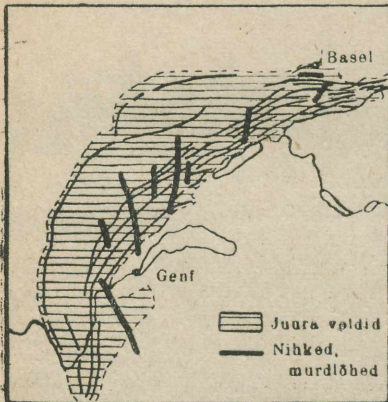
Harilikult on kurdude ahelikud pikad, vahel sirgjoonelised, vahel kõverad; kohati hargnevad nad nii või teisiti. Kaardil joon. 28 on vulkaanide levik peamiselt piki neid kurdmägesid. Klassilise kurdmäestiku näitena tuuakse sagedasti ette Juura mäestikku, mis haarab Alpide ala läänest ja loodest (joon. 155). Peente joontega on siin märgitud antiklinaalide



Joonis 154. Murrangute mitmesugused liigid. Seletus tekstis.

teljed; rasvaste joontega — neid kurde põiki läbilõikavate murrangute jäljed. Läbilõike skeem on joonisel 156, mille horisontaalmõõt on umbes 1 : 300 000, kuna see joonisel 155 on 1 : 4 600 000.

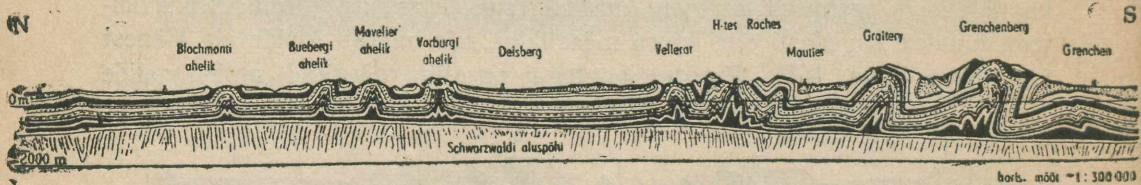
Hiigelmurrangute leviku ala on Ida-Aafrika (joon. 157). Pikad maa-ribad on siin vajunud paar kilomeetrit sügavale; asemele on tulnud Punane meri, järved Njassa, Tanganjika, Rudolfi ja sama alangute süsteemi kuuluv Jordani org Surnumerega Palestiinas. Mitmes kohas on nende alangute äärtel olnud laavapursked, eriti Abessiinias. See Aafrika lõhenemine on sündinud hilisematel geoloogilistel aegadel; umbes samal ajal vajus sügavusse ka maa-ala, kus praegu on Egeuse, Must ja Türeeeni meri. Läbilõikes oleks pilt selline, nagu on joonisel 158, mis kolmeks lõigatuna annab Ida-Aafrika pinnakuju (suurendatud vertikaalmõõdus), alates läänest Tanganjika järve lõunapoolse otsa lähedalt ja lõpetades merelähedasema Kilombero alanguga.



Joonis 155. Juura mäestiku kaart. Joonetega märgitud on antiikklinaalid; mida markantsemad, seda rasvasem joon.

Soolatektoonika.

Erilised tektoonilised vormid tekivad plastiliste kivimite, näit. soolade puhul: soolatektoonika. Kivisool ja teda saatvad teised soolad on väga kergesti rõhule järeleandvad. Kui nende soolade kihti kattev pealiskord on ebatasane oma raskuse poolest, siis suruvad raskemad kohad soolakihi kergemate alla, mis nõnda t õ u s e v a d,



Joonis 156. Juura mäestiku meridionaalne läbilõige, umbes 7° 20' ida pool Greenwichi. Kurrutatud struktuur.

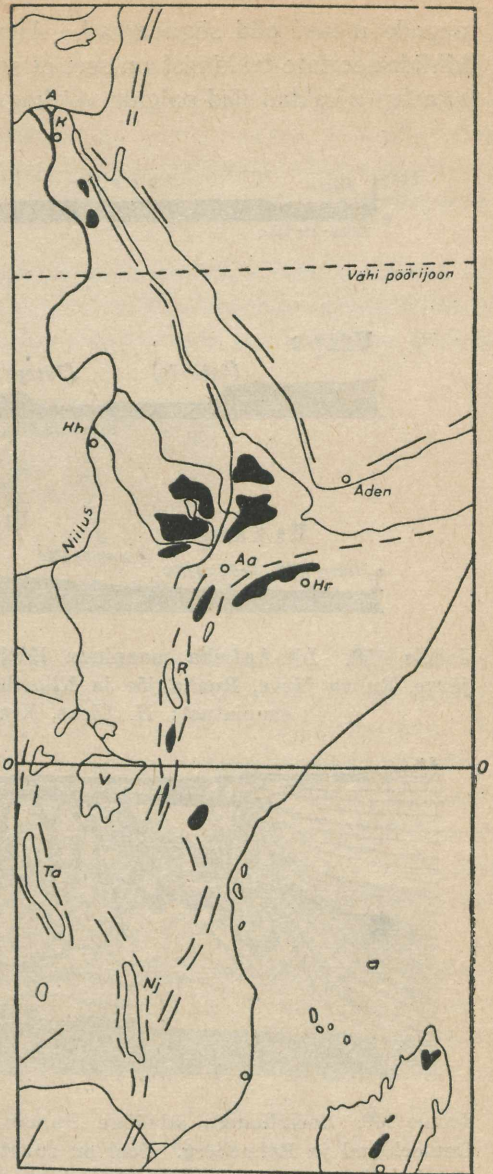
kuna soolakiht seal pakseneb. Muidugi tekib nõnda kõrgemal kummi tõsetavas pealispinnas palju pragusid, mispärast niisugune tõusev brahhüanti-klinaal kiiresti denudeeritakse. Seda mööda, kuidas katte raskus väheneb, kasvab ka soola väljasurutud hulk; sagedasti ulatub säärane soolaülang („soola-paise”) kuni maapinnani ja mõnikord „voolab” sool oma pinnale-

tuleku kohast jääliustiku moodi ümberkaudse pinna peale laiali. (Joonisel 159 on säärase soolaülangu läbilõige.)

Sellised läbitungivad kurrud — diapiirid — võivad tekkida ka teisiti. Joonisel 160 läbilõikes kujutatud diapiirne antiklinaalne kurd võib olla tekkinud nõnda, et selle mere põhjas, kus sündis niisugune kuju, oli juba algusest saadik järsunõlvaline küngas *A*, mille peale kogunesid setted, omades aegamööda lamedamat kallakut, sest sügavamale libises rohkem materjali ja kihid said siin paksemad kui need, mis olid kontaktis künkaga *A*. Aga on ka võimalik teine seletus: setted sadestusid omal ajal normaalselt tasasel merepõhjal; pärastpoole aga tõusis merepõhja osa *A* üles ja torkas need kihid läbi, painutades läbitorke augu ääred ülespoole ja venitades need välja — õhemateks. Mõned naftaleiukohad on seesuguste diapiiridega seotud, samuti nagu nafta seltsib ka sagedasti soolaülangutega.

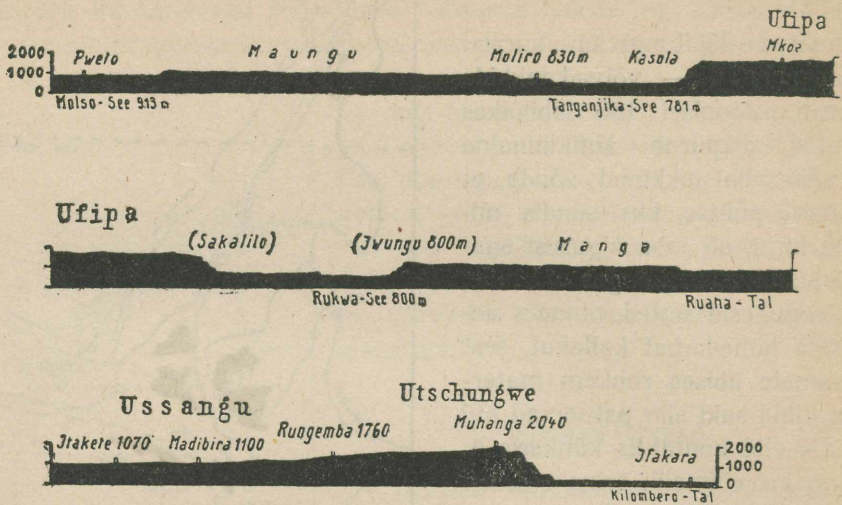
Geosünkliinamid.

Arvutades mitmel kohal maapinnal avanevate, pidevalt settinud kihtide kogupaksust, saame sagedasti kuni paarikümne kilomeetrini ulatuvaid arve. Niisugune kihtkond ei saanud settida praegustega sarnastes meredes, millede keskmine sügavus on nelja kilomeetri ümber. Vaevast on usutav, et ka endiste

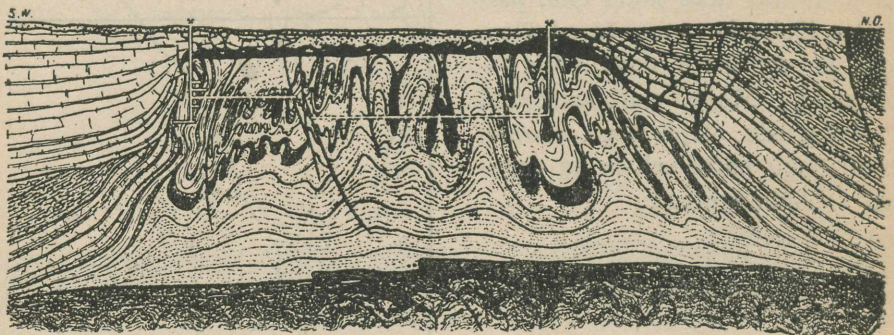


Joonis 157. Ida-Aafrika hiigelmurrangute ala kaart. Murrangud tähistatud rasvaste joontega. *A* — Aleksandria; *Aa* — Addis-Abeba; *Hr* — Harrar; *Kh* — Khartoum; *Nj* — Njassa järv; *R* — Rudolfi järv; *Ta* — Tanganjika järv; *V* — Viktooria järv.

aegade mered olid sügavamad. Ainuke võimalus seletada selliste paksude kihtide-seeriade tekkimist on see, et settimise ajal mere põhi kogu aja vajuks, aga tema kaldad jäid paigale või koguni tõusid, et anda materjali denudatsi-



Joonis 158. Ida-Aafrika maapinna läbilõige, kus pinnadepressioonid Tanganjika järve, Rukva järve, Ruaha jõe ja Kilombera oru kohal märgivad alanguid. (Võetud raamatust: H. Cloos, Einführung in die Geologie.)

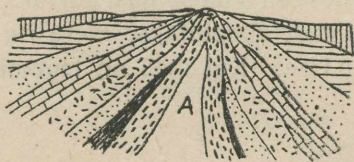


Joonis 159. Soolauilangu läbilõige Hannoveri lähedal. Temas on 2 sookaevandust: Deutschland ja Ronneberg. Sool on surutud keerulistesse kurdudesse. Aluskihid on natuke üles paindunud, kuna kattekihid on ülangu poole tugevasti ülespainutatud ja osalt lõhestatud.

oonile ja sedimentatsioonile meres. Säärastele oletatavatele vajuvatele suuremaulatuseliselistele merepiirkondadele on antud nimeks geosünkliinnaalid. Võrreldes nende merede stabiilsemate randadega, oleks nende põhi labiilne, kerge painduma. See paindumus põhjustaski seda, et geosün-

klinaali põhi ka kergesti järele andis, kui aluspõhja vajumistendents vahetus tõusutendentsiks. Sedaviisi tõsteti kogu settekivimite kompleks mere alt välja, kihid kurrutati ja nad pragunesid; lõhede kaudu tungis magma pinnalähedusse või ka pinnani, lisades settelademetele juurde laava- ja tufilademeid; kogu see kompleks moodustas „orogeneetilises” protsessis kõrgmäestiku, mis omakorda lagunedes hakkas täitma setetega uut naabruses tekkinud geosünkliinaali merd.

Tahetakse nimelt leida, et geosünkliinaalid on enam-vähem püsivad oma asukoha või vähemalt suuna poolest ja et nende vajumine (geosünkliinaalne faas) asendub tõusuga (geoantikliinaalne faas). Nõnda korduvat see perioodi-



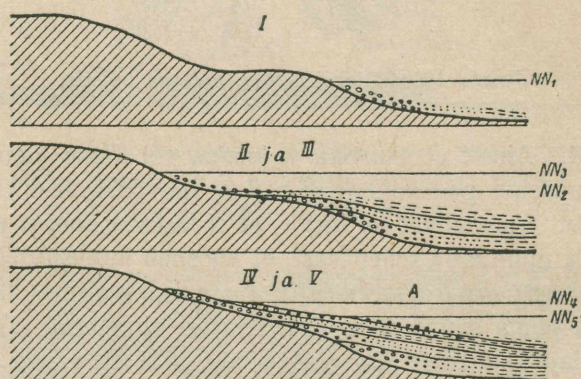
Joonis 160. Diapiirkurd. Seletus tekstis.

liselt, tsükliliselt. Ainult et suurima vajumise või tõusu joon nihkuvat ikka kaugemale algupärase geosünkliinaali kallast moodustavast „kõvast platvormist” või „kilbist”, mis olevat nii tugev, et ei laskvat ennast painutada. Tugevaks olevat ta muutunud sellepärast, et koosneb intensiivselt kurrutatud ja intrudeerunud magmaga kokkujoodetud materjalist. Selle kilbi äärde kasvavat kinni, tema pinda suurendades, ka eespool nimetatud kõrgmäestiku denudatsioonist ülejäänud tüvi; järgmisel tsüklil jälle teine tüvi, nii et aja jooksul endine lai geosünkliinaalne ala üha kitseneks ja viimati muutuks kõvaks kilbiks.

Sääraste hüpoteesidega on esinenud mitmed teadusemehed, näidanud terve geoloogilise aja jaoks geosünkliinaalide ja kõva kilpide asupaigad, seletanud „kust poolt oli tegev jõud”, mis mäestiku sünnitas jne., sagedasti unustades, et igale jõuavaldusele on ka niisama suur vastasjõud olemas. Mõned ettetoodavatest faktidest lasevad ennast tõesti ühtemoodi seletada, kuid on palju asju, mida võib mitut moodi seletada, mida ka eri autorid erinevalt teevad. Meie nende juures pikemalt ei peatu.

Transgressioon, regressioon, diskordantsus.

Maakoore epiogeneetilistel või orogeneetilistel liikumistel meri kas taaneb kuivast maast, jättes osa oma põhjast kuivaks või ujutab üle osa endist kuiva maad. Esimest nähtust nimetatakse mere regressiooniks, teist — transgressiooniks. Kui meil on tegemist endiste meresetetega,

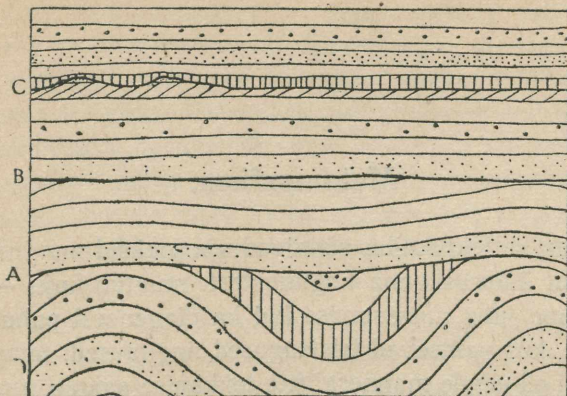


Joonis 161. Mereranna läbilõiked merepinna (NN = normaal-null) viiesugusel seisul. Ülemine lõige I: merepinna seis NN_1 . Keskmine lõige II ja III: ennem oli merepinna seis NN_2 , siis transgredeerus meri ja pind tõusis kuni NN_3 . Setted katavad ka enamalt kuiva pinna. Alumine lõige IV ja V: meri regresseerub pinnaseisundist NN_4 seisundisse NN_5 : osa endisi setteid jääb kuivale ja nooremad setted katavad vähemat pindala kui vanemad.

siis võime kihtide järjekorra ja asetuse järgi ütelda, kas nende settimise ajal oli tegemist esimese või teise nähtusega. Joonis 161 kujutab lõikeid nii ühe kui teise puhul. Endiste geoloogiliste aegade geograafilisi tingimusi rekonstrueerides tuleb arvestada neid kujutisi.

Diapiiride ja nüüd transgressioonide puhul oleme näinud, et siin ühed kihid ei kata teisi rööpselt, mitte k o n k o r d a n t s e l t, vaid erinevalt, d i s k o r d a n t s e l t. Põhjus seisneb harilikult selles, et kogu kihtide kompleks,

milles kihid on diskordantselt, ei settinud mitte pidevalt ühes ja samas basseinis. Kihid, mis settisid mingis meres, tõsteti kuivale, võimalik et ka kurru-



Joonis 162. Kihtkonna läbilõige kolmesuguse diskordantsusega: A juures — alumised kihid kurrutatud ja siis tasaseks denudeeritud; peal lamedalt kurrutatud kihid; B juures — alumised kihid kurrutatud ja osalt denudeeritud; peal horisontaalsed kihid (diskordants kallaknurgas); C juures — ülemised ja alumised kihid paralleelsed, kuid alumised lõpevad erodeeritud ja denudeeritud pinnaga.

tati, denudeeriti; siis vajus see maa uuesti mere alla (meri transgredeerus) ja siin settisid siis uued kihid. Joon. 162 annab joontel A, B ja C kolm iseloomustavat diskordantsuse pilti.

Metamorfism.

Tardkivimites, sette kivimites sünnivad aja jooksul muutused, mis on tingitud muutuvatest ümbruskonna tingimustest: muutub kuju — morfe. Neid muutusi vaatlesime juba murenemise kui ka diagenese puhul: kivimid, satunud keskkonda, kus valitsevad teistsugused tingimused: temperatuur, rõhuline, niiskus, kui oli nende mannerainete tekkimise paigas, muutuvad (moonduvad). Petrograafia eraldabki erilise nn. moondekivimite (metamorfii-tide) rühma gneisside, kristalsete kiltkivide, füllitide ja teiste sääraste kivimitega. Missugustel geoloogilistel tingimustel sünnivad säärased muutused, tuleb lühidalt vaadelda.

Kui tuline magma tungib hangunud kivimiga kokkupuutesse, kontakti, siis sünnib juba ainult hangunud materjali kuumenduse mõjul mõndagi muutust: peeneteralised tardkivid saavad suuremateralisteks, savikad kihid põletatakse nagu telliskivid ja annavad niinimetatud põletatud jaspise, liivakivid muutuvad sagedasti kvartsiidiks, lubjakivid marmoriks. Kuid magmast tungib ikka ka kõiksugu auru ja vedelikke ümbritsevasse kivimisse; need tekitavad koos kivimi ollustega uusi mineraale, mis on iseloomulikud säärastele kontakt-metamorfoosile: zoiit, epidoot, granaat, kordieriit, stauroliit jt. Sagedasti tungivad nende mineraalide kristallid massiliselt kontaktis oleva kivimi õhema või paksema kihi sisse, tekitades „laigulisi”, „kõb-rulisi” jne. kivimeid. Niisugune muutunud kontaktvöö magmakeha ümber võib olla ainult ühe meetri osa paksune, kuid mõnes paigas esineb rohke kema kui kilomeetripaksuselt.

Kuid muutused ei sünni mitte ainult väljaspool magmakeha (ekso-geenne kontaktmetamorfoos), vaid ka magmakehas eneses (endogeenne kontaktmetamorfoos). Kontakti ligi toimub kiirem jahtumine, mispärast magma hangub siin peeneteralisemalt kui sügavamal. Osa magmat ümbritsevat, enamalt hangunud materjali sulab uuesti üles ja seguneb magmaga, muutes kontakti lähedal tema koosseisu, nii et siin tekitab eri mineraalid. Ka rändavad siia kontaktvöösse mõned kuumuse, aurude ja vedelikkude mõjul mobiilseks tehtud mineraalained (eriti lubi), mis ka siin —

magmas — tekitavad samu mineraale, mis on iseloomustavad üldse kontaktvööle.

Orogeenetiliste protsesside puhul satuvad kivimid ühes suunas tegutsevate (mitte hüdrostaatilisel — kõigekülgselt) jõudude valdkonda, mida kõige parem on võrrelda metalli valtsimisega. Ja tagajärjed on samad nagu metalli valtsimisel: materjali koostavad osakesed (kristallid) orienteeruvad oma pikema ja laiema mõõdetega risti (valtside) survele; ka muutuvad siin mõnedki mineraalid ligilähedalt sama keemilise koosseisuga, kuid tihedamateks ja sagedasti lehtja ehitusega (vilgud) mineraalideks. Kogu need muutused annavad kivimile, olgu ta ka algupäraselt massiivne, kihilise tekstuuri*), mis on iseloomustav eriti kristalsetele kiltkividele. Säärane moondeprotsess kannab d ü n a m o m e t a m o r f o o s i n i m e .

Sagedasti langeb ta ühte ka protsessiga, mis on tuntud r e g i o n a a l - m e t a m o r f o o s i n a , s. o. toimuvad muutused, mis on tingitud teatud (laiemas) ümbruskonnas valitsevast olukorrast. Neid „regioone” eraldatakse harilikult kolm: sügav k a t a - regioon, kus valitsevad suur kõigekülgne rõhumine ja kõrge temperatuur; siis vahepealne, m e s o - regioon, ka kõrge temperatuuriga, aga üldse vähema, kuid osalt suunatud rõhumisega; lõpeks pinnalähedane e p i - regioon madala temperatuuri ja rõhumisega. Nendes regioonides e. vöödes tekivad igale vööle iseloomustavad mineraalide assotsiatsioonid. Kuid palju mineraale on „jooksikud”: nad tekivad nii ühes kui teises vöös (näiteks räni), nii et kivimite vööde järgi jaotamine osutub kaunis meelevaldseks.

*) Tekstuur — mineraalosaakeste asetus ruumis.

Tektoonika hüpoteesid.

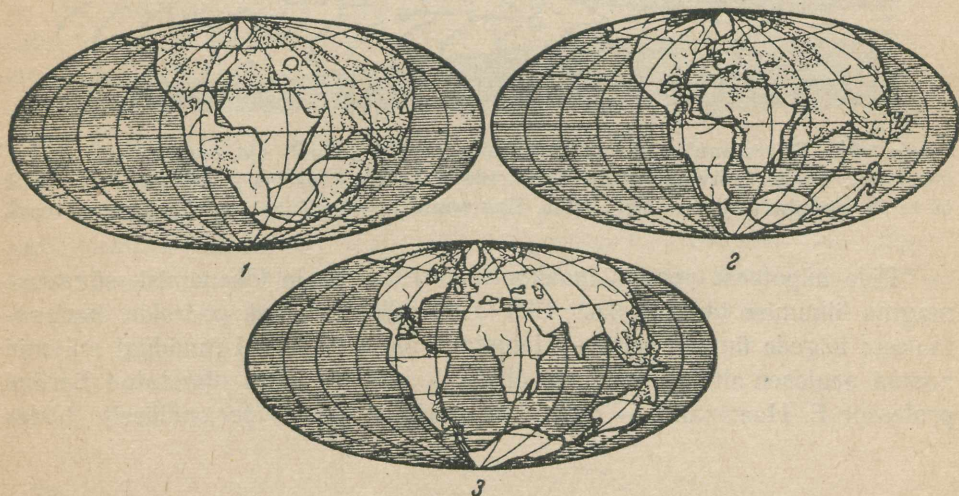
Mispärast ja kuidas tekivad maakoos kurrud, murrangud, missugused jõud neid dislokatsioone tekitavad, selle üle on avaldatud arvutu hulk hüpoteese. Mõned oletavad astronoomilisi põhjusi: maailmakehade (eeskätt päikese ja kuu) külgetõmbejõu mõju maakera nii tahkele kui ka vedelale ollusele; mõned arvestavad ka mõningate ilmakehade maa peale langemist. Teised otsivad orogeneetilisi tegureid maakeras eneses; ka nende isikute seas võib eraldada neid, kes omistavad tahkele koorele dislokatsiooni protsessides aktiivset osa, ja neid, kes koore liikumisi ja deformatsioone peavad passiivseteks, leides maakera sügavamate osade muutustes ja liikumistes orogeneetiliste nähtuste põhjust. Kuid enamik nende hüpoteeside autoreid tunnustab nende mitmesuguste põhjuste üheaegset tegevust, mispärast neid hüpoteese ei saa pidada puhtalt ühte või teise rühma kuuluvaiks. Paljud hüpoteesid on ilmselt vastuolus nii faktidega kui ka füüsika seadustega; igauht on kritiseeritud ja leitud temas puudusi. Seni pole üldtunnustatud tektoonika hüpoteesi. Ei ole tarvidust nende ettetoomiseks. Näitena, missugused mõttekäigud siin tarvitusel, mainime lühidalt mõnd hüpoteesi, mis on levinud ehk ka väljaspool geoloogide peret.

Kaua aega oli meelte vallutajaks „kokkutõmbe” (kontraktsiooni) hüpotees. Eriti Viini professori Ed. Suess'i poolt levitati põhimõtet: maakera jahtub, sisemus kahaneb; pealmine koor jääb kahanenud tuumale suureks ja peab kurruliseks muutuma, et ikkagi tuumale toetuda. Maa tahkes koore peavad ilmne horisontaalsed (tangentsiaalsed) jõud, mis peavad suruma koorematerjali kokku; seal, kus viimane on nõrgem, tekivad kurrud. Tõmbepinget maakoos ei teki. Kurrutatud kooreosa katab vähem pinda, kui enne kurrutamist.

Kui asuti selle teooria kriitilisele järelekatsumisele, siis leiti, et mägede kurrutamine nõuab, et maakoos oleks võimeline üle andma pingeid, mis oleksid 1700 korda suuremad kui graniidi survetugevus, mis on võimatu. Ka see fakt, et kurrutamine ei sünni mitte üle terve maakera korraga, ei lase ennast hüpoteesiga seletada. Jahtumise protsess langes suure kahtluse alla, kui avastati radioaktiivne soojusetekkimine; pealegi on põhjendatud oletusi,

et maa sisemuse tingimustel teatavates sügavustes sünnib magma hangumine paisumisel, nii et mingit kontraktsiooni ei oleks. Kurrutamisega käsi käes käivad intrusioonid ja vulkaanilised nähtused ei lasknud ennast samuti seletada selle teooriaga. Seepärast peavad temast praegu ehk ainult mõned üksikud geoloogid kinni.

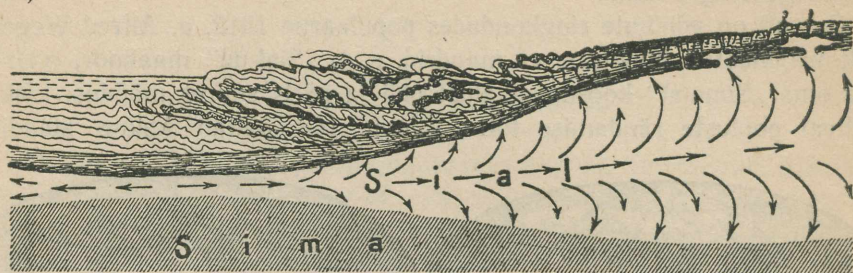
Samuti on võhikute ringkondades populaarne 1912. a. Alfred Wegener'i poolt väljendatud hüpotees, et mandrid, s. t. „Sial-ne” maakoos, nihkuvad oma „Sima-st” koosnevat alust pidi ja päris suures määras; kõik see sündivat pooluste rändamise tõttu. Joon. 163 näitab kolme staadiumi,



Joonis 163. Mandrite rändamine A. Wegener'i järgi. 1. Ülemkarboniaegne manner. 2. Ülemkriiadiaegsed mandrid. 3. Praegused mandrid.

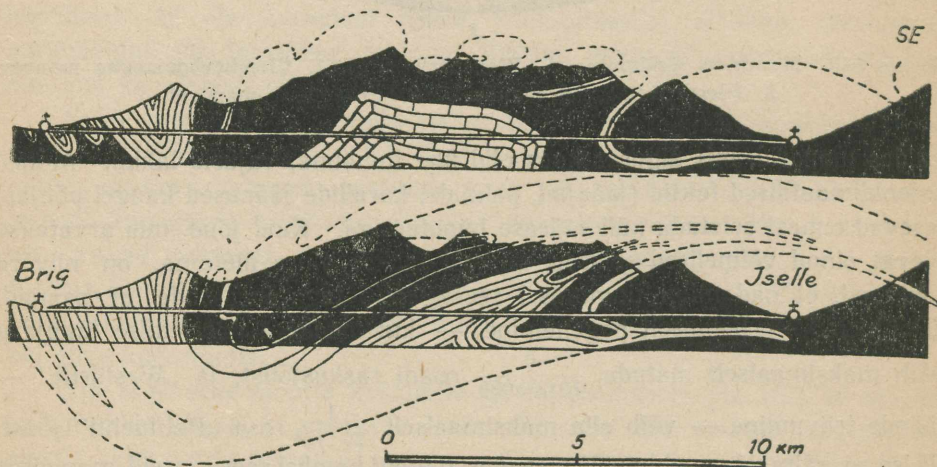
kuidas mandrid, mis alguses koos olid ühe tombuna, vajusid lahku. Mõned paleokliimaatilised faktid (jäääjad, palmide, korallide jäänused kaugel põhjas) lasevad ennast seletada küll säärase hüpoteesiga. Kuid jõud, mis arvatakse olevat olnud võimelised selliseid nihkeid tahkes aines ületama, on niivõrd väikesed, et nad milgi tingimusel seesuguseid tagajärgi anda ei saanud: „Polflucht” — pooluselt põgenemine — kui maakera pöörlemise tagajärg võib maksimaalselt ulatuda $\frac{6}{10\,000\,000}$ osani raskusjõust, ja „Westdrift” — läände triivumine — võib olla maksimaalselt $\frac{1}{25 \cdot 10^6}$ osa „Polflucht” jõust. Üldse ei võimalda mehhaanika seadused milgi kombel seesuguseid mannerde rändamisi. Wegener'i poolt ettetoodud arvud selle üle, et praegugi man-
nerde-vahelised kaugused muutuvad, on uute, täpsete mõõtmiste varal tunnistatud ekslikeks. Ja nende randade (näiteks Aafrika lääne- ja L.-Ameerika

idakallas) geoloogiline ehitus, mis omal ajal pidid kuuluma ühele mandrile, ei ole sarnane, kuid iga ranna geoloogia laseb ennast jälgida lähedase mere põhjas (näiteks Atlandi ookean pidi Wegener'i järgi olema „Sima“ põhjaga; see paljastus selles praos, mis lahutas Ameerika vanast maailmast).



Joonis 164. Haarmann'i „tumori“ tekkimine vedela „Sial'i“ (ja osa „Sima“) paisumisel ühel kohal (paremal pool), kuna teiselt kohalt (vasemal) magma ära valgub ja tekib maapinna depressioon, mida Haarmann geosünkliinaaliks nimetada ei soovi.

Rida hüpoteese peavad maakoore kurrutamist ja lõhenemist sügavuse magma liikumise tagajärjeks. Üks laseb sellel magmal pöörelda horisontaalsete telgede ümber, teine — lainetada nagu mereveel (muidugi miljonid korrad aeglasemalt kui vees või õhus), kolmas — olgu nimetatud Berliini professor E. Haarmann — oletab, et magma paisub perioodiliselt, tõstes



Joonis 165. Simplon'i tunneli läbilõige: ülal enne (1898. a., Schmidt), all pärast (1905. a., Schmidt ja Preiswerk) tunneli läbieritamist. Tunneli pikkus 19 728 m, kõige paksem kate 705 m, suu kõrgus merepinnast 686 m.

koore kõrgele, mille kate siis raskuse mõjul selle paise — t u m o r i — külgedelt maha libiseb, vajudes kurdudesse, lõhenedes jne. Lõhesid kasutab siis tumori magma teedeks, et laavana maapinnale pääseda (joon. 164). Tumor (geotumor), saavutades teatava kõrguse ja vabanedes üleliigsest rõhust laavavoolude jne. kaudu, võib jälle alaneda, tagasi tõmbuda, aga samal ajal tõuseb magma uuesti mõnes teises kohas geotumorina üles. Nii on Haarmann'i järgi radiaalsed liikumised (mida tema oletab põhjustatud olevat kosmiliste mõjudega) primaarsed, kuna kurrutamine ja muu orogenees on sekundaarne — raskuse mõjul libisemise nähtus.

Et veenduda, kuivõrd vähe kõik need teooriad on tõestatud, toome näite Simplon'i tunneli geoloogilisest läbilõikest. Enne tunneli ehitamist uuriti vastavat Alpi mäestiku osa põhjalikult; avaldati ka trükis 5 üksteisest erinevat profiili. Tunneli ehitamise juures satuti aga sootu teistsugustele geoloogilistele tingimustele, millede seas suured vee- (ka kuuma vee) hulgad ähvardasid sundida tunneli ehitusest üldse loobuma. Joon. 165 toob näitena kaks tunneli lõiget, milledest alumine aja järgi (viimane) peaks kõige rohkem vastama tõsioludele. Kuid liiga palju meelevaldseid kõveraid väljastpoolt tunnelijoont ja maapinda tekitavad kahtlust, kas ka see läbilõige vastab tõsioludele; ta on koostatud liiga ühekülgsede teooriate alusel.

Ajalooline geoloogia.

Selles raamatus osutus mõnes kohas möödapääsematuks mainida mõnd ajaloolise geoloogia nimetust. Olgugi et ajalooline geoloogia moodustab erikursuse, on ometi kohane tuua siin kõige üldisem geoloogilise aja (ja vastavate setete) jaotuse kava.

Absoluutseid (aastates väljendatud) ajakestusi geoloogiliste sündmuste ja vastavate setete jaoks ei ole seni saadud. Enam-vähem tõenäolisteks peetakse peale viimase jääaja settinud viirsavide „kalendrit”, millest omal kohal rääkisime ja mis lubab oletada, et mannerjää serv asetses Lõuna-Eestis 14 000 aastat tagasi. Teisi absoluutseid määramisi arvatakse võimalikuks teha mõne uraani või tooriumi sisaldava mineraali radioaktiivse lagunemise staadiumi järgi. Elementid U ja Th lagunevad püsiva kiirusega, andes lõppproduktidena Pb ja He. Oletame, et mõnes manneraines, mille tekkimise suhteline geoloogiline aeg on teada, on tekkinud ka täiesti värske uraani või tooriumi mineraal, mis ei sisalda Pb-d ega He-d; siis alanud radioaktiivne lagunemine kestis ühetasase kiirusega kuni selle ajani, mil neid mineraale analüüsimise ja leiame nendes x osa Pb ja y osa He. Teades, palju seda või teist elementi tekkis igal aastal, leiame mineraali vanuse aastates. Harilikult sisaldavad sääraseks arvutuseks kasutatavad mineraalid nii U-d kui ka Th-d, mispärast tuleb viia nende lagunemisproduktide suhe ühele nimetajale. See meetod on andnud seatina järel rea suuremaid ja heeliumi järel rea vähemaid arve (He kui gaas lendus aja jooksul mineraalist ära). Nõnda saadud arvud on antud ka allpool toodud tabelis.

Kasutades põhimõtet, et see, mis on maapinnas allpool, on ühtlasi vanem, hakati juba möödunud sajandi algul koostama settelademetete rühmade järjekorda; anti erinevatele rühmadele nimed — sagedasti koha järgi, kus neid rühmi kõige enne uuriti (tüüp-lokaliteedi järgi). Edasisel uurimisel, mis laienes viimati üle terve maakera, leiti ühelt poolt esialgu loodud rühmades aja-jaotusi ja teiselt poolt ühendati neid rühmi suuremateks üksusteks, mis haarasid tüsedamaid lademetete koondisi ja vastavalt ka pikemaid ajajärke. Vahe- sid loodud üksuste vahel nähti alguses harilikult suuremates kihtide diskordantsustes. Edaspidi küll avastati nii mõnegi vahe suhtes, et see vahe on ainult kohalik, sest kusagil mujal maailmas lähevad naaberrühmad pidevalt üksteisesse üle, ilma mingi diskordantsuseta, ilma lüngata. Ajalooliselt tekkinud geoloogilisse süsteemi tehti seepärast siin-seal parandusi. Kuid üldiselt on säilinud järgmine jaotus (algab kõige noorematega, lõpeb kõige vane-

matega; esimene lahter on kõige suurem jaotusüksus, siis järgnevad teised vähenevas järjekorras).

Ladekond, aegkond	Ladestu, ajastu	Ladestik, ajastik
Kainozoikum (uus aegkond ja ladekond) (55—65 miljonit aastat)	Kvaternaar	{ Alluvium (holotseen)
		{ Diluvium (pleistotseen)
	Tertsiaar	{ Pliotseen
		{ Miotseen
		{ Oligotseen
Mesozoikum (keskaegkond ja ladekond) (135—180 miljonit aastat)	Kriit	{ Ülem
		{ Alam
	Juura	{ Malm (valge juura)
		{ Dogger (pruun juura)
		{ Lias (must juura)
	Triias	{ Keuper
		{ Karplubjakivi
		{ Kirju liivakivi
	Perm	{ Zechstein
		{ Punane liivakivi (Rotliegendes)
Karbon	{ Ülem	
	{ Alam (Kulm)	
Paleozoikum (vana aegkond ja ladekond) (360—540 miljonit aastat)	Devon	{ Ülem
		{ Kesk
	Gotlandium (ülemsiluur)	{ Alam
		{ Ülem
	Ordoviitsium (alamsiluur)	{ Alam
		{ Kesk
	Kambrium	{ Ülem
{ Kesk		
		{ Alam

Eozoikum

Arhaikum (1700—2200 miljonit aastat).

Ladestik jaguneb lademeteks (Stufe, etage), viimased võõdekss, millede alajaotuseks on üksikud kihid.

Geoloogiline kaart; geoloogiline välitöö.

Geoloogiliste kihtide esinemine maapinnal märgitakse topograafilisel kaardil vastavate tingmärkidega: stratigraafilised (ajaloolise geoloogia) üksused harilikult eri värvidega, tardkivid samuti; tektoonika murdlõhede asimuutide ja kallaknurkadega, kurrud teljejoonte ja tiibade kallakuga; karstnähtused, jääliustikud jne. omade märkidega. Nii kujuneb kaart, mille pisikeseks näiteks olgu joon. 166. Harilikult lisatakse kaardile juurde ka maakoore läbilõiked (profiilid) tähtsamates suundades. Kui geoloogiline kaart sisaldab küllaldasi andmeid (nende hulgas ka maapinna reljeefi andmeid), siis võib joonistada kaardi profiile igas soovitavas suunas. Läbilõike kaardist leiame samal joonisel 166.

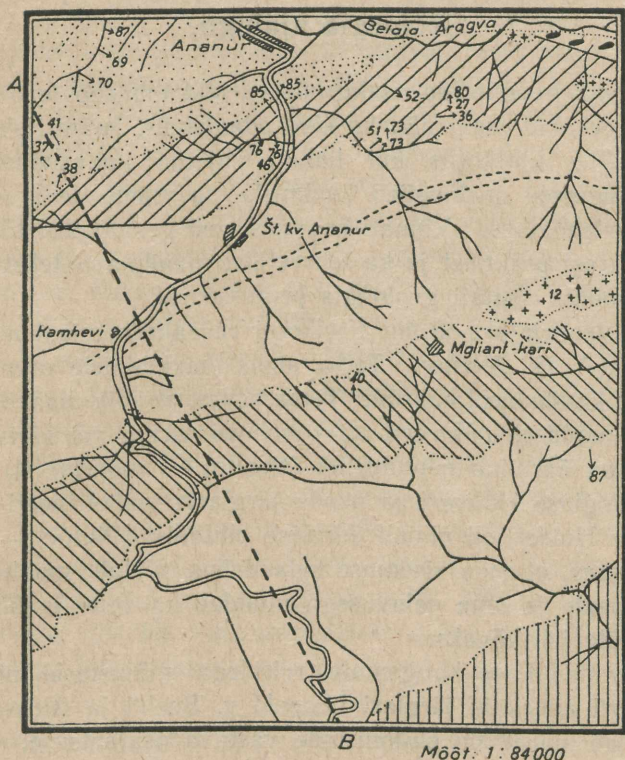
Geoloogiline kaardistamine toimub geoloogi poolt välitöödel, kuhu ta läheb vastavalt varustatult. Ta peab võtma ühes: 1) kaardistatava ala topograafilise kaardi kõige suuremas määras, mis üldse saadaval; 2) mitte vihma kartva taskuraamatu; 3) värvilised ja grafiitpliiatsid (nr. 3), kummi, taskunoa, luubi; 4) malli, sirkli; 5) erilise haamerkõpla, tarbekorral ka labida; 6) meislid kivististe väljalöömiseks kivimist; 7) määdulindi ja määdupulga; 8) mäekompassi, vahest ka Schmalkalder'i prisma-kompassi; 9) suure reljeefiga maastikul kõrgusmäädu aneroid-baromeetri; 10) kiikri, mis on orienteerimisel kasulik; 11) pudelikese lahja soolhappega; 12) pakkimise ja etiketteerimispaberi; 13) karpe ja pehmet paberit või vatti õrnade kivististe pakkimiseks; 14) riidest kotikesi pudedate või märgade proovide mahutamiseks.

Enamik sellest kraamist paigutatakse vihmakindlasse kotti, mis kantakse rihmaga õlal. Riietus peab olema kohane. On hea, kui sellel on palju väliseid taskuid. Jalanõud olgu tugevad, kuid sellised, mis ei riku jalgu.

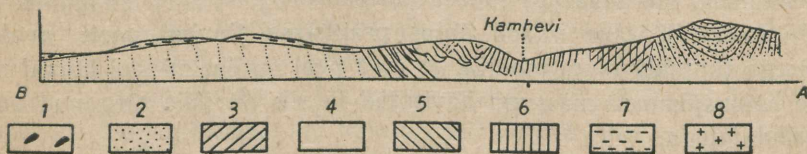
Vastavalt otstarbele jaguneb geoloogiline välitöö: 1) rekognostseerimiseks, kui on tarvis kiiresti üle vaadata teatavaid alasid eri küsimuse lahendamiseks; 2) märšruut-karteerimiseks, kus geoloog märgib kaardile ainult need geoloogilised nähtused, mis leiduvad valitud käigu teedel; 3) pindala karteerimiseks, kus geoloog otsib üles ja uurib igat paljandit karteeritava alal ja teeb tarbe korral mõne kunstliku paljandi, šurfi, puuraugu; 4) täpseks uurimiseks, mis peab valgustama sügavamal eettulevaid kihte arvuliselt; siin tuleb harilikult teha šurfe, puurauke, kust võetakse proovid analüüsimiseks. Esimeste välitöö tulemusena valmivad geoloogilised kaardid ja

läbilõiked; viimane liik annab võimaluse uuritava aine tagavarade arvutuseks.

Geoloogilise välitöö juhatajatena on kirjutatud paksud raamatud, kuid samuti nagu võimata on kuival maal ujuma õppida, ei saa ka ainult raamatut lugedes geoloogiks, vaid tuleb vanema vilunud geoloogi juhatusel teha välitööd looduses ja siis ka omaette praktiseerida.



Lõige BA



Joonis 166. Geoloogiline kaart ja läbilõige Lõma-Kaukasusest, Gruusia sõjateelt Dušeti linnast loode poole: 1 — alam kriit; 2 — ülem kriit; 3 — eotseen; 4 — oligotseen; 5 — miotseen; 6 — pliotseen; 7 — kvarternaar (kaardil näitamata, läbilõikel näidatud); 8 — tardkivimid; nooled — kallaku suund; arv noole otsa juures — kallaku nurk.

Geoloogia ajalugu.

Geoloogia või geognoosia osaküsimused olid inimsoo teadmiste hulgas juba siis käsitusel, kui otsiti näiteks kive odaotstek, haamriteks jne., s. o. kiviajal. Metallide ajajärgus, kui hakati rajama kaevandusi, omandati samuti mitmesuguseid geoloogilisi teadmisi. Ja mäetööde areng oli kogu aja geoloogia edendajaks. Viimati kogunes neid geoloogilisi tõsiasju palju, nad omasid säärast praktilist ja ka teoreetilist maailmavaatelist tähtsust, et kõrgemates koolides asutati geoloogia professorid.

Esimeseks teerajajaks oli siin Freibergi mäeakadeemia, kus 1775. aastal sai professoriks A. G. Werner. Tema andis maakihtidele esimese liigituse vanuse järgi ja kandis neid kaardile. Tema arvas, et kõik maakoored on vete ja et vulkaanilised nähtused on kohalikud väävlil või kivisöe põlemise nähtused. See on äärmine neptunistlik (Neptun — merejumal) vaade.

Werner'i, inglase Hutton'i ja nende järglaste vahel peeti siis aastakümneid sõda. Hutton oli nimelt äärmine plutonist (Pluton — maa-aluste jumal), kes õpetas, et maa sisemuse sulandollus tõstab maakoort, voolab laavana maa peale ja oma palavusega muudab ka vete ja õhu tegevusel murendatud materjali kõvaks.

Hutton'i vaated koos kaugemate reisidega mõjustasid niivõrd tema vastase Werner'i andekaid järglasi Leopold v. Buch'i ja Aleksander Humboldt'i, et nemad andsid ka plutonismile vastava osatähtsuse; v. Buch ehk koguni liiga suure. Viimane oletas veel, et muutused maakeral esinesid paroksismidena, kus määratu suured maa-alused jõud kõik maapinnal pahu-pidi pöörasid. Säärane vaade ühtus prantslase Cuvier' poolt avaldatud arvamise (kataklismide) teooria, et maa peal on elu mitmel korral mõnesuguste loodusjõudude mässuga hävitatud ja siis on jälle tärnanud uus elu uute esindajatega.

Inglane Charles Lyell avaldas 1833. a. oma „Principles of Geology“, kus ta seletas, et vägivaldseid kataklisme pole tarvis oletada geoloogiliste sündmuste tekitajateks, vaid ka praegu tegutsevate geoloogiliste tegurite mõjust jätkub, et saavutada hiiglasuuri tagajärgi, kui aga tegevus kestab küllaldast aega. Nõnda pani Lyell aluse aktualismi mõistele, mis praegu

on üldtunnustatud. Peab aga nentima, et saksa teadlane K. Hoff oma töödega palju kaasa aitas nende aadete levimisele.

Lyell'i õpilane Charles Darwin laiendas selle püsiva, hüpeteta muutuse põhimõtte eluta looduse arenemiskäigus ka elava looduse — taimede ja loomade — arenemisele; tema poolt ülesseatud põhimõtted valitsevad seni bioloogias ja paleontoloogias.

On nimetatud ajajärku aastast 1790 kuni 1820 geoloogia sangarlikuks (heroiliseks) ajajärguks ja aastaid 1820—1860 kuldseks ajajärguks. Tõesti oli neil aegadel huvi geoloogiliste küsimuste vastu suur. Palju teadusemehi, kellede nimed kaunistavad geoloogia ajalugu, kogusid agaralt geoloogilisi fakte. Ka laiad massid, samuti riigivalitsused olid huvitatud geoloogiast. Tekkisid geoloogilised seltsid, esimesena Briti „Geological Society of London” 1807. aastal; järgmisena Ühendriikide „American Geological Society” 1819. aastal; asutati neid ka mujal. Riiklikud geoloogilised uurimisasutised tekkisid samuti varakult: State Survey of Massachusetts 1830. aastal, St. Survey of Kanada 1842. a., Indias 1846. a., Austraalias (Melbourne) 1853. a., Inglismaal 1855. a., Norras ja Rootsis 1858. a., Elsassis 1863. a., Sveitsis, Soomes ja Uus-Meremaal 1865. a. Hiljem asutati sääraseid asutisi igas riigis, aja jooksul neid laiendades ja täiendades.

Varakult algas ka rahvusvaheline koostöö geoloogia alal: geoloogia kongressid alustasid tööd 1878. aastast peale. 1881. aasta kongress (Bologna's) otsustas koostada ülemaailmalise geoloogilise kaardi; järgmised kongressid korraldasid muuseas kivistõe, rauamaakide, fosforiidide tagavarade kindlakstegemist. Fosforiidide tagavarade hulk Eestis määrati kindlaks 1925. aastal ja anti ametlikult teada 1926. a. geoloogilisele kongressile Madridis. On ka rahvusvahelised seismoloogia, geofüüsika, pooluste nihkumise jne. asutised, mis tegelevad kitsamapiiriliste geoloogiliste küsimustega.

Tüsedamaid jälgi geoloogias jättis Viini professor Eduard Suess (elas 1831—1913) oma teostega: „Entstehung der Alpen” 1875. a. ja kolmeköitelise kokkuvõtliku väljaandega „Antlitz der Erde”, mille esimene osa ilmus 1883. aastal. Palju rahvusvahelise kuulsusega teadusemehi on töötanud läinud sajandi teisel poolel ja käesoleval sajandil. Aine määratu laius on sundinud eraldama kitsamaid alasid: paleontoloogia, petrograafia, geokeemia jne., milledele on pühendunud paljud uurijad ja saavutanud tõhusaid tagajärgi. Tuleb mainida ka eksperimentaalse meetodi harrastamist geoloogiliste küsimuste lahendamisel; kuulsa nime sellel alal saavutas Tartus õppinud G. Tammann. Praegu on eksperimentaalse geoloogia suurepärase instituutide töö koondatud eeskätt USA-sse ja Nõukogude Liitu.

Kui nimetada mõnd nime, siis tuleb Alpide geoloogia puhul sagedasti mainida Albert Heim'i ja V. Uhlig'it, USA-s on geoloogia alal saavutanud kuulsuse J. D. Dana, Chamberlin, Washington; Lääne-Euroopas Bubnoff, Stille, Cloos, Kober; Nõukogude Liidus Tšernõšov, Karpinski, Mušketov, Vernadski, Arhangelski. Eesti geoloogia uurimise alal on töötanud Grewingk, Mickwitz, Fr. Schmidt, Bekker, Öpik, Luha, Orviku.

Endises Vene riigis asutati Geoloogiline Komitee 1882. aastal, seda täiendati ja laiendati 1912. a. Nõukogude Liidus näitas juba esimene „viisaastak”, et tööstus saab võimsalt edeneda ainult siis, kui talle on kindlustatud toorained, nende hulgas ka mineraalained. Enne seda katsusid tööstustrustid ja paljud muud asutised (omavalitsused, ülikoolid jne.) igaüks eraldi läbi viia tarvilikke geoloogilisi uurimisi, aga säärane koordineerimata töö osutus kahjulikuks jõukillustamiseks, sagedasti paralleelseks tööks; tööde tulemused jäid tihti asjast huvitatuile kättesaamatuks. Peale mitmesuguseid ümberkorraldusi oli seni rakendusgeoloogilise uurimise keskasutiseks Geoloogia-Komitee NSVL Ministrite Nõukogu juures, kellele allusid kohapealsed geoloogia-valitsused ja mitmesugused erialalised uurimisinstituudid. Peale selle olid aga ka teistel ministeeriumidel (Ölītööstuse, Metallitööstuse, Söetööstuse) oma geoloogia-valitsused, kes töötasid kontaktis keskse Geoloogia-Keskkomiteega. 14 juunist 1946. a. on Geoloogia-Komitee ümber moodustatud NSVL Geoloogia ministeeriumiks.

Kodanlikus Eestis tegid geoloogilisi uurimisi iseseisvuse alguspäevist peale Kaubandus-tööstus- (pärastpoole Majandus-) ministeerium ja Tartu Ülikool. 1927. aastast peale, nimelt Mäeseaduse kehtima hakkamisega, koondus rakendusgeoloogia sama ministeeriumi Mäeameti juurde, kust 1937. aastal eraldati Geoloogiline Komitee. Lühikest aega tegutsenud Loodusvarade Instituut võttis samuti osa geoloogilisest tööst. Praegu on küsimus kaalumisel, kes ja kuidas teostab kohalikke geoloogilisi uurimisi.

Aine register.

Tärniga * märgitud lehekülgedel on vastavad joonised.

- Ablatsioon 115
Abrasioon 97, 98*, 99*, 100*, 101*
Ajalooline geoloogia 162
Aktualism 5
Alang 148
Antiklinaal 136*, 137*, 139*
Apofüüsid 24
Arhaikum 163
Artesia vesi 66
Astangud 16
Atmosfäär 8
Atoll 104*, 105
Atrio del Cavallo 33
- Bad lands 75, 78*
Baer'i seadus 79, 80
Barhaan 124*, 125*
Batoliit 24
Beaufort'i astmik 121
Bentos 103
Brahhüantiklinaal 138, 139*
Brahhüsünkliinaal 139*
- Colorado kanjon 86, 87*
Coriolis'e kiirendus 79
- Deflatsioon 123*, 124
Deltad 83*, 84*, 85*, 88*
Denudatsioon 72
Diagenees 130, 132
Diapiir 151, 153*
Diatomeedemuda 108
Diatreemid 22, 23
Diskordantsus 154, 155*
Dislokatsioon 134
Drumlin 121
Dünamometamorfoos 157
- Eksaratsioon 116
Eksogeensed tegurid 15, 57
Ekstrusioon 25
Eluvium 64
Endogeensed tegurid 15
Eozoikum 163
- Epirogeneetilised liikumised 15, 16
Epitsenter (maavärinal) 44
Erosioon 73
Erosiooni baas 86
- Faatsiesed 105, 106*, 107
Finnmarkeni kaldaterrass 18, 19*
Firn 111
Fleksuur 145
Fumaroolid 34
- Geiser 34, 35*
Geofüüsika 4
Geogenees 6
Geognoosia 4
Geokeemia 4
Geoloogia ajalugu 166
— mõiste 4
Geoloogiline kaart 164, 165*
— välitöö 164
Geosünkliinaal 151, 152
Geotermiline aste 20
Geotumor 160*, 161
Glatsiaalsed setted 119
Globigeriinmuda 108*
Gyttja 91
- Havai vulkaanid 26, 27*, 28*
Heeliumi meetod 162
Hiiukirnud 74
Hodograaf 54*, 55
Homoseistid 44
Horniito 31
Häilmurrang 148
Hüdrofäär 8
Hüopsenter 44
- Ida-Aafrika murrangud 150, 151*, 152*
Igilume piir 110, 111
Illuviaalkiht 64
Imbvesi 64
Interglatsiaal 120
Intrusioonid 23, 25
Isoseistid 40*, 44

- Isostaasia 19*
 Jaava vulkaanid 34*, 38*
 Juveniilne vesi 69
 Jõe alamvool 83
 — ideaalne pikiprofiil 86*
 — jää 109
 — keskvool 77, 81*
 — koolmed 81
 — setted 82
 — terrassid 81, 82*
 — ülemvool 73
- Jõgede vesikonnad, pikkus jne. (tabel) 72
 Jääliustik 116*, 117*
 Jääliustikkude setted 119
 Jääliustikud 112
 Jääliustiku laud 114*, 115
 Jäämäed 113*, 117, 119*
 Jääpaisjärv 120
 Jää tegevus 109
 Järved 88
 Järvekriit (-mergel) 91
- Kainozoikum 163
 Kaldeera 33*
 Kallak (kihtidel) 133, 134*
 Karid 115
 Karstinähtused 69*
 Kattekurrud (kurdkatted) 143*, 145
 Keemilised setted 105
 Keskmoreen 116
 Kimberley' teemandi „pipes” 22*, 23*
 Klivaaž 144
 Konkordantsus 154
 Kontakt-metamorfoos 156
 Kontaktvöö 156
 Kontraktsiooni-teooria 158
 Kooldumine (kihtidel) 135*
 Korrasioon 121, 122*, 123
 Kosmogoonia 6
 Kraater (vulkaanil) 26*, 27*
 Krakatau katastroof 29*, 30
 Kurd, lamav 141*, 142
 Kurdmäestik 149, 150*
 Kurised 69
 Kuristikud 74, 75*, 76*, 77*
 Kurrud 136*, 137*, 138*, 139*, 140*,
 141*, 142*, 143*
- isoklinaalsed 141*, 142*
 — (soomuskurrud) 143*
 Kurrutamine 135
 Kuru telgpind 136
 — tiivad 136
 Kõristiaugud 74
 Künataolised orud 118*
- Laava 25
 — gaasid 31
 — temperatuur 30
 — voolud 31*, 32
 Laguunid 89
 Lakoliit 24
 Lapilliid 26
 Lateriit 64
 Liivakõrb 127*
 Liiva rändamine meres 102*
 Likvatsioon 11
 Litofäär 8
 Looded 95*, 96
 Longitudinaallained 52
 Love' lained 53
 Luited 124, 126*
 Lumelaviinid 112
 Lõhepurse 25
 Lõhestuvus 143
 Lõhutud kurrud 145
 Lõõrvulkaanid 26
 Löss 127, 128*
 Lössinukud 129
- Maa-alused jõed 67*
 — koopad 68*
 Maakera erikaal 10
 — koosseis 9*
 — moodsed 13
 — tuum 10
 Maakoore reljeef 13*, 14
 Maarid 23
 Maavärinate energia 47
 — ettenägemine 56
 — hulk 39, 40
 — kolded 41
 Maavärinate ohvrite hulk 48
 — purustused 41*, 42*, 43*, 44*, 45*, 46*

Maavärinate sagedus 40, 56*
— tugevus 44, 45
Magma 7, 21
Mandrite rändamine 159*
Mannerjää 116
Meandrid 79*, 80*
Mere hoovused 94
— jää 110
— kuhjav tegevus 102
— lained 96, 97
— lõhkuv tegevus 96
— regressioon 15, 154*
— tegevus 93
— transgressioon 15, 154*
Merevee soolad 94
Merevärinad 48*
Mesozoikum 163
Metamorfism 156
Meteoriidid 11
Mikrovärinad 57
Mofetid 34
Monte Somma 33
Mont Pelé 26, 28*, 29
Moreenid 115
Mudavulkaanid 38, 39*
Murdlained 97*
Murenemine 59
Murenemine, füüsiline 60, 61*, 62*, 63*
— keemiline 59
Murrangkõrgus 147
Murrangud 135, 145, 146*, 147*, 148*
Muurid 75, 76
Mõõn (mereveel) 95, 96
Mäekompass 133, 135*

Nekton 103
Niagara juga 73*, 74*
Nõrgkivi 64

Oiidid 105
Oinapead 118*
Ookeanide permanents 108
Ooliidid 105
Oosid 121
Orgaanilised setted 103
Orogenees 133
Otsmoreen 120

Paisjärved 89
Paiskuhik 34
Paleozoikum 163
Pangasmäestik 149
Peneplain 86
Permanents (ookeanidel) 108
Pikilained 52
Pimsskivi 32
Pindpurse 25
Plankton 103
Plutonism 25
Polflucht 159
Pommid, vulkaanilised 26
Porsumine 59
Pteropood-muda 108
Punane savi (süvamerel) 108
Põhjajää 110
Põhjavesi 64, 65, 66*
Põllupind 64
Päikese konstant 57
Püha Andrease lõhe Kalifornias 47

Radioaktiivne ajaarvamine 162
— soojus 21
Radiolaar-muda 108
Rayleigh-lained 53
Regionaal-metamorfoos 157
Regressioon (merel) 154*
Reliktjärved 89
Riff 104
Ristilained 52
Rossi-Forel'i skaala 44
Rõhtsuund (kihtidel) 133

Sademetete hulk 58
Sapropeel 91, 109
Schmidt'i seadus 52
Seismiline maakoore uurimismeetod 57
Seismograafid 49*, 50*
Seismogrammid 51*, 52
Seismomeetria 48
Selid 76
Serapise tempel 17*
Servmoreen 115
Sisemoreen 116
Skandinaavia tõus 17, 18
Solfatara 34

Soolasetted 92, 93*
Soolatektoonika 150, 152*
Stalagmiidid 68*, 70
Stalaktiidid 68*, 70
St. Pauli saar 36*
Stromboli vulkaanitüüp 26
Stüloliidid 132*
Sõmerlumi 111
Sünkliinaal 136, 137*
Süvamere punane savi 108

Tektoonika 133
— hüpoteesid 158
Terrassid 16
Terrigeenne settematerjal 103
Tilliit 120
Tina meetod 162
Tolm 127
Transgressioon (merel) 154*
Transversaallained 52
Tuff, vulkaaniline 28, 32
Tuiskliiv 124, 125*
Tuule tegevus 121
Tuultahukad 123
Tõus (mereveel) 95*, 96

Umbjärved 90
Uppunud orud 16*
Uurdeorud 121
Vadoosne vesi 69
Val del Bove 33
Vallseljakud 121
Vee ringvool 58
Veevoolu kiirus 71
Vesuuv 26, 27*
Viirsavid 120
Virgmärgid 130*, 131*
Voolav vesi 70
Voolusäng 70
Voored 121
Vulkaanide ehitus 33*
— levik 37*
— tüübid 26
— võimsus 38
Vulkanism 20, 25
Värinlained 52, 53
Westdrift 159
Übarusu 75, 76
Ülang 148
Ürgorud 121

Sisukord.

	lk.
Saatesõna	3
Geoloogia mõiste, koht teiste teaduste peres, jaotus. Aktualism	4
Geogeneesi osa kosmogooniast	6
Sfäärid (katted, kestad)	8
Litosfäär	8
Maakera sügavused	9
Meteoriidid	11
Likvatsioon	11
Maapinna praegune seisukord	13
Endogeensed ja eksogeensed geoloogilised tegurid	15
Endogeensed tegurid	15
Epirogeneetilised liikumised	15
Isostaasia	19
Vulkanism	20
Magma	21
Intrusioonid	23
Vulkaanid	25
Vulkaanide tüübid	26
Vulkaaniline tegevus	29
Vulkaanide ehitus	33
Vulkaanide võimsus	38
Mudavulkaanid	38
Maavärinad	39
Merevärinad. Maavärinate ohvrite hulk	48
Seismomeetria	48
Maavärinate ettenägemine	55
Mikrovärinad	57
Eksogeensed tegurid	57
Murenemine	59
A. Keemiline murenemine (porsumine)	59
B. Füüsiline murenemine (rabemine)	60
Imbeved, põhjaveed	64
Maa-alused jõed, koopad; karst	68
Voolav vesi	70
Erosioon	73
Kõristiaugud (hiukirnud)	74
Muurid (übarusu)	75

	lk.
Jõe keskvool	77
Jõe alamvool	83
Järved	88
Mere tegevus	93
Mere lõhkuv tegevus	96
Mere kuhjav (ülesehitav) tegevus	102
Orgaanilised setted	103
Keemilised setted	105
Faatsiesed (nähud)	105
Jää tegevus	109
Igilume piir	110
Jääliustikud	112
Moreenid	115
Mannerjää	116
Jääliustikkude setted (glatsiaalsed setted)	119
Tuule tegevus	121
Korrasioon (tuulekulutus)	121
Deflatsioon (tuule transport). Luited	124
Tolm; löss	127
Diagenees	130
Tektoonika	133
Dislokatsioon (siire)	134
Kurrud	136
Lõhestuvus	143
Lõhutud kurrud	145
Murrangud	145
Soolatektoonika	150
Geosünkliinaalid	151
Transgressioon, regressioon; diskordantsus	154
Metamorfism	156
Tektoonika hüpoteesid	158
Ajalooline geoloogia	162
Geoloogiline kaart; geoloogiline välitöö	164
Geoloogia ajalugu	166
Aine register	169

Vastutav toimetaja

E. Möls.

Tehniline toimetaja

H. Kohu.

Ladumisele antud 22. IV 46.
Trükkimisele antud 24. VI 46.
Paberi kaust 67 × 95. 1/16. Trükipoognaid 11 + lisa 1/4. Autoripoognaid 7,22. Arvestuspoognaid 11,68. BM 01 622. Laotihedus trpg. 46 700. Tiraaž 2200.
Trükikoja tellimus nr. 703.

Trükikoda „Hans Heidemann“,
Tartu, Vallikraavi t. 4.

Hind rbl. 15.—

1. trükk.

Я. Карк, Физическая геология.
На эстонском языке.

Эгосиздат

„Научная Литература“, Tartu.

Rbl. 15.—

Rbl. 15.—

J. KARK — FÜSIKALINE GEOLOOGIA

J. KARK

FÜSIKALINE GEOLOOGIA



RK „TEADUSLIK KIRJANDUS”