

Tartu Ülikooli keskkonnafüüsika instituut
Tartu Observatoorium

SISSEJUHATUS GEOFÜÜSIKASSE

Kalju Eerme

Tartu, 1997

SISUKORD

1. Eessõna	2	34. Stratosfääri osoonikiht	91
2. Geofüüsika ja teised geoteadused	3	35. Ookeani soolsus ja termiline kihistus	93
3. Geofüüsikaliste uuringute rahvusvaheline koordineerimine	4	36. Hoovused ja ookeani tsirkulatsioon	95
4. Geofüüsika uurimismeetoditest	6	37. Maa gravitatsiooniväli	97
5. Päikesesüsteemi ehitus ja ideede areng selle kohta	8	38. Maa temperatuuriväli	99
6. Varasemad hüpoteesid Päikesesüsteemi tekkimise kohta	12	39. Maa elektriväli	100
7. Tänapäevased arusaamad Päikesesüsteemi tekkest	13	40. Maa magnetväli	104
8. Maa väliskuju ja mõõtmed	16	41. Päikese aktiivsus ja päikesetuul	108
9. Maa liikumised ruumis.....	17	42. Maa magnetosfäär päikesetuules	110
10. Maa reljeef	19		
11. Maa siseehitus ja maavärinad	21		
12. Mõningaid algteadmisi geokeemiast ja geodünaamikast	25		
13. Laamtektoonika	28		
14. Magma ja vulkanism	33		
15. Mineraalid	36		
16. Tardkivimid	38		
17. Settekivimid	40		
18. Moondekivimid	43		
19. Eksogeensed geoloogilised protsessid	44		
20. Mandrijäätmise ja jääliustike toime	59		
21. Tektooniliste liikumiste avaldumisvormid	51		
22. Geokronoloogia meetodid	54		
23. Geoloogiline ajaskaala ja selle varased lõigud	57		
24. Vanaaegkond ehk paleosoikum	62		
25. Keskaegkond ehk mesosoikum	65		
26. Uusaegkond ehk kainosoikum	67		
27. Atmosfääri koostis	71		
28. Atmosfääri ehitus	76		
29. Atmosfääri energeetika, dünaamika ja kliima	78		
30. Atmosfääri tsirkulatsioon	81		
31. Atmosfääri stabiilsus	84		
32. Pilved ja sademed	86		
33. Kesklaiuste tsüklonid. troopilised tormid ja tornaadod	89		

1. EESSÕNA

Käesoleva loengukonspekti aluseks on autori mõne aasta jooksul paralleelselt peetud loengud füüsika ja geoloogia üliõpilastele. Loengud ise olid kahes selgelt eristuvast variandist, kusjuures loetava materjali eraldusjoon kulges piki Maa kui tahke keha pealispinda. Füüsika üliõpilaste kursusesse kuulus see, mis jäi eralduspinnast allapoole ja geoloogia üliõpilastele vastupidiselt see, mis ulatus eralduspinnast ülespoole. Ehkki ülejäänud loengukursusi arvestades on seda õpetust ka edaspidi otstarbekas nõnda jätkata näib olevat mõistlik luua võimalus soovi korral kogu materjali ühest kohast leida.

Kogu maailma hariduse ja teaduse süsteemis on praegu käimas tendents terviku taastamise suunas. Iga üksiku teadusharu raamides võib selgeks uurida ükskõik millise huvialuse objekti ehituse, kuid raskusi tekib funktsionaalse poolega. Kuni uurimine kulges ehitust tundma õppides oligi otstarbekas eri teaduste lahus sügavuti arendamine. Praegu huvitab ka geoteadustes juba rohkem Maa kui terviku ja tema allsüsteemide funktsioneerimine. Nende ehituse tundmist saab sellise probleemiasetuse tarvis juba piisavaks pidada. Üks, mida funktsionaalne käsitus kindlasti vajab, on avaram vaatenurk. Ei piisa ühe konkreetse teadusharu materjali perfektsest valdamisest, vaid tuleb silmas pidada ka seoseid teiste teadusharude teadmistega. See eeldab isegi teistsugust lähenemist haridusele. Haridus peab looma eeldused maailma terviklikkuse ja funktsionaalsuse mõistmiseks.

Füüsika võib tinglikult jagada päris füüsikaks ja selleks füüsikaks, mida ka neil, kes päris füüsikud ei ole, oma uurimistöös vaja läheb. Selle omandamise juures on kaks ohtu. Esiteks on füüsika mitmel põhjusel põlu all ja paljud enesest lugupidavad teiste teadusharude huvilised ei tahagi seda õppida. Teiseks õpetavad füüsikat enamasti füüsiku ettevalmistusega inimesed igihaljal traditsioonilisel viisil, mis on muudele inimestele halvasti arusaadav. Need kaks asjaolu põhjustavad loodusteadlaste seas füüsikalist vähiklikkust. Kuni on tegemist kirjeldava ja sorteeriva teadusega ehk "teaduse filateeliaga" see vähiklus eriti ei sega. Kui asjad jõuavad seisule, et miks ja kuidas üks või teine protsess toimub, siis tekivad raskused. Ükskõik millise probleemi protsessi tasemel uurimisel on teekond tulemuseni seda lühem, mida paremini asju osatakse ühisnimetaja alla viia. Matemaatilises füüsikas on see meetodika kõige selgemalt välja arendatud. Aga üpris ülevaatlikult saab probleeme käsitleda ka matemaatikat vältides. Piisab sellestki, kui õpitakse suures mitmekesisuses peituvat üldist ja korduvat üles leidma. Selleni ei vii niivõrd otse füüsika kui just loodusteaduse enese füüsika tödesid arvestav õpetamine.

Vastukaaluks annab kogemus põhjust väita, et füüsikas kasutatava mõtteviisi omaksvõtnud inimesed saavad vahel üsna vaevaliselt aru looduse füüsikavälistest seostest. Loodusteaduste algtoodete veidi sügavam õpetamine ei tule ka nende haridusele tervikuna kahjuks. Seda enam, et looduses ei käi kõik asjad kaugelki nii nagu esmapilgul tundub loogiline olevat.

Angloameerika ja Euroopa ülikoolides loetakse taolisi kursusi pealkirjade "Earth science" või "Understanding the Earth" all. Ka vene ülikoolides on Maad mitmest aspektist käsitlevad kursused olemas. Käesoleva kursuse koostamisel on võetud mõõtu järgnevatest õpikutest:

- E. J. Tarbuck & F. K. Lutgens. Earth Science, 7th ed., 1994.
- K. B. Krauskopf & A. Beiser. The Physical Universe, 6th ed., 1991.
- C. D. Ahrens. Meteorology Today, 4th ed., 1991.
- S. A. Tsetskin. Osnovõ geofiziki, 1990.

I. Arold, A. Raukas, H. Viiding. Geoloogia alused, 1987.

Peale selle on kasutatud arvukalt ülevaateartikleid ja üksikküsimuste kohta käivaid artikleid ajakirjade "Nature", "Science" ja "Journal of Geophysical Research" viimasest viiest aastakäigust, samuti mõningaid artikleid ajakirjast "Reviews of Geophysics". Kirjeldava iseloomuga punktides on materjal püütud esitada võimalikult kompaktsena, arvestades kuni 1996. a. ilmunud maailmapildi aluseid kujundavate uurimistulemustega. Maa sisemuse, maakoore, atmosfääri ja ookeani käsitluses on üritatud ajalist arengulugu serverida põhjuslikult seostatud sündmuste jadana. On püütud põhjendada, miks asjad just nimelt nii on kulgenud. Paraku on nii mõnelgi juhul teadmiste väljal veel valged laigud, kuid valdav osa planeedi Maa minevikust laseb ennast juba seletada ilma suurte vastuoludeta.

Autor tänab Jüri Pladot ja teisi Tartu Ülikooli geoloogia instituudi õppejõude kasulike märkuste ja soovitude eest, mida antud tekstis on arvestatud.

2. GEOFÜÜSIKA JA TEISED GEOTEADUSED

Geofüüsikaks loetakse teaduste kompleksi, mis käsitleb Maa ehitust ja temas toimuvaid füüsikalisi protsesse. Eri geosfäärides toimuvaid protsesse on senini vaadatud küllaltki väheses omavahelises seoses. Neid uurivad teadusharud on geofüüsika raamides jagatud kindlatesse rubriikidesse. Viimasel ajal suundub rõhuasetus järjest enam erinevate geofüüsika harude ühisosale ja terviku funktsionaalsetele seostele. Geofüüsikat kui teadusharu tuntakse üldiselt laiemas ja kitsamas tähenduses. Laiema tähendusega geofüüsika jaguneb Maa füüsikaks, hüdrofüüsikaks ja atmosfäärifüüsikaks. Maa füüsikasse kuuluvad gravimeetria, seismoloogia, magnetomeetria, elektrometria, radiomeetria (ioniseeriva kiirguse probleemid) jne. Maa füüsika uurib kuidas funktsioneerib füüsikalise Maa välispinnast seespool olev osa. Hüdrofüüsika tegevusväljaks on vee keskkonnas toimuvate füüsikaliste protsesside uurimine. Siingi on kitsam jagunemine merefüüsikaks ja mandrite hüdroloogiaks. Atmosfäärifüüsikasse kuuluvad atmosfääri ehitust, omadusi ning selles toimuvaid

füüsikalisi protsesse uurivad teadusharud. Kõige mahukam neist on meteoroloogia, mida jagatakse veel sünoptiliseks meteoroloogiaks, dünaamiliseks meteoroloogiaks ja klimatoloogiks. Vahetute ilmastikunähtuste tegevusväljast kõrgemal olevates kihtides toimuvaid protsesse uurivad aeronoomia ja aeroloogia. Tuntavalt lähtub jagunemine eri teadusharudeks väljakujunenud traditsioonidest, millel on ajaloolised juured. Muutuvas maailmas ei ole loetletud jagunemine igipüsiv. Mõned teadusharud kui eraldi distsipliinid kaovad aja jooksul, teised võivad juurde tekkida. Eriti toimub selline vahetumine uurimismeetodite põhjal lahtritesse jagatud teadusharude korral. Uurimisobjektide järgi jagunemise korral esineb loomulik tendents tungida vastastikku teineteise mängumaale või lõpuks hoopiski ühte sulada.

Kitsamas mõttes geofüüsika all mõistetakse kõige sagedamini Maa tahke väliskestaga piiratud seesmise osa uurimist füüsikaliste meetoditega.

Planeet Maa on üks ja geoteadusi ka peale geofüüsika mitu. Kõik nad tegelevad ikkagi sellesama planeedi uurimisega. Geoloogia keskendub maakoore ehituse ja arenguloo uurimisele, eriti pöörates tähelepanu mineraalidele ja mineraalidest koosnevatele kivimitele. Geoloogia huvifääris on kivimite teke ja kivimite murenemine ning ka maakoore reljeefi ja kihistuse kujunemine. Samuti tegeleb Maa välispinna uurimisega geograafia. Täpsemalt nimetatakse seda geograafia osa geomorfoloogiaks. Geokeemia uurib Maa keemilist koostist, keemiliste elementide sisaldust ja jaotust maakoores. Geofüüsikast eristab geokeemiat põhiliselt keemia meetodite kasutamine. Ükski neist geoteadustest ei saa areneda pidamata silmas terviklikku pilti geosfäärides toimuvatest protsessidest ja nende põhjustest. Geoteaduste näiliselt suur arv peegeldab tegelikult Maa kui funktsioneeriva süsteemi keerukust ja mitmetahulisust. Kui võtta ette erinevate geoteaduste õpikud või monograafiad, siis on nende põhiline sisu alati suures osas kattuv ja erinevused ilmnevad vaid kindlate probleemiringide eelistuse kaudu.

Kuigi geoloogia üheks põhilisemaks informatsiooniallikaks on olnud maakoorest leitavad biosfääri säilmed on üldise arusaama järgi geoloogia ikka olnud elutute kivimite teadus

vastandina elusorganismidega tegelevale bioloogiale. Viimastel aastatel süveneb üha enam arusaamine biosfääri otsustavast rollist Maa kujunemisel selliseks nagu ta on. Biosfäär pole oma olemasolu algusest peale olnud passiivne osaline geoloogiliste sündmuste taustal vaid nende sündmuste aktiivne kujundaja. Elukeskkonna aktiivne ümberkujundamine endale soodsamaks ei alga hoopiski inimese kui liigi ilmumisega. See on biosfäärile omane olnud algusest peale. Maakoore ja atmosfääri ajaline arengulugu biosfääri olemasolul on hoopis midagi muud kui selle võimalik arengukäik ilma biosfäärита.

Kõigil geoteadustel on peale inimliku uudishimu rahuldamise ehk puhta teaduse rolli ka üpris suur praktiline tähtsus. Geosfääride regulaarse ja järjest detailsema uurimise tulemusi läheb vaja paljudel elualadel. Teadmiste tase peab praktilise nõudluse tasemest alati natuke ees olema. Kui mingitele teadmistele tekib tarbija, siis peavad need teadmised mingil määral juba varuks valmis olema. Geoloogialt on enamasti oodatud kasulike maavarade leidmist. Ülipragmaatilised inimesed on arvanud, et ainult sellega ta peaks tegelema. Geoloogia rakenduslikud suunad tegelevadki kogutud geoloogilisi teadmisi kasutades kaevandatavate maavarade maardlate otsimisega ja varude mahu määramisega. Need on kulukad tegevused ja teaduse osaks on siin anda juhiseid kust otsida ja kus puurida, et oleks väljavaateid midagi leida. Selles tegevuses rakendatakse oluliselt ka geofüüsika meetodeid.

3. GEOFÜÜSIKALISTE UURINGUTE RAHVUSVAHELINE KOORDINEERIMINE

Geofüüsikaliste uuringute nagu kõigi teistegi praktilist tähtsust omavate uuringute puhul nõutakse järjest kõrgemat täpsust ja detailsust. Kulud ei kasva täpsuse tõustes mitte lineaarselt vaid pigem eksponentsiaalselt. Geoteaduste puhul on uurimiste läbiviimisega asjad mõnevõrra teisiti kui näiteks astronoomias, kus kõik on kõigi oma ja ühevõrra kättesaamatus kõrguses. Geoteadustes on paratamatu, et uurides saadakse midagi teada ka mõne teise riigi territooriumi kohta ja teised saavad samuti midagi teada antud riigi kohta. Kui lisaks tuleb mingil viisil mängu poliitika, siis ei tarvitse huvi looduse vastu

olla üksnes siiras ja omakasupüüdmatu. Paljude tegevuste kohta tuleb sõlmida rahvusvahelised kokkulepped. Uurimisväli on avar ja sellel edasijõudmiseks on samuti otstarbekas pingutused koordineerida. Kuna geosfäärade protsessid toimivad globaalse mastaabiga, siis on vahel isegi üksikküsimuste uurimisel tarvilik globaalne haare. Suuremate mastaapidega ettevõtmistel aga seda enam.

Järjest enam realiseeritakse geofüüsikalised uuringud suurte rahvusvaheliste projektide kaudu. Sisuliselt tehti neid suurte projektidena maailma juhtivates riikides juba üsna ammu. Näiteks toimus Suurbritannias alates 1670-datest aastatest meresõidu tarbeks magnetilise deklinatsiooni kaardistamine. Esimesed suuremad rahvusvaheliselt koordineeritud ettevõtmised geofüüsikas olid kaks rahvusvahelist polaaraastat (International Polar Year) 1882-1883 ja 1932-1933. Neist esimese initsiaatoriks oli Austria leitnant Karl Weyprecht, kes sellekohase idee esitas 1875. a. Idee realiseerimisel osales 11 riiki. Polaaralade uurimise kavades olid silmapaistval kohal meteoroloogilised vaatlused. Teise rahvusvahelise polaaraasta programm keskendus oluliselt stratosfääri uuringutele. Meteoroloogiliste uuringute programmide ja meteoroloogiateenistuste töö koordineerimisega on oma loomisest alates tegelenud Rahvusvaheline Meteoroloogiaorganisatsioon WMO (World Meteorological Organization). Pärast Teist Maailmasõda oli esimeseks suuremaks ettevõtmiseks ja kogu järgneva koordineerituse aluseks Rahvusvaheline Geofüüsika Aasta (International Geophysical Year) 1957-1959. Selle ettevalmistuse liidriteks olid Lloyd V. Berkner (USA) ja Sidney Chapman (Inglismaa). Selleks ajaks oli majanduselu sõjast mõnevõrra toibunud. Programmi kulutused olid kokku 2 miljardit tolaeagset USA dollarit ja osalisi riike kogunes 67. Uurimistemaatika oli õige avar, kuid põhirõhk asetati selliste nähtuste uurimisele, millest seni puudus selge arusaamine. Programmi kõige muljetavaldavamaks sündmuseks üldsuse jaoks sai esimese kunstliku taevakeha Sputnik-1 maalähedasele orbiidile lennutamine. Esimeseks absoluutselt uueks ja ootamatuks geofüüsikaliseks tulemuseks oli van Alleni kiirgusvööndite avastamine Maa lähedal esimeselt USA satelliidilt. Rahvusvahelise geofüüsika aasta jooksul tehti

põhiline eeltöö kahe tähtsa rahvusvahelise kokkuleppe sõlmimiseks. Neist esimesena sõlmiti 1961. a. Antarktika uurimise ja kasutamise leping ning 1963. a. tulevikku silmas pidades veelgi tähtsam atmosfääris tuumakatsetuste keelustamise leping.

Massilised ookeani kajaloodimised töid ilmsiks ookeanide keskmäestike fragmendid ja koos seimoloogiliste ning paleomagnetiliste andmetega viisid välja maakoore plokilise struktuuri ja lõpuks, 1960-datel aastatel laamtektoonika juurde. Antarktikas koguti andmed jääkilbi paksuse kohta ja saadi üldse esmakordselt andmeid selle kontinendi geoloogilisest ehitusest. Rahvusvahelise Geofüüsika Aasta raames pandi alus ka atmosfääri dünaamika numbrilisele modelleerimisele. Seda kirjeldavad hüdrodünaamika võrrandid olid tuntud juba 19. saj. alguses ja ilmaennustuse tarvis käibiva lihtsustustega variandi nn. primitiivvõrrandid tuletas Vilhelm Bjerknes ka juba 1910. aastal. Kuid tarviliku kiirusega arvutid ilmusid hoopis hiljem ja seni polnud neid võrrandeid võimalik mõistliku ajaga integreerida. Alus pandi geofüüsikalise informatsiooni kogumisele satelliitide abil, esialgu küll tagasihoidlikul määral. Tehti ka selgeks, et mandrijää kilpide ja ookeani setete puurimise materjalidest saab informatsiooni möödunud aegade kliima kohta. Alustati atmosfääri CO₂ sisalduse regulaarset registreerimist Havail ja loodi atmosfääri osooni koguhulga mõõtmiste võrk. Instrumendina oli kasutusel 1926. aastal George Dobsoni konstrueeritud osonomeeter, mida nimetatud mõõtmistel kasutati kuni 1980-date aastate teise pooleni ja mis kohati on käigus nüüdki. Oluliselt suurendati USA-s pärast seda rahvusvahelist suurprogrammi spetsialistide koolitust atmosfäärifüüsika ja meteoroloogia erialadel.

Juba pärast Rahvusvahelise Geofüüsika Aasta lõppu lennutati orbiidile esimesed meteoroloogilised satelliidid Explorer-7 (1959) ja TIROS-1 (1960). Rahvusvaheline Meteoroloogia Organisatsioon esitas 1963. a. ÜRO-le ettepaneku globaalsete ilmavaatluste juurutamiseks programmina World Weather Watch. Teadusüldsuse ja valitsuste põhiliste huvide sfääri jõudsid kliima probleemid 1970-date aastate lõpul. Peagi laienes see huvide sfäär kliima muutumise probleemidelt globaalmuutustele üldse. Arenenud riikides jõudis 1970-date

aastate keskel keskkonna saastamine haripunkti. Juba kümneni algusaastatest hakati rakendama meetmeid saastumise piiramiseks. Peagi hakkas olukord ka jõudsalt paranema. Loomulikult oli vaja ulatuslike mastaapidega mõõtmiste kaudu kontrollida kui hästi ja kuidas täpsemalt keskkonna olukorra paranemine kulgeb. Peale lokaalse mastaabiga saastumise ja isegi saaste kauglevi küsimuste on rahvusvahelise huvi keskmesse tõusnud kaugeleulatuva järeelmõjuga probleemid, nagu stratosfääri osoonikihi probleem või Geosfääri–Biosfääri muutumise probleem. Rahvusvahelise Geofüüsika Aasta vahetuks järglaseks oli Rahvusvaheline Rahuliku Päikese Aasta 1964-1965. Siis seati paljude eelmist ettevõtmist kordavate uuringute kõrval üheks keskseks küsimuseks selgitada Päikese aktiivsusest tingitud mõjude amplituude Maa atmosfääri ülakihtides. Edaspidised suured koordineeritud ettevõtmised on kulgenud mõnevõrra konkreetsemate pealkirjade all. Ühe või teise suure programmi väljakuulutamise pole seejuures tähendanud muude uuringute piiramist või nende vähem tähtsaks pidamist. Kõige muu edasi toimumise kõrval on lihtsalt täiendavalt keskendunud mingile küsimuste ringile. Olgu mõnede näidetena nimetatud Rahvusvaheline Geodünaamika Projekt 1971-1980, Rahvusvaheline Hüdroloogia Dekaad 1965-1974, Rahvusvaheline Litosfääri Programm 1981-1990, Ülemise Vahevöö Programm 1964-1970 ja Globaalne Atmosfääri Uurimise Programm 1970-1980. Uuringute koordineerimiseks on teadusüldsus moodustanud arvukalt mitmesuguseid komisjone ja töögrupe. On olemas ka mitmeid valitsustevahelisel tasemel tegutsevaid komiteesid.

Otseselt geofüüsikasse kuuluvat teaduslikku uurimistööd koordineerib 1919. a. loodud Rahvusvaheline Geodeesia ja Geofüüsika Unioon (International Union of Geodesy and Geophysics) IUGG. Iga 4 aasta järel peetakse selle suurfoorum Peaassamblee. Neist viimane peeti 1995. a. Boulderis, USA-s 1999 Birminghamis. Unioon korraldab ka rahvusvaheliste andmekeskuste süsteemi (World Data Center System) tööd. Unioon IUGG koosneb 7 assotsiatsioonist. Riikide tasemel suhtlevad suure Uniooniga ja assotsiatsioonidega Geofüüsika komiteed. Alates 1992. a. on selline ühiskondlikel alustel

tegutsev üksus ka Eestis. Mainitud 7 assotsiatsiooni nimetused originaalkujul on:

- International Association of Geodesy, IAG;
- International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior, IASPEI;
- International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior, IAVCEI;
- International Association of Geomagnetism and Aeronomy, IAGA;
- International Association of Meteorological and Atmospheric Science, IAMAS;
- International Association of Hydrological Sciences, IAHS;
- International Association for the Physical Sciences of the Ocean, IAPSO.

Suur geofüüsika organisatsioon on ka Euroopa Geofüüsika Ühing (European Geophysical Society), mis ühendab individuaallikke.

4. GEOFÜÜSIKA UURIMISMEETODITEST

Vahetute mõõtmiste ja modelleerimise kaudu opereeritakse geofüüsikas geofüüsikaliste suuruste, geofüüsikaliste väljade ja geofüüsikaliste nähtustega.

Geofüüsikalised suurused on lihtsalt mõõdetavad karakteristikud, näiteks temperatuur, õhurõhk, tuule suund, ookeani sügavus, mineraali kõvadus jne.

Geofüüsikalised väljad on geofüüsikaliste suuruste jaotused ruumis ja ajas, näiteks temperatuuriväli, soolsuse väli, elektriväli jne.

Geofüüsikalised nähtused on üheselt äratuntavad kompleksed geofüüsikalised sündmused, näiteks virnalisid, vihm, rahe, maavärin, vulkaanipurse, tsunami jne.

Geofüüsikas rakendatavate uurimismeetodite spekter on õige lai. Õieti on siin esmalt otstarbekas eristada uurimisviise ja -meetodeid. Püüdes geofüüsikas uuritakse aine omadusi sihilikult muudetavates, sageli õige ekstreemsetes tingimustes. Segavad tegurid surutakse maha. Muudetakse temperatuuri ja rõhku, uuritavad objektid pannakse tugevasse elektri- või

magnetvälja jne. Geofüüsikalistes uuringutes püütakse uurimisobjekt võimalikult rahule jätta ja lepitakse enamasti nende eksperimentidega, mida loodus ise korraldab. Sellist uuritava suuruse või nähtuse loodusest sõltuva muutumise sihipärast jälgimist nimetatakse vaatluseks. Varem oli sageli tõesti tegu vaatlusega sõna otseses mõttes. Kaasajal mõeldakse vaatluse all enamasti füüsikalist mõõtmist, kuid näiteks pilvede tüübi ja pilvisuse palli määramised on siiani klassikalised vaatlused. Klassikaline vaatlus on seotud kvalitatiivse või mitte päris range ja ühese kvantitatiivse hinnangu andmisega. Mõõtmine annab selgelt kvantitatiivse tulemuse. Statsionaarsed vaatlused või mõõtmised on fikseeritud geograafilistes punktides tehtavad kindlate geofüüsikaliste suuruste regulaarsed registreerimised. Vaatluspunktide kogum moodustab vaatlusvõrgu. Vaatluspunktide või vaatlusjaamade tegevus on korraldatud ühtse koordineeritud programmiga. Viimasel ajal on vaatluspunktide töö järjest enam automatiseeritud. Inimese osavõtt piirdub aparatuuri hooldustöödega ja automaatselt salvestatud informatsiooni analüüsiga. Kõige enam teatud-tuntud on meteoroloogilised vaatlused. Organisatsiooniliselt sama süsteem korraldab tavaliselt ka hüdrooloogilisi mõõtmisi. Teised organisatsioonid korraldavad ligikaudu samal viisil seismilisi, magnetomeetrilisi, ionosfääri raadiokajade ja muid vaatlusi. Eestis kõiki võimalikke geofüüsikalisi vaatlusi ja mõõtmisi ei tehta.

Statsionaarsete vaatluste kõrval on siiani geofüüsikalise uurimistöö vormiks ekspeditsioonid. Kõige varasemaks ekspeditsioonide kaudu hangitud teabematerjaliks olid rändurite reisimuljed. Esmast huvi pakkus strateegiline ja kaubanduslik informatsioon, loodusteaduslikul oli rohkem üldise tausta tähendus. Läks ju järjekordse tundmatusse paika suunduva kaubakaravani või väesalga retke edukaks kulgemiseks tarvis ka teolude ja kliima andmeid. Tundmatuid maakohti esmaläbivate maadeuurijate paremad ajad olid eelmisel sajandil ja varem. Praegu korraldatakse ekspeditsioone intensiivuuringuteks maismaa hõredasti asustatud piirkondadesse ja ookeanidele. Ookeanide puhul on ekspeditsioonid uuringute üheks põhivormiks. Ekspeditsioone korraldatakse ka atmosfääri, eriti stratosfääri sihipäraseks uurimiseks. Pärast Antarktika osooniga avastamist korraldatakse aparatuuriga varustatud lennu-

kitega regulaarseid kevadisi ekspeditsioone nii Antarktika kui Arktika stratosfääri füüsika ja keemia uurimiseks.

Järjest enam tehakse regulaarseid mõõtmisi geofüüsika ja teiste geoteaduste tarvis kosmosest. Avaram vaatenurk on võimaldanud teha mitmeid olulisi avastusi. Näiteks avastati 1970-date aastate lõpul kosmosest tehtud ookeani veepinna kõrguse mõõtmistest, et ookeani pinna tase sõltub tema põhja reljeefist. See tähendab, et ookeani põhjas olevate mägede kohal on "mäed" ka veepinnal. Viimaste kõrgus küünib siiski vaid mõne meetrini. Kosmosest tehtud pildid on lubanud täpsustada ka maakoore laamade piirjooni, mida vahetult maapinnal ei ole kuigi kerge jälgida. Maakoore plokiline muster on küll puhas geoloogia, kuid tekib ta füüsikaliste protsesside läbi. Viimastel aastatel töötab satelliitide baasil täpne geograafilise asukoha määramise süsteem GPS (Global Positioning System), mis põhineb raadiolainete Doppleri nihke mõõtmisel. Peale navigatsiooni ülesannete ja geodeetiliste uuringute osutub selle süsteemi abil võimalikuks määrata täpsemini kui teiste meetoditega ka veeauru sisaldust atmosfääris. Mõõdetav nihe koosneb "kuivast" ja "märjast" nihkest, mida osutub võimalikuks omavahel eraldada.

Geofüüsikas rakendatakse tänapäeval ka eksperimentaal-füüsika meetodeid. Laboratooriumitehnika vahenditega on võimalik simuleerida erinevates geosfäärides eksisteerivaid ekstreemalseid keskkonnatingimusi, et saada selgust, kuidas huvialused protsessid seal võiksid kulgeda. Nii toimub näiteks stratosfääri aerosooli ja temaga seotud heterogeensete keemiliste protsesside uurimine. Selleks, et täpsustada Maa välistuuma temperatuuri, on ette võetud üpris keerulisi ja kulukaid eksperimente. Osutus, et tuuma aine sulamistemperatuur tema tegelikkuse ülikõrgetel rõhkudel on mitusada kraadi madalam kui varem arvati. Vaakuumtehnikat rakendades on uuritud ka helkivate ööpilvede jääst osakeste nukleatsiooni protsessi lähtudes atmosfääri hüdraatioonidest (ioonid, millega on ühinenud mitu vee molekuli).

5. PÄIKESESÜSTEEMI EHITUS JA IDEEDE ARENG SELLE KOHTA

Maa on Päikesesüsteemi üks planeet. Tema tekkimise ja arenguloo käsitlemisel tuleb silmas pidada Päikesesüsteemi üldist tausta. Järgnevalt toome ära lühülevaate Päikesesüsteemi ehitusest ja tema uurimise ajaloost, et edasi suunduda tema tekkimise küsimuste juurde.

Selge ilmaga taevast jälgides pandi õige ammu tähele, et tähed moodustavad taivas kindlapiirilisi kujundeid, mis oleksid nagu kinnitatud regulaarselt ümber telje pöörlevale taevafäärile. Pandi ka tähele, et on olemas 7 selle kinnistähete sfääri suhtes mingi korrapäraga rändavat taevakeha – Päike, Kuu, Merkuur, Veenus, Marss, Jupiter ja Saturn. Neile kui iseäralikele hakati omistama saatuslikku mõju. Paljudes keeltes on ju ka nädalapäevade nimed tuletatud nende rändtähtede nimedest. Tähtede seisuga järgi tuleviku ennustamise ja mineviku sündmuste põhjendamise tegeleb astroloogia. Peab nentima, et enamuse oma olemasolu ajaloost on astronoomia olnud tähtsa rakendusliku väljundiga astroloogiat teenindav teadus. Kes siis ei oleks tahtnud teada oma tulevikku või varuda garanteeritud edu oma tähtsates ettevõtmistes? Sellest siis järgnebki miks astronoomia tundis kuni kõige hilisema ajani huvi ainult planeetide liikumise ja selle liikumise tausta vastu. Lisaks kuulusid tema huvisfääri sellised erakorralised nähtused nagu Päikese ja Kuu varjutused, mille kordumise seaduspärased pikema aja vaatlustest selgeks said. Senise teadmise kohaselt on astronoomia aluse saanud sumerite põlluharijakultuurist. Mesopotaamia lõunapoolses osas kujunes juba 5000 a. tagasi sumerite niisutus põllundus. Nendest põhja pool elasid semiidi hõimud, kelle tegevusalaks oli rohkem karjakasvatamine. Mõlemal oli tarvidus kalendri järele, sest põllumajandus sõltus looduse aastasest regulaarsest rütmist ja karja tuli perioodiliselt ajada uutele rohumaadele. Karjakasvatavad eelistasid kalendri koostamisel lähtuda Kuu näivast liikumisest taevafääril, põlluharijad eelistasid aga Päikese liikumist. Kujunesid välja nii Kuu kui Päikese kalender. Need sobitati omavahel Päikese–Kuu kalendriks. Põlluharijate kalendris oli põllutööde

vaheaegade kuude tähtsus nii väike, et vahel ei peetud vajalikuks neile isegi nimesid panna. Ka Rooma kalendri varasemates variantides olid jaanuar ja veebruar nimeta kuud. Esimene päris kuu oli märts ja kümnes kuu detsember. Kaheksaastase tsükli jooksul esines babüloonia kalendrites 5 aastat 12 kuuga ja 3 aastat 13 kuuga. Päris täpselt jõuavad sünoodilise kuu ja aasta tsüklid uuesti algseisu 304 aasta pärast. Põhjapoolsemad sõjakamad hõimud võtsid hilisemal ajal, mil keskuseks sai Babülon, poliitilise ja sõjalise võimu. Vaimutegevus, ka taevakehade regulaarne jälgimine, jäigi sumerite järglastele. Väärrib märkimist, et ei sumeri, babüloonia, assüüria ega teistes selle aja kultuurides tekkinud küsimust maailma ehitusest. Piirduti vaid taevakehade liikumise detailse kirjeldamisega ja selle ülestähendamise. Aastatuhandete jooksul kogunes taevakehade liikumise seaduspärasuste kohta õige mahukas materjal. Mesopotaamia astronoomias oli eriline koht Veenuse (Ištari täht) ilmumise seaduspärasustel. Üllataval kombel teati väga hästi Veenuse faaside vaheldumist, mille kaudu ennustati häid ja halbu saagiaastaid. Astroloogia tõusis tähtsaks kohale õieti alles Assüürias, alates ajast 800 e. Kr. Põhjuseks oli Assüüria valitsejate agressiivsus ja sage sõdimine naabritega. Astroloogia pidi andma kavandatavate sõjaretkede edu või ebaedu prognoosid. Sel ajal on tähtsad juba kõik planeedid. Nimed ja karakterid anti neile ametlikult tunnustatud jumalate järgi. Algselt olid igal iseseisval tsivilisatsiooni koldel omad jumalad, millised kasvava mõjujõuga keskvoim asendas omadega. Assüüria õitseajal oli päikesejumalaks ja ühtlasi õigluse jumalaks Šamaš, kuujumalaks ja korduvuse jumalaks Sin. Veenus oli Ištari täht ja Jupiter peajumal Marduki täht. Seda peeti õnnetäheks. Punakat Marssi peeti seevastu aga katkujumala täheks. Küllaltki samade rollidega, kuigi hoopis teiste nimedega, olid planeetidele vastavad jumalad ka antiikse Kreeka ja Rooma kultuurides. Praegused nimed ongi Rooma jumalate nimed. Veenust tunti Koidutähena ja Ehatähena. Homerose poeemides räägitakse kummastki eraldi. On arvatud, et kreeklased hakkasid neid samaks planeediks pidama alles Pythagoras (580-500 e. Kr.). Kreeklased nimetasid Veenust Afrodite täheks, Merkuuri Hermese täheks, Marssi sõjajumal

Arese täheks, Jupiteri peajumal Zeusi täheks ja kõige aeglasema näiva liikumisega Saturni Kronose täheks.

Vana Egiptuse põllundus sõltus Niiluse regulaarsetest üleujutustest, mis algasid üsna täpselt 25. juuni paiku. Vaatlustega tegelevate preestrite huvi planeetide vastu ei olnud seetõttu kuigi suur. Siiriuse ehk Sotise vaatluste põhjal avastati 1456 aasta pikkune Sotise tsükkel, mis õieti kajastas päikeseaasta pikkuse ebatäpset määramist. Selleks saadi 365 päeva ja muidugi ei toimunud Siiriuse ning teistegi tähtede liikumine taevafääril kalendriga vastavuses. Siiriuse ilmumine pealinnas Memfises hommikuti horisondi kohale 3000 a.e. Kr. alates 22. juunist, kuid 2000 a. e. Kr. alles 30. juunil, s. o. juba pärast üleujutuse algust.

Suhteliselt kitsa huvifääriga piirduva astronoomia ajaloos on olnud paremaid ja halvemaid aegu. Pikkade sajandite jooksul ei lisandunud sinna midagi uut. Siis jälle lisandus lühikese aja jooksul üpris ohtralt. Üks paremaid aegu astronoomia jaoks oli varase astronoomia "kuldajastu" Kreekas, ajavahemikus 600-150 e. Kr. Enamus teaduse ajalukku läinud vanakreeka kuulsusi on elanud sellel ajal. Erinevalt sumeritest ja nende järelkäijatest ei piirdunud kreeka mõtlejad taevakehade liikumiste kirjeldamisega vaid huvitusid esmajoones neid liikumisi tekitava maailma seesmisest loogikast. Loogilise mõtlemise teel konstrueeriti maailma ehituse mudelid, mis lubasid teadaolevaid fakte võimalikult vastuoludeta seletada. Vaatlused ja eksperimendid kreeka mõtlejaid eriti ei huvitanud. Tähtis oli maailma kui süsteemi loogiline harmoonia. Vanakreeka poeetide ja filosoofide mõtlemist ei piiranud oluliselt religiooni ettekirjutused. Mõtlemine kuulus vabade inimeste väärtustatud tegevuste hulka. Mujal olid seni teadused preestrite kihi privileegiks. Geotsentriline maailmapilt sai ainuvalitsevaks Aristotelese autoriteedi mõjul. Vanakreeka teadusilmas oli eriliselt tähtsal kohal väitluskunst. Selles kunstis ei saanud nähtavasti keegi Aristotelese (384-322 e. Kr.) vastu, kes oskas erakordse osavusega ükskõik millise oponendi väited maata teha, et seejärel omad kui ainuõiged esile tuua. Pärast Aristotelest elanud Aristarchosel (312-230 e. Kr.) oli heliotsentriline maailmapilt üpris põhjalikult välja arendatud kuni Kuu ja Päikese kauguse ja nende suuruse välja-

arvutamiseni. Ta leidis, et Päike on palju kaugemal kui Kuu ning palju suurem kui Maa. Et nurgamõõtmise täpsus polnud kuigi kõrge, siis tulid Kuu ja Päikese suurused tegelikelt märksa väiksemad. Jumalavallatu väite, et Maa pöörleb ümber oma telje ja tiirleb ringikujulisel orbiidil ümber Päikese, tõttu oli "vanakreeka Kopernik" elu päästmiseks sunnitud Ateenast põgenema. Juba 434 a. e. Kr. määras teine Kreeka filosoof Anaxagoras Päikese suurust. Lähtudes lapiku Maa eeldusest järeldas ta, et Päike on umbes Peloponnesose poolsaare suurune tuline kivi (läbimõõt 60 km ringis). Samuti väitis ta, et Kuu on maakera sarnane taevakeha ja koguni asustatud. Selline ketserlus tõi ka Anaxagorasele suuri pahandusi ja ainult tänu oma riigimehest sõbra Periklese kõneosavusele jäi ta ellu ning pääses pagendusega Väike-Aasiasse. Veenvad argumendid Maa ja Kuu sfäärilisuse poolt ja lapiku kuju vastu pärinevad Aristoteleselt endalt umbes aastast 360 e. Kr. Ta juhtis tähelepanu asjaolule, et Maa vari Kuul on alati kumer kaar. Samuti oli ta tähele pannud, et samade tähtede läbiminevad meridiaanist toimuvad eri maakohtades erineval kõrgusel horisondist. Mütoloogiliste kangelaude ja loomade nimeliste tähtkujudega taevakaardi esmaautoriks peetakse Eudoxost (408-355 e. Kr.), kes koostas selle 370 e. Kr. paiku. Temalt arvatakse pärinevat ka 365 1/4 ööpäevaga kalendri käibelevõtt ja sodiaagi vöö tähtkujude eristamine ülejäänutest. Jõudnud selgusele, et Maa ei ole lame, pidasid vanakreeka matemaatikud ja filosoofid endastmõistetavaks, et ta on täpselt sfääriline. Sfääri peeti kõige täiuslikumaks geomeetriliseks kehaks ja miks oleks maailma looja pidanud valmistama midagi ebatäiuslikku. Aristoteles pidas Maad kindlalt liikumatuks, mille ümber pöörlevad teised taevakehad ja kinnistähtede sfäär igaüks omal kaugusel. Kristallsfääride mudel pärineb algselt samuti Eudoxoselt, kelle rändtähtede liikumismudelis oli kokku 27 sfääri – üks kinnistähtede jaoks, 6 Päikese ja Kuu jaoks ning 20 planeetide liikumise jaoks. Kalippos (370-300 e. Kr.) suurendas nende sfääride arvu 34-ni ja Aristoteles lisas veel 22 sfääri. Kokku sai siis juba 56 sfääri. Epitsüklid selles kristallsfääride mudelis puudusid. Need tõi sisse koonuslõigeteteooria alusepanija Apollonius (umbes 300 e. Kr.) ja epitsükli teooriale andis lõpliku vormi Hipparchos (180-125 e. Kr.).

Aristotelese maailmal olid lõplikud mõtmed. Samal ajal elanud Herakleitos (umbes 390-310 e. Kr.) õpetas, et tähistaevas on paigal ja Maa pöörleb ümber telje. Tema arusaama järgi tiirlesid Merkuur ja Veenus ümber Päikese ja Päike koos nendega juba ümber Maa. Ta pidas ka kinnistähti kerakujulisteks taevakehadeks.

Tänapäevaseski mõttes teadusliku Maa ümbermõõdu määramise võttis ette Eratosthenes (276-194 e. Kr.). Lähtudes Maa kerakujulisusest ja Päikese kulminatsioonikõrguse erinevusest kahel erineval laiuskraadil ligikaudu sama pikkuskraadi korral jäi üle ära mõõta kulminatsioonikõrguste erinevusele vastav kaare pikkus maapinnal. Eratosthenes teadis, et kui Syenes (Assuanis) on Päike keskpäeval seniidis, siis Aleksandrias on ta 7° madalamal. Vahemaaks Syene ja Aleksandria vahel sai ta 5000 egiptuse staadioni (1 staadion = 157.6 m) ja Maa ümbermõõduks 39 400 km, mis on küllaltki lähedane tänapäevasele väärtusele. Tõestus selle kohta, et antud punkti geograafiline laius võrdub pooluse kõrgusega, on pärit geograafilt ja meresõitjalt Pytheaselt umbes aastast 320 e. Kr.

Astrometria alusepanijaks peetav Hipparchos, kes oli ühtlasi epitsükli mudeli lõpuleviija, koostas 1022 tähe täpse asukoha kataloogi ja selgitas selle abil Päikese ja Kuu näiva liikumise seaduspärasused. Seda nimetatakse ka Päikese ja Kuu liikumise teooriaks. Hipparchose kataloog oli aluseks Ptolemaiuse (87-165) kapitaalsetele planeetide liikumise geotsentrilisele mudelile, mille alusel planeetide liikumist rohkem kui 1500 aasta jooksul arvutati. See araablaste pandud nimetuse "Almagest" all 13 köitest koosnev monumentaalne traktaat sai astronoomia entsüklopeediaks, mille sisus kahtlemine ei olnud lubatav. Ptolemaiuse mudeli kohaselt liikusid planeedid mööda epitsüklikeks nimetatavaid ringe, mille tsentrid omakorda liikusid ümber Maa mööda suuremaid ringe – deferente. Epitsüklike ja deferentide tasapinnad ei langenud seejuures kokku ega olnud ka omavahel risti. Nii õnnestus kuidagiviisi seletada planeetide näivaltsil silmusekujulisi liikumisi, kuid pikema aja kohta ei õnnestunud saada kuigi head kooskõla.

Astronoomia hakkas uuesti arenema alles alates Mikolaj Kopernikust (1473-1543). Ikka sellesama planeetide asendite

arvutamise tarvis mõtles Kopernik välja heliotsentrilise sfäärilise mudeli. Ehkki süsteemi keskmeks sai Maa asemel Päike, ei saanud ka Kopernik ringliikumistega piirdudes läbi ilma epitsüklieta. Probleemi lahenduse juures kerkivad siitpeale jällegi üksteise järel esile uued nimed nagu vanakreeka astronoomia puhulgi. Tycho Brahe (1546-1601) oli konkurentsilt teleskoopide-eelse aja täpsem vaatleja. Taani kuninga Fredrik II õukonnaastronoomina tegi ta paarikümne aasta vältel Kopenhaageni lähistel regulaarseid planeetide positsioonide vaatlusi, eriti Marsi vaatlusi. Tycho Brahe ei uskunud Koperniku heliotsentrilise süsteemi õigsusse. Seda sel lihtsal põhjusel, et Maa liikumine ümber Päikese oleks pidanud kajastuma kinnistähtede asendite näivas muutumises, mida tal aga ei õnnestunud täheldada. Pärast oma patrooni surma läks Tycho Brahe oma keeruka iseloomu tõttu järgmise valitsejaga tülli ning leidis lõpuks uue töökoha Prahas. Prahas ilmus pärast tema surma teos, milles on esitatud heliotsentrilise ja geotsentrilise maailmapildi kompromissversioon. Kõik planeedid tiirlevad ümber Päikese, kuid Päike koos nendega tiirleb ümber Maa. Tycho Brahe elu viimasel aastal tõi saatus tema assistendiks Johann Kepleri (1571-1630). Saanud parandiks oma eelkäija mahuka vaatlusmaterjali üritas Kepler esialgu Marsi liikumisega asjad selgeks saada. Et andmed ringorbiidi versiooniga ei sobinud, siis otsustas Kepler lõpuks neid sobitada elliptilise orbiidiga ja kooskõla hakkas paranema. Kümme aastat kestnud töö järel formuleeris Kepler 1609. a. kaks esimest tema nime järgi tuntud seadust.

1. Planeedid liiguvad elliptilistel orbiitidel, mille ühes fookuses on Päike.

2. Võrdsetes ajavahemikes planeedi liikumistee kaarte moodustatud ellipsi sektorid on võrdse pindalaga. See tähendab, et planeedid liiguvad piki ellipsit erineva kiirusega. Tsentraalkehale lähemal on kiirus suurem ja kaugemal väiksem.

Kepleri kolmas 1619. a. kapitaalses viieköitelises teoses "Maailma harmoonia" formuleeritud seadus annab seose planeetide tiirlemisperioodide ja nende kauguse Päikesest vahel. Tiirlemisperioodide ruudud on võrdelised kauguste

kuupidega. Kepleri seaduste formuleerimise järel tekkis planeetide liikumises selge kord ja harmoonia. Planeetide asendeid osutus võimalikuks üpriski täpselt arvutada.

Galileo Galilei (1564-1642) nimega algab astronoomias teleskoopide ajastu. Saanud 1609. a. kuulda kellegi hollandi prillimeistri valmistatud pikksilmast ja võibolla sellise üht varianti ka näinud konstrueeris ja valmistas Galilei endale juba 30 kordse suurendusega teleskoobi ja kasutas seda alates 1610. a. vaatlustel. Üheks esimeseks avastuseks olid Jupiteri kaaslased. Samal aastal avastas ta Veenuse faasid ja midagi imelikku Saturni juures. Seda midagi kirjeldas Christian Huygens (1629-1695) Saturni rõngana ja kaaslastena alles 1656. a. Teleskoobi teooria lõi 1611. a. Kepler, kes siis valmistas selle järgi ka endale teleskoobi

Jäi veel seletada, millised jõud panevad planeedid Kepleri seaduste kohaselt liikuma. Kepler üritas seda ka ise, kuid tema seletused ei osutunud õnnestunuks. Lahenduse andis sir Isaac Newton (1643-1727), kes formuleeris mehaanika põhiseadused ja ülemaailmse gravitatsiooniseaduse. Sellega sai valmis kõik vajalik Päikesesüsteemis toimuvate liikumiste kirjeldamiseks.

Päikesesüsteem koosneb suure massiga tsentraalkehast Päikesest, mille ümber tiirlevad erineval kaugusel paiknevad ja erinevate massidega planeedid. Ümber planeetide tiirlevad omakorda nende kaaslased. Mõnel planeedil on mitu, mõnel üks kaaslane ja mõnel puuduvad nad hoopis. Peale päris planeetide tiirleb ümber Päikese suurem hulk väikeplaneete ehk asteroide. Enamik neist tiirleb Marsi ja Jupiteri orbiitide vahel. Päikesesüsteemi väikeplaneedid samuti kui planeetide väiksemad kaaslased on ebakorrapärase kujuga. Omaette objektide klassi moodustavad komeedid, mis tiirlevad ümber Päikese väljavenitatud orbiitidel. Komeedid ei ole kuigi suured taevakehad. Nad on jääst ja kivimitest kompaktsed kehad, mida sageli võrreldakse määrdunud lumepallidega. Komeetide materjal sisaldab suhteliselt ohtralt vett, mis nende asukoha madala temperatuuri tõttu on külmunud. Komeedid on Päikesesüsteemi äärealade asukad, kust omavahelised ja planeetide gravitatsioonilised toimed neid Päikese lähistele "tirivad". Komeetide lähenedes Päikesesüsteemi perifeeriast Päikesele hakkab intensiivistuv kiirus nende materjali

aurustama. Nii tekibki komeedi nähtav helenduv saba, mis komeedi Päikesest kaugenedes jällegi kaob. Hollandi astronoomi Jan Hendrik Oorti (1900-1992) järgi nime saanud Oorti pilv on sfääriline külmunud objekte sisaldav pilv Päikesesüsteemi ääremaadel Pluuto orbiidi taga, mis küünib enam kui 100 000 astronoomilise ühiku (Maa ja Päikese vaheline keskmine kaugus) kaugusele. Oorti pilvest sissepoole jäävat aeglaselt ümber Päikese tiirlevat samast materjalist rõngast nimetatakse Ameerikas töötanud hollandlasest astronoomi Gerald Kuiperi (1905-1973) nime järgi Kuiperi vööks. Selget eraldusjoont Oorti pilve ja Kuiperi vöö vahel ei ole ja küllap on ka Oorti pilves teatav aine koondumine süsteemi pöörlemistasandisse. Juba 1930-ndete alguses avaldas eesti astronoom Ernst Julius Öpik (1893-1985) teoreetilise töö, milles näitas Oorti poolt vaatlusmaterjali analüüsi teel leitud pilve võimalikkust. Nii mõnedki välismaa astronoomid kasutavadki nimetust Öpik–Oorti pilv. On selge, et mida enam kordi komeet Päikese juurest läbi käib seda väiksemaks jääb tema mass. Ajaloolise aja tuntuimaks komeediks on Halley komeet, mille ilmumisest on teateid aastast 239 e. Kr. Taibates varasemate ilmumiste seaduspära, ennustas Newtoni kaasaegne sir Edmund Halley (1656-1742), et 1682. a. nähtud komeet ilmub uuesti 1755. a. Nii ka juhtus. Käesoleval sajandil on Halley komeet Päikese lähedalt möödunud 1910 a. ja 1985. a. Uuesti on teda oodata 2061. a. Viimase aastakümne jooksul nähtud kahest heledast komeedist möödusid Päikese lähedalt 1996. a. märtsis Hyakutake komeet ning 1997. a. veebruaris-aprillis Hale-Boppi komeet. Enne neid võis heledaid komeete näha 1970-ndatel aastatel.

Paaril viimasel kümnendil on kosmoseaparaatide abil Päikesesüsteemi kohta kogutud uusi andmeid. Tavapärase astronoomia võimalused midagi enam teada saada olid juba mõnda aega praktiliselt ammendatud. Kippusid tekkima isegi ohtralt fantaasia vilju sisaldavad teadusharud nagu astrobotanika Marsi kohta. Teleskoopide ajastul on lisaks silmaga nähtavatele juurde avastatud 3 päris planeeti – Uraan (1781), Neptuun (1846) ja Pluuto (1930). Rohkem ei ole neid leidnud ka kosmoseaparaadid. Huvitavaks peetakse praegu aga Päikesesüsteemi perifeeriat – Kuiperi vööd ja Oorti pilve. On avastatud

Chiron (1977) ja mõned teised tavalisest asteroidide asukohast palju kaugemal olevad väikekehad, kas asteroidid või komeedituumad. Neid nimetatakse Kentaurideks. Kentauride suurem asupaik arvatakse olevat Neptuuni orbiidi taga Kuiperi vöös. On juba leitud vähemalt üks väikekeha ka Pluuto orbiidi taga. Ammu on oletatud, et Päikesesüsteemi äärealadel peaks leiduma ohtralt omaaegsest planeetide tekkimisest ülejäänud ainet, kuid alles nüüd on hakatud seda leidma. Ka Pluuto on teistest planeetidest märksa erinev ja nüüd kiputakse tedagi nende perifeeria kentauride hulka arvama.

Järgnevalt on toodud Päikesesüsteemi planeetide tabel. Planeetid jagunevad laias laastus kahes grupiks – Maa tüüpi planeetideks (Merkuur, Veenus, Maa ja Marss) ning hiidplaneetideks ehk Jupiteri tüüpi (Jovian) planeetideks (Jupiter, Saturn, Uraan ja Neptuun). Nagu öeldud, ei sobi Pluuto kumbagi gruppi. Kaugus Päikesest on antud astronoomilistes ühikutes ja mass Maa massi ühikutes. Veenus pöörleb teiste planeetidega võrreldes vastupidiselt. Uraani pöörlemistelg on peaaegu orbiidi tasandis. Planeetide orbiitide tasandid langevad üksteisega kokku 3.5 kraadi piires. Erandina on Merkuuri orbiit Maa oma suhtes kaldu siiski 7 kraadi. Pluuto orbiidi kaldenurk erineb aga koguni üle 17 kraadi.

Nimi	Kaugus	Mass	Tihedus	Tiirlemis-periood	Pöörlemis-periood	Kaas-lasi
Merkuur	0.39	0.055	5.4	88 ^d	59 ^d	0
Veenus	0.72	0.82	5.25	225 ^d	243 ^d	0
Maa	1.00	1.00	5.52	365 ^d	24 ^h	1
Marss	1.52	0.11	3.93	687 ^d	24.5 ^h	2
Jupiter	5.20	318	1.33	11.9 ^a	10 ^h	16
Saturn	9.54	95	0.71	29.5 ^a	10 ^h	23
Uraan	19.2	15	1.27	84 ^a	16 ^h	15
Neptuun	30.1	17	1.70	165 ^a	16 ^h	8
Pluuto	39.4	0.03	1.99	248 ^a	6 ^d	1

6. VARASEMAD HÜPOTEESID PÄIKESESÜSTEEMI TEKKIMISE KOHTA

Päikesesüsteemi või millegi muu loodusliku tekkimise küsimus polnud minevikus üldse päevakorral. Igal religioonil oli oma versioon ka maailma loomise kohta ja selles kahelda või selle ümber targutada polnud kombeks. Seetõttu pole ka enne 18-dat sajandit teadaolevalt Päikesesüsteemi tekkimise probleemiga tegeldud. Esimese Päikesesüsteemi tekkestse-naariumi autoriks on prantsuse teadlane George Louis Leclarc Buffon (1707-1788), kes 1749. a. ilmunud raamatus "Maa teooria" kirjeldas kuidas Maa ja planeedid võisid tekkida mööduva komeedi poolt Päikeselt väljarebitud aine tükkidest.

Üldse jagunevad siit kuni 1950-date aastate keskpaigani esitatud hüpoteesid Päikesesüsteemi tekke kohta põhimõtteliselt kahte klassi – katastroofihüpoteesid ja rahulikult viisil tekkimise hüpoteesid. Buffoni hüpotees on esimeseks katastroofihüpoteesiks. Oluliselt laiema kõlapinnaga oli Kant–Laplace hüpoteesina tuntud Päikesesüsteemi rahuliku tekkimise versioon, õigemini kaks sõltumatult esitatud ja omavahel detailides erinevat versiooni. Filosoof Immanuel Kant (1724-1804) avaldas 1755. a. oma anonüümselt ilmunud raamatus "Üldine looduse ajalugu ja taeva teooria" hüpoteesi selle kohta, kuidas maailm tekib hajusast ainest – kaosest. Algaiks oli külm tolmutükibemetest koosnev udu, mille ebahomogeensustest pidi mehaanika seaduste kohaselt järkjärgult toimuma planeetideks koondumine. Matemaatilist arendust Kanti hüpoteesil peaaegu ei olnud ja kuna tegu oli ju tundmatu autori tööga, siis ei leidnud see ka tähelepanu. Üle 40 aasta hiljem (1796) esitas prantsuse matemaatik, filosoof, astronoom ja füüsik Pierre Simon Laplace (1749-1827) analoogse hüpoteesi Kantist täiesti sõltumatult. See ilmus tema maailmasüsteemi ehitust seletava kaheköitelise teose lisas. Laplace nebulaarhüpotees püüdis ära seletada kogu Universumi teket. Laplace sai inspiratsiooni äsja William Herscheli (1738-1822) avastatud gaasududest. Laplace hüpoteesi järgi tekkis planeedisüsteem kuumast gaasudust (mitte külmast meteoriitsest ehk tolmutest nagu Kantil). Keskele tekkis tsentraalkeha Päike ja ülejäänud tihendustest planeedid ning nende

kaaslased. Võrreldes Kanti versiooniga paistis Laplace oma silma elegantse matemaatilise arenduse poolest. Pikema aja jooksul jäid Kant–Laplace hüpoteesi seisukohad planeetide võimaliku tekke kohta domineerivaks. Mida enam täpsustati fakte seda suuremaks kasvasid vastuolud. Peamiseks oli massi ja pöörlemishulga jaotuse vastuolu. Üle 99 % massist on koondunud Päikesesse, kuid kogu pöörlemishulgast moodustab Päikese osa vaid 2 %.

Uue katastroofihüpoteesi esitas 1917. a. inglise füüsik James Hopwood Jeans (1877-1946). Selle kohaselt tekkisid Päikesesüsteemi planeedid sõltumatult eksisteeriva Päikese lähedase kontakti tõttu mingi teise tähega Päikeselt väljarebitud ainek. Olenevalt Teise tähe lähenemise nurgast ja minimaalsest kaugusest, milleni ta jõudis, sai sobitada mehaanikat. Varsti hakkas ka selle hüpoteesi populaarsus kahanema, sest tõenäosus, et teine täht möödus ühe astronoomilise ühiku kaugusel Päikesest ja tuli täpselt Päikese ekvaatori tasandis ja tema pöörlemise suunas, tundus liiga väikesena. Ka Jeans ise tunnistas 1935. a. ja 1944. a. ilmunud töodes oma hüpoteesi vähest tõepära. Planeedikosmogooniassa saabus jälle pessimismi etapp.

Seni oli Päikesesüsteemi tekkimist seletatud üksnes mehaanika raamides. Enne Teist Maailmasõda leiti, et ka magnetilistel ja elektrilistel jõududel võib maailmaruumis olla oluline osa. Nüüd saabus aeg, mille kohta veidi liialdades võib öelda, et igal enesest lugupidaval astronoomil oli oma isiklik hüpotees planeedisüsteemi tekkimise kohta. Missugused jõudusid peeti kõige tähtsamaks, see olenes peamiselt mis valdkonnaga autor ise kõige enam tegeles ja kursis oli. Ilmus õige palju kõikvõimalikke hüpoteese, millel olid igaühel ka oma nõrgad kohad. Üldiseks puuduseks oli sündmuste kulgemise serveerimine kindla stsenaariumina, mille pöördepunktide tõepärasuse kontrollimiseks puudusid võimalused. Kui mehaanika jõudude kõrval hakati võrdväärsena arvesse võtma magnetilisi ja elektrilisi jõudusid, siis õnnestus mõnesid vastuolusid vähendada. Nende hiljem juurde võetud jõudude toimega õnnestus seletada Päikese pöörlemise aeglustumise käiku ja seletada nurkmomendi näiliselt ebaloomulikk

jaotumist kogu süsteemis. Vastava magnetohüdrodünaamilise seletuse autoriks on rootsi füüsik Hannes Alfvén (1908-1995).

Omajagu laineid lõi Otto Juljevitš Schmidt (1891-1956) kosmagooniline hüpotees, mille avaartikkel ilmus 1944. a. pealkirja all "Maa ja planeetide tekkimise meteorititeooria". Selle kohaselt tekkisid planeedid gaasi ja tolmu pilvest. Päike oli enne olemas. Schmidt hüpotees sai Stalini korraldusel riiklikuks teadusdoktriiniks, mis jällegi pidi demonstreerima nõukogude teaduse üleolekut. Teooria "naelaks" oli planetesimaalide versioon, mille kohaselt planeedid moodustusid suurematest kivi ja raua kamakatest. Nende üksuste teke aga jäi üpris lahtiseks. Kui N. Liidu autoritest rääkida, siis akadeemik Grigori Vassiljevitš Fessenkovil (1889-1971) valmis 1950-date alguses palju töesarnasem versioon, mille järgi Päikesesüsteemi tekkimine oli tähtede tekkimise ja evolutsiooni käigus ettetulev loomulik sündmus. Tähtsal kohal olid selles teoorias andmed keemilise koostise kohta. Päike ja planeedid tekkisid Fessenkovi versiooni järgi koos umbes 5 miljardit aastat tagasi. Kahjuks oli tähtede evolutsiooni teooria ise sellel ajal tänapäevases mõttes küllaltki vildak. Fessenkoviga sarnaselt lähenetakse asjadele ka praegu. Ainult praegu on palju rohkem erinevaid fakte teada.

7. TÄNAPÄEVASED ARUSAAMAD PÄIKESESÜSTEEMI TEKKEST

Päikesesüsteemi tekkimise probleem ei ole senini lõplikult lahendatud. Geofüüsika jaoks on selles oluline Maa arengu algusjärgude tõepärane seletus, sest sellest hakkab hargnema kogu geoloogiline arengukäik. Teine väga tähtis näitaja on Maa algmaterjali keemiline koostis. Kogu Universumi keemiline evolutsioon toimub läbi tähtede. Kusagil mujal peale vesiniku ja heeliumi teisi elemente ei teki. Rasked aatomid paisatakse maailmaruumi laiali massiivsete tähtede arengutsükli aset leidvate plahvatuste teel ja paisunud tähtedest lähtuva intensiivse tähetuulena. Siinkohal on sobiv rõhutada, et tähtede kogu elutsükkel on "lapsepõlv" lühike ja "täiskasvanuks" olemine kauakestev. Päikese massiga tähe valmimine võtab aega kümnekond miljonit aastat, tema üpris stabiilne kiirgamise

etapp termotuumareaktsioonide energia varal aga ligi samapalju miljardeid aastaid. Tähe eluiga sõltub tema algsest massist ja on seda lühem, mida suurem on mass. Massiivsemad tähed elavad "tormilisemat" elu ja "surevad" varem. Ka on nende elu lõppvaatuse kataklüsmid (plahvatused ja aine väljapaiskumised) seda suuremad mida suurem oli mass. Evolutsiooni lõpul jõuavad tähed valge kääbuse seisundisse. Valgetes kääbustes on termotuumareaktsioonid lõppenud ja nad kiirgavad kokkutõbumisel vabaneva gravitatsioonilise energia arvel. Päikese massiga täht on valge kääbuse staadiumis umbes maakera suurune. Mida väiksem on mass seda rahulikumal viisil täht valge kääbuse staadiumini jõuab. Eriti suure massiga tähed lõpetavad oma teekonna kas neutrontähena või musta auguna. Planeedisüsteemi tekkimise seletamisel ei ole aga tähtis mitte tähtede evolutsiooni teekonna lõppvaatus vaid selle algus. See gaasipilv, millest tekkisid Päike ja Maa, pidi sisaldama juba paari % jagu vesinikust ja heeliumist raskemaid aatomeid. Vesinik moodustab Päikese ja paljude teiste tähtede tavapärasest koostisest 73 % ja heelium 25 %. Tõenäoliselt oli algmaterjaliks oleva isoleeritud gaasipilve mass natuke väiksem kui kaks Päikese massi ning temas pidid tekkima protopäike ja protoplaneetide pilv. Prototähte ümbritseva gaasipilve saatus võib olenevalt tema massist minna kolme erinevat teed. Kui pilv on piisavalt tihe, siis tekib selles kohe kaks kondensatsioonitsentrit ja moodustub kaksiktäht. Kui varasematel aegadel pidasid astronoomid kaksiktähti pigem erandlikeks objektideks, siis praegu peetakse neid tähtede tekkimise õige sageli esinevaks variandiks. Kui pilv on natuke hõredam, siis jääb selles ainet teise tähe tekkimise tarvis väheseks ja tähest ülejäänud ainest moodustub planeedisüsteem nagu see on toimunud ka Päikesesüsteemi korral. Kui nimetatud pilv on veelgi hõredam, siis ta lihtsalt hajub ja tekib ainult üksik täht.

Kokkutõmbuv protopäike pidi hakkama järjest kiiremini pöörlema, mis pidi muutma järjest lapikumaks ka temaga seotud protoplaneetide aine pilve. Kui raskusjõud ja tsentrifugaaljõud protopäikesel saavad tasakaalu, siis jätkub kogu liikumine rahulikumalt ja pilve tihedamates osades tekkinud keerised hakkavad sinna ainet juurde koguma.

Protopäikese temperatuuri tõustes tema gaas ioniseerub ja pöörlemine tekitab elektrivoolu ning see indutseerib magnetvälja. Protopäikese magnetväli kui sellesse "külmunud" väli aeglustab protopäikese pöörlemist protoplaneetide ketta elektriliselt laetud osakesi kaasa vedades. Selle ketta pöörlemine ja ka planeetide kokkutõmbumine kiirenevad. Pöörlema hakanud protoplaneetide väliskihitides moodustuvad omakorda kaaslaste algeteks olevad keerised. Toimub ka aine diferentseerumise (raskemate aatomite keskele koondumise) protsess. Järjest tugevamini kiirgava Päikese kiirgus hakkab eemale puhuma vesinikust ja heeliumist koosnevat gaasi. Maa tüüpi planeetide keemilise koostise mõistliku seletusega on olnud raskusi sellest peale, kui uurimise järg nii kaugele jõudis. Selle seletamisel on kõige sümpaatsem Carl von Weizsäckeri (s. 1912) pakutud ning D ter Haari ja Gerald Kuiperi täiendatud versioon, mille kohaselt Maa tüüpi planeetide esialgsed massid olid praegustest kuni 100 korda suuremad ja kergemad elemendid on "tuulest viidud", s.o. päikesetuul on nad ära puhunud. Suurte planeetide atmosfääride ärapuhumiseks on päikesetuule tihedus osutunud väikeseks. Kõige ehedamal kujul peaks originaalkoostis olema säilinud Päikesesüsteemi kaugetel äärealadel tiirlevates kentaurides ja "kulumata" komeetides. Kosmilises ajaskaalas on gaasipilvest tähe (Päikese) ja planeetide tekkimine kiire protsess, mida saab jagada mitmesse etappi. Esiteks tekib aine koondumise tšenter ning pilve aine hakkab selle ümber kiiresti koonduma. Juba umbes 10 000 aasta pärast algab järgmine etapp – pöörlemine ja aine järkjärguline koondumine kettaks pöörlemisteljega ristioleva tasandi lähedal. Veel umbes 100 000 aasta pärast on ketas sedavõrd valmis, et saab alata koondumine protoplaneetideks. Planeetide ja tsentraaltähe arengu varased etapid mööduvad umbes 10 miljoni aastaga, mille järel tähes käivituvad termotuumareaktsioonid ning järgneb miljardeid aastaid kestev rahulik arengujärk peajadal. Peajada on piirkond tähtede absoluutne heledus – temperatuur diagrammil, kus paikneb valdav enamus tähti. Asend diagrammil ja seal viibimise aeg olenevad tähe massist. Pikka aega on vastuseta jäänud intrigeeriv küsimus kas meie planeedisüsteem on maailmas unikaalne nähtus või on planeetide kuulumine tähtede juurde

loomulik ja massiliselt esinev. Päril viimastel aastatel on leitud tõendeid planeetide olemasolust õige mitme tähe juures ja selliste tähtede arv on kiiresti kasvanud. Seni on pakutud mõnikümmend taolist süsteemi. Päikesesüsteemist väljaspool asuvaid planeete ei saa vahetult vaadelda. Tuleb leppida nende tekitatud efektidega tähtede liikumises ja nendest väljuvas kiirguses. Vaatluslikult kõige lihtsam on avastada akretsioonikettaid, mis loomulikult saavad kuuluda väga noorte ja isegi alles tekkivate tähtede juurde. Seda saab teha suhteliselt intensiivse infrapunase kiirguse järgi, mida need jahedad objektid maailmaruumi kiirgavad ja mis avaldub vastavate noorte tähtede spektrites. Selliseid objekte on raadiokiirguse millimeeterlainete piirkonnas avastatud sadakond. Kuna nii noori tähti on üldse vähe, siis juba see lubab pidada planeedisüsteemide tekkimist koos tähtedega tavapäraseks nähtuseks. Spektrijoonete perioodiliste Doppleri nihete kaudu saab vahetult detekteerida akretsiooniketasest tekkinud planeete, millede massid on võrreldavad Jupiteri massiga või sellest suuremad. Maa suurused planeedid tsentraaltähe juures detekteerimise läve ületavaid häireid ei põhjusta. Oluline on veel selgusele jõuda, kus kulgeb piir planeetide ja tähtede vahel. Klassikalise määratluse järgi peab tähe mass olema nii suur, et gravitatsioonilise kokkutõmbumise teel tekkinud kuumenemine suudaks käivitada termotuumareaktsioonid. Kui kokkutõmbuva tähe mass jääb alla 0.07-0.09 Päikese massi, siis ei tõuse temperatuur vesinikku heeliumiks põleva termotuumareaktsiooni käivitumiseks piisavale kõrgusele. Ajutiselt toimuvad küll reaktsioonid deuteeriumi ja liitiumi baasil. Keskmiselt vastab ülaltoodud mass 75 Jupiteri massile. Kui mass jääb alla 13 Jupiteri massi, siis ei toimu mingeid termotuumareaktsioone. Taolisi massilt tähtede ja planeetide vahele jäävaid objekte nimetatakse pruunideks kääbusteks. Kuigi teoorias esinesid pruunid kääbused juba mõnda aega õnnestus nende olemasolu kohta faktilist kinnitust saada alles 1995. aastal tänu ülitundlikele infrapunakiirguse vastuvõtjatele.

Päikesesüsteemi tekkimise versioon peab loomulikult jõudma kooskõlla planeedi Maa geoloogilise arengu stardipositsiooniga. Et hakata arendama Maa arengulugu lähtuvalt

tema kõige tõepärasemast massist, keemilisest koostisest ja siseehitusest on vaja usutavat astronoomilist versiooni, mis sellise seisundini viib. Geoloogilise arengu aluseks on Maa diferentseerumine raskematest elementidest tuumaks ja kergemast materjalist vahevöök, mis alguses oli ka välispinnaks. Diferentseerumist ilma kogu planeedi materjali ülesulamiseta on raske seletada. Sulamine omakorda on võimalik suure hulga energia järsul vabanemisel. Siit tulenebki, et planetesimaalide hüpotees, mis astronoomidele ei meeldi, aitab geoloogidel planeedi algusjärku kõige sobivamalt seletada. Siit läheb arvamuste sobimatus tagasi hüpoteetilise planeedi Phaethoni juurde. Astronoomid peavad seda Marsi ja Jupiteri orbiidi vahel olnud ühise atmosfääriga kaksikplaneediks, mis lagunes juba valmis Maa ajal umbes 3.9 miljardit aastat tagasi. Maa arengulooga tegelejatele meeldib enam versioon, mille järgi Phaethon on kas lõplikult tekkimata jäänud või siis juba enne Maa valmimist lagunenu. Maa ülesulamise seletuseks on väga ahvatlev Schmidti pakututest suuremate planetesimaalide kokkupõrkumine. Nagu eespool mainitud on juba mõnda aega arvatud, et planeetide tekkimisest ülejäänud materjal paikneb Päikesesüsteemi perifeerias – Kuiperi vöös ja Oorti pilves. Seal säilinud mitmesuguse suurusega "lumepallid" oleksidki säilinud planetesimaalid. Alates 1996. aastast on neid leitud ka vaatluslikult. Varem pole seda juhtunud põhjusel, et need objektid on maapealsete teleskoopide reageerimisläve piiril. Kord tekkinud planeedi Maa edasine arengulugu oleneb juba olulisel määral selle sulamise kaudu diferentseerunud planeedi jahtumise kulgemisest. Tõepäraseks peetakse Maa akretsiooni toimumist kahes etapis – enne ja pärast kergete gaaside päikesetuule poolt ärapuhumist. Esimene etapp oleks koostiselt päikesesarnase aine koondumine ja teine meteoriitse koostisega aine lisandumine. Marsi ja Kuu uurimise kaudu on leitud tõendeid Päikesesüsteemi seesmiste planeetide regiooni intensiivse meteoriitidega pommitamise kohta ligikaudu 4 miljardit aastat tagasi. On tuntud Kuu kataklüsmi periood 3.9 kuni 4 miljardit aastat tagasi, mil lühikese aja jooksul on tekkinud palju kraatreid. Esialgu tuleb sellist kaheetapilist Maa tekkelugu vaadata kui üht võimalikku, kuid mitte ainu- või võimalikku versiooni.

Päikesesüsteemi planeedid on erinevate massidega ja erineva ehitusega. Maa arenguloo kohta arendatavad versioonid peavad sobima ka teiste planeetide arengulugudega. Viimastega tegeleb planetoloogia, mis kaasajal ka kiiresti areneb. Suures osas on see areng tingitud soovist Maaga seotud sündmusi ja protsesse paremini mõista.

8. MAA VÄLISKUJU JA MÕÕTMED

Kauges minevikus peeti Maad lapikuks. Siiski juba 540 e. Kr. paiku pidas Pythagoras teda kerakujuliseks ja õnneks jõudis faktide najal samale seisukohale ka autoriteet Aristoteles. Eratosthenes määras 230 e. Kr. üsna täpselt selle kera suuruse. Ta sai Maa raadiuse väärtuseks 6311 km. Praegu loetakse Maaga võrdse ruumalaga kera keskmiseks raadiuseks 6371 km ja Maa ekvatoriaalseks raadiuseks 6378 km. Eratosthenese määratud Maa raadiuse väärtus oli kasutusel 17. sajandini. Õieti tegi küll juba 1528. a. järgmise sellise mõõtmise Jean Fernel (1497-1558), kes 1 kraadi ulatusega kaarel kasutas teepikkuse mõõtmiseks tollaratast ja sai kraadile vastava kaare pikkuseks 110.6 km. 17. sajandil on 1617. a. Hollandis kraadile vastava kaare pikkust mõõtnud Villerbrord Snellius (1591-1626) saades tulemuseks 108 km ning 1636. a. Inglismaal Richard Norwod (1590-1636) Londoni ja Yorki vahelisel kaarel. Aastatel 1669-1670 mõõtis prantsuse astronoom Jean Picard (1620-1682) 1° 22' 55" kaare pikkuse ja arvutas Maa raadiuseks 6 371 692 m. Aastal 1687 avaldas Newton Maa kuju teooria, milles näitas, et mõõduka kiirusega pöörleva planeedi kuju vastab pöördellipsoidile. Täpsemate maakaartide koostamise eesmärgil toimusid mitmel pool suuremad triangulatsioonilised kraadimõõtmised 18. ja 19. sajandil ning veel 20. sajandi alguseski.

Neist kraadimõõtmistest suurima, 25° 20' ehk üle 2800 km haaraval kaarel 1816-1855 toimunud ettevõtmise peaosaliseks oli Tartu Observatooriumi ja Pulkovo observatooriumi (alates 1839) direktor Friedrich Georg Willhelm Struve (1793-1864). Seda kaart nimetati isegi Struve kaareks. Töö lõpptulemusena avaldas Struve 1861. a. mahuka kahekõitelise töö.

Kraadimõõtmiste põhjal selgus, et Maa kuju vastab tuntud geomeetrilistest kujunditest kõige paremini kolmeteljelisele ellipsoidile. Lisaks sellele, et Maa on polaartelje sihis kokku surutud, moodustab ellipsi ka tema lõige ekvaatori tasandiga. Pikema ja lühema ekvatoriaalse pooltelje erinevus on küll vaid paarsada meetrit. Ekvatoriaalse ja polaarse pooltelje erinevus ulatub aga üle 21 kilomeetri. Praktilise mugavuse mõttes kasutatakse Maa kuju lähenduskujundina kaheteljelist pöördellipsoidi. Telgede pikkused on rahvusvaheliselt kokku lepitud. Vastavalt mõõtmistäpsuse ja arvutustäpsuse parandamisele on neid korrigeeritud. N. Liidu geodeetiliste mõõtmiste aluseks oli alates 1946. a. vahetult enne sõda 1940. a. Feodossi Krassovski (1878-1948) juhendamisel arvutatud Krassovski ellipsoid. Rahvusvahelise Astronoomia Liidu kokkuleppega kasutati alates 1964. a. kaheteljelist ellipsoidi pikema poolteljega 6378.160 km ja lühema poolteljega 6356.780 km. Viimasel ajal on seoses täpsete mõõtmistega kosmosest võimalik täpsemalt arvestada ka Maa kuju lokaalseid kõrvalekaldeid korrapärasest ellipsoidist.

Geodeetiliste satelliitide vahendusel avastati juba mõni aeg tagasi, et lõunapoolkera polaarne kokkusurutus on Antarktika jääkilbi surve tõttu suurem kui põhjapoolkera oma. Sellist ebasümmeetrilist kujundit nimetatakse kardiidiks, mis moodustab ruumis pöörleva stiliseeritud südamega sarnase kujundi. Tuntud geomeetriliste kujunditega on Maa pinda lähendatud arvutustehnilise mugavuse tõttu. Maa tegelik pind ei ole korrapärane ja seda lähendab kaardistamise tarvis kõige paremini kujuteldav hüdrostaatilises tasakaalus olev veepind. Sellist ekvipotentsiaalpinna nimetatakse geoidiks. Geoidi pind on igas Maa punktis risti raskusjõu suunaga. Kõrgused merepinnast antakse mandritel geoidi pinna suhtes. Geoidi pinna erinevused Maa kuju lähendava pöördellipsoidi pinnast künnevad kuni 100 meetrini. India ookeanis Sri Lankast lõunas on geoidi pind isegi üle 100 meetri ellipsoidi pinnast madalamal. Kõige enam, üle 70 meetri, ellipsoidi pinna kohale tõuseb geoid Uus-Guinea ümbruskonnas. Eesti kohal ulatub ta üle ellipsoidi pinna paarikümne meetri võrra. Islandil künneb üle selle juba 60 m ja Vene tasandiku kohal taandub erinevus nulliks.

Maa väliskuju muutub ajas. Selle muutumise põhjused lähtuvad Maa sisemusest ja väljastpoolt. Neist on täpsemalt juttu edaspidi. Aja jooksul on oluliselt muutunud isegi Maa suurus. Kriidi ajastu (144-66.4 Ma tagasi, kestus 77,6 Ma) Maa raadiuseks on hinnatud koguni 4800 km, mis on praegusest väärtusest (6371 km) tublisti väiksem. Maa raadiuse nii suure muutumise võimalikkus äratub kahtlust, kuna sellest lähtudes tekiksid probleemid siseehituse tasakaaluga. Maa läbimõõdu ja mahu muutumise tõepärane käik Maa eksisteerimise ajal on tähtis kogu tema geoloogilise arenguloo seletamise jaoks.

Maa maht on praegu $1\,083 \cdot 10^{12}$ km³ ja mass $5976 \cdot 10^{27}$ g.

9. MAA LIIKUMISED RUUMIS

Maa pöörleb ümber oma telje ja osaleb maailmaruumis toimuvates suhteliselt korrapärastes liikumistes. Siin piirdume vaid nendega, mis toimuvad meie endi Galaktika piirides. Koos Galaktikaga liigub Päikesesüsteem Üksarviku (Monoceros) tähtkuju sihis kiirusega umbes 210 km/s. Galaktika pöörlemisel sooritab Päikesesüsteem ühe täistiiru ligikaudu 180 milj. aastaga. See teeb kiiruseks 250 km/s. Kuna Galaktika ei pöörle päris jäigana, siis ei ole ka keskkond, milles Päikesesüsteem liigub, päris ühtlase tihedusega. Suurema tihedusega piirkondades võib toimuda aine akretsioon Päikesesüsteemi. See omakorda võib arvestatavalt mõjuda planeetide pöörlemisele ja tiirlemisele ning Maa puhul olla üheks kliima muutumist põhjustavaks teguriks. Sellekohased uuringud näitavad, et suure tõenäosusega on Maa koos ülejäänud Päikesesüsteemiga viimase 5 milj. aasta vältel liikunud väga väikese tihedusega interstellaarse aine keskkonnas ja umbes 10 000 aasta eest sukeldunud sooja tihedasse gaasipilve temperatuuriga ligi 7000 K. Seoses sellega on ümbritseva interstellaarse keskkonna tihedus kasvanud 3 suurusjärgu võrra ($2 \cdot 10^{-4}$ – $1 \cdot 10^{-1}$ cm⁻³). Maad ei saa pidada päris suletud süsteemiks, sest lisaks energiavahetusele toimub ümbritseva keskkonnaga ka teatav massivahetus. Pidevalt eraldub Maa atmosfäärist maailmaruumi ioone ja kergemate gaaside aatomeid. Massi allikaks Maa jaoks on interplanetaarne keskkond. Suhteliselt harva toimuvatest suurema massiga

kehade langemisest Maale annavad tunnistust meteoriidikraatrid. Pidevalt langeb käesoleval ajal Maale aastas ligi 40000 tonni sodiaagipilvest pärit interplanetaarset tolmu. Selle tolmu pidevateks allikateks on asteroidide pinna aeglane erosioon ja komeetide materjali aurustumine. Mõne asteroidi lagunemine või nende omavahelised kokkupõrked võivad mõneks ajaks interplanetaarse tolmu kogust oluliselt suurendada. Üldiselt liiguvad selle tolmu väiksemad osakesed mööda spiraali Päikese kui kõige massiivsema keha poole. Suuremad osakesed kahanevad mõõtmetelt ja massilt erosiooni ja omavaheliste põrgete tõttu. Et tolmu tihedus on ajas ja ruumis muutlik, siis varieerub ka tema ajaühikus Maale langev kogus. Suurema muutlikkusega kaasnevad kliimaatilised muutused. Viimasel ajal on üles kerkinud küsimus väikese massiga ja maapinnalt nähtamatute komeedilaadse päritoluga objektide võimalikust suhteliselt sagedasest langemisest Maa atmosfääri.

Päikesesüsteemi piires tiirleb Maa elliptilisel orbiidil ümber Päikese. Orbiidi ekstsentrilisus on praegu 0.017, maksimaalselt on see viiel viimasel aastamiljonil olnud 0.0607 Täistiir ümber Päikese ehk aasta kestab 365 päeva 5 tundi 48 minutit ja 46 sekundit. Kepleri seadustele vastavalt on liikumine orbiidi Päikesele lähematel lõikudel kiirem ja kaugematel aeglasem. Et orbiidi teljestik ja võrdpäevuspunkte ühendav joon ei lange kokku, siis kulub praegu orbiidi meie jaoks suvise poole läbimiseks 186 ööpäeva ja talvise poole läbimiseks 179 ööpäeva. Tiirlemise keskmine lineaarne kiirus on 29 780 m/s. Kiiruste erinevus periheelis ja afeelis on 950 m/s. Keskmine kaugus Maa ja Päikese vahel on 149.5 milj. km, periheelis on see 147 milj. km ja afeelis 152 milj. km. Praegu on Maa Päikesele kõige lähemal keskjalvel ja kõige kaugemal kesksuvel. Kevad ja suvi on pikemad kui sügis ja talv. Umbes 126 000 aasta eest, oli olukord praegusele vastupidine. Oli pikk sügis ja pikk talv ning lühike kevad ja lühike suvi. Kuid nende lühikese kevade ja suve jooksul oli Maa Päikesele lähedal. Põhjapoolsete kõrgete laiuskraadide pinnaühikule langes siis suvise pöörpäeva paiku 12 % võrra rohkem energiat kui praegu. Astronoomilise aastaaja pikkus võib kõikuda vahemikus 82.5 kuni 100 päeva. Kui jagada orbiidil läbitud vahemikud kuudeks analoogselt praegu tehtava jagamisega, siis erineksid kuude pikkused

praegustest. Jaanuar ja veebruar oluks 126 000 aastat tagasi 34 päeva pikad, juuni ja juuli kõigest 27 ja 28 päeva.

Maa pöörlemine toimub samuti kui tiirlemine läänest itta. Ööpäev kestab praegusel ajal 23 tundi 56 minutit ja 4 sekundit ning pöörlemise lineaarkiirus on 465 m/s. Maa pöörlemise jälgimisega tegeleb 1895. a. asutatud Rahvusvaheline Maa Pöörlemise Teenistus peakorteriga Pariisis. Õnnestub registreerida ööpäeva pikkuse kõikumisi kuni 0.0002 sekundi täpsusega. Ööpäeva kestus muutub aasta jooksul 0.0025 sekundi ulatuses. Kõige pikemad ööpäevad on märtsis ja kõige lühemad augustis. Maa pöörlemiskiiruses esinevad pikaajalised (sekulaarsed), ebaregulaarsed hüppelised ja perioodilised muutused. Pikaajalises perspektiivis Maa pöörlemine aeglustub. Käesoleval ajal kasvab ööpäeva kestus 0.0023 sekundit sajandis. Väga noore Maa ööpäevad kestsivad vaid umbes 10 tundi. Kõigil jääaegadel on Maa massi ümberjaotumise tõttu toimunud tema pöörlemiskiiruse muutused. Viimase jääaja lõppedes toimus jää massilise sulamise ajal ookeani taseme tõusu tõttu pöörlemise aeglustumine kuni see ookeani taseme stabiliseerumise järel jõudis tasakaaluseisundisse.

Pöörleva keha nurkmoment kui süsteemi jaoks jääv suurus on tema inertsimomendi I_M ja nurkkiiruse ω korrutis

$$I = I_M \omega = \kappa MR^2(1 + 2/3 \alpha)\omega,$$

kus κ – struktuurikoeffitsient, mis arvestab massi jaotust raadiuse sihis, M – Maa mass, R – Maa keskmine raadius, α – polaarne kokkusurutus.

Masspunkti inertsimoment on massi ja pöörlemisteljest loetava kauguse ruudu korrutis. Pöörleva keha inertsimoment koguneb teda moodustavate masspunktide inertsimomentidest ja on seda suurem mida enam massi paikneb pöörlemisteljest kaugel. Struktuurikoeffitsient arvestab mõju, mis tuleneb Maa massijaotuse erinevusest keraümmeetriast. See mõju avaldub näiteks satelliitide orbiitide tasandite pretsessiooni ehk pöördu-mise kaudu. Päikesesünkroossed satelliidid tuleb toimetada vastupidise s.o. $i > 90^\circ$ kaldega orbiitidele. Kerasümmeetrilise Maa korral püsiks satelliidi orbiidi tasand kinnistähedte suhtes paigal. Maa keskmine raadius ja massijaotuse struktuuri-koeffitsient muutuvad ajas ja seda muutumist peab kom-

penseerima tema nurkkiiruse muutumine. Masside ümber-paiknemine toimub kõigis seda võimaldavates geosfäärides. Pöörlemiskiiruse muutumise põhjustest on seni käsitletud peamiselt Maa kokkutõmbumist ja tema vahetul pealispinnal toimuvaid protsesse. Kokkutõmbumisest tingituna peaks R kahanema keskmiselt 5 cm sajandis ja see peaks põhjustama struktuurikoeffitsiendi vähenemist ehk seesmist tihenemist, millest peaks järgnema pöörlemise kiirenemine. Tegelikult mõjuvad välised tegurid Maa pöörlemisele tugevamini kui seesmised. Lootelained liiguvad Maa pöörlemisele vastas-suunas. Nende tekitatud hõrdejõud viib pöörlemiskiiruse sujuvale kahanemisele. Atmosfääri tuulte hõorde tõttu mandrite ja ookeani pinnaga tekkivad tangentsiaalsed jõud põhjustavad tsirkulatsiooni muutudes hüppelisi häireid Maa pöörlemiskiiruses. Suvel on mandrid paremini köetud kui ookean ja talvel vastupidi. See asjaolu põhjustab kõrg-rõhkkondade tekkimist talvel kontinentide ja suvel ookeanide kohale. Sõltuvalt mandrite ja ookeanide jaotusest poolkerade vahel tekivad sellest meteoroloogilisest asjaolust Maa pöörle-miskiiruse perioodilised muutused, millised avastati 1930-datel aastatel. Maa pöörlemiskiiruse perioodilised muutused perioodidega mõnest päevast mõne aastani on põhjustatud peamiselt tsonaalsete tuulte kiiruste kõikumistest. Aasta 1000 paiku on Maa pöörlemiskiiruses olnud suurem jõnks. Hilisemad külmad perioodid, mis langevad kokku päikeselaikude Spöreri, Maunderi ja Daltoni miinimumidega (vastavalt aastatel 1440-1460, 1687-1709 ja 1808-1821), on võibolla tingitud Maa pöörlemise muutuste poolt esilekutsutud ookeani tsirkulatsiooni muutumistest. Tegemist on nurkmomendi ümberjaotumisega hüdrosfääri ja tahke maakoore vahel.

Maa pöörlemiskiiruse muutumisel on rohkem põhjusi kui neid tavapäraselt välja on toodud. Mitte vähem tähtis kui nurkmomendi vahetus jäiga Maa ja tema välimiste liikuvate kestade atmosfääri ning ookeani vahel on selle vahetus Maa tuuma ja vahevöö vahel. Tahke sisetuum ja plastne tahke vahevöö on gravitatsioonilises vastasmõjus. Nurkmomendi vahetus nende vahel toimub vedela välistuuma vahendusel ja elektromagnetiliste jõudude osalusel. Konvektsioonist tingitud perioodilised võnkumised vedelas välistuumas kui elektrit

juhtivas keskkonnas põhjustavad magnetilist hõõrdumist sisetuuma pinnal ja sisetuuma ning vahevöö pöörlemiskiiruste väikesi erinevusi. Need ebasünkroonsused tekitavad ebakõla sisetuuma ja vahevöö gravitatsioonilises tasakaalus ning nurkmomendi ümberjagunemise tasakaalustumise käigus. Nendest sisemistest põhjustest on tõenäoliselt tingitud kümnetes aastates mõõdetavate perioodidega kõikumised ööpäeva pikkuses. Ööpäeva pikkuse sellest aeglasema muutumise põhjuseks on pöörlemistelje asendit muutev masside ümberjaotumine plastselt deformeeritavas vahevöös.

Maa pöörlemistelje asend ruumis ja Maa orbiidi kuju ei ole ajas muutumatud. Viimase 5 miljoni aasta ulatuses on nende muutumise käiku võimalik mõtteliselt taastada, veel kaugema mineviku suhtes pole see enam piisavalt usaldusväärne. Väliste tegurite mõjul muutub orbiidi ekstsentrisus perioodidega ligikaudu 400 000 aastat ja 100 000 aastat, võrdpäevuspunkte ühendav joon orbiidi ellipsi telgede suhtes perioodidega 19 000 ja 23 000 aastat ja Maa pöörlemistelje kaldenurk orbiidi ellipsi tasandi suhtes perioodiga 41 000 aastat. Peale selle pretsesseerib Maa pöörlemistelg nagu iga vurri oma. See toimub perioodiga 26 000 aastat ning ligemale 13 000 aasta pärast on polaartelg suunatud Põhjanaela asemel Veegale. Sellekohased arvutused näitavad, et Kuu aitab Maa pöörlemistelje kaldenurka stabiliseerida. Kui Maal poleks kaaslast Kuud, siis kõiguks ekliptika kaldenurk amplituudiga 10° või enamgi nüüdse $\pm 1.5^\circ$ asemel (22 kuni 25 kraadi, praegu 23 kraadi 27 minutit). Väikese massiga kaaslastega Marsil esinebki pöörlemistelje asendi palju suurem kaootilist laadi muutumine. Käesoleval ajal eemaldub Kuu Maast kiirusega 3 cm/aastas, mis on üheks peamiseks ööpäeva pikenemise põhjuseks. Õieti on päris põhjus ikkagi tõusust ja mõönast tingitud hõõrdumine. Ka Maa ise liigub oma pöörlemistelje suhtes vastavalt oma sisemise massijaotuse muutumisele. See aeglane pöördumine toimub kiirusega 10 cm aastas. Pöörlemistelg jääb inertsteljest pidevalt maha. Sellest pikaajalisest telje asendi muutumisest sõltumata esineb geograafiliste pooluste aastane perioodiline rändamine, mis mahub ellipsitesse pikema poolteljega 300 m ja lühema poolteljega 240 m.

10. MAA RELJEEF

Maa kogupindala on 510 milj. km², sellest 362 milj. km² katavad ookeanid ja 148 milj. km² mandrid. Põhjapoolkera nimetatakse sageli mandripoolkeraks, kuna sellel on mandrite osakaal tunduvalt suurem kui lõunapoolkeral. Põhjapoolkerast tervikuna katavad mandrid 39.4 % ja vesi 60.6 % ning laiuskraadide vahemikus 40° - 70° on mandri ülekaal. Lõunapoolkerast katavad mandrid 19 % ja ookeanid 81 %. Edasi toome tabelis üksikute mandrite pindalad, keskmised kõrgused ja kõrgeimad tipud.

Tabel 10.1

Manner	Pindala, milj. km ²	Keskmine kõrgus, m	Kõrgeim tipp, m
Aafrika	29.2	750	Kilimandzaaro 5895
L.Ameerika	18.2	590	Aconcagua 6960
P.Ameerika	20.3	720	Mc Kinley 6192
Antarktika	13.9	2040	Vinson 5140
Aasia	43.4	960	Dzomolungma 8848
Austraalia	7.6	340	Kosciusco 2234
Euroopa	10.0	340	Mt. Blanc 4807

Samuti esitame üksikute ookeanide pindalad, vee kogused neis ning keskmised ja suurimad sügavused.

Tabel 10.2

Ookean	Pindala, milj. km ²	Maht, km ³	Sügavus	
			Keskmine	Suurim
Atlandi	94.314	337 210	3575	9218
India	74.118	284 608	3840	7455
P.Jäämeri	12.257	1 370	1117	
Vaikne	181.344	714 410	3940	11022
Kokku	362.033	1 349 928	3728	

Reljeef on mandrite, saarte ja merepõhja ebatasasuste kogum. Koosneb kumeratest ja nõgusatest vormidest, millel on õige mitmesugune välimus, mõõtmed, päritolu, vanus ja arengulugu. Reljeefi tekitab endogeensete (maasiseste) ja eksogeensete (väliste) faktorite pikaajaline toime. Jaguneb mitmesse mastaabiklassi:

- megareljeef – ookeanide nõod ja mandrid (määratud merepinna tasemega)
- makroreljeef – tasandikud ja mägismaad
- mesoreljeef
- mikroreljeef

Allpool merepinna taset olevaid mandrite alasid nimetatakse depressioonideks. Surnumere nõgu paikneb 392 m, Afaari alamik 154 m, Surmaorg 85 m, Sarökamõši nõgu 48 m ja Kaspia madalik 28 m allpool ookeani nivood. Kaspia mere tase on aja jooksul muutuv ja teadaolevalt on kõikunud vahemikus – 25 m kuni –29 m.

Ookeanipõhja reljeefi kujundavad peamiselt maakoore tektoonilised liikumised, vulkaanilised protsessid ja maavärinad, aga ka ookeanivete dünaamika. Mandritel lisanduvad reljeefi kujundavate faktoritena päikesekiirgus, temperatuurikontrastid, tuul ja vesi. Suurema arvu kujundavate tegurite tõttu on mandrite reljeef keerukam kui merepõhja oma. Mandrite lähedal on põhjareljeefi väiksemate mõõtmetega detailid sageli reliktid sellest ajast, mil see koht asus veel kuival maal.

Loodusgeograafias jaotatakse mandrialad kõrguse järgi merepinnast kõrgusvöönditeks:

- 0-200 m madalikud
- 200-500 m kõrgustikud (keerulise reljeefiga) ja platood (lamedad)
- 500 m mäestikud

Mäestike kõrguskaala jaguneb omakorda kolmeks tsooniks:

- 500-800 m madalmäestikud
- 800-2000 m keskmäestikud
- 2000 m kõrgmäestikud.

Mäestike kogupindala moodustab 67 milj. km² ehk 45 % maismaast. Sellest omakorda 40 % moodustavad madalmäestikud ja 23.8 % kõrgmäestikud. Kõrgmäestikud koosnevad ahelikest ja orgudest. Maa mäestikud moodustavad kaks suurt vööndit:

Vaikse ookeani mäestikud (Aleuudid, Alaska, Kaljumäed, Sierra Nevada, Kordiljeerid, Kesk-Ameerika ja Antillide

mäestikud ning Andid) ja Euraasia mägede vööndid (Põhjarahar – Püreneed, Alpid, Karpaadid, Balkani mäed, Kopet-Dag, Pamiir, Põhja Himaalaja, Indo-Hiina mäed; Lõunaharu – Atlase mäed, Apenniinid, Dinaarid, Lõuna- Kreeka, Hindukuši, Karakorum, Himaalaja, Malaka, Filippiinid, Ida-Hiina).

Samal põhimõttel jagatakse sügavustasemetel alusel ookeanide nõod:

- < 200 m mandrišelf (kuni 8 % kogu merepõhja pindalast)
- 200-2500 m mandrinõlv (kalle suureneb 0.25° kuni 5°)
- 2500-6000 m ookeani nõgu
- > 6000 m süvikud.

Šelf ja mandrinõlv on sisuliselt “uppunud” mandrilise maakoore alad. Mandrid katavad 29 % Maa pinnast, kuid mandriline maakoore katab sellest 40 %. Šelfi laius on keskmiselt 60 km, kuid Põhja-Jäämeres küünib tema laius isegi 900 km-ni. Ookeanide keskmäestikud mahuvad kõrguse (õieti sügavuse) poolest ookeani nõgude klassi piiridesse. Süvikud on pikad kitsad järsuveerulised nõod. Asuvad enamasti ookeanides olevate saarkaarte ookeanipoolsel küljel. Suuri süvikuid on ookeanides 35, neist 28 Vaikses ookeanis. Maailma sügavaim on Mariaani süvik. Veel hästi sügavad on Tonga, Kuriili-Kamtsatka, Filippiini ja Jaava süvik. Ookeanide põhjareljeefi silmapaistvateks suurvormideks on veel astangud ja veetalused platood (Blake'i platoo Floridast idas on 300 km lai). Samuti esineb suuri kanjoneid. Hudsoni ja Kongo veetalused kanjonid läbivad kogu šelfi. Saarkaared on vallilaadsed vulkaanide ahelikud, mille kõrgemad osad ulatuvad saartena üle merepinna ja ülejäänud vall jääb vee alla. Üldiselt on saarkaartele koondunud vulkaaniline tegevus, mille põhjustest tuleb juttu hiljem. Ookeanide keskmäestikud on gigantsed ahelike süsteemid, mis kokku moodustavad 60 000 km pikkuse mitmeosalise vööndi. Mäestike keskel jookseb 20-50 km lai kitsaste nõgude tsoon murrangute ja alangutena. Neid nõgusid nimetatakse riftiorgudeks ja seetõttu neid orgusid sisaldavaid ahelikke riftiahelikeks.

11. MAA SISEEHITUS JA MAAVÄRINAD

Maa vahetu sügavuti uurimise võimalused piirduvad tema maakoore ülemise osaga. Süvapuuraududega Koola poolsaarel ja Oklahoma osariigis on jõutud sügavusteni üle 10 km. Koola poolsaarel lõpetati puurimine mõne aasta eest ligi 14 km sügavusel. Praeguseks tegevuse lõpetanud uurimislaeva "Glomar Challenger" pardalt 15 aasta jooksul tehtud süvaookeani põhja puurimistega (Deep Sea Drilling Project) koguti üle 96 km puurisüdamikke, mis selgitasid ookeanilise maakoore tekkimise ja ehituse iseärasusi. Praegu jätkub see töö moodsama laeva "The JOIDES Resolution" abil, millega saab ookeani põhja puurida läbi kuni 8100 m paksuse veekihi. Maakoore alumiste kihtide ehitust ja kõike, mis on maakoore all, saab uurida vaid kaudsete meetoditega. Põhiline informatsiooniallikas on seotud üpris katastroofilise iseloomuga loodusnähtusega – maavärinatega. Seismiline sondeerimine põhineb elastsete seismiliste lainete leviku kiiruse sõltuvusel keskkonna iseloomust. Erinevat tüüpi seismiliste lainete puhul on need sõltuvused erinevad. Eristatakse 3 tüüpi seismilisi laineid. Üldiselt mõeldakse seismiliste lainete all Maa sisemuses levivaid võnkliikumisi, mille on esile kutsunud kas maavärinad või kunstlikud plahvatused. Need lained võivad olla kas siselained või pinnalained. Siselained jagunevad omakorda piki- ja ristlaineteks.

Pikilained ehk P-lained (P-primo) on tihenduse ja hõrenduse korrapärase vaheldumise lained. Nende puhul toimub aineosakeste elastne liikumine keske asendi ümber laine levimise sihis. P-lained põhjustavad läbitava aine lokaalse ruumala perioodilist muutumist. P-lained läbivad nii tahkeid kui vedelaid keskkondi.

Ristlained ehk S-lained (S-secundo) on siselained, mille puhul aine osakeste võnkumine keske asendi suhtes toimub laine levikuga risti. S-lained levivad ainult tahketes keskkondades. S-lained on P-lainetest aeglasemad. Tavaline kiiruste suhe $v_p/v_s = 1.7-1.8$.

Kolmas seismiliste lainete tüüp – pindlained ehk L-lained (L-longa) on sisuliselt P- ja S-lainete tekitatud ning nad levivad erinevate omadustega keskkondade eralduspindadel. Põhjasta-

vad samaaegselt nii lokaalset ruumala muutumist kui aineosakeste võnkumist ristsihis. L-lainete lainepikkused on suuremad kui P- ja S-lainetel ning kiirus nende mõlema omast väiksem. (P- and S-waves = body waves; L-waves = surface waves).

P- ja S-lainete leviku kiirused sõltuvad läbitava aine tihedusest ja elastsusomadustest. Lainete kiirust oluliselt määravateks aine karakteristikuteks on elastsusmoodul ja nihkemoodul.

Elastsus on makroskoopiliste kehade omadus vastu seista oma ruumala või kuju muutumise tekitamisele väliste mehaaniliste jõudude poolt. Suhtelise ruumilise kokkusurumise osas iseloomustab kehi elastsusmoodul

$$E = P/\Delta l,$$

mis on normaalisuunalise mehaanilise pinge suhe ruumala suhtelisesse muutumisse. Siin on P pinge ja $\Delta l/l$ suhteline pikenev/lühenev. Elastsusmoodul ei iseloomusta kuju muutumist. Vastuseisu kuju muutumisele kahe ristisuunas piki puutujat mõjuva pingel iseloomustab nihkemoodul

$$\mu = \tau/\tan\theta,$$

kus τ on nihkepinge ja θ nihkenurk.

P-lainete ja S-lainete kiirused olenevad neist moodulitest ja tihedusest ρ järgnevalt:

$$v_p = \sqrt{(E + 4/3\mu)/\rho},$$

$$v_s = \sqrt{\mu/\rho}.$$

Et vedelikes $\mu = 0$, siis ka $v_s = 0$. Moodulite E ja μ väärtuste kasv Maa tsentri suunas on kiirem kui tiheduse ρ kasv.

Maavärinate tekitatud lainete amplituudi ja selle amplituudi ajalist muutumist registreeritakse maapinnal paiknevates seismoloogiajaamades seismograafide abil.

Seismograaf on aparaat seismiliste lainete registreerimiseks ja vastavaid registregramme nimetatakse seismogrammideks. Seismograafi põhimõte seisab ülesriputatud massi inertsit tõttu paigalpüsimises ajal, mil ülejäänud konstruktsioon Maaga jäigalt ühendatuna liigub. Mida enam Maa all liigub seda suurema amplituudiga nihke jäädvustab rippuva massi külge kinnitatud sulg registregrammi trumlile.

Tartu Ülikoolis on töötanud seismoloogia üks rajajaid prof. Boriss Golitsõn (1862-1916) ja maailmamaine seismograafide konstruktor prof. Johan Vilip (1870-1942). Kuni 1944. a. paiknesid seismograafid Tartus Püssirohukeldris.

Maavärina fookus ehk hüpotsenter on koht Maa sees, kus maavärin tegelikult toimub ja kust tema tekitatud lained levivad kõigisse suundadesse. Maavärina epitsenter on koht maapinnal fookuse kohal. See on punkt, mille all maavärin toimub. Orienteeruvalt kulub P-lainetel esimese 1000 km läbimiseks 2 min. ja S-lainetel 4 min. Kui lained on registreeritud vähemalt 3 seismoloogiajaamas, siis saab nende registreerimise aegade kaudu epitsentri asukoha leida.

Tabel 11.1

Pall	Subjekttiivne efekt
1	Ei ole tunda v. a. väga soodsad eriolukorrad.
2	Tunnevad vaid vähesed inimesed, eriti kõrgematel korrustel.
3	On tunda hoonete sees, eriti kõrgematel korrustel, kuid paljud inimesed ei tõlgenda maavärinana.
4	Päeval tunnevad siseruumides paljud, väljas vähesed.
5	Tunneb peaaegu igaüks. Paljud ärkavad öösel üles.
6	Tunnevad kõik. Mööbel liigub, krohv mureneb. Paljud jooksevad toast välja.
7	Kõik jooksevad välja. Hästi ehitatud hooned ei kahjusta. Seismoloogilisi eritingimusi silmas pidades ehitatud hooned kahjustuvad kuni kokkulangemiseni.
8	Kahjustuvad oluliselt ka seismoloogilistele tingimustele vastavalt ehitatud hooned.
9	Maapind rebeneb. Majad purunevad.
10	Väga vähesed hooned jäävad püsti. Sillad purunevad. Suure löhed maapinnas.
11	Maapinnal näha lained. Totaalne häving.

Maavärinate tugevusi püüti omavahel võrrelda juba ammu. Et tugevust iseloomustati puhtalt subjekttiivse kirjeldusena, siis valmistati objektivne võrdlemine suuri raskusi. Subjekttiivsete iseloomustuste alusel maavärinate intensiivsuse enamvähem objektivseks võrdlemiseks koostas Giuseppe Mercalli (1850-

1914) 1902. a. skaala, mis normeeris kirjelduse tunnused. Selle skaala järgi sai 12 palliks jagatud skaalas võrrelda maavärina tekitatud efekti. Selliselt kirjeldatud intensiivsus oleneb nii maavärina tugevusest kui antud koha ning maavärina epitsentri vahelisest kaugusest.

Tabelis 11.1 on toodud ettekujutuse saamise mõttes Mercalli skaala pallide lühikirjeldused.

1935. a. võttis Charles Richter (1900-1985) kasutusele maavärina magnituudi mõiste. Richteri skaala on tänapäeval üldkasutatav. Magnituud määratakse seismograafiga registreeritud suurima laine amplituudi järgi. Üldiselt on seismograafidel kalduvus tugevat võnget võimendada. Skaala on logaritmilises vastavuses maavärinal vabaneva energiaga. Magnituudi kasvule 0.5 ühiku võrra vastab energia suuremine 10 korda. Magnituudile 9 vastab energia 10^{26} ergi ehk 10^{19} J. Richteri skaalas registreeritud tugevaima maavärina magnituud on olnud 8.6. See vastab umbes miljardi tonni ehk 1000 megatonni trootüüli plahvatusele. Inimesed ei taju maavärinaid magnituudiga alla 2.0, kuid head seismograafid registreerivad neid. Enamus inimesi hakkab maavärinaid tundma alles alates magnituudist 4.0. Alates magnituudist 5.0 esinevad purustused ja alates magnituudist 7.0 loetakse maavärinaid suurteks, millega kaasnevad tõsised purustused. Üle planeedi esineb aastas kuni 600 000 maavärinat, mida registreerivad seismograafid, ja ligi 350 000 maavärinat, mida tajuvad ka inimesed. Maavärinaid magnituudiga üle 4.0 esineb aastas ligi 6 000, suuri maavärinaid aga alla 20. Tabelis 11.2 on toodud väike ülevaade viimase aastatuhande hävitavamatest maavärinatest.

Eesti ei asu maavärinaohtlikus piirkonnas. Võib ka öelda, et Eesti asub aseismilises tsoonis. Siin ei toimi tugevate maavärinate vallandavad mehhanismid. Siinseid harva esinevaid maavärinaid põhjustavad tektoonilised protsessid maakoore mitte eriti sügavates kihtides, kuni 15 km sügavusel. On registreeritud 6-7 pallised maavärinad 1602. a. Tallinnas ja 1670. a. Pärnus. Viimane tähelepanu äratanud maavärin Eestis toimus epitsentriga Osmussaarel 1976. a. Selle magnituud oli 4.7 ja tugevus pallides 6. Maavärinate tekkemehhanismist tuleb täpsemalt juttu edaspidi.

Tabel 11.2

Aasta	Koht	Magnituud	Ohvreid	Kommentaariid
1290	Hiina		100 000	
1556	Hiina		830 000	Töenäoliselt kõigi aegade suurim loodusõnnetus
1737	Kalkutta		300 000	
1755	Lissabon		70 000	Ohvrid tsunami tõttu
1906	San-Francisco	8.2	1 500	Hävings tulekahjust
1908	Messina		120 000	
1920	Hiina		180 000	
1923	Tokio	7.9	143 000	
1960	Tšiili	8.6	5 700	Kõigi aegade tugevaim?
1964	Alaska	8.5	131	
1970	Peruu	7.8	66 000	Suur maalihe
1975	Hiina	7.5	vähe	Esimene ennustatud suur maavärin
1976	Hiina	7.6	240 000	Ei olnud ennustatud
1985	Mexico City	8.1	9 500	
1988	Armeenia	6.9	25 000	Ohvrid peamiselt madala ehituskvaliteedi tõttu
1989	San-Francisco	7.1	62	Suur materiaalne kahju
1990	Iraan	7.3	50 000	

Seismoloogiliste andmete põhjal on õnnestunud määrata P ja S lainete levimiskiiruse vertikaalsed profiilid s.o. teada saada kuidas muutuvad kiirused sõltuvalt sügavusest (r). Funktsioonide $v_p = f(r)$ ja $v_s = f(r)$ käigus esinevad kindlatel sügavustel märgatavad ja mõnel juhul üpris järsud hüpped. Esimene selline hüpe toimub 50-70 km sügavusel kus v_p väärtus suureneb 5 km/s-lt hüppeliselt 8 km/s-ni. Ka pärast seda jätkub v_p kasv ning ta saavutab 2900 km sügavusel oma maksimaalse

väärtuse 13.6 km/s. Kiirus v_s langeb sellel sügavusel väärtuselt 7.5 km/s nullini ja jääbki nulliks. Seismiliste lainete kiiruste hüppelise iseloomuga muutused kajastavad Maa siseehituse kihilist struktuuri. Mingite füüsikaliste karakteristikute väärtuste järskude muutustega seotud kihiline struktuur on omane nii atmosfäärile, ookeanile kui Maa sisemusele. Seismiliste lainete kiiruse muutumisest tuleneva sisemise kihilisuse avastajaks oli horvaadi päritolu ameerika seismoloog Andrija Mohorovicic (1857-1936), kes 1909. a. avastas 50-70 km vahemikus esineva kiiruse hüppe. Tänapäeval tuntakse seda Mohorovicici hüppena ehk Mohorovicici piirina. Avastaja keerulise nime tõttu on see enamasti lühendatud Moho piiriks. Mõned aastad hiljem avastas saksa seismoloog Benno Gutenberg teise olulise piirpinna. Ta leidis, et P-lained levivad maavärina epitsentrist alates igas suunas kuni 105° kagusele ning kaovad seejärel. Taas ilmuvad nad alates 140° epitsentrist. Gutenberg leidis, et sellisel imelikul varjutsoonil on mõistlik seletus siis, kui Maa sisemuses oleks 3420 km raadiusega, kõrgemal paiknevate kihtidega võrreldes tihedamast ainest tuum, milles seismilised lained murduvad. Nähtus on üpris sarnane optikast tuntud refraktsiooniga. Lainete otselevi ulatus määrab tuuma välise piiri. 1936. a. avastas taani seismoloog Inge Lehmann, et osa seismilisi laineid peegeldub tagasi tuuma sees sügavusel 5155 km paiknevalt pinnalt. Tahke sisetuuma mõõtmed täpsustati 1960-datel aastatel maa-aluste tuumakatsetuste tekitatud seismiliste lainete uurimise kaudu. Maa sisetuumas levivad P-lained kiiremini kui välistuumas. Edasi vaatame Maa sisemuse kihte veidi detailsemalt.

Maakoore (crust) paksus mandrite all on kuni 70-80 km, ookeani keskahelike all aga kohati vaid 5-8 km. Maakoore keskmine paksus on 1995. a. andmetel 39.2 km, ruutkeskmise hällbega 8.8 km. See on varasemate hinnangute väärtustest üle 10 % suurem. Eesti all on maakoore 42-47 km paks. Gutenbergi ettepanekul hakati eristama maakoore kaht tüüpi – kontinentaalset ja ookeanilist maakoort. Piir tõmmatakse nende vahele mitte piki rannajoont vaid mandrinõlval 2000-3500 m sügavusel. Võrreldes Maa raadiusega on maakoore õhuke ka kõige paksemates kohtades. Maakoore ja litosfääri mõisted ei

ole päris kattuvad, kuid sageli nende erinevusi ei teata. Maakoore koosneb vahevööst Maa geoloogilise ajaloo vältel üles transporditud ja siin ringlevast kivimmassist. Litosfääri sisse arvatakse peale maakoore ka umbes 100 km paksune vahevöö ülaosa suure tugevusega kivimitest kest. Litosfääri alla jääb oluliselt plastilisem vahevöö kivimite tsoon – astenosfäär, kus vahevöö kivimmassist võib olla paar protsenti üles sulanud. Astenosfääril triivivad litosfääri suurplokid – laamad. Tähtis on, et litosfäär käitub tahke keha reeglite kohaselt. Ta on pehme, kuid ei ole voolav. Sellise käitumise määrab temperatuur. Litosfäär on piisavalt jahe taoliseks käitumiseks. Energia levi seest väljapoole toimub litosfääri piires soojusjuhtivuse teel. Litosfääri alaosa kuulub ühtlasi vahevöö ülaossa. Maakoore alumiseks piiriks loetakse Mohorovicici pinda. Maa välispinna kõrguse kõikumise amplituud kõrgeima mäe tipust sügavaima süviku põhjani ulatub 20 km-ni. Mohorovicici pinna kõikumised modustavad midagi selle peegelpildi sarnast, kuid suurema, kuni 70 km-ni küündiva amplituudiga. Mägede "juured" ulatuvad Himaalaja all kuni 80 km-ni ja Andide all kuni 75 km-ni. Tasandike alune maakoore võib olla isegi alla 30 km paks.

Kontinentaalne maakoore koosneb 3 eristuvast kivimikihist. Ülemise kihi settekivimid katavad maismaad kuni 80 % ulatuses ning moodustavad keskmiselt 4 km, kohati koguni 10 km paksuse kihi. Et tegemist on väga erinevate materjalidega, siis varieerub P-lainete kiirus neis vahemikus 1.8 kuni 5.0 km/s. Järgmine ja kõige paksem mandrilise maakoore kiht on graniitne kiht. See koosneb graniiti ohtralt sisaldavatest kristalsetest kivimitest (graniit, gneiss jt.) ning on tunduvalt ühtlasemate omadustega. Valdavalt moodustavad graniitse kihi seejuures moondekivimid. P-lainete levimise kiirused graniitises kihis mahuvad vahemikku 5.0-6.2. Graniidikiht s.o. otse graniidist koosnev kiht paljandub mitmetel nn. kilpidel, näiteks Balti kilbil. Graniidikihi materjali tüüpilised tihedused on vahemikus 2.4-2.6. Pinnalt lugedes kolmas mandrilise maakoore kiht on basaltne kiht tihedusega 2.8-3.3 ja v_p väärtustega vahemikus 6.9-7.6 km/s. Lisaks basaldile esineb selles kihis teisi analoogilisi kivimeid. Graniitset kihti eraldab basaltsest kihist Conradi pind, milles toimub seismiliste lainete kiiruse hüppeline

muutus. Kuigi kontinentaalset maakoort jaotatakse mitmesse tüüpi on need kõik kindlalt kolmekihilised.

Erinevalt kontinentaalsest maakoorest koosneb ookeaniline maakoore vaid kahest kihist. Graniitne kiht puudub. Ookeanide keskmäestike kui noorte vulkaaniliste mäestike kohal on settekiht väga õhuke ja setted noored. Mandrijalamite lähistel ja süvaplatoode kohal võib settekiht ulatuda kuni 3 km paksuseni, kuid keskmiselt on settekihi paksuseks 0.3 km. Ookeani setete põhilised allikad asuvad mandritel. Mingi panuse annavad ka veealused vulkaanid. Nagu eelnevaltki mainitud, esineb normaalne ookeaniline maakoore sügavustel üle 2000 m. Ka sisemerete Musta ja Kaspia mere sügavamates piirkondades esineb basaltne kiht otse setete all. Neis kohtades aga ei ole maakoore ise õhuke, vaid küünib Kaspia all 40 km ja Musta mere all kuni 28 km-ni. Tavalisest tunduvalt paksem ookeani maakoore esineb ka Vahemere all. Päris ookeanide all on ookeaniline maakoore õhuke. Ta tekib keskmäestike kohal ja sukeldub vastavalt laamade vastasservades. Maakoore erinev paksus ookeanide ja mandrite suurte alade all on funktsionalses mõttes tähtis kui Maa ühtlasemat pöörlemist soodustav asjaolu. Väiksema tiheduse kompenseerib suurem paksus ja vastupidi.

Litosfääri all olev astenosfäär on sel määral plastne ja voolav, et tema pinnal on võimalik ülemise kihi triivimine. Triivimine osutub võimalikuks seetõttu, et astenosfääri materjal on kergesti deformeeritav, litosfääri oma aga mitte. Maakoore all olev materjal kuni sügavuseni 2900 km moodustab vahevöö, millesse mahub 80 % planeedi ruumalast. Just vahevöös toimuvad protsessid põhjustavad litosfääri laamade triivi. Vahevöö aine on plastne, kuid vedel on ta keskmiselt ainult umbes 1 % ulatuses. Kuni 5 % võib sula aine sisaldus olla üksnes astenosfääri ülemises 50-100 km paksuses kihis (Low Velocity Zone). Üldse määravad vahevöö aine käitumise temperatuur ja gaaside, eriti veeauru sisaldus tema aines. Mainitud tsoonis muunduvad vettsisaldavad mineraalid veevabadeks ja vabanev vesi alandab oluliselt silikaatide sulamistemperatuuri. Paljude geoloogiliste protsesside suhtes on määrava tähtsusega just see, millised planeedi sisemuse piirkonnad käituvad geoloogilises ajaskaalas vedelikena. Geoloogilisteks võib lugeda sündmusi mis toimuvad tuhandest kuni

miljardi aastani mõõdetavas ajaskaalas. Esmapilgul näib, et vahevöös valitseva kõrge temperatuuri tõttu, peaks seal kogu aine olema sulas olekus. Kuid kõrge rõhk tõstab oluliselt sulamistemperatuuri. Plastsete kivimite sulamise teevad võimalikuks kas temperatuuri tõus või rõhu vähenemine. Sulamisel kasvab kivimimassi maht (väheneb tihedus) ja see sula mass hakkab kerkima. Peale kerkimise vahevöö piirides võib ta tungida ka maakoore lõhedesse. Sula massi jahtumine ja kristalliseerumine kivimilisse tahkesse olekusse jällegi põhjustab geoloogilise aja vältel selle vajumist. plastsesse tahkesse olekusse jällegi põhjustab selle vajumist. Kivimite ülessulamisel tekkivat vedelikku nimetatakse magmaks (kreeka keeles *magma* = taigen). Vahevöös toimuvaid protsesse genereerib magma üksikute portsjonide tekkimise ja tahkumise kaasnemine aine konvektsioon. Võib isegi öelda, et kõik planeedi välispinnal toimuv on vaid selle konvektsiooni kajastus, sealhulgas mandrite asetus, mäed ja kliima.

Vahevöö ise ei ole üks sarnaste omadustega kiht. Astenosfääri kiht, millel ujub litosfäär küünib sügavuti 100-350 km-ni. Üks oluline eralduspind (Golitsõni pind) on 660 km sügavusel. Läbi selle toimub ainevahetus vahevöö alumise ja ülemise kihi vahel. Kuid omavaheline eraldatus on ligikaudu sarnane sellega, mis on troposfääri ja stratosfääri vahel. Mõlemal juhul on ainevahetuse määrad väikesed ja ainevahetus toimub vähestes valitud kohtades. Käesoleval ajal toimub vahevöö konvektsioon kahes kihis eraldi. On kaudseid tõendeid, et see pole alati nii olnud ja just vahevöö konvektsiooni režiimi muutumistes ühekihilisest kahekihiliseks ning vastupidi otsitaksegi vastust planeedi arenguloo mitmetele sõlmküsimustele.

Sügavamal kui 2900 km paikneb planeedi tuum, mis koosneb vedelas olekus välistuumast ja tahkest sisetuumast. Praeguste arusaamade kohaselt võiks välistuumast koosneda raudmeteoriidide omaga. Maa magnetvälja olemasolu eeldab, et tuum koosneb elektrit juhtivast materjalist. Selline sularauast tuum peaks koosnema Fe, Ni, FeO, FeS ja teiste raua ühendite segust. Tuuma temperatuuriks pakuvad viimase aja arvutused ja kõrgetel rõhkudel tehtud eksperimentid 3000 K ümber ning rõhuks 40-120 GPa. Rõhk Maa

tsentris on tõenäoliselt 360 GPa ja temperatuur viimastel andmetel vaid 4000 K kuni 5500 K. Vahevöö ja välistuumast ning samuti välistuumast ja sisetuumast vahel on sesmiliste lainete leviku andmete alusel ligi 200 km paksused üleminekutsoonid. Üleminekukihte iseloomustab muu hulgas suurem anisotroopia, mis võimaldabki neid eristada. Sisetuumast raadius on määratud üsna suure täpsusega ning selle väärtuseks on 1216 km.

12. MÕNINGAID ALGTEADMISI GEOKEEMIAST JA GEODÜNAAMIKAST

Ükskõik millises geosfääris määravad elemendiline keemiline koostis ja ümbritseva keskkonna füüsikalised tingimused selle, millises olekus ja millistes vormides aine seal esineb ja millised protsessid toimuvad. Kuigi on isegi kavatsus süva-uuringutega mõne aja pärast ookeanilisest maakoorest läbi vahevöösse tungida, on senini kõik teadmised Maa sisemuse keemilise koostise kohta saadud ikkagi vaid maakoore materjali uurimise alusel. Maakoore koostise kõige üldisemaks iseloomustamiseks kasutatakse keemiliste elementide suhtelist sisaldust selles. Erinevatest kohtadest võetud kivimiproovide elementkoostise statistilise analüüsi põhjal määras ameerika geokeemik Frank Wigglesworth Clarke (1847-1931) esmalt 1908. a. ja hiljem koos G. Washingtoniga 1924.a. keemiliste elementide keskmise sisalduse maakoore. Üksikute elementide protsentides väljendatud suhtelisi sisaldusi on hiljem hakatud nimetama klarkideks. Erinevate hilisemate autorite määratud klarkide väärtused ei lähe päris täpselt kokku, kuid sisalduste suhteline "pingerida" tuleb põhiosas sama. Maakoore ülemiste kihtide massist moodustavad 99 % 12 enamlevinud keemilist elementi. Seejuures hapniku osa on umbes pool ja räni osa umbes veerand kogu massist. Üle 1 % moodustavad ükshaaval veel Al, Fe, Ca, Na, K ja Mg. Paljude elementide sisaldust maakoore mõõdetakse murdosadega protsendist. Eriline koht maakoore ja Maa sisemuse aines on ränil. Tal on elutu aine geokeemias umbes samasugune tsentraalne positsioon nagu on süsinikul orgaanilises keemias. Ligi 60 % maakoore materjalist moodustab SiO₂. Kui juurde arvata tema teised ühendid hapniku ja metallidega ehk silikaadid, siis on räni osaline 87 %

kivimite ja muldade aines. Silikaatide keemilise koostise erinevused kajastuvad nende kristallstruktuuris ja selle kaudu edasi füüsikalistes omadustes. Järgnevas tabelis on toodud pingerea esimeste elementide klarkide väärtused mõnede levinumate allikate järgi.

Tabel 12.1

Element	B. Mason	F. Clark, G. Washington	A. Vinogradov
O	46.6	49.1	47.0
Si	27.7	26	29.5
Al	8.1	7.45	8.05
Fe	5.0	4.2	4.65
Ca	3.6	3.25	2.96
Na	2.8	2.4	2.5
K	2.6	2.35	2.5
Mg	2.1	2.35	1.87
Muu	1.5		

Paljud Maa evolutsiooni mudelid käsitlevad teda pidevalt muutuvana suhteliselt lihtsast ja homogeenselt algolekust järjest keerulisemaks ja heterogeensemaks. Õieti eeldatakse toimuvat kaht vastupidise iseloomuga protsessi – esialgse heterogeensuse homogeensemaks muutmise protsessi ja teisese heterogeensuse kasvu protsessi vahevöö konvektsiooni, laamtektoonika ning uue maakoore pideva tekkimise kaudu. Maad võib vaadata kui suurt keemiatehast või koorelahutajat-separaatorit, mis toimib stabiilse kihistuse tekitamise suunas. Põhiline töötsoon paikneb ilmselt vahevöös kui sulatusahjus, kuigi sulas olekus aine moodustab vahevöö kogumassist üpris väikese osa. Vahevöö aine moodustavad põhiliselt silikaadid. Suure tihedusega raua ja nikli sulamid ei lahustu silikaatide segus ja vajuvad oma suurema tiheduse tõttu sügavamale. On selge, et mida enam leidub vahevöös sula ainet, seda efektiivsemalt raske materjali koondumine Maa tuuma toimub. Lahustunud gaaside sisaldus vahevöö aines sõltub temperatuurist ja rõhust. Aine sulab kõrgema temperatuuriga sügavamates kihtides ning väiksema tihedusega sula mass kerkib

üles. Pidevalt toimuv sulamise protsess paneb seega käima konvektsiooni. Kuidas konvektsioon käib, see oleneb vahevöö aine ebahomogeensusest. Konvektsiooni kui füüsikalise protsessi toimumise iseärasused määrab vahevöö kui keskkonna keemilise koostise varieeruvus. Vahevöö ülemistesse kihtidesse, kus rõhk on madalam, tõusevad sulast ainetest lenduvad lahustunud gaasid. Õieti liigne osa nendest. See on tooraine ookeani ja atmosfääri jaoks. Nagu eelnevalt mainitud on oluline tingimus selleks, et vesi planeedil alles on, tema võime kondenseeruda. Vahevöö ülemise piiri suhteliselt madalal temperatuuril toimub vahevöö aine kristalliseerumine, mis on maakoore tekkimise protsess. Ehkki uue maakoore materjal ei pärine kõik päris ülemisest kihist on ülekaalus ikkagi ülespoole kerkinud väiksema tihedusega aine. Loomulikult on uue maakoore teke intensiivne paikades kus vahevöö konvektsioon pidevalt sügavusest ainet pinnale toob. Uue maakoore tekkimise kompensatsiooniks laskub osa olemasolevast maakoorest uuesti vahevöö sulatusahju. Hõlpsasti toimub see ookeanilise maakoore kui õhema ja raskemaga. Paks ja kerge kontinentaalne maakoore saab vahevöösse sukelduda vaid erandlikes olukordades. Regulaarselt uueneva ookeanilise maakoore kõrval moodustab mandriine maakoore midagi arhailist, mingis mõttes isegi igavest. Käesolevaks ajaks kujunenud arusaamade järgi on kontinentaalne maakoore massiliselt tekkinud millalgi ürgaegkonnas (arheozoikum) või ürgaegkonna ja aguaegkonna (proterozoikum) vahetusel, seega siis orienteeruvalt 2-2.5 miljardit aastat tagasi raudoksiidist tuuma Maa tsentrisse langemisega umbes samaaegselt. Olulises osas samast materjalist mandrid koonduvad aegajalt kokku hiidmandriks ja eralduvad seejärel üksteisest väiksemate mandritena. Mingi aja pärast toimub jällegi uus koondumine. Nii on see toimunud juba rohkem kui miljardi või isegi rohkem kui 2 miljardi aasta vältel. Mandrite triivist tuleb täpsemalt juttu edaspidi. On selge, et mandrid panevad triivima vahevöös toimuvad konvektiivsed protsessid. Lõpuni ei ole seni selge "igavese" kontinentaalse maakoore roll. "Igavest" tuleb mõista muidugi suhteliselt, sest kontinentide maakoore on aja jooksul tuntavalt kulunud ja ookeanidesse settinud materjal pole saanud ümbersulatust vältida. Kõige paremini on säilinud mandrite paksu maakoore

"juured", mis hilisemate protsesside käigus võivad osutuda kättesaadavale kõrgusele kerkinuks. Kontinentide paks maakoore takistab arvestatavalt ka enda alla jääva vahevöö jahtumist. Vahevöö horisontaalse ebaühtluse mõju omakorda ulatub maakoore ja tekitab selles termilisi ebaühtlusi. Maa evolutsiooni mõistmisele viiv ainus tee on matemaatiline modelleerimine lähtuvalt võimalikult tõepärastest füüsikalistest ja keemilistest tingimustest. Et need on tavapäraste maapinnal valitsevatega võrreldes üpris ekstremaalsed, siis on seni üleval palju küsimärke nii keskkonna füüsikaliste karakteristikute kui keemiliste reaktsioonide kineetika osas. Maa evolutsiooni üldine tendents on heterogeense algmaterjali järkjärguline ümberpaigutamine suhteliselt homogeeneteks kontsentrilisteks kihtideks. Selline kihistus esineb nii Maa sisemuses kui ookeanis ja atmosfääris ning on ilmselt kogu süsteemi stabiilsuse tagatis. Maa sisemuse energiaallikateks on gravitatsioonilise potentsiaalse energia vabanemine ja looduslik radioaktiivne aatomituumade lõustumine. Raskete elementide koondumine Maa tuuma soodustab gravitatsioonilise potentsiaalse energia vabanemist. Tuuma kohal olev kihistus kujuneb selliseks, et vabanev soojus läbi selle kõige hõlpsamini välja saaks. Maa jahtudes saabuvad teatud aja möödudes olukorrad, mil olemasolev kihistus oma funktsioonidega enam ei sobi. Seesmist ümberkorraldustega luuakse siis stabiilsuse perioodidega võrreldes suhteliselt lühikese ajaga uus funktsionaalselt sobiv kihistus. Kõige enam puudutab see vahevööd kui kõige massiivsemat sfääri. Ümberhäälestumine toimub vahevöö konvektsiooni muutumise kaudu. Maapinna tasemel avaldub see intensiivse reljeefi muutumise, mandrite asetuse muutumise ja neist tuleneva kliima muutumise näol. Selliste muutuste jälile saab erineva vanusega maakoore geokeemilise analüüsi kaudu. Et maakoore keemiline koostis modifitseerub tugevasti ka pärast tema tekkimist, siis on kõige keerulisem punkt originaalkoostise mõtteline taastamine. Keerukate analüüside järjest täpsema teostuse kõrval on selles tegevuses suur tähtsus tõepärasel arusaamisel sündmuste kulgemise loogikast.

Vahevöö ülakihi keemilise koostise anomaaliad tekivad vähemalt osaliselt allaplaatumise (underplating) ehk basaltse

mandrilise maakoore altpoolt kasvamise nähtuse tõttu. Selle külge kristalliseerub altpoolt aluseline-ultraaluseline magma. Maakoore lõhedesse jõudvas ja seal kristalliseeruvast magmas on neid komponente siis vastavalt vajaka.

Ürgaegkonnas oli vahevöö temperatuur praegusest kindlasti kõrgem ja ka veesisaldus suurem. Mõlemad asjaolud soodustavad magma teket. Veeauru ja teiste gaaside sisaldus magmas määrab tema sulamistemperatuuri ja selle kaudu oluliselt ka konvektsiooni toimumise võimalused. Keemiliste elementide kihilise jaotusega vahevöö kihistuse edasise muutumise määrab termilise reziimi muutumine ehk tegelikkuses tema jahtumise käik. Konvektsiooni käivitab nii vahevöö süvakihtides toimuv kuumenemine kui tema ülakihis toimuv jahtumine. Ainuüksi soojusjuhtivus ei kompenseeri tekkivaid temperatuurikontraste ja reguleerimiseks peab energia ümber paiknema koos ainega. Termiline konvektsioon tekitab segunenud kihi. Sellel kihil kujuneb iseloomulik paksus, mille ulatuses kuumenenud või jahtunud ujuvad magma klombid võivad tõusta ja laskuda ning mille piires aine on läbi segunenud. Põhimõtteliselt võib vahevöö eksisteerida kolmes erinevas reziimis. Võib pikka aega püsida muutumatu kihistus, võib tekkida lühiajaliselt püsiv üleminekukihistus ja kihistus võib üldse puududa. Viimasel juhul räägitakse ka vahevöö ühekihilisest reziimist. Segunemiskiht esineb vähemalt kahekihilise kihistuse korral. Seni ei leidu viiteid, et Maa vahevöös võiks olla eksisteerinud üle kahe stabiilse kihi. Ujuvus ja selle kaudu segunemiskihi paksus sõltub nii keemilise koostise kui temperatuuri vertikaalsest kontrastist. Ujuvust iseloomustatakse dimensioonitu parameetri Rayleigh arvuga. Kihi paksuse muutumist juhib kõige enam termilise ja keemilise ujuvuse osakaalude suhe. Muutumatuses oludes kasvab see paksus l

$$l = (Rt)^{1/2},$$

kus R on termilise ning keemilise ujuvuse suhe ja t aeg.

Vahevöö kihistuse arengu matemaatiliste mudelite integreerimine võimaldab tõelähedaste alg- ja ääretingimuste korral rekonstrueerida Maa tektoonilist ajalugu ja võrrelda seda faktidega. Ehkki see tegevus on küllaltki algjärgus, seostuvad juba seniste suhteliselt algeliste mudelitega tehtud arvutuste

kohaselt põhiliste geoloogiliste kurrutuste (intensiivse mägede kerke perioodid) ajad vahevöö termilise arengu reziimimuutuse aegadega. Maa vahevöö konvektsiooni reziim on kogu eksistentsi jooksul pendeldanud ühekihilise ja kahekihilise variandi vahel küllaltki tormiliste üleminekutega ühelt reziimilt teisele. Praegu on tegu kahekihilise konvektsiooniga kahe kihi eralduspinnaga 660-670 km sügavusel. Teataval määral toimub vähese mahuga ainevahetus ka nende kihtide vahel, millest täpsemalt järgmises punktis. Ideaalne kahekihiline konvektsioon käiks ilma kihtidevahelise massivahetusega, piirdudes vaid energia liikumisega läbi kihtide piirpinna. Arvestades Maa sisemuse võimalikku heterogeensust on nii puhas konvektsiooni tüüp vaevalt võimalik. Ühe või teise variandiga on tegelikkuses küllap tegemist vastava konvektsiooni tüübi tugeva domineerimise korral, mis ei pea tähendama teise täielikku puudumist. Peetakse siiski võimalikuks, et konvektsiooni tüübi totaalsele üleminekule kahekihiliselt ühekihiliseks eelnevad lokaalsed ja episoodilised läbimurded ja et Maa vahevöö on käesolevalgi ajal just sellises seisundis (intermittent regime). Ujuvust iseloomustava Rayleigh arvu kahanemine jahtumise läbi teeb võimalikuks vahevöö ülemise kihi aine kohatise laskumise läbi 670 km piirpinna sügavale alumisse kihti ja vastukaaluks kuuma aine ülesvoolu sealt kuni maakooreni. Järgnev totaalne piirpinna takistava toime kadumine lubab konvektsioonil kulgeda kogu vahevöö kihis, mis kaotab kuhjunud ebaloomuliku temperatuurikontrasti, kiirendab oluliselt uue maakoore tekkimist intensiivsema materjali ülesvooluga sügavusest ja "raputab" kogu maakoort massilise lahustunud gaaside vabanemise läbi. Ürgaegkonna Maa jahtumise käigus toimusidki tõenäoliselt just sellised protsessid, mille kaudu kontinentaalse maakoore osakaal kasvas mõnelt protsendilt kuni 40 protsendini Maa ajaloo mõttes lühikese mõnesaja miljoni aastase ajavahemiku vältel.

13. LAAMTEKTOONIKA

Kuni 18. sajandini peeti maakoort igaveseks ja muutumatuks. Siis hakati täheldama maakoore mitmesuguseid ebakorrapärasusi, nihkeid ja rikkeid. Neid peeti juhuslikeks ja nende teket seletati vulkaanide ja maavärinate mõjuga. Peagi hakati üritama leida universaalsemat põhjuslikku seletust. Ühelt geoloogia alusepanijalt James Huttonilt (1726-1797) on 18. sajandi lõpust pärit kerkimishüpotees. See eeldab, et Maa süvaaines sulab ja kerkib üles oma sisemise kuumuse mõjul ja kerkimine on mägede tekke ja muude maakoorega toimuvate muutumiste põhjuseks. Vastukaaluks pääses 19. sajandi keskel üsna konkurentsilt domineerima hoopis vastupidine seletus nn. kontraktsioonihüpotees. Selle kohaselt tuleb mägede kurrutus sellest, et Maa väline kest jääb Maa kokkutõmbumise tõttu suureks ning tõmbub kortsu. 19. sajandi esimesel poolel oli mägede tekke ja maakoore liikumiste seletamisel populaarne ka katastrofismiõpetus, mis väitis, et Maal toimuvad aeg-ajalt või koguni perioodiliselt globaalse mastaabiga kataklüsmid. Sellised katastroofid pidid muu hulgas hävitama ka kogu olemasoleva elu, et see saaks jälle hakata arenema päris algusest peale. 19. sajandi teisel poolel ilmus areenile iso-staasiahüpotees. Selle järgi kujutatakse maakoort ette erineva tiheduse või paksusega plokkidena, mis ujuvad plastsel süvakihil. Kui sellise ploki raskus kulumisprotsesside tõttu väheneb, siis hakkab plokk kerkima. Kui tema raskus aga setete kogunedes kasvab, siis hakkab ta vajuma. Vajuvad ka mandrijääga kattunud plökid. Loodusliku radioaktiivsuse nähtuse avastamine 19. sajandi lõpul tõi kaasa mitmesuguseid uusi Maa paisumise hüpoteese.

Kontraktsiooni ja paisumishüpoteesi konkurents on jätkunud isegi käesoleva sajandi alguses. Kompromissina on välja pakutud pulsatsioonihüpotees, mille järgi Maa arengus vahelduvad kokkutõmbumise ja paisumise faasid. Kogu eelkirjeldatud ideede draamat läbib soov seletada mägede teket, kurrutusi ja murranguid eeldusel, et mandrite ja ookeanide üldine omavaheline asend on kogu geoloogilise ajaskaala piirides olnud peaaegu muutumatu. Seda eeldust on geoloogias nimetatud fiksimihüpoteesiks. Vastukaaluks on pakutud

mobilismihüpotees, mis lubab kontinentaalse maakoore üksikutel osadel muuta plastilisel alusel triivides oma asendit maakera pinnal.

Mobilismi kõige tähelepandavamaks avalduseks on Alfred Lothar Wegeneri (1880-1930) 1912. a. avaldatud mandrite triivi hüpotees. (Erialalt meteoroloog A. Wegener on töötanud ka Tartu Ülikoolis ja olnud 1918. a. Tartu Ülikooli Meteoroloogiaobservatooriumi juhataja). Wegeneri hüpoteesi kohaselt triivivad basaldikihil isostaatiliselt ujuvad graniidist mandrid loodete toimel idast läände ja tsentrifugaaljõu toimel poolustelt ekvaatori poole. Wegeneri seletuse järgi on vanaaegkonnas eksisteerinud ühtne Pangea manner keskaegkonnas lagunened osadeks koos Atlandi ja India ookeanide tekkega. Wegeneri hüpotees meeldis eriti paleontoloogidele, sest vanaaegkonna flora ja fauna leiud Aafrika ja Lõuna-Ameerika kontinentidel on olnud hämmastavalt sarnased. Suur on ka nende mandrite geoloogilise ehituse üldine sarnasus ja muidugi inspireerib mandrite triivi kasuks rannajoonte vastastikune sobivus. Mehaaniliste jõudude vähegi detailsem analüüs tunnistas Wegeneri pakutud liikumise võimatuks. Veel hiljem selgus, et vigane oli mandrite triivi mehaanika seletus, mitte mandrite triivi versioon ise. Kiht, millel mandrid triivivad, asub lihtsalt Wegeneri pakutust oluliselt sügavamal. Oma tänapäevase seletuse sai mandrite triivi versioon kontinentide ja ookeanide paleomagnetiliste uurimiste käigus peale Teist maailmasõda. Mandrite triivi seletav laamtektoonika on see teoreetiline baas, mis annab tänapäeva geoloogiale kui teadusele selgroo. Arvukatele faktidele toetuva laamtektoonika järgi liigendub litosfäär mitmesuguse suurusega plaadikujulisteks plokkideks ehk laamadeks. Need erineva kuju ja surusega laamad "ujuvad" mitte basaldil vaid tahkel, kuid voolaval astenosfääril. Litosfäär käitub jäiga keha seduste järgi, astenosfäär plastse keha seaduste järgi. Laamad nihkuvad horisontaalselt 1-10 cm aastas maakoore väljavenitusvöönditest kokkusurumisvööndite suunas. Laamade piiride lähedal paiknevad iseärased vööndid Maa pinnal – ookeanide keskahelikud, kurrutusvööndid, saarkaared, süvamurrangud ja riftivööndid. Klassikaliseks saanud arusaama kohaselt liiguvad laamad uue maakoore tekkega seotud väljavenitusvööndite poolt süvikute, saarkaarte ja

kurrutustega seotud kokkusurumisvööndite suunas. Peale selle võib esineda laamade horisontaalne nihkumine teineteise suhtes paralleelselt laamade servaga. Viimase variandi markantseks näiteks on San Andrease murrang Kalifornias. Globaaltektoonika käsitleb ka ookeane pidevas arengus. Tekkejärgus ookean on praegu Punane meri, laienemisjärgus on Atlandi ookean, maksimaalleviku faasis Vaikne ookean ja arengu lõppjärgus olev sulguv ookean Vahemeri koos Musta ja Kaspia merega kui kunagise Thetise ookeani riismed.

Enamus suuri maakoore laamasid kannab mõlemat, nii ookeanilist kui mandrilist maakoort. Mõneti erandlikult kannab Vaikse ookeani laam ainult ookeanilist maakoort. Mõnedel juhtudel lähevad laamade eraldusjooned ka läbi mandrite (näiteks Himaalaja all) ja saarte, näiteks läbi Islandi ja läbi Kuuba. Laamade eraldusjooni on kolme põhitüüpi, ehkki alati ei ole kerge liigitada.

1) Divergentsed ehk väljavenitusvööndid on sellised, millest lähtuvalt laamad eemalduvad teineteisest vastassuundades. Sellist tüüpi eraldusjooneks on Atlandi ookeani keskmäestik. Eemaldumise algpõhjuseks on vahevöö konvektsiooniga kerkiv sula kivimimass. See tungib eemalduvate ookeaniliste laamade vahele tekkivatesse pragudesse, kus aegapidi jahtudes tekitab pidevalt uut merepõhja. Sel viisil on Atlandi ookeani põhi viimase 165 miljoni aasta jooksul pidevalt tekkinud, keskmiselt 6 cm laiune riba aastas ehk kilomeetrine riba 16 500 aastaga. Sellistest vöönditest ongi Atlandi ookeani keskahelik kõige põhjalikumalt uuritud. Põhiliselt jääb tema hari 2500 m alla merepinna, kuid kerkib ümbritseva põhja suhtes 2500-3000 m kõrgusele. Tekkimise kohast mõlemale poole nihkuv litosfäär muutub jahtumisel kokku tõmbudes lamedamaks. Umbes 100 miljoni aastaga saab kunagisest keskaheliku osast süvaookeani lame põhi. Punase mere põhjas ja Kalifornia lahes toimuvad merepõhja laienemised on Atlandi ookeani omaga võrreldes algusjärgus. Paleontoloogiliste ja muude geoloogiliste faktide kõrval kinnitab ookeanide põhja laienemise fakti paleomagnetism. Paleomagnetilised uuringud põhinevad faktil, et teatud tüüpidesse kuuluvad kivimid käituvad kui fossiilsed kompassid. Basaltsete laavavoolude koostisse kuuluv rauarikaste mineraalide aine on kuumuse käes kaotanud oma

magnetilised omadused ning jahtudes alla Curie punktiks nimetatava kriitilise temperatuuri magneetuvad tekkivad mineraalid antud punktis eksisteeriva geomagnetilise välja suunas. Tahkes mineraalis säilib see "külmunud" magnetväli kui just ei kuumutata üle Curie punkti, mis on orienteeruvalt 580°C. Paleomagnetismi kasutamine dateerimiseks on võimalik tänu Maa magnetvälja muutumisele ajas. Muutub magnetpooluste asend geograafiliste pooluste suhtes, muutub väljatugevus ja kõige tähtsama asjaoluna muutub magnetvälja polaarsus. Erinevatel aegadel kristalliseerunud kivimites on salvestatud erineva polaarsusega magnetväljad. Polaarsuse muutumise põhjustest on juttu edaspidi. Praeguseks on enam-vähem selge ka mehhanism, kuidas magnetiline lõunapoolus muutub põhjapooluseks ja vastupidi. Selline pööramine võtab orienteeruvalt 1000 aastat aega ja eelnevalt on vaja, et magnetvälja tugevus kahaneks teatud kriitilisest piirist nõrgemaks. Muidu ei osutu ümberhäälestus võimalikuks. Polaarsuse muutumine pole toimunud eriti korrapäraselt. Viimase 4 miljoni aasta jooksul on kumbagi polaarsust olnud 4 korral ning üks polaarsus on kestnud 100 000 kuni miljoni aastani. Kriidi ajastul ja permi ajastul on aga sama polaarsus püsinud isegi 30 enam kui miljoni aasta vältel järjest (The Cretaceous superchron, the Permian superchron). Mitte alati ei kaasne nõrga väljaga polaarsuse muutus. See jätab vaid võimaluse, mis ilmtingimata ei tarvitse realiseeruda. Käesoleval ajal nõrgeneb Maa magnetväli sellise kiirusega, et 2000 aasta pärast võib polaarsuse muutumine osutuda võimalikuks.

Kui laamade divergentne piirjoon satub kontinendile, siis jaguneb viimane osadeks nagu omal ajal on juhtunud Pangea ja Gondvana mandritega. Kaasajal kujutab mandri lagunemise algjärku Ida-Aafrika riftiorgude süsteem. Ida-Aafrika hakkab ülejäänud Aafrikast eralduma umbes samamoodi nagu eraldus temast Araabia poolsaar mõned miljonid aastat tagasi.

2) Konvergensed ehk kokkusurumisvööndid on tsoonid kus vastukaaluks uue litosfääri tekkimisele vana litosfäär kaob, sukeldudes tagasi vahevöösse. Siin tuleb eraldi käsitleda kolme erinevat varianti.

a. Ookean – kontinent laamade kokkupressimisel sukeldub (subdueerub) ookeani suurema tihedusega kivimitest ja õhem

maakoor kergema ja paksema kontinentaalse litosfääri ääre alla. See kulgeb nurkade all üle 35°, vahel peaaegu täisnurga all. Umbes 100 km sügavusele jõudnult hakkab sukelduv maakoor pealt sulama. Laskumise kohas tekitab sukelduv maakoor ookeani põhja süviku. Alanud sulamise kohas tekkiv vedel magma kerkib üles ja jahtudes kristalliseerub osalt olemasoleva kontinentaalse maakoore alumisele küljele. Olenevalt selle maakoore üldisest tihedusest ja tema struktuuri ebahürtlustest tungib osa sula magmat maakoore ja jääb sinna vulkanismi põhjustavate magmakolletena. Näitena sobib Lõuna-Ameerika läänerannikul olev süvik ja selle taga vulkaanilised Andid. Eriti suur vulkaaniline aktiivsus Indoneesias on tingitud Austraalia-India ja Filipiinide laama kahepoolsest survest. Sukelduva ookeanilise maakoore ülemised kihid sisaldavad ohtralt vett, mis sukeldumisel vabaneb ja tungib sukelduva laama kohal olevasse vahevöö ainemassi. Suurenev veesisaldus paneb selle sulama. Maakoore tungib ja vulkanismi põhjustab seega pigem mitte vahetult sukelduva laama sulav aine, vaid selle kohale jääva vahevöö aine. See asjaolu selgitab vastuolu, et sukelduva laama ja vulkaanidest väljuva laava keemilised koostised üldiselt omavahel kuigi hästi kokku ei lange.

b. Ookean – ookean kokkupuutuvad plaadid on põhimõtteliselt võrdväärsed, kuid väikese tiheduse ja paksuse ülekaalu mõjul hakkab ikkagi üks neist teise alla sukelduma. Sulamine ja sulanud magma kerkimine tekivad nagu eelmiselgi juhul. Süviku taga ookeanis hakkavad kerkima vulkaanilised saarkaared nagu on Aleudid, Kuriilid, Mariaani saared ja Tonga saared. Pikema aja järel kasvavad sellistest saarkaartest suuremad saared või poolsaared nagu on Jaapan, Filipiinid ja Kamtšatka. Saarte pindala kasvu põhjustavad vulkaaniliste mägede murenemine ja setetega väikeste saarte vahede täitumine.

c. Kontinent – kontinent maakoore kokkupressimisel ei sukeldu maakoore paksud ujuvad kihid astenosfääri. "Kokkujooksvad" kontinendid rammivad teineteist nagu maanteel kokkupõrkuvad autod. Tulemuseks on kurdmäed. Himaalaja on tekitanud Aasiat rammiv India kontinent. Sarnasel moel on

tekinud ka Alpid, Uraal ja Skandinaavia mäed. Enne kokkupõrget on mandrid eraldatud merega, mille põhja all esineb mingis ulatuses ookeani maakoort. See sukeldub ühe plaadi alla ja moodustab sulades kas vulkaanikaare mandrile või saarkaare ookeani pärast mandri alt läbi ujumist. Kontinentide plokkide vastasmõjus olevad tsoonid on märksa laiemad kui olid ookeani maakoore vastavad tsoonid laamade piiril. Ookeani maakoore plokkide vastasmõju tsooni laius piirdub mõnekümne kilomeetriga. Kontinentide maakoore vastav deformatsioonitsoon on aga kuni tuhat kilomeetrit lai. Sellest tulenevalt on kontinentide kokkupõrkel kogu olukord ka vastavalt keerulisem. Kokkupõrke täpsema mehhanismi osas on käibel mitu versiooni. Nende äärmised puhtad versioonid on viskoosne deformatsioon ja jäikade mikroplaatide omavaheline suhteline liikumine.

3) Transformsed ehk horisontaalse nihke vööndid tekivad siis, kui litosfääri plokid nihkuvad üksteise suhtes ilma uut maakoort tekitamata ega hävitamata. Nihe toimub paralleelselt plokkide servadega. J. Tuzo Wilson avastas 1965.a., et murrangujoontel jagunevad maakoore plaadid väiksemateks eraldi jäikadeks plaatideks. Selle läbi muutub suurte plaatide servadel nende omavaheline suhteline liikumine. Enamus transformseid vööndeid paikneb ookeanilise maakoore plokkide piiril, kuid mõned, nagu kuulus San Andrease nihe, asuvad kontinentidel. Miljonite aastate pärast on pikk Baja poolsaar Kaliforniast eraldunud ja triivib Alaska poole.

Juba sajandi alguses teati, et maavärinate fookused paiknevad maakoores kindla korra kohaselt ja mitte juhuslikult. Pärast laamtektoonika areenile ilmumist sai see maavärinate korrapära 1968. a. põhjusliku seletuse. Maavärinate kolded paiknevad üpris selgesti maakoore plokkide piirjoonte lähedal. Maavärinate fookused paiknevad just sellistel sügavustel, kus nad loogiliselt olla saavad. Õhukeses maakoores on madalafookuselised värinad ja paksus süvafookuselised. Maavärinate fookused paiknevad valdavalt sukelduvas laamas ja mõnel määral ka selle laama, mille alla toimub sukeldumine, päris eesmisel servas. Maavärinate fookuste sügavusjaotuse kaudu õieti saabki määrata kuidas laam sukeldub. Servast kaugenedes lähevad maavärinate

fookuste sügavused järjest suuremaks. Maavärinad lõpevad sügavusel 660-700 km. Sealt edasi ei käitu maakoore enam jäiga kehana vaid plastsenas, milles mehaaniliste pingete vallandumist ei toimu. Lahtine on seni küsimus kas sukeldunud pehmeks muutunud struktuuriga laamad jäävadki piki 670 km sügavusel olevat eralduspinda triivima või saavad nad mõnedel juhtudel sukelduda edasi ka vahevöö alumisse poole.

Laamtektoonika aitab üpris loogiliselt seletada nii maavärinate kui vulkanismi tekkimist. Maavärinate põhjus on mehaaniliste pingete lahenemine veel jäigas ja kristalsena püsivas laskuvas laamas. Vulkanismi põhjustajaks on maakoore tunginud laamast sulanud vedel magma. Tsooni, millises algab sukelduva maakoore osaline sulamine ja sula magma kerkimine selle kohal asuvasse litosfääri, nimetatakse Benioffi vööndiks. Nii maavärinad kui vulkanism leiavad seega aset piirkondades, mis jäävad sukelduva laama serva kohale. Erandina esineb nõrgemaid maavärinaid ka maakoore plokkide keskmistes osades. Need on madalafookuselised ja seotud mehaaniliste pingete lahenemisega maakoore keskmistes ja ülemistes kihtides. Sellised on olnud kõik Eesti alal aset leidnud maavärinad, mis kunagi pole olnud seotud laamade sukeldumisega.

Ka vulkanism pakub erandeid domineerivast põhjusest. Erandlikult paiknevad ka mõned vulkaanid maakoore laamade keskel. Alates Havai saartest leidub Vaikses ookeanis erineva vanusega vulkaane. Havai vulkaanid ongi praegu neist kõige nooremad. Havai saared on vulkanismi tõttu ookeanist kerkinud vaid 1 miljon aastat tagasi. Neist Aleuutide suunda jäävad vulkaanid on seda vanemad mida kaugemal Havaist nad on. Havai saartest lõuna pool umbes 35 km kaugusel on praegu tekkimise järgus uus vulkaan. Kõigi mainitud vulkaanide teke pole seotud sukelduva laama sulamisega, vaid statsionaarse iseäraliku piirkonnaga vahevöös. See piirkond püsib paigal ja vulkaanid tekivad tema kohale jäävas maakoores pidevalt ning triivivad koos maakoore laamaga tekkekohast eemale. Kaugenevad vulkaanid tegutsevad seni edasi kuni maakoore tunginud magma piisavalt maha jahtub ja üleliigne osa välja voolab või purskab. Sellist vahevöö iseäralikku piirkonda nimetatakse "kuumaks punktiks" (hot

spot). Veelgi sobivama nimena on käibel mantle plume. Havai hot spot ei ole ainus. Nende koguarvu hinnatakse 50 ja 120 vahele. Üks neist paikneb Islandi all, kus samaaegselt asub ka uue maakoore tekke divergentsitsoon. Vulkanismi kahe erineva allika kokkusattumine teebki Islandist eriliselt vulkaanilise ja rohke basaldi väljavooluga maakoha. Üks "kuum punkt" paikneb suure tõenäosusega ka Yellowstone rahvuspargi all. Märkimisväärse arvu selliste "kuumade punktide" olemasolu on viimastel aastatel stimuleerinud vahevöö konvektsiooni senisest põhjalikumalt teoreetilist uurimist. Need on mõlemat vahevöö kihti läbiva lokaalse konvektsiooni avaldusvormiks. Nii laamade vahelistes divergentsivööndites kui "kuumade punktide" piirkonnas tekitab basaltse magma väljavool uut maakoort. Kuna ühel juhul on see materjal pärit vahevöö ülemistest kihtidest, teisel juhul aga sügavamalt, siis eksisteerivad ka nende koostises olulised erinevused. Üldiselt on ookeanide keskahelike maakoort tekitav astenosfääri ülakihi magma koostiselt homogeensem. Suured erinevused selle koostises on peaaegu alati põhjustatud lähikonnas asuvate "kuumade punktide" teistsuguse koostisega magmaga toimunud segunemisest. "Kuumade punktide" puhul on tegemist analoogse nähtusega nagu on troposfääri ja stratosfääri vahel toimuva õhuvahetusega, kus põhiline õhumass tõuseb stratosfääri küllaltki lokaalse "korstna" kaudu. Vahevöö konvektsioonis moodustab hot spot või mantle plume nime kandev süvakonvektsioon vähese mahuga osa vahevöö kogu konvektsioonist. Samuti on väike selle nähtuse produtseeritav uue maakoore maht. Tekkiva ja häviva maakoore kogused üldse on käesoleval ajal päris hästi tasakaalus ja kahekihilise konvektsiooni korral see loogiliselt peabki nii olema, kuna praktiliselt kogu vahetus käib ookeanilise maakoore kaudu. Maakoore vahetuse maht on praegu 1.3-1.8 km³ aastas. Rõhutades ookeanilise maakoore kasvu domineerimist ei või siiski ka kontinentaalse maakoore mahtu muutumatuks pidada. Selle kasv toimub litosfäärilaamade servades ja kõige enam massi lisandumise teel mitmes vanuses saarkaartele. Teiseks kontinentaalse maakoore kasvu toetavaks nähtuseks ongi hot spot ehk mantle plume. Isegi kui see paikneb ookeani laama kohal, kasvatab ta maakoore ohtra basaldi väljavoolu

tõttu anomaalselt paksuks. Selline eriliselt paks basaldist maakoore ei sukeldu vahevöösse ja lõpuks liitub kusagil olemasoleva mandrilise maakoorega.

Vahevöös toimuv vertikaalne konvektiivne liikumine põhjustab ka astenosfääri horisontaalse liikumise. Teatud lahtised otsad on tagasiside küsimustes. Kas ujuvuse nähtusest põhjustatud konvektsioon on ka ise mõjutatud maakoore laamade sukeldumisest ja maakoore plokkide triivimisest ning kui on, siis mil määral? Põhjuslikult tõepärane versioon litosfääri plaatide liikumisest võimaldab seda liikumist arvutada minevikku ja tulevikku. Viimase paarisaja miljoni aasta ulatuses saab neid arvutusi küllalt hästi ka faktide varal tegelikkusega võrrelda. Kuna saadud pilt faktidega sobib, siis võib loota ka järgnevate aastamiljonite kohta tehtavate prognooside tõepärasusele. Ligikaudu 200 miljonit aastat tagasi moodustasid mandrid suure ühtse Pangea mandri, mille üksikud osad hakkasid aegapidi laiali triivima kuni jõudsid oma tänapäevaste asenditeni. Mandrite kokku ja lahku triivimine on aset leidnud mitmel korral ka enne, kuid mida kaugemale ajas tagasi, seda vähem täpsemalt õnnestub nende kunagist paigutust rekonstrueerida. Kokkujooks Pangea mandriks on toimunud vahemikus orienteeruvalt 500 kuni 225 miljonit aastat tagasi. Mandrite triivimine jätkub ja käesoleval ajal domineerib mandrite liikumine põhja suunas, välja arvatud Antarktika manner. 50 miljoni aasta pärast paikneb Eesti tõenäoliselt 60-datel laiuskraadidel, Atlandi ookean on praegusest laiem, Austraalia on triivunud ekvaatorile ja liitnud endaga Sunda saared, Suessi kanali asemel on praeguse Punase mere laiune läbipääs ja Pärsia laht kadunud. Suured muudatused on selleks ajaks toimunud ka Põhja-Ameerika metsikus läänes. Los Angeles sõidab koos eralduva laamaga juba 10 miljoni aasta pärast San Franciscost mööda ja sukeldub umbes 60 miljoni aasta pärast Aleuutide süvikusse.

14. MAGMA JA VULKANISM

Arusaamine vulkanismist on aja jooksul muutunud. Mitte kuigi ammu valitses geoteadustes homogeensete olukordade maailmapilt. Arvati, et vahevöö on kogu ulatuses ühtlane suure viskoossusega vedel keskkond, milles tihedus, rõhk ja temperatuur muutuvad oluliselt küll raadiuse sihis, kuid üldse mitte horisontaalselt. Praeguste teadmiste järgi käitub vahevöö valdavalt tahke keha seaduste kohaselt ja vedelikuna käituv aine esineb lokaalselt ning moodustab umbes 1 % kogu vahevöö massist. Vedelikuna käituv magmataigen tekib vahevöösse sukelduva maakoore laama serva sulamisel või siis anomaalselt kõrge temperatuuriga või madala rõhuga kohtades. Viimasel paarikümnel aastal on järjest enam selgunud ebahomogeensuste genereeriv roll looduslikes protsessides.

Klassikalise kujutelma kohaselt mõistetakse vulkaani all tipus asuva kraatriga koonusekujulist mäge, mis natuke suitseb ja aegajalt purskab. Vulkaanid asuvad maakeral neis regioonides, kus magma pääseb maakoore ja tungib selles leiduvate lõhede ning õõnsuste kaudu pinna lähedale. Et juba magma tekkimine ise on koldelise iseloomuga, siis tekivad ka erineva koostisega magmad. Pole olemas ühtset läbisegatud koostisega litosfäärilist magmaookeani. Magma keemiline koostis, temperatuur ja lahustunud gaaside sisaldus määravad tema viskoossuse ja see omakorda voolavuse. Vedel magma koosneb vabalt ja juhuslikult liikuvatest ionidest. Jahtumisel tekib neist suhteliselt korrapärane muster. Esmalt tekivad kristallide kasvutsentrid, mille külge hakkavad kindla korra järgi liituma uued ionid. Seega algab piisavalt madala temperatuurini jõudes magma kristalliserumine kivimiteks. Sõltuvalt magma algkoostisest ja jahtumise kiirusest saavad tekkida erineva struktuuri ja koostisega kivimid. Aeglasel jahtumisel tekib vähe algseid kristalliseerumistsentreid ja moodustuvad suured kristallid. Väga äkilisel jahtumisel ei jõua korrapärane struktuur üldse tekkida ning moodustub amorfne klaasitaoline aine. Kivimid, mis kristalliseruvad maapinnal või väikestes magmamassides maapinna lähedal, moodustavad peeneteralise struktuuri. Sügaval aeglaselt jahtunud kivimid kristalliseeruvad jämedateralisteks. Laava purskumisel atmo-

sfääri tekivad kiire jahtumise tõttu klaasitaolised purskekivimid. Rohkem kui ühe kivimitüübi kristalliseerumist magmast nimetatakse magma diferentsiatsiooniks. Magma olek on looduslikus aineringsuses kivimite tekke ja arengu vaheetapp, mille käigus varem eksisteerinud kivimite aine sulab amorfseks voolavaks uute kivimite tooraineks. Kõige enam sõltuvad magma füüsikalised omadused ränidioksiidi SiO₂ sisaldusest temas. Magmasid klassifitseeritaksegi selle ühendi sisalduse alusel.

Tabel 14.1

Magmade põhiklassid

Magma tüüp	SiO ₂ sisaldus
Happeline	> 65 %
Keskmine	65-52 %
Aluseline	52-40 %

Vulkaanist väljavoolavat magmat nimetatakse laavaks. Laava on magma, mille koostisest on lendunud enamik selles sisaldunud gaase (outgassing). Vulkaane, millised pidevalt gaase ja laavat välja ajavad või perioodiliselt purskavad, nimetatakse tegevvulkaanideks. Kustunud vulkaanideks nimetatakse selliseid, mille purskamise kohta puuduvad ajaloolisest ajast pärit andmed. Korduvalt on juhtunud, et kustunud vulkaanid purskama hakkavad. Tegevvulkaane on maailmas praegu üle 500. Täpset arvepidamist raskendab veealuste vulkaanide olemasolu ookeanides. Suur osa tegevvulkaanidest ja kustunud vulkaanidest on klassikalise ehitusega. Tipus asub lehtrisarnane nõgu ehk kraater. Kraatri põhja ulatub alt vulkaani lõõr, mis on ühendavaks kanaliks kraatri ning maakoore paikneva magmakolde vahel. Lõõri kaudu tungivad pinnale purskeproduktid. Taolisi klassikalise ehitusega vulkaane nimetatakse ka keskpurse vulkaanideks. Mõnikord hargnevad kesklõõrist külgedele lisalõõrid, mis tekitavad nõlvadele väiksemaid koonuseid ja kraatreid. Viimaseid nimetatakse parasiitkraatriteks. Suurte kraatrite nõlvad võivad aja jooksul murenedes sisse langeda. Nende asemele tekivad ümmargused tasase põhjaga nõod läbimõõtudega kuni mitukümmend kilomeetrit. Selliseid endiste kraatrite asemel asuvaid nõgusid nimetatakse kaldeeradeks.

Peale tsentraalsete koonuseliste vulkaanide esineb lõhevulkaane, milledes laava voolab välja maakoos leiduvate lõhede kaudu ning katab suuri maa-alasid. Praeguse tuntuima esinemispaiga järgi nimetatakse lõhevulkaane ka Islandi tüüpi vulkaanideks. Võimas basaldi väljavool ei toimugi seoses ainult vahevöö ülakihiga piirduva konvektsiooniga vaid võib tulla süvakihist (hot spot = magma plume).

Võrreldes tavaliste maakoore ülakihtide kivimitega on vulkaanilised basaldid tugevamad ja kulutusprotsesside toimele vastupidavamad. Kui ümbritsevad kivimid ilmastiku mõjul hävivad, siis jäävad maapinna lähedastes vulkaanilõõrides olnud basaldi massid mitmetes iseloomulikes vormides alles. Basaltlaava massiga täidetud maapinna lõhedest säilivad omapärased müürid daikid (dike). Kitsaid magmalõõre täitnud basaldist säilivad kivimi sambad nekid (neck). Suuremad omaaegsed magma mahutid võivad olla mitmesuguse kujuga ja kerkida ümbritsevas maastikus esile. Šotimaal on sellistele järsunõlvalistele basaltkaljudele ehitatud Edinburghi ja Stirlingi kindlused. Kindlustatud tugipunkte on analoogsetele objektidele rajatud ka mujal.

Gaaside osa moodustab 1-5 % magma massist. Erinevates magmades on lahustunud gaaside omavahelised proportsioonid erinevad. See oleneb nii algkoostisest kui gaaside omavahelistest keemilistest reaktsioonidest. Kindlalt esikohal on kõigis magmades veeaur, mis moodustab 70-90 % gaaside koguruumalast. Järgmisel kohal on enamasti CO₂ (isegi kuni 15 %), kuid sageli ka SO₂. Arvestatavates kogustes esineb ka teisi väävlit sisaldavaid gaase. Lõhna järgi on neist kõige tuntavam väävelsinik. Vulkaanide lõõridest väljuvad väävligaasid on ilmselt rahvaluulesse andnud inspiratsiooni põrgu interjööri kirjeldamiseks. Kui väljapääs vulkaani lõõrist on takistatud ja alt pressib kuum magma peale, siis tekitab veeaur plahvatuse nagu lõhkevas aurukatlas. Võimsad plahvatuslikud pursked toimuvadki põhiliselt veeauru rõhu mõjul. Sellise purske käigus võib vulkaani koonus täiesti puruks lennata nagu juhtus möödunud sajandi kuulsate Tambora (1815) ja Krakatau (1883) pursete korral.

Peale laava ja gaaside väljub purske käigus vulkaani lõõrist mitmesuguseid tahkeid purskeprodukte. Põhiliselt eristatakse neid suuruse järgi, kuid erinev suurus tingib ka koostise erinevust. Selliste tahkete produktide hulgas eristatakse vulkaanilisi pomme, lapille, vulkaanilist liiva ja vulkaanilist tuhka. Koguseliselt on nende seas esikohal vulkaaniline tuhk, mis polegi tuhk otseses mõttes, vaid peen vulkaaniliste kivimite tolm. Tsementeerumisel tekib vulkaanilisest tuhast kerge ehitusmaterjal tuff, millel on materjali struktuuri mõttes mingi sarnasus meil kasutatavate kunstlike põlevkivituhast plokkidega. Vulkaanilise tuha osakeste läbimõõt on mikromeetrite suurusjärgus. Vulkaaniliseks liivaks loetakse osakesi läbimõõtudega millimeetrist kuni umbes hernetera suuruseni. Lapillid (lapillus = kivike) on kuni kreeka pähkli suurused. Nendest suuremad kamakad kannavad vulkaaniliste pommide nime. Enamasti on suuremad vulkaanilise kivimi tükid poorse mullilise ehitusega. See on tingitud lahustunud gaaside kiire lendumise protsessist rõhu järsu muutumise tõttu. Ka väljavoolanud laava sisaldab gaase, mis jahtumisel lenduvad ja materjali poorseks muudavad. Sellist urbset materjali nimetatakse pimsskiviks ehk pimsiks. Gaaside vabanemine ja mullide moodustumine vulkaani lõõris olevas magmas toimub vastavalt magma kerkimisele ja rõhu vähenemisele. Purske potentsiaalne jõud seisneb paisuvate gaaside energia võimaluses üle minna kineetiliseks energiaks. Isegi täpselt ühesuguse paisunud gaaside koguenergia korral võib purse kulgeda täiesti erinevalt. Suhteliselt vähene aine mass võib vulkaani lõõrist välja lennata suure kiirusega nagu suurtükist. Sama hästi võib suur hanguva laava mass kerkida kraatri kohale aeglaselt nagu hambapasta tuubist. Vastavalt vulkaanialuse magmakolde jahtumisele muutub pidevalt sealt väljuvate gaaside temperatuur ja koostis. Vulkaanidega kaasnevad loodusnähtused on kuuma-veeallikad (ka geisrid) ja mudavulkaanid. Viimaste ohtralt esinemine kuulub vulkaani tegevuse hääbumise faasi juurde.

Purske võimsuse hindamiseks ja pursete reastamiseks nende tugevuse järgi on kasutusel mitmeid kriteeriume. Kõige loomulikum oleks üritada purske võimsus taandada trotüüli ekvivalendile. Seda oleks keeruline teha, kuna võimsuse avaldumisvormid varieeruvad väga suurtes piirides. Kõiki neid

ei õnnestu usaldusväärset hinnatagi. Seetõttu lähtutakse karakteristikutest, mida saab mingi talutava täpsusega määrata. Üheks selliseks on väljapaisatava materjali kogumass. Robustselt võttes vaadatakse kui suur auk jäi purskest järele ja arvutatakse kui palju sellesse enne kivimit mahtus. Ajaloolise aja võimsaimaks purskeks peetakse 1815. a. Indoneesias toimunud Tambora vulkaani purset. Selle purske väljapaisatav aine moodustas 70-150 miljonit tonni ja vulkaanilise tuha ruumala oli ligi 150 km³. Käesoleva aastasaja "sajandi purse" on 1991. a. suvel Filipiinidel toimunud Pinatubo vulkaani purse. Ookeani põhjasetetesse ja Antarktika ning Gröönimaa jääkilpidesse sadestunud purskeproduktide põhjal saab mingi täpsusega teha ka enne ajaloolist aega toimunud pursete võimsuse hinnanguid ning uurida vulkanismi intensiivsuse ajalist kulgu. On leitud, et ligi 73 500 aastat tagasi Indoneesias Sumatra saarel toimunud Toba vulkaani purskel väljapaisatud aine ligikaudne kogus võis olla 1000 miljonit tonni, seega 10 korda rohkem kui viimaste aastatuhandete võimsaimatel pursetel. Üsna usutavasti imiteeris selle purske järgne olukord tuumatalve ja tuumaöö. Põhjapoolkeral oli sellel ajal intensiivse jäätumise staadium. Mõnede mudelarvutuste väitel võis Toba purse jäätumist mõnevõrra kiirendada. Ka Tambora purse tekitas järgmiseks aastaks kogu põhjapoolkeral ilmastiku anomaalia, mida nimetati isegi suve puudumiseks. Statistiliste hinnangute järgi vähenes poolkera keskmine temperatuur selleks aastaks 0.7 kraadi võrra. Midagi ligilähedaselt sarnast toimus Ameerika Ühendriikide Prantsusmaa saadiku Benjamin Franklini (1706-1790) kirjelduse kohaselt ka pärast Islandil asuva Laki 1783. a. suvist purset (väljapaisatav mass võis küündida 100 miljoni tonnini). Vulkaanipurske mõju ei pea ilmtingimata viima jahtumisele. Tugevad pursked avaldavad üldiselt häirivat mõju atmosfääri õhuringlusele ning suurendavad ebataavalise ilmastiku esinemise võimalusi. Statistiline analüüs on näidanud, et troopikas toimunud tugevate pursete järgsed talved on Põhja-Ameerika ja Euraasia kontinentidel olnud enamasti keskmisest soojemad, samal ajal on Lähis Idas olnud jällegi keskmisest külmem. Jahtumise põhjus on lihtsam – päikesekiirguse ekraaneerimine vulkaanilise aerosooli poolt. Soojenemine suurteil laiuskraadidel tuleneb

tuulte tavapärase suuna muutumisest, mida reguleerib aga koguni troopilise stratosfääri soojenemine. Tugevad vulkaanipursked avaldavad tõesti mõju ilmastikule, kuid need mõjud sõltuvad vulkaani purske vahetutest tagajärgedest küllaltki keerulisel viisil. Seetõttu vahel taoline mõju ilmneb selgesti, vahel aga mitte.

Vulkaanipursetega seoses olevate nähtuste uurimine on käesoleval ajal üpris aktuaalne. Tahetakse jõuda selgusele nii selles, mis toimub enne purset Maa sisemuses ja kooses, kui ka selles, mis toimub pärast purset atmosfääris. Loomulikult on üheks tähtsaks eesmärgiks tugevate pursete õigeaegne ennustamine. Tugevad pursked häirivad ka atmosfääri ning teevad seda koguni mitme järgneva aasta jooksul. Sellepärast veidi täpsemalt ka nendest mõjudest.

Väljapaisatava aine mahu kõrval on vulkaanipursete iseloomustamiseks laiemalt kasutusel veel tolmulooriindeks DVI (dust veil index) ja plahvatusindeks VEI (volcanic explosivity index). Need ei ole omavahel kuigi heas korrelatsioonis ega seostu selgepiirilisel ka väljapaisatava aine mahuga. Mõlema indeksi järgi on 1883. a. Krakatau purse ja 1991. a. Pinatubo purse üpris võrdsed. Kõik vahepeal toimunud pursked on olnud nendest nõrgemad, kuigi ühe indeksi järgi eraldi on mõned neist nimetatutest isegi eespool. Atmosfäärile avaldatava mõju suhtes ei ole vulkaani üldist võimsust kirjeldavad karakteristikud kõige esinduslikumad. Siin on kõige iseloomustavamad kaks karakteristikut – purske kõrgus (kui kõrgele küünib vulkaanist väljapaisatav aine) ja väävligaaside kogumass. Purske kõrgus oleneb sellest, mida enam vertikaalselt ja plahvatuslikult purse toimub. Nõrgemate ja ka kaldu toimuvate tugevate pursete korral jääb kogu väljapaisatav aine troposfääri piiresse, kus tema mõju atmosfäärile piirdub lokaalsete efektidega. Tugevate vertikaalsete pursete korral jõuavad küllalt suured kogused peent tolmu ja gaase läbi tropopausi stratosfääri. Pursked, mis küünivad 20-30 km kõrgusele, ei ole väga haruldased. Tambora ja Krakatau pursete laeks hinnatakse koguni 70 km. Tähtis pole muidugi üksnes kõrgus vaid just selleni jõudnud gaaside kogus. Peen mineraalne tolmu püsib stratosfääris seda kauem, mida kõrgemale ta paiskus. Krakatau purske järel püsis mingi

osa tolmu stratosfääris ja mesosfääris kuni aasta. Kui väljapaisatava aine põhimassi kõrguslagi ei küüni palju üle 30 km, nagu tavaliselt on, siis langeb vulkaaniline tolm maha esimese purskejärgse kuu või pooleteise jooksul. Sageli samastatakse rääkides vulkaanide mõjust kliimale vulkaanilist aerosooli just selle kiiresti väljasadeneva mineraalse tolmuga, mis ei ole õige. Põhiosa vulkaanilisest aerosoolist stratosfääris on sulfaatne aerosool, mis koosneb alla mikromeetrise läbimõõduga väävelhappe tilgakestest. Sarnast aerosooli esineb seal vähemal määral ka vulkaanide mõju vaheaegadel. Tugeva vulkaanipurske järel on seda aerosooli kuni 3-4 aasta jooksul oluliselt rohkem. Et see aerosool avaldab stratosfääris optilist ja eriti keemilist toimet, siis on tema iseloomustamiseks sobivaks kogumassi kõrval tilgakeste kogupindala. Pinatubo purske järel suurenes see umbes 30 korda. Väävelhappe tilkadest koosneva vulkaanilise aerosooli tekkimise üldpilt on järgmine. Stratosfääri paisatud vääveldioksiid ja teised väävlit sisalduvad gaasid oksüdeeruvad ja liituvad vee molekulidega ning moodustavad gaasilise väävelhappe. Esialgu ei ole see veel aerosool, ei avalda mõju atmosfääri läbivale kiirgusele ega ole ise optiliste meetoditega jälgitav. Kõrgemal kui 30 km levib see nähtamatu materjal tuultega pooluste suunas ja katab poole aasta kuni aasta jooksul mõlemad poolkerad suhteliselt ebahühtlase kihiga. Aerosool saab sellest väävelhappest pärast tema kondenseerumist koos veeauruga. See saab toimuda piisavalt madalal temperatuuril, mis esineb allpool 30 km. Niisiis tekib vulkaaniline sulfaatne aerosool mitme purskele järgneva aasta jooksul õhuringlusega ülalt alumisse stratosfääri viidud gaasilistest väävlühenditest (gaasilisest väävelhappest). See aerosool ekraaneerib pealelangevat päikesekiirgust ja vähendab sellega atmosfääri läbipaistvust. Läbipaistvuse anomaaliad püsivad sama kaua kui vulkaanilise aerosooli kogused on arvestatavalt üle fooni olukorra. Kiirguse neeldumine sellel aerosoolil muudab stratosfääri temperatuurirežiimi ja moonutab selle kaudu tema tuulte välja. Sulfaatne aerosool esineb stratosfääri osoonikihi maksimumi kõrgustel ja avaldab mõju osooni tekkimise-lagunemise tasakaalule. Põhiliselt soodustab ta osooni lagunemist kiirendavaid katalüütilisi protsesse. Sulfaatse aerosooli tilkade sees ja pinnal toimuvad

heterogeensed keemilised reaktsioonid, mis muudavad osooni suhtes passiivseid halogeenide ühendeid aktiivseks. Eriti drastilised olid stratosfääri osoonikihi häired Pinatubo purske järel aastatel 1992-1994. Tekkinud osoonikihi häireid pole õige tervikuna panna vulkaanide süüks. Need kõige enam osooni hävitavad ühendid, mida vulkaaniline aerosool aktiivseks muutis, on stratosfääri sattunud inimtegevuse tagajärjena. Kui kloori ja broomi sisaldus stratosfääris oleks looduslikes piirides, siis jääksid looduslikku päritolu vulkaaniline aerosooli võimalikud mõjud osoonikihile vähemalt 10 korda nõrgemaks kui nad nüüd on.

15. MINERAALID

Maakoos toimub pidevalt, kuigi mitte eriti kiires tempos ja suures mahus, tema materjali taastekke ja hävimise protsess. Uus maakoore materjal tekib kui keemilistest elementidest ja ühenditest kindla korra järgi üles ehitatud struktuur. Väiksemad struktuuri üksused kuuluvad omakorda suuremate üksuste koosseisu. Põhiliselt on maakoore struktuuri juures tegemist kahe tasemega – mineraalide ja kivimitega.

Mineraalid on ühest või mitmest keemilisest elemendist koosnevad struktuurid. Neid iseloomustavad kindlatesse piiridesse jääv keemiline koostis ja füüsikalised omadused. Looduses esineb ligi 3000 erinevat mineraali, kuid kivimite koostises laiema levikuga on neist umbes 50. Mineraalide keemiline klassifikatsioon jagab nad 6 suuremaks rühmaks:

- 1) ehedad elemendid
- 2) karbiidid, fosfiidid ja nitriidid
- 3) sulfiidid ja sulfosoolad
- 4) halogeniidid
- 5) oksiidid
- 6) oksiidsed soolad.

Viimases rühmas eraldatakse veel omaette klassidena karbonaadid, sulfaadid, fosfaadid, silikaadid. Mineraalide määramises on mõndagi sarnast taimede või putukate määramisega. Lähtutakse tervest reast omadustest kui diagnostilistest tunnustest. Mineraalide diagnostilised tunnused peegeldavad nende struktuuri ja füüsikalisi omadusi. Ajalooliselt on

tunnuste valik tulenenud vajadusest mineraale määrata väliolukorras, kus abivahendeid peale geoloogi vasara eriti käepärast ei ole. Tänapäeva laboratooriumides võib erinevaid struktuure eristada ja uurida väga kõrge täpsusega, kasutades füüsikaliste mõõtmiste avarat arsenali. Märkatav osa diagnostilisi tunnuseid pärineb ajast, mil eristamiseks kasutati omandatud kogemust ja määraja enda meelegaorganeid – nägemist, kuulmist, kompimist. Nende võimaluste kasutamise oskus on abivahendite arenedes tuntavalt degenereerunud. Tänapäeva inimene on ilma "prillideta" pime. Edasi põgus ülevaade diagnostilistest tunnustest.

Kristallide kuju on kristalse struktuuriga mineraalide eristamise üks tähtsamaid tunnuseid. Näiteks on kvartsile (mäekristallile) iseloomulikud püramiidjalt lõigatud tippudega prismaatilised kristallid. Kristalle on kuubilisi, oktaedrilisi, nõeljaid, lehetaolisi jne. Mõned kristallid esinevad peeneteraliste kogumitena. Näiteks malahhiit esineb neerukujuliste kobaratena. Esineb juhtumeid, kus kindla kristallivormiga mineraal muutub teiseks mineraaliks säilitades esimesele omase väliskuju. Sellist nähtust nimetatakse pseudomorfismiks. Sisu mõttes on kristalli väliskuju aatomite paigutuse seesmise korra väliseks kajastajaks. Kristallide tüüpiline kuju avaldub seda paremini, mida takistamatumalt on toimunud nende kasvamine. Tegelikult toimub kristallide kasvamine enamasti aga konkurentsi tingimustes, kus samaaegselt kasvavad kristallid pidevalt võitlevad kasvuruumi pärast. Sellepärast ei avaldu nende struktuuri välised tunnused alati markantsel kujul.

Mineraalide üheks põhitunnuseks on värvus. See pole kõige usaldusväärsem tunnus kuna mineraalide värvus on sageli varieeruv. Sõltuvalt mõne tema koostises leiduva lisandelemendi sisaldusest võib mineraal olla väga erinevat värvi. Värvu põhjustavaid lisandelemente mineraalis nimetatakse kromofoorideks. Tuntuimad sellised elemendid on Ti (sinine, punane, tumeroheline), V (punane, kollane), Mn (roosa, tumepunane, must), Cr (punane, erkroheline, violetne, kollane), Fe (punane, kollakaspruun, pudelroheline), Co (roosa, punane, oliivroheline, sinine, pruun, kollane, must). Kromofoorid jaotuvad vahel mineraalis ebaühtlaselt ja muudavad selle kirjuks. On ka mineraalne, mille värvus on püsiv. Väävel on

alati kollane ja malahhiit roheline. Värvuse kõrval on mineraalide diagnostiliseks tunnuseks läbipaistvus. On nii täiesti läbipaistvaid kui läbipaistmatuid mineraale.

Erilise värvustunnusena kasutatakse mineraalide määramisel kriipsu värvust. Mineraaliga kriimustatakse mati pinnaga portselanplaadikest, millele mineraal jätab värvilise jälje. Lihtsalt mineraali värvusega võrreldes on kriipsu värvus stabiilsem tunnus. Ta näitab õieti mineraali värvust pulbrina. Kriipsu annavad ainult pehmemad mineraalid. Üldiselt on kriipsu värvus sarnane mineraali enda kõige sagedamini esineva värvusega, kuid võib ka oluliselt erineda. Näiteks must hematit annab kirsspunase kriipsu ja kollane püriit musta kriipsu.

Iseloomustav omadus läige sõltub mineraali läbipaistvusest ja tema murdumisnäitajast. Objektivsem oleks mõistagi murdumisnäitaja (refractive index) otse ära määrata. Sõltuvalt mineraalide murdepinna iseloomust kõneldakse matist pinnast, vahäläikelisest, siidiläikelisest, pärlmutriläikelisest, rasvaläikelisest jne. pindadest. See meenutab juba eskimote lume klassifikatsiooni, kus lume üldmõiste puudub, kuid erinevate varjundite jaoks on ligi 40 klassi.

Mineraalide lõhevuse all mõistetakse nende omadust lõheneda teatud suundades läikiva pinnaga õhukesteks plaadikesteks. Lõhevuspinnad on üldiselt paralleelsed kristallide tahkudega. Lõhevuse hindamiseks on kasutusel küllaltki subjektiivne täiuslikkuse skaala, mis kaudselt iseloomustab kui hästi lõhevus avaldub. Lõhevuse kõrval kasutatakse murru pinna iseloomustamist. Kirjeldatakse mineraali murdmisel tekkinud ebatasast pinda. Esineb karpjaid, astmelisi, teralisi jne. murde.

Mineraalide kõvaduse hindamisel on pikka aega kasutatud Friedrich Mohs'i (1773-1839) nime järgi Mohs'i kõvadusskaalat, mis jaotab mineraalid 10 kõvadusastmesse. Iga astme etaloniks on valitud kindel suhteliselt hästi tuntud mineraal.

1 – talk	6 – ortoklass
2 – kips	7 – kvarts
3 – kaltsiit	8 – topaas
4 – fluoriit	9 – korund
5 – apatiit	10 – teemant

Kõvaduse määramisel kriimustatakse määratava mineraali pinda kõvadusskaala mineraalidega või vastupidi ning vaadatakse mis mida kriimustab.

Mineraalide objektiivseteks omadusteks on nende tihedus ja magnetilisus. Viimane omadus esineb vähestel mineralidel. Looduses esineb mineraale nii kristalsel kui amorfsele kujul. Ka paljud kristalse struktuuriga mineraalid paistavad väliselt korrapäratutena. Selget vahet kristalse ja amorfse aine vahel saab teha röntgenomeetrilise analüüsi teel. Enamik maakoore kivimitest koosnevad kristalsetest mineraalidest.

Vene akadeemik Jevgraf Fjodorovi (1853-1919) 1890. a. käibele antud õpetus kristallide sümmeetriast toob välja aineosakeste paigutuse võimalikud variandid ehk ruumirühmad ja rühmitab need 32 sümmeetriaklassi. Sümmeetria avaldub tahkude, servade ning nurkade seaduspärasel kordumisel. Tähtsaimateks sümmeetria elementideks on selles teoorias sümmeetriatelg, sümmeetriapind ja sümmeetriakese. Sümmeetria omaduste alusel jagatakse kõik kristallid 7 kristallograafilisse süngooniasse – kuubiline, heksagonaalne, tetragonaalne, trigonaalne, rombiline, monokliinne ja trikliinne süngoonia. Näiteks tavalise jää struktuur võib olenevalt temperatuurist olla kas kuubiline, heksagonaalne või hoopiski amorfne. Amorfsete ainete omadused on isotroopsed, ei sõltu suunast. Kristalsetel ainetel esineb anisotroopsus. Nende omadused eri suundades on erinevad.

Mineraalid pole esmatest alates igavesti püsivad. Ümbritsevate tingimuste muutudes muutuvad mineraalid teisteks, muutunud tingimustele paremini sobiva seesmise struktuuriga mineraalideks.

16. TARDKIVIMID

Kivimid on kindla koostise ja ehitusega mineraalide kogumid maakoore. Nad on suuremad üksused, mille ehituskivideks on mineraalid. Sõltuvalt tekke teguritest eristatakse tardkivimeid, settekivimeid ja moondekivimeid. Kivimi struktuuri määravad temas sisalduvate mineraalide suurused ja kujud ning erinevate mineraalide omavahelised suhtelised sisaldused.

Tardkivimites kajastab mineraalide suurus magma kristalliseerumise kiirust. Aeglasema kristalliseerumise korral tekivad jämedateralisemad kivimid. Väga kiirel jahtumisel toimub tardumine amorfse vulkaanilise klaasina, mille kristallstruktuuri ei olegi. Tardkivim võib koosneda korraka nii kristalsetest kui klaasjatest moodustistest. Eristatakse veel poolklaasjat struktuuri. Üldiselt on kristalne struktuur omane süvakivimitele ning klaasjas ja poolklaasjas purskekivimitele. Kristallide absoluutse suuruse järgi jagatakse kristalsed kivimid jämedateralisteks (kristallide läbimõõdud üle 5 mm), keskmiseteralisteks (läbimõõdud 1-5 mm), peeneteralisteks (läbimõõdud alla 1 mm) ja mikroteralisteks ehk peitkristallisteks. Suurusjaotuse alusel eristatakse võrdteralist ja porfüürilist struktuuri. Porfüürilistes struktuurides esinevad suhteliselt peeneteralises põhistruktuuris üksikud tunduvalt suuremad kristallid, mida nimetatakse fenokristallideks. Porfüürilised struktuurid on levinud purskekivimites. Purskekivimi põhimass on seejuures sageli väga peeneteraline või koguni klaasjas.

Kivimi koostisosade paigutust ruumis nimetatakse tekstuuriks. Tardkivimites on levinuimaks ühtlane ehk massiivne tekstuur. Kivim paistab ühesugune. Purskekivimites võib leida fluidaalset ehk voolutekstuuri. Samuti esineb mandlikivilist tekstuur. Sel puhul jäävad kivimisse ümmargused õõnsused, mis hiljem võivad täituda sekundaarsete mineraalidega. Pimsskivi kui purskekivimit iseloomustab poorne tekstuur.

Tardkivimite hulgas eristuvaid süvakivimeid nimetatakse teisiti abüssaalseteks ja purskekivimeid efusiivseteks. Üleminekulülilik süva- ja purskekivimite vahel on poolsüvakivimid ehk hüpbüssaalsed kivimid. Need on tardunud väiksemas sügavuses ja väiksema rõhu all ning seetõttu peeneteralises tekstuuriga kui päris süvakivimid. Abüssaalseid ja hüpbüssaalseid kivimeid koos nimetatakse ka intrusiivseteks kivimiteks, mis viitab maakoore intrudeerunud magma tardumisele.

Suuri kivimimassiive nimetatakse kivimikehadeks. Lasumusvormidest rääkides mõeldakse kivimikeha väliskuju, struktuuri ja asendit maakoore teda ümbritsevate teiste kivimite suhtes. Intrusiivsete kivimite lasumusvormidena

eristatakse batoliite, stoke, lakoliite ja kihilisi intrusiive sille ning daike. Batoliidid on sügaval maakoos tardunud suured intrusiivid, mille alus ulatub sügavale kunagise magmakoldeni. Batoliidi ülemine pind ei ole tasane. Selles kerkivad esile üksikud kuplid, mis pinna lähedal paljanduvad esimestena. Kupleid pindalaga alla 100 km² nimetatakse kokkulepitult stokkideks. Lakoniidid on seene või leivapätsi kujulised tardkivimikehad, mis on tunginud ümbritsevasse teise kivimisse. Lakoniidi alus on enamasti sile ja ülemine pind kumer. Lakoniidid on tekkinud peamises magmakoldes tardunud batoliidi kohale jäävatesse maakoore lõhedesse tunginud magma tardumisel. Plaatja intrusiivid ehk sillid on lakoniitide sarnased, kuid mõlemalt poolt tasased. Daikid esinevad sillidega koos ning on tekkinud vertikaalseid kanaleid täitnud magmast.

Tardkivimites esinevad mineraalid jagatakse suhtelise osatähtsuse alusel 3 rühma:

- 1) peamised ehk kivimit moodustavad mineraalid, mis määravad kivimi koostise ja välisilme;
- 2) Teisejärgulised ehk aktsessoorsed mineraalid, mis esinevad kivimit moodustavate mineraalide hulgas väikeste lisanditena;
- 3) sekundaarsed mineraalid, mis tekivad kahe esimese rühma esindajatest nende hilisema muutumise käigus.

Kivimit moodustavad mineraalid on sageli kvarts, päevakivi, vilk, oliveen. Teisejärguliste seas on tuntumad tsirkoon, apatiit, granat, püriit ja magnetiit. Sekundaarse mineraali näiteks sobib talk. Tardkivimite mineraale eristatakse ka värvuse alusel. Rikkalikult Si ja Al sisaldavaid mineraale kvartsi ning päevakivi on hakatud heleda tooni tõttu nimetama heledateks mineraalideks. Ohtralt Mg ja Fe sisaldavaid mineraale, nagu oliviin ja pürokseen, nimetatakse aga tumedateks mineraalideks. Tavaliselt on palju kvartsi ja päevakivi sisaldavad happelised kivimid värvuselt heledamad kui aluselised kivimid. Sel põhjusel nimetatakse happelisi kivimeid ka leukokraatseteks (leukos = hele, kratos = valdav) ja aluselisi ning ultraaluselisi melanokraatseteks (melanos = tume). Nagu magmade korral on ka tardkivimite keemilise

koostise põhinäitajaks SiO₂ sisaldus, mis magmade vastavate klassidega võrreldes on veelgi suurem.

Tabel 16.1

Kivimitüüp	SiO ₂ sisaldus
Happeline	kuni 75 %
Keskmine	kuni 65 %
Aluseline	kuni 52 %
Ultraaluseline	kuni 40 %
Leeliseline	kuni 65 % + kuni 20 % K ₂ O ja Na ₂ O

Happeliste kivimite puhul on üheks kivimit moodustavaks mineraaliks kindlasti kvarts, mis keskmistes ja leeliskivimites võib taanduda teisejärguliseks, aluselistes ja ultraaluselistes kivimites aga puudub. Leeliselised ja ultraaluselised kivimid on vähese levikuga. Süvakivimitest on kõige ulatuslikumalt levinud happelised kivimid graniidid, purskekivimitest aga basaldid. Eestis esineb tardkivimeid rändrahnudena. Graniit moodustab nendest 80 %. Graniit koosneb mineraalide poolest kvartsist (25-30 %), kaaliumpäevakivist ja happelisest plagioklassist (65-70 %) ning vähesest kogusest tumedatest mineraalidest. Sõltuvalt päevakivi värvusest on graniit halli, roosaka või punaka tooniga. Sageli on Eesti rändrahnude materjaliks mineraalselt koostiselt graniidile vastav rabakivi. Nimi ei tule mitte sellest, et neid kive rabas leida oleks vaid soomekeelsest *rapakivi* = rabe kivi. Oma struktuuri tõttu on rabakivi kergesti murenev. Veel on Eesti rändrahnude seas suuremal hulgal kvartsporfüüri. Selle avamus esineb Soome lahes Suursaarel ning Ida-Eesti rahnud ongi sealt pärit. Saarte ja Lääne-Eesti punakast kvartsporfüürist rändrahnud on pärit Ahvenamaalt. Leeliskivimeid esineb Eesti rändrahnude seas väga harva. Lähikonnas esineb neist nefeliinsieniiti olulisel määral Koola poolsaarel ja selle kivimiga on seoses apatiidimaardlad. Keskmised kivimid moodustavad Eesti rändrahnude seas 1-2 % ja aluselised kivimid 2-3 %.

17. SETTEKIVIMID

Tardkivimid ja moondekivimid moodustavad 95 % maakoorest. Kivimite muundumise tsükkel maakoore ülemistes kihtides kulgeb tardkivimite murenemiselt üle settekivimite moondekivimite moodustumisele. Moondekivimid on alati kaetud settekivimite korruga. Sügaval maakooses tekkinud ja pinnale kerkinud tardkivimid ei ole tasakaalus ümbritsevate tingimustega. Maakoore välispinnal murendavad temperatuurikontrastid, tuule, vee ning biosfääri toime pidevalt neid kivimeid ning see murendatud mass paigutub tuule, vee ja reljeefi ebatasasuste mõjul ümber teistesse kohtadesse. Inglise keeles on kivimite lammutamise kohta kasutusel termin *weathering* ja peeneks murendatud materjali transpordi kohta *erosion*. Tihti kõneldakse erosioonist kogu lammutusprotsessi tähenduses, kuid see ei ole terminoloogiliselt korrektne. Tuul ja voolav vesi kannavad peenestatud materjali kruusa, liiva ja savi näol maapinna nõgudesse ja veekogudesse, kus see settib kihtidena. Väga aeglaselt plaanis tekitavad Maa sisemusest lähtuvad jõud pidevalt maakoore väliskihi ebatasasust, mida siis ilmastiku protsessid siluvad.

Värskest kuhjunud settematerjal on pude ja kobe. Sellest räägitakse kui lihtsalt settest. Sette tsementeerumine ja üleminek kivimiks on kestav aeglane protsess. Selget piiri setete ja settekivimite vahele on raske tõmmata. Mõlemaid koos nimetatakse setenditeks. Setendite iseloomulikuks tunnuseks on kihilisus, mis viitab nende kuhjumise rütmilisusele. Setenditesse salvestatud orgaanilise looduse kivistite järgi on osutunud võimalikuks teha järeldusi orgaanilise looduse evolutsiooni kohta ja selle kaudu omakorda täpsustada geoloogilist ajaskaalat. Setendite keskmine keemilis-mineraalne koostis on väga lähedane nende algmaterjali tardkivimite omale. Setendite keskmine koostis on 65 % graniidi ja 35 % basaldi päritoluga. Tardkivimitega võrreldes on setendite koostis palju mitmekesisem. Settelise diferentsiatsiooni käigus sorteeritakse lähtekivimite murenemis- ja porsumisproduktid vastavalt nende mehaanilisele ja keemilisele püsivusele, tihedusele, lahustuvusele ja teistele karakteristikutele.

Tabel 17.1

Purdsetendite klassifikatsioon

Läbimõõt, mm	Nimetus	
	Tsementeerumata	Tsementeerunud
> 10 000	Hiidrahnud	
1000-10 000	Rahnud ja pankad	
100-1000	Munakad ja kamakad	
10-100	Veeristik ja rähastik	Bretša
1-10	Kruus (psefiit)	Konglomeraat
0.1-1	Liiv (psammiit)	Liivakivi
0.01-0.1	Aleuriit	Aleuroliit
< 0.01	Peliit	Argiliit

Setendite uurimisega tegeleb geoloogia ja loodusteadused kord juba ei saa läbi ilma klassifitseerimiseta. Setendite klassifitseerimisel lähtutakse nende tekketingimustest ja mineraalsest koostisest. Nagu eelnevalt mainitud, on purdsetendid tekkinud kivimite murenemisproduktide mehaanilise diferentsiatsiooni tulemusena tuule, mandrijää ja vooluvete toimel. Materjali üksikasjalikud klassifikatsioonid on tehtud nendes domineerivate osakeste ehk valitseva fraktsiooni mõõtmete põhjal. Sama materjal võib esineda kas pudedate purdsetenditena või tsementeerunud purdkivimina. Kummagi jaoks on igas algmaterjali suurusklassis oma nimetus. Geoloogias kasutatava klassifikatsiooni kõrval on olemas ka mõnevõrra erinevate piiridega klassifikatsioonid, näiteks pinnasemehaanikas ja mullateaduses.

Hiidrahnud, rahnud ja munakad esinevad üksikutena peenemast fraktsioonist koosnevates setendites. Meil on nad jääaegsete setendite üheks komponendiks. Mida kauem neid on transporditud, seda siledamaks nende pind on kulunud. Veerised ja kruus tekivad vetega transpordil ja murdlainetuse toimel. Pikema aja jooksul kulutatakse kivikesed ümaraks ja lapikuks. Kulutamata teravakandilise räha ja kruusa tsementeerumisel tekib bretša, ümaratest kivikestest koosnevat tsementeerunud kivimit nimetatakse aga konglomeraadiks. Liivad jaotatakse tera suuruse alusel jämedateralisteks (läbimõõt 0.5-1 mm), keskmiseteralisteks (0.25-0.5 mm) ja

peeneteralisteks (0.1-0.25 mm). Eristatakse monomineraalseid ja polümineraalseid liivasid. Monomineraalsetest liivadest esineb kõige sagedamini kvartsiiv. Kvarts kui üks murenemiskindlaimaid mineraale on peaaegu alati domineerivaks ka polümineraalsetes liivades. Tema kõrval esineb päevakivi, vilk ja glaukoniit. Tsementeerunud liiv on liivakivi. Tsementeerivaks aineks on ränikarbonaadid, kaltsiitsavi, dolomiit ja rauaühendid. Liiva ja liivakivi värvus varieerub ning sõltub tema mineraalsest koostisest, terakesi katvast pigmendist ja tsementeerivast ainest. Klaasiliivana kasutatav puhas kvartsiiv on valge, glaukoniitliiv rohekas. Lõuna-Eesti aluskorda moodustavate devoni liivakivide värvus on tingitud liivaterakesi pigmenteerivast rauaoksiidist. Ka Eestis leiduv oobolusfosforiit on liivakivi. Selles leidub massiliselt kaltsiumfosfaadist koosnevaid brahhiopoodi Oboluse karbipoolmeid ning ta sisaldab kuni 30 % P_4O_{10} . Aleuriit sarnaneb tekketingimustelt ja mineraalselt koostiselt liivale, kuid füüsikaliste omaduste poolest on midagi liiva ja savi vahepealset, kas siis liivsaavi või saviliiv. Tera suuruselt kuulub aleuriitide hulka ka Hiinas, Kesk-Aasias ja Ukrainas ulatuslikult levinud löss – kihistuseta helepruun või kollakas tuulega kokku kantud setend. Lössi koostises on valitsev jällegi kvarts. Lössile on iseloomulik kõrge lubjasisaldus (kuni 20-30 % $CaCO_3$) ning suur sooladesisaldus. Neis soolades sisaldub kõiki põllukultuuridele vajalikke makro- ning mikroelemente suure varuga ja lössid on väga viljakad. Aleuriitidest lubja, savimineraalide ja ränidioksiidi abil aleuroliitideks tsementeerunud kihid on kildalise ehitusega ja suhteliselt õhukesed. Eesti aluspõhjas on aleuroliidid ulatuslikult esindatud Narva lademes.

Moreen on mandrijää ja jääliustike sete, mis jääb maha jää sulamisel üsnagi sorteerimata kujul. Moreeni iseloomustab teda moodustava materjali terasuuruse suurtes piirides kõikumine. Moreen sisaldab lupja ja sooli ning on lähtematerjaliks viljakatele muldadele. Ka Eestis.

Setendite seas kõige ulatuslikuma levikuga ja kõige peeneteralisem on savi. Savid moodustavad ligi 60 % kõigist setenditest. Tüüpilistest purdsetenditest erineb savi selle poolest, et temas esineb peale varasemate kivimite purunemisel

tekinud osakeste ka mitmesuguste keemiliste protsesside käigus tekkinud uusi mineraale. Savi värvus võib lisanditest sõltuvalt olla õige erinev. Raua oksiidid annavad savile punaka, glaukoniidi ja kloori lisandid roheka ja orgaanilise aine lisandid musta värvuse. Vastavalt savimineraalide sisaldusele jagatakse savid kaoliniitseteks, illiitseteks ja montmorilloniitseteks savideks. Kaoliniidirikas savi on tuntud rasvase savina. Tulekindlaks nimetatakse savi, mille sulamistemperatuur on üle 1700 °C. Eestis on levinuim alamkambriumi sinisavi. Eesti punakaspruunid savid on pärit devoni ajastust. Kohati on need savid raskestisulavad (sulamistemperatuurid 1340-1580 °C) Suhteliselt hiljuti mandrijääst väljasulanud ja jääpaisjärvedes settinud savid on viirsavid ja pärastjääaegsetes veekogudes settinud savid uhtsavid. Plastiliste savide tihenemisel ja neist vee väljapressimisel tekkinud savikat kivimit nimetatakse argiliidiks. Selliste hulka kuulub Põhja-Eesis esinev diktüoneemaargiliit ehk must põlevkivi.

Looduslikest vesilahustest võivad välja sadestuda mitmesugused soolad. Olemasolevate mineraalsete soolalainundite põhiallikaks on olnud merevesi. Sadestumine on toimunud ariidse (kuiva) kliimaga piirkondades merest eraldatud madalates laguunides ja lahtedes. Sellise lahe markantseks näiteks on Kara-Bogazi laht Kaspia meres. Kitsa väina kaudu voolab lahte juurde auramise veekadu kompenseeriv merevesi. Lahe vee soolsus ületab intensiivse auramise tõttu kuni 24 kordselt Kaspia mere enese soolsust. Põhjas sadestuvaid mineraalseid soolasid nimetatakse keemiliseks setendiks. Sellistest setenditest on looduses levinuimad kips ja anhüdriidid. Keemiliste setendite hulka kuulub ka allikalubi ja tõenäoliselt ka mingi osa lubjakividest. Keemiliste protsesside kõrval võivad setendite juures tähtsat osa mängida bioloogilised protsessid. Sel juhul räägitakse biokeemilistest setenditest. Neist on levinuimaks karbonaatsed settekivimid – lubjakivi, dolomiit ja mergel. Selliste kivimite koostises esineb suuremal hulgal mitmesuguste kunagiste organismide välisskelettide (karpide) osi. Lubjakivi koosneb valdavalt kaltsiidist. Puhtas lubjakivis on 56 % CaO ja 44 % CO_2 . Lubjakivid saavad tekkida nii mageveelistes kui soolaseveelistes veekogudes. Organismide

jäänuste arvuka esinemise korral niimetatakse lubjakivi organogeenseks ning lisatakse ka vastava fossiili nimetus. On olemas karplubjakivid, korall-lubjakivid jne. Looduses levinuim on ariidse vööndi soojades meredes kuni mõnesaja meetri sügavuses tekkinud merepõhja lubjakivi. Lubjakivide hulka kuuluvad ka kriit ja järvelubi.

Dolomiit on kõrvuti lubjakiviga laialt levinud settekivim. Enamus dolomiitidest on tekkinud lubjakivi dolomiidistumisel, lubjakivi struktuuri muutumisel. Mergel, mis sisaldab 25-50 % savikat materjali, on vahelüliks lubjakivi ja savi vahel. Mergel on samuti tekkinud meredes ja järvedes.

Mittekarbonaatsetest setenditest kuulub biokeemiliste hulka diatomiit. Välimuselt ja tekkelt sarnaneb see kriidiga, kuid koosneb lubivetikate asemel peamiselt ränivetikate kojakestest.

Peale anorgaaniliste setendite esineb looduses orgaanilisi setendeid, milliste tüüpilisteks esindajateks on turvas, pruunsüsi, kivisüsi ja ka põlevkivi. Turvas moodustab enamiku orgaaniliste setendite tekkimise algfaasi. Turvas tekib nii madal kui kõrgsoodes ja turbakihi paksused küünivad kohati kuni 10 meetrini. Turba värvus on tema botaanilisest koostisest ja kõdunemisastmest. Botaanilise koostise poolest eristatakse samblaturvast, tarnaturvast, pillirooturvast ja puuturvast. Kuiva turba koostises leidub 28-55 % süsinikku, 30-38 % hapnikku, umbes 5.5 % vesinikku ja 2 % lämmastikku. Peale selle esineb veel mineraalseid lisandeid. Nende tõttu kõigub turba tuhasisaldus mõnest protsendist mõnekümne protsendini. Turba süsinikusisaldus kasvab üldiselt turba kõdunemisastme kasvades.

Pruunsüsi on turba madalatemperatuurilise söestumise produkt. Tal on turbast suurem tihedus ja süsinikusisaldus, mis küünib 60-75 %. Pruunsöes puuduvad kõdunemata taimejäänused. Pruunsüsi tekib, kui turvas mattub savikate ja liivsavikate setete alla. Järkjärgult kaotab suhteliselt madalatel temperatuuridel (alla 70 °C) ja rõhkudel ladestunud turvas vee. Biokeemiliste protsesside toimel kasvab aegapidi massiühiku süsinikusisaldus ja kahaneb hapnikusisaldus. Turba söestumine on miljoneid aastaid kestev protsess.

Kivisüsi tekib pruunsöe jätkuval söestumisel juba kõrge-matel temperatuuridel (kuni 300 °C) ja rõhkudel, see tähendab sügavamal maapõues. Kivisöe süsinikusisaldus on 75-93 %. Eristatakse tuhmi ja läikivat sütt. Tuhm süsi on suurema tuhasisaldusega. Eriti kõva ja tugeva metallilise läikega sütt nimetatakse antratsiidiks. Antratsiidi tekketemperatuur on kuni 500 °C ja tema süsinikusisaldus küünib 98 %. Suur osa maailma kivisöest on tekkinud sooja ja niiske kliimaga Karboni ajastul.

Põlevkivi on kildalise ehitusega savikas või lubjakivirikas kildudena kergesti süttiv kivim. Ta esineb tavaliselt teistes settekivimites mõne sentimeetri kuni mõne meetri paksuste vahekihtidena. Kuumutamisel mõnesaja kraadini eralduvad põlevkivist gaasilised ja vedelad süsinikühendid. Eesti põlevkivi nimetatakse kukersiidiks Kukruse kohanime järgi, kus hakati põlevkivi kõige esmalt kaevandama. Seal esineb põlevkivi ordoviitsiumi ajastu lademe lubjakivides. Põlevat orgaanilist ainet, mis koosneb peamiselt ümmarguste mikrokoopiliste vetikate jäänustest, leidub põlevkivis keskmiselt 50 %.

Settekivimid tekivad litogeneesi kestvate ja komplitseeritud protsesside tulemusel. Sellesse tsüklisse kuulub settematerjali moodustumine mandrilistel kulutusladel, selle materjali järgnev kulutus ja looduslik sorteerimine kuni settimise ja kivimite tekkeni. Nimetatud protsesside uurimisega tegeleb kitsam teadusharu sedimentoloogia. Settimisjärgsetes maa-koort moodustavates protsessides ehk litogeneetilistes muutustes eristatakse kaht olulist staadiumi – diogeneesi ja katageneesi. Diogeneesi varasemat etappi süngeneesi käsitletakse sageli omaette staadiumina.

Süngeneesi (syn = samaaegne) füüsikalise-keemilised tingimused vastavad settimiskeskkonnas valitsenud tingimustele. Süngeneesi protsessid toimuvad settinud materjali ülemises 10-15 cm paksuses kihis, kus leidub piisavalt vett ja hapnikku. Selles happelise või neutraalse reaktsiooniga keskkonnas esineb ohtralt baktereid, millised lagundavad orgaanilist ainet ning oksüdeerivad sulfiidid sulfaatideks ja orgaanilise aine lagunemisel vabanenud ammoniaagi nitraatideks. Vasttekkinud ühendid ja varem olemasolevad aineosised reageerivad omavahel. Peale bakterite intensiivse tegevuse toimub selles kihis

ka aine ümberpaiknemine difusiooni teel. Bakterite tegevuse toime üheks näiteks on mineraalsete ainekogumite konkretsoonide teke. Bakterid ongi kontsentreerinud maailma kõige rikastatumad metallide maagid.

Diageneesi (ümberkujunemine) hilisemas järgus toimuvad protsessid juba pealt uute setetega kaetud kihtides. Lasuvate kihtide raskuse all sete tiheneb. Selles saavad tekkida hapnikuvaesemad ühendid. Toimub ümberkristalliseerumine ja koostisosade tsementeerumine. kiiremini kristalliseeruvad ümber peeneteralised ühtlase koostisega kergesti lahustuvatest ühenditest koosnevad setted. Lahustunud lubi ja räniühendid kristalliseeruvad välja setetes tsirkuleerivatest lahustest vastavalt sellele, kuidas tõuseb lahuse kontsentratsioon või eraldub CO₂. Niiviisi väljasadestuvad ühendid tsementeerivad setete poore. Tihenemine toimub ka lihtsalt raskusega vee välja pressimise tõttu.

Katageneesi protsesside alguseks on setted juba muutunud settekivimiteks, kuid kivimite kujunemisprotsess pole veel lõppenud. Settekivimite lõhedes ja poorides ringlevad põhjavesi ja gaasid, mis võivad põhjustada olulisi keemilisi muutusi. Katageneetilised protsessid on lubjakivide ümberkristalliseerumine, dolomitiseerumine ja ränistumine. Pealasuvate kihtide tõttu kasvavad kivimis rõhk ja temperatuur. Vähem püsivad mineraalid muunduvad nende toimel uute tingimustega paremini tasakaalus oleva struktuuriga mineraalideks. Selles suunas toimuvat protsesside jada nimetatakse progresseeruvaks katageneesiks. Maakoore osade kerkimise korral võib toimuda ka vastupidine regressiivne katagenees, mille käigus dolomiit võib muunduda taas lubjakiviks või anhüdriidist tekkida taas kips.

18. MOONDEKIVIMID

Piirkondades, mis pidevalt vajuvad, võib setendite paksus küündida üle 10 kilomeetri. Nende alumised kihid on siis suure rõhu all, millele geotermilise gradiendi tõttu lisandub veel kõrge temperatuur. Lisaks võib temperatuur tõusta veel kusagile lähedusse maakoore tunginud magma mõjul. Hüdrostaatiliselt rõhule võib lisanduda maakoore tektooniliste nihkumiste

tekitatud orienteeritud rõhk, mis kurrutuspiirkondades võib osutada üpris suureks. Sette- ja isegi tardkivimite ümberkujunemist muutunud füüsikalise-keemiliste tingimuste mõjul nimetatakse metamorfismiks (metamorphosis = muutus). Metamorfismi toimel tekkinud kivimeid nimetatakse moondekivimiteks ehk metamorfseteks kivimiteks. Mõningane ümberstruktureerimine toimus settekivimitega ka katageneesi käigus. Teguridki olid samad, kuid nende väärtused piirdusid leebemate diapasooneid. Moondekivimeid tekitav metamorfism toimub endogeensete jõudude mõjul ja põhjavee tsirkulatsiooni vööst sügavamal. Metamorfismi põhjustavad mitu samaaegselt mõjuvat tegurit – kõrge rõhk, kõrge temperatuur, lahuste ja gaaside sisaldus aines. Eristatakse mitmeid metamorfismi ehk moonde vorme.

Puutemoone ilmneb magma tungimisel maakoore ülemistesse kihtidesse. Magmakolde lähedaste kivimitega toimuvad muutused magmast eralduva soojuse ja magma keemilisel mõjul. Toimub kivimite ümberkristalliseerumine. Näiteks lubjakivid kristalliseeruvad termilise metamorfismi käigus ümber jämedateraliseks marmoriks. Loogiliselt kulgevad kivimis toimuvad protsessid temperatuurikontrastide vähendamise suunas. Temperatuuri tõustes hakkavad tekkima endotermilise reaktsiooniga ehk soojust neelavad mineraalid.

Pneumatoolüütilise metamorfismi korral tungivad magmakoldest ümbritsevate kivimite lõhedesse gaasid (Cl, F, B, H, CO₂) ja veeaur koos kerglenduvate oksiididega (K₂O, Na₂O), mis reageerides kivimites olemasolevate mineraalidega tekitavad neist uusi mineraale.

Hüdrotermiline metamorfism on põhjustatud kuumade mineraliseeritud vesilahuste mõjust magmakollet ümbritsevatele kivimitele. Kõrgel temperatuuril ja rõhul on vesi tugevam lahusti kui muidu. Liikudes mööda kivimi lõhesid võib selline vesi tekitada mitmete mineraalide, nagu kaltsiidi, kvartsi, fluoriidi ja sulfiidide sooni. Ka Eesti aluspõhja lubjakivides esinevad lõhed on sageli täitunud hüdrotermaalset päritolu kaltsiidirikka materjaliga. Kui lihtsalt termiline metamorfism ei muutnud kivimi keemilist koostist, siis pneumaatilise ja hüdrotermaalse metamorfismi käigus tuuakse neisse ühendeid

juurde või viiakse ära. Üldisemalt nimetatakse sellist nähtust metasomatoosiks.

Siirdemoondeks nimetatakse kivimite ümberpaigutamisega ja üldse nende mehaanilise mõjutamisega tekitatud struktuuri muutusi. Põhiosa neis muutustes etendab rõhk, mistõttu seda moondetüüpi nimetatakse ka dünamometamorfismiks ehk lihtsalt rõhumoondeks. Kuigi sellise moonde peapõhjuseks on tektoonilistest protsessidest genereeritud liikumine ei või jätta arvestamata ka kihtide mehaanilisel hõõrdumisel eralduvat soojust. Kivimite ümberstruktureerumist ja kildaliste tekstuuride teket põhjustab suunatud rõhk ehk stress. Kui kõrgemal domineerib moonde põhjusena temperatuur ja moone toimub üldiselt kooskõlalisel temperatuuriseadusega (kõrgema temperatuuri korral tekivad soojust neelavama struktuuriga mineraalid), siis suuremates sügavustes on domineeriv tegur hüdrosstaatiline rõhk. Rõhu seaduse järgi tekivad rõhu kasvades tihedama struktuuriga mineraalid. Suurtes sügavustes ilmneb kõrge temperatuuri ja rõhu ning keemiliselt aktiivsete lahuste samaaegse toime tulemusel suuri maakoore piirkondi haarav nn. regionaalne metamorfism, mida teisiti nimetatakse süvamoondeks.

Moondeprotsesse läbivate kivimite struktuuri ja metamorfismiprotsesside mitmekesisuse tõttu tekivad väga erinevad moondekivimid, mille klassifitseerimine on keerulisem kui tardkivimite ja settekivimite klassifitseerimine. Keemiline koostis aluskriteeriumiks ei kõlba, kuna samast lähtekoostisest võib tekkida väga erinevaid mineraale ja tekstuure. Pärast tugeva moonde toimumist ei õnnestugi alati lähtekivimit identifitseerida. Süstematiseerimisel tuginetakse põhiliselt moondeprotsesside iseloomule ja intensiivsusele. Klassifitseerimise üksusteks on kindlate rõhu ja temperatuuri vahemikega määratud termodünaamilised väljad ehk metamorfismifaatsiesed. Nendega vastavuses kujunevad kindlad mineraalikombinatsioonid. Esimese sellise klassifikatsiooni esitas 1921. a. soome geoloog Pentti Eelis Eskola (1883-1964). Tema klassifikatsiooni tuum on selles, et metamorfismifaatsiest moodustavad mineraaliassotsiatsioonid on antud metamorfismi tingimustes tasakaalu saavutanud süsteemid. Lähteprintsip on, et sama keemilise ja mineraalse koostisega kivimist kujuneb samades moondetingimustes alati üks ja sama mineraalide

assotsiatsioon. Moondekivimite nomenklatuur ehk sortiment ja klassifikatsiooni terminoloogia olid olemas enne moondeprotsesside tasakaalu aluste väljaselgitamist. Kivimite nimetused anti lähtuvalt tekstuuri makroskoopilistest tunnustest. Põhiliselt eristati kiltasid ja gneisse. Kiltasid iseloomustab mineraalide peenkihiline orientatsioon, mis tingib kivimi hõlpsa lõhenemise õhukesteks plaadikesteks. Gneissid on kvartsi või päevakivirikkad vöödilise struktuuriga moondekivimid.

19. EKSOGEENSED GEOLOOGILISED PROTSESSID

Maa sisejõududest põhjustatud geoloogilisi protsesse nimetatakse endogeenseteks, Maa välispinnal mõjuvatest jõududest genereeritud aga eksogeenseteks. Viimased on põhjuseks setendite ja settekivimite tekkimisele. Siin tuleb nende protsesside põhijoontest juttu veidi detailsemalt. Maa välispinnal mõjuvate jõudude tegevus jaguneb kõige laiemas plaanis kulutuse ehk denudatsiooniprotsesside ning kuhjumise ehk akumulatsiooniprotsesside vahel. Nagu mainitud, muudavad eksogeensed protsessid Maa välispinda tasasemaks. Kõiki protsesse, mis kujundavad maakoore välimust, kokku nimetatakse geoloogilisteks protsessideks. Looduslike jõudude kõrval osutub tänapäeval geoloogiliseks teguriks ka inimkond. Biosfäär on geoloogiliseks teguriks olnud oma tekkimisest alates. Mägede madalamaks muutmises võivad mingit osa etendada ka endogeensed protsessid, mis tulenevad sellest, et mägede all on maakoore paksem kui tasandike all. Seda olukorda nimetatakse isostaatiliseks tasakaaluks. Isostaasia tähendabki vertikaalsihis mõjuvate jõudude tasakaalu. Üldjuhul on keskmine rõhk maakoore mägede all suurem kui tasandike all. Selle toimel peaks toimuma massi liikumine omaenese raskuse tõttu kõrgmägedest nõlvadele ja edasi jalamile. Mäed laienevad ja lamenevad nendes kurrutusel salvestatud potentsiaalse energia ülejäägi mõjul.

Eksogeensed geoloogilised protsessid toimivad maakoore välispinnal maakoore vastasmõjus atmosfääri, hüdrosfääri ja biosfääriga. Jäikade kompaksete kivimite purustamise protsessi nimetatakse murenemiseks. Murenemises eristatakse mitmeid erinevaid tüüpe. Rabenemiseks nimetatakse kivimite

purustamise protsessi, mis toimub temperatuuri ööpäevaste ja sesoonsete kõikumiste toimel ning vee külmumise tõttu kivimi pragudes. Rabenemine toimub kiiremini temperatuuri järsuma muutumise korral. Et kivimite soojusjuhtivus on väike, siis kivimi välispind päeval soojenedes paisub. Sellest tingitud mehaanilised pinged põhjustavad kivimis lõhede tekkimist, kuna kivimi sisemuses soojenemist ja paisumist ei toimu. Öösel jällegi jahtub välispind rohkem kui seesmised kihid. Selline termiline rabenemine toimub eriti intensiivselt kuivas kliimas. Jahedama kliimaga regioonides kiirendab kivimite rabenemist kivimi lõhedesse tungiv ja neis külmuv vesi. Seda nimetatakse jäätumisrabenemiseks. Iga rabenemine toimub kiiremini siis, kui kivim koosneb erineva suuruse ja koostisega mineraalidest.

Porsumiseks nimetatakse kivimite murenemist vees ja õhus esineva hapniku ja süsinikdioksiidi mõjul ning elusorganismide bioloogilisel toimel. Porsumine toimub paralleelselt rabenemisega, kuid tema osatähtsus kasvab kivimi massi peenestudes. Rabenemise põhjuseks on füüsikalised, porsumisel valdavalt keemilised protsessid.

Lahustumine sõltub kivimi mineraalsest koostisest, vee keemilisest aktiivsusest ja temperatuurist. Lahustumist soodustab soe ja niiske kliima. Happelised vesilahused lahustavad Ca, Mg, Na ja Fe ühendeid. Leeliselised lahused võivad lahustada isegi kvartsi. Lahustumisega kaasnevat kergesti lahustuvate ühendite ärakannet nimetatakse leostumiseks. Leostumise tõttu tekivad kivimitesse augud ja koopad. Vesi võib lahustumise käigus ühineda veetute mineraalidega. Seda nimetatakse hüdratatsiooniks. Näiteks saab niiviisi hematiidist Fe_2O_3 limoniit $\text{Fe}_2\text{O}_3 + n \text{H}_2\text{O}$. Kihtides, mis asuvad põhjavee tasemest kõrgemal, toimub oksüdeerumine õhuhapniku ja vees lahustunud hapniku toimel. Oksüdeerumise tulemusena tekivad maakoore pealmistes kihtides püsivaimad mineraalid – oksiidid, sulfaadid ja karbonaadid. Sügavamal hapnikuvaeses keskkonnas toimub redutseerumine. Olulist osa etendab vees lahustunud CO_2 , mis koos veega moodustab süsihappe H_2CO_3 . Süsihappet ja orgaanilisi happeid produtseerivad ka mõned bioloogilised organismid, samblikud jt., et keemia abil oma juurtele kivimis ruumi teha. Vesilahuste toimel võivad

mineraalid laguneda lihtsamateks ühenditeks, mis omakorda lahustuvad vees ja reageerides moodustavad jälle uusi keemilisi ühendeid. Seda protsessi nimetatakse hüdrolüüsiks. Hüdrolüüsi vahendusel kantakse kergestilahustuvad ühendid ära, raskestilahustuvad aga jäävad paigale.

Tuul on oluline reljeefi kujundav ja murenemist soodustav tegur. Tuule toime on eriti tõhus kuiva õhu ja väheste sademete korral. Tuul haarab kuivast murenenud ainest kaasa peeni osakesi ja kannab neid mujale. Tuulekanne ehk deflatsioon tekitab kaljude jalamil tuulekandenõgusid. Tuulega kaasa viidud liiv lihvib kaljude pindu nagu liivapritts. Liiva kantakse põhiliselt edasi madalas õhukihis. Nii tekivad seenkaljud ja sambad. Kui tuul liigub piki kivimi pinnal paiknevaid süvendeid, siis põhjustab ta uurete ja ribilise mikroreljeefi kujunemist. Kõrbetes kulutab liiva kandev tuul läbi isegi telegraafipostid. Tuule kiirusest sõltub, kui suuri liivateri ta suudab lendu tõsta ja kaasa viia. Orkaan suudab kaasa viia isegi kive. Liiva edasikanne tuulega toimub enamasti kuni 20 m kõrgusel. Peent tolmu võib tuul tõsta ka palju kõrgemale. Saharast pärit tolmu jõuab 5-6 km kõrgusel isegi Lõuna-Ameerika kontinendile. Et selle regiooni valdavad tuuled (trade winds) puhuvad regulaarselt läände, siis on Atlandil Aafrika ranniku läheduses anomaalne piirkond, kus ka pilvitu ilmaga päikeseketas kaob horisondist 15° kõrgusel hägusse ning taevast on erakordselt hele. Tolmutormid kui nähtus on sageli tingitud järelmõtlematu inimtegevuse tagajärgedest.

Tekkekohal leiduvat purdmaterjali nimetatakse eluuviumiks. Eluuvium püsib kaldpindadel kaldenurkadega kuni 27-42 kraadi. Suuremate kaldenurkade korral veereb materjal mööda nõlvu alla. See võib vallandavate põhjuste olemasolul toimuda ka laviinina. Nõlvadelt varisenud eluuvium kuhjub nende jalamil rusukuhikute ehk kolluuviumina. Kui murenenud materjali kannavad jalamile ajutised vooluveed, siis nimetatakse kuhjunud materjali uhtekuhikuteks ehk deluuviumiks. Tuulega edasi kantud ja kuhjatud setteid nimetatakse tuuleseteteks ehk eolseteks seteteks. Eoolsetest setetest tuntuimad on luited. Eristatakse mandri- ja rannaluiteid. Rannaluited esinevad ka Eestis – Narva Jõesuus, Hääde-meestel, Laulasmaal ja mujal. Luide hakkab kuhjuma tuulega

edasiveeretatava liiva teele jääva takistuse, põõsa või rohututi juurde. Tihedama takistuse korral kuhjub liiv selle ette, hõredama takistuse korral selle taha. Põhjuseks on tuule kiiruse vähenemine takistusel. Meile lähimad rändluited paiknevad Kura säärel, kus neist enamus on kinnistatud mägi-mändide istutamiseega. Kõrbetes on valdavaks luidete tüübiks poolkuutaolised kaarluited ehk barhaanid kõrgusega kuni 40 m ja laiusega kuni 300 m. Barhaanid liituvad barhaaniahelikeks. Tuulekannet soodustab inimtegevus. Ülekarjatamise või liialt suurte mõõtmatega põldude rajamisega hävitatakse pinnast kinnistav looduslik taimestik. Kuival aastaajal panevad tuuled pinnase liikuma ning kannavad seda ära.

Vooluvete reljeefi kujundavas tegevuses eristatakse pinnaerosiooni, vooluteedel toimuvat lineaarset erosiooni ja akumulatiivset tegevust. Pinnaerosioon toimub vihmade ja lumesulamistevete toimel kallakpindadel. Vesi kannab mööda nõlva alla valgudes kaasas peeneteralit materjali ja uuristab madalamates kohtades nõlva. Toimub mulla, liiva ja savi kanne nõlva ülaosast jalamile. Lõuna-Eesti kõrgustike nõlvade jalamitele on sel moel pärast viimast jääaega kuhjunud kuni meetrine deluuviumikiht. Uusi pinnavorme erosioon tavaliselt ei tekita. Süvenevad künkaid liigestavad orud. Lineaarne erosioon tekitab uhteorge. Seda kergemini, mida kergemini töödeldav on pinnas. Jäärakute massiline teke on omane lössipinnasega aladele. Vooluvee reljeefi kujundav toime jõgedes sõltub vooluhulgast ja voolukiirusest. Voolukiiruse määrab voolusängi põhja kalle. Kaasaskantava materjali arvel tekib voolusängi juurde jõeorg. Looklev jõgi kujundab oru põhjale settetasandiku orulammi, mille äärde tekivad kaldavallid. Jõesängis voolav vesi uuristab põhja ja kaldaid. Küljeerosioon laiendab ja põhjaerosioon süvendab jõesängi. Põhjaerosiooni intensiivsuse määrab erosioonibaas. See on selle veekogu pinna nivoo, millesse jõgi voolab. Erosioonibaasist sügavamale jõgi oma sängi ei uurista. Kui erosioonibaas pikema aja jooksul ei muutu, siis kujuneb jõel sujuv ühtlane pikiprofiil. See läheneb tasakaaluprofiilile. Tasakaalu profiil tähendab, et jões on erosioon tasakaalus settimisega. Üldiselt on jõgede pikiprofiilid ülemjooksul järsemad ja alamjooksul laugemad. Sellest on ka erandeid. Paekaldalt langevatel Põhja-Eesti jõgedel on järsem

pikiprofiil just alamjooksul. Maapinna kerkimise või vajumise tõttu muutub erosioonibaas ja jõed kas pikenevad või lühenevad. Peipsi ja Võrtsjärve lõunaosad vajuvad ning Suur-Emajõe ja Väike-Emajõe erosioonibaasid tõusevad. Jõed ise lühenevad. Lääne-Eestis, kus maa kerkib, jõed jällegi pikenevad. Kärestikeks nimetatakse jõe naaberlõikudest suurema kaldega pikiprofiili osi, millistel vool on kiirem. Kärestikul on jõe põhi kivisem, kuna peenema settematerjali kannab kiirem vool ära. Seda kivisemat settematerjali nimetatakse perluuviumiks. Kosk on suure languse ja kiire vooluga jõelõik. Juga on järsk vee langus jõesängi pikiprofiili astangult. Kosed ja joad võivad moodustada kaskaade. Maailma suurima 1054 m langusega juga on Angeli juga Guajaana mägisemaal Churuni jõel. Maailma teine on 933 m kõrgune Tugala juga Lõuna-Aafrikas ja kolmas 866 m kõrgune Belbefossi juga Norras. Maailma võimsaimad joad on 120 m kõrgune Victoria juga Sambesi jõel, 84 m kõrgune Paulo Alfonso juga Brasiilias ja turistidele vahest kättesaadavaim 48 m kõrgune Niagara juga. Eesti kõrgeimaks on Valaste juga, kuid see pole päris looduslik. Kõrgeim looduslik on 8 m kõrgune Jägala juga.

Looduses järgib voolav vesi reljeefi madalamaid kohti. Nii kujunevad pinnases looklevad voolusängid. Algstaadiumis teeb looked kaasa kogu org. Neid nimetatakse siis orulooneteks ehk orumeandriteks. Aja jooksul uuristab külgerosioon ära loogetevahelised kõrgemad osad ning looklema jääb ainult voolusäng. neid lookeid nimetatakse sängiloogeteks ehk sängimeandriteks. Põhja ja külgerosioon põhjustavad mitut tüüpi jõeorgude kujunemist. Erinevatel lõikudel on erinevat tüüpi ka ühe ja sama jõe org. Jõgesid toidavad veega nende valgala. Looduslik vooluvete süsteem kuivendab valgala optimaalsel viisil. See vooluvete süsteem koosneb peajõest ja puuokstena hargnevast lisajõgede võrgust. Selgub, et peajõe pikkuse ja valgala pindala vahel kehtib universaalne seos $L = A^{0.6}$, kus L on peajõe pikkus ja A valgala pindala. Jõe pikkuse kasvades tema valgala kitseneb. Looduses kujuneb vooluvete võrk vastavuses energiakulu miinimumi printsiibile. Vesi voolab allamäge mööda kõige järsumat kättesaadavat nõlva. Selliselt kujuneb aja jooksul minimaalne võimalik energiakulu kogu süsteemis, võrdne energiakulu valgala pindalaühiku kohta ja minimaalne

energiakulu ka igas võrgu ühenduspunktis. Seda olukorda väljendab Hack'i seadus $E = SL_i A_i^{0.5}$. Vooluvõrkusid mudel-leritakse käesoleval ajal lähtuvalt fraktaalgeomeetriast. Tahke materjali transporti kirjeldatakse difusioonivõrrandiga. Jõgede-võrgud on tihedamad mägedes ja aladel, kus sademed on auramise ees suuremas ülekaalus. Höredaim vooluvete võrk esi-neb ariidsetel tasandikel. Enamus vooluvetest suubub ookeani-desse, seejuures 53 % Atlandi ookeani ja Põhja-Jäämerre.

Kaasajal on vooluveed üheks tähtsaimaks reljeefi kujun-davaks jõuks. Eriti mastaapsed on jõeorud kõrge kerkiva maapinnaga regioonides. Tiibetis leidub 4 km sügavusi jõe-orgusid. Rohkem kui kilomeetri sügavusi orgusid leidub Himaalajas, Pamiiris, Andides ning isegi Balkani ja Kaukasuse mägedes. Peale vooluga kaasaskantava materjali settimise jõelammidel ja jõesängi osades toimub suure mahuga settimine jõgede suudmetes, kus alluviaalseted kogunevad lehvikukujulise deltana. Jõe delta on tekkimisjärgus tasandik. Delta arenedes tekib madalmerest maismaa. Sellisel teel on tekkinud maailma suurimad tasandikud – Amazoonase madalik, Suur Hiina tasandik, Gangese madalik, Madalmaad jne. Kaasajal kannab kõige enam setteid Huanghe jõgi. Mitme maailma suurema jõe deltad ületavad pindalalt Eestit.

Maismaast 1.8 % on järvede all. Kõik looduslikud järved kokku mahutavad 230 000 km³ vett, sellest ainuüksi Baikali järv 23 600 km³. Keskmiselt esineb rohkem järvi niiske kliimaga aladel. Järvede süvendid on tekkinud mitmel viisil. Osa neist on varasemate ookeanide reliktised osad. Enamus järvi on tekkinud mandri vete kogunemisest mitmel viisil moodustunud süvenditesse. Suurimad järvesüvendid on tektoonilise päritoluga, tekkinud Maa sisemusest lähtuvate jõudude toimel. Sellised on Baikali, Laadoga, Oneega, Issök-Kul, Ameerika Suure Järvistu järved, Njassa, Tanganjika, Loch Ness. Endistes vulkaanikraatrites ja kaldeerades esinevad vulkaanilised järvesüvendid. Eesti järvede süvendid on tekitatud mandrijää toimel, välja arvatud meteoriidi kraater Kaali järv. Kuigi järvede süvendite tekkes ei mängi eksogeensed protsessid sageli olulist osa, on järved eksogeensete protses-sidega transporditava materjali setebasseinideks.

Vähemalt 2.4 % maismaast on kaetud soodega. Olemas-olevatest soodest 50 % paikneb Aasias, 20 % Euroopas ja 18 % Ameerikas. Aafrikas ja Austraalias on soid suhteliselt vähem. Sood tekivad kas madalate veekogude või tasandikulise maismaa soostumisel. Soode tekkimise tingimuseks on orgaa-nilise aine turba ladestumine. Selle aine juurdekasvu tempo peab ületama mineraliseerumise kaudu toimuva lagunemise tempot. Materjal ei mineraliseeru, kui ta on vee sees. Sood jagunevad madalsoodeks, siirdesoodeks ja kõrgsoodeks ehk rabadeks. Madalsood on domineerivad kuiva kliima regioonides, kus nad tekivad eriti jõgede deltades. Esinevad jõgede suud-metes ka parasvöötme ja subboreaalses kliimas. Kõrgsood domineerivad niiske kliima aladel. Siirdesood on ülemineku-etapiks madalsoo ja kõrgsoo vahel regioonides, kus selline üleminek saab toimuda. Lääne-Siberi madlikust moodustavad sood 70 %. Eestis katavad sood 21.5 % pindalast. Neist on 57 % madalsood, 12 % siirdesood ja 31 % rabad. Eesti sood on hakanud tekkima varsti pärast viimase jääaja lõppu. Vanimate turbakihtide vanus küünib 10 000 aastani. Suur osa Eesti soodest on tekkinud järvede kinnikasvamisel. Järvede arengut mõjutavad temasse kantavate setete hulk ja taimestiku kasvu intensiivsus. Kui sügavus kasvab sujuvalt järve keskosa suunas, siis ilmnevad järve taimestikus selgelt eristatavad vööndid. Kuni 1 m sügavuses vees kasvavad tarnad, konnarohi ja vesitulikas, 2-3 meetrises vees on kõrkjate ja pilliroo vöönd. Veel sügavamal levivad vesiroosid ja ujuvad penikeeled, millel on olemas nii ujuvad kui veealusel lehed. Veel kaugemal kasvavad täiesti veealusel taimed ja teatud sügavusest alates ainult vetikad. Nii vetikad kui taimede jäänused langevad pärast elutegevuse lõppu põhja. Nende aeroobsel ja anaeroobsel lagunemisel tekib seal muda. Järv jääb madalamaks ning kõik kasvuvööndid nihkuvad keskosa suunas. Rohke väetamine suurendab bioproduktiooni ja kiirendab järve kinnikasvamist. Kinnikasvanud järvest saab soo. See on veest küllastunud maismaa, kuhu kogunevad surnud taimejäänused muutuvad turbaks. Esialgu kasvab kinnikasvanud järvest tekkinud soos madalsoo kooslus, kuna vesi on veel toitainerikas. Seda kooslust iseloomustavad rohttaimed ja lehtpuud. Edasise muutumise käigus läheb see üle siirdesoo koosluseks, mis

tähendab rabataimede ja mändide ilmumist seniste liikide sekka. Edasi hakkavad rabataimed, turbasamblad ja osalt tarnad, domineerima. Raba sisemusse ei jõua väljast mineraalsed toiteained peaaegu üldse ja nende pidev vähene-mine ongi koosluse muutumise põhjus. Päriskarst raba taimed lepivad vaid sademete toodud mineraalainetega. Turbakiht kasvab raba keskel kiiremini ja tekib ümbritsevast maapinnast mitme meetri võrra kõrgemale kerkiv turbakühm. Raba on sel määral isereguleeruv süsteem, et tema eksisteerimine sõltub ümbritsevast maastikust vähe. Turbasoos asuvad taimede juured turba sees. Rohusoodes (madalsood) aga ulatuvad nad läbi veekihi mineraalsesse pinnasesse.

Üheks maapinna väliskihte kujundavaks teguriks on karsti nähtus. Kui vettpidavad kihid maakoos ei paikne rangelt horisontaalselt, siis hakkab nendeni ülalt jõudnud vesi liikuma vastavalt kaldele. Kuna kivimites leiduvad poorid on väikese läbimõõduga, siis mehaaniliselt saab põhjavesi kaasas kanda vaid peeni saviosakesi ja väga peent liiva. Teine võimalik moodus ainet veega edasi kanda on teha seda lahustunud kujul. Kivimite aine mehaanilist ja lahustunud kujul edasikannet põhjaveega nimetatakse sufosiooniks. Suur on põhjavee geoloogiline toime seal, kus ta läbib kergesti lahustuvaid kivimeid nagu kivisool, lubjakivi või kips. Karst on looduses ulatuslikult esinev nähtus, mis mingites vormides haarab kuni kolmandikku maismaast. Karsti aladel kujunevad maapealsed ja maaalused karstivormid. Maapealsed vormid on seoses langatusega ning nendeks on lohud, lehtrid, umborud, õõned, karstikaevud ja karstiõhtid. Maaalusteks vormideks on kavernid, koopad, kanalid, käigud ja muud tühimikud. Sellistes õõnsustes võivad koguni voolata jõed ja asuda järved. Karsti-tühemikesse on mahutatud suur osa põhjavee varudest. Karstiallikate kaudu toimub selle põhjavee väljavool maapinnale. Neist toituvad isegi suurte jõgede ülemjooksud. Lubjarikaste allikate väljumiskohas toimub rõhu vähenemise ja temperatuuri tõusu tõttu veest CO₂ eraldumine ja kaltsiumkarbonaadi teke. Sadestudes moodustab viimane allikalubja lasundeid. Eestis katab selliseid lasundeid sageli õhuke turbakiht ja kohati vaheldub mitu kihti. Arengu algjärgus tekib

karst vaid karstuvate kivimite pinnal, kus sademete vesi tekitab korrapäratuid uurdeid karrisid. Järgnevalt arenevad karstinähtused maapinna ja vettpidava kihi vahel. Vesi valgub mööda lõhesid ja laiendab neid lahustades seinu. Aja jooksul saavad lõhedest nõod ja lehtrid, mis veel edaspidi liituvad suuremateks nõgudeks. Kui nõgude põhjad jõuavad liikumatu põhjavee nivoooni, siis edasine vertikaalne vete liikumine lakkab ja ülekaalu saavutab horisontaalsuunaline toime. Kui maakoore kerkimise tõttu jõuab karstumine allapoole esimest vettpidavat kihti, siis jätkub protsess järgmise kihi kohal. Karstikoopaid on maailma paljudes kohtades. Suurim koobastik asub Põhja-Ameerikas Kentucki osariigis ja selles on 288 km käike. Euroopa suurimaks on Hüllochi koobastik Schweitzi Alpides 129.5 km käikudega. Eestis on enim karstunud kohaks Pandivere kõrgustik. Selle keskosas jõed puuduvad ning sademed valguvad maa sisse ja väljuvad allikatena kõrgustiku nõlvadel, kust saavad alguse Pärnu, Jägala, Põltsamaa, Pedja jt. jõed. Eesti karstivormide seas on lõhede ja karride kõrval levinud lehtri või liua kujulised kurisud. Kuivajõgi ja Jõelähtme jõgi kaovadki selliste kurisute kaudu maa sisse ja moodustavad teatavates lõikudes maaalused jõed. Tuntuim Eesti karstiväli on Kostivere karstiväli. Karstikoopaid on Eestis 24. Need kujutavad endast kuni 7 m sügavusel paiknevaid karstitunnelleid või grotte.

Murrutus ehk abrasioon on maismaa purustamine murrutuse toimele, mis leiab aset neis kohtades kus rannanõlv on järsk ja vesi ulatub päris rannani. Puudub vahepealne madala mere puhvertsoon. Murrutuse tagajärjel tekivad murrutusjärsakud ja murrutuskoopad. Purustatud kivim settib merre ja sellest tekib aja jooksul murrutustasandik. Kui ei toimu rannajärsaku pidevat tektoonilist kerkimist, siis ta lamendub aja jooksul. Kui rannik vajub, siis saavad järjest kõrgemad osad lainetusele kättesaadavaks ja astang liigub maismaa suunas. Kõige tugevamini avaldub murrutus merre ulatuvatel neemedel. Murrutatud materjali kuhjumine toimub neemede vahelistes lahtedes. Kogu protsesside tsükkel viib rannajoone õgvendumise suunas. Ka Eesti rannik kui suhteliselt noor muutub järjest sirgemaks. Põhja-Eesti paekalda astang on tekkinud peamiselt murrutuse tagajärjel. Astang on veepiirist

kaugemale jäänud maa kerkimise tõttu. Laugel rannikul on ülekaalus mere kuhjav toime. Mõõdukas lainetus veeretab setteid ranna suhtes edasi-tagasi. Tormi ajal paiskab lainetus setteid kaugemale rannale ja kuhjab neid vallideks. Nõrgem lainetus tekitab veeluseid valle ja muudab madala merepõhja laineliseks. Piki randa tuulte ja hoovustega edasikantavast materjalist moodustuvad maasääred nagu Kura säär. Need eraldavad lahtede osi või terveid lahtesid laguunideks.

Vastavalt materjali päritolule ja tekkeprotsessile eristatakse meresetete tüüpe. Vastavalt mere sügavusele eristuvad rannikumere ehk litoraalse vööndi setted, šelfi setted, mandrinõlva setted ja süvamere setted. Litoraalsele vööndile ja šelfile on iseloomulikud mandrilt pärit ehk terrigeensed setted – liivad, savid ja aleuriidid. Selliseid setteid esineb mõnel määral isegi mandrinõlvadel. Tekke alusel eristatakse peale kivimite murenemise produktide veel biogeenset komponenti molluskite kodade, karbipoolmete ja lubivetikate näol. Samuti eristatakse jõgedega mandritelt toodud soolade lahustest tekkinud keemilisi setteid ja vulkanogeenset settematerjali. Viimast leidub vulkaaniliste saarte lähikonnas. Tugevate pursete korral satub settematerjal allikast üsna kaugemale. Edasi kannavad seda ka hoovused.

20. MANDRIJÄÄTUMISE JA JÄÄLIUSTIKE TOIME

Jääliustike moodustumiseks on vaja, et lumena langevate sademete kogus oleks tekkiva sulavee suhtes ülekaalus. Piiri, millest kõrgemal sajab lund võimalikust veekaost rohkem ja allpool vähem, nimetatakse kliimaatiliseks lumepiiriks. Looduses püsib see lumepiir boreaalsel laiuskraadidel merepinna taseme lähedal, ekvaatoril on aga kuni 6400 m kõrgusel. Eri suundades paiknevatel nõlvadel on lumepiiri kõrgus erinev, sõltuvalt sademetest ja tegelikust pealelangevast energiast. Reljeefist sõltuvat lumepiiri nimetatakse orograafiliseks lumepiiriks. Lumepiirist kõrgemale jäävate alade kliimat kutsutakse nivaalseks kliimaks. Atmosfääri kihte, millistes tahkete sademete tekkimise tingimused on sulamise ja auramise (sublimatsiooni) ees ülekaalus, nimetatakse kionosfääriks. Kionosfääri jäävatel nõlvadel ning ka tasastel ja nõgusatel aladel

kogunevad suured lumemassid. Nõgusatesse ja tasastesse kohtadesse kannavad lund lisaks sadamisele laviinid.

Lumi tiheneb pealmiste kihtide raskuse all mingil sügavusel sömerlumeks ehk firniks. Tihenemist soodustavad külmuv sulavesi ning vihmavesi. Orienteeruvalt 100 m sügavusel tiheneb mass sedavõrd, et õhku juhtivad poorid kaovad. Firnist saab jää. Jää osutub seda plastilisemaks mida suurema rõhu all ta on ja mida lähemal on tema temperatuur sulamistemperatuurile. Teatava kriitilise paksuse korral hakkab kallakul paiknev jäämass liikuma ning moodustab liustiku. See kriitiline paksus sõltub kallaku iseloomust ja jää temperatuurist. Liustike liikumiskiirused on kümnetest meetritest kuni sadade meetriteni aastas. Maailma jääliustike ja igilumega kaetud alade kogupindala on praegu 16.3 milj. km², ehk 11 % maismaa pinnast. Seoses kliima võimaliku muutumisega on liustikud erilise jälgimise all. Rahvusvaheline kliima monitooringu süsteem peab liustike kataloogi ja registreerib nende pindala muutusi.

Eristatakse mandrijäätumist nagu see kaasajal esineb Antarktikas ja Gröönimaal ning väiksemate mastaapidega mäestikujäätumist. Antarktika jääkilbi paksus ületab kohati 4000 m. Gröönimaa jääkilbi paksus piirdub paari kilomeetriga. Mandrijäätumine katab kõik maapinna ebatasasused ning moodustab ühtlase kergelt kumera kupli. Jääkatte maapinna reljeefi kujundav toime ulatub kogu jäänud alale ja sulamisvete kaudu ka sellega piirnevatele aladele. Praegu mandrijääga kaetud alade vahetus naabruses ei ole maismaad. Minevikus olnud jääaegadel on jääga kaetud alad moodustanud osa mandrist ja jää toime jäljed on siiani säilinud. Jää avaldab reljeefile purustav-kulutavat toimet ehk eksaratsiooni ja kuhjavat toimet ehk akumulatsiooni. Jäätumiskeskme läheduses on ülekaalus kulutav toime, jää serva läheduses akumulatsioon. Jää sulamisel mahajäänud setteid nimetatakse glatsiaalseteks ehk liustikuseteteks. Erinevalt veest võib jää tagant pealepressiva jäämassi survele liikuda isegi üle kõrgustike. Liigestatud aluspinna korral on jää kulutav tegevus suurem. Jäässe külmunud rahnud ja pankad toimivad superjämeda liivapaberina – kraabivad alla jäävatele kivimitele kriime ja lihvivad neid siledamaks. Jääkriimud on mõne

millimeetri kuni mõne sentimeetri sügavused uurded kivimite pinnal ja need näitavad jää liikumise suunda. Silekaljud ehk oinapead on jää poolt siledaks kulutatud paarikümne meetri kõrgused üle 100 m küündivate läbimõõtudega künkad, mille jääpoolne nõlv on lauge, vastasnõlv aga suhteliselt järsk ja ebatasane. Esinevad enamasti rühmiti ja mere poolt üleujutatuna moodustavad skäärsaarestikke. Kaljuvoored on mitme kilomeetri pikkused ja mõnekümne meetri laiused voolujoonelised seljakud teljega jää liikumise suunas. Kulutusnõod on jää süvendatud ovaalsed suletud nõod. Kulutusvagumused on pikemad avatud otstega orulaadsed jää kulutatud nõod, milledes tavaliselt paiknevad järved. Kõiki nimetatud pinnavorme võib leida Soomes ja Skandinaavias.

Aluspinnast lahti kraabitud materjali kannab liustik kaasas kuni see välja sulab. Liustiku servaalal moodustuvad settekuhjatised küngaste, vallide ja lainjate tasandikena. Jääga kaasatoodud sorteerimata settematerjali nimetatakse moreeniks. Moreentasandikud on liivsavise pinnakattega uued tasandikud seniste tasandikuliste pinnavormide peal. Eestis küünib moreenist pinnakatte paksus 10 meetrini. Enamasti on moreentasandike pind laineline ja suhtelised kõrgused ei kõigu sellel eriti üle 10 meetri. Moreentasandike kohale kerkib lamedaservalisi künkaid, mille kohal on paksem moreenikiht. Otsamoreenid on tekkinud liustiku eesmisel serval ja nad moodustavad ebasümmeetrilisi valle. Vastu jääd olnud vall on järsk ja vastasnõlv lauge. Eestis ei ületa otsamoreeni vallide kõrgus 15 m. Pikkus võib küündida mitmekümne kilomeetrini. Mitmes mõttes kuulsad Vaivara Sinimäed on otsamoreen, mille küngaste tuumiku moodustavad paekaldast jääga lahtimurtud paekivi pangad. Väimela lähistel leidub liivakivist tuumaga moreenkünkaid. Voored on tekkinud jääserva eesmise osa all. Jää on nad vorminud voolujoonelisteks piklik-ovaalseteks seljakuteks. Voorte jääpoolsed otsad on kõrgemad. Voorte kõrgused küünivad 40 meetrini. Nende vahel olevates nõgudes paiknevad järved. Neist Saadjärv on kuni 25 m sügav. Jää sulamisvetest on tingitud liustikujõelised ehk fluovioglaatsiaalsed pinnavormid. Uuristatud vormideks on ürgorud, kuhjevormideks aga oosid, mõhnad, sandurid ja fluovioglaatsiaalsed deltad. Oosid on suhteliselt kõrged (Eestis kuni 35 m) ja pikad

vallseljakud, mis koosnevad vooluvetest settinud liivadest, kruusadest ja veeristest. Oosid on tekkinud jääserva lõhedes, jääsisestes tunnelites ja jää pinnal olnud voolusängides ning oma lõpliku kuju saanud pärast jää sulamist. Nõlvad võivad olla järsud. Oosid moodustavad oosiahelikke nagu Porkuni-Neeruti ahelik. Fluovioglaatsiaalsed mõhnad on jää sulamisvee setteist korrapäratu kujuga künkad ja künnised, mis on tekkinud seismajäänud liustiku servas sulamisvee liikumise kaudu jääpankade vahelistes lõhedes. Sandurid on kallakud või lainjad kruusa ja liiva tasandikud, mis on tekkinud jääst eemale kantud ja kihiliselt settinud setetest. Nõgudes ja orgudes kuhjunud setetest sandureid nimetatakse vastavalt nõo- ja orusanduriteks. Materjali koostiselt on sandurite sarnased fluovioglaatsiaalsed deltad. Nende deltade setted on sadestunud jääjärvedes, mitte kuival maal nagu sandurite setted. Jääsulamisvetest järvedes on kujunenud ka teised jääjärvelised ehk limnoglatsiaalsed pinnavormid, sealhulgas abrasiooninõlvad nagu mererannal. Eestis leidub neid Peipsi nõo kunagistel piiridel.

Mäestikujäätumiste reljeefi ümberkujundamise tagajärgedes domineerivad nõgusad kulutusvormid, millede vahele jäävad teravate harjadega kõrgendikud. Kaarid ehk orvandid on järskude veerudega süvendid mäenõlvadel. Kaari avatud külge lahutab allolevast orust tavaliselt astang, mis tähistab kunagise liustikukeele kaugeimat punkti. Kaaride vahele jäävad teravad tipud karlingud. Ruhiorud on jääst süvendatud U-kujulise profiiliga moldorud, endised sälkorud. Tsirkusorud kui kunagiste oruliustike väljumiskohad on suured järsuveerelised laiendid ruhiorgude lähedal.

Jäätumisega on seotud ka igikelts ehk püsivalt külmunud olekus maakoos. Igikelts ulatub kohati kuni 600 m sügavuseni. Keltsa teket ja püsimist soodustab madal talvine temperatuur, õhuke lumikate ning kivimite jämedateralisus ja poorsus. Vesi on igikeltsas täielikult või osaliselt jäätunud. Ka keltsas toimub mitmeid reljeefi kujundavaid protsesse. Suvel on väga levinud maavoole ehk solifluktsioon. Pinnase pealne kiht muutub püdelaks ja hakkab kallaku pinna korral allamäge liikuma. See on üks reljeefi tasandamise, orgude ja nõgude täitmise looduslike protsesse. Termokarst on pinnase sissevajumine

maasisese jääpanga sulamise tagajärjel. Esineb sageli Jakuutias, Alaskal ja Tšuktši poolsaarel. Tegelikult on termokarst ebakarst, kuna kivimite lahustumist ei toimu. Termokarsti tõttu tekivad nõod ja lohud. Paljudel juhtudel on termokarst tekkinud hoonete alla. Külmalõhed tekivad vee sulamise ja külmumise tõttu aastaegade vaheldudes. Külmalõhesid täidab peeneteraline purdmaterjal, mis on taimedele soodsaks kasvupinnaseks. Igikelts ei lase jõgede vett pinnasesse imbuda. Jõgede jää kummub hüdrostaatilise rõhu toimel küngastena üles ja vesi voolab jääle ning muudab külmudes seda järjest paksemaks.

21. TEKTOONILISTE LIIKUMISTE AVALDUMISVORMID

Globaalse mastaabiga laamtektoonika kui makrofaktori kõrval on reljeefi ja maakoore struktuuri kujundamisel tähtis osa tektooniliste (tektonos = loov) liikumiste väiksematel mastaapidel. Laamtektoonika tekitatud põhiline liikumine läbib kogu maakoort. Teised tektoonilised liikumised piirduvad vaid osaga maakoore kogupaksusest. Osa neist liikumistest piirdub üksnes maakoore pindmiste kihtidega, põhjustades seal kivimikihtide ja massiivide ümberpaigutust ehk dislokatsioone. Eesti keeles nimetatakse selliseid kihistusse tekitatud muutusi ka geoloogilisteks riketeks. Kõige ilmsemalt avalduvad selliste protsesside tagajärjed kihilistes sette kivimites. Häirimata settekivimite kihid paiknevad ülestikku kindlas järjestuses. Sellise kihistuse alumist kihti nimetatakse lamamiks, ülemist aga lasumiks. Kihtide asendit maakoores teiste kihtide suhtes kirjeldatakse lasumuselementide kaudu. Kihi asend maakoores määratakse kahe suuna ja ühe nurgaga. Selleks kasutatakse mäekompassi, millel asimuudi nurga lugemine käib erinevalt tavalisest vastupidi kellaosuti liikumissuunale. Kihtide paksust määratakse kihtide pindadega ristsihis. Kihi kaldenurk on nurk kihi pinna ja horisontaalse pinna vahel. Kihi kallaku suunaks on suurima kallaku suund. Kihi rõhtsihiks on kivimikihi pinna lõikejoon horisontalpinnaga, mis määratakse vastava asimuudinurgaga.

Maakoores toimuvad liikumised jagatakse kõikuvliikumisteks, kurrutusliikumisteks ja murrangliikumisteks. Kõikuv-

liikumisi põhjustavad jõud mõjuvad vertikaalsihis, kurrutusliikumisi põhjustavad jõud horisontaalsihis. Murrangliikumistes toimivad mõlemad jõud mitmesugustes omavahelistes proportsioonides. Tektooniliste liikumiste tõttu tekivad kerke- ja langatusalad, nõod ja künkad, kurrud ja rebendrikked. Eristatakse nüüdisaegseid, uusimaid ja vanu tektoonilisi liikumisi. Nüüdisaegseteks loetakse ajaloolisel ajal toimunud tektoonilisi liikumisi, uusimateks kvaternaaris (kuni paar miljonit aastat tagasi) ja neogeenis (kuni 27 miljonit aastat tagasi) toimunud liikumisi. Nendest kahest koos kõneldakse kui neotektoonilistest liikumistest.

Maakoore kõikuvliikumised on suuri maakoore piirkondi haaravad kerkimised või vajumised. Nende amplituud tektooniliselt aktiivsetes piirkondades ulatub mõnest millimeetrist mõne sentimeetrini aastas. Varem tehti kõikuvliikumisi kindlaks regulaarselt korratavate geodeetiliste täppisnivelleerimistega. Praegu on satelliitide vahendusel maapinna kõrgust võimalik mõõta sellise täpsusega, et korduvnivelleerimine on kaotanud mõtte. Suurem osa Eestist asub Fennoskandia jääajajärgse kerkimise tsoonis. Selle kerkeala kese asub Botnia lahe kohal, kus maapind praegu kerkib kuni 1 cm/aastas. Eesti piirides küünib maksimaalne kerkimine 2.8 mm/aastas. Kerkimise samas tempos jätkudes peaksid Saaremaa, Hiiumaa ja Muhu olema umbes 4000 aasta pärast liitunud mandriga ja omavahel. Pärast jääaega on Eesti territoorium kerkinud 20-30 meetrit. Kõige selgemini on see jälgitav rannajoone muutumise jälgede kaudu. Rannajoone taandumist mere suunas nimetatakse regressiooniks (mitte statistikas käibiv regressioon!) ja mere tungimist sisemaa suunas transgressiooniks. Kumbagi nähtust võib tektoonilise kõikuvliikumise kõrval tekitada ka ookeani taseme muutus, kas siis ookeanides oleva vee hulga muutudes (jäätumine ja jää sulamine) või ookeani põhjareljeefi muutudes. Selliseid kõikumisi nimetatakse eustaatilisteks. Kerkivliikumised esinevad Skandinaavia kõrval ka Euroopa subarktiliste laiuskraadide teistes paikades – Islandil ja Šoti maal. Vajuvateks aladeks on Holland ja osa Belgiast. Rannajoone muutumine vajumise või kerkimise tõttu võib selgesti avalduda isegi ühe inimpõlve jooksul. Pikemas plaanis võib samas paigas kerkimine korduvalt asenduda vajumisega ja

vastupidi. Näiteks Hersonesose linn oli 6 sajandit vee all ja kerkis siis jällegi kuivale. Sama saatusega linnu leidub Musta ja Vahemere piirkonnas teisigi. Mandrilise tekkega looduslikke pinnavorme leidub merepõhjas ja kunagist merepõhja kuival.

Kurrutumise all mõistetakse maakoore kivimikihtide laine- taolist paindumist ilma nende pidevuse katkemiseta. Selline plastiline deformatsioon tekib suures sügavuses, kus kivimid on kõrge rõhu ja kõrge temperatuuri tõttu paindumiseks piisavalt plastised. Kurdusid tekitavaid maasiseseid horisontaaljõude põhjustavad suure paksusega settekivimite massiivide vajumised või kerkimised. Kumeraid kurdusid nimetatakse antiklinaalideks ja vaondeid sünkliinaalideks. Kurdudega võib toimuda ka murdlainetuse sarnane ülekaldumine, mis pöörab antud paigas maakoore kihistuse segi. Vanemad kihid võivad nii sattuda nooremate peale ja kogu kihistuse lahtimõtestamine tekitada palju peamurdmist. Piirkondi, millistes kurrutused toimuvad, nimetatakse geosünkliinaalideks. Geosünkliinaali ehk horisontaaljõudude toime piirkonnas toimub kurrutus tavaliselt ebahühtlaselt, kord intensiivsemalt, kord nõrgemini. Sellele vastavalt eristatakse kurrutusfaase. Kurrutusele järgneb tavaliselt maapinna kerkimine ja mäestike teke.

Settekivimite vertikaalsetest profiilidest saadud andmed viitavad maakoore globaalse mastaabiga kurrutuse tsükli- lisusele. Eristatakse viit suuremat kurrutustsükli- lit. Loogiliselt on sellised maapinna mahukast kerkimisest ja vajumisest genereeritud kurrutused tingitud vahevöö kihistust stabili- seeriva konvektsiooni ümberhäälestusest. Viis kurrutust on sellised, mida saab faktide varal piisavalt põhjalikult jälgida. On vihjeid ka veel varasemate kurrutustele, kuid nende jälgimiseks vajalikest faktidest on säilinud liiga vähe. Viiest detailideni jälgitavast kurrutusest vanim Baikali kurrutus toimus põhilises osas juba enne Vanaaegkonna algust. Sellest on tekitatud Baikalmäestikud ja Adelaide mäed Aust- raalias. Vanaaegkonna alguspoolel toimunud Kaledoonia kurru- tusest pärinevad Skandinaavia ja Šotimaa mäestikud ning Apalatside põhjaosa. Kaledoonia kurrutuse käigus on tekkinud ka Altai ja Sajaanid ning osa Tjan-Šani. Vanaaegkonna lõpul toimunud Hertsiüunia kurrutus tekitas Uraali ja sellest lõunasse jääva mäestike ahela kuni Austraaliani. Kesk-

aegkonnas juura ja kriidi ajastul toimunud Vaikse ookeani ehk Kimmeri kurrutusest on tekkinud mäed Ameerika kontinendi läänerrannikul ja teisel pool Vaikset ookeani Aasias. Kesk- aegkonna lõpul kriidi ajastul alanud ning uusaegkonnas jätkunud Alpi kurrutus on loonud Alpid, Apenniinid, Karpaadid, Krimmi ja Kaukaasia mäed, Atlase mäed ja enamiku Väike- Aasiast kuni Malaka poolsaareni kulgevatest mäestikest. Iga kurrutustsükli ajal on aktiveerunud ka vulkaaniline tegevus ja maakoore on olnud rahutum kui kurrutuste vaheaegadel. Reljeefi olulise muutmisega on kurrutused põhjustanud ka kliima muutumist. Maa sisejõudude kõrval on kurrutuste ühe põhjusena arvestatav ka jääliustike surve. Pigem tuleb seda lugeda kurrutuste tekkimise täiendavaks põhjuseks. Laam- tektoonika, mandrite triiv, maavärinad ja vulkanism ning mäeahelikke kergitavad kurrutused on kõik Maa sisemuse jahtumise käigu termodünaamikast lähtuvad omavahel loogi- liselt seotud protsessid. Nende kulgemisest on mõjutatud maapinna ja merepõhja reljeef, atmosfääri ja ookeani tsirku- latsioon ning kliima.

Rebendrikked ehk disjunktiivsed dislokatsioonid on maakoore sellised liikumised, mille puhul rikutakse lõhedega maakoore kivimite kihtide või massiivide terviklikkus. Rebendrikete tekkimise eelduseks on kivimite jäikus. Kobedates kihtides ja plastilistes kihtides lõhesid ei teki. Tavaliselt tekivad lõhed aluspõhja kivimites enam-vähem paralleelsete lõhede süsteemidena. Eesti aladel esineb kõige sagedamini kirde-edela ning loode-kagu suunalisi lõhesid. Kivimite lõhelisus jagab aluspõhja kivimite massiivid mitmesuguse suurusega plokkideks. Mitmesuguse sügavuseni küündiv plokiline struktuur on aluspõhjale omane. Selle määramine on olnud tähtsaks ülesandeks kosmosest tehtavates geoloogilistes uuringutes. Lõhede olemasolu tunnused esinevad ka vahetult maa- pinnal, selle reljeefis ja taimkatte liigilise koosluse kontrastides. Kõige markantsemaks lõhede olemasolu tunnuseks on rünk- pilvede ridade tekkimine nende kohal. Lõhe piirkonna hõrenenud maakoore kaudu imbub maakoore süvakihtidest välja mitmesuguseid gaase. Need tekitavad tõusva õhuvoolu ja seega rikkumata maakoore kohtadega võrreldes intensiivsema konvektsiooni. Maalähedasest kihist kerkinud niiske õhk jõuab

jahedasse kondenseerumise tsooni varem, kui sinna tõuseb õhk lõhede kõrval paiknevate aladelt. mõnikord "puhub" selline intensiivsemalt tõusev õhk isegi lõhed õhukesse kihtpilvede kihti. Maakoore lõhede tunnusjooned avalduvad kosmosest tehtud fotodel joonelementidena. Kõik need ei ole sirgjoonelised elemendid. Esineb ka kõverjoonelisi murdejooi ja isegi rõngasstruktuure. Erinevate regioonide registreeritud joonelementide geoloogilisel interpreteerimisel uuritakse neid statistiliselt. Koostatakse tuulteroosi sarnaseid diagramme. joonelementide suuna kohta. Samuti uuritakse statistiliselt joonelementide pikkusi ja lõikepunktide paiknemise seaduspärasusi. Erinevates suundades kulgevad lõhed on tihti erinevat päritolu ja vahel võimaldab üsnagi elementaarne statistiline analüüs kogu struktuuri tekkimise aja ja tingimuste kohta ühteist öelda. Tektooniliste struktuuride analüüsil peetakse silmas ka puhtrakenduslikke väljundeid. Ariidses kliimas on üks väärtuslikumaid maavarasid kasutuskõlblik mage vesi. Põhja-vee tase määrab sageli pinnase väärtuse põllumaa või karjamaana. Suhteliselt väikesel sügavusel asetsev põhjavesi võib taimkatte kaasabil põhjustada keskmisest intensiivsema auramise ja tekitada sellega sooldumist.

Kivimeid läbivad lõhed on erineva vertikaalse ulatusega. Mõned läbivad vaid üht kivimikihti, teised mitmeid. Ka horisontaalne ulatus kõigub suurtes piirides. Lõhede pikkus võib olla vaid mõnisada ja isegi mõni meeter. Nende laius algab millimeetritest ja sentimeetritest. Maapinnani ulatuvad lõhed on tavaliselt täidetud liiva või liivsaviga. Nendes võivad paikneda ka kaltsiidi või sulfiidsete mineraalide sooned. Suurema mastaabiga lõhede vööndeid nimetatakse tektoonilisteks rikkevöönditeks. Need koosnevad ligikaudu paralleelselt paiknevatest ja ulatusliku vertikaallevikuga lõhedest. Eestis tuntuimad Ahtme, Aseri ja Viivikonna rikkevööndid on 50-100 km pikkused. Rebendrikkeid, milledes mööda lõhepinde toimub kivimiplokkide liikumine teineteise suhtes, nimetatakse murranguteks. Murrangulõhest kahele poole jäävad murrangu tiivad. Eesti suuremates rebendriketes on tiivad teineteise suhtes vertikaalselt 10-20 m küündivas nihkes. Murranguid iseloomustab tiibade suhtelise liikumise suund ja amplituud. Vajunud kivimiplokki nimetatakse murrangu alatiivaks,

kerkinud plokki aga ülatiivaks. Kui vertikaalnihke kõrval esineb ka horisontaalnihe, siis nimetatakse kogu kombinatsiooni murrangnihkeks.

Nagu lihtsalt kivimite lõhed moodustavad ka murrangud rõõpseid või ristuvaid murrangusüsteeme. Need jagavadki maakoore erineva kõrguseni kerkinud plokkideks. Oma naabritest märgatavalt kõrgemale kerkinud plokki nimetatakse ülanguks, nende seas kõige madalamale vajunud plokki aga alanguks. Ülangud ja alangud võivad tekkida ka ühesainsas kitsas paralleelses murrangusüsteemis suuremate plokkide piiril. Suurplokkide vahelistes kitsastes vööndites kujunenud murrangusüsteemides tekivad piklikud kitsad ülangud ja alangud. Enamus maailma tuntud suuri alanguid esinebki just sellistes olukordades. Näidetena võiks nimetada Baikali nõgu, Balatoni nõgu, Tanganjika järve nõgu, Loch Nessi ja teisi. Nagu öeldud, lõhestavad murrangud maakoort üpris erinevate sügavusteni. Neid esineb nii kurrutuste ehk geosünkliinialidel kui platvormide peal. Erinevalt tavaliste, vaid sette kivimite kihte lõhestavatest, murrangutest läbivad süvamurrangud kogu maakoort. Süvamurrangu klassikaliseks mäiteks on kuulus ja hästi uuritud San Andrease nihe.

Üks praktiline põhjus murrangute hoolikaks uurimiseks ja nende otsimiseks seisneb nafta ja gaasi maardlate seotuses murrangutega. Murrangute asukohtade ja ehituse teadmine võimaldab lokaliseerida otsimispiirkonda kulukate puurimiste tarvis. Erinevalt nende tekkimist põhjustanud mahamaetud orgaanilisest ainest on nafta ja gaas maakoos liikuvad (mobiilsed) maavarad. Oma esialgsetest tekkekohtadest liiguvad nafta ja gaas liivakividesse, kus esinevad koos veega. Väiksema tiheduse tõttu tõusevad nad aja jooksul kihi "lakke". Kohti maakoos, kuhu õli ja gaas saavad koguneda, nimetatakse õlilõksudeks. Liikumist võimaldava kihi peal paiknevad siis õli ja gaasi jaoks läbipääsmatud kihid. Nafta ja gaasid pääsevad maasügavusest välja ka looduslikul teel. Seetõttu leidubki naftat ja gaasi rohkem maakoore nooremates kihtides. Päril vanades kihtides ei leidu neid üldse ja keskmise vanusega kihtides on harvemini. Naftamaardlate esinemises eristatakse 4 sagedamini esinevat varianti:

1) Kurrutuse kumera osa sisemuses olevates vett kandvates kihtides koguneb kõrgeimates punktides kumera "lae" alla veekihi peale kõige kõrgemale gaas ja selle alla nafta. Vett kandva kihi madalamates kohtades ei tasu neid otsida.

2) Kihtide vertikaalse nihke piirkonnas nihkub vertikaalselt ka naftat sisaldav vett kandev kiht ja gaas ning nafta kogunevad nihke piiril oleva ülangu kõrgeimasse ossa. Alangutiival puuduvad jällegi väljavaated nafta leidmiseks.

3) Maa sisemuses olevate soolalademete piirkondades on maakoore kihid muhku pressitud umbes nagu kurrutuse korralgi. Gaas ja nafta kogunevad üles soolalademe ülaosa kõrvale.

4) Vett kandvad kihid maakoores võivad katkeda teiste üles pressivale kihtide toimel. Siis kogunevad gaas ja nafta säilinud kihi kõrgeimatesse kohtadesse veenivoo peale.

22. GEOKRONOLOOGIA MEETODID

Nagu ajaloos nii on ka geoloogias väga tähtis kronoloogia. Et selgitada, kuidas üks või teine sündmus või maakoore moodustus on tekkinud, on vähemalt kasulik teada, millal tema tekkimine aset leidis. Suuremaks eesmärgiks on seatud kogu geoloogiliste sündmuste jada mõtteline rekonstrueerimine ning dateerimine.

Sarnaselt teiste loodusteadustega kannatas ka geoloogia pikemat aega Aristotelese autoriteedi mõju läbi. Aristotelese stiil oli oma kaasaegsetega vaieldes vastaste väited halvustavalt maatasa teha ning seejärel omaenese versioonid uhkelt esiplaanile tuua. Osava retoorikuna jäi ta vaidlustes alati peale ja tõusis järgnevate põlvkondade silmis selliseks autoriteediks, kelle seisukohad vaidlemisele ja kahtlemisele üldse ei kuulu. Vähemalt lõppes keskajal nende vaidlustamine asjaosalisele umbes sama halvasti kui meie lähiminevikus kahtluste väljaütlemine Marxi või Lenini kirjapandu suhtes. Kahjuks ei lähtunud Aristoteles oma seisukohtade formuleerimisel kaugelki alati tõestatud faktidest. Faktid ei olnudki antiikajal nii kõrges hinnas kui arutelu loogilisus. Aristoteles väitis, et kivimid on tekkinud tähtede mõjul ja maavärinad toimuvad maasse imbunud ning seal kuumenenud õhu toimel. Kivistunud

kalasäilmete kohta arvas ta, et ka praegu elab maa sees liikumatult kalu ja kaevamisega saaks neid kättegi, kuid veest püüda on palju lihtsam.

Teadusliku geoloogia alusepanijaks peetakse 18. sajandi šoti arsti James Huttonit, kes esitas oma raamatus "Maa teooria" ("Theory of the Earth") uniformitarismi printsiibi. Uniformitarism tähendab eeldust, et kaasajal kehtivad füüsika, keemia, bioloogia ja geoloogia seadused on samal kujul toimunud ka minevikus ja Maad kaasajal kujundavad protsessid on sarnaselt teinud seda kaua aega. Sellisel eeldusel osutub võimalikuks kaasaegsest olukorrast leida mineviku jälgi. Huttoni mõtete täpsemaks edasiarenduseks on inglise geoloogi Charles Lyelli (1797-1875) teos "Geoloogia alused" ("Principles of Geology").

Juba 1715. a. üritas Edmund Halley määrata ookeanide vanust nende vees lahustunud soolade sisalduse alusel. Ta eeldas, et soolad kantakse ookeani mandritelt vooluvetega. Loodusliku veeringluse käigus aurab ookeanidest vett pidevalt õhku, et hiljem sademetena alla tulla. Soolad sinna kaasa ei lähe ning nende sisaldus peab vees seega pidevalt kasvama. Viimase sajandivahetuse paiku määras William Thomson Maa vanust lähtuvalt tema jahtumise kiirusest ja sai tulemuseks 40 miljonit aastat. Looduslik radioaktiivsus soojuse allikana ei olnud selles arvutuses arvesse võetud. Maa vanuse määramisel on eesmärgiks nii suhtelise kui absoluutse vanuse määramine. Kahel viimatikirjeldatud juhul oli eesmärgiks absoluutse vanuse määramine. Selles aga enne aatomituumade radioaktiivse pooldumise kui loodusliku kella avastamist tõelähedasi tulemusi ei saadudki. Suhtelise dateerimise meetodid lähtusid loogikast, et hiljem tekkinud settekivimite kihid peavad paiknema varem tekkinute peal. Nende lasumise järjestusest saab siis rikkumata kihistuse korral teada sündmuste toimumise järjekorra. Kihistus ei ütle otseselt midagi selle kohta, kui kaua aega ühe või teise kihi ladestumiseks kulus. Seaduse, et iga maakoore kiht on vanem kui tema peal lasuv kiht, formuleeris 1669. a. itaalia arst Nicolaus Steno. Kihtide suhtelist paiknemist on eriti hea uurida sügavates kanjonites. Paleontoloogiliste meetoditega täiendatud stratigraafiline meetod võimaldab sündmusi õigesti järjestada ka siis, kui

kihistus on deformeeritud ja kihid selles ümber paiknenud. Korralikult paiknevast kihistusest leitud fossiilid võimaldasid selgitada nende Maal domineerimise ja üldse eksisteerimise järjestuse. Kihtide suhtelise vanuse määramisel ei ole kõik kivistised võrdse kaaluga. Mõned suhteliselt lihtsad organismid ei muutu ka väga pikkade ajavahemike jooksul ning nende säilmeid võib leida väga erineva vanusega kihtidest. Vastukaaluks leidub liike, mis on eksisteerinud vaid väga lühikestel geoloogilistel ajalõikudel. Loomulikult on selliste liikide organismide säilmed suhtelises geokronoloogias eriti suure kaaluga. 1840. aastaks pani J. Philips tähele, et Maal olnud makroskoopilise elu vormid jagunevad kolme üpris selgelt eristuvasse klassi. Samuti pani ta tähele, et korraga suurema hulga liikide areenilt lahkumine toimub seoses uute liikide domineerivaks tõusuga. Erilist vastuvõttu need tähelepanekud paleontoloogide poolt enne käesolevat sajandit ei leidnud. Staatilise maailmapildi asendumine dünaamilisega läks üldse visalt. Elu tekkimine ja selle primitiivsete vormide küllalt pikaajaline eksisteerimine kuulub nende kolme fossiilideklassi tekke eelsesse aega. Samuti kuulub sinna intensiivne liikide hargnemise periood (proterozoic radiation) enne vanaaegkonda. Geoloogilise ajaskaala suhteliselt hilist, liigirikka elu säilmetega lõiku nimetatakse üldnimetusega fanerozoikumiks. See algab 570 miljonit aastat tagasi ja jaguneb kolmeks suuremaks alajaotuseks – vanaaegkonnaks ehk paleosoikumiks, keskaegkonnaks ehk mesosoikumiks ja uusaegkonnaks ehk kainozoikumiks. Need annavadki mainitud kolm elustiku klassi. Vanaaegkonna vahetumisel keskaegkonnaga ja keskaegkonna vahetumisel uusaegkonnaga toimunud suured muutused elustiku liigilises koostises on ilmselt ühenduses kliima ja muude keskkonnatingimuste drastilise muutumisega. Neid seoseid on asutud põhjalikumalt uurima üsna hiljuti. Varasemal ajal on seletust kaldutud otsima katastroofilistes nähtustes. Algpõhjustena on olnud populaarsemad maavälise lähtepäritoluga katastroofid.

Kivististe ehk fossiilide liigilise koosseisu alusel on maakoore settekivimid jaotatud kindlatele ajalõikudele vastavateks ajalis-stratigraafilisteks üksusteks. Üksuste piirid vastavad olulistele muutustele Maa flora ja fauna liigilises

koostises. Ajalises järjestuses esitatud stratigraafilised üksused moodustavad stratigraafilise skaala. Stratigraafilistele üksustele vastavate ajalõikude järjestust nimetatakse geokronoloogiliseks skaalaks. Kõige suremateks ajalis-stratigraafilisteks üksusteks on ladekonnad, millele päris ajaskaalas vastavad aegkonnad. Ladekonnad ning nendega vastavuses olevad aegkonnad jagunevad väiksemateks alajaotusteks. Kõigepealt ladestusteks ja neile vastavateks ajastuteks ning siis ladestikeks ja ajastikeks. Veel edasi eristatakse ladejärkusi ning ajajärkusi, lademeid ja igasid, võid ja välteid. Mida nooremad on kihid, seda detailsemad ja lühema ajalise kestusega on võimalikud jaotused. Ajaliselt kaugemale jäävate jaotuste kestus on pikem ja informatsioon nende kohta puudulikum. Fossiilide vähesuse ja liigilise vaesuse tõttu polegi vanaaegkonna eelse aja kohta võimalik erilisi alajaotusi rakendada.

Absoluutse ajaarvestuse meetodite osaks on määrata geoloogiliste sündmuste toimumise aeg ja kestus ning kivimite vanus aastates. Siingi on täpsus ja ajaline lahutusvõime seda väiksemad mida kaugemale minevikku üritatakse tungida. Absoluutse ajaarvestuse füüsikaliseks aluseks on radioaktiivsete isotoopide lagunemise seaduspärasustele põhinevad meetodid. Mõnedest nende eelsetest absoluutse ajaarvestuse katsetest oli eelnevalt juttu. Mõnevõrra edukamad on olnud hästi tuntud geoloogiliste protsesside (erosiooni, setete kuhjumise jne.) intensiivsuse hindamisele põhinevad meetodid. Eriti levinud meetodiks oli setete moodustumise kiiruse jälgimine. Settekivimite kihtide paksuse põhjal saab ligikaudu määrata, kui kaua nende tekkimiseks aega võis kuluda. Erinevate autorite määramiste numbrilised väärtused on selles osutunud 2 või 3 ja rohkem korda erinevaks. Suhteliselt hästi kokkulangevaid tulemusi on saadud üksnes noorima geoloogilise ajastu kvaternaari viirsavide korral. Viirsavid on mandrijää sulamisvetega jääpaisjärvedesse kantud kihilised setted. Suvel suuremate vooluhulkade korral kantakse järvedesse jämedamateralist materjali, talvel aga peenemateralist. Igal aastal lisandub niiviisi kaks erineva struktuuriga väga õhukest kihti, millest vanust määratakse nagu puude aastaringide järgi. Niagara jõe vanust on määratud joaastangu taandumise kiiruse

põhjal. Selle taandumise praegune kiirus 31 cm/aastas ehk 31 m/sajandis annab vanuseks 36 000 aastat.

Kui Antoine Henri Becquerel (1852-1908) oli 1896. a. avastanud loodusliku radioaktiivsuse pakkusid õige varsti Pierre Curie (1859-1906) ja Ernest Rutherford (1871-1937) püsiva kiirusega kulgevat radioaktiivset lagunemist aja mõõtmise vahendiks. Kõigepealt kontrolliti kas radioaktiivse lagunemise kiirus sõltub temperatuurist ja rõhust ning veenduti tema konstantsuses. Lähtuvalt sellest, et muutumatu kiirusega kulgev radioaktiivne lagunemine mõjutab ümbrust α -, β - ja γ -kiirgusega, töötati välja kahte tüüpi vanuse määramise meetodid – primaarsed ja sekundaarsed. Primaarsete meetodite puhul määratakse uuritavas kivimis radioaktiivsete elementide ja lagunemise lõpp-produktide sisaldused. Statistiliselt kulgeb lagunemine eksponentsiaalse seaduspärasuse

$$N_t = N_0 e^{-\lambda t}$$

järgi, kus N_0 on radioaktiivse elemendi aatomite arv algmomentil, N_t – nende arv ajavahemiku t möödudes, λ – radioaktiivse lagunemise konstant, mis näitab ajaühikus lagunevate aatomite arvu. Selle konstandi asemel kasutatakse sagedamini pooliga T . T on ajavahemik, mille möödudes vastava isotoobi aatomite arv on vähenenud 2 korda.

Tabel 23.1

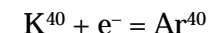
Radioaktiivne lähteisotoop	Stabiilne lõppprodukt	Pooliga
U^{238}	Pb^{206}	4.5 miljardit aastat
U^{235}	Pb^{207}	713 miljonit aastat
Th^{232}	Pb^{208}	14.1 miljardit aastat
Rb^{87}	Sr^{87}	47 miljardit aastat
K^{40}	Ar^{40}	1.3 miljardit aastat

Poolea väärtus määrab mõõdetavate vanuste võimaliku diapasoni. Nooremate kivimite vanust saab täpsemini määrata lühema pooleaga isotoopide järgi. Vanemates kivimites on selliste sisaldus ammendunud ja vanust määrata saab isotoopide järgi, millest veel määramiseks piisavalt palju alles on jäänud. Määramise täpsus väheneb kiiresti, kui punkt

eksponendi kõveral läheneb kõvera kas horisontaalselt või vertikaalselt sirgele osale.

Vanade kivimite dateerimisel on kasutusel pika pooleaga lähteisotoopide lagunemistsükliid.

Oluline eeldus on, et ei algisotoobi ega lõppprodukti sisaldusega ei toimiks muutumist teistel põhjustel. Kahjuks ei vasta looduses olukord kunagi päris puhtalt ainult üht protsessi silmas pidavatele lähteeldustele. Väga täpselt ei õnnestu ka muude protsesside segavat toimet arvesse võtta. Seega ei ole ka radioaktiivse kella järgi vanuse määramine lihtne tegevus ja nii mõnelgi korral jääb põhjust tulemustes kahelda. Näiteks on tabeli viimase tsükli lõppprodukt Ar^{40} gaasiline ja osa temast imbub kivimitest välja. Argooni meetod on kasutusel kivisöe vanuse määramisel ja määratud vanused tulevad tegelikelt väiksemad. Teiselt poolt on argoonimeetod perspektiivne, kuna kaaliumi sisaldavad mineraalid on looduses väga levinud. Pealegi tekib kaaliumi lagunemisel



ainult Ar^{40} , tavalises atmosfääri Ar koostises esineb aga ka Ar^{36} , mida K lagunemisel ei teki. Pliimeetod annab häid tulemusi selliste mineraalide korral, milles sisaldub suhteliselt palju uraani või tooriumi ja vähe primaarset (juba Maa tekkimise ajal olemas olnud) pliid. Pliimeetodit sobib rakendada mineraalide puhul, mille vanus on üle 30 miljoni aasta ja mis on säilinud murenemata kujul. Uraani või tooriumi pliiiks muutumine toimub läbi pika muundumiste ahela, Mis U^{238} -st lähtudes sisaldab kokku 8 α -osakese emissiooni ja 6 β -osakese emissiooni akti. U^{235} -st lähtuvas tsükliis toimub 7 ja Th^{232} -st lähtuvas tsükliis 6 α -emissiooni akti. α -emissiooni kaudu tekib uraani ja tooriumi lagunemisel ka heeliumi, mille sisaldust samuti saab ära kasutada vanuse määramiseks. Kuna heelium kui gaas teataval määral lendub, siis annab tema sisaldus maiste kivimite vanuse alahinnatud väärtused. Meteoriidide vanused tulevad heeliumimeetodiga aga ülehinnatud, kuna heeliumi tekkis nendes kosmiliste kiirte toimel lisaks.

Suhteliselt noorte mineraalide vanust määratakse kõige edukamalt süsinikumeetodiga. C^{14} pooleaga 5730 aastat lubab

ennast kellana kasutada kuni 75 000 aastat tagasi ulatuvalt. C^{14} tekib atmosfääri ülaskihtides atmosfääri lämmastiku aatomitest kosmiliste kiirte toimel. Kõigi süsinikühendite saatus atmosfääris on oksüdeeruda CO_2 -ks. Radioaktiivse süsiniku omastab biosfäär õhust koos tavalise mitte-radioaktiivse süsinikuga CO_2 koostises. Loodusliku pideva süsinikuringluse käigus püsib C^{14} kontsentratsioon küllaltki muutumatuna. Kell hakkab käima siis, kui tsükli mingi osa vahetusringest välja langeb. Selle väljalangemise põhjusteks on setete õhukindel mattumine või organismide surm. Lakkab C^{14} juurdevool ning toimub ainult lagunemine ja C^{14} sisalduse pidev vähenemine. Süsinikumeetodi rakendamisel on eelduseks, et C^{14} looduslik foon on püsinud muutumatuna ja vastavalt on tema algkontsentratsioon kõigis proovides sama. Kõigis elusorganismides on C^{14}/C^{12} suhe konstantne ja see hakkab järkjärgult kahanema pärast nende surma, mil C^{14} läheb β -lagunemise teel pidevalt üle N^{14} isotoobiks. Analoogiliselt tekivad atmosfääris ka Be^{10} ja Si^{32} , kuid nende radioaktiivset lagunemist ei kasutata dateerimisel sel põhjusel, et looduslik ringlus ei toimu süsiniku ringlusega võrreldava stabiilsusega. Süsinikumeetodi avastamise eest sai Willard F. Libby (1908-1980) Nobeli preemia.

Vanuse kõrval pakuvad huvi ka mineviku kliimaatilised tingimused. Kaudselt saab sooje ja jahedaid perioode eristada neist säilinud paleontoloogiliste leidude liigilise koostise järgi. Täpsema paleotermomeetri tööprintsipi lähtub jällegi keemiliste elementide isotoopkoostisest. Ajavahemike osas, millistest on alles polaarjääd, saab möödunud aegade temperatuuri kohta andmeid hapniku ja vesiniku isotoopide O^{18}/O^{16} ning D/H suhete mõõtmisest jää erinevalt sügavuselt võetud proovides. Mõlemal suhtel on lineaarne seos temperatuuriga pilvedes, millest jääd moodustav kunagine lumi sadas. Polaaraladel langeb see üsnagi kokku maalähedase õhukihi temperatuuriga. Võrdlemisel võetakse standardseks isotoopkoostiseks ookeanivee keskmine. Isotoopide suhted arvutatakse promillides

$$\delta = 1000(R-R_0)/R_0,$$

kus R on vastav isotoopide suhe proovis, R_0 aga nende keskmine suhe ookeanivees. Temperatuuri leidmiseks on koostatud

vastavad empiirilised määratud kordajatega lineaarsed seosed

$$\delta O^{18} = 0.67T - 13.7$$

$$\delta D = 6.04T - 51.$$

Peale jää kasutatakse temperatuuri määramiseks mitmesuguseid fossiile. Nende seas eelistatakse lubjakivikattega amööbitaoliste planktonorganismide säilmetest moodustunud lubjakivivisiidid. Täpsuse mõttes on raskendavaks asjaoluks, et O^{18} sisaldus merevees sõltub jääolude kaudu ise ka temperatuurist. Täpsust parandab merepõhja kivimite magnetiliste andmete samaaegne kasutamine.

Suhteliselt hilise mineviku kohta on lisaks temperatuurile olemas jäämasside ruumala ja ookeanipinna taseme hinnangud. Need ulatuvad ajas umbes 600 000 aasta kaugusele tagasi.

Maakoore vanemate kivimite vanuse analüüs näitab, et maakoore moodustumine pole kulgenud eriti sujuvalt. Kivimite vanuses ilmnevad teatud ajalõikudele vastavad kuhjumised, mis kinnitavad paremate ja halvemate aegade olemasolu nende tekkimise jaoks. Nagu eelnevaltki mainitud on 2.7 ja 1.9 miljardit aastat tagasi toimunud suured globaalse mastaabiga tektoonilised ümberkorraldused, mil vahevöö ülemiste kihtide jahedam aine asendus lühikese aja jooksul sügavamalt üles kerkinud 200-300 kraadi kuumema massiga.

23. GEOLOOGILINE AJASKAALA JA SELLE VARASED LÕIGUD

Põhijoontes on geoloogiline ajaskaala välja töötatud 19. sajandil Euroopa ja eriti Suurbritannia geoloogide töö tulemusena. Algselt põhines see ainult suhtelisel dateerimisel. Hiljem on skaalat täpsustatud ja viidud ta päris aja ühikutesse. Praegu on käimas tema mõtestamine seoses Maa kui planeedi evolutsiooniga.

Maa vanuse määrangud kõiguvad vahemikus 3 kuni 6.6 miljardit aastat. Kuna praegu on teada ligi 4 miljardi aasta vanuseid kivimeid, siis ka Maa enda vanust ei pakuta enam vähemana kui 4.5 miljardit aastat. Pigem veidi rohkem. Alguspunkti fikseerimist raskendab umbmäärasus selles, kuhu

tõmmata piir Maa kui tekkiva planeedi ja Maa kui valmis geoloogilise objekti vahel. Viimane areneb edasi praktiliselt suletud süsteemina.

Faneroosikum enamvähem detailideni rekonstrueeritava geokronoloogiaga algab 570 miljonit ja mõnede autorite hinnangul 540 miljonit aastat tagasi. Kuigi ka sellele eelneva aja kohta on viimasel ajal nii mõndagi olulist teada saadud on informatsioon jätkuvalt liiga napp. Faneroosikumi kõige esimese ajastu nimeks on kambrium. Sellele eelnevat pikka aega, mis haarab orienteeruvalt 87 % geoloogilise ajaskaala kogu ulatusest, on hakatud nimetama eelkambriumiks. Eelkambriumi ladestused on enamasti kaetud paksu hilisemate setendite korruga ning uurimiseks halvasti kättesaadavad. Suure Kanjoni põhjas 1800 m sügavusel nad isegi paljanduvad. On ka üksikuid piirkondi, kus eelkambriumi kihid koguni domineerivad. Nende dateerimist segab olulisel määral fossiilide vähesus. Eelkambriumi päris alguses puudus elu üldse ja elu algusjärgu vormid muutusid väga aeglaselt ning nende säilmeid on vähe alles. Kogu eelkambrium jaguneb kolmeks suureks alalõiguks. Sageli on piirdutud ainult kahe lõiguga. Kõige varasemat ehk hadeani aegkonda, orienteeruvalt 4.6-4 miljardit aastat tagasi, võiks eesti keeles nimetada põrguajastuks. Hadean tähendab nii põrgut kui surnuteriiki. Hadean on tahke maakoores eelne aeg. Hadeani ajal hakkasid plastse ja osalt ehk vedela magmaookeani jahtuvale pinnale tekkima üksikud ajutised tahked saarekesed. Nagu kaasajal sõltub ookeani tase jää sulamisest ja külmumisest nii sõltus sellisel ajal magmaookeani tase kivimite sulamisest ja tahkeks kristalliseerumisest. Aja kulgedes muutusid sellised saarekesed püsivamaks, kuni kogu Maa kattus õhukese koorega. See õhuke maakoor oli kergesti rebenev. Laava väljatungid ja hangumised muutsid maakoores järjest paksemaks. Selline maakoores tekkimise protsess läbi vulkanismi kestab senini, kuid tänapäeva vulkanism on võrreldes eelkambriumi kuumema Maa sisemuse ning õhema maakoores vulkanismiga ilmselt tagasihoidlik. Otsesed tõendid magmaookeani kunagisest olemasolust puuduvad. Kaudsed tõendid saadakse nn. siderofiilsete ehk raua armastavate elementide suhtelisest sisaldusest. Diferentseerumise käigus langevad need elemendid (nikkel, koobalt,

plaatina, reenum) Maa tuuma ja silikaatse vahevöö materjali koostisse jääb neid vähe. Seejuures on suurusjärgudesse küündiv vahe nende sisalduses vahevöö ülemises ja alumises kihis. Siderofiilsus sõltub ka rõhust ja on suurtel rõhkudel väiksem. Siderofiilsete metallide sisaldus erineva vanusega kivimites pakub teatava võimaluse magmaookeani protsesside modelleerimiseks ja tulemuste tegelikkusega võrdlemiseks. Maakoore vanuse hinnangutel tuginetakse ka Kuu kohta teadaolevatele faktidele. Kuu kivimite kohta ütleb radio-meetriline dateerimine, et Kuu koore tekkimine pidi olema lõppenud 4.35 kuni 4.4 miljardit aastat tagasi. Maakoore tekkimise ajale on lootust jälile saada erineva vanusega vanade kivimite keemilise analüüsi kaudu. Seni viitavad kivimid vanusega 2.7 kuni 3.8 miljardit aastat, et nende koostis vastab maakoores tekkest mõjutatud magmale. Täheleb, et maakoor pidi enne nende kivimite tekkimist olemas olema. Enne maakoores lõplikku tekkimist kristalliseerunud kivimeid pole leitud ja võimalik, et neid polegi maakoores säilinud. Seejuures ligi 4 miljardi aasta vanuseid kivimeid on viimasel ajal leitud peaaegu kõigilt kontinentidelt.

Ürgaegkonna ehk arhaikumini kestmise ajavahemikuks on peetud 3.8-2.5 miljardit aastat tagasi. Algusaeg pole seni eriti argumenteeritult fikseeritud. Maakoor oli ürgaegkonnas kindlalt olemas, kuid see polnud veel päris jäik. Jäika maakoores iseloomustab murrangute esinemine, kuid ürgaegkonna kivimitest pole murranguid avastatud. Kuni maakoor polnud päris jäik ei tekkinud ka kõrgeid mägesid ega sügavaid ookeanivagumusi. Tõenäoliselt kuulub ürgaegkonna algusesse hüdrofääri teke. Varasemad teadaolevad elu vormid, sealhulgas praegu kurikuulsad sinivetikad, on ajast umbes 3.5 miljardit aastat tagasi. Kunagiste sette kivimite keemiline koostis on kohati selline, mida on raske seletada protsessidega ilma elusaine osavõtuta. Need keemilised tunnused nihutavad elu olemasolu umbes 3.9 miljardi aasta kaugusele. Ookean pidi siis juba olemas olema. Tolleaegne atmosfäär veel ultraviolettkiirgust ei neelanud ja elu sai areneda üksnes vee all. Algul sai vesi olla üksnes õhus. Kuumalt maapinnalt aurustus ta nagu tuliselt pliidilt. Veel hiljem kees ookeani vesi pidevalt. Normaalne hüdroloogiline tsükkel läks käima alles ookeani

keemise lõppedes. Maapinna lohud täitusid siis sademete veega ja veekogude pinnast kõrgemale sadanud vihm hakkas moodustama vooluvete võrku ning kujundama selle abil reljeefi. Eelkambriumi eluvormidest on vähe säilinud ka seetõttu, et selleaegsed liigid olid pehmekoelised, ilma karkassi või koorikuta. Säilivad aga just luustikud või kestad. Siiski ilmusid ainuraksetest märksa keerukamad vormid juba päris ammu. Lõuna-Aafrika 2.9 miljardi aasta vanustest lubjakividest on leitud vetikate säilmeid. Need on bakteritest oluliselt keerulisemaks vormiks. Põhja-Ameerika üle 2 miljardi aasta vanustest kivististest on leitud vetikate kõrval koguni meduusi-sarnaste olevuste jäänuseid.

Elu tekkimise stsenaarium on seni üpris visandlik. Selge on, et tekkima pidid küllaltki keerulised süsinikuühendid ja neist kujunema sellised, mis suutsid endasarnaseid reprodutseerida. Sellised on desoksüribonukleiinhapete (DNA) molekulid. Peetakse kõige tõenäolisemaks, et DNA ja tema osade molekulid tekkisid õhus. Sellised suurmolekulid pole kuigi püsivad. Neile mõjusid tapvalt (lammutavalt) ultraviolettkiirgus kudesid lõhkuvate kvantidega ja hapnik suure keemilise reageerimisvõime tõttu. Reprodutseerimisvõimele lisaks pidi elusaines välja kujunema ka ainevahetus ja kaitsemehhanismid DNA lammutamise vastu. Et atmosfäär oli praktiliselt hapnikuvaba, siis keemilise lagunemise oht suur ei olnud. Kiirguse oht aga küll. Pikemaks ajaks said terveks jääda ja paljuneda DNA molekulid, mis kohe sattusid õhust vette 10 ja enama meetri sügavusele. Paljunemisega algas ka looduslik valik. Bioloogiline evolutsioon ja eluvormide areng on edaspidi sõltunud DNA-st. DNA molekulide juurde kujunes aja jooksul lisaks raku omadustega moodustis. Esimesed viirusesarnased organismid ei moodustanud õieti päris rakku ja polegi lõpuni selge kuhu tõmmata piir veel ainult keemilise ja juba bioloogilise aine vahel. Elu esimesed vormid vees olid anaeroobsed. Nad omastasid energiat vette kogunenud abiootilise päritoluga orgaanilisest aineist pärmibakterite toime sarnase fermenteerimise mehhanismiga. Elutegevuse tulemusel eraldus neist süsihappegaasi. Edaspidi õppisid arenevad organismid süsihappegaasis sisalduvat süsinikku tarvitama oma kudede ehitamiseks. Vesiniku allikaks oli esialgu

tõenäoliselt vees ohtralt sisalduv väävelvesinik. Alles tänapäevasele fotosünteesivahel organismid hakkasid siduvaid elektrone saama vesiniku asemel veest. Fotosünteesi väljakujunemine orienteeruvalt 2.7 miljardit aastat tagasi oli väga oluline makroevolutsiooniline sündmus. Edasi tuli veel lahendada hapniku mürgisuse probleem, kuna fotosünteesi käigus produtseeritud hapnikku hakkas lahustuma merevette ja hiljem ka atmosfääri. Oli vaja mehhanismi, mis takistas hapniku pääsu otse DNA juurde. Selleks kujuneski väliskeskkonnast kestaga isoleeritud rakk, mille kestab ensüümide vahendusel toimuvad keemilised protsessid reguleerisid raku hingamist ning kaitsesid hapnikku kartvaid molekule. Veel edasi arenes rakkudel võime lagundada hapniku abil fotosünteesi protsessis toodetud orgaanilist ainet ja saada sellest energiat. Elu ilmudes hakkas ta kohe ümbritsevat keskkonda aktiivselt endale soodsaks kujundama.

Eelkambriumi viimane suurem ajastu – aguaegkond ehk proterosoikum – algab 2.5 miljardit aastat tagasi ning lõpeb faneroosoikumi kuuluva vanaaegkonna algusega 570 miljoni aasta eest. Proterosoikumi jooksul jõudsid välja areneda elu vormide hargneva puu peamiste okste algmed. Uute liikide tekkimine kulges siis seniste tõekspidamiste mõttes ootamatult kiiresti. Proterosoikumi lõppjärg on juba isegi jagatud ajastuteks. 650-570 aastat tagasi olnud vendi ajastust pärinevad suhteliselt arvukad meduuside, rõngusside, lüljaljalgsete jt. faunarühmade eellaste leiud. Eestis on vendi ajastu sette-kivimid üheks joogivett kandvaks horisondiks. Tähtsuse poolest inimkonna tuleviku jaoks tuleks aguaegkonna ja osalt ehk ürgaegkonda ulatuvatest eluvormidest esile tõsta rauabaktereid. Nende säilmed moodustavad kuni 95 % maakoore rauamaagi varudest. Sellest ajast on pärit näiteks Krivoi Rogi, Kurski ja Kiruna maagid. Eelkambriumi kivimites sisalduv ohtralt ka teiste metallide maake. Neil kaugel aegadel tekkinud kulla, vase, nikli, koobalti, uraani jt. metallide maardlad on suurema metallisisaldusega kui samade metallide hiljem tekkinud maardlad. Nimetatud kivimid ise asuvad üldiselt väga sügaval. Üksikutes kohtades nn. kilpidel nagu Balti kilp, Ukraina kilp ja sarnased kilbid Aafrikas, Indias, Austraalias, Kanadas, Siberis, Gröönimaal, nad aga paljanduvad.

Aguaegkonnas kujunes maakoore sedavõrd jäigaks, et vahevöö konvektsiooni järjekordse ümberhäälestuse käigus 1.9-1.7 miljardit aastat tagasi said tekkida esimesed kõrgmäed. See karjala ehk svekofenni kurrutus toimus üsnagi meie naabruses. Aguaegkonda kuuluvad ka esimesed mandrijäätmised, mis algavad hiljemalt 900 miljonit aastat tagasi. Järgnevalt on dateeritud jäätmised 750-700 miljonit aastat tagasi, 650-630 miljonit aastat tagasi ning 625-550 miljonit aastat tagasi. Üleminek eelkambriumist fanerozoikumile toimuski intensiivse jäätmise järgus. Mõned autorid seostavad vanaaegkonna alguse selle jääaja lõpuga ning paigutavad ta ajaliselt 540 miljonit aastat tagasi. Hilisproterozoikumile jäätmise jälgi leidub kõigil kaasaegsetel kontinentidel. See ei tähenda hoopiski totaalselt samaaegset jäätmist. Koos paiknenud kontinendid võisid mõnekümne miljoni aasta jooksul ka ükshaaval pooluse alt läbi triivida ning seal jäätuda. Megasündmuse asemel oleks tegemist siis sündmuste jadaga. Kõige varasema proterozoikumile jäätmise jälgi leidub Kanadas (Huronid jäätmised) ja Lõuna-Aafrikas. Kuna pärast maakoore, ookeani ja atmosfääri järkjärgulist astumist oma rollidesse on kliima kogu järgneva geoloogilise ajaskaala piires väga tähtsaks kujundavaks teguriks, siis toome järgnevalt kliima protsesside kõige üldisema selgituse. Kliima probleemistik on viimastel aastakümnetel tarbetult keeruliseks ja segaseks osutunud peamiselt seetõttu, et teda on vaadatud liiga lühikesel ajalõigul ja ignoreeritud pikaajalist loomulikku muutumist. Samuti on pragmaatiliselt keskendutud üksnes inimtegevusega seotud võimalikele kliima muutustele lähitulevikus. Kliima enda kujunemine ning kliima kujundav roll on geoloogilise ajaskaala käsitlusel jäänud teenimatult tagaplaanile. Päril viimasel ajal on hakatud tähtsustama Maa kui planeedi funktsionaalsust ja tema kui isereguleeruva süsteemi olemust. On tarvitusele võetud isegi mõiste geofüsioloogia. 1995. a. on asutatud isegi Geofüsioloogia Ühing. Lähtutakse analoogiast inimese füsioloogiaga. Inimese vere glükoosisisaldust reguleerivad kaks hormooni – glükagoon ja insuliin. Neist esimene stimuleerib glükoosi tootmist ja teine glükoosi utiliseerimist. Kui glükoosi tase veres hakkab kasvama reageerib organism sellele insuliini tootmise kasvuga. Kiirele kasvule järgneb stabiliseerumine ja uus tasakaalu olukord kahe

vastupidise toimega hormooni sisalduse vahel. Sarnaselt reageerib ka Maa atmosfääri koostise ja temperatuuri kõrvalekalletele. Näiteks võiks olla atmosfääri hapnikusisalduse stabilisatsioon pärast suhteliselt kiiret juurdekasvu umbes 2 miljardi aasta eest ja palju teisi sarnaseid regulatsioone.

Kliimat pole põhjust siduda ainuüksi inimese kui liigi komfordiga. Kliima on olnud muutuv ammu enne inimese tekkimist. Seda muutumist põhjustavad mitmesuguse kiirusega kulgevad ja erinevatest algpõhjustest lähtuvad globaalsed protsessid. Osa neist on käesoleval ajal tuntud paremini, teised halvemini ja kolmandad võivad seni osutada hoopis tundmatuteks. Üks tähtis kliimategur on tõepoolest biosfääri kujundav toime enda arenemise jaoks soodsas suunas. Kliima mõiste on kasutusele võtnud Hipparchos ja algselt tähendas see sõna päikesekiirte kaldenurka. Väga lihtsustatult vaadatuna sarnaneb Maa kliimasüsteem kahepere elamu ühise keskküttega. Ka Maa puhul võib leida energiat produtseeriva katla ning energiat laialijaotava torustiku analoogid. Sarnasus kahepere elamuga tuleb sellest, et põhiliselt on tegu ekvaatori lähistel laekuva soojusenergia toimetamisega kummagi pooluse suunas. Pärast maakoore tekkimist hakkas Maa energiavarustuses järjest enam esile tõusma välise energiaallika Päikese roll, kuigi sel ajal oli tema kiiritustihedus kuni kolmandiku võrra praegusest nõrgem. See tähendab, et tuli katla all oleks aja jooksul nagu ägedamaks läinud. Maa sisemusest ülestulev soojusvoog on jällegi pidevalt nõrgenenud. Tänapäeval ei ole sellel kliimaprotsesside jaoks tähtsust. Kliimasüsteem nagu teised suured looduslikud süsteemid on isereguleeruv ja rakendab oma stabiilsuse säilitamiseks mitmesuguseid tagasisidesid ja kompenseerivaid mehhanisme. Kliimasüsteemi "katel" – Päike – on maaväline ja seda Maalt reguleerida ei saa. Saab muuta atmosfääri kui kardinat vähem või rohkem läbipaistvaks ning reguleerida niivisi energia laekumist. Samuti saab atmosfäär takistada või soodustada soojuse lahkumist maailmaruumi. Energia saabub Maale kiirgusena ja lahkub pärast ümbertöötamist samuti kiirgusena. Kui lahkub samapalju kui saabus, siis on tegemist kiirgusliku tasakaaluga. Kui atmosfäär püüab osa lahkuvast kiirgusest kinni ja suunab alla tagasi, siis kujuneb kliima selle energia

arvel soojemaks kui ta oleks kiirgusliku tasakaalu korral. Sellist lahkuva energia tagasisuunamist nimetatakse kasvuhoooneefektiks. Käesoleval ajal on kasvuhoooneefekti tõttu globaalne keskmine temperatuur 33 °C võrra kõrgem kui see oleks kiirgusliku tasakaalu puhul. Kuna atmosfääri koostis on planeedi evolutsiooni käigus pidevalt muutunud, siis on loomulikult ka kasvuhoooneefekt olnud muutuv. Ürgatmosfääri kasvuhoooneefekt pidi ohtra süsihappegaasi ja veeauru sisalduse tõttu atmosfääris olema praegusest oluliselt suurem. Meenu-tame, et atmosfääri koostise kõige tõhusamaks reguleerijaks on olnud elu areng.

Energia saabumise ja lahkumise reguleerimise võimalused ei piirdu atmosfääriga. On hästi teada, et vesi peegeldab pealelangevast kiirgusest tagasi vähe, kõrbe pind aga palju. Siit järeldub, et ookeani ja mandri suhtelised proportsioonid ning nende paiknemise konfiguratsioon on pinna peegeldusvõime kaudu oluliseks energiabilansi reguleerijateks. Mida rohkem ookeani seal, kus Päike paistab seniidi lähedalt, seda enam akumulereerub pealelangevat energiat. Kasvab sealkandis aga kõrbeliste mandrite pindala, siis laekub energiat vähem ja loogiliselt on oodata jahenemist. Mandrid olid tõepoolest kõrbelised isegi veel fanerozoikumie esimestel ajastutel. Mandrile said taimed kasvama ja loomsed organismid elama asuda alles siis, kui atmosfäär hakkas sisaldama piisavas koguses hapnikku ka kaitsva osoonikihi tekitamiseks. Seda hapnikku produtseerisid eelnevalt üpris pika aja jooksul vees eksisteerinud elu vormid. Esiialgu hapnikku veest palju õhku ei jätkunud, kuna teda kulus palju keskkonda elu jaoks puhastavate oksüdeerimisprotsesside peale. Tema abil seoti biosfäärile ebasoodsad väävel ja metallid setetesse. Mandrite ja ookeanide omavahelises paigutuses ning suhtelistes pindalalistes proportsioonides toimuvad arvestatavad muutused kümnete miljonite aastatega mõõdetavas ajaskaalas. Muutumist tekitavad protsessid lähtuvad ju Maa sisemusest, kus kõik asjad toimuvad atmosfääri ja ookeaniga võrreldes aeglaselt. Tuleb lisada, et looduses on olemas ka kiirema toimega moodused sellesama energia peegeldumise reguleerimiseks, nimelt pilvede kaudu. Pilvede kiirgust tagasipeegeldav võime on vähemalt sama hea kui kõrbelistel mandritel. Pilves ilmaga

jõuab maapinnani palju vähem energiat kui selge ilmaga. Pilvede tekkimisel on seosed biosfääriga ja kõik see ei ole lõpuni selge ka käesoleva hetke olukorras. Väga vähe on teada pilvede võimaliku reguleeriva toime ulatuse kohta erinevatel mineviku geoloogilistel ajastutel.

Energia ümberjaotava "torustiku" vahendusel toimub selle toimetamine ekvaatori lähistelt poolustele. Kuna vee soojusmahtuvus on atmosfääri õhu omast märksa suurem, siis toimib ka see "keskküte" tõhusamalt vee kui soojuskandja kaudu. Sooja vett kannavad kekmistele ja polaarliiustele ookeanide pinnahoovused. On selge, et kui mandrid teele ette jäävad, siis veega edasikantav soojus kuigi kaugemale ei jõua ja suurtel laiuskraadidel kujuneb jahe kliima. Takistada võib ka ookeani põhjareljeef. Toimub pidevalt ka energiavahetus vee ja õhu vahel. Praegugi antakse suured energiakogused veelt õhule üle tormistel laiuskraadidel, mõirgavatel neljakümnedatel ja veidi kaugemal, ning edasi viivad seda tuuled. Tuultega energia edasitoimetamist soodustab tasane reljeef, mis tuuli oluliselt ei takista. Mineviku eriti sooja kliimaga perioodidel ongi mandrite osa planeedi kogupindalas olnud väike ja reljeef lauge. Nii sooja kui jaheda kliimaga perioode on esile kutsunud konkreetsed põhjused. Et sooja kliima aegadel on soojuse transport poolustele suunas olnud intensiivsem kinnitavad väiksemad kliima kontrastid ekvaatori ja pooluste vahel neil aegadel.

Kümnete või sadade tuhandete aastatega toimuvad kliimamuutused on mandrite triiviga ja Maa sisejõudude teiste avaldusvormidega seletamiseks liiga kiired. Nende seletamiseks on Milutin Milankovitchi (1879-1958) nime järgi tuntud astronoomiline teooria. Selle ideeks on kliima tsüklilise muutumise (viimase poole miljoni aasta jääaegade ja jäävaheaegade) seletamine Maa orbitaalse liikumise perioodiliste häiretega. Nendest häiretest oli juttu Maa liikumisi käsitlevas peatükis. Kliima muutumist, kas jäätumise või jää sulamise suunas, põhjustab jäätumisohtlike laiuskraadide keskmiselt halvem või parem varustus kiirgusenergiaga. Maapind seisab siis paremini või halvemini vastu kiirgust.

Suured võimalused kliimat lühemas ja pikemas perspektiivis reguleerida peituvad biosfääris. Selle kaudu reguleeritakse maismaa pinna peegeldusomadusi, atmosfääri gaasilist koostist

(süsinikuringluse kaudu eriti kasvuhoonegaaside suhtelist sisaldust) ja pilvede tekkimist. Intensiivse meridionaalse tsirkulatsioonil kõrval on soojadele perioodidele omane suhteliselt suur süsihappegaasi sisaldus õhus. Selle kasvumist ja kahanemist reguleerivad protsessid võivad olla küllaltki keerulised ega ole detailides lõpuni selged. Käesoleval ajal on nende hulgas kõige lihtsam arvet pidada antropogeensete allikate panuse kohta. Palju ebaselgem küsimus on see, kuhu atmosfääri paisatud süsinik ikkagi jääb. Selle selgitamiseks uuritakse viimasel ajal õhu CO₂ sisaldus muutumise kõrval O₂/N₂ suhet mõlema poolkera kohal. Hapniku sisaldus väheneb tõesti mõlema poolkera õhus, kuid see toimub aeglasemalt kui eeldaks CO₂ juurdekasv. Põlemisel läheb hapnik CO₂ ja H₂O koostisse. Vahe CO₂ emissiooni mahu ja atmosfääri kogunemise määra vahel läheb mandrite ja ookeani biosfääri arvele. Ei ole lõpuni selge kumma panus suurem on.

Proterosoikumi varase jääaja kohta on mõistagi vähe teada, kuid põhjusena kahtlustatakse kõige enam atmosfääri koostise suhteliselt kiiret muutumist. Proterosoikumi üheks silmapaistvamaks sündmuseks oli biogeokeemilise aineriingluse muutumine ja fotosünteesi domineerivaks tõusmine. Proterosoikumi süsinikuringlus erines fanerosoikumi vältel toimuvast selle poolest, et pinnakihi produtseeritud orgaaniline aine vajus põhja palju aeglasemalt ning tema lagunemine toimuski mitte põhjas vaid pindmises veekihis. Hapniku tarbimine koondus selle tõttu samuti ülemisse kihti. Siit jäi vähe üle atmosfääri lendumiseks. Orgaanilise aine aeroobse lagunemisega päris ülakihi all jätkus karbohüdraatide lagunemine anaeroobselt sulfaat- ja vesinikioonide kaasabil, mis viis sulfaate redutseerivate bakterite vahendusel ka raua ionide sidumisele ja sulfidmaakide tekkimisele. Fanerosoikumile omase veekeskkonna biogeokeemia järgi toimub pinnakihi karbohüdraatide teke. Vabanenud hapnikku jätkub nii õhku imbumiseks kui pinnakihist allpool kulgeva aeroobse lagunemise tarvis. Orgaanilise aine anaeroobne lagunemine läheb veekihist üle põhjasettesse. Eelkambriumi kohta uniformitarism täies ulatuses ei kehti, sest siin toimuvad hüppelised muutused nii biogeokeemiliste kui globaaltektooniliste protsesside kulgemises. Atmosfääri CO₂

sisaldus sai jääaega võimaldavale tasemele langeda ookeani raua oksüdeerumise käigus. Tema sisalduse taastumine jääaja lõppu märkiva soojenemiseni võis toimuda kas vulkaanilise tegevuse intensiivistumise tõttu või biosfääri aeroobse hingamise mahu kiire kasvu tõttu. Atmosfääri hapnikusisalduse hüppelise lähedased muutused hilisproterosoikumis vajavad ilmselt põhjalikumalt interpreteerimist.

24. VANAAEGKOND EHK PALEOSOIKUM

Eelkambriumi lõpuks olid kindlalt olemas eluvormide selgrootutele loomadele viiv haru ning vetikate ja seente eellaste harud. Umbes nii, et pungad olid olemas, kuid oksad hargnesid siiski alles vanaaegkonnas. Vanaaegkonna alguses arenes elu ikka alles vees, kuid bioloogiline mitmekesisus kasvas kiiresti. Soodustas kindlasti see, et organismid arenesid omal jõul liikuvaks ega olnud enam puhtalt veest viidud. Vanaaegkond algas õieti eelkambriumi järjekordse jääaja lõpuga. Loogiliselt võttes peakski vee elustiku liigiline koostis jääaegade läbi vähem kannatama kui mandritele lokaliseeritud maismaa elustik. Peale omal jõul liikumise arenesid vanaaegkonna alguspoolel kesta või karkassiga kaitstud organismid – trilobiidid, brahhiopoodid, karbid, korallid. Pimedad või pealael paiknevate silmadega lamedad lüljaljalgsete hõimkonda kuuluvad trilobiidid roomasid mööda merepõhja. Selgrootute hulgas arenesid eriti peajalgsete. Selgroogsetest ilmusid esmalt lõuatud ja aegkonna keskel vihtuimsed kalad. Nendest arenesid esimesed maismaa loomad – kahepaiksed. Tõenäoliselt veel enne neid hakkasid maismaal elama putukad. Vanaaegkonna alguses oli maismaa elutu.

Kambrium

Vanaaegkonna vanim ajastu kambrium on oma nime saanud Wales'i iidse nime Cambria järgi. Ta algas 570 (või 540) miljonit aastat tagasi ja lõppes 500 miljonit aastat tagasi. Kambriumis toimus eriti kiire uute liikide tekkimine. Mõnedel hinnangutel oli see kuni 20 korda loomupärasest kiirem. Mandrid olid madalamad kui praegu ning paiknesid üle mõlema poolkera enam-vähem ühtlaselt. Nad katsid vaid 1/6 planeedi pinnast. Kliima oli soe ja vulkaaniline tegevus nõrk. Enamus

Siberist ning Euroopast olid vee all. Eesti kohal oli Sarmaatia mandri lääneserv. Hiljem jagunes Sarmaatia manner just umbes Eesti kohalt pooleks. Kambriumi setetes domineerivad kunagised madalmereliivad, savid ja vetikalubjakivid. Eesti kohal oli siis enamuse ajast sisemeri, kuhu Skandinaavia kohale aguaegkonnas kerkinud mäestikust kandis vesi liiva ja savi. Kambriumist on Eestisse jäänud 100-240 m paksune liivakivide, aleuroliitide ja savide kiht. Kambriumis tekkinud maavaradest on tähtsaimad Siberi platvormi nafta ja Kesk-Aasia fosforiidid. On tekkinud ka raua, vanaadiumi, mangaani ja asbesti maardlaid.

Ordoviitsium

Järgmise ajastu ordoviitsiumi nimetus tuleb vanakeldi hõimu ordoviikide ladinakeelsest nimest. Ajastu kestis vahemikus 500-435 miljonit aastat tagasi. Maakoore vajumise ja kulutusprotsesside tõttu jäi maismaa veel väiksemaks ja madalamaks kui seni. Lameda reljeefi pärast nõrkade kulutusprotsesside tõttu olid setted peeneteralised – savid ja lubimudad. Eestis avanevad ordoviitsiumi sette kivimid pae-kaldal ja nende paksus on 160-180 m. Ajastu alguses ladestusid Eestis liivad, siis tumedad argiliitmudad ja roheline glaukoniitliiv. Kliima kuivemaks muutudes vähenes liiva ja savi merre kandmine ja valdavaks sai siluri ajastulgi jätkuv lubimuda settimine. Ordoviitsiumi teisel poolel hakkas maapind jällegi kerkima. Kliima oli soe ja elustik meredes rikkalik. Mereselgroogsete liikide hulka lisanduvad korallid ja merisiilikud ning esimesed kalataolised selgroogsed – lõuatud. Taimeliikide osas lisandusid vetikatele algelised veepiiril kasvavad maismaataimed. Elu vormid hakkasid valmistuma hüppeks mandritele. Ordoviitsiumi setenditest leitakse ohtralt maagaasi ja naftat. Ordoviitsiumist on pärit ka Eesti fosforiidimaardlad ja sarnased maardlad Ida-Euroopa platvormi loodeosas.

Ordoviitsiumi ajastu lõpuossa kuulub ka ordoviitsiumi jääaeg, mis võrreldes teiste jääaegadega on iseäralik. Üldiselt esineb kogu fanerozoikumi vältel positiivne korrelatsioon õhu süsihappegaasi sisalduse kasvu ja kliima soojenemise vahel. Kõige selgem kõrvalekalle sellest seaduspärasest ongi ordo-

viitsiumi jääaeg, mil õhu CO₂ sisaldus võis osutada praegusest kuni 15 korda suuremaks ja ikkagi jäätus. Ordoviitsiumi jääaja tekkepõhjus peitub ilmselt iseärases mandrite paiknemise konfiguratsioonis. Ordoviitsiumi lõpupoole olid seni eraldi paiknenud mandrid lõunapoolkeral juba kokku triivinud suuremaks Gondvana mandriks. See praeguse Lõuna-Ameerika, Aafrika, India, Austraalia ja Antarktika plokkidest koosnev manner paiknes pooluse lähedal nii, et poolus jäi mandri ühte serva vähem kui 1000 km kaugusele rannikust. Kui kõrgus merepinnast küündis 300-500 m-ni, siis võis mudelarvutuste tulemuste kohaselt jäätumine tõesti aset leida. Ordoviitsiumi jääajaga kaasneb fanerozoikumi esimene suurem liikide hävimine. Umbes 5 miljonit aastat kestnud jäätumise haripunkti ajal hävis ligi 85 % olemasolnud liikidest. Võrreldes hilisemate liikide genotsiididega oli ordoviitsiumis liikide koguarv veel väike.

Silur

Ka vahemikku 435-395 miljonit aastat tagasi kestnud siluri ajastu nimi pärineb muistsete Wales'i elanike nimest. Siluri ajastul jätkus ordoviitsiumis alanud mandrite kerkimine. Kujunes kaks suurt mandrit – Laurentia ja Gondvana ning kaks väikest mandrit – Sarmaatia ja Angara. Jätkus Kaledoonia kurrutuse mäestike (ka Skandinaavia mäed, kuid aguaegkonnas tekkinute ja hiljem hävinute suhtes juba täiesti uued) moodustumine. Mägede kerkides lisandus merre rohkem kulutusmaterjali. Eesti kohal paiknenud Paleobalti meri asus siluri alguspoolel ekvaatori lähedal ja selles tekkis korallriffe. Nende säilmed ulatuvad Lääne-Eestist üle Muhu ja Saaremaa Gotlandini. Üks riff asub Lihula kohal. Paleobalti meri kuivas enne Siluri ajastu lõppu ja siluri nooremaid setteid Eesti alal ei ole. Siluri ajastu loomaliigid olid jätkuvalt mereloomad. Mõnede molluskite mõõtmed küündisid kuni 4.5 meetrini ja ürgskorpionid kasvasid kuni 2 meetrit pikaks. Need olid siluri ajastu kõige ohtlikumad röövlloomad. Kitiinkest võimaldas neil mõneks ajaks ka kuivale jääda, et madalast veest kergemini ohvreid kätte saada. Jätkuvalt olid olemas kidurad maismaataimed. Maavarasid tekkis siluris suhteliselt vähe. Tekkis lubjakivi, dolomiiti, tuffi, vase- ja rauamaake ning naftat.

Devon

Devoni ajastu ninetus tuleneb Inglismaa krahvkonna Devonshire nimest, kus selle ajastu ladestust esmakordselt kirjeldati. Devoni ajastu algas 395 miljonit aastat tagasi ja kestis 50 miljonit aastat. Devoni ajastu tähtsaim sündmus on mandrite hõivamine biosfääri poolt. Siluri ja devoni ajastute eraldusjoone paiku kerkisid ürgmandrid tektoonilise liikumise tõttu erakordselt kõrgele. Kaledoonia kurrutusega kerkinud ahelikud liitusid kerkivate platvormidega ja ühendasid neid. Laurentia ja Sarmaatia manner liitusid Atlantise mandriks ja ekvatoriaalvööndis paiknev Gondvana manner ulatus Andidest üle Aafrika Austraaliani. Rahutu maakoor tekitas suuri reljeefi kontraste ning purdsetete kuhjumine kulges intensiivselt. Levi-sid deltalise tekkega punakad liivakivid ning merepõhjas ladestusid lubimudad ja savid. Eestis oli siluri lõpust devoni keskpaigani maismaa. Edasi vaheldusid ajastu jooksul mandrilised ja merelised tingimused korduvalt. Vastselt tekkinud Skandinaavia mägedest lähtunud jõgede deltaaladele ladestusid mitmesaja meetri paksused punased ning kirjud liivakivid ja aleuroliidid ning savid. Ajastu teisel poolel meri laienes. Sellest ajast on pärit Kagu-Eesti ülemdevoni liivakivid. Devonis on tekkinud ka Piusa klaasiliiv. Devonist kuni kvaternaarini paiknes Eesti ala kuival ja seetõttu puuduvad siin vanaaegkonna lõpuosa, terve keskaegkonna ja vanema uusaegkonna setted. Devoni ajastu alguspoolel katsid mandreid tõenäoliselt ulatuslikud liivakõrbed ja taimestik ning loomastik olid seal hõredad. Domineerisid vetikalaadsed nõrkade juurtega taimed. Ajastu keskel ilmusid mandritele kollad, osjad ja sõnajalad, milledest ajastu lõpuks kasvasid tugevate tüvedega metsad. Devoni lõpust algab kivisöe maardlate tekkimisele aluse pannud taimeliikide massiline levik. Devonis algab ka maismaaloomade massiline levik. Sellest ajast on tänaseni püsinud ämblikud, sajajalgsed ja paljud putukaliikide arenguharud. Hilisdevonis arenesid vihtuimsetest ja kopskaladest välja kahepaiksed. Devoni ajastu meredes esines arvukalt kalade liike, mistõttu devonit nimetatakse vahel isegi kalade ajastuks. Devonile eriti iseloomulikud on mitme meetri pikkused paksunahalised rüükalad. Devonist pärinevad ka voolujoonelise kehaga röövkalad,

praeguste haide eellased. Loomastikust kadusid varem väga levinud trilobiidid. Vähenes peajalgsete ja okasnahksete liikide arv. Devonis on tekkinud naftamaardlad Ameerika Ühendriikides ning Tatari- ja Komimaal, boksiidid Uraalis, soolade ja rauamaagi leiukohad mitmel pool.

Karbon

Umbes 345 miljonit aastat tagasi algas 65 miljonit aastat kestnud karboni ehk kivisöe ajastu. Eelnenud Devoni ajastu jooksul olid kivi- ja liivakõrbetest saanud lopsaka taimestikuga mandrid. Karboni ajastu algas hertsüünia kurrutusega, mis tekitas Uraali, osa Tjan-Šani ning teisi mägesid. Jätkus mandriplatvormide kasv. Karboni ajastule iseloomulikuks sai madal mere ja maismaa sootasandike suur kogupindala. Nendel kasvasid kaasaja mangroovimetsi meenutavad sõnajalgade ja osjade dzunglid. Aastamiljonite jooksul täitusid sellised sood kõduneva biomassiga. Karboni ajastul tekkinud või tekkima hakanud kivisöe lademed (Tunguusi, Minussinski, Vorkuta, Donbassi, Karaganda, Ruhr-Westfaali, Walesi, Pennsylvania, Sileesia söebasseinid) moodustavad poole selle maavara maailma varudest. Karboni ajastu taimestikus esines ainult kaks bioomi (vööndikooslust) – troopiline ja kummagi parasvöötme bioom. Troopiline vöönd oli laiem kui praegu. Loomastiku iseloomulikud liigid olid ämblikud, tarakanid, rohutirtsud, kiilid ja hulkjalgsed. Karboni ajastul mattis loodus setetesse kivisöeks laagerduma suure hulga süsinikku, mis varem oli atmosfääris CO₂ kujul. Oli see kliima jahedamaks reguleerimise üritus biosfääri liigirikkuse laiendamise huvides või midagi muud? Kliima jahedamaks tõepoolest läks ja karboni ajastu lõpus saabus koguni jääaeg. Jääaeg ei tarvitsenud alata süsihappegaasi hulga vähenemise tõttu õhus, vaid mandrite liikumisest tingituna. Selleks ajaks põrkusid kokku lõunapoolkera superkontinent Gondvana ning troopiline Laurussia kontinent. Troopikasse kerkisid selle tõttu Himaalaja klassist kõrged Kesk-Pangea mäeahelikud. Need takistasid soojuse meridionaalset liikumist ning muutsid kliima kuivemaks ja külmemaks. Teiste faktide järgi ei ole see kõik kivisöe teket lõpetanud vaid kitsendanud üksnes troopilist vööndit.

Perm

Viimasena kuulub vanaaegkonda Permi ajastu. Nimi tuleb ühe soome-ugri hõimu nimest, kuna Permi ümbruses on selle ajastu kivimid eriti levinud. Ajastu algas 280 miljonit aastat tagasi ning kestis 55 miljonit aastat. Permi ajastut tuntakse kui erilisel kuiva, külma ja vastiku kliimaga ajastut. Ühelgi teisel ajastul pole ookean sellisel määral taandunud. Jääajad hakkasid ilmuma juba karboni teisel poolel ning nende haripunkt saabus 270 miljoni aasta eest. Terve pikk ajastu polnud hoopiski üks katkematu jääaeg. Jäätumiste vahel esines ka kuumi perioode, mis enamuses olid kuivad. Üleminekut permi ajastust triiasesse ja ühtlasi vanaaegkonnast keskaegkonda tähistab seniste liikide massiline hävimine (the Permo-Triassic extinction) ja uute liikide domineerimise tõusmine. Häving oli kapitaalne. Kadus umbes 90 % ookeanis elanud loomaliikidest ja 70 % maismaa selgroogsestest. Tingimused muutusid troopilistest ehk umbes praeguse tundravöötme omadele vastavateks. Niiskuslembeste eostaimede asemele tulid paljasseemnelised okas- ja hõlmikpuud. Maismaaloomade seas hakkasid kahepaiksete asemel domineerima roomajad. Nende hulgas nii jõehobu keha ja krokodilljalgedega rohusööjad pareiasaurused kui suurte lõugade ja teravate kõverate hammastega kiskjad teriodondid. Meres arenesid luukalad ning selgrootutest karbid, brahhiopoodid ja spiraalse kojaga peajalgseid. Praeguste teadmiste kohaselt oli see hävinguline üleminek keeruline ning toimus mitmes etapis. On püütud seletust otsida muidugi ka maavälistest põhjustest, kuid tõepärasemaks vallandavaks põhjuseks maksab pidada Maa sisemusest lähtuvaid tektoonilisi protsesse, mis kergitasid mandreid ja intensiivistasid vulkanismi. Tektooniliste protsesside toimel vähenes ilmselt kiiresti madalas vees elavate liikide areaal ning suurenesid kliimatingimuste kontrastid. Kergemini elasid selle üle liigid, millistel oli paremini korraldatud hoolitsus järglaste eest. Roomajad pole kaugeltki nii hoolitsevad vanemad kui imetajad, kuid kahepaiksetega võrreldes hoolitsesid nad oma järglaste munast koorumise tingimuste eest küll paremini. Maavaradest tekkis permi ajastul ohtralt metallide maardlaid. Kuiva ja kuuma kliima episoodide vältel kogunesid säilinud laguunidesse suured

soolalademed (Solikamsk). Permi ajastul on tekkinud ka kivisütt (Petšoor, Kuznetski ja Tunguusi basseinid).

25. KESKAEGKOND EHK MESOSOIKUM

Geoloogilise ajaskaala suurteks alajaotusteks aegkondadeks jaotamine lähtus paleontoloogiliste leidude liigilise koostise järskudest kontrastidest. Keskaegkonda jõudis Maa pärast vanaaegkonna lõpul toimunud intensiivseid geodünaamilisi ja kliimaatilisi muutusi. Keskaegkonna alguseks on peetud aega 225 miljonit aastat tagasi, kuid viimasel ajal eelistatakse seda algust nihutada varasemaks – 251 miljonit aastat tagasi. Keskaegkonna lõpu aja suhtes on üksmeel suurem. See on 65 miljonit aastat tagasi. Kaugemale kui 66.4 miljonit aastat tagasi seda pole üritatud nihutada. Geodünaamilistest makroprotsessidest on keskaegkonna jooksul toimunud kimmeri ehk Vaikse ookeani kurrutus, mis kergitas Kaljumäed Põhja-Ameerikas ning Verhojanski, Kolõma ja Sihhote-Alini mäed Siberis. Maa vahevöö polnud seega erilisel rahulikus olekus. Keskaegkonnast pole teada ühtegi jääaega. Kliima oli peaaegu kestvalt soe ja niiske. Küllap osutusid läbipääsud mandrite vahel soojuse meridionaalse transpordi tarvis piisavalt avarteks. Kriidi ajastu kohta on olemas põhjalikud uuringud temperatuuri meridionaalse gradiendi kohta. Nende järgi ei erinenudki ekvatoriaalvööndi temperatuur oluliselt praegusest, kuid pooluste suunas kahanes temperatuur faktide ja mudelarvutuse kõigi variantide järgi palju aeglasemalt. Aastane keskmine temperatuur Arktikas pidi olema vähemalt 15 kraadi kõrgem kui tänapäeval. Keskaegkonna vältel jõudsid tekkida esimesed imetajate ja lindude liigid. Taimeliikide osas toimus paljasseemneliste asendumine katteseemnelistega. Kõige iseloomulikuks keskaegkonnale on roomajate arvukad liigid. Intrigeerib nende salapärase kadumine, millega keskaegkond lõpeb. Vanaaegkonnast on keskaegkond märksa lühem ja ta jaguneb ka ainult kolmeks ajastuks.

Triias

Triias on keskaegkonna kõige lühem ajastu kestusega 33 miljonit aastat. Triias ajastul oli mandrite pindala jätkuvalt suur ja ookeanide pindala suhteliselt väike. Kummalgi poolkeral

oli üks hiidmanner ja neid eraldas küllaltki kitsas meri. Suur osa mandrite pinnast oli kuiv ja kõrbeline nagu millalgi devoni esimesel poolel. Kõrbetasandikele kuhjusid punakad liivad. Lähistroopilistel aladel (Hiinas, Indias) tekkis ka sel ajal kivistõe lademeid. Triiase metsade liigiline koostis ei erinenud oluliselt permi ajastu metsade omast. Kasvasid mammutipuud, araukaariad, küpressid, seedrid, kuused, männid, kaneelipuud, sõnajalgpalmid. Mereselgrootute seas oli kõige rohkem spiraalse kojaga peajalgseid. Ohtralt oli karpe, tigused ja merisiilikuid. Triiases on tekkinud austrid. Maismaa selgroogsete seas valitsesid roomajad, keda jätkus ka vette (ihtüosaurused, plesiosaurused). Suuremal hulgal elasid vees veel ürgkilpkonnad. Sauruste kõrval ilmusid juba triiases imetajate eellased. Nende munades olid looted arenenud nooreks isendiks, keda emad toitsid näärmetest erituvate toitevedelikuga. Mõningane sarnasus võis neil imetajatel olla ehk praeguse sipelgasiili või nokkloomaga. Keskaegkond on sisalike domineerimise ajastu, kuid triiases sisalikud veel täiuseni ei jõudnud.

Juura

Juura ajastu algas 193 kuni 208 miljonit aastat tagasi ning kestis 55-64 miljonit aastat. Nimetuse on saanud samanimeliselt Euroopa mäestikult. Juura ajastu jooksul toimus Maa ajaloo teadaolev suurim transgressioon maksimumiga hilisjuuras. Eesti ja Läänemere maad jäid kuivale, kuid peaaegu kogu ülejäänud Euroopa oli vee all, samuti suurem osa Siberist ja Põhja-Aafrika. Vee alla jäänud aladele ladestusid paksud lubjakivide, merglite ja kiltade kihid. Jätkus juba triiases alanud Gondvana mandri lagunemine. Jätkuv kimmeri kurrutus avaldus eriti reljeefilt Vaikse ookeani rannikualadel, kus samal ajal esines intensiivne vulkanism. Geodünaamiliselt ei olnud juura ajastu rahulik, kuid kliima oli troopiline. Taimeriigis valitsesid paljasseemnetaimed ja sõnajalad. Loomariigis domineerisid loomulikult hiidsisalikud. Liigirikkuse täiuseni jõudsid sisalikud siiski alles järgnevas kriidi ajastus, kuid ka juura ajastu liigid võinuksid olla muljetavaldavad. Suurimad sisalikud – brontosaurused ja brahhiosaurused – olid kuni 40 m pikad ja 15 m kõrged ning veetsid suurema osa ajast vees, et vähendada keha raskust. Kaldal käisid nad söömas,

sooja saamas ja munemas. Taimetoiduliste sauruste kõrval elas arvukalt kiskjaid. Nende hulgas kõigi aegade suurimat kasvu kiskjaks peetav türanosaurus. Meredes elasid kuni 12 meetrit pikad ihtüosaurused. Juura ajastu linnud olid sisalike ja päris lindude vahevormiks. Suurimate tiibsisalike tiibade siruulatus küündis 7.5 meetrini. Juura ajastul tekkinud maavaradest on arvestatavamad kivistõe, pruunistõe ja põlevkivi (Volgamaadel). Juura ajastul on tekkinud Emba nafta, Lipetski rauamaak, Kalifornia, Alaska ja Kolõma kuld.

Kriit

Keskaegkonna viimase, kriidiajastu nimi tuleneb ajastule tüüpilisest setendist kriidist. See koosneb mikroskoopiliste viburloomade kodadest. Ligemale 70 miljonit aastat kestnud kriidiajastu oli keskaegkonna ajastute seas pikim. Ajastu alguses meri veidi taandus ja põhjapoolkeral kujunes kaks mandrit – Põhja-Atlandi manner (Põhja-Ameerika ja Euroopa) ning Aasia manner (Uraalist Kaug-Idani). Lõunapoolkeral püsisid Gondvana mandri osad. Kriidi ajastu teisel poolel oli jälle mere pealetung ja intensiivistus kimmeri kurrutuse mägede tekke protsess. Tõenäoliselt vähenes kriidi ajastu teisel poolel atmosfääri CO₂ sisaldus ning paranes läbipaistvus. Keskaegkonnas seni domineerinud palmlehtikute, okaspuude ja hõlmikpuude asemele ilmusid õistaimed. Koos nendega ilmus massiliselt lendavaid putukaid, kes soodustasid õistaimede paljunemist. Kriidi ajastu esimesel poolel jõudsid saurused oma suurima liigirikkuse ja täiuseni ning domineerisid nii maismaa kui õhu ja veekeskkonnas. Kriidi ajastust pärinevad jällegi mitmed nafta ja gaasimaardlad (Kanadas, Mehhikos, Ameerika Ühendriikides), samuti kivistõe, põlevkivi, fosforiidi, kivistõe ja kaalivoolade lademed ning muidugi kriidi ja lubjakivide varud. Kliima poolest peavad paljud autorid kriidi ajastu keskpaika kõigi aegade kõige soojema kliimaga ajaks. Globaalne keskmine temperatuur võis siis olla 6-12 kraadi praegusest kõrgem. Isotoopkoostise põhjal tehtud hinnangud kriidi ajastu lõpu troopiliste ookeanide pinnatemperatuuri kohta annavad vahel jälle tunduvalt väiksemaid väärtusi kui praegu on (umbes 21 kraadi praeguse 27 vastu). Seda nimetatakse jaheda troopika paradoksiks. Seletatakse seda soojuse eriti intensiivse

meridionaalse transpordiga. Ühtlasi tekib kahtlusi, kas kriidi ajastu kliima nii ekstremaalselt soe oligi.

Keskaegkonda kuulub kolm ookeanide anoksia episoodi, millistest kaks on toimunud kriidi ajastul. Üks alguses ja teine lõpus. Kolmas kuulub juura ajastu algusesse. Neid ajavahe- mikke iseloomustavad erakordselt rikkalikult orgaanilist ainet sisaldavad setendid, mis ajaliselt sünkroonselt on settinud globaalselt väga erinevatesse kohtadesse. Strontsiumi isotoopide põhjal on määratud, et sellised episoodid kestsid õige lühikest aega. Neid seostatakse praegu erakordselt suure vulkaanilise aktiivsusega ja ookeani maakoore produtseerimise ebatavaliste mahtudega. Süsinikuringluses on need ülemineku- etappideks suhteliselt stabiilsete seisundite vahel. Intensiivse vulkanismiga kaasnes tavalisest oluliselt suurem CO₂ emissioon, mis tekitas kõrgendatud bioproduktiooni olukorra ja hapnikuvaeguse ookeanide vees. Anoksia kui nähtus on üks võimalikke liikide kiire väljasuremise põhjusi.

Kriidi ajastu lõppes palju fantaseerimist põhjustanud sauruste väljasuremisega. Selle seletamisel on populaarne olnud katastroofihüpotees. Eeldatakse umbes 10 km läbimõduga komeedi või asteroidi kukkumist Maale, mis ei ole mingi võimatu sündmus (meenutagem Shoemaker-Levy 9 komeedi hiljutist Jupiterile langemist). Sellest lendutõusnud tolmutpilv pidi tekitama tuumaöö ja tuumatalve sarnase nähtuse. Suurtel aladel oleks sellest fotosüntees lõppenud ja toitumisahelad katkenud. Teised autorid näevad põhjust vulkanismi erilises intensiivistumises. Mõlema versiooni kasuks võib leida fakte. Vulkanismi kasuks räägivad nimetatud ajast pärit laavakihid, kosmilise katastroofi kasuks aga pea kõikjal esinev umbes 1 cm paksune iriidiumi sisaldav setete kiht. See kiht avastati 1979. a. Iriidium on maakooses haruldane metall, kuid esineb suhteliselt ohtralt meteoriitides. On otsitud ja leitud ka katastroofi konkreetseid jälgi. Kosmosest tulnud objekti kukkumise kohana identifitseeritakse 180 km läbimõduga Chicxulub'i kraatrit Yukatani poolsaarel. Päril viimasel ajal on serveeritud koguni selle asteroidi tükki, mis on leitud Vaikse ookeani põhjast. Kuigi ajakirjandus on juba kuulutanud dinosauruste tapja tabamisest jääb leitud 3 mm läbimõduga

meteoriidikillu ja temast mitme tuhande kilomeetri kaugusel paikneva kraatri kokkukuuluvus veel kauaks vaieldavaks. Katastroofi suutsid mõnede arvutuslike hinnangute järgi maismaaloomade seas üle elada üksnes umbes rotisuurused imetajad. Sauruste väljasuremine võis siiski toimuda ka proosalisemal viisil, lihtsalt allajäämisest imetajatele halvenevas kliimas. Dateerimises on omajagu ebatäpsust, kuid mitmete viimase aja uuringute järgi ei kao sauruste säilmed vastavatest kihtidest mitte nii väga ühel ajal. Samal ajal on selge, et uusaegkonna kihtides neid enam ei ole. Häving ei tabanud ainuüksi dinosaurusi vaid kadus umbes 70 % senistest taime- ja loomaliikidest. Tagasihoidlikumad hinnangud väidavad, et hävisid ainult umbes pooled liigid. Seni domineerinud roomajatest jõudsid uusaegkonda vähesed liigid – sisalikud, maod, krokodillid, varaanid ja kilpkonnad. Imetajatest kujunesid lühikese aja jooksul uue aegkonna peremehed. Siingi peab rõhutama ühe tähtsa põhjusena paremat hoolitsust järglaste eest võrreldes roomajatega. Imetajate kõrval säilisid ja hakkasid edasi arenema kalad ja linnud.

26. UUSAEGKOND EHK KAINOSOIKUM

Uusaegkond, algusega 65 (või 66.4) miljonit aastat tagasi jaguneb samuti kolmeks ajastuks – paleogeeniks, neogeeniks ja kvaternaariks. Paleogeeni ja neogeeni koos nimetatakse ka tertsaariks. Paleogeeni, neogeeni ja kvaternaari jagatakse detailsemateks alajaotusteks. Alates uusaegkonna algusest on paleogeeni alajaotused – paleotseen (65-54 aastat tagasi), eotseen (54-38 miljonit aastat tagasi) ja oligotseen (38-26 miljonit aastat tagasi). Neogeenis eristatakse miotseeni (26-7 miljonit aastat tagasi) ja pliotseeni (7-2.5 miljonit aastat tagasi). Kvaternaari arvatakse maksimaalselt 2.5 viimast aastamiljonit. Suurem osa sellest ajast kuulub pleistotseeni ja viimased 10 000 aastat kui aeg pärast viimast jääaega arvatakse hilisajaks (recent).

Kliima on uusaegkonna vältel suuremate ja väiksemate kõikumiste saatel muutunud karmimaks. Märgatavaks muutus jahenemine aegkonna keskelt alates, seega orienteeruvalt 30 miljonit aastat tagasi. See protsess on kulgenud kiirenevas

tempos. Maa sisemus on uusaegkonna ajal olnud rahutu. Intensiivne on olnud mägede teke ja aktiivne vulkanism. Kuigi ka keskaegkonnas olid Maa sisemuse protsessid aeg-ajalt jõulised, ei toimunud siis kuigi kontrastseid jahenemisi. Sooja kliima püsimumist soodustas tõenäoliselt mandrite konfiguratsioon, mis lubas intensiivset soojuse transporti polaaraladele. Uusaegkonnas on lõunapooluse ala Antarktika mandri all ja vee läbipääsud põhjapoolkera suurtele laiustele kitsad. Ka mägede tekke intensiivsus on kindlasti uusaegkonna kliimat külmemaks muutev tegur.

Paleogeen

Uusaegkonna esimene ajastu paleogeen on kestuselt võrreldav keskaegkonna ja vanaaegkonna ajastutega. Sellesse 39 miljonit aastat kestnud ajastusse kuulub Maa ajaloo viimane suur mere pealetung. Vee alla jäid suurem osa Euroopast, Põhja-Aafrika ja Lääne-Siber. Mandrid ja nende paigutus hakkasid lähenema juba tänapäevasele olukorrale. Põhja- ja Lõuna-Ameerika olid paleogeenis veel lahus, Aasia ja Põhja-Ameerika jällegi koos. Aafrika polnud veel tänapäevase suuruse ja väljanägemisega. India oli Aasiast veel eraldi ja Austraalia praegusest suurem, ka Tasmaania oli selle mandri osa. Austraalia ja Antarktika eraldusid teineteisest umbes 50 miljonit aastat tagasi. Eraldusid ka Norra ja Gröönimaa ning avanes Biskaia laht. India ja Aasia mandrite kokkupõrge toimus vahemikus 54-49 miljonit aastat tagasi. India liigub stabiilselt püsiva Siberi suhtes praegugi 4-5 cm/aastas. Paleogeenis on kerkinud Kaljumäed ja Andid ning pikk ahelaaarestik – Kamtsatka, Kuriilid, Jaapani ja Indoneesia saared. Nimetatutest veidi hiljem hakkasid kerkima Püreneed, Alpid, Karpaadid, Kaukasus ja Himaalaja. Mägede kerkega kaasnes vulkanism. Kliima oli paleogeenis veel soe, kas troopiline või lähistroopiline. Gröönimaal kasvasid tammed ja kastanid, Kesk-Euroopas banaanid ja Ida-Euroopa lauskmaal palmid ja viigipuud. Öistaimede lopsakas kasv pakkus ohtralt toitu taimetoidulistele imetajatele ning sealt edasi toitumishela järgnevatele lüliledele. Maismaaloomastik saavutas oma suurima liigilise mitmekesisuse. Paleogeenis ilmusid ahvide esimesed liigid. Meredes elasid jätkuvalt karbid, teod, korallid ja

käsnad. Sinna ilmusid ka vaalad, delfiinid ja hülged. Paleogeeni lõpuosas hakkas meri taanduma (õigemini hakkas maa eelnenud aegadega võrreldes eriti kiiresti kerkima) ja asemele tekkis palju soiseid tasandikke nagu kunagi karbonis. Paleogeenist on pärit paljud pruunsöe lademed. Kerkivate mäestike äärenõgudes tekkisid mitmed praegused nafta- ja gaasimaardlad. Kliima oli paleogeenis veel nagu keskaegkonnas, kuid elustiku liigid kuulusid kindlalt uusaegkonda.

Neogeen

Neogeeni ajastu algas 26 kuni 27 miljonit aastat tagasi. Sellesse kuulub seni kestva alpi kurrutuse peafaas. Enne neogeeni ajastut veel oligotseenis alanud maakoore kerkimine haaras umbes poolt kontinentide kogupindalast. Kuigi ka enne toimusid pidevalt kerkimised ja vajumised peetakse nimetataud kerkimisele eelnenud 150 miljonit aastat tektoonilises mõttes rahulikuks ajaks. Neogeeni mandrite konfiguratsioon sarnanes veelgi enam tänapäevasele kui paleogeeni oma. Kõik mandrid peale Antarktika ja Austraalia olid omavahel ühendatud. Ookeani meridionaalset tsirkulatsiooni see kindlasti takistas. Paleogeenis alanud mandrite kerkimine jätkus veel kiiremini ja see soodustas kliima jahenemist. Veel paleogeenis, umbes 37 miljoni aasta eest hakkas Antarktika jahedatesse vetesse ilmuma merejääd. Väiksemad liustikud tekkisid Antarktikas alates neogeeni algusest (27 miljoni aasta eest). Jääkilp kujunes sinna alles 10 miljoni aasta eest. Samal ajal hakkas liustikke tekkima ka põhjapoolkera kõrgmägedes.

Kurrutuse kiiruse iseloomustamiseks niipalju, et Kaukasuse mäed olid 9 miljonit aastat tagasi alles tervenisti allpool merepinda. Neogeenis oli mandrite kogupindala Maa ajaloo suurimaid, kui mitte kõige suurem. Praegu on see mõnevõrra väiksem. Kerkimine ei toimu neogeenis mitte üksnes laamade piiridel vaid ka laamade keskosades. Neogeeni lõpus, 3 miljonit aastat tagasi kiirenes kerkimine hüppeliselt veelgi. Enamus nendest neotektoonilistest protsessidest kergitavad eelkambriumist ja vanaaegkonnast pärit mandrite maakoort. Kerkimine on siiani toimunud ilma oluliste horisontaalsete deformatsioonideta. Kerkimise põhjus on väga skemaatiliselt selles, et vahevöö sügavusest on hakanud läbi 670 km piirpinna üles

voolama rohkem kuuma vedelat magmat. Litosfäärini jõudnud, levib see kerkimiskoha ümbruses õhukese kihina otse litosfääri materjali all. Kerkimise tekitab gaaside vabanemine ja üldine paisumine. Miks selline kiire kerkimine vahemikus 3 kuni 2.5 miljonit aastat tagasi on eelistanud just kontinentide maakoore alasid ja mil moel tektooniline reziim siis täpsemalt on muutunud? Need küsimused on veel lõpliku vastuseta. Selge on, et maakoore kerke kiirenemine on kaasa toonud kliima jahenemise kiirenemise. See on kulgenud läbi suurte kõikumiste. Käesoleva jääaegade ehk glatsiaalse ajastu alguseks peetakse Antarktika statsionaarse jääkilbi moodustumist. Maapinna kiireneva kerkimise ajal hakkasid statsionaarsed jääkilbid tekkima ka põhjapoolkera aladele. Siin ei jäänud nad miljoniteks aastateks püsima vaid moodustusid ja taandusid korduvalt kümnete tuhandete aastatega mõõdetavas ajaskaalas. Neogeeni pliotseeni etapil taandus troopikavööde ligi 20 kraadi võrra ekvaatorile lähemale. Võrreldes paleogeeniga tõusis neogeeni loomastikus kabjaliste, londiliste ja kiskjaliste osatähtsus. Neogeenis olid juba olemas karud, hundid, rebased, koerad, lambad ja sead. Kiskjate hulgas oli silmapaistev kuni 14 cm pikkuste kihvadega mõõkhambuline tiiger. Liigirikas oli linnuriik. Lindude hulgas leidus ka kuni 3 meetri kõrgusi jaanalinde. Neogeenis oli arvukalt primaatide liike. Väikest kasvu ja kiskjate vastu muidu kaitsetud primaadid varjusid puude otsa ja arenesid seal eriti painduvateks ning osavateks. Arenesid eriti täiuslikuks jäsemed ja kujunes hea ruumiline nägemine. Kliima jahenedes hõrenesid metsad ja kõigile primaatidele ei jätkunud puuvõrades eluruumi. Elu maapinnal oli palju keerulisem ja ohtlikum. Liigid, millised sellega ei kohanenud, surid välja. Muutumisvõimeliste seast arenes järgneval kvaternaari ajastul Homo Sapiens. Muutuv kliima selekteeris arenemisvõimelised liinid välja vahemikus 3-2.5 miljonit aastat tagasi.

Kvaternaar

Neogeeni lõpul alanud põhjapoolkera tsüklilised mandrijäätumised tähistavad üleminekut eriti jaheda ja muutliku kliimaga ajastusse kvaternaari, milles me praegu elame. Kvaternaari alguse pleistotseeni ajastut refereeritakse vahel

tervikuna kui jääaega. Kvaternaari alguspoollel toimus ookeani pinnakihtide tugev jahenemine. Korduvalt kasvasid paksud jääkihid, mis katsid ulatuslikke maa-alasid. Jääajad vaheldusid suhteliselt soojemate jäävaheaegadega. Esimese jääaja algus on viimasel kümnendil nihutatud varasemale ajale kui seni, umbes 2.5 miljonit aasta taha käesolevast hetkest arvates. Mitte väga ammu peeti selleks ajaks natuke rohkem kui miljon aastat. Üksmeel valitseb selles, et jääaegade käivitajaks on 3 miljonit aastat tagasi alanud eriline geotektooniline periood. Vaidlusi tekitavad ikka veel konkreetsete jääaegade ja jäävaheaegade täpsemad tekkemehhanismid. Üksikute maakoore plokkide kiired kerkimised ja vajumised muutsid reljeefi ning löid sellega ookeanide ja atmosfääri tsirkulatsiooni toimumiseks paremaid ja halvemaid tingimusi. Tõusid kiiresti Tiibeti platoo, Etioopia platoo, Kagu-Aafrika platoo, osa Kordiljeeridest, osa Euroopast. Samal ajal laskusid Põhjamere basseini (Neogeenis olid Briti saared mandri osaks), Baikali, Kaspiat. Võrreldes neogeeniga intensiivistusid ookeani põhja erinevate alade kerkimised ja laskumised. Kõik see mõjus Maa pöörlemisele. Globaalne õhu ja vee tsirkulatsioon on Maa pöörlemise muutumise suhtes küllaltki tundlik. Kliima kiiret muutumist vallandavate või toetavate protsessidena tulevad arvesse veel Maa orbiidi ja pöörlemistelje muutused (Milankovitch'i teooria) ja biosfääri süsinikuringlust reguleeriv toime. Süsiniku konserveerimise ja vabanemise protsesse reguleerib biosfääri kõrval tõhusalt ka kliima ise. Eriti keltse tekkimise ja sulamise kaudu.

Eriline huvi jääaegade ja sealt edasi kogu uusaegkonna kliima vastu tuleneb praegu murest tuleviku kliima pärast ja soovist inimkonna kliimat muutmise võimed päris täpselt selgeks saada. Kõik mineviku kliima jäljed on praegu põhjaliku uurimise all. Üsnagi loogiliselt keskendus huvi esmalt boreaalsele ja subboreaalsele vööndile kui kõige tundlikumale. Praegu on samavõrra huvi all ka troopiline ja subtropiline vöönd. Nendes vööndites polnud kunagi jääkatet, kuid jääajad kujundasid kaudse toimega sealse kliima samuti väga muutuvaks. Vaheldusid mingi korra järgi kuiv ja niiske kliima. Ookeani ladestunud tuulega toodud setted kogunevad Aafrika ranniku ja teiste ariidse piirkonna randade lähedal kiiremini kuiva kliima ajal. Jäätumistele kõrgetel laiuskraadidel vastab üldiselt tuu-

lest kantud setete jõudsam kogunemine ariidse vööndi ookeanis. Sahara piirkonna setetes on märgatavad kogunemisrežiimi muutused 2.8, 1.7 ja 1 miljon aastat tagasi. Viimase aastamiljoni jooksul eristuvad ligikaudu 100 000 aasase perioodiga muutused setete kogunemises. Ka kaasajal on Saheli põudadel korrelatsioon Atlandi põhjaosa veepinna temperatuuriga. Põuad kaasnevad veepinna keskmisest madalama temperatuuriga.

Kvaternaari jäätumiste ja jäävaheaegade eristamiseks kasutatakse erinevate piirkondade kohanimetusi. Eestis on kasutusel kas saksa või vene päritoluga nimetused. Ameerikas on käibel enamasti oma maakohtade nimed. Euroopa esimesed jäätumised lähtusid ilmselt Alpidest kui jäätumistsentrist ning olid nõrgad. Maailmaookeani veetase oli veel varasemate jäätumiste ajalgi 150 m kõrgem kui praegu. Nõrkade jäätumiste jäljed looduses on palju vähem ilmsed kui tugevate omad ja sellepärast on neid järkjärgult leitud alles hiljuti. Doonau jäätumised Alpide esistel tasandikel kestsid vahelduva eduga pikemat aega. Nende viimastel jääaegadel oli ookeani pind juba vaid 70 m üle praeguse taseme ja jäävaheaegadel kerkis orienteeruvalt 30 m võrra. Allapoole praegust taset langes ookeani pind esmakordselt 550 000 aastat tagasi olnud GÜNtSi jäätumise haripunktis. Seda võiks pidada tõeliselt karmide jääaegade alguseks. Järgnenud Belovezje jäävaheaja keskpunkt oli ligi 500 000 aastat tagasi. Sellele järgnesid 400 000 aasta eest kokku umbes 100 000 aastat kestnud Mindeli jäätumised, mille ajal liustikud ei küündinud eriti kaugele, kuid mis peletasid Euroopast ära soojalembesed loomad. Lõunasse liikudes kohtusid nad sealsete alade peremeestega. Karmis võitluses toidu ja eksistentsi eest hävisid mitmed põlisasukate või sisserrändajate liigid mitte niivõrd kliima sobimatuse kui harjumatu konkurentsi tõttu. Eestist ei ole Mindeli jäätumise eelsete jäätumiste jälgi leitud, Mindeli jäätumise moreene aga küll. Mindeli jäätumisele järgnenud Lihvini jäävaheajal osutus kliima tõenäoliselt praegusest soojemaks. Sellele järgnenud Rissi jäätumine (haripunkt umbes 200 000 aastat tagasi ja kestus 130 000 aastat) osutus kõigi jäätumiste seas kõige karmimaks. Skandinaaviast lähtuv liustik jõudis siis peaaegu Musta mereni. Samaaegselt laskusid liustikud ka Alpidest, Püreneedest ja Karpaatidest. Samuti oli liustikega kaetud suur

osa Siberist ja Põhja-Ameerikast. Selle jäätumise käigus muutus Euroopa loomastik liikide poolest tunduvalt vaesemaks. Hästi tulid toime karvased ninasarvikud ja mammutid, muskusveised ja polaarrebased. Rissi jäätumine jagunes kaheks eraldi lõiguks. Venemaa kirjanduses kutsutakse neid vastavalt Moskva ja Dnepri jäätumiseks, nende vahele jäävat soojemat perioodi aga Odintsovo jäävaheajaks. Rissi jäätumisele järgnes 110 000-70 000 aastat tagasi olnud Mikulino jäävaheaeg ning sellele omakorda viimase, Würmi jääaja kolm jäätumist. Würmi jäätumise viimase etapi lõpust ei ole möödunud palju üle 10 000 aasta. Kliima kõikumised ei toimu üksnes mustvalge amplituudiga jääaeg-jäävaheaeg. Väiksema amplituudiga jahtumised ja soojenemised leiavad aset nii jääaegade kui jäävaheaegade ajal.

Eestist taandus mandrijää veidi üle 12 000 aasta tagasi. Algul kerkis jää survest vabanenud maakoos väga kiiresti. Tallinna lähedal näiteks umbes samapalju sentimeetreid aastas kui praegu millimeetreid. Kodune Läänemeri, mida enamasti rahvaid Balti mereks nimetab, on pärastjääaegne moodustus. Ta tekkis sulamisvetest jääpaisjärvena. Ookeani veetase oli sellel ajal veel 40-50 m praegusest madalam ja Beltide ning Sundide põhi jäi sellest kõrgemale. Jääpaisjärve vesi murdis üle 10 000 aasta tagasi Kattegati piirkonnas Põhjamerre ja veidi hiljem läbi Soome ka Valgesse merre. Umbes 10 000 aastat tagasi avanes Kesk-Rootsi madalate alade kohal avaram läbipääs Põhjamerre. Tekkis soolane Joldiameri. Nimi on pandud selles ohtralt leidunud molluski järgi. Maapinna jätkuva kerkimise tõttu sulgus see läbipääs 8500 aasta eest ja algas Antsülusjärve staadium. Nimi on võetud selles järves massiliselt elanud mageveelise teoliigi nimest. Edasine veetaseme tõus tekitas 6000 aasta eest Beltide kohal uuesti ühenduse ookeaniga ja Antsülusjärv muutus Litoriina mereks. Ka see nimi tuleb teoliigi nimest. Ikka jätkuva maapinna kerkimise tõttu jäid väinad edaspidi pidevalt kitsamaks ja madalamaks ning piiratud veevahetuse tõttu hakkas soolsus kahanema. Vähese soolsusega Limneamere staadiumi alguseks loetakse aega 3000-4000 aastat tagasi. Jällegi teo nimest. Viimase 3000 aasta vältel on olukord olnud

üsna stabiilne. Soolsus on mõnevõrra vähenenud ja vesi olnud natuke soojem või külmem.

Viimase jääaja järgse kliima käiku on järjest põhjalikumalt uuritud, kasutades materjalidena instrumentaalsete meteoroloogiliste vaatluste andmeid viimasest paarist sajandist, puude aastaringide andmeid viimase 7 500 aasta ulatuses, igijääs salvestatud informatsiooni, ajaloo kirjalikke allikaid, öietolmu, setteid jne. Eriti soe on kliima olnud vahemikus 7300-4900 aastat tagasi, kuid mitte ühtlaselt vaid tsükliliselt. Eristub selles vahemikus 7 eriti sooja episoodi. Osaliselt langevad nad kokku ka niiskete perioodidega. Veel on soojad perioodid olnud 3300 ja 2750 aastat tagasi ja keskaja pikem soe epohh vahemikus 800-1300. Palju on kirjutatud väikesest jääajast vahemikus 1450-1850. Niiske on meie ümbruskonna kliima olnud 9500, 7000, 4500 ja 3000 aastat tagasi. Ka praegust aega loetakse niiske kliima olukorraks. Eriliselt kuiv kliima on olnud 8500 ja 4000 aastat tagasi

27. ATMOSFÄÄRI KOOSTIS

Atmosfäär on Maad ümbritsev ja tema külge kuuluv ümbrisest. Kogu Maa mass on $5.98 \cdot 10^{27}$ g, maailmaookeani mass $1.39 \cdot 10^{24}$ g ja atmosfääri mass $5.14 \cdot 10^{21}$ g. Seega moodustab atmosfäär planeedi Maa kogumassist alla miljondiku. Atmosfääri materjaliks on pika aja jooksul stabiliseerunud koostisega gaaside segu. Nagu eelnevast selgus on atmosfääri praegune koostis väga erinev ürgse esialgse atmosfääri omast ja on selliseks kujunenud elusaine toimel. Atmosfääri gaasisegu üheks esmaseks iseloomustajaks on keskmine molekulmass. See on segu koostises olevate gaaside molekulmasside kaalutud keskmine ja tema praegune väärtus on 29 (täpsemalt 28.9645). Atmosfääri suhtelist koostist väljendatakse kas massi või ruumala järgi. Vastavalt siis, millise osa iga gaas moodustab kas õhu ühikulisest massist või ühikulisest ruumalast. Kuiva õhu koostis ruumala järgi on toodud tabelis 27.1.

Teisi gaase esineb õhus veel vähemates kogustes. Põhigaasideks on lämmastik ja hapnik. Kui veel suhteliselt ohtra sisaldusega argoon juurde arvata, siis on tublisti üle 99.9 % kuiva õhu ruumalast täidetud. Ülejäänud gaase nimetatakse

viimasel ajal lisandgaasideks. See, et neid õhus vähesel määral sisaldub, ei tähenda, et nad tähtsusetud oleksid. Atmosfääris toimuvates keemilistes reaktsioonides ja kiirguse neelamisaaskiirgamise protsessides on just lisandgasidel juhtiv osa. Arvukate lisandgaaside seas on inertsed gaasid täiesti passiivsed ja nende sisaldusest ei olene õieti midagi. Gaaside omadused järgnevad loogiliselt nende aatomite ja molekulide ehitusest. Keemiline side realiseerub aatomite vahel kas kovalentse või ioonsidemena. Mõlemal juhul tagavad selle elektrilised jõud. Kovalentse sideme korral jagavad kaks aatomit ühte või enam ühist elektronide paari. Lihtsaim näide – vesiniku molekul, milles kummagi aatomi ainus elektron tiirleb ühises elektronkattes. Ioonsideme korral läheb üks või mitu elektroni ühe aatomi välisest elektronkattest üle teise aatomi välisesse elektronkattesse. Moodustuvad vastavalt positiivne ioon ja negatiivne ioon.

Tabel 27.1

Gaas	Molekulmass	Suhteline sisaldus ruumalal, %
Lämmastik, N ₂	28.013	78.084
Hapnik, O ₂	31.998	20.948
Argoon, Ar	29.948	0.934
Süsinikdioksiid, CO ₂	44.010	0.0360
Neon, Ne	20.183	0.00182
Heelium, He	4.003	0.00524
Heelium, He	4.003	0.00524
Metaan, CH ₄	16.043	0.00017
Krüptoon, Kr	83.800	0.000114
Vesinik, H ₂	2.017	0.00005
Dilämmastikoksiid, N ₂ O	44.013	0.00003
Süsinikoksiid, CO	28.118	0.000012

Näiteks võiks olla keedusoola NaCl molekul, milles side on Na⁺ ja Cl⁻ ionide, mitte neutraalsete Na ja Cl aatomite vahel. Ioonsidemega on tavaliselt seotud metallide aatomid mitte-

metallide aatomitega. Atmosfääri gaaside molekulid on seotud kovalentsete sidemetega. Kovalentse sideme korral võivad osalised aatomid olla võrdväärsed, nagu see on vesiniku molekulis. Võib olla ka nii, et üks osaline aatom on "võrdsem". Ühise elektronkesta elektronid liiguvad siis sellele "võrdsemale" või tsentraalsele aatomile lähemal. Molekuli üks ots või osa on positiivsem ja teine negatiivsem. Kovalentne side on niiviisi polariseeritud. Ühe ja sama elemendi aatomitest molekulid ei ole polariseeritud sidemetega. Erinevatest aatomitest molekulis on tavaliselt üks aatom tsentraalne, mis nagu hoiaks ülejäänuid just enda küljes. Näiteks vee molekulis on tsentraalseks aatomiks hapniku aatom, süsiniku ühendites on selleks süsiniku aatom.

Keemiliste sidemete tekkimise võimalused määrab elektronide arv molekuli moodustavate aatomite välises elektronkestades. Kui välises elektronkihis on kõik võimalikud elektroni kohad (esimeses 2, järgmistes 8) täidetud, siis sidemeid ei teki. See olukord realiseerub inertsete gaaside korral, mis ka atmosfääris eksisteerivad omaette aatomitena. Metallide aatomite elektronkestade välises kihtides on enamus elektroni kohtadest täitmata, seal olemasolevad vähesed elektronid antakse kergesti ära mittemetallide aatomitele. Mittemetallide aatomite elektronkestades on vastupidiselt metallidele enamus kohti täidetud ja vaid üksikud kohad täitmata. Need täidetakse kergesti kas metallide aatomitest võetavate elektronidega (ja vastavalt tekib ioonide) või siis täidetakse puuduvad elektronide kohad vastastikku ja tekib kovalentne side. See võib olla nii mitmekordne kui mitu täitmata kohta on välises elektronkesta kihis. Näiteks hapnikul ja väävlil saab tekkida kahekordne kovalentne side, lämmastikul kolmekordne, süsinikul neljakordne. Halogeenide aatomitel on välises elektronkestas täitmata üks koht, mistõttu nad moodustavad eriti kergesti ioonsideid metallidega. Omavahel moodustavad nad ühekordse kovalentse sideme. Mittemetallidel on kalduvus moodustada väikesi molekule. Selliste molekulide keemilised sidemed on suhteliselt nõrgad.

Aatomite mõõtmed on suurusjärgus 10^{-8} cm, mille jaoks on kasutusel ka eraldi ühik Ångström. Enamus lihtsate molekulide

keemilisi sidemeid mahub pikkuste vahemikku 1-3 Å. Näiteks H-Cl sideme pikkus on 1.27 Å, O-H sideme pikkus 0.96 Å, C-C sideme pikkus 1.54 Å ja C-H sideme pikkus 1.10 Å. Keemiliste sidemete pikkused on konstantsed. Mitmekordsed sidemed on lühemad kui ühekordsed. Näiteks C=C sideme pikkus on 1.33 Å ja kolmekordse sideme pikkus kahe süsiniku aatomi vahel 1.20 Å. Keemiliste sidemete pikkused on alati lühemad kui nendega seotud aatomite raadiuste summa. Keemilise sidemega molekuliks ühendatud aatomid oleks nagu natuke teineteise sisse pressitud. Molekulide mõõtmed sõltuvad nii keemiliste sidemete pikkusest kui aatomite arvust molekulis. Atmosfääris domineerivad kahest kuni neljast aatomist koosnevad molekulid, mille mõõtmed võrreldes keerukate ja enam kui 1000 Å pikkuste orgaaniliste molekulidega on väikesed. Liitudes molekuliks moodustavad aatomid erinevaid geomeetrilisi struktuure. Keemiliste sidemete pikkuste kõrval on sama tähtis, mis nurga all need sidemed asetsevad. Kahest aatomist koosneva molekuli puhul ei saagi need sidemed paikneda teisiti kui sirgjoonel. Sel juhul räägitakse lineaarsest molekulist. Kolmest aatomist koosnevad molekulid võivad olla nii lineaarsed kui mittelineaarsed. Veel enamast arvust aatomitest koosnevad molekulid on harva lineaarsed. Molekulide omadused olenevad oluliselt keemiliste sidemete paigutusest. Näiteks H₂O molekulis on hapniku aatom tsentraalne ja vesiniksidemed moodustavad temast kui tipust lähtuva kolmnurga tipunurgaga 105°. Metaani molekulis lähtuvad vesiniksidemed süsiniku aatomist tetraedrilselt 109° nurga all. CO₂ ja atsetüleen C₂H₂ molekulid on lineaarsed. Kõik molekulidega toimuvad keemilised muundumised toimuvad madalama potentsiaalse energia suunas, mis teiste sõnadega tähendab keemilise stabiilsuse suunas. Keemiliste sidemete koguarv molekulis vastab poolele osalevate aatomite välise elektronide võimaliku ja tegeliku arvu vahest. Näiteks vääveldioksiidi SO₂ molekulis võib olla $(24-18)/2 = 3$ keemilist sidet. Antud juhul on väävli aatom tsentraalne. Üks hapniku aatom on sellega ühendatud kahekordse, teine ühekordse sidemega. Kahekordne ja ühekordne side võivad aegajalt

omavahel kohad vahetada. Selliseid sideme ümberpaiknemisega molekule nimetatakse resonantshübriidideks. Resonants suurendab molekulide stabiilsust. Sellistel molekulidel on ka suur reaktsioonivõime. Molekule või ioone, millel on võrdne arv välise elektronikihi elektrone, nimetatakse isoelektronseteks. Näiteks H_2O ja H_2S või SO_2 ja O_3 . Paaritu arvu sidemetega seotud molekulid on harva stabiilsed.

Molekulide ehitus määrab nende võimalikud suhted kiirgusega, see tähendab millise lainepikkusega kiirgust nad neelavad ja taaskiirgavad. Võrreldes aatomitega on molekulide spektroskoopia keerulisem, kuna võimalikud üleminekud erinevate energiaseisundite vahel pole nii järgalt fikseeritud kui aatomites. Aatomites on võimalikud elektronide üleminekud vaid kindlate energiaseisundite vahel. Kiirgumine ja neeldumine saavad toimuda väga täpselt fikseeritud suurusega kvantidena. Üleminekutele vastavalt tekivad spektris kitsad kiirgus- või neeldumisjooned. Samasugused üleminekud elektronide energiaseisundite vahel toimuvad ka molekulides. Kuid lisaks elektronkonfiguratsiooni energieetikal tekivad molekulis erinevate energieetiliste seisundite võimalused veel võnkumise ja pöörlemise tõttu. Aatomid molekulis võnguvad oma kesksete asendite ümber ja nii molekulid tervikuna kui nende üksikud osad pöörlevad. Sellest tulevad energieetiliste seisundite vaheliste üleminekute täiendavad võimalused. Kaheaatomne molekul venib võnkumise käigus pikemaks ja tõmbub lühemaks. Kummasegi seisundisse minekut reguleerib kiirguskvantide emissioon ja neelamine. Võnkeseisundid ei ole energieetiliselt nii täpselt fikseeritud kui elektronide energianivood. Vastavalt ei teki nendevahelistel üleminekutel mitte kitsad jooned vaid küllaltki laiad ribad. Kaheaatomses molekulis on üks selline võnkeriba. Võnkeseisundite energieetiline erinevus ei ole eriti suur ja vastavalt paiknevad võnkeribad infrapunases spektriosas. Nende ribade põhjustatud ongi Maalt lahkuva soojuskiirguse neeldumine atmosfääris ehk kasvuhooneefekt. Kolmeaatomses molekulis on kolm sellist võnkeriba. Lineaarses molekulis on võnkumise variandid järgmised. Esiteks kogu molekuli pikemaks ja lühemaks venitav võnkumine, teiseks kolmnurga sarnaseks painutatav võnkumine (keskmine

aatom liigub ühes suunas ja otsmised vastassuunas) ning kolmandaks kogu molekuli piki aatomite rida ühes suunas venitav võnkumine. Aatomite kolmnurkse paigutusega molekuli võnkumine kas venitab kolmnurga kumbagi külge pikemaks ja lühemaks, püüab kolmnurka tõmmata sirgjooneks või kolmanda variandina muuta teda ebasümmeetriliseks (vt. joonis). Veelgi pikemalainelisemas spektriosas paiknevad ja laialimääritud on molekulide pöörlemisenergeetika spektraalribad.

Kui hästi või halvasti kiirgus läbi pilvitu atmosfääri maapinnani ja sealt tagasi maailmaruumi pääseb ongi määratud atmosfääri koosseisus olevate molekulide energieetikaga. teiste sõnadega sõltub sellest, millistes kiirguse lainepikkuste vahemikes paiknevad molekulide neeldumisribad. Atmosfääri põhigaaside molekulid ei avalda läbivale kiirgusele olulist mõju. Lämmastiku molekulid ei mõjuta seda praktiliselt üldse ja hapniku molekulid neelavad vaid väga lühilainelist kiirgust, mille osa kogu energiavoost on väga väike. Atmosfääri läbivaid kiirgusvoogusid reguleerivad just temas vähesel määral sisalduvad lisandgaasid. Neid nimetatakse vahel ka kliimateiliselt aktiivseteks gaasideks, kuna nende sisalduse muutused atmosfääris avaldavad mõju kliimale. Nimetatud gaaside sisaldusest olenevalt võib hakata vähem või rohkem päikeseenergiat maapinnani jõudma. Atmosfääri saabuva päikese kiirguse osas on kliimagaaside reguleeriv toime siiski suhteliselt nõrk. Hoopis tõhusamalt reguleerivad nad äsja mainitud võnkeribade kaudu Maalt lahkuvaid soojuskiirguse voogusid. Selle toime mõttes jagatakse kliimagaasid kiirguslikult aktiivseteks, keemiliselt aktiivseteks ja mõlemal viisil aktiivseteks. Domineerivalt kiirguslikult aktiivsed gaasid, nagu CO_2 , O_3 ja H_2O neelavad Maalt lahkuvat kiirgust otseselt ja suunavad suure osa selliselt neelatud kiirgusest maapinna poole tagasi. See ongi kasvuhooneefekt. Teised kliimagaasid, nagu CO või NO , otse kiirguse neelamisse erilist panust ei anna, kuid oma keemilise aktiivsuse tõttu osalevad olulisel määral sellistes reaktsioonides, mis muudavad kiirguslikult aktiivsete gaaside sisaldust atmosfääris. Kolmandatel gaasidel, nagu metaan CH_4 ja kurikuulsad kloorfluorsüsinikud ehk freoonid CFC, on

mõlemad toimed ligikaudu võrdväärset. Nad on aktiivsed nii kiirguslikult kui keemiliselt. Õieti on ka freonid metaani või etaani C_2H_6 sarnaste kiirguslike omadustega, kuna on sünteetisid asendades struktuuris vesiniku aatomid halogeenide omadega. Molekulide struktuurid ja neeldumisribad jäävad vastavate süsivesinikega küllaltki sarnaseks.

Atmosfääri lisandgaasidel on reeglina allikad atmosfäärist väljaspool, kust nad sinna imuvad. Täpsemalt jagatakse neid päritolu mõttes kolmeks klassiks – allikgaasid, aktiivgaasid ja reservuaargaasid. Allikgaasid imuvad regulaarselt atmosfääri pinnasest, biosfäärist, ookeanist ja viimasel ajal järjest sagedamini inimtegevuse tõttu. Atmosfääris toimuvad nendega keemilised reaktsioonid. Reaktsioonide käigus moodustuvad produktid on tavaliselt aktiivsemad kui allikgaasid ise. Lõppkokkuvõttes kulgevad keemilised reaktsioonid atmosfääris stabiilsete produktide moodustumise suunas. Võttes näitena süsiniku tsükli gaasid, siis siin on kõige enam allikgaasiks metaan, millel on mitmeid looduslikke ja antropogeenseid allikaid. Atmosfääris reageerib metaan hüdroksüüluga ja jõuab läbi formaldehüüdi, vingugaasi ning teiste vaheproduktide lõpuks oksüdeeruda süsihappegaasiks ja veeks. Süsihappegaas on atmosfääris stabiilne lõppprodukt ehk reservuaargaas. Muidugi ei satu ta atmosfääri ainuüksi läbi metaani oksüdeerumise vaid ka otse.

Seoses kasvuhoonegaaside sisalduse jätkuva kasvuga atmosfääris on tähtis selgusele jõuda, milline on nende allikates ja äravooludes looduslike ja milline antropogeensete protsesside panus. Kasvuhooneefekti juurdekasvust umbes poole põhjustab süsinikdioksiid. Selle sisaldus atmosfääris on kasvanud industriaalse perioodi eelselt 275 miljondikult mahuosalt nüüdseks 360 miljondikuni. Ülejäänud poole tekitavad metaan, troposfääri osoon, dilämmastikoksiid (naerugaas) ja sünteetilised gaasid freonid ning haloonid. Süsinikdioksiidi ringlus toimub läbi biosfääri. Tema sisalduse kasv atmosfääris tuleneb fossiilkütuste põletamisest ja loodusliku taimkatte kui tarbija degradeerumisest. Puhtlooduslikult funktsioneerivas süsinikuringluses on süsiniku vabanemine atmosfääri ja tema sealt sidumine taimsetesse kudedesse enam-vähem tasakaalus.

Varasemal ajal ringlusest väljalangenud fossiilkütuste süsinik tuleb tasakaaluvälisest allikast. Võiks ju hellitada lootust, et seoses kliima soojenemisega ja rikkalikuma süsinikdioksiidi sisaldusega atmosfääris muutub taimede kasvamine intensiivsemaks. Tegelikult ei reageeri taimed sellisele olude muutusele lineaarselt. Mõnedel taimedel suundub juurdekasv maapealselt osalt rohkem juurtesse, mõnede kasv hoopis aeglustub. Kultuurtaimestiku süsinikutarbimine jääb looduslikule üldiselt üldse alla. Süsinikdioksiidi juurdekasv atmosfääris sisaldab samuti mitte päris lõplikult selgitatud põhjustel tekkivaid hüppeid. Nüüdseks on selgunud, et neid ei saa tekitada allikate intensiivsuse kõikumine, mis ei ole nii suur. Põhjus on ikkagi biosfääri tarbimise muutustes. Muutuda võiks kas ookeani fütoplanktoni globaalne tarbimine või põhjapoolkera boreaalsete metsade tarbimine. On märke sellest, et tundra ja borealse metsavööndi süsinikubilanss on tundlik kliima küllaltki väikeste muutuste suhtes. Pole vaja kuigi suurt muutust, et suured pindalad muutuksid süsiniku tarbijatest süsiniku allikateks või vastupidi. Minevikus on Arktika ökosüsteemide pinnasesse salvestatud suured kogused süsinikku. Paljud arktilised piirkonnad on praegu soojemad kui nad on olnud varasemate aastatuhandete jooksul. Sügavamalt sulamise tõttu on langenud veenivoo pinnakihis ja teinud võimalikuks mineraliseerumise ning ühtlasi süsinikdioksiidi vabanemise kiirenemise. Globaalne kliima muutumine ongi kõige suurema amplituudiga arktilistel laiuskraadidel. Süsinikdioksiidi sisalduse kahekordistumine atmosfääris võiks arvutuslike hinnangute kohaselt põhjustada keskmise temperatuuri tõusu tundravööndis suvel kuni 4 kraadi ja talvel kuni 17 kraadi. Biosfääri poolne süsinikdioksiidi sidumine on võrdeline globaalse summaarse bioproduktiooniga. Selle piisavalt täpne hindamine pole sugugi lihtne ülesanne. Näiteks temperatuuri kasvades produktioon teatud piirini kasvab peaaegu lineaarselt, sealt edasi hakkab aga koguni langema. See on nii piisava veevarustuse ja väetisainete olemasolul. Tavaliselt hakkab temperatuuri tõus ka veevarustust piirama ja olukord muutub veelgi keerulisemaks. Ka taimse primaarproduktiooni ja biomassi määramise meetodid kaugseire andmetest pole piisavalt täpsed ja nendega saab hinnata üksnes maapealset

biomassi. Kõige selle tõttu on süsinikdioksiidi vahetuse määr biosfääri ja atmosfääri vahel teada täpsusega umbes 60 %. Selle kõrval on fossiilkütuste põletamisest ja tsemendi tootmisest tuleneva industriaalse panuse täpsus 10 % väga hea. Ookeani pinnatemperatuuri globaalsest jaotusest sõltub süsinikdioksiidi lahustuvus vees. Temperatuuri tõustes see väheneb. Ookeani vees lahustunud kujul on ligi 60 korda rohkem süsinikdioksiidi kui atmosfääris. Ookeani bioproduktiooni tsükkel kulgeb oluliselt kiiremini kui maismaa oma. Siin on suur probleem juba selles, kui palju tarbib fütoplankton süsinikdioksiidi veest ja kui palju atmosfäärist. Mõned globaalsed anomaaliad süsinikdioksiidi juurdekasvu käigus on seletatavad nn. El Niño sündmustega, mil Vaikse ookeani suurtel pindaladel lakkab süsinikdioksiidi rikka külma süvavee ülesvool ja fütoplankton lülitub selle võtmisele õhust. Fütoplanktoni kasv sõltub oluliselt ka lämmastiku ja fosfori, ning eriti raua olemasolust vees. Kui siseveekogude bioproduktiooni limiteeriva tegurina nähakse eeskätt fosforit, siis ookeanis on selleks pigem lämmastik ja muidugi raud. Modelleerimise kaudu ja ka mõõtmistest on selgunud, et ookeani bioloogiline süsiniku tsükkel on kliima muutumise suhtes tundlik. Veelgi tundlikumaks võib osutuda keemiline tsükkel kaltsiumkarbonaadi tekke ja sellega süsiniku setetesse ladestamise näol.

Süsinikdioksiidi kõrval on teine oluline süsinikku sisaldav kasvuhoonegaas metaan, mille tekitatud efekt ühe molekuli kohta on umbes 25 korda suurem. Metaani sisaldus atmosfääris on industriaalse perioodi eelsel ajal olnud keskmiselt 0.65 miljondikku mahuosa ja jääaegadel vaid 0.35 miljondikku mahuosa. Praegu on keskmine globaalne metaanisaldus atmosfääris 1.7 miljondikku mahuosa, põhjapoolkeral isegi üle 1.8 miljondiku. Metaani sisalduse aastane juurdekasv atmosfääris on ligikaudu 1 %. Atmosfääri jaoks on suuremateks metaani allikateks riisipõllud, mäletsevad kariloomad, looduslikud märgalad, kivisöe ja nafta tootmine ning transport, prügimäed, karjamaade regulaarne ülepõletamine ja alpõllundus troopilises vööndis ning termiitide pesakuhikud. Tegemist on kas metaani biogeense produktiooniga või juba varem olemasoleva metaani pääsemisega atmosfääri. Biogeenne metaan eraldub surnud orgaanilise aine lagundamisel

metanogeensete bakterite poolt. Need bakterid on anaeroobsed ja elavad siis, kui on atmosfäärist veekihiga isoleeritud. Mullas elavad ka metanofiilsed bakterid, millised võtavad õhust metaani. Oluliselt oleneb pinnase niiskusest kas see pinnas emiteerib või hoopis neelab metaani. Et metaani lokaalsed bilansid on väga muutlikud ei ole lihtne ka globaalse bilansi komponentide piisavalt täpne määramine. Suurem osa planeedi Maa metaanivarudest ei osale alalises globaalses süsinikuringluses vaid on salvestatud gaasihüdraatide ehk klatraatide kujul merepõhja setetes ning igikeltsas. Gaasihüdraadid koosnevad isomeetrilise kuubilise kristallvõrega jääst, millesse iga 5.75 vee molekuli kohta on haaratud 1 metaani (või etaani) molekul. Normaalingimustele taandatult sisaldab üks kuupmeeter sellist jääd 0.8 kuupmeetrit vett ja 164 kuupmeetrit gaasilist metaani. Maismaa igikeltsas saab metaani sisaldav jää eksisteerida sügavamal kui 150 m kui temperatuur on seal alla null kraadi. Ookeani põhjasetetes saab see jää eksisteerida, kui nende setete kohale jääb vähemalt 300 m vett ja on samuti piisavalt külm. Gaashüdraatide eksistentsi alumise piiri määrab geotermaalne gradient ja see ei ulatu üle 2000 m allapoole Maa välispinda. Kui antropogeenne globaalne soojenemine tõstab temperatuuri arvestataval määral, siis võib külmununa salvestatud metaan hakata massiliselt vabanema ja järsult lisama kasvuhooneefekti. Sellel metaanil võis olla oluline roll jääaegade ja jäävaheaegade vaheldumise reguleerimisel nn. Milankovitchi tsüklite kõrval. Jääaja haripunktis võis ookeani taseme langusest tingitud rõhu vähenemise tõttu toimuda gaashüdraatide struktuuri lagunemine ja metaani väljaimbumine läbi maardla lae kuni selle lae varisemiseni sisemise rõhu vähenemise tõttu. Nii võis korruga atmosfääri pääseda suuri koguseid metaani. Tegelikuses on olemas ka selliste suure ulatusega sisselangemiste jäljed. Metaani sisalduse hüppeline juurdekasv lubab seletada ka süsinikdioksiidi sisalduse tõusu atmosfääris 200 miljondikult jääajal 300 miljondikule jäävaheajal. Metaani oksüdeerumise teel võinuks see toimuda orienteeruvalt 5000 aasta jooksul, mis klappib ka süsinikdioksiidi juurdekasvu tempoga viimase jääaja lõpul.

Efektive kiirguslikult aktiivne kasvuhoonegaas on di-lämmastikoksiid ehk naerugaas, milline põhjustab käesoleval

ajal umbes 6 % kogu kasvuhooneefektist. Selle gaasi sisalduse juurdekasv atmosfääris on kaasajal veidi üle 0.25 %. Kõige suuremaks allikaks on mullad. Ookeani panus on umbes 1/5. Suurimateks antropogeenseteks allikateks on heitveed, biomassi põletamine, kunstkiu tootmine, lämmastikväetiste kasutamine, kunstlik niisutamine, autotransport ja maakasutuse muutused. Lähedalt on dilämmastikoksiidi emissiooniga seotud lämmastikoksiidi NO emissioon. Sellel gaasil on suur tähtsus troposfääri keemia reguleerimisel.

Troposfääri osooni sisaldus on võrreldes eelmise sajandi lõpu olukorraga kasvanud ligi kolmekordseks. Selle põhjuseks on vingugaasi, süsivesinike ning lämmastikoksiidi juurdekasv massilise autotranspordi tõttu.

Freonid ja halonid on sünteetilised gaasid, mille molekulide struktuur sarnaneb alkaanide tüüpi süsivesinikele metaanile ja etaanile. Süsinikuga ühinenud vesiniku aatomid on neis gaasides asendatud halogeenide fluori, kloori ja broomiga erinevates omavahelistes proportsioonides. Metaaniga analoogne struktuur tähendab ka sarnaseid suhteid kiirgusega. Nii ongi ka mitmetel neist gaasidest neeldumisribad Maa intensiivse soojuskiirguse piirkonnas ja nad põhjustavad kasvuhooneefekti. Lisaks põhjustavad nende fotokeemilisel lagunemisel stratosfääri kõrgemates kihtides vabanevad kloor ning broom osooni katalüütilist lagunemist. Rahvusvahelised kokkulepped on viimastel aastatel tuntavalt pidurdanud kloori ja broomi paiskamist atmosfääri. Paraku kulub mitukümmend aastat kuni seni sinna paisatud kloori ja broomi tasemed langevad alla atmosfääri jaoks kriitilise piiri ning senine osooni fotokeemia taastub.

Peale gaaside sisaldub atmosfääris molekulidest suuremate mõõtmetega hõljuvaid osakesi, mida kokkuvõtvalt nimetatakse aerosooliks ja millel on samuti suur kliimat reguleeriv toime. Aerosool esineb õhus kas tahke aine kübemetena või vedeliku peente tilgakestena. Eristatakse primaarset ja sekundaarset aerosooli. Primaarne aerosool on abrasiivse päritoluga, atmosfääri sattunud juba valmis kujul. Sekundaarne aerosool tekib atmosfääris kohapeal mõnedest tema koostises olevatest gaasidest. Mineraalne tolm on primaarne aerosool, samuti merevee piiskade vee aurustumisel järele jäävad soolakübemed. Õhus

vääveldioksiidist veega ühinemisel moodustuv ja seejärel tilgakestena kondenseeruv väävelhape seevastu on sekundaarne aerosool. Sellel sulfaatsel aerosoolil on kliima soojenemisele vastu suunatud toime. Põhiliselt avaldub see pilvepiiskade kondensatsioonituumade tekitamise kaudu. Suuremast arvust väiksematest piiskadest koosnevad pilved peegeldavad pealelangevat päikesekiirgust paremini tagasi kui vähemast arvust suurematest piiskadest pilved.

28. ATMOSFÄÄRI EHITUS

Kui atmosfäär püsiks hästi rahulikuna, siis peaksid temas kergemad gaasid ajapikku tõusma ülespoole ja raskemad laskuma alumisse kihti. Tegelikult esimese 100 kilomeetri piires sellist separeerumist ei toimu. Atmosfäär on paljude dünaamiliste protsesside tõttu üpris hästi läbi segatud. Põhigaaside omavahelised proportsioonid jäävad seetõttu samaks. Mõnevõrra muutuvad kõrgusega küll vähem stabiilsete lisandgaaside sisaldused. Püsiva koostisega 90-100 km paksust atmosfääri kihti nimetatakse homogeenseks atmosfääriks ehk homosfääriks. Selle piirides jääb õhu keskmine molekulmass muutumatuks. Kõrgemal hakkab see kahanema, kuna kiirgus hakkab järjest enam molekule aatomiteks lammutama. Selle protsessi nimi on fotodissotsiatsioon. Kõrgusi, millistel keskmine molekulmass pidevalt kahaneb, nimetatakse heterosfääriks. Õhu tihedus ja rõhk kahanevad kõrguse kasvades sujuvalt eksponentsiaalse seaduse järgi. Rõhu kohta on see seadus

$$p = p_0 e^{-z/H},$$

kus p on rõhk huvialusel kõrgusel ja p_0 rõhk merepinna tasemel, z – kõrgus merepinnast ja H – homogeenise atmosfääri paksus (kujuteldava atmosfääri paksus, kui tema tihedus täies ulatuses vastaks merepinna taseme omale). $H = RT/g$ on atmosfääri kõrgusskaala karakteristik. R on siin õhu gaasikonstant, T – temperatuur ja g – raskuskiirendus. Õhu tavapärasel temperatuuridel on H ligikaudu 8 km. Oluliseks õhus toimuvate keemiliste reaktsioonide ja termodünaamiliste protsesside võimalikkuse iseloomustajaks on molekuli keskmise vaba tee pikkus. See on teepikkus, mille molekulid keskmiselt

saavad läbida enne kui põrkuvad mõne teise molekuliga. Merepinna tasemel on molekuli vaba tee pikkus 100 nanomeetrit, 100 km kõrgusel 10 cm ja 250 km kõrgusel juba 1 kilomeeter.

Erinevalt tihedusest ja rõhust käitub atmosfääri temperatuur vertikaalsihis iseäraselt, ta kord kahaneb kord kasvab jõnksuliselt. See iseäralik käik on määratud energeetikaga. Temperatuur on kõrgem seal, kus õhk saab rohkem energiat ja madalam seal, kus ta saab vähem või ei saa üldse. Kõige enam tuntud atmosfääri kihtideks jagamine ongi tehtud temperatuuri vertikaalse käigu alusel. Homogeense atmosfääri piiridesse jääv kihistus koosneb paksematest kihtidest – troposfäär, stratosfäär ja mesosfäär, ning neid eraldavatest üleminekutsoonidest – tropopaus, stratopaus ja mesopaus. Mesopaus eraldab mesosfääri tema kohal paiknevast termosfäärist. Termosfääris toimuv intensiivne fotodissotsiatsioon ja fotoionisatsioon muudavad aine kõrguse kasvades järjest enam atomaarseks ja ioniseerituks. Kuni selle kihini on atmosfäär domineerivalt neutraalne, kuigi temas esineb vähesel määral mitmesuguseid ioone ja homogeense atmosfääri ülaosas isegi vabu elektrone (ionosfääri alumine kiht)

Troposfäär kui kõige alumine õhukiht on meteoroloogiliste protsesside toimumise koht. Temperatuur kahaneb siin kõrguse kasvades. Seda kahanemist iseloomustab karakterne vertikaalne gradient. Õhk käitub küllaltki kooskõlaliselts ideaalse gaasi seadustega. Väikesed erinevused ideaalsest gaasist tulenevad molekulide elektrilisest polariseeritusest. Rakendades kuivale õhule ideaalse gaasi oleku võrrandit saab rõhu, temperatuuri ja ruumala suhete kohta täiesti tõelähedasi tulemusi. Kui mingi kujuteldav õhu kogum (air parcel) liigub atmosfääris üles-alla ja sellel õhukogumil puudub energivahetus ümbritseva õhuga, siis sellist liikumist nimetatakse adiabaatiliseks. Vastandiks oleks diabaatiline protsess, mille käigus õhk annaks oma energiat ära või saaks seda juurde. Kui õhk liigub adiabaatiliselts üles, siis vastavalt ruumala suurenemisele ta jahtub ($pV/T = \text{const}$). Kuni veeauru sisaldus ei küüni kondenseerumise läveni ehk küllastuseni ongi sisuliselt tegemist kuiva õhuga. Kuiva õhu vertikaalne temperatuurigradiend troposfääris (dry adiabatic lapse rate) on -10 °C/km.

Tõusev õhk paisub ja suudab mahutada järjest vähem veeauru. Teisisõnu kasvab järjest jahtuva õhu suhteline niiskus ning mingist punktist alates ületab see kastepunkti väärtuse. Edasi hakkab osa veeaurust kondenseeruma veeks ja suurematel kõrgustel ka külmuma jääks. Selle käigus vabaneb kondenseeruvast veest talletatud aurustumissoojus ja temperatuur hakkab vertikaalsuunas kahanema aeglasemalt kui kuivas õhus. Reaalses atmosfääris ongi see nii ja tegelik vertikaalne temperatuurigradiend on keskmiselts -6 °C/km. Seda nimetatakse märgadiabaatiliseks temperatuurigradiendiks (moist adiabatic lapse rate). Mida külmem on õhk maapinna lähedases kihis seda enam läheneb tema vertikaalne temperatuurigradiend kuivadiabaatilisele. Troposfääri õhu temperatuuri reguleerimisel on temas sisalduv vesi tähtis tegur. Vee agregaatoleku muutumisel neelduvat või vabanevat soojust nimetatakse latentseks soojuseks.

Troposfääri eraldab tema kohal paiknevast stratosfäärist õhuke tropopausi kiht, milles temperatuuri gradiend muudab märki. Tropopausi kohal on temperatuuri miinimum ja sellest kõrgemale hakkab temperatuur tõusma. Troopilise tropopausi temperatuur on reeglina oluliselt madalam kui see on kesk-laiustel ja pooluse lähistel. Troopilise tropopausi temperatuuri tüüpiline väärtus on 190 K, mujal aga keskmiselts 220 K. Tropopausi kõrgus troopikas on 15-17 km ja poolustel ainult 8 km. Tropopausi kõrguse kahanemine ekvaatorilt pooluse suunas ei toimu seejuures sujuvalt vaid sisaldab kahte järsku jõnksu orienteeruvalt parasvõõtme kummalgi piiril. Tegelikuses ei väljendu tropopausi temperatuurimiinimum kauge-ltki alati nii ilmselgelt nagu õpikute piltidel ja tropopausi kõrguse määramine võib osutada küllaltki keeruliseks. Lisaks temperatuuri käigule võetakse appi teisi kriteeriume. Sageli ei hakka ka alumises stratosfääris temperatuur kõrguse kasvades sujuvalt tõusma vaid jääb mõneks ajaks väiksemate kõikumiste saatel üsnagi samale tasemele. Seda kõrguste vahemikku alumises stratosfääris, kus temperatuur jääb peaaegu samaks, nimetatakse isotermiliseks stratosfääriks. Stratosfääri kesk-osast alates tema temperatuur tõepoolest kasvab kõrgusega kuni saavutab maksimumi keskmiselts 50 km kõrgusel strato-pausiks nimetatavas kihis. Temperatuuri vertikaalne gradiend

on varieeruv ka selles tema korrapärase kasvu regioonis. Erinevused on poolkerade vahel. Antarktika kohal on stratosfäär suvel soojem (3-6 K võrra) ja talvel külmem (10-20 K) kui põhjapooluse ümbruses. Lõunapoolkera stratosfääris ja mesosfääris on ka õhu tihedus põhjapoolkera omast erinev, kusjuures erinevused sõltuvad aastaajast ega ole alati samapidised. Stratopausi temperatuur on keskmiselt 0 °C (ehk 270 K) lähedal, kuid võib osutada ka kuni 30 kraadi võrra soojemaks või külmemaks.

Järgmises kihis, mesosfääris, temperatuur jällegi kahaneb kõrguse kasvades. Atmosfääri absoluutselt kõige külmemaks kihiks on mesopaus. Mesopausi kõrgus sõltub hoopis enam aastaajast kui tropopausi ja stratopausi kõrgus. Seejuures väärrib eraldi märkimist, et talvel on mesopaus soojem ja kõrgemal. Suvine mesopaus paikneb 80-85 km vahemikus, talvine aga keskmiselt 100 km kõrgusel. Mesopausi temperatuur on talvel 200 K lähedal, kesksuvel langeb aga 130-140 K ja vahel isegi 100-110 K juurde. Selline esmapilgul paradoksaalne olukord tuleneb atmosfääri dünaamikast. Nimelt moodustab mesosfääri ja mesopausi energiavarustuses kiirgus vaid poole. Teise poole moodustab mehaaniline energia, mis kantakse sinna troposfääris genereeritud lainete leviga. Nii lainete genereerimise kui nende vahepealsetest kihtidest läbipääsu võimalused on oluliselt suuremad talvel. Hõredamasse õhku levivate lainete amplituudid kasvavad järjest kuni nad lõpuks murduvad sarnaselt mere murdlainetega ja nende energia muundub läbi turbulentsi soojuseks. Lainetest vabanenud energia tekitab suvel ka õhu vertikaalse ülesvoolu. Adiabaatilise paisumise tõttu see õhk jahtub, mis ongi suvise mesopausi madala temperatuuri põhjuseks. Madala temperatuuriga mesopausis tekib suvel huvitav atmosfäärinähtus – helkivad ööpilved. Need koosnevad väikestest jääkristallikestest. Vee molekulid ei püsi mesopausi kõrgusel üle ühe ööpäeva ja seetõttu saab helkivate ööpilvede tekkimine võimalikuks vaid veevarude pideva täienemise korral. Seda teeb sama üles suunatud õhuvool vertikaalse kiirusega mõni cm/s. Vee külmumistemperatuur mesopausis on orienteeruvalt 130 K.

Mesopausist kõrgemale jääb termosfäär. Temperatuur kasvab siin kõrguse kasvades kuni saavutab 200-300 km vahel

stabiilse väärtuse. See stabiilne väärtus sõltub olulisel määral Päikese aktiivsusest. Rahuliku Päikese aastatel on see 700-800 K lähedal, Päikese aktiivsuse maksimumi ajal aga 1500 K ümbruses. Termosfääris muutub õhk kõrguse kasvades järjest enam ioniseeritumaks ja neutraalse õhu koostises domineerivad molekulide asemel järjest enam aatomid. Põhiliselt toimub termosfääri piires hapniku molekulide lagunemine aatomiteks. Lämmastiku molekulid on seotud tugevama sidemega ja nende lagunemine toimub termosfääri alumises pooles hapniku kaasabil. Moodustub arvestataval määral lämmastikoksiidi NO, millest omakorda tekib kiirguse mõjul ohtralt positiivseid NO ioone. Maa atmosfääri ja planeetidevahelise kosmilise ruumi piiriks loetakse kõrgust 500 km. Kõrgusi üle 500 km nimetatakse ka eksosfääriks.

Ioone esineb atmosfääris kõigil kõrgustel. Allpool 65-70 km esinevad positiivsed ja negatiivsed ioonid, mis on tekkinud molekulide ioniseerimise tõttu. Negatiivsete ionide tekkel vabanenud elektronid haaratakse momentaalselt neutraalsete molekulide poolt ja tekivad positiivsed ioonid. Kõrgemal kui 65-70 km on õhk sedavõrd hõre, et positiivsete ja negatiivsete ionide kõrval eksisteerib omaette elektronide kooslus. Elektronide kontsentratsiooni vertikaalses käigus esinevad nende suhteliselt kõrge kontsentratsiooni kihid, mida nimetataksegi ionosfääri kihtideks. Need ionosfääri kihid peegeldavad lühikesi raadiolaineid ja avastatigi seoses Marconi 1901.a. Suurbritannia ja Newfoundlandi vahel saavutatud raadioside võimalikkuse lahtimõtestamisel. Molekulaarsete ionide külge ühinevad mesopausist madalamates kihtides vee molekulid ja madalamal ka mitmed teised molekulid moodustades sel viisil raskeid ioone.

29. ATMOSFÄÄRI ENERGEETIKA, DÜNAAMIKA JA KLIIMA

Eespool nägime, et Maa kliimat reguleerivad paljud erineva kiirusega kulgevad protsessid. Et atmosfäär on kõigest geosfääridest kõige väiksema inertsiga ja vastavalt kõige mobiilsem, siis võib eeldada atmosfääri otsustavat rolli kliima muutumise kõige kiiremates protsessides. Pealegi tähendavad

ilm ja kliima esmajoones atmosfääri alumise kihi seisundit. Atmosfäär saab reguleerida teda läbivaid energiavoogusid ja energiat edasi kanda tuulte ning õhukeeristega. Atmosfääris kiirgust neelavate gaaside kõrval reguleerivad Päikeselt saabuvat kiirgusvoogu kõige tõhusamalt pilved. Päikesekiirgusest neeldub atmosfääris ultraviolettkiirgus lainepikkustega alla 290 nm ja osa veeauru ning süsinikdioksiidi neeldumisribade kohale sattuvast lähedase infrapunase spektriosa kiirgusest. Nähtava spektriosa, 400-700 nm kiirgus neeldub vähe ja nõrgeneb atmosfääris peamiselt molekulidel ja aerosooli osakestel hajumise tõttu. Pilvitu ilma korral oleneb pinnases neeldunud ja soojuseks muundatav energiahulk maapinna albeedost. Albeedo on defineeritud kui suurus, mis näitab millise osa kogu pealelangevast kiirgusest maapind tagasi peegeldab. Veepind ja lopsaka taimestikuga alad peegeldavad tagasi vähe ja neelavad palju energiat, kõrbed ja muud kidura taimestikuga alad jälle peegeldavad palju tagasi. Maa enda kiirgus, mis on päikesekiirguse poolt soojendamise tagajärg, on energeetilise tasakaalu realiseerimisel Maa jahutaja rollis. See kiirgus ei ole kunagi kogu Maa olemasolu jooksul takistamatult läbi atmosfääri maailmaruumi pääsenud. Osa temast neeldub kasvuhoonegaasidel, sealhulgas pilvede koostises oleval veeaurul, ja kiirgub sealt tagasi maapinna suunas. Kasvuhoonegaaside sisalduse muutumine atmosfääris reguleerib lahkuvat kiirgusvoogu küllaltki operatiivselt. Atmosfääri maalähedastes kihtidesse jääva täiendava energia muundumine molekulide soojusliikumiseks ei tarvitse toimuda sujuvalt ja rahulikult. Tuleb silmas pidada, et suur osa saabunud päikeseenergiast neeldub ookeanides ja soojendab pindmisi veekihte. Ka ookean on mobiilne keskkond ja arvestades vee eriti suurt soojusmahtuvust saavad hoovustena liikuvad veemassid laekunud energiat ruumis oluliselt ringi paigutada. Erineval temperatuuril aluspind, vesi või maismaa, kiirgab atmosfääri erineval määral energiat. Sellest tulenevad temperatuurikontrastid tekitavad rõhu kontraste ja need omakorda põhjustavad tuuli. Üle kogu maakera keskmistatuna võibki kasvuhoonegaaside sisalduse juurdekasv olla peaaegu lineaarses seoses globaalse keskmise temperatuuri juurdekasvuga. Sellest on kerge tekkima petlik mulje nagu muunduks täiendav

kiirgusenergia otse ja ainult soojuseks s.o. molekulide liikumise kineetiliseks energiaks. Päriselt käib see olulisel määral läbi tuulte ja õhukeeriste. Troopilise ookeani teatud regioonides on veepinna temperatuur üle 27 °C ja nendel (*warm pools*) on tähtis osa kliimaprotsessides. Nende kohale tekkivates madalrõhkkondades toimub intensiivne energia ülekande soojalt ookeanilt atmosfäärile. Loogiliselt on seoses globaalse soojenemisega oodata tuulte ja õhukeeriste tugevnemist. Tormid on energia ümberjaotamise protsessi oluliseks osaks. Sagedased tormid nn. "mõirgavatel neljakümnendatel" laiuskraadidel on vahendajaks energia üleandmisel veelt õhule. Laiuskraadide vööndis alla kolmekümne seitsmenda laiuskraadi ei ole troopilistelt laiustelt lähtuvatel soojadel hoovustel (Golfi hoovus) eriti põhjust õhku soojendada, kuna sealgi laekub päikeseenergiat pinnaühikule üle globaalse keskmise ja õhk ongi piisavalt soe. Edaspidi on aga tegemist laekuva energia defitsiidiga. Energia vahendamise efektiivsus sõltub vee ja õhu kokkupuutepinna suuruselt. Tormiga õhku paisatud veepiiskade kokkupuutepind õhuga on kümneid kordi suurem kui tavalisel veepinnal. Soojusenergia ja liikumishulga efektiivne ülekande ookeani veelt atmosfääri õhule toimub ka ilma pritsmeteta lainetuse kaudu. Kui rääkida ainult õhust, siis niiske õhk on jällegi efektiivsem energia edasikandja kui kuiv õhk. Et veeauru molekulmass on kuiva õhu keskmisest molekulmassist väiksem (vastavalt 20 ja 29), siis on õhu niiskus sageli ka konveksiooni käivitajaks. Sademetena õhust väljuv vesi vabastab kondenseerudes temas salvestatud aurustumissoojuse.

Õhu temperatuur, sealhulgas globaalne keskmine temperatuur, iseloomustab molekulide kaootilise liikumise keskmist kiirust. Selle liikumise mastaapi iseloomustab molekuli keskmise vaba tee pikkus, mis normaalrõhul on 100 nm. Peale soojusliikumise toimub atmosfääris mitmesuguste karaktersete suuremate ruumiliste ja ajaliste mastaapidega liikumisi. Mikromastaabiga liikumiste ruumiline mastaap on meetrites ja ajaline minutites. Mesomastaabiks loetakse kuni 100 km² ulatusega ja tundidesse ulatava kestusega liikumisi. Meteoroloogia opereerib kõige sagedamini sünoptilise mastaabiga, kuhu

arvatakse kuni 1000 ruutkilomeetrit haaravaid ja ööpäevades mõõdetava kestusega liikumisi. Kõige suuremaks atmosfääri liikumiste mastaabiks on globaalne mastaap. Kõik need liikumised toimuvad Päikeselt saabuva kiirgusenergia arvel. Mida suuremad on liikumiste mastaabid seda tähtsamat osa etendab nende kujundamisel Maa pöörlemine. Pöörlemisest tuleneb kallutatav Coriolis'i jõud, mis pöörlematu Maa korral puuduks. Definitsiooni kohaselt tähendab energia võimet teha tööd. Veidi lihtsustatult võttes taanduvad ilma ja kliima probleemid sellele, millist tööd atmosfäär eelistab laekuva energia arvel teha. Selle eelistuse määravad mõistagi tekkinud temperatuuri ja rõhu kontrastide amplituudid ning ruumilised mastaabid. Näiteks mussoonkliimas sõltub mussooni intensiivsus mandri ja ookeani vahelise temperatuurikontrasti amplituudist. Vahemikus 5000-12 000 aastat tagasi praeguses Saheli piirkonnas olnud tunduvalt niiskem kliima on sellest põhjustatud. Taolistel kliimamuutustel on kaldumus taimkatte modifitseerimise kaudu iseenast võimendada. Tundra asendumine okasmetsadega soodustab üldiselt kliima soojenemist, troopikametsade maharaiumine ja kõrbestumine soodustavad kliima kuivenemist jne. Sademete hulga kasv ja järkjärguline albeedo vähenemine kõrbes soodustavad kõrbe edasist muutumist rohumaaks. Kliima kujuneb läbi muutumist kompenseerivate ja muutumist võimendavate protsesside, mis pealegi ei ole lineaarsed. Ebalineaarsus tähendab, et süsteemis tekkinud üpris väikesedki häired võivad põhjustada raskesti ettearvatavaid tagajärgi. Atmosfäär reguleerib selles süsteemis energiavoogusid, mis atmosfääri läbivad. Teine suur reguleerimise võimalus on atmosfääris neeldunud energia arvel genereeritud dünaamiliste protsesside kaudu. Kliima kujuneb ilmade statistilise vaheldumise kaudu. Ilma kujundavad atmosfääris liikuvad erinevate omadustega õhumassid. Kliimasüsteemis domineerivad pöördumatud protsessid. Pilv ei muutu otse tagasi veeauru hulgaks. Õhu keeriseline turbulentne liikumine läheb küll üle soojusliikumiseks, kuid ei lähe otse tagasi õhu suuremastaabilise voolamise liikumiseks. Isoleeritud süsteemides liigub energia üldiselt paremini kasutatavatelt vormidelt halvemini kasutatavate suunas. Isoleeritud süsteemide entroopia kasvab kuni saavutab maksimumväärtuse

termodünaamilise tasakaalu korral. Korrapäraselt toimivas süsteemis, nagu seda on planeedi Maa kliimasüsteem, ei tohi entroopia juurdekasv suur olla. Selle ülemääraselt kasvades lakkaks organiseeritud korrapärane struktuur olemast ja kliimanähtused hääbuksid totaalse tasakaalu saabudes. Maale tuleb ja Maalt lahkuu kiirgusena ligikaudu võrdne kogus energiat. Lahkuva kiirguse entroopia on seejuures palju suurem, kuna teda toimetab edasi hoopis suurem arv kvante kui Maale saabuvat kiirgust. Seda võib käsitleda kui negatiivset entroopiavoogu, mis aitab kliimaprotsessidel jätkuvalt säilida. Tähtis on ka entroopia horisontaalne jaotus atmosfääris, mis iseloomustab kliimaprotsesside pöördumatuse määra erinevates paikades. Atmosfääri sees kannab energiat edasi kolm põhiprotsessi – soojusjuhtivus, kiirgus ja konvektsioon. Energiat kannavad edasi tuuled kui õhu horisontaalse liikumise viis.

Õhumassiks nimetatakse suuremat ühtlaste füüsikaliste omadustega õhukogust. Õhumass formeerub, kui õhk jääb pikemaks ajaks ühtlaste omadustega aluspinna kohale. Õhumassid tekivad kontinentide tasaste alade või ookeanide kohal. Eristatakse polaarset (tähistus P) ja troopilisi (T) õhumasse, kontinentaalseid (c) ja merelisi (m) õhumasse ning külmi (k) ja sooje (w) õhumasse. Näiteks tähistus cPk näitab, et tegemist on polaarset kontinentaalse külma õhumassiga, tähistus mTw aga sooja troopilist merelist õhumassi. Sellised ühtlaste omadustega õhumassid on üksteisest eraldatud tuultega ja merepinna suhtes samadel kõrgustel esinevad neis erinevad õhurõhud. Keskmine rõhk merepinna tasemel on 760 mm Hg ehk 1013 mb. Õhumasse. millistes sellel tasemel on rõhk kõrgem, nimetatakse kõrgrõhkkondadeks. Õhumasse, millistes on keskmisest madalam rõhk, nimetatakse madalrõhkkondadeks. Madalrõhkkondi nimetatakse tsükloniteks ja kõrgrõhkkondi antitsükloniteks. Kõige madalamad ja kõige kõrgemad rõhud on vastavalt nende tsentrites. Rõhu jaotust kummatki tüüpi rõhkkonnas ja atmosfääris üldse kirjeldatakse samarõhu joonte ehk isobaaridega. Ilmakaarte koostatakse peale vahetu maa-pinna taseme ka suuremate kõrguste jaoks. Mitmel põhjusel osutub otstarbekaks koostada neid kindlate kokkulepitud rõhunivoode tasemel. Siis ei ole kaardile loomulikult võimalik isobaare kanda. Selle asemel kantakse sinna geopotentsiaali

kõrgused, mis näitavad, kui kõrgel paikneb kusagil vastava isobaari tase. Nii madal- kui kõrgrõhkkonnad kujutavad endist suuri õhukeeriseid. Madalrõhkkondades toimub pöörlemine vastu kellaosuti liikumissuunda ja kõrgrõhkkondades kellaosuti suunas. Tuuli ümber kummagi rõhkkonna sunnivad niiviisi puhuma rõhu gradiendid serva ja tsentri vahel ja pöörav Coriolis'i jõud. Rõhu gradiendi tekitatud jõud on suunatud madalama rõhu poole, Coriolis'i jõud aga pöörab liikuvat õhku paremale. Nii on siis madalrõhkkonna õhukeerises rõhu gradiendi jõud suunatud pöörise keskmesse ja Coriolis'i jõud sellest eemale. Antitsükloni keerises vastupidi on rõhu gradiendi jõud suunatud pöörise keskmest eemale, Coriolis'i jõud aga selle suunas. Madalrõhkkonna pöörise haarab ümbritsevat õhku pidevalt endasse ja see tõuseb pöörise keskmes üles ning hajub laiali troposfääri kõrgemates kihtides. All toimub õhu konvergents ja üleval divergents. Tõustes ta jahtub ning õhus sisalduv veeaur kondenseerub pilvedeks ja sademeteks. Nii on madalrõhkkonnad traditsiooniliselt seoses sajuste ilmadega. Kõrgrõhkkonna keskmest vastupidi on õhuvool suunatud ülalt alla ja selles pole suur veeauru sisaldus võimalik. Nii kuulub reeglina antitsükloni juurde kuiv ilus ilm. Kõrgrõhkkonna puhul on troposfääri ülaosas tegemist konvergentsiga ja maapinna lähedal divergentsiga.

Vahetult ilma kujundavadki õhumasside liikumisega seotud nähtused. Energiavarustuse erinevustest ja planeedi pöörlemisest tulenevalt ilmnevad nendes kindlad reeglipärasused. Kogu Maa mastaape haaravat õhuringlust nimetatakse üldiseks tsirkulatsiooniks (general circulation). Üldine tsirkulatsioon iseloomustab üle pikema aja keskmistatud tuulte välja atmosfääris. Tuul ükskõik millises geograafilises punktis võib juhuslikul hetkel puhuda ükskõik millisest suunast. Pikema aja kohta keskmistatud tuules ilmneb selgesti eelissuund. Eestis ja teistes meie laiuskradide vööndi kohtades puhuvad valdavalt läänekaarte tuuled, troopikavööndi piiril aga kirdetuuled – passaadid (trade winds). Meteoroloogia ajalugu loeb passaatide avastamist Kolumbuse selliseks teeneks, mille tähtsust võib pidada samaväärseks Ameerika avastamisega.

30. ATMOSFÄÄRI TSIRKULATSIOON

Atmosfääri õhuringlus globaalses mastaabis ehk atmosfääri üldine tsirkulatsioon toimub päikeseenergia arvel ehk täpsemini ebaühtlase energiavarustuse tõttu. Üldise tsirkulatsiooni all mõistetakse üle pikema aja keskmistatud tuulte globaalset mustrit. Keskmistamine silub kõik lühiajalised ja lokaalsed detailid ja jätab alles kõige üldisema kontuurse tuultemustri, milline kannab endaga suuri kõrg- ja madalrõhkkondi. Sellisest üldistatud pildist saab välja lugeda tuuli liikuma panevaid mehhanisme ning seda, mil määral ja mis teid pidi kanduvad soojus ning impulssmoment ekvaatorilt pooluste suunas. Tuuled tekivad õhule mõjuvate jõudude toimel. Esmakordselt üritas mehaanika seadustest lähtuvalt tuulte, täpsemalt sel ajal aktuaalsete passaatide, tekkimist seletada E. Halley 1686. a. Halley arutluse aluseks oli tänapäeva terminites võttes termilise tsirkulatsiooni idee. See tähendab, et ekvaatori tsoonis soojenenud õhk tõuseb ja tekitab ulatusliku madalrõhkkonna. Kerkinud õhk liigub pooluse suunas ja jahtub. See jahtunud õhk laskub pooluse lähistel tekitades sinna kõrgrõhkkonna. Sealt peab siis õhk voolama tagasi ekvatoriaalse madalrõhkkonna poole. Halley töö puuduseks oli Maa pöörlemise ignoreerimine. Täpsemalt arendas sellise üherakulise tsirkulatsiooni idee välja inglise meteoroloog George Hadley 1735.a. Coriolis'i jõu toimel peaks ekvaatorile tagasivoolav õhk kalduma paremale ja tekitama idatuuled. On aga hästi teada, et keskklaiustel domineerivad läänetuuled. Tegelikuses kujuneb Hadley pakutud ühe tsirkulatsiooniraku asemel kolm tsirkulatsioonirakku. Esimene, ekvaatorile lähim, rakk kannab G. Hadley auks Hadley raku nime. Sellega sobib tsirkulatsioon ekvaatorist kuni umbes 30. laiuskraadini. Troopiline sooja õhu kerkimine ehk troopiline konvektsioon tekitab intensiivselt rümpilvi. Kohtudes tropopausiga kui barjääriga on tõusev õhk sunnitud pöörduma pooluse suunas. Coriolis'i jõud kallutab seda õhku mõlemal poolkeral ida suunas. Õhk jahtub kuna kiirgab soojuskiirgust. Keskklaiusteni jõudes on ta sedavõrd jahtunud, et laskub alla ja tekitab subtroopilise kõrgrõhkkonna tsooni. Laskuv õhk on kuiv ja soojeneb alla tulles kokkupressimise käigus. Ookeanil on selles tsoonis nõrkade tuulte vöönd. Purjelaevade aegsete

legendide järgi nimetati neid laiuskraade “hobuste laiusteks”, selle märgiks, et kaasas olnud hobused tuli kas ära süüa või surnutena üle parda heita. Nimetatud laiustelt suundub osa õhku ekvaatori suunas ning Coriolis'i jõud kallutab seda põhjapoolkeral edelasse ja lõunapoolkeral loodesse. Need tuuled ongi passaadid (*trade winds*), millised Kolumbus avastas. Teine osa subtroopikasse jõudnud õhust pöördub pooluse suunas ja seda kallutab Coriolis'i jõud itta. See on parasvöötme läänetuulte tsoon. Ekvaatori suunast tulnud soe õhk kohtub 60. laiuskraadi lähistel pooluse suunast tuleva külma õhuga. Kaks erinevate omadustega õhumassi ei segune omavahel kuigi hästi ning neid jääb eraldama polaarfront. See on tsoon, kus õhk kerkib ning tekivad tormid. Osa kerkinud õhust suundub tropopausi all tagasi subtroopikasse ja laskub koos ekvaatorilt tulnud õhuga. Tsirkulatsioonirakku 30. ja 60. laiuskraadi vahel nimetatakse ameerika meteoroloogi William Ferreli auks Ferreli rakuks. Polaarfrondi taga pöörab Coriolis'i jõud pooluse poolt tuleva õhu läände ja arktikas domineerivad niiviisi idatuuled. Talvel tungib polaarõhk koos polaarfrondiga kesk-laiustele ja vahel isegi subtroopikani. Frondi tsoonis kerkiva õhu pöörab Coriolis'i jõud tropopausi all itta ja tekitab seal tugeva läänetuule. Tugevaid tuuli Ferreli raku kummaski servas tropopausi all nimetatakse jugavooludeks. Teise maailmasõja ajal avastatud jugavoolud on ruumiliselt piiratud ulatusega tugevate läänetuulte “torud”. Nende ulatus kõrguses piirdub mõne kilomeetriga ja laiuses mõnesaja kilomeetriga. Jugavooluks loetakse olukorda siis, kui tuule kiirus ületab 20 m/s. Tuulte ekstremaalsed kiirused on ületanud 125 m/s. Tugevaid tuuli põhjustab õhu temperatuuride erinevus kummalgi pool fronti kui eralduspinda.

Eelnenu kokkuvõtteks rõhutame, et ekvaatoril ja 60. laiuskraadi lähistel domineerivad madalrõhkkonnad. Kõrgrõhkkonnad domineerivad pooluste ümbruses ja 30. laiuskraadi lähistel. Kesklaiustel on domineerivad läänekaarte tuuled ja troopikas ning polaarlaiustel idakaarte tuuled.

Kui Maa oleks kogu ulatuses ühtlase aluspinnaga keha, siis puuduksid kontrastid pikkuskraadi sihis. Tegelikult on tema rõhuvälja kujunemisel tähtis osa ookeani ja mandrite jaotusel ning mandrite reljeefil. Suhteliselt juhuslikul viisil jaotuvate

kõrg- ja madalrõhkkondade kõrval paistavad nii suvel kui talvel silma küllaltki püsiva paiknemisega rõhusüsteemid. Põhja-poolkeral eristuvad sellistena talvisel ajal Bermuuda-Assooride kõrgrõhkkond Atlandil ja Vaikse ookeani kõrgrõhkkond seelses subtroopikas, samuti Aleuutide madalrõhkkond ja Islandi madalrõhkkond. Talvel kujunevad stabiilsed kõrgrõhkkonnad ka Siberi (eriti tugev) ning Põhja-Ameerika kontinentide kohale. Talvel on mandrid jahedamad kui ookean. Suvel mandrid soojenevad ja talvised kõrgrõhkkonnad asenduvad mitte eriti tugevate madalrõhkkondadega. Ookeani kohal olnud kõrg- ja madalrõhkkonnad nihkuvad suvel mõnevõrra ja madalrõhkkonnad ühtlasi nõrgenevad. Troposfääri ülaosas ei lange rõhkkondade paigutus päriselt kokku maalähedasega. Osa kõrgrõhkkondi, eriti talvel mandri kohal, on vertikaalselt väikese ulatusega, teised rõhkkonnad on küll olemas kuid nihkunud.

Üldise tsirkulatsiooniga käib kaasas mitmesuguse mastaa-biga pööriseid ja laineid, mille abil toimub soojusenergia ja impulssmomenti ümberjaotumine. Ühtlasi toimub pidev liikumishulga vahetus jääga Maa ja atmosfääri vahel. Atmosfäär on seda rahutum, mida suurem osa liikumishulgast on atmosfääris. Põhjapoolkera atmosfäär on tunduvalt rahutum kui lõunapoolkera atmosfäär ja kogu atmosfääri rahutuse määrab põhjapoolkera olukord. Atmosfääri rahutuse mõõduks on tema liikumishulga moment (*angular momentum*) mvr . Globaalse keskmise suhtelise liikumishulga momendi (liikumishulga moment atmosfääri massiühiku kohta jagatud Maa raadiusega) maksimum on märtsis ja miinimum augustis. Atmosfääri liikumishulga moment on eriti suur Vaikse ookeani pinnatemperatuuri positiivse anomaalia El Niño aastatel ja väike negatiivse anomaalia La Niña aastatel. Atmosfääri keskmisest suurem liikumishulga moment tingib ka meridionaalse tsirkulatsiooni keskmisest suurema intensiivsuse. Troopilise ookeani soojenemise anomaaliatest lähtuv keskmisest tugevam konvektsioon põhjustab troopilise troposfääri ülaosas keskmisest tugevamaid tuuli ja need muudavad meridionaalse tsirkulatsiooni Hadley raku laiemaks.

Atmosfääri üheks tähelepanuväärseks omaduseks on tema võime genereerida laineid. Lainete tekkimise algimpulsiks on õhuvoolu teele jääv takistus, mis sunnib õhu oma normaalset

asendist kõrvale kalduma. Algab "võitlus" inertsia ja tasakaalustava jõu vahel. Atmosfääri enda inertsomadustest sõltuvad tasakaaluasendi ümber toimivate võnkumiste perioodid. Planeediga kaasa pöörlevas kihilise ehitusega atmosfääris võivad õhu liikumise väikestest häiretest alguse saada hästi levivad lainetusliikumised. Atmosfääri lainete esmakordne käsitus pärineb Laplace'ilt ja see käsitleb lootelainete ehk tõusumõonalainete teooriat. Tõusu-mõona lained atmosfääris on sõltuvad põhiliselt Päikese asendist ja peamiseks on koos Päikesega liikuv tõus. See terminiline tõus avaldub reljeefilt mesosfääri hõredas õhus. Kuu ja Päikese külgetõmbest põhjustatud lained on atmosfääris palju väiksema tähtsusega kui ookeanis. Energia ja impulsi levi seisukohalt on atmosfääris eriti tähtsad kaks liiki laineid. Nendeks on gravitatsiooni- ehk ujuvuslained (*gravity or buoyancy waves*) ja Rossby lained. Suure lainepikkusega Rossby laineid, milliseid mahub ümber maakera vaid mõni, nimetatakse ka planetaarseteks laineteks. Mõlemate nende lainete vahendusel on võimalik informatsiooni, energia ja impulsi levi suurte vahemaade taha ilma, et õhuvool peaks neid vahetult sinna kandma. Välise põhjuse tõttu oma tasakaaluasendist välja viidud õhu üksust paneb tasakaaluasendi poole liikuma tasakaalustav jõud. Tasakaaluasendist eemale paneb teda liikuma inertsjõud. Ujuvus- ehk gravitatsioonilainete tekitamisel on olulised ujuvus ja atmosfääri terminiline stratifikatsioon.

Kõige arusaadavamaks peetakse tavaliselt ujuvus- ehk gravitatsioonilainete ühe tüübi – orograafiliste ehk mäestikulainete tekkimist. Kui õhuvool liigub üle mäeharja, siis on ta sunnitud tõusma oma tavalise paiknemise asendist külmemasse ja hõredamasse keskkonda. Sellega kaasneb isegi pilvede teke mäeharja kohal kuna jahedamas õhus osa veest kondenseerub. Pärast mäe laskub vägivaldselt tõusma sunnitud õhk endisesse asendisse, kuid inertsia tõttu läheb sellest veidi madalamale. Nii ta jääbki kuni sumbumiseni üles alla võnkuma raskusjõu ja üleslükkejõu toimel. Sellise liikumise suhtes on atmosfääril endal tüüpiline vaba võnkumise sagedus n . Brunt-Väisälä sagedus. Atmosfääri vabade üles-alla võnkumiste periood on 8 minuti lähedal. Kujunev lainepikkus oleneb sellest perioodist ja üle mäe puhuva tuule kiirusest. Mäeharja kohal

tekinud lained annavad endast kõrgemale jäävatele õhukihtidele üle impulssi ja energiat, mis mõlemad levivad risti lainefaasi levikuga vertikaalselt üles. Mida hõredamaks jääb õhk seda suuremaks kasvavad lainete amplituudid. Mingist kõrgusest alates kasvavad lainepinnad vertikaalseks ja algab lainete murdumine analoogselt mere murdlainetusega. Lainetega kaasa toodud energia läheb siis kaskaadina üle keeriselise turbulentsse liikumise soojusliikumise energiaks. Ujuvuslained levivad põhimõtteliselt kuni umbes 125 km kõrgusel paikneva turbopausini, millest kõrgemal pole turbulentsi tekkimine enam võimalik. Kui lainete kiirus ja levikusuund mõnes atmosfäärikihis ühtib sealse tuule kiiruse ja suunaga, siis "imeb" tuul nad endasse ja kõrgemale nad ei levi. Lainete energia lisandub sel juhul tuule üldisesse energiasse. Ujuvuslaineid saab vahetult jälgida kiudpilvedes ja helkivates ööpilvedes. Vahepealsetel kõrgustel saab nende kohta andmeid üksnes temperatuuri ja rõhu kaudu. Osa ujuvuslainetest ei läbi stratosfääri, kuid suur osa neist murdub ja muutub soojuseks just mesosfääris, olles kõrgustel üle 65 km mesosfääri peamiseks energiaga varustajaks. Mägede kõrval tekitavad ujuvuslaineid ka mitmed teised õhus leiduvad takistused, sealhulgas vertikaalsed õhuvoolud.

Rossby lainete tekkimisel on tasakaalustavaks jõuks Coriolis'i jõu meridionaalne gradient. Atmosfääri dünaamikas on tähtis koht suurustel, mida teatud kindlatel tingimustel on põhjust lugeda muutumatuks. Selliste suuruste kohta koostatakse füüsikalisi võrrandeid. Atmosfääri dünaamikat kirjeldavad hüdrodünaamika võrrandid väljendavadki impulsi jäävust, energia jäävust ja massi jäävust. Adiabaatilise liikumise korral saab jäävaks suuruseks pidada ka potentsiaalset pööriselisust. Pööriselisus koosneb Maa pöörlemisest tingitud planetaarsest pööriselisusest f ja õhu enda suhtelisest pööriselisusest ζ . Kogu pööriselisuse jäävuse korral peab nende summa täistuletis aja järgi olema 0

$$D_t(\zeta + f) = 0.$$

Algtõuke Rossby lainete tekkimiseks annab õhuvoolu üleminek reljeefist tingitud suurtest takistustest. Eriti on sellise takistuse osas Tiibeti platoo ja Himaalaja. Üle takistuse minnes

pressitakse õhukiht õhemaks ja tema suhteline pööriselisus väheneb. See kallutab õhuvoolu ekvaatori suunas. Laskudes esialgsest laiuskraadist mõnevõrra lõuna pool, kus planetaarne pööriselisus ehk Coriolis'i parameeter f on väiksem, kasvab suhteline pööriselisus suuremaks kui see oli enne takistust. Selle tõttu kallutatakse õhuvool pooluse suunas. Tegelikult ei kujune üle suure takistuse liikunud õhuvoolu võnkumine mitte kahemõotmeliseks vaid moodustuvad kolmemõotmelised lained. Selliselt tekivad Rossby lained üksnes läänest itta kulgevas õhuvoolus. Lained tekivad ja püsivad seetõttu, et sunnitud häired lähevad resonantsi atmosfääri enda vaba võnkumisega. Troposfääri ülaosas tekib mitmesuguse mastaabiga Rossby laineid. Enamus lühematest lainetest sumbub juba troposfääri piirides ja sealt stratosfääri jõuavad vaid lained, milliste lainepikkused mahuvad ümber Maa 1 kuni 4 korda. Ka nendest levivad pikemad lained paremini. Nimetatud planetaarset mastaapi Rossby lainetel ehk lihtsalt planetaarsetel lainetel, nagu sageli öeldakse, on väga tähtis osa stratosfääri tsirkulatsiooni kujundamisel ja kogu stratosfääri energieetika jaoks. Need vabad planetaarsed lained põhjustavad stratosfääri õhu segunemist kesklatiitude kohal. Polaarfrondi tsoonis toimub teatud tingimustel nende murdumise tõttu stratosfääri kevadine järsk soojenemine. Temperatuur võib mõne päeva jooksul tõusta mitmekümne kraadi võrra. Kõige pikemad planetaarsed lained levivad kuni stratopausini. Uhtlasi on nende amplituudid ajas kõige stabiilsemad. Kõige enam moduleerib selliste lainete amplituudi troopilise ookeani soojenemisest alguse saanud Hadley raku tsirkulatsiooni muutumine, mis nihutab kaugemale põhja (põhjapoolkeral) subtroopilise jugavoolu. Tuulte tugevuse ja suuna muutused selles jugavoolus moduleerivad planetaarsete lainete amplituudi kõigist põhjustest kõige enam. Tõenäoliselt just nende lainetega stratosfääri kaudu kanduvad troopilise regiooni anomaaliate signaalid polaarsete jugavoolu tsoonis tagasi troposfääri ning põhjustavad seal ilma muutumist. Otse troposfääri kaudu oleks nende mõjude levi nii kaugemale raskendatud.

31. ATMOSFÄÄRI STABIILSUS

Konvektsioon on troposfääris sageli esinev nähtus. Selle toimumise võimalused määrab atmosfääri stabiilsus. Stabiilsus tähendab olukorda, milles oma asukohast kujuteldavalt vertikaalsihis väljaviidud õhuelelement püüab esialgsesse asendisse tagasi minna. Kui esialgsest asendist väljanihutatud õhuelelement jätkab liikumist esialgsest asendist üles või alla, siis on tegemist ebastabiilse atmosfääriga. Täiesti stabiilses atmosfääris vertikaalne liikumine ehk konvektsioon puudub. Stabiilsus on üldiselt seda suurem mida väiksem on atmosfääri vertikaalne temperatuurigradiend. Meenutame, et kuivadiabaatilise temperatuurigradiendi oli -10 °C/km . Tegelik temperatuurigradiendi määrab õhus sisalduva veeauru veeldumisel ja külmumisel vabanev soojus ja vertikaalne temperatuuri kahanemine on aeglasem kui kuivadiabaatilise. Mida külmem on õhk ja vastavalt vähem sisaldub temas veeauru seda lähemal on tegelik temperatuurigradiend kuivadiabaatilisele. Maapinna temperatuuri -40 °C korral on tegelik temperatuurigradiend -9.5 °C/km ja temperatuuri $+40\text{ °C}$ korral ainult -3 °C/km . Troopikas on vertikaalne temperatuurigradiend alati väiksem kui polaarlatiitudest. Sellest tuleneb ka eriti võimas konvektsioon troopilistel laiustel. Stratosfääri väga kuiv õhk on troposfääri õhust oluliselt stabiilsema kihistusega. Selles toimub õhu vertikaalne liikumine ja segunemine praktiliselt ainult ujuvus – ja planetaarsete lainete vahendusel.

Tavaliselt on troposfääri temperatuurigradiend kuivadiabaatilise ja märgadiabaatilise vahepealne. Olukord sõltub sellest, kas õhk on niiskusest küllastumata või küllastunud. Küllastumata niiskusega õhk on stabiilne, küllastumiseni jõudva niiskusega õhk aga ebastabiilne. Õhu kihistus muutub stabiilsemaks, kui õhk maapinna lähedal jahtub ja üleval soojeneb. Samuti muutub õhk stabiilsemaks kui terve õhukiht laskub ning soojeneb selle käigus adiabaatilise kokkusurumise tõttu. Olukorda, milles alumise jahedama kohal lasub soojema õhu kiht, nimetatakse inversiooniks, et rõhutada tavapärasele vastupidise temperatuurigradiendi olemasolu. Eriti orgudes paiknevate linnade kohale tekib inversioonikiht kergesti. See takistab saastunud õhu kerkimist ja saaste tuultega ärakannet

ning tekitab tervisele ohtlikke olukordi. Meie kliimas on talvel õhu kihistus stabiilsem kui suvel. Suvel ilusa ilmaga kasvab ebastabiilsus hommikust alates sedamööda kuidas maapind ja selle lähedal paiknev õhk soojenevad. Mida tumedam on aluspind seda enam neelab ta energiat ja soojendab oma kohal olevat õhku. Sellistes kohtades tekib suurem ebastabiilsus ja õhk kerkib suurema kiirusega ning kõrgemale. Atmosfääri ebastabiilsuse peamised põhjused ongi maapinna soojenemine ja õhu liikumine üle üleskõetud aluspinna. Samuti põhjustab ebastabiilsust mujalt tuulega kohalekantud sooja õhu kiht. Õhu kihistuse ebastabiilsus kasvab lokaalsete soojusallikate kohal. Linnad on tavaliselt ümbrusest soojemad, eriti talvel, ja neid käsitletakse soojasaartena. Eriti suureks muutub ebastabiilsus suurte tulekahjude korral. Põlema pommitatud linnade kohale kerkivat leekides õhku nimetatakse tuletornaadoks. Kõrgete hoonete vahelised tänavad ja muud kitsad käigud toimivad korstnatena. Samuti tekitavad atmosfääri suure ebastabiilsuse ja võimsa kerkiva õhuvoolu metsatulekahjud.

Atmosfääri maalähedastes kihtides võib esineda stabiilsete ja ebastabiilsete kihtide vaheldumine. Sageli on see jälgitav läbi korstna väljuva suitsujoa käitumise kaudu. Stabiilse atmosfääri korral pöörduv suits pärast mõningast vertikaalset kerkimist tuule suunas ega liigu üles-alla. Selline olukord esineb sageli öösel ja varahommikul. Päikese kõrgemale kerkides kasvab atmosfääri ebastabiilsus. Ebastabiilses õhukihis vonkleb suitsujoa üles-alla ja tekitab oma ümber õhukeeriseid. Arenev konvektsioon muudab pärastlõunaks temperatuuri profiili sarnaseks kuivadiabaatiliselega. Sellist olukorda nimetatakse neutraalseks. Õhu horisontaalse ja vertikaalse liikumise ulatus suitsujoas on siis umbes võrdsed ja suits moodustab allatuult koonilise lehviku. Päikese loojudes muutuvad päris alumised kihid stabiilseks ja suitsulehvik alt tasapinnaliseks.

Atmosfääri ebastabiilsusega kaasneb rümpilvede teke. Ebaühtlaselt soojenenud aluspinna kõige soojemate osade kohale tekkivad sooja õhu "mullid", mis hakkavad ümbritseva õhu suhtes kerkima. Kerkiva õhu temperatuur langeb adiabaatilise kerkimise käigus kuni see langeb kastepunkti tasemeni. Kastepunktiks nimetatakse temperatuuri, millel õhus sisaldunud veeaur hakkab minema vedeliku faasi. Pilvepiiskade

teke muudabki pilve nähtavaks. Pilve alumise piiri kõrgus oleneb kerkiva õhu suhtelisest niiskusest ja temperatuuri vertikaalsest gradiendist. Ühtlasi hakkab piiskade tekkimisel vabaneva latentse soojuse arvel temperatuuri vertikaalne gradient vähenema. Edasise kerkimise käigus jääb õhu suhteline niiskus küllastusele vastava 100 % tasemele. Õhu kerkimine ja pilve teke jätkuvad kuni temperatuur ühtlustub ümbritseva keskkonna omaga. Kõrgrõhkkonna ilusa ilma korral ei kujune rümpilvede vertikaalne ulatus eriti suureks, sest kõrgrõhkkonna ülalt laskuv õhk tekitab adiabaatilise kokkusurumise tõttu laskumisinversiooni, mis pidurdab omakorda õhu edasist kerkimist. Kõrgrõhkkonnale vastava ilusa ilma üheks tunnuseks ongi arvukate lamedapõhjaliste ja vähese vertikaalse ulatusega rümpilvede olemasolu pärastlõunases taevas. Rümpilvede vertikaalse kasvu suhtes on määrav tähtsus õhu kihistuse stabiilsusel ülalpool veeauru kondensatsiooni läve. Troopikas valitseva madalrõhkkonna tingimustes on vertikaalse kasvu võimalused suuremad kui kõrgrõhkkonna oludes. Suure ulatusega ebastabiilne kiht pilve alusest kõrgemal soodustab pilve vertikaalset kasvu. Suure vertikaalse ulatusega rümpilvede tekkimise olukorda nimetatakse süvakonvektsiooniks. Troopikas esineb süvakonvektsiooni korral võimalus, et rümpilvede tipud tungivad läbi tropopausi stratosfääri. Stratosfääri väga stabiilne kihistus ei lase neil seal kuigi kõrgele tõusta ja pilvede tipud pöörduvad tuule suunas moodustades alasile sarnanevaid kujundeid (*anvil clouds*). Rümpilvede tippude juurest pöörduv veeaurust vabanenud ja jahtunud õhk tagasi alla.

Alumisele õhukihile on omane päevane soojenemine ja öine jahtumine. Vahetult maapinna lähedal tekib eriti sooja õhu kiht päeval õhu väikese soojusjuhtivuse tõttu. Soojuse äravool sellest kihist toimub konvektsiooni teel ja tuulega, mis õhku vertikaalselt segab. Öine jahtumine toimub soojuskiirguse teel. Päeval soojenenud maapind kiirgab paremini ja jahtub kiiremini kui selle kohal olev õhk. Tekib nn. öine inversioon. Jahtumise määravad öö pikkus, tuule kiirus, pilvede olemasolu ja õhuniiskus. Lumepind jahtub kiiremini kui lumikatteta pind.

Kui soojakraadide korral õhk külma maapinna lähedal jahtub alla kastepunkti tekib maapinnale kaste. Toimub

veeau ru kondenseerumine. Kui maapinnal ja päris selle lähedal on miinusgraadid, siis tekib härmatis. Kaste ja härmatis tekivad eriti intensiivselt külmadel vaikesel öödel kõrg-rõhkkondade ajal.

32. PILVED JA SADEMED

Eelnevas peatükis oli juba juttu rünkpilvedest. Kuigi pilvi pole kindlasti nähtud vähem aega kui tähti pole kaugemas minevikus nende liigitamisega ja kirjeldamisega teadaolevalt tegeldud. Esimene pilvede klassifitseerimise süsteemi esitas alles 1802. a. prantsuse loodusteadlane Lamarck (1744-1829). Sellele klassifikatsioonile ei saanud osaks soodsat vastuvõttu ja laiemat levikut. Järgmisel, 1803. a. esitas inglise loodusteadlane Luke Howard pilvede klassifikatsiooni nende välimuse järgi. Klassifikatsioon tõi välja pilvede neli põhivormi, mis samade ladinakeelsete nimetuste all on tuntud tänini – *stratus*, *cumulus*, *cirrus*, *nimbus*. Vahepealsed vormid saadi põhitüüpe kombineerides. Näiteks nimbostratus kui kihiline (*stratus*) vihmapihv (*nimbus*) või *cumulonimbus* kui vertikaalse arenguga (*cumulus*) vihmapihv. Abercromby ja Hildebrandsson laiendasid 1887. a. Howardi süsteemi ja väga väheste hilisemate muudatustega on see kasutusel ka praegu. Informatsioon pilvede kohta on meteoroloogiliste vaatluste kõige raskemini automati-seeritav osa. Seni on see vaatlajate hinnata. Käesoleval ajal toimub pilvkatte kohta pildilise materjali kogumine ka ülaltpoolt, satelliitide vahendusel. See ja maapealsete vaatlajate andmestik on üsna raskesti kokkuviidavad.

Praegune pilvede klassifikatsioon jagab kõigepealt pilved troposfääri kolme korruse vahel – kõrgeteks keskmisteks ja madalateks pilvedeks. Aluseks võetakse pilvede “põhja” kõrgus. Kõigil korrustel eristatakse omakorda Howardi klassifikatsiooni põhigruppe, milledest igal korrusel esinevad sellele iseloomulikud tüübid. Korruste kõrgusvahemikud troopikas, kesklaiustel ja polaarlaiustel on erinevad, vastavalt troposfääri vertikaalse ulatuse erinevusele. Need vahemikud on järgnevad.

Tabel 33.1

	Troopika	Kesklaiused	Polaarlaiused
Kõrged	6-18 km	5-13 km	3-8 km
Keskmised	2-8 km	2-7 km	2-4 km
Madalad	< 2 km	< 2 km	< 2 km

Tüüpilised kõrged pilved on Cirrus (Ci), Cirrostratus (Cs) ja Cirrocumulus (Cc);

Tüüpilised keskmised pilved on Altostratus (As) ja Altopcumulus (Ac);

Tüüpilised madalad pilved on Stratus (St), Stratocumulus (Sc) ja Nimbostratus (Ns);

Tüüpilised vertikaalse arenguga pilved on Cumulus (Cu) ja Cumulonimbus (Cb).

Täpsemalt kirjeldatakse pilvede kuju põhitüübile lisatava kuju iseloomustava nimetusega;

Lenticularis – läätsetaoline

Fractus – murdunud

Humilis – lameda alusega

Congestus – eriti suure vertikaalse ulatusega

Pileus – mütsi moodi

Castellanus – kindlusetorni moodi

Anvil – alasi moodi.

Pilved tekivad küllastusrõhku ületava veeau ru kondenseerumisel väga väikesteks veepiiskadeks või jääkübemeteks. Kondenseerumist soodustab kondensatsioonitsentrite olemasolu. Selles rollis esinevad aerosooli osakesed. Nende läbimõõdud küünivad 200 nm lähedale ja mida enam on neid rumalaühikus seda rohkem tekib sinna piisku. Tüüpiliste pilvepiiskade läbimõõt on 20 µm, see on 100 korda suurem kui kondensatsioonitsentrite keskmine läbimõõt. Pilvepiiskade keskmine läbimõõt omakorda on 100 korda väiksem kui vihmapiiskade keskmine läbimõõt.

Erandlikult esinevad mõned pilved ka troposfäärist kõrgemal. Stratosfääris esinevad harva pärlmutterpilved (*nacreous*

clouds, mother-of-pearl clouds), millised avastati Skandinaavia mägede kohal 1870. aastal. Siis määrati nende kõrguseks 27 km. Põhja-Skandinaavia ongi üks soodsaid kohti nende nägemiseks. Nende vahetuks tekitajaks on seal eespool nimetatud gravitatsiooni- ehk ujuvuslained, mis sunnivad kogu kihistuse tõusma ja jahtuma. Käesoleval ajal nimetatakse stratosfääris tekkivaid pilvi polaarseteks stratosfääripilvedeks. Nende suhteliselt sagedane esinemine kevadtalvises stratosfääris avastati kosmosest tehtud mõõtmiste kaudu 1982. a. Sellised pilved esinevad polaaröö teisel poolel polaartsükloni tuultebarjääriga isoleeritud külmas õhus. Antarktika kohal esinevad nad sagedamini kui Arktika kohal. Tuntakse kaht tüüpi polaarseid stratosfääripilvi. Esimest tüüpi pilved koosnevad põhiliselt lämmastikhappe trihüdraadi ($\text{HNO}_3 + 3\text{H}_2\text{O}$) kuni 1 μm läbimõelduga külmunud osakekestest, mis tekivad temperatuuril alla -78°C . Teist tüüpi polaarsed stratosfääri pilved koosnevad kuni 100 μm küündiva läbimõelduga tavalise jää kübemetest, mis tekivad temperatuuril alla -85°C . On selge, et teist tüüpi polaarsed stratosfääripilved esinevad palju harvem, kui esimest liiki pilved. Arktikas ei jahtu stratosfääri õhk nende tekkimise temperatuurini enne jaanuari ja ka siis vaid üksikutes regioonides. Antarktika kohal esinevad polaarsed stratosfääripilved massilisemalt ja on sealse osooni- aegu tekkimise üheks tarvilikuks tingimuseks.

Laiuskraadidel üle 50° esinevad suvises mesopausis helkivad ööpilved. Need on kõige kõrgemal paiknevad pilved üldse. Keskmiseks kõrguseks on 82 km. Helkivad ööpilved avastati 1885. a. suvel, mil neid Euroopas registreerisid üksteisest sõltumatult õige mitmed vaatlejad. Üks neist oli Tartu Tähetorni observaator Karl Ernst Albrecht Hartwig. Tõenäoliselt peetakse, et juba 1851. a. vaatles neid samuti Tartus Johann Heinrich Mädler. Maapealsele vaatlejale on helkivad ööpilved nähtavad hämarikutundidel, mil atmosfääri ülakihid on päikesekiirtest valgustatud, alumised aga varjus. Laiuskraadi kasvades nõrgeneb nende pilvede kontrast järjest heledamaks muutuva taeva suhtes. Seetõttu andsid maapealsed vaatlused nende geograafilisest esinemissagedusest vääralt pildi. Adekvaatne pilt kujunes kosmosest tehtud atmosfääriüuringute põhjal

alles 1980-datel aastatel. Selgus et nende pilvede esinemissagedus kasvab pooluse suunas ja päris pooluse tsoonis esineb neid ajalise haripunkti (umbes kolm nädalat pärast suvist pööripäeva) ajal 4/5 jooksul kogu ajast. Kosmosest registreeritud helkivaid ööpilvi hakati nimetama polaarseteks mesosfääripilvedeks ja oli isegi kahtlusi kas pole tegemist helkivatest ööpilvedest erineva nähtusega. Peagi jõuti siiski mõlema nähtuse identsuse tunnustamiseni. Helkivad ööpilved ehk polaarsed mesosfääripilved koosnevad 60-70 nm raadiusega jääkristallikestest. Jäätumine kõrguste vahemikus 80-90 km leiab aset temperatuuril alla -140°C (ehk 130 K). Peab olema ühtaegu külm ja piisavalt veeauru. Neil kõrgustel lagunevad veeauru molekulid Päikese lühilainelise L_α kiirguse käes vähem kui ööpäevaga. Helkivad ööpilved saavad tekkida vaid piisavalt tugeva (kiirus mõni cm/s) õhu ülesvoolu tõttu. See atmosfääri suvise poolkera tsirkulatsiooni vertikaalne tuul kindlustab pilvede veevarustuse ja adiabaatilise jahtumise kaudu ka külmumiseks tarviliku madala temperatuuri. Mingil määral pidurdab ta ka külmas tsoonis suuremaks kasvavate osakeste langemist. Helkivate ööpilvede uurimisega on Charles Villmanni (1923-1992) eestvõttel tegeletud pikemat aega ka praeguses Tartu Observatooriumis, sealhulgas mõõtmistega orbitaaljaamade Saljut pardalt.

Troposfääris paiknevate pilvedega kaasnevad vahel sademed vahel mitte. Sademed võivad esineda vihma, lume või koguni rahe näol. Kui tavaline pilvepiisk on oma ümbrusega veeauru vahetuse mõttes tasakaalus, siis sama palju vee molekule kui tema pinnale kondenseerub ka sealt aurab ja piisa mõõtmed ei muutu. Selle, kas piisk kasvab või hoopis lakkab auramise tõttu olemast, määrab veeauru rõhk piiska ümbritsevas ruumis. Tasakaalu korral nimetatakse ümbritsevas ruumis olevat veeauru rõhku tasakaaluliseks rõhuks. Väikese raadiusega piiskade suur kumerus soodustab vee molekulide väljapääsu ja tasakaaluline veeauru rõhk on suurem kui see oleks tarvilik tasase pinna korral. Niisiis peab väikeste piiskade tasakaaluks olema ümbritsev suhteline niiskus veidi üle 100 %. Mida suuremaks kasvab tilga läbimõõt seda vähem võib tasakaaluks vajalik suhteline niiskus ületada 100 %. Igal juhul

peab ümarate piiskade püsimiseks ja kasvuks ümbritsev veeauru rõhk olema veidi üle küllastuse. Ühe nüansina tuleks mainida tasakaalulise veeauru rõhu sõltuvust kondensatsioonituumade omadustest. Kui need on hügroskoopsed (vett imavad), siis võib vee kondenseerumine toimuda ka suhtlisel niiskusel alla 100 %. Hügroskoopsed on soolased sisaldavad aerosooli osakesed ja soolade lahustumine piisa vees tekitab vee molekulide tugevamini kinni hoidvad molekulaarsed jõud piisa pinnal. Et tasakaaluline veeauru rõhk kasvab piisa mõõtmete kahanedes, siis algab piiskadeks kondenseerumine esmalt aerosooli suurematel osakestel. Kui ümbritsev veeauru rõhk kehtvalt ületab küllastusrõhku, siis piisad kasvavad, kuid see kasv on aeglane. Langedes allpool olevasse soojemasse õhku piisad aurustuvad ja vihma ei saja.

Pilvesid, mille temperatuur on üle vee külmumispunkti, nimetatakse Alfred Wegeneri ettepaneku kohaselt soojadeks pilvedeks. Sellistes pilvedes mängivad vihmapiiskade tekkeprotsessi olulist osa pilvepiiskade omavahelised põrked. Suurematele aerosooli osakestele kondenseerunud suuremad piisad haaravad kokkupõrgetel väiksemad enda külge. Selle juures avaldab soodustavat toimet õhu turbulents segunemine. Suuremad piisad langevad alla kiiremini. Nendel on soodsam raskus/aerodünaamiline takistus suhe kui väikestel piiskadel. Nii haaravad kiiremini langevad suured piisad endasse ka teel ette jäävad aeglasemad väiksemad piisad. Piiskade kasv on seda suurem mida pikema tee nad pilves läbivad. Väheselt vertikaalse ulatusega kihtpilvedes ei saa piisad kuigi suureks kasvada ja soojemates alumistes õhukihtides toimunud auramise tõttu jõuab nendest maapinnani üksnes uduvihm. Suurte piiskade tekkimiseks on kõige soodsamad tingimused suure vertikaalse ulatusega rümpilvedes, milles konvektiivsed õhuvoolud vertikaalsete kiirustega mitmeid meetreid sekundis lasevad tilkadel kokkupõrgete teel kasvada ka üles külmemasse õhku liikudes. Langemisel liitub tilga külge väiksemaid tilku ja pilve alumisel piiril langevad umbes 5 mm läbimõõduga suured vihmapiisad.

Pilvesid, milles temperatuur langeb allapoole vee külmumistemperatuuri, nimetatakse külmadeks pilvedeks. Külmumistemperatuurist madalamad temperatuurid ei tähenda

automaatselt veeauru külmumist jääks. Vesi saab esineda ka ülejahtunud tilkadena. Temperatuuride vahemikus 0 °C kuni –40 °C saavad esineda nii jääkristallid kui ülejahtunud veepiisad. Viimasest temperatuurist madalamal tilku enam ei esine. Veeauru spontaanne nukleatsioon jääks algab pilvepiiskades vee molekulide liitumise ja nendest kristallstruktuuri moodustumisega. Piisavalt madalal temperatuuril ühinevad selle embrüonaalse kristallstruktuuriga ka ülejäädud veemolekulid ja kogu piisk külmub. Jääks kristalliseerumine toimub eriti kergesti ja isegi positiivsetel temperatuuridel savimineraalidest kondensatsioonituumadel. Samaaegselt nii tilku kui jääkristalle sisaldava pilves arengu seisukohalt on tähtis asjaolu, et veeauru küllastusrõhk tilkade kohal on suurem kui jääpindade kohal. See küllastusrõhkude erinevus sunnib veeauru liikuma tilkade juurest jääkristallidele. Veeauru rõhu kompenseerimiseks hakkab vesi aurama tilgast. Mida madalam on temperatuur seda enam jaotub veeauru kondenseerumine jääst moodustiste kasuks. Lumehelveste kuju määrab põhiliselt õhu temperatuur nende tekkimise tsoonis. Mida enam veeauru rõhk nende tekketsoonis ületab küllastusrõhku seda suuremaks ja paksemaks helbed üldiselt kasvavad. Temperatuuridel kuni –3 °C tekivad plaadikesed, seejärel nõelad, torukesed, tähed ja lõpuks temperatuuridel alla –25 °C sambataolised moodustised. Lumena pilvest väljunud sademed püsivad enamasti lume kujul vaid kuni 300 m allpool pilve ja seejärel sulavad.

Kui temperatuur on suhteliselt kõrge ja pilve sisemuses tugev õhu liikumine, siis võivad jääkristallidega põrkuvad ülejahtunud tilgad külmuda viimaste külge. Nii toimub raheterade kasv. Mida kauem vertikaalsed õhuvoolud võimaldavad kasvaval raheteral sellises kasvutsoonis viibida seda suuremaks see kasvab. Suurim vahetult mõõdetud ja kaalutud rahetera on olnud 757 g raskune. See langes 1970. a. Ameerika Ühendriikides Kansase osariigis ja oli küllaltki ebakorrapärase väliskujuga, keskmise läbimõõduga 14 cm ringis.

33. KESKLAIUSTE TSÜKLONID, TROOPILISED TORMID JA TORNAADOD

Ohtrate sademetega ja tugeva tuulega halb ilm kaasneb tavaliselt madala õhurõhuga. Keskmistel ja subpolaarsetel laiuskraadidel vastupäeva pöörlevate õhukeeriste ehk tsüklonite tekkimise teooria esitas norra meteoroloog ja matemaatik Vilhelm Bjerknes koos kolleegidega vahetult pärast esimest Maailmasõda. Seda tuntakse lainetsüklonite ehk polaarfronti tsüklonite teooria nime all. Need tsüklonid tekivad ja liiguvad piki külma polaarõhu ja sooja troopilise õhu eralduspinda polaarfronti. Algselt paiknevad mõlemal pool eraldavat fronti päripäeva pöörlevad kõrgrõhkkonnad. Otse fronti kohal puhuvad kummagi pöörise tuuled teineteisele vastu ja seal rõhk langeb. Algab tsükloonaalse õhupöörise teke ja madalrõhu laine moodustumine kahe fronti piiril. Külüm õhk hakkab tungima lõunasse ja soe õhk põhja. Sooja ja külma fronti vahele jääb sooja õhu sektor, mida tagant lähenev külüm õhk järjest kitsamaks pressib. Polaarfronti tsüklonis toimub erinevate õhumasside liikumine üksteise suhtes. Kui soe õhk jõuab järele külmale õhule, siis tõuseb ta järjest külma õhu kohale ning vastavalt kõrgusele, millisele ta on jõudnud, hakkavad tekkima pilved. Kõige ees, kus soe õhk on jõudnud ainult troposfääri ülaossa, tekivad kiudpilved (Ci). Nendest tagapool on soe õhk järjest madalamatel kõrgustel ja vastavalt tekivad järjest tihedamad pilved Cs, As kuni vihmapiilvedeni Ns päris õhukese külma õhu kihi kohal. Mida kiiremini ja järsumalt soe õhk on sunnitud tõusma seda enam on oodata sademeid. Tagant soojale õhule järelejõudev külüm front sukeldub sooja õhu alla ja sunnib selle kiiresti kerkima. Kerkimisega kaasneb intensiivne vihmapiilvede teke, sadu ja äike. Torme kujuneva madalrõhkkonna tsoonis põhjustab energia vabanemine. Õhumasside tasakaalustumise käigus soe õhk kerkib ja külüm õhk laskub ning sellega muundub potentsiaalne energia kineetiliseks energiaks. Energiat lisab veeauru kondenseerumisel vabanev latentne soojus. Õhu koondumisel madalrõhkkonna tsentri suunas tuuled kiirenevad ja kineetiline energia kasvab veelgi. Pärast sooja ja külma fronti kokkusulamist on külma ja sooja õhu kontrasti energiavaru tormiks ära kulutatud ja aegamööda

torm ise vaibub. Mõlemal pool fronti on nüüd külüm õhk. Lainetsükloni eluiga on kuni nädal, kuid tavaliselt mõned päevad. Hääbuv tsüklon võib anda impulsi uue tsükloni tekkeks endast läänes. Piki polaarfronti esinebki küllalt tihti erinevas arengustaadiumis lainetsüklonite rida. Polaarfront ja polaarfronti jugavool selle kohal on Rossby lainete mõjul ebakorrapärase vonkleva kujuga. See looklemine soodustab õhu ülalt alla ja alt üles voolu ning selle kaudu tsüklonite teket. Tsüklonid ja nendega kaasnevad tormid tekivad kergemini kohtades, kus polaarfront on kõverama kujuga. Nagu varem mainitud on talvel polaarfronti jugavool tugevam ja front ulatub kaugemale lõunasse kui suvel. Seetõttu on talvel tsükloonaalne aktiivsus suurem kui suvel. Tsüklonite liikumise trassid kulgevad üldplaanis läänest itta, kuid nende täpne liikumistee ei olene ainult polaarfronti asukohast vaid ka ida suunas liikumist takistavatest kõrgrõhkkondadest. Polaarfronti kõrval on kesklaaiustel ka teisi regioone, kus on soodsad tingimused tsüklonite tekkeks. Need on kohad, kus kergesti tekib suur kontrast sooja ja külma õhumassi vahel.

Kuigi viimasel ajal on polaarfrontiga kaasnevad tsüklonid Euroopas korduvalt üleujutusi põhjustanud jääb nende tekitatud kahju troopilistest tormidest põhjustatule alla. Troopikavööndi ilm erineb kesklaaiuste omast selle poolest, et keskpäeval tõuseb päike seniidi lähedale. Aluspinna tugev soojenemine ja niiske õhk põhjustavad intensiivsete rümpilvede ja pärastlõunase äikese teket, seda ka ookeani kohal. Enamikul juhtudel jäävad pärastlõunased äikesed mõõdukaks, kuid nendest võib asjaolude soodsal kokkulangemisel kujuneda äikesetormide kogum – orkaan. Üksikud äikesed on tsükloonaalselt pöörleva orkaani osad. Orkaani pöörise läbimõõt on 500-600 km ja tema sisemise tuulevaikse väga madala rõhuga silma läbimõõt 20-50 km. Silma välisservas on tuule kiirus kuni 50 m/s (180 km/tunnis). Minimaalseks õhurõhuks orkaani silmas on registreeritud 870 mb. Tavaliselt on see 960 mb ümber. Vertikaalselt haarab orkaan kogu troposfääri. Vaikse ookeani idaosa orkaane nimetatakse taifuunideks. Orkaanid ei teki päris ekvaatoril vaid 5° ja 20° laiuskraadi vahel suvel või varasügisel. Orkaani tekkepaigas peab vee pinnatemperatuur olema keskmisest kõrgem, üle 26 °C. Orkaan saab hakata

tekkima, kui tuuled veepinna lähedal on suunatud vastu kellaosutit. Koonduma ja kerkima saab õhk hakata kesk-laiustelt troopikasse suunduva frondi piiril. See toimub seda paremini mida külmem on üleval paiknev õhk. Orkaani tekkimist takistab subtropiline kõrgrõhkkond, mis sunnib õhu ülalt laskuma ja ei lase kerkida. Orkaani tekkimise suhtes on tähtis ka asjaolu, et niiske õhu kerkimisel vabanev latentne soojus kontsentreeruks võimalikult väikese pindala kohale.

Juba tekkinud orkaanis liigub merepinna lähedal soe niiske õhk orkaani tsentri suunas. Tormi silma piiri lähedale jõudes see õhk kerkib ja kondenseerub võimsaks äikesepilveks, millest sajab vihma kuni 25 cm/tunnis. Äikesepilve tipus liigub kuivaks sadanud õhk orkaani tsestrist eemale ja moodustab orkaani ülaosas silmast mitmesaja kilomeetri kaugusele küündiva antitsükloonaalse õhupöörise. Tormi perifeerias see õhk laskub ja soojeneb ning põhjustab ilusa pilvitu ilma ümber orkaani. Tormi silma piiril soojeneb õhk latentse soojuse ohtra vabanemise tõttu. Ühtlasi tekitab see mõnevõrra kõrgema rõhu ja sunnib tormi silma sees õhu laskuma. Laskuv kuiv õhk soojeneb adiabaatilisel ja põhjustab tormi silmas äikesevaba ilusa ilma. Peale kontsentrilise äikese tsooni vahetult ümber tormi silma tekivad järjest nõrgenevad laskuva õhu tsoonidega äikesevööndid selle ümber.

Oma tekketsoonidest liiguvad troopilised orkaanid ümber subtropilise kõrgrõhkkonna põhjapoolkeral loodesse ja lõunapoolkeral edelasse. Ookeanilt jõuavad nad mandritele – Kesk- ja Põhja-Ameerikasse, Jaapanisse, Austraaliasse, Kagu-Aasia maadesse, Austraaliasse, Madagaskarile, Indiasse jne. ning põhjustavad suuri purustusi. Tugevatele orkaanidele antakse nimed ja nende liikumisteede ennustamine on ülimalt aktuaalne. Kaasajal on troopilised orkaanid jälgitavad kosmosest ja nad ei saabu enam päris ootamatult. Enne Teist Maailmasõda kirjeldati troopilisi orkaane nende liikumisel geograafiliste koordinaatidega. Sageli oli neid aga liikumas mitu ja sellest tekkis segadust. Teise Maailmasõja ajal hakati orkaane nimetama Morse tähestiku tähtede nimedega nagu Able, Baker jne. Alates 1953. aastast hakkas Ameerika Ühendriikide Riiklik Ilmateenistus orkaanidele andma naisenimesid. Seda praktiseeriti kuni 1977. aastani. Alates 1978.

aastast hakati naisõiguslaste proteste arvestades orkaanidele andma vaheldumisi mehe- ja naisenimesid. Esmalt rakendati seda Vaiksel ookeanil tekkinud orkaanidele ja aasta hiljem ka Atlandil tekkinud orkaanidele. Näiteks 1994. a. olid Põhja-Atlandi orkaanide nimed Alberto, Beryl, Chris, Debby, Ernesto, Florence jne., Vaikse ookeani idaosa orkaanide nimed aga Aletta, Bud, Carlotta, Daniel, Emilia, Fabio, Gilma, Hector jne.

Veel üks liik katastroofilisi tagajärgi põhjustavaid keeristorme on tornaadod. Need on 100 kuni 600 m läbimõõduga ümber madala rõhu keskmee pöörlevad õhukeerised. Tornaadoks loetakse sellist pöörlevat pilve siis, kui ta puudutab otsaga maad. Mere kohal esinevat tornaadot kutsutakse vesipüksiks. Meil tuntakse selliseid keeristorme trombide nime all, kuid siin esineb neid harva. Kuigi alles 1997. a. sai Võrumaal mitu majapidamist keeristormis tõsiselt kannatada. Eriti sagedasti tekivad ja liiguvad tornaadod Ameerika Ühendriikide Suurel Tasandikul, kus neid registreeritakse aastas üle 700 ja nad tapavad aastas üle 100 inimese. Sageli esinevad tornaadod seal gruppidega ja eriti kevadel. Üht väikest Kansase osariigi linna on tornado tabanud kolmel järjestikusel aastal täpselt samal kuupäeval. Oklahoma City on tornaadode tõttu kannatanud 90 aasta jooksul 32 korral. Aprillis 1974 on suhteliselt väikeses regioonis 16 tunni jooksul registreeritud 148 tornaadot. Loodusliku tolmuimejana töötava tornado pöörise keskmee on kuni 100 mb küündiv alarõhk ja pöörleva tuule kiirus küünib kuni 400 km/tunnis.

Tornaadode tekkimine on seoses äikesega. Sageli esineb äike koos frondiga, kuid tuntakse ka frontidest sõltumatut äikest. Äike tekib, kui soe niiske õhk tõuseb ebastabiilse kihistusega atmosfääri. Ameerika Ühendriikide tornaadod on enamasti seotud polaarfrondi tsükloni sooja sektoriga, mille kohale jääb madalamal soe ja niiske ning kõrgemal külm kuiv õhk. Hommikul takistab sooja õhu kiht alt tõusvat õhku ning tekivad üksnes väikesed rünkpilved. Kui alumine õhk jõuab rohkem soojeneda, siis hakkab ta takistavast sooja õhu kihist läbi tungima ja selle kohal asetsev külm õhk lubab tal tungida väga kõrgele, isegi läbi tropopausi. Olukord, mis ei lase kulutada latentse soojuse energiat väikeste äikesetormide tekkimisele, võimaldab tekkida väga tugeval tormil. Tuulte väli

tõusva õhu teel paneb selle pöörlema ja nii tekibki kiiresti pöörlev pilv. Ümber väga madala õhurõhuga keskme veab keerlev õhuvool üles kõike, mida õnnestub kaasa haarata. Päriskeskmes laskub õhk alla all oleva väga madala rõhu suunas. Laskuv õhk kuumeneb ja muudab keskmes olevad pilvepiisad veeauruks.

34. STRATOSFÄÄRI OSOONIKIHT

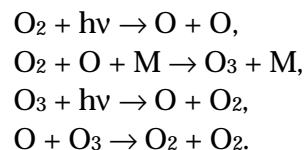
Osooni olemasolu maalahedases õhukihis avastas 1839. a. austria keemik Schönbein, kelle leiutatud on ka lihtne (kuigi vähese täpsusega) meetod õhu osoonisisalduse määramiseks. Kaaliumjodiidiga immutatud paber muutus pärast õhus eksponeerimist ja seejärel märjaks kastmist tekkinud joodiioonide tõttu seda sinisemaks mida enam oli õhus osooni. Baktoreid ja viirusi hävitava toime tõttu arvati osoonis peituvat erilist elujõudu ja osoonirikast õhku hakati pidama erilisel tevislikuks. Kahjuks pole selline arvamus tänini kadunud. Osooni tevislikkus avaldubki tänu tema mürgisusele. Kui osoonisisaldus õhus on taimede, loomade, inimeste ja mikroorganismide harjumuspärasest piirist märgatavalt suurem, siis hakkab osoon neid kahjustama. Praegune osoonisisaldus õhus on umbes 3 korda suurem kui see oli möödunud sajandi lõpus. Maapinnalähedane osoon on atmosfääri oluline saasteaine, mille liigset tekkimist tuleb pidurdada. Kogu atmosfääris olevast osoonist paikneb troposfääri piires 10 %, kuid Euroopa kohal kasvab tema sisaldus praegu ligi 1.5 % aastas.

Juba 1879 a. vihjas prantsuse füüsik Marie Alfred Cornu (1841-1902), et Päikese spektri lühilainelise osa jõudmist maapinnani piirab tõenäoliselt atmosfääris neeldumine. Järgmisel aastal (1880) uuris tuntud spektroskopist Hartley osooni neeldumisspektrit ja leidis, et osoon võiks tõepoolest päikese kiirguse lühilainelise osa läbitulekut piirata. Charles Fabry (1867-1945) teostas pärast osooni neeldumiskoefitsiendi käigu täpsemat uurimist atmosfääri osoonikihi efektiivse paksuse määramise ja sai selle väärtuseks 0.5 cm. Hiljem sai ta täpsemaks tulemuseks umbes 0.3 cm. Lugesdes kogu atmosfääri osoonisisalduse võrdseks maapinna tasemel mõõdetuga ei oleks tohtinud nii palju osooni olla. Meteooride jälgede uurimise

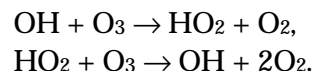
tulemused ja häälelainete 50 km kõrguselt tagasipeegeldumise nähtuse avastamine vihjasid, et sellisel kõrgusel peab olema soojem kiht. Soojenemise põhjuseks sai olla ainult kiirguse neeldumine osooni molekulidel. 1926. a. konstrueeris George Dobson spetsiaalse spektrofotomeetri osoonikihi efektiivse paksuse ehk atmosfääri osooni koguhulga määramiseks ja valmistas neid 6 eksemplari. Instrumendid seati üles erinevatele laiuskraadidele Greenwich'i meridiaani lähistel ja saadi teada, et kesklaialtel on atmosfääri osoonikihi paksus suurim varakevadel, sügiseks langeb see miinimumini ja talve jooksul tõuseb tasapisi taas maksimaalse väärtuseni. 1930. a. töötas Sidney Chapman välja osooni tekkimise-lagunemise tasakaalu teooria. Peeti ühtlasi loogiliseks, et osooni tekib kõige enam troopilistel laialtel, kust siis atmosfääri meridionaalne tsirkulatsioon teda kannab pooluste suunas suvel ja talvel erineva intensiivsusega. Osoonikihi efektiivse paksuse iseloomustamiseks kasutati varem sentimeetreid, viimasel ajal aga nn. Dobsoni ühikuid (DU) ehk atmosfääri millisentimeetreid. Need iseloomustavad arvud näitavad kui paksu kihi osooni saaks kõigi tema atmosfääri vertikaalses sambas olevate molekulide toomisega nn. normaaltingimustele (rõhule 1013 mb ja temperatuurile + 15 °C). Ekvaatori lähistel on see paksus 240-270 DU. Põhjapoolkera polaarlaialtel on maksimaalseks väärtuseks registreeritud 675 DU. Eesti kohal on suvekuudel osoonikihi efektiivne paksus 350 DU lähedal. Kevadel küünib see 450 DU ümbrusesse, kuid just kevadel esineb praegu sageli varasemast keskmisest väiksemaid väärtusi. Aasta esimese 100 päeva jooksul on praegusel ajal osoonikiht meie laiuskraadil märgatavalt häiritud. Sügisel (oktoobris-novembris) langeb meie peade kohal osoonikihi paksus veidi alla 300 DU. Kõige "õhem" osoonikiht (97 DU) on registreeritud Antarktika osooniaugus. Sageli esinevad 150 DU lähedased väärtused ka ekvaatori lähistel intensiivse äikese ja stratosfääri tungivate vertikaalsete õhuvoolude tsoonides.

Chapmani osooni tasakaalu teooria sisaldab põhilisi osooni tekkimise ja lagunemise reaktsioone ainult hapniku ja kiirguse osavõtul. Osooni tekkimiseks vajalikke hapniku aatomeid tekitab fotodissotsiatsioon $\lambda < 242$ nm kiirguskvantide toimel. Pikema lainepikkusega kvantide energiast ei piisa hapniku

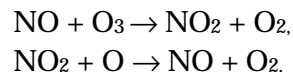
molekuli lõhkumiseks. Edasi ühinevad tekkinud hapniku aatomid hapniku molekulidega. Tarvilik on kolmanda osalise olemasolu kokkupõrke käigus. Ühinemisreaktsioon on tugevalt eksotermiline ja liigset energiat ärakandva kolmanda osalise puududes võiks tekkiv osooni molekul liigse energia tõttu iseenesest laguneda. Normaalse energiaga osooni molekulid lagunevad kas kiirguse toimele või hapniku aatomiga ühinemisel. Viimasel juhul on tulemuseks kaks hapniku molekuli. Kogu Chapmani teooria reaktsioonid on järgnevad:



Kui täpsustus Chapmani reaktsioonide kineetika, siis selgus, et osooni lagunemise reaktsioonide efektiivsus jääb tekkimise omale alla. Chapmani reaktsioonide teel võiks laguneda vaid umbes 20 % tekkinud osoonist. Alles 1964. a. jõuti järeldusele, et stratosfääri osooni tasakaalus peab oluline osa olema katalüütilistel reaktsioonidel. Ühtlasi pakkusid J. Hampton ja B. Hunt katalüsaatoriks hüdroksüüli radikaali OH, mis toimiks järgnevalt:

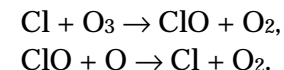


Praeguste teadmiste kohaselt langeb OH arvele umbes 50 % stratosfääri osooni katalüütilisest lagunemisest. Järgmise katalüsaatorina pakkus P. Crutzen 1970. a. välja NO:

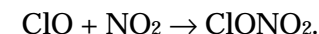


Lämmastikoksiidi kui katalüsaatori ilmumine vallandas süüdistused lennunduse vastu, mis osalt pole kadunud tänini. Praeguste teadmiste kohaselt tuleb lämmastikoksiidide arvele alla 20 % osooni katalüütilisest lagunemisest. Troposfääris on lämmastikoksiidid ühed peaosaliselt just osooni tekkeprotsessis. Osaliselt võivad nad soodustada osooni tekkimist isegi stratosfääri alumistes kihtides. Viimasena pakkusid kaks sõltumatut

uurijate tandemit M.J. Molina ja F.S. Rowland ning R. S. Stolarski ja R. J. Cicerone osooni lagunemist põhjustavate katalüsaatoritena halogeeneid kloori ja broomi. Vaatame siin ainult reaktsioone klooriga kuna broomi omad on täpselt samasugused:



Halogeeneid põhjustavad kokku umbes 30 % osooni lagunemisest, kuid suure antropogeense panuse tõttu on just need osoonikihi häirete peapõhjuseks. Märkimisväärne osa kloorist ja broomist on pärit kloorfluorsüsinikest ehk freoonidest ning sarnastest broomiühenditest halonitest. Siiski ei põhjusta osoonikihi häireid kunagi vahetult freoonid või halonid vaid nende kiirguse toimele lagunemisel tekkinud kloor ja broom. Meenutame, et 1920-date lõpus sünteesitud ja 1950-datel massiliselt kasutusele võetud freoone (samuti halone) peeti peaaegu ideaalseteks ühenditeks. Nad ei lahustunud vees, olid püsivad nagu inertsed gaasid ega reageerinud keemiliselt millegagi. Ette ei nähtud seda, et kestval atmosfääris viibimisel tõuseb mingi osa neist gaasidest nii suurtele kõrgustele, kus Päikese lühilaineline kiirgus ($\lambda < 220 \text{ nm}$) vabastab nendest Cl ning Br aatomeid ja need omakorda toimivad kui osooni lagunemise katalüsaatorid. Gaasilises atmosfääris toimuvad kõik katalüütilised reaktsioonid korruga ja katalüsaatorite perekondadel ei ole esikohal mitte reaktsioonid osooniga vaid omavahel. Kloori ja lämmastikoksiidide tsüklite vaheline põhireaktsioon on



See on suhteliselt passiivne ühend. Antarktika osooniaugu probleemide lahendamisel selgus, et katalüsaatorite toime osoonile ei ole summaarne. Ohtlikuks kujuneb olukord just siis, kui üks katalüsaatoritest saab teise puudumisel domineerivaks. Kui kloori on õhus palju ja lämmastikoksiide väga vähe, siis ei toimu äsja toodud omavahelist reaktsiooni ja kogu kloor pöördub reageerima osooniga. Selline olukord kujunebki Antarktika osooniaugus ja vähemal määral ning lühemat aega Arktika osooniaugus. Osooniaugu tekkimisel on tähtis osa suletud tsüklonaalsel õhukeerisel, mis takistab õhu sissevoolu.

Teine tähtis tingimus on polaaröö. Polaaröö jooksul langeb temperatuur nii madalale, et tekivad eespool mainitud polaarsed stratosfääri pilved. Pilvede külmunud osakestel toimub kaks tähtsat protsessi. Esiteks toimub heterogeensete reaktsioonidega pilveosakeste pinnal kloori konverteerimine tavapärasest passiivsest HCl vormist aktiivsesse. Pimedal ajal püsib see vormis Cl₂, mis osooniga ei reageeri. Polaaröö lõppedes saab sellest kiirguse toimet kiiresti Cl. Polaaröö jooksul atmosfäärist väljasadenenud pilveosakestega on ära viidud NO varud. Seetõttu saabki kevadel toimuda massiline osooni molekulide katalüütiline lagunemine. Antarktikas hakkavad väikesed osooniaugud öö ja päeva piiril tekkima juba augustis. Suur osooniauk kujuneb polaaröö lõppedes. See on kõige ulatuslikum oktoobris ja kaob detsembri alguses.

Arktiline stratosfäär ei jahtu nii kergesti kui õhk Antarktika kontinendi kohal. Ka on sinne polaartsüklon eba-korrapärasema kujuga ja õhk pääseb ringeldes sageli valguse kätte, kus siis seni valminud halogeenide varu osooniga ära reageerib. Tekivad ajutised osooniaugud vahemikus jaanuari algusest märtsi lõpuni. Seni on selline auk kõige kestvam olnud 1996 a. Põhiosa põhjapoolkera osoonikihi häiretest ei ole seotud keemilise katalüütilise lagunemisega vaid osooni jaotumisega piki pikkuskraadi.

Osooni jaotuse mustri kujundavad planetaarset mastaapi Rossby lained ja troposfääris paiknevad suure vertikaalse ulatusega kõrgrõhkkonnad. Talvel näib olevat suurem tähtsus Rossby lainetel ja suvel troposfääri rõhusüsteemidel. Üks kord ümber maakera mahtuv Rossby laine kujundab olukorra, milles osoon koguneb laine lohus Ameerika mandri poolkerale ja Atlandi ookeani ning Euroopa sektoris on osooni alla keskmise. Rohkem hakkab seda siia pääsema pärast polaartsükloni lagunemist. Sellega kaovad barjäärid õhu liikumise teelt ja ühtlasi väheneb Rossby lainete vertikaalsete amplituudide vähenedes jaotuse ebaühtlus. Suvist osooni jagunemist juhivad tsonaalseid tuuli pidurdavate kõrgrõhkkondade kõrval Rossby lainete horisontaalsed amplituudid. Arvestatavat osa etendavad veel osoonivaese õhu sissevoolud troopilistelt laiustelt.

35. Ookeani soolsus ja termiline kihistus

Ookeanid katavad 70.8 % Maa pindalast ja mahutavad 1 338 000 000 km³ vett. Ookeani keskmine sügavus on 3800 m lähedal ning ookeanivee keskmine soolsus 35 promilli ja suurim 43 promilli. Keskmise soolsusega ookeanivesi külmub -1.8 °C juures. Kuigi soolsus ise muutub on vees sisalduvate soolade omavahelised proportsioonid muutumatud. Ühes kilogrammis keskmise soolsusega merevees sisaldub järgnevas koguses sooli:

NaCl	23.48 g
MgCl ₂	4.98
Na ₂ SO ₄	3.92
CaCl ₂	1.10
KCl	0.66
NaHCO ₃	0.192
KBr	0.096
H ₃ BO ₃	0.026
SrCl ₂	0.024
NaF	0.003

Kui avaldada koostis ionide suhtelise sisalduse järgi, siis on kõige sagedamini esinevate ionide protsentuaalsed sisaldused

Cl ⁻	55 %
Na ⁺	30.6
SO ₄ ⁻	7.7
Mg ²⁺	3.7
Ca ²⁺	1.2
K	1.1

Globaalses mastaabis esineb ookeanide soolsuses sõltuvus laiuskraadist. Vahetult ekvaatori tsoonis on rohkete sademete tõttu soolsus alla 35 promilli ning tõuseb üle selle tugeva auramise ja väheste sademetega tsoonis troopilise vööndi piiril. Suurimad soolsused on Punases meres, Pärsia lahes ja Vahe-meres. Ariidsest tsoonist pooluste suunas soolsus jällegi kahaneb. Seda mõjutavad sademed ja mingil määral ka jõgede sissevoolud. Põhja-Jäämere soolsus on keskmiselt 27.4 promilli. Ka merejää ei ole päris mage vaid kuni 6 promillise soolsusega.

Polaarmere pinnakihi soolsust kujundavad jäätumine (suurendab vee soolsust) ja jõgede sissevoolud (vähendavad soolsust). Euroopa ja Aasia sektoris kasvab soolsus Barentsi merest Beringi väinani 28 promillilt 32.5 promillini. Jõed toovad Põhja-Jäämerre aastas 5220 km³ magedat vett.

Maailmamere madalate Taani väinadega eraldatud ja ise madala (keskmine sügavus 52 m, suurim Landsorti süvikus 459 m) Läänemere soolsus on vaid 7-8 promilli ja suuremate jõgede suudmete lähedal kõigest 3 promilli.

Vertikaalselt jaguneb ookeanide vesi kolmeks kihiks. Läbisegatud pinnakihti kuulub vaid 2 % veest. Selle all paiknevasse üleminekukihti jääb kuni 18 % kogu veest ja süvavee moodustab kõige suurema osa 80 %. Vees neeldub üle 90 % pealelangebvast päikeseenergiast ja vee suur soojusmahtuvus lubab ookeanis salvestada hoopis suuremat soojushulka kui atmosfääris. Atmosfääri kogu soojusmahtuvus võrdub maailma-ookeani 3.2 m paksuse kihi omaga. Ookeani pinnatemperatuur tõuseb troopilise vööndi mõnedes tsoonides kuni 30 °C. Päikese kiirguse soojendava toime tõttu tekib ookeani (ja teiste veekogude) vee termiline kihistus. Et pool pealelangebvast kiirgusest neeldub keskmiselt juba 5 meetri paksuses kihis, siis on soojenenud kiht seda paksem mida kõrgemalt paistab Päike ja mida puhtam ja läbipaistvam on vesi. Ookeani vee-temperatuuri sesoonne muutumine ulatub kuni 300 m sügavuseni, kuid tavaliselt piirdub mõnekümne meetriga. Sesoonne kihistus avaldub eriti keskklaiustel. Kihistus hakkab kujunema tavaliselt aprillis ja kontrast sooja pinnakihi ning püsivalt jaheda süvavee vahel kasvab kuni augustini. Vahekihti soojenenud pinnavee ja jaheda süvavee vahel nimetatakse termokliiniks. Suvel kasvab just lainetusest läbisegatud paarikümne meetrise pinnakihi temperatuurikontrast püsivalt jaheda süvavee suhtes. Soojenenud pinnakiht on kõige paksem mais-juunis. Juulis-augustis tõuseb selle temperatuur veelgi, kuid paksus väheneb. Ühtlasi kasvab suve jooksul termokliini kui üleminekutsooni paksus. Süvavee temperatuur on 2 °C lähedal. Ookeanides keskmiselt on see 1.75 °C. Eriti sooja kliimaga keskaegkonna süvavee temperatuurile on hinnanguliselt saadud 10 °C lähedasi väärtusi. Vee suure soojusmahtuvuse

tõttu on ookeanil kliima kiiret muutumist leevendav siluv toime. Polaarlaiustel pinnale sooja vee kihti ei teki ja seal on vee liikumine pinna ja süvakihi vahel lihtsam. Talvel küünib selline tsoon palju väiksematele laiuskraadidele. Kui mingil põhjusel on keskmisest enam soojenenud ka termokliin, siis talve saabudes ja pealmise sooja pinnakihi kadudes pääseb seal salvestatud soojus pinnale. Sellist pinnakihi alust soojust peetakse kliima lühiajalise (umbes kümneaastase perioodiga) tsüklilisuse üheks põhjuseks.

Ookeani uurimisega tegelevat teadust laiemas mõttes nimetatakse okeanoloogiaks. Okeanoloogia uurib maailma-ookeani kui hüdrofääri osa. Sageli kasutatakse samas tähenduses ka terminit okeanograafia. Esimese okeanograafia õpiku kirjutas 1855. a. pensionil meresõitja Matthew Fontain Maury (1806-1873) pealkirjaga *The Physical Geography of the Sea*, kus võttis kokku Briti Admiraliteedi säilitatavate logiraamatute andmed. Okeanoloogia jagatakse reaks kitsamalt piiritletud teadustest. Merefüüsika tegeleb veemasside füüsikaliste omaduste uurimisega. See on sarnane meteoroloogiliste suuruste uurimisega atmosfääris. Paljude muude meetodite kõrval on kesksel kohal vertikaalne sondeerimine vintsi abil vette lastava aparatuuriga. Mõõdetakse temperatuuri, soolsust ja muid füüsikalisi parameetreid. Merekeemia tegeleb vees lahustunud soolade ja vees leiduvate lisandite ning saasteainete uurimisega. Viimastel aastakümnetel on avardunud võimalused uurida ookeane kaugseire meetoditega. Lainetuse karakteristikuid uuritakse mikrolainete (lühikesed raadiolained) vahendusel. Ookeani bioproduktiooni ja muude vee värvuse kaudu avalduvate probleemide uurimisel kasutatakse kaugseiret nähtava kiirguse diapsoonis. Seda nimetatakse ka mereoptikaks. Merevee optilisi omadusi uuritakse ka vahetult vees paikneva aparatuuriga.

Vee värvuse määravad temas leiduvad lisandid. Päril puhas merevesi on sinine kuna vee neeldumiskoeffitsient kasvab kiiresti lainepikkuse kasvades. Teistsuguse värvuse annavad veele temas sisalduvad lisandid. Primaarset bioproduktiooni iseloomustab klorofüllil ja mõnede teiste pigmentide sisaldus. Klorofüllile on iseloomulikud neeldumisribad sinises (440 nm ümbruses) ja punases (670 nm ümbruses) spektriosas, mille

tõttu vesi omandab roheka värvuse. Veepinnal neeldunud lahustunud orgaanilisele ainele nn. kollasele ainele (yellow substance) on omane tugev neeldumine sinises spektriosas, mille tõttu seda ainet ohtralt sisaldav vesi paistab kollasena. Kollane aine koosneb elusa orgaanilise aine lagunemisel tekkinud huumushapetest. Avaookeanis on lagunev orgaaniline aine kohapealset päritolu ja seetõttu on klorofüllil ning kollase aine sisaldused omavahel tihedasti seotud. Rannavetes esinevad mandrilise kollase aine tugevad sissevoolud ja selline otsene seos puudub. Veepinnal leiduvad molekulidest oluliselt suuremate mõõtmetega osakesed kannavad analoogselt atmosfääri aerosooliga hüdrosooli ehk hõljumi nime. Mida enam sisaldab vesi hüdrosooli seda tugevamini hajutab ta valgust tagasi ning vesi paistab heledam. Kogu maailmaookeani satub aastas 140 10^9 tonni hõljumit aastas. Sellest suurema osa, kuni 110 10^9 tonni moodustab fütoplankton (taimne plankton). Jões kannavad ookeani keskmiselt 18.5 · 10^9 tonni hõljumit aastas, millest suure osa moodustab mineraalne hõljum. Kaugseire teel uurimiseks ei ole ookean ja mered kaugelki parimaks objektiks. Informatsiooni vees sisalduvate lisandite kohta kannab vee seest üles suunas hajunud kiirgus. Vastuvõtja suunas veest väljuvat kiirgust iseloomustatakse heleduskoeffitsiendiga, mis on vee tegeliku heleduse suhe kogu pealelangevat kiirgust kõigis suundades ühtlaselt tagasi saatva ideaalse ekraani heledusesse. Ookeani heleduskoeffitsient on sinises spektriosas 2 % lähedal ja punases juba alla 1 %. Siseveekogudel on see suurem, kuid need veed on sinise asemel rohelised või kollased. Veest lähtuvale heleduse signaalile lisanduvad taeva peegeldumine veepinnalt ja Päikese peegeldumine veepinnalt. Kui Päike on kõrgel, siis tekib tema alla veepinnale veest vähemalt 10 korda heledam peegelduse laik, mis praktiliselt välistab kaugseire teel vee kohta andmete saamise. Kaugseirel kosmosest liitub veest tulevale signaalile selge ilmaga sinine taeva hajuskiirgus, mis ületab mitmeid kordi veest tuleva signaali. Pilves ilm ei jäta optiliseks kaugseireks nagunii võimalusi.

36. HOOVUSED JA OOKAANI TSIRKULATSIOON

Ookeani vesi on pidevas liikumises. Ookeani pinnavees esinevad pinnahoovused, milledest üheks tuntumaks on Golfi hoovus, mille kohta öeldakse, et see on nagu ookeanis voolav jõgi. Ookeani süvakihtides esinevad süvahoovused. Kõik hoovused kokku moodustavad suuremastaabilise veeringluse, mida nimetatakse ookeani tsirkulatsiooniks. Tsirkulatsiooni käigus toimub pidev aeglane veevahetus pinnakihtide ja süvakihtide vahel.

Pinnahoovused on praktiliselt olulise tähtsusega meresõidu jaoks. Informatsioon nende kohta on strateegilise tähendusega. Eriti aktuaalne oli see purjelaevade ajastul üle Atlandi kulgeva asumaadega kaubanduse arenedes 17. sajandil. Andmed hoovuste kohta ongi esialgu kogutud laevade logiraamatutes ülestähendatud triiviandmetest. Tavaliselt on pinnahoovuste kiirused alla 0.25 m/s (ehk alla 0.5 sõlme). Suurimad triivid, eriti Lõuna-Aafrika idarannikul küündisid 3-4 sõlmeni. Täpsemad hoovuste uuringud tehakse teatud sügavustele ankurdatud hoovusemõõtjatega. Põhimõte on sama mis tuule kiiruse mõõtjal, ainult pöörlema paneb teda labadele mõjuv hoovuse vesi. Pinnahoovuste tekkimisel on suur osa tuultel. Vett paneb pärituult liikuma hõõrdumine vee ja õhu eralduspinnal. Siit selgub ka, miks atmosfääri tsirkulatsiooni ja ookeanide pinnahoovuste süsteemi vahel on silmatorkav sarnasus. Vee suure inertsitõttu ei ühti hoovuste suunad päriselt neid tekitavate tuulte suundadega. Suuna erinevus võib küündida madalas vees kuni 15° ja sügavas vees kuni 45°. Vee liikumine toimub samade jõudude toimel kui õhu liikumine atmosfääris ja seda kirjeldatakse samuti hüdrodünaamika võrranditega. Vee käitumise erinevused õhuga võrreldes tulenevad tema umbes 800 korda suuremast tihedusest ja vastavalt ka suuremast viskoossusest.

Süvahoovuste kulgemine on seoses süvavee tekkega. Pinnalt saab vesi laskuda ookeani süvakihtidesse siis, kui tema tihedus osutub ümbritseva vee omast suuremaks. Suurema tiheduse saab põhjustada kas suurem soolsus või madalam temperatuur. Selline tiheduse kontrast ei teki niisama lihtsalt ja nii toimubki uue süvavee teke maailmaookeani üksikutes

regioonides. Süvavee tekkemehhanismi selguminegi on kulgenud küllaltki visalt. Aastal 1800 avaldas Benjamin Thompson mõtte, et süvavesi pärineb polaaraladelt ja et seal sügavusse laskuv vesi põhjustab ühtlasi pinnavee liikumist pooluste suunas. Alexander von Humboldt järeldas 1814. a., et polaarmeres sügavusse laskuv vesi peab olema ümbritsevast veest suurema tihedusega. T. C. Chamberlin arvas 1906. a., et süvavee tekkepõhjuseks on pigem soolsuse kui temperatuuri erinevused. Üheks laskuva vee tekkekohaks on tõepoolest soojad mered, millede kohal sageli valitseb päikeseline ilm. Eriti toimub see Vahemeres, kuhu jõgede kaudu voolab vähe magedat vett ja veevahetus ülejäänud ookeaniga on kitsa Gibraltari väina takistatud.

Vahemerele on tüüpiline soolase vee läätsete tekkimine. Intensiivse auramise tõttu kasvab pinnakihi vee soolsus. Teatud kohtades (eriti Aadria meres) tekivad soolsuse kontrastid ja vesi hakkab laskuma. Ühtlasi hakkab laskuv vesi Coriolis'i jõu toimel pöörlema. Mingil sügavusel osutub laskuva vee tihedus ümbritseva vee tihedusega võrdseks ja laskumine lakkab. Selline pöörlev soolase vee lääts liigub nüüd koos ümbritseva veega. Sageli kantakse Vahemeres tekkinud soolasema vee läätset läbi Gibraltari Atlandi ookeani, kus nende edasine teekond kulgeb Iirima ranniku lähistele. Seal kohtavad nad põhjareljeefi kerkivat panka, mis nad pinnale kergitab. Soolase vee läätsete tekkimise sagedus on varem olnud seoses Niiluse kui põhilise mageda vee sissevoolu vooluhulgaga. See omakorda aga India ookeanilt Aafrika mandrile puhuva mussooni intensiivsusega. Mussooniga mandrile kantav sademete kogus sõltub ookeani pinnatemperatuurist tema lähtekohas. Niisiis anomaalselt sooja India ookeani tekitatud niiskem mussoon laseb Niiluse lätetel rohkem sadada ja piirab Vahemeres soolase vee läätsete teket. Praegu peetakse Niiluse vooluhulga kasutamist niisutamiseks süüdlaseks selliste läätsete tekkesageduse suurenemises. Äärmuslikud arvamused näevad sellest lähtuvat koguni võimalust Kanadas uue jääaja algamiseks ja soovivad taolise katastroofi vältimiseks Gibraltarisse soolase vee läätsete väljumist takistava tammi ehitamist. Jääaja vahetuks initsieerijaks peetakse neidsamu Iirimaa lähistel sagedamini pinnale tõusvaid Vahemere soolase vee läätset, mis võiksid osa Golfi

hoovuse soojast veest suunata Labradori merre. Soojem vesi seal tekitaks tundras rohkem sademeid, millest jää tekiks. Nimetatud versioon on seni põhjalikult läbi töötamata ja siin ära toodud peamiselt globaalsete seoste keerukuse illustreerimiseks.

Suuremas mahus toimub süvavee teke polaarmeredes, kus puudub termokliini temperatuurikontrast. Pinnavee ja süvavee temperatuurid on sarnased. Vee pinnalt sügavusse laskumise kohad paiknevad Atlandi ookeani polaarlaiustel – Norra, Gröönimaa ja Islandi selfide nõlvadel ning mõnel pool mujal ja Antarktikat ümbritsevates meredes – Wedelli ja Rossi meres ja Adelie ning Wilkesi rannikutel. Atlandil kannab sooja pinnavett Arktika suunas peamiselt Golfi hoovus. Teel ta jahtub ja saavutab teatud regioonides suurema tiheduse kui tema all ja ümber asuv vesi. Ümbritseva pinnavee tihedust reguleerivad jää sulamine ja jõgede sissevoolud. Laskumine ei leia aset enne kui vertikaalne kihistus ümbritsevas vees on kadunud. Pinnavees toimub ka oluline vee horisontaalne segunemine. Ka vees tekivad keerised analoogselt atmosfääris genereeritavate tsükloonaalsete ja antitsükloonaalsete pööristega. Nende toime muudab niigi keerulise pildi veelgi keerulisemaks. Viimase aja hinnangutel on arktilise süvavee tekkimisel soolsuse tähtsus umbes üks kolmandik ja termilise jahtumise tähtsus kaks kolmandikku. Meenutame, et subtroopikas kasvab pinnavee soolsus auramise tõttu ja keskklaiustel väheneb see sademete tõttu. Jahtumine oleneb olemasolevast meridionaalsest temperatuurikontrastist. Kui polaarjoone lähistelt ulatub külm õhk kaugemale lõunasse, siis jahtub ka vesi varem ning ühtlasi leevendab seda kontrasti.

Kui Golfi hoovusega põhjapoolsetele polaarlaiustele kantud ja teel jahtunud vesi osutub ümbritsevast mageda veega lahjendatud veest soolasemaks või külmemaks, siis ta laskub keeristena süvavee tsooni ja alustab oma teekonda süvaveena. Kõige esmalt kulgeb selle vee teekond piki Ameerika kontinendi idarannikut tagasi lõunasse, kuni ta kohtub ümber Antarktika läänest itta ringleva süvavee hoovusega, mis on sarnasel viisil tekkinud sealsetes meredes. Talle mõjuvate jõudude toimel läänest itta kulgev süvahoovus möödub Aafrika ja Austraalia lõunatippudest ning jõuab Vaiksesse ookeani. Osa temast

jätkab ringlemist ümber Antarktika, teine osa aga pöördub põhja suunas ning kerkib laskumisest arvates umbes 1600 aasta pärast taas pinnale. Selle hoovuste konveieri ringlemiskiirusest oleneb globaalne soojuse transport. Põhja-Atlandil on selles ringluses eriline koht, kuna seal jõuab soe pinnahoovus kõige kaugemale põhjalaiustele. Põhja-Atlandil toimuvad sündmused on ka kõige kaalukamaks kogu Euroopa ja sealhulgas Eesti kliimat kujundavaks teguriks.

Käesoleval ajal on teaduslik huvi ookeane läbiva tsirkulatsioonikonveieri vastu väga suur, sest selles nähakse võtit mitmete kliima muutumise probleemidele. Paleokliimaatiliste andmete kaudu püütakse selgitada, kui kiiresti see konveier liikus minevikus ja mis võiks tema kiirusega juhtuda tulevikus. Kesksseteks küsimusteks on süvavee tekkimise maht ja selle muutumise põhjused ning Golfi hoovuse dünaamika. Viimane tähendab hoovuse vastasmõjusid tema enda liikumisest genereeritud mesomastaapi veekeeristega (*meso-scale eddies*). Tänapäevaks on selgunud, et Põhja-Atlandi tsirkulatsioonis esineb mitte just korrapärane, kuid siiski iseloomulike perioodidega muutlikkus. Viimastel sajanditel on süvavee tekkimise intensiivsus muutunud kvaasiperioodiliselt amplituudiga ligi 10 % kogumahust. Muutumise amplituud ise on 2 miljonit kuupmeetrit sekundis. Vähem reljeefsete mõneaastaste perioodide kõrval eristub 30-40 aastane perioodsus. Lisaks ookeani muutlikkusele esineb perioodiline muutlikkus ookeani kohal atmosfääris, milles praegu ilmneb keskmiselt 13-aastane periood. See on tuntud Põhja-Atlandi võnkumise (*North-Atlantic Oscillation*) nime all ja teda kirjeldatakse Portugali ning Islandi õhurõhu vahet väljendava indeksiga. Tavaliselt mõjutab Portugali õhurõhku poolstatsionaarne Assooride-Bermuuda (ehk lihtsalt Atlandi subtroopiline) kõrgrõhkkond, Islandi õhurõhku aga samuti poolstatsionaarne Islandi madalrõhkkond. Nimetatud perioodilisusega vahetavad need rõhkkonnad omavahel asukohad. Kõrgrõhkkond Islandi kohal blokeerib normaalselt läänest itta suunduva ja endaga ilma kaasas kandva õhuvoolu. Euroopasse tuleb ilm sellise blokeeringu ajal piki meridiaani kas lõunast või põhjast. Muidugi on võimalus arvukate vahepealsete variantide esinemiseks olenevalt blokeeringu tugevusest.

Viimaste jääaegade ja jäävaheaegade kliima analüüs viitab ookeani termohaliinse tsirkulatsiooni kaalukale osale nende mõlema kujunemisel.

37. MAA GRAVITATSIOONIVÄLI

Kõigi massiga kehade ja nende osade vahel mõjuvad gravitatsioonijõud. Kahe masspunkti vaheline gravitatsioonijõud avaldub ülemaailmse gravitatsiooniseaduse kohaselt kui

$$F = fm_1m_2/r^2,$$

kus f on gravitatsioonikonstant ($f = 6.672 \pm 0.041 \cdot 10^{-11} \text{ m}^2/\text{kg}^2$), m_1 ja m_2 gravitatsioonilises vastasmõjus olevate masspunktide massid ja r nende masspunktide vaheline kaugus.

Maa on keeruka massijaotusega keha ja tema gravitatsioonivälja mingis konkreetsetes punktis iseloomustakse raskuskiirendusega g või raskusjõu potentsiaaliga U .

Täpsemalt võttes mõjub pöörleva Maaga seotud punktidele summaarne jõud

$$G = F + I + F',$$

kus F on kogu Maa massi mõju antud masspunktile (sõltub massijaotusest Maa sees), I – antud masspunktile mõjuv Maa pöörlemisest tingitud tsentrifugaaljõud ($I = m\omega^2r$ ja mõjub ekvaatoril raskusjõule vastassuunas, mujal aga on selle suhtes nurga all), F' Maast väljaspool paiknevate masside gravitatsioonijõud.

Raskuskiirendus g on ühikulisele massile mõjuv raskusjõud. Gravitatsioonipotentsiaal U on skalaarne suurus, mis tähendab antud punktis paikneva kujuteldava masspunkti potentsiaalset energia talle mõjuvate gravitatsioonijõudude töttu. Potentsiaali U osatuletised koordinaattelgede sihis annavad raskusjõu ja tsentrifugaaljõu summaarse vektori G komponendid nende telgede sihis.

Kui Maa oleks homogeenne (ühtlase massijaotusega) kera, siis oleks tema gravitatsioonipotentsiaal

$$U = fM/r,$$

kus M oleks selle kera mass ja r raadius. Realse Maa gravitatsioonipotentsiaal

$$U = \int fdM/r_i$$

on integraal üle Maad moodustavate elementaarmasside dM , millest igaüks paikneb konkreetsetel kaugusel r_i . Newtoni 2. seadus seob omavahel gravitatsioonipotentsiaali ja raskuskiirenduse

$$\mathbf{g} = -dU/dr.$$

Kui maavälise masside mõju, mis on maasisestest palju väiksem, esialgu kõrvale jätta, siis on kogupotentsiaal W raskusjõu ja tsentrifugaaljõu potentsiaalide summa

$$W = U + U_1.$$

Tsentrifugaaljõu potentsiaal geograafilisel (geotsentrilisel) laiusel φ on

$$U_1 = 0.5\omega^2 r^2 \cos^2\varphi$$

ja kogupotentsiaal

$$W = \int fdM/r_i + 0.5 \omega^2 r^2 \cos^2\varphi.$$

Et Maa gravitatsiooniväli on tegelikkuses küllaltki keeruka struktuuriga, siis on teda kirjeldamisel otstarbekas jagada kaheks komponendiks – korrapäraseks normaalseks gravitatsiooniväljaks ja annomaalseks väljaks. Normaalne gravitatsiooniväli on valitud selline, mille isopindu saab kirjeldada korrapärase kujunditega. Maa välispinnal võetakse normaalse potentsiaali pinnaks Maa tasakaalulist väliskuju ehk geoidi pinda kõige paremini lähendav ellipsoid. Sellega vastavuses võetakse normaalne gravitatsioonipotentsiaal ja normaalne raskuskiirendus. Normaalne raskuskiirendus \mathbf{g}_0 on normaalse gravitatsioonivälja potentsiaali gradient ekvipotentsiaalpinna (ellipsoidi) normaali sihis

$$\mathbf{g}_0 = \partial W/\partial n.$$

SI süsteemis on kiirenduse ühikuks m/s^2 . Varem kasutati Galilei kui raskuskiirenduse esmamõõtja nimest tuletatud ühikut Gal (cm/s^2).

Maa kui korrapärase ellipsoidiga lähendatud kujundi normaalne raskuskiirendus geodeetilisel laiusel B avaldub valemiga

$$\mathbf{g}_0 = (a\mathbf{g}_e \cos^2 B + b\mathbf{g}_p \sin^2 B) / \sqrt{a^2 \cos^2 B + b^2 \sin^2 B},$$

kus a ja b on vastavalt Maa ellipsoidi pikem ja lühem pooltelg, \mathbf{g}_e ja \mathbf{g}_p normaalse raskuskiirenduse väärtused ekvaatoril ja poolusel ja B – geodeetiline laius (nurk ellipsoidi normaali ja ekvaatori tasandi vahel).

Kuigi äsja toodud valem ei ole arvutamiseks väga keeruline, on arvutite eelsel ajasytul eelistatud selle asemel kasutada Clairaut valemiga tuntud rittaarendus

$$\mathbf{g}_0 = \mathbf{g}_e (1 - \beta \sin^2 B + \beta_1 \sin^2 2B),$$

kus β ja β_1 on rittaarenduse koefitsiendid, millest $\beta = (\mathbf{g}_p - \mathbf{g}_e)/\mathbf{g}_e = 0.0053$. $\mathbf{g}_p = 9.83 m/s^2$ ja $\mathbf{g}_e = 9.78 m/s^2$ ning tsentrifugaaljõud ekvaatoril $I = \omega^2 a = 0.034 m/s^2$ ehk ligi 0.35 % kogu raskuskiirendusest. Poolusel $\mathbf{g}_p = \mathbf{g}_e (1 + \beta)$.

Normaalse raskuskiirenduse arvutamiseks Maa geoidi pinda kõige paremini lähendava ellipsoidi pinnal saadakse valem

$$\mathbf{g}_0 = 978.030 (1 + 0.005302 \sin^2 B - 0.0000070 \sin^2 2B) cm/s^2,$$

kus antud juhul on ühik cm/s^2 võetud kordajate väikeste väärtuste mugavama esituse kaalutlusel. Raskuskiirenduse vertikaalne gradient avaldub

$$\partial \mathbf{g}_0 / \partial n = -0.30855 (1 + 0.00071 \cos 2B) z$$

ja raskuskiirenduse väärtus kõrgusel z leitakse järgnevalt

$$\mathbf{g}_z = \mathbf{g}_0 - (\partial \mathbf{g}_0 / \partial n) z = \mathbf{g}_0 - 0.0003686 z.$$

Tegelikud raskuskiirenduse väärtused erinevad sageli tema normaalväärtustest. Erinevust nimetatakse raskuskiirenduse või ka raskusjõu anomaaliaks

$$\mathbf{g}_a = \mathbf{g} - \mathbf{g}_0.$$

Esineb nii positiivseid kui negatiivseid anomaaliaid. Üldiselt on gravitatsioonianomaaliad seoses üleminekutega ühelt maakoore tüübilt teisele, ookeaniliselt maakoorelt kontinentaalsele ja vastupidi. Ookeanide kohal on sagedasemad positiivsed anomaaliad $\mathbf{g} > \mathbf{g}_0$ ja mandrite kohal negatiivsed anomaaliad $\mathbf{g} < \mathbf{g}_0$. Eriti esinevad positiivsed anomaaliad

ookeanide süvikute kohal ja negatiivsed kõrgmägedes ning väikese tihedusega maakide maardlate kohal. Ookeani vee kivimitest väiksemat tihedust kompenseerib tema põhja all olevate kivimite suurem tihedus. Raskuskiirenduse anomaaliad maapinna tasemel on sentimeetrite murdosades sekundruudu kohta. Harva on nad üle cm/s^2 .

Kujuteldaval Maa sisemuse suunas liikumisel raskuskiirenduse väärtus esialgu kasvab, kuni saavutab maksimaalse väärtuse 10.68 m/s^2 vahevöö ja välistuuma piiril 2900 km sügavusel. Edasi toimub raskuskiirenduse kahanemine kuni nullini Maa tsentris.

38. MAA TEMPERATUURIVÄLI

Mitmed maakoore kivimite ja samuti tehismaterjalide omadused nagu viskoossus, soojusjuhtivus, elektrijuhtivus sõltuvad temperatuurist ja rõhust. Temperatuur maakoores oleneb soojusallikate paiknemisest ja kivimite soojusjuhtivusest. Nagu õhu puhul nii ka kivimites on soojuslikke omadusi reguleerivaks teguriks niiskus. Kivimite niiskust (veesisaldust) väljendatakse protsentides kas nende massist või ruumalast. Suhteline niiskus massi järgi on

$$W_m = 100 M_w / M_0,$$

kus M_w on kivimis sisalduva vee mass ja M_0 kivimi kogumass (tahke kivim + vesi) ja ruumala järgi

$$W_v = 100 V_w / V_0,$$

V_w on kivimis oleva vee ruumala ja V_0 kivimi koguruumala.

Mõlemad suurused on teineteise kaudu avaldatavad seosest

$$W_m = W_v \rho_s / [W_v \rho_w + \rho_s (1 - \Pi)],$$

kus ρ_w ja ρ_s on vastavalt vee ja tahke kivimi tihedused ning $\Pi = V_a / V_s$ poorsus (V_a tähendab siin kivimi poorides oleva õhu ruumala ja V_s tahke kivimi endaga täidetud ruumala. Maakoore leiduvate kivimite niiskus kõigub suurtes piirides alates mõnest % kuni 70 %. Vee püsimine ja liikumine kivimites on määratud raskusjõuga, mille toimele vesi liigub allapoole, ja

molekularsete kapillaarjõududega, mille toimele saab vesi olenevalt pooride läbimõõdust liikuda ka üles. Nagu mullas, nii ka kivimites on ruumalaühikus korraga olemas tahke aine, vesi ja õhk.

Maakoore kivimite põhilisteks soojuslikeks karakteristikuteks on soojusmahtuvus c , soojusjuhtivus λ ja temperatuurijuhtivus K_t .

Soojusmahtuvus määrab kivimite soojenemise ja jahtumise kiiruse ning määra. Aine erisoojusmahtuvus on tema massiühiku soojusmahtuvus c_e . Aine ruumalaühiku soojusmahtuvus c_p on erisoojusmahtuvuse ja tiheduse korrutis $c_p = c_e \rho$. Et kivimi ruumala on täidetud tahke kivimi massi, õhu ja veega, siis vastavalt ka tema ruumalaühiku soojusmahtuvus on nende kolme komponendi kombinatsioon

$$c_p = c_w V_w + c_s V_s + c_a V_a,$$

kus c_w, c_s ja c_a on vastavalt vee, tahke kivimi ja õhu erisoojusmahtuvused ning V_w, V_s ja V_a suhtelised ruumalad. Ruumala järgi soojusmahtuvused antakse ühikutes $\text{J/m}^3 \text{K}$ ja ühikmassi järgi J/kg K . Vee soojusmahtuvus on $4.19 \cdot 10^6 \text{ J/m}^3 \text{K}$, tahke kivimimassi oma kõigub vahemikus $1.45\text{-}2.7 \cdot 10^6 \text{ J/m}^3 \text{K}$ ja õhul on $150.7 \text{ J/m}^3 \text{K}$. Siit selgub, miks kivimite soojusmahtuvus sõltub niiskusest ja, et õhu panus sellesse on tühine.

Kõigi materjalide soojusmahtuvus sõltub oluliselt niiskusest ja erinevused on seda suuremad mida poorsem on materjal. Kuivade materjalide soojusmahtuvus on seda väiksem mida poorsemad nad on.

On püütud hinnata ka kogu planeedi maa soojusmahtuvust ja orienteeruvaks tulemuseks saadud $5.9 \cdot 10^{30} \text{ J/K}$.

Soojusjuhtivus λ on ajaühikus läbi pindalaühiku liikuv soojushulk etteantud temperatuurigradiendi 1 K/cm korral. Soojusjuhtivuse ühikuks on W/m K . Vesi paistis silma muude ainetega võrreldes eriti suure soojusmahtuvuse poolest. Soojusjuhtivuselt jääb ta kivimitele alla. See on 0.586 W/m K . Liivakivide soojusjuhtivused on vahemikus 1 kuni 13 W/m K ja lubjakivi soojusjuhtivus 1.7 W/m K . Õhu soojusjuhtivus on 0.021 W/m K .

Temperatuurijuhtivus $K_t = \lambda/c_p$ näitab, kui kiiresti tõuseb aine ühikulise ruumala temperatuur soojusjuhtivuse λ korral. Temperatuurijuhtivus iseloomustab temperatuuri ühtlustumise kiirust soojusvoo leviku suunas. Õhu temperatuurijuhtivus $1.6 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$ on suurem kui veel ($1.3 \cdot 10^{-9} \text{ m}^2/\text{s}$). Kivimite ja purdmaterjalide temperatuurijuhtivused on vee ja õhu omade vahepealsed. Märjas materjalis toimub temperatuuri ühtlustumine soojusvoo leviku sihis aeglasemalt kui kuivas. Maa keskmiseks temperatuurijuhtivuseks on hinnatud $5 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$. Temperatuurijuhtivus määrab praktiliselt Maa temperatuurivälja. Maakoos toimub temperatuuri levi mitme erineva protsessi kaudu, milledeks on molekulaarne soojusjuhtivus, konvektsioon, kiirgus, õhu ja vee ning auru liikumine kapillaarides.

Maa pinnakihtide temperatuur kujuneb maasiseste ja maaväliste soojusallikate toimel. Maapinna tasemel on ülekaalukalt peamiseks soojusallikaks Päike, millelt Maa saab aastas $1.75 \cdot 10^{17} \text{ W}$ energiat. Maa sisemusest jõuab pinnani $3.2 \cdot 10^{13} \text{ W}$ aastas. Selle energiavoo tihedus on keskmiselt 0.063 W/m^2 . Maksimaalväärtused küünivad üle 0.3 W/m^2 . Enamasti tuleb suurem soojusvoog uue maakoore tekkesoonides, kus ta pääseb kergemini pinnale. Tähtsaimad maasisese soojuse allikad on looduslik radioaktiivsus ja Maa aine gravitatsioonilisel diferentseerumisel vabanev jääsoojus. Nende kummagi panus on ligikaudu võrdne. Veel on soojusallikateks adiabaatilisel kokkusurumisel vabanev ja eksotermilistel keemilistel reaktsioonidel eralduv soojus.

Domineeriva soojusallika järgi jagatakse maakoore kihid helioteermiliseks tsooniks ja geotermiliseks tsooniks. Helioteermilises tsoonis avaldub kuni 1.5 meetri sügavusele ulatuv ööpäevase perioodiga temperatuuri kõikumine. Temperatuuri maksimum on veidi pärast keskpäeva ja miinimum enne päikesetõusu. Temperatuuri ööpäevase muutumise amplituud meie laiuskraadil küünib päris maapinnal $14 \text{ }^\circ\text{C}$. Juba 40 cm sügavusel on see $1 \text{ }^\circ\text{C}$ ja 80 cm sügavusel ainult $0.2 \text{ }^\circ\text{C}$. Temperatuuri sesoonse muutumise maksimaalne sügavus on ööpäevasest märksa suurem ja sõltub laiuskraadist. Troopikas ulatub sesoonne muutumine 10-12 meetrini ja polaarlaiustel 42-45

meetrini. Veel sügavamal esineb temperatuuri pikaajaline muutumine, mis kajastab kliima muutumist. Sügavusel, millisel temperatuuri kõikumine kaob (amplituud 0), algab püsiva aastase temperatuuri vöönd. See vöönd algab erinevates kohtades erineval sügavusel ja püsitemperatuuril on erinevad väärtused. Näiteks Pariisis algab püsitemperatuuri vöönd 28 m sügavusel ja see temperatuur on $11.8 \text{ }^\circ\text{C}$. Jakutski igikeltsas algab $-2 \text{ }^\circ\text{C}$ püsitemperatuuri vöönd juba 10 m sügavusel.

Maa väliskihide temperatuuri perioodilise muutlikkuse põhjaliku matemaatilise käsitlemise on esmakordselt avaldanud Fourier 1822. a. teoses "Soojuse analüütiline teooria". Mõned järeldused tunduvad tänapäeval ehk triviaalsetena ja paistavad olevat tuletatavad loomulikust loogikast. Temperatuuri sesoonse muutlikkuse kohta järeldas Fourier, et selle periood on kõigil sügavustel sama, amplituud väheneb sügavuse kasvades geomeetrilises progressioonis ja ekstreemaalse temperatuuri saabumise moment hilineb sügavuse kasvades.

Helioteermilisest tsoonist sügavamal kasvab temperatuur Maa sisemuse suunas. Muutumise määra iseloomustatakse kas geotermilise gradiendiga $^\circ\text{C}/100\text{m}$ või geotermilise astmega $\text{m}/^\circ\text{C}$. Piirkonniti erinevad kummagi väärtused kuni 30 korda. Kamtsatkal on juba 400-500 m sügavusel temperatuur $150\text{-}200 \text{ }^\circ\text{C}$, Siberis Viljui jõgikonnas aga 1800 m sügavusel vaid $3.6 \text{ }^\circ\text{C}$. On kohti, kus temperatuur tõuseb kraadi võrra koguni 2-3 meetri kohta, teisel aga toimub see 100 ja 200 meetrise kihi kohta ja kelta aladel koguni kuni 500 m kohta.

Maa sisemuse panus ülemiste kihtide temperatuurile on keskmiselt järgmine. Ligemale 50 % soojusest on pärit ülemisest 100 km kihist, 25 % vahemikust 100-200 km, 15 % vahemikust 200-300 km jne.

39. MAA ELEKTRIVÄLI

Elektriväli tekib elektrilaengute ümber. Kui elektrilaengud liiguvad, siis tekib elektrivool ja ruumis ning ajas muutub elektriväli tekitab ka magnetvälja. Üldjuhul esinevadki elektriväli ja magnetväli koos. Juhtudel, kui elektrivälja ja magnetvälja vastasmõjud on aeglased, võib uurida kumbagi välja eraldi. Elektriväljade käsitlemist, mille puhul laengute liikumist

praktiliselt ei ole vaja arvestada, nimetatakse elektrostaatikaks. Liikuvate laengute elektriväljade käsitlemist nimetatakse vastavalt elektrodünaamikaks ja selles ei saa elektrivälja vaadata lahus magnetväljast.

On hästi teada, et sama märgiga elektrilaengud tõukuvad ja eri märkidega laengud tõmbuvad. Elektrilaengute vastasmõju kirjeldab Coulomb'i seadus

$$F = k q_1 q_2 / \epsilon r^2,$$

kus F on laengute vahel mõjuv jõud, k – mõõtühikute valikust tulenev võrdetegur, ϵ – keskkonna dielektriline läbitavus (näitab kui mitu korda on antud keskkonnas laengute vastastikune mõju nõrgem kui vaakumis), q_1 ja q_2 – laengute suurused, r – laengutevaheline kaugus.

Varem kasutusel olnud CGS mõõtühikute süsteemis oli olemas laenguühik. See oli laeng, mis tõukab või tõmbab temast 1 cm kaugusel olevat teist sama suurt laengut jõuga 1 dn. Praegu kasutatavas mõõtühikute SI süsteemis on elektriliste suuruste põhiühikuks volutugevuse ühik amper. Laenguühik on selles süsteemis tuletatud ühik, mis ei lähtu vahetult Coulomb'i seadusest.

Elektrivälja iseloomustatakse väljatugevusega

$$E = F/q_0.$$

Väljatugevuse mõõduks välja antud punktis on ühikulisele laengule mõjuv jõud. Väljatugevuse vektori suund ühtib elektrostaatilise jõu vektori suunaga. Väljatugevuse mõiste kasutuselevõtt võimaldab kirjeldada välja graafiliselt jõujoonte abil. Jõujoone puutuja suund ükskõik millises välja punktis ühtib väljatugevuse suunaga selles punktis. Nagu gravitatsioonivälja korralgi on ka elektrivälja kirjeldamisel väljatugevuse kõrval sageli otstarbekam kasutada skalaarset suurt potentsiaali. Elektrostaatilise välja potentsiaali all mõeldakse selles punktis paikneva kujuteldava ühiklaengu potentsiaalset energiat. See on potentsiaalne energia, mille omandab positiivne ühiklaeng, kui ta tuuakse lõpmatuses välja antud punkti. Potentsiaalid välja erinevates punktides erinevad üldjuhul üksteisest. Potentsiaalid võivad olla positiivsed või

negatiivsed sõltuvalt sellest kas elektrivälja jõud takistavad või soodustavad sellist positiivse laengu lõpmatuses antud punkti toomist. Kui elektrivälja toime on takistav, siis on tegu positiivse potentsiaaliga. See tähendab, et antud väljast sõltumatu jõud peab laengu kohaletoomiseks tööd tegema. Kui väli laengu sellisele kohaletoomisele kaasa aitab, siis on töö ise ja vastavalt potentsiaal negatiivsed. Potentsiaalide vahet nimetatakse pingeks. Pinge ühik on volt V . See on potentsiaalide vahe elektrivälja kahe punkti vahel, millede vahel ühe kulonilise laengu ümberpaigutamisel tuleb teha töö 1 J. Pinge panebki elektriväljas olevaid laenguid liikuma ja tekitab elektrivoolu. Kui statsionaarsete laengute tekitatud elektriväljas liikumisvõimelisi laenguid ei ole, siis elektrivoolu ei teki. Välja sama potentsiaaliga punkte ühendavaid pindu nimetatakse ekvipotentsiaalpindadeks. Kui muid takistusi ei ole, siis laengute liikumisel piki ekvipotentsiaalpindu ei ole elektrivälja suhtes vaja tööd teha. Atmosfäärifüüsikas tuleb tegemist ka kosmilise kiirgusega ja atmosfääris esinevate atomaarsete ionide ning elektronidega. Nende energia iseloomustamiseks on ühikuna kasutusel elektronvolt eV . Kui elektron elementaarlaengu kandjana paikneb ruumis ümber elektrivälja toimel, siis muundub elektrivälja poolt tehtud töö elektroni kineetiliseks energiaks. Atomaarsete ja molekulaarsete ionide laengud on suuruselt elektroni laengu kordsed ning neid on samuti otstarbekas energeetiliselt iseloomustada elektronvoltides eV . Elektronvolt on kineetiline energia, mille omandab elektroni laenguga osake ümberpaiknemisel vaakumis 1 V suuruse potentsiaalide vahega punktide vahel. Atmosfääri tungivate kosmiliste kiirte kineetilisi energiasid mõõdetaks kiloelektronvoltides KeV ja megaelektronvoltides MeV .

Geosfääride looduslikud keskkonnad ja tehiskeskkonnad erinevad elektrilistelt omadustelt vaakuumist. Välise elektrivälja mõjul toimuva elektrilaengute ülekandmise suhtes iseloomustatakse konkreetseid keskkondi elektrijuhtivusega σ ja selle pöördväärtuse elektrilise takistusega ρ . Täpsemalt öeldes iseloomustab keskkonna elektrilist takistust tema eritakistus

$$\rho_e = 1/\sigma.$$

Elektrilise takistuse ühik on oom Ω , eritakistuse ühik oom-meeter Ωm ja elektrijuhtivuse ühik Siemens (pöördoom) meetri kohta S/m.

Eristatakse elektroonset, ionset ja segajuhtivust.

Elektroonne juhtivus on omane metallidele ja nende maakidele ning oksiididele. Elektroonne juhtivus realiseerub aines oleva elektronide "kollektiivi" kaudu. Iga metallide kristallvõre struktuuris paiknev aatom eraldab ühe või ka mitu elektroni ühise "elektrongaasi" koosseisu. Need elektronid liiguvad järgalt kinnitatud aatomite suhtes vabalt ja nende kaudu toimubki laengute liikumine ehk elektrivool.

Ioonne juhtivus on omane elektrolüütidele ja üldse vedelikele ning realiseerub elektrilaengut kandvate ionide liikumise kaudu. Ka atmosfääris esineb valdavalt ioonne juhtivus. Vabu elektrone esineb ionosfääris (kõrgemal kui 60 km) ja seal saab toimuda nende iseseisev liikumine. Madalamatel kõrgustel ühinevad mingil viisil vabanenud elektronid kohe mõne molekuliga, tekitades niiviisi negatiivseid ioone või neutraliseerides positiivseid ioone. Ühest molekulist koosnevaid ioone nimetatakse atmosfääris molioonideks. Sageli ühinevad moliooni külge neutraalsed molekulid, eriti vee molekulid. Selliseid ioone nimetatakse klasterioonideks ja neid esineb atmosfääris suhteliselt tihti. Atmosfääris, eriti selle alumistes kihtides, leidub alati aerosooli osakesi. Ioonid liituvad hõlpsasti ka nende külge. Mida raskemad on laengut kandvad osakesed seda väiksem on nende liikuvus ja aeglasem ümberpaiknemine elektrivälja mõjul.

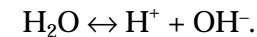
Suure elektrijuhtivusega aineid nimetatakse juhtideks ja väga väikese elektrijuhtivusega aineid dielektrikuteks. Ideaalsete juhtide elektrijuhtivus $\sigma \rightarrow \infty$ ja ideaalsete dielektrikute elektrijuhtivus $\sigma \rightarrow 0$. Tegelikuses päris ideaalseid juhte ja dielektrikuid ei ole ja neid eristatakse eritakistuse kokkuleppeliste diapsoonide järgi.

Juhtide eritakistused on vahemikus 10^{-4} – 10^{-1} Ωm , pooljuhtide eritakistused on vahemikus 10^{-1} – 10^6 Ωm ja dielektrikute eritakistused on $>10^6$ Ωm .

Elektrijuhtivus esineb kõigis geosfäärides.

Maakoore kivimite elektrijuhtivus ja eritakistus muutuvad väga suurtes piirides. Suure eritakistusega (10^8 – 10^{12} Ωm) on kvarts, kaltsiit, põldpaku. Väikese eritakistusega on grafiit (10^{-4} Ωm), sulfiidid, püriit, magnetiit, kivisüsi (<1 Ωm). On üldine tendents, et Maa sisemuse suunas elektrijuhtivus kasvab ja eritakistus kahaneb.

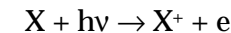
Hüdrofääri elektrijuhtivus tuleneb sellest, et looduslikud veed on valdavalt tugevate elektrolüütide lahused. Nende elektrijuhtivus sõltub elektrolüütide kontsentratsioonist. Ka päris puhtas vees toimub osaline dissotsiatsioon ioonideks



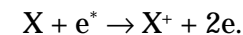
Põhiliselt on vees lahustunud aineks soolad. Järgnevalt anname mõnede veetüüpide eritakistused ja võrdluseks ka nafta oma.

Absoluutselt puhas vesi	$3 \cdot 10^5$ Ωm
Destilleeritud vesi	10^3 Ωm
Jõevesi	10 – 10^3 Ωm
Merevesi	0.15 – 1.5 Ωm
Nafta	10^9 – 10^{14} Ωm .

Atmosfääri elektrijuhtivus on tingitud õhus esinevatest ioonidest. Ioone tekitab ioniseeriv kiirgus, mis on pärit mitmetest erinevatest allikatest. Erinevatel kõrgustel domineerivad erinevad ioniseeriva kiirguse allikad. Ioniseerivaks kiirguseks võib olla kas eriti lühilaineline elektromagnetiline kiirgus või korpuskulaarne kiirgus. Esimesel juhul toimub fotoionisatsioon



ja teisel juhul ionisatsioon korpuskulaarkiirguse elektronide, protonite või α -osakeste toimel



Elektromagnetilisest kiirgusest ioniseerib atmosfääri gaaside molekule Päikese väliskihtidest pärit röntgen- ja L_α (121.6 nm) ning veelgi lühilainelisem ultraviolettkiirgus. Elektromagnetilise kiirguse tekitatud ionisatsioon ilmneb kõrgemal kui 70 km. Madalamal põhjustavad ionisatsiooni

Päikese korpuskulaarkiirguse prootonid ja α -osakesed, milliste tungimine Maa atmosfääri on küllaltki keeruline. Polaarlaiustel on olulisteks ionisatsiooni tekitajateks Maad ümbritsevatest kiirgusvöönditest pärit elektronid. Magnetormide ajal on selline ionisatsioon kõige tugevam ja siis küünib elektronide energia isegi üle 100 KeV. Päikeselt päritoluga ionisatsiooni tekitajatest on kõige tugevama toimega pursetega väljapaisatud prootonid energiatega 10-300 MeV. Galaktikast pärit kosmiliste kiirte osakesed on Päikeselt saabunutest energiarikkamad. Sellised kosmilised kiired on tekkinud supernoovade plahvatustel ja tähtede evolutsiooni käigus toimuvatel mõõdukamatel plahvatustel. Galaktilised kosmilised kiired koosnevad samuti prootonitest (83 %) ja α -osakestest (12 %) nagu päikese korpuskulaarne kiirgus. Päikese suurem aktiivsus ja sellega kaasnev tugevam ja tihedam päikesetuul pidurdavad kosmiliste kiirte pääsu Maa atmosfääri. Nende panus ionisatsioonis on suurem Päikese aktiivsuse miinimumide ajal. Põhiliselt ioniseerivad stratosfääri ja troposfääri galaktilised kosmilised kiired ja määravad ka elektrijuhtivuse neis kihtides.

Troposfääris on ionisatsiooniallikana tähtis ka Maa looduslik radioaktiivsus. Maakoos toimunud lagunemisaktidel ei pääse ioniseeriv α , β ja γ kiirgus välja. Ionisatsiooni põhjustab atmosfääris toimunud lagunemisaktidel eraldunud kiirgus.

Kogu atmosfääri elektrilist struktuuri kirjeldatakse kui lekkivat sfäärilist kondensaatorit, mille "plaatideks" on vastavalt elektrit juhtiv maapind ja elektrit juhtiv ionosfäär. Vahepealset, valdavalt neutraalset atmosfääri vaadatakse lekkiva dielektrikuna, kuna ionide olemasolu tõttu esineb ka selles elektrivool, Potentsiaalide vahe ionosfääri ja maapinna vahel on keskmiselt 250 kV. Maapinna lähedal on elektrivälja vertikaalkomponendi tugevus keskmiselt 120 V/m. Viimase aja andmetel on see suurim 60 km kõrgusel. Põhjapoolkeral on vertikaalne elektrivälja tugevus talvel keskmiselt 30 % võrra suurem kui suvel.

Globaalne elektriväli on oluliselt globaalsest äikese aktiivsusest ja selle jaotusest. Äikesepilvedes toimub positiivsete ja negatiivsete laengute separeerumine. Selle protsessi võtmefiguriks on jääst kristalliseerunud pilveosakeste

eletriline laadimine ja laengute ümberjaotumine osakeste omavaheliste põrgete käigus. Tekkivad raheterad langevad pilve sees läbi ülejahtunud piisku ja lumehelbeid sisaldava keskkonna. Raheterade pinnale külmuvad piisad eraldavad latentset soojust ja see hoiab rahetera pinna soojema kui on ümbritsevatel jääkristallidel. Soojema jäätunud rahetera kokkupõrkel külmema lumehelbega liiguvad positiivsed ioonid soojemalt kehalt külmemale. Niiviisi koguneb pilve ülaossa positiivne laeng ja keskmisse negatiivne. Päril alumises kihis on mõlemaid laenguid peaaegu võrdselt. Kuigivõrd on seal tavaliselt ülekaalus negatiivne laeng, mis tugevdab oma all maapinnal positiivset laengut. Suurem positiivne laeng koguneb eriti puudele ja muudele kõrgusse küündivatele objektidele. Kui elektrivälja tugevus küünib vähemalt 50 m ulatuses üle 3 miljoni V/m, siis lööb välku. Pilve temperatuur ja veeauru sisaldus on tema elektrilist laadimist juhtivad tegurid. Elektrostaatilised laengud äikesepilvede ülaosa osakestel soodustavad ka osakeste nukleatsiooni, kasvu ja sadenemist. Sademete suurem intensiivsus laseb ühtlasi vabaneda rohkem latentset soojust, mis omakorda tugevdab tsüklonaalset aktiivsust jne. Elektriliste jõudude osa ilmastiku nähtustes on seni leidnud mõnevõrra vähem tähelepanu kui ta vääraks.

Äikese aktiivsus on sellest, kui tugevasti Päike soojendab ookeani või maismaa pinda ja selle kaudu õhku. Soojemas õhus toimub tugevam konvektsioon. Troopikavööndis esineb suurem õhutemperatuuri maksimum aprillis ja väiksem oktoobris, s.o. aegadel mil keskpäevane Päike on seniidis otse ekvaatori kohal. Siis esineb ka äikest keskmisest sagedamini. Põhjapoolkera mõõdukatel laiustel on äike sagedam pärast suvist pööripäeva, kuid suhteliselt suurem on äikese sagedus ka aprillis ja oktoobris. Ka kogu maakera keskmine äikese aktiivsus on troopilise vööndi suure panuse tõttu suur kevadise ja sügise pööripäeva paiku. Ekvatoriaalvööndi tõusvad õhuvoolud koos tugeva äikesega tekitavad ühtlasi vertikaalse elektrivoolu tugevusega kuni 1000 A. See annabki ionosfäärile maapinna suhtes 250 kV küündiva potentsiaali. Nii ionosfäär kui maapind on troposfääri ja stratosfääriga võrreldes suure elektrijuhtivusega. Potentsiaalide vahe tingib tagasivoolu maapinna poole. Pilvede elektrijuhtivus on puhta õhuga

võrreldes kümnekond korda väiksem ja nende kohal tagasivool katkeb. Laeng akumuleerub piiskadesse. Kui piisad aurustuvad, siis jäävad laengud nende kondensatsioonitsentriteks olnud aerosooli osakestele.

Äikesepilved on elektriseeritud nende sees toimuvate protsesside tõttu. Ilusa ilmaga on atmosfäär elektriseeritud äikese globaalse aktiivsuse tõttu. Atmosfääris olemasoleva nõrga elektrijuhtivuse ehk "dielektriku lekke" tõttu kaoksid maapinna lähedal tekkinud laengud umbes tunniga. Umbes 200 samaaegselt toimivat äikest kogu maailmas laevad seda kondensaatorit pidevalt. Kohaliku mastaabiga elektrivoolud äikese tsoonides maapinna poole ja sealt eemale moodustavadki kokku globaalse elektrivoolu. Globaalse elektrivoolu tugevus on sellest, kui kõrgeks tõuseb ionosfääri potentsiaal maapinna suhtes ja sellest, kui suur on vahepealsete kihtide elektrijuhtivus erinevatel laiuskraadidel. Globaalne elektrivool on muutlik. Juba ekvatoriaalses ülesvoolus esineb mõlemale poole kuni 15 % küündiv ööpäevane kõikumine keskmise suhtes. Tugevaim vool on pärast lõunat, mil äike kõige intensiivsem ja nõrgim vastu hommikut. Aastane tsükliline kõikumine küünib 20 % kummalegi poole keskmist. Globaalne elektrivool sõltub ka Päikese aktiivsusest. Elektrivool maapinna suunas suuritel geomagnetilistel laiustel on osutunud tugevaimaks aegadel veidi pärast aktiivsuse miinimumi. Globaalne ionosfääri potentsiaal ja tagasivool madalatel laiuskraadidel on jällegi osutunud tugevaimateks Päikese maksimumi ajal. Üldiselt kasvab voolutugevus geomagnetilise laiuse kasvades.

Alates 1926. a. on ilmunud üksikuid teateid välkudest stratosfääris äikesepilvede kohal. sisuliselt on tegemist elektrilahenduse ehk välguga äikesepilve tipu (positiivne laeng) ja ionosfääri (negatiivne laeng) vahel. Pikemat aega peeti selliseid välkusid väga haruldasteks sündmusteks ja põhjalikumalt uurima hakati seda nähtust alates 1990. a. maapealsete tundlike videokaamerate abil programmi SKYFLASH raames. Stratosfääri välkusid on pildistatud ka Spaceshuttle pardalt 1980-datel aastatel. Stratosfääri välgud küünivad vertikaalselt 30-40 km kõrguseni.

40. MAA MAGNETVÄLI

Nagu eespool öeldud kaasneb elektrivooluga alati magnetväli. Peale selle on magnetvälja allikateks püsिमagnetid, eriliste magnetiliste omadustega materjalidest kehad. Maa kui püsिमagneti väljas asetsev püsिमagnet orienteerib end magnetvälja jõudude toimel piki magnetvälja jõujoont. Kompassinõelana kasutatavaid ferromagnetilisi materjale tunti varasematel aegadel Heraklese kivi, ladina kivi, Magnuse kivi ja veel mõnede nimede all. Magnuse kivi nimest ongi tõenäoliselt tulnud magnet. Elektronide liikumine aatomis tekitab mikromagnetvälja. Mõnede ainete aatomites kompenseerivad elektronide liikumisest tekkinud mikromagnetväljad üksteist ja summaarset välja ei teki. Selliseid aineid nimetatakse diamagneetilisteks. Väline väli tekitab neis nõrga välja, mille tõttu väline väli neid tõukab. Aineid, millede aatomitel on elementaarne magnetväli olemas, nimetatakse paramagneetilisteks. Välise välja toimel orienteerub paramagneetikute sisemine väli välise välja suunas ja tugevneb. Sellist protsessi nimetatakse magneetumiseks. Tavalistes paramagneetikutes toimub osaline magneetumine ja see kaob pärast välise välja toime lõppu. Ferromagneetikud on teiste paramagneetikutega võrreldes erilised selles mõttes, et nad magneetuvad sadu kordi tugevamini ja säilitavad magneetumisel omandatud välja ka pärast välise välja toime lõppemist. Seda nimetatakse jääkmagnetismiks. Peatüki alguses nimetatud püsिमagnetid ongi ferromagnetid. Ferromagneetiliste materjalide ehitus laseb nende seesmisi mikrovälju täielikult orienteerida välise mõjutava välja järgi. Ainult intensiivne soojusliikumine piisavalt kõrgel temperatuuril suudab seda kord omandatud orientatsiooni segi ajada. Temperatuuri kriitilist punkti, millisel see toimub, nimetatakse Curie punktiks. Jahtumisel alla Curie punkti, mis maakoore kivimitel on orienteeruvalt 580° C, orienteeruvad looduslikud ferromagnetilised materjalid Maa magnetvälja järgi ning säilitavad selle orientatsiooni. Jahtumisel toimunud magneetumisel omandatud magnetväljad ookeanipõhja basaltides, aga ka ammu valmistatud savinõudes, lubavad saada andmeid Maa magnetvälja mineviku kohta.

Analoogselt Maa elektrivälja tugevusega $\mathbf{E}(r, \varphi, \lambda, t)$ iseloomustatakse ka geomagnetilist välja koordinaatidest ja ajast sõltuva magnetvälja tugevuse vektoriga $\mathbf{H}(r, \varphi, \lambda, t)$, mis iseloomustab tema tekitatavat magnetmomenti. Magneetuva aine ruumalaühiku magnetmoment avaldub kui $\mathbf{I} = \kappa_m \mathbf{H}$, kus κ_m on keskkonda (ainet) iseloomustav magnetiline vastuvõtlikkus. Magneetuvust iseloomustavaks suuruseks on ka magnetinduktsioon ehk magnetvoo tihedus \mathbf{B} . Keskkondades, millistes magnetmoment \mathbf{I} sõltub magnetvälja tugevusest \mathbf{H} lineaarselt, kehtib seos $\mathbf{B} = \mu \mathbf{H}$. Looduslike magnetväljade iseloomustamisel kasutataksegi magnetinduktsiooni väärtusi. Varem on sageli kasutatud ka väljatugevust ühikutes gamma (γ) $1 \gamma = 10^{-5} \text{ Oe} = 1/4\pi \text{ A/m} = 0.793755 \cdot 10^{-3} \text{ A/m}$. Magnetlähitavus $\mu = 1 + 4\pi\kappa_m$ näitab, kui palju erineb magnetinduktsioon antud aines magnetinduktsioonist vaakuumis samadel muudel tingimustel. Diamagneetikutel on μ väärtus veidi alla ühe, paramagneetikutel veidi üle ühe. Ferromagneetikute μ väärtused on oluliselt üle 1, näiteks raual on nad vahemikus 5000-10000, mõnedel terase sulamitel koguni kuni 20000.

Maa magnetvälja on osutunud otstarbekaks iseloomustada magnetinduktsiooni komponentide väärtustega olulistest suundades. Eristatakse horisontaalkomponenti \mathbf{H} , mis omakorda jagatakse põhjakomponendiks \mathbf{X} ning idakomponendiks \mathbf{Y} , ja vertikaalkomponenti \mathbf{Z} . Magnetvoo tiheduse vektori komponente mõõdetakse magnetomeetritega. Vektori suunda saab iseloomustada ka nurkadega ja praktika jaoks on see moodus soodsam, kuna sageli pakubki huvi just magnetvälja vektori suund. Nurkade abil kirjeldamisel kasutatakse geograafiliste koordinaatide kõrval geomagnetilisi koordinaate ja kompassi järgi orienteerumisel lähtutakse teadaolevatest erinevustest geograafilise meridiaani ja magnetilise meridiaani vahel. Magnetiline deklinatsioon D on nurk geograafilise ja magnetilise meridiaani vahel. Magnetiline inklinatsioon I on nurk horisontaaltasandi ja magnetinduktsiooni vektori vahel.

Geomagnetilistes observatooriumides registreeritakse pidevalt magnetvälja ajalist muutumist registreerides välja horisontaalset \mathbf{H} ja vertikaalset komponenti \mathbf{Z} ning dekli-

natsiooni D . Mõõtmise aluseks on asjaolu, et magnetvälja, mille magnetiline induktsioon on \mathbf{B} , asetatud magnetile, mille enda magnetiline moment on \mathbf{M} , mõjub pöördemoment $\mathbf{T} = \mathbf{M} \times \mathbf{B}$. Esimeseks selliseks instrumendiks oli magnetilise kompassi baasil ehitatud instrument magnetilise deklinatsiooni määramiseks. Kolme komponenti korruga registreeritakse magnetitega, mis saavad vertikaalse ja horisontaalse telje ümber vabalt pöörlema. Muutlikkuse registreerimisest tulenevalt nimetatakse registreerivaid jaamu ka variatsioonijaamadeks ning kasutuses olevaid instrumente variomeetriteks. Regulaarseid Maa magnetvälja tugevuse mõõtmisi alustas Karl Friedrich Gauss 1832. a. Gaussi leiutatud on ka magnetograaf magnetvälja tugevuse vektori kolme komponendi üheaegseks registreerimiseks (1836). Gaussi initsiatiivil loodi 1838. a. geomagnetiliste observatooriumide võrk, millesse praegu kuulub ligi 200 observatooriumi. Globaalset magnetvälja maapinna tasemel kirjeldatakse isojoonte abil Maa magnetilistel kaartidel.

Oma 1600. a. ilmunud suures traktaadis magnetismist ja staatilisest elektrist kirjutas William Gilbert, et kogu Maa on üks suur magnet. Autor pidas silmas Maa magnetvälja sarnasust kahe poolusega magneti ehk magnetilise dipooli väljaga. Praeguste teadmiste kohaselt moodustavad Maa küllaltki keerulise magnetvälja vähemalt viis erinevat päritolu komponenti

$$\mathbf{H}_g = \mathbf{H}_0 + \mathbf{H}_m + \mathbf{H}_a + \mathbf{H}_v + \delta\mathbf{H}_v,$$

kus \mathbf{H}_0 on dipoolväli, \mathbf{H}_m – mittedipoolväli (kvadrupool jne.), \mathbf{H}_a – anomaalne väli Maa väliskihtide magnetiliste omaduste varieeruvuse tõttu, \mathbf{H}_v – Maast väljaspool asuvatest põhjustest tingitud püsiv väli, $\delta\mathbf{H}_v$ – välistest põhjustest tingitud muutlik väli.

Esimesed kolm liiget kirjeldavad Maa enda genereeritud välja ja viimase kaks liiget Maast väljaspool genereeritud välja. Veel on otstarbekas eristada Maa magnetvälja suhteliselt püsivat ja tugevasti muutlikku osa. Esimesed kaks liiget (dipoolväli ja korrapärane mittedipoolväli) moodustavad suhteliselt korrapärase, kuigi mitte lihtsalt kirjeldatava välja, mida

nimetatakse peaväljaks. Lisades neile kahele komponendile Maast väljaspool mõjuvate tegurite kujundatud püsiva välja saame kokku normaalseks väljaks nimetatava osa. Muutlike ja ebakorrapäraste väljade kirjeldamise üldiseks lähenemisviisiks on aluseks võtta korrapärane ja suhteliselt lihtsalt kirjeldatav osa ning ebakorrapärasusi ja muutlikkust vaadata selle taustal. Geomagnetilise välja korral lähtutakse peavälja kirjeldamisest, mille küllaltki täiusliku analüüsi sfääriliste harmooniliste funktsioonide abil esitas Gauss juba 1839. a. Kuni huvi pakkus ainult magnetväli vahetult maapinnal piisas selle kirjeldamiseks ainult isojoonte kaartidest. Järjest enam on muutunud tähtsaks Maa magnetvälja kirjeldamine ka suurtel kaugustel maapinnast ja selle tarvis ei ole isojoonte kaardid sobivaks vormiks. Otstarbekas on välja kirjeldada potentsiaaliga V_M , millest koordinaattelgede sihis võetud tuletised annavad nende telgede suunaliste komponentide väärtused ükskõik millises välja punktis. Potentsiaal on võrrandi

$$\mathbf{H} = -\nabla V_M$$

lahendiks. Tegelikult jaguneb potentsiaal Maa siseste ja maaväliste allikate potentsiaaliks. Et maavälise allikate potentsiaal ei ületa tavaiselt 1%, siis võib potentsiaali võrrandis piirduda vaid Maa sisemuses tekitatud potentsiaaliga. Potentsiaali võrrandi lahendi saab sel juhul esitada rittaarendusena sfäärilistes koordinaatides, nagu seda tegi juba Gauss, kujul

$$V_M = r_e \sum \sum (r_e/r)^{n+1} P_n^m(\cos\theta) [g_n^m \cos m\lambda + h_n^m \sin m\lambda],$$

kus r_e on Maa raadius, r – huvialune kaugus Maa tsentrist, θ – geograafilise laiuse täiendnurk, λ – idapikkus, $P_n^m(\cos\theta)$ – normeeritud Legendre kaaspolünoomid, g_n^m ja h_n^m – Gaussi koefitsiendid.

Maa magnetvälja kirjeldab 25 % piiridesse jääva kõrvalekaldega ühtlaselt magneeditud kera väli. Veelgi lähemal tegelikkusele on Maa pöörlemisteljel paikneva dipooli väli. Dipooli väljadest on geomagnetilisele väljale kõige lähemal sellise dipooli väli, mille telg ei läbi Maa tsentrit vaid läbib Maad Vaikse ookeani poolsel küljel. Lähimas asendis jääb dipooli telg Maa tsentrist ligikaudu 1000 km kaugusele ja on

Maa pöörlemistelje suhtes 11° nurga all. Dipool on kahe erinimelise magnetilise punktpooluse paiknemise piirjuht. Eeldatakse, et nad asuvad teineteisele nii lähedal, et edasine lähenemine ei muuda välja kuju. Kaks teineteisele lähedal paiknevat eripidi paigutatud poolustega dipooli moodustavad kvadрупoolvälja, kaks samal viisil paiknevat kvadрупooli oktopoolvälja jne.

Maa magnetvälja genereerimist seletab nn. geodünamo teooria. Maa kuumas ja vedelas välistuumas toimub pidevalt konvektsioon. Kuumem ja kergem mass kerkib ja jahedam ning raskem laskub. Impulssmomendi jäävuse tõttu toimub tõusva massi pöörlemise aeglustumine Maa suhtes ja laskuva massi pöörlemise kiirenemine. Elektrit juhtiva vedeliku konvektsioonist põhjustatud diferentsiaalse pöörlemise tõttu tekib selles elektrivoolude süsteem. Diferentsiaalne pöörlemine tähendab, et pöörlemisteljest erineval kaugusel olevad ruumalaüksused pöörlevad erineva nurkkiirusega, mis küll erinevad üksteisest vähe. On tõestatud, et sellised juhuslikult jaotunud konvektsiooni rakud Maa välistuumas genereerivad ükskõik kumma polaarsusega suhteliselt stabiilse dipooli sarnase magnetvälja. Tuleb rõhutada, et magnetohüdrodünaamilised protsessid Maa välistuumas on ebalineaarsed ja sellest tulevalt ei saa Maa dipoolne magnetväli olla tema pöörlemistelje suhtes sümmeetriline. Albert Einstein luges Maa magnetvälja genereerimise probleemi kuuluvaks viie tähtsaima lahendamata füüsikaprobleemi hulka. Teoorias eristatakse kaht Maa magnetvälja genereerimise režiimi. “Tugeva välja” (*strong field*) režiimis on mittelineaarne magnetiline Lorentzi jõud võrreldav Coriolis'i jõuga ja seda ei saa käsitleda lihtsalt mehaanika seaduste järgi kulgeva konvektiivse liikumise häiritusena. Matemaatiliselt ongi Maa magnetvälja genereerimise probleemid lahendatud “nõrga välja” (*weak field*) režiimis, kus Lorentzi jõudu vaadataksegi häiritusena. Viimastel aastatel on “tugeva välja” teooriat oluliselt edasi arendatud ja selle abil modelleeritud Maa magnetvälja evolutsiooni. On ilmnenu ka, et vahevöö avaldab välistuumale geodünamole arvestatavat mõju.

Maa magnetvälja jagatakse normaalseks väljaks ja anomaalseks väljaks. Juba Gaussi kirjeldatud peavälja keskmine

tugevus on maapinna tasemel 40 A/m ja magnetinduktsioon 0.5 Gaussi (Gs). Magnetilisel ekvaatoril on see keskmiselt 0.25 Gs ja magnetpoolustel 0.6 Gs. Viimasel ajal iseloomustatakse Maa magnetvälja ja selle häireid magnetvoo tiheduse ühikutes nanoteslades nT. $1\text{Gs} = 10^{-4}\text{ T}$. Normaalseks loetava välja taustal esineb mitmesuguse mastaabiga anomaaliaid. Nagu kõiki geofüüsikaliste väljade anomaaliaid jagatakse ka geomagnetilisi anomaaliaid positiivseteks ja negatiivseteks. Kõige suuremad on kontinentide mastaabi anomaaliad, milledest suur positiivne anomaalia paikneb Siberi kohal ja suure negatiivse anomaalia tšenter asub Lõuna-Ameerika idarannikul. Regionaalsed anomaaliad haaravad pindalalt sadu ruutkilomeetreid. Lokaalsed anomaaliad on keskmiselt 20 km² pindalaga. Anomaaliate kogupindala ületab normaalseks loetava välja kogupindala. Enamus anomaaliatest paikneb põhjapoolkeral.

Maa magnetväli on ka ajas muutlik. Ei muutu üksnes see osa väljast, mida loetaksegi välja muutlikuks osaks, vaid ka normaalväli ja peaväli. Võrreldes maavälistest teguritest tingitud muutlikkusega muutub geodünamo genereeritud peaväli aeglaselt. Geoloogilises ajaskaalas on see muutlikkus aga üpriski kiire. Selles avalduvad ka mitmesuguse pikkusega perioodid või vähemalt kvaasiperioodid nagu 7500, 1000 ja 100 aastat. Viimasel ajal on leitud ka vähem kui 100 aastasi peavälja muutumise perioode. Käesoleval ajal kahaneb Maa peavälja tugevus pidevalt alates suhtelisest maksimumist meie ajaarvamise alguspunkti paiku. Sellest alates on väljatugevus kahanenud vahemalt 40 %. Viimas paarisaja tuhande aasta jooksul on paleomagnetiliste andmete põhjal Maa peaväli olnud suhteliselt tugev 50000-80000 ja 120000-190000 astat tagasi ning nõrk 40000, 120000 ja 190000 aastat tagasi.

Peale väljatugevuse muutumise esineb geoloogilises ajaskaalas magnetpooluste rändamine ja nende asukohtade omavaheline vahetumine ehk polaarsuse muutumine. Praegust olukorda loetakse kokkuleppeliselt normaalseks polaarsuseks. Välistuuma konvektsiooni teoreetilise modelleerimise kaudu on selgunud et suhteliselt juhusliku paigutusega konvektsioonirakkude genereeritud magnetväljal ongi ainult kaks stabiilset seisundit, mis on kummagi polaarsusega dipooli väljade sar-

nased. On selgunud, et polaarsuse muutus saab aset leida siis, kui eelnevalt on väljatugevus kahanenud alla 25 % oma keskmisest tavapärasest väärtusest. Sellises vahepeelses seisundis on umbes 2000 aasta jooksul võimalik geodünamo genereeritava välja ümberhäälestus vastupidisele polaarsusele. Polaarsus ei pea selle juures ilmtingimata muutuma. Nõrga välja seisundist võib alata ka senise polaarsusega välja uus tugevnemine. Kui Maa magnetvälja praegune nõrgenemine samas tempos (7 % sajandis) kestab, siis jõuab järgneva 2000 aastaga kätte polaarsuse muutumist võimaldav olukord. Keskmiselt on ühtpidi polaarsus säilinud 0.5 kuni 1 miljoni aasta jooksul, kuigi selles ei ilmne perioodilisust ega regulaarsust. Viimase 4 miljoni aasta jooksul on olnud 11 polaarsuse vahetust. Varem on mõnedel juhtudel Maa magnetvälja polaarsus püsinud muutumatuna õige pika aja jooksul. Sellised ajavahemikud kannavad nimetust superkron (*superchron*). Teada on kaks eriti pikka superkroni -permi superkron 280-230 miljonit aastat tagasi (praegusele vastupidine polaarsus) ja kriidi superkron 125 kuni 85 miljonit aastat tagasi. Kriidi superkronile on iseloomulik nõrk magnetväli, mille dipoolmoment ei ületanud poolt viimase 5 miljoni aasta keskmist väärtust. Vastust küsimusele, miks nii on olnud, tuleks otsida välistuuma konvektsiooni režiimide ja tuuma ning vahevöö vastasmõjude täpsema selgitamise kaudu.

Vaatamata polaarsuse vahetumistele on pidevalt toimunud magnetpooluste triivimine. Paleomagnetilistest andmetest on selgunud, et nii polaarsuse vahetumise ajal kui vahepeal eelistavad magnetpooluse asukohad nn. virtuaalsed poolused statistiliselt oma liikumisel teatud regioone teiste ees. Polaarsuse vahetumisel on üheks virtuaalse pooluse liikumise eelistrassiks Ameerika kontinendi ala. Teine selline ala on Aasia kandis. Pooluste teekonnad eelistavad regioone, milliste all on vahevöö alumises osas seismilistel lainetel suured kiirused. On esitatud hüpotees, et pooluste sellised eelisteekonnad tulenevad välistuumas toimiva geodünamo asümmeetriast. Viimane võiks olla tingitud läbi tuuma ja vahevööd eraldava piirpinna liikuva soojusvoo heterogensusest. Tuuma ja vahevöö vahel eksisteerib ka elektromagnetiline vastasmõju, mille kaudu elektromagnetilised pöördemomendid pööravad

magnetvälja polaarsuse pöördumise ajal tuuma heterogeensete omadustega vahevöö suhtes läbi teatud eelistatud asendite rea. Isegi väikesed elektromagnetilised pöördemomendid, nagu nad ongi, võivad omapoolsete lisajõududega termilist dünaamikat tõhusalt moduleerida.

41. PÄIKESE AKTIIVSUS JA PÄIKESETUUL

Maa magnetvälja kiireloomulise muutlikkuse põhjused on maavälised ja nende peamiseks allikaks on Päike. Energiaga varustab Päike Maad oma elektromagnetilise kiirgusega. Samaaegselt väljub Päikeselt ka korpuskulaarne kiirgus ioniseeritud gaasi väljavoolu näol. Maa keskmisel kaugusel on korpuskulaarse kiirguse poolt edasikantava energiavoo tihedus keskmiselt miljon korda väiksem kui elektromagnetilise kiirguse oma. Et tegemist on ülehelikiiruselise plasma vooga, siis tulenevad sellest keerukad vastasmõjud Päikese korpuskulaarse kiirguse voo ehk päikesetuule ja Maa magnetosfääri vahel.

Päike on tähtede maailmas üpriski harilik ja rahulik täht. Kui ta paikneks Maast piisavalt kaugel ei õnnestuks registreerida mingit muutlikkust ja Päike liigitataks ajas muutumatute omadustega ehk statsionaarsete tähtede hulka nagu seda temasarnastega tehaksegi. Ruumiline lähedus võimaldab jälgida Päikesel toimuvaid protsesse väga detailselt ja nende põhjal saab pidada Päikese käitumist üsnagi dünaamiliseks ja rahutuks. Silmaga nähtav kiirgus on pärit Päikese umbes 300 km paksusest väliskihist, mida nimetatakse fotosfääriks. Päikese sisemuses kuni 0.7 raadiuse ulatuseni on termotuumaaenergia vabanemise tsoon, milles energia levib väljapoole kiirguse teel. Selle kohal kuni fotosfääri välispinnani paikneb konvektiivne tsoon, milles energia väljapoole liikumine toimub olulisel määral konvektsiooni kaudu. Vesinik mängib selles konvektsioonis umbes samasugust osa nagu veeaur Maa troposfääri. Välispinna lähedal muutub sügavamal ioniseeritud vesinik neutraalseks ja rekombinatsioonide käigus toimub energia vabanemine. Fotosfäärile iseloomulikud nähtused on granulatsioon ja päikeselaigud. Granulatsioon ongi konvektsiooni nähtav pilt. Graanuliteks nimetatavad heledad terakesed

on umbes 1000 km läbimõõduga kuumema aine mullid tumedamal jahedamal taustal. Graanulite eluiga Päikese nähtaval pinnal kestab vaid mõned minutid.

Graanulitest hoopis suuremad harvad tumedad moodustised Päikese pinnal on päikeselaigud. Tumedad on nad ümbrusest madalama temperatuuri tõttu. Kui fotosfääri keskmine temperatuur on 5800 K, siis päikeselaikude aine temperatuur küünib vaid 4500 K ja on sageli vähemgi. Suuremad laigud püsivad kauem kui kuu ja nende mõõtmed ulatuvad mitmekümne tuhande ruutkilomeetrini. Enne Galilei vaatlusi pikksilma abil nähti suuremaid laike ka palja silmaga, kuid neid ei peetud siis Päikese juurde kuuluvateks vaid millekski üle päikeseketta triivivaks ja Maa ning Päikese vahel paiknevaks. Galilei määras 1610. a. päikeselaikude regulaarse liikumise järgi Päikese pöörlemise nurkkiiruse. Täpsustatult võrdub Päikese pöörlemisperiood 27.3 maapealse ööpäevaga. Hilisemad vaatlused on näidanud, et Päike pöörleb diferentsiaalselt s.o nurkkiirus sõltub heligraafilisest laiusast. Päikese ekvaatoril on pöörlemisperiood 25 maapealset ööpäeva, 70-dal laiuskraadil aga juba 33. Päikeselaigud on Päikese sisemusest tema välispinnani ulatuvad suured magnetormid. Nende juurde kuuluvad tugevad toroidaalsed (pöörleva toru kujulised) magnetväljad. Laikudes küünivad magnetvoo tihedused kuni 3000 Gs. Tavaliselt paiknevad need lokaalsed toroidaalsed väljad allpool fotosfääri ja kerkivad pinnale ujuvuse tõttu. Tähtedes sõltub toroidaalsete magnetväljade genereerimise aktiivsus tähe pöörlemisest. Mida kiirem on tähe pöörlemine seda enam suhteliselt korrapärane magnetväli deformeerub ja kergemini toroidaalsed väljad tekivad. Päikesel on ka üldine dipooli sarnane magnetväli nagu Maal. Selle tekkiminegi on sarnane ja põhjustatud kuuma ioniseeritud gaasi konvektsiooni rakkude toimest. Analoogselt Maa magnetväljaga toimub ka Päikese magnetvälja polaarsuse vahetumine, kuid hoopis kiiremas tempos. Päikese magnetväli on palju muutlikum kui Maa magnetväli. Aktiivsuse miinimumis domineerib dipooli sarnane väli, aktiivsuse maksimumis aga on väli rohkem radiaalne.

Päikese fotosfääri kohale jääb nähtava kiirguse jaoks läbipaistev kromosfäär (värvisfäär). See on umbes 1000 km

paksune fotosfääri omast kõrgema temperatuuriga ja hõredama gaasi kiht. Fotosfääris tekib Päikese pidev spekter ja sellesse tumedad Fraunhoferi jooned, kromosfääris aga heledad kiirgusjooned, milledest vesiniku joon 656.3 nm annabki kromosfäärile iseloomuliku punase värvi. Kromosfääri spektris avastati 1868.a. heeliumi jooned ja nii saigi see element oma nime Päikese järgi. Kromosfäärist veelgi kõrgemal paikneb Päikese atmosfääri kõige välisem osa Päikese kroon, milles olevate ionide kineetiline temperatuur küünib miljoni kraadini. Krooni kõrge temperatuuri tekitajaks on fotosfääri "keemisel" tekkinud helilainete energia neeldumine krooni gaasis. Päikese väliselt kõige efeksemaks nähtuseks on mastaapsed gaaside väljapursked protuberantsid (prominences). Protuberantse on näha päikeseketta kõrval ja sageli on nad seal kaarekujulised, sest Päikese magnetväli sunnib väljapaisatud ioniseeritud gaasi piki jõujooni tagasi pöörduma. Kui pursked toimuvad näiva päikeseketta taustal, siis paistavad nad heledamate moodustistena. Sellised geisritaolised pursked esinevad tihti koos päikeselaikudega.

Päikesel avaldub keskmiselt 11-aastase perioodiga (8-13 aastat) aktiivsuse tsüklid. Selle taustal ilmnevad vähem reljeefselt ka pikemaperioodilised muutlikkuse tsüklid, millede kohta seni pole kuigi suurt selgust. Päikese aktiivsuse 11-aastase tsükli avastas 1843. a. saksa amatöörastronoom Schwabe, kes oli 17 aastat süstemaatiliselt jälginud päikeselaikude liikumist eesmärgiga leida Merkuurist Päikesele veelgi lähemat hüpoteetilist planeeti Vulkaan. Alguses kirjeldati Päikese aktiivsust aasta jooksul registreeritud laikude arvuga. Edaspidi on eelistatud laigugruppide ja laikude koguarvudest kombineeritud suurust Wolffi arvu. Aktiivsuse miinimumi aastatel registreeritakse üksikuid laike, aktiivsuse maksimumi aastatel aga kasvab nende arv 50 kuni 200-ni. Laikude koguarvud ei ole Päikese tsükli maksimumide aastatel kaugeltki ühesugused vaid moduleeritud pikemaperioodilistest muutustest. Omavahel hästi võrreldavad andmed laikude arvu kohta on olemas alates 1749. aastast. Sellele järgnevast tsükli miinimumist alates hakati Päikese tsükleid nummerdama. Esimese tsükli haripunkt oli 1761. a. paiku. Äsja lõppenud 22. tsükli maksimum oli 1989. a. Praegu on alanud 23. tsüklid,

mille maksimumi on oodata aastal 2000. Nummerdatud tsüklitest on seni kõige suurema aktiivsusega olnud 1957. a. maksimumi läbinud 19. tsüklid. Tagasiulatuvalt on läbi analüüsitud ka kõik ebakorrapäraste vaatluste andmed kuni 1609. a. tehtud Galilei esimeste vaatlusteni välja.

Varasematest päikeselaikude vaatlustest ilmneb Päikese erilisel nõrga aktiivsuse aeg nn. Maunderi miinimum 1645-1715, mil laike peaaegu ei olnud ja varjutuste ajal nähti eriti nõrka Päikese krooni. Neil aastatel esines ka erakordselt vähe virmalisi. Kahtlustatakse, et sellel eriti rahulikul perioodil võis Päikese pöörlemine olla aeglasem ja laikude tekkimine raskestatud. Vastavalt pidid olema nõrgemad ka teised aktiivsuse ilmingud. Sel ajal kasvanud puude aastaringidest on leitud suhteliselt ohtramalt kosmogeenseid süsiniku isotoope kui muude aegade aastaringide puidust. See viitab galaktiliste kosmiliste kiirte kergemale pääsule Maa atmosfääri. Ultraviolettkiirguse nõrgenemise tõttu oli tõenäoliselt nõrgem ka osooni tekkimine stratosfääris ja osooni hulk atmosfääri sambas 4-8 % praegusest väiksem.

Päikesest väljuvat korpuskulaarkiirgust ehk energiat kandvat plasmavoogu nimetatakse päikesetuuleks. Päikese aktiivsuse ilmingute mõju Maale realiseerub päikesetuule vahendusel. Selle juures on tähtsad päikesetuule kiirus ja tihedus. Päikesetuule kiirus on sellest, kui kergesti ta Päikese magnetvälja "haardest" välja pääseb. Lihtsamini önnestub see piirkondades, kus Päikese magnetvälja jõujooned on avatud. Magnetpooluste lähedal on nad alati avatud. Aktiivsuse maksimumi aegses radiaalse sarnases magnetväljas on selliseid kohti, nn. krooni auke, ka mujal. Stardi oludest tingitult puhub päikesetuul erineva kiirusega. Üheaegselt on olemas küllaltki stabiilne ja nõrk pidev tuul kiirusega umbes 300 km/s ning erineva kiirusega ja tihedusega plasmaklombid kui "tuuleilid" selles. Nende kiirus on kuni 800 km/s ja vahel enamgi. Tagantjärele hinnatuna oli Maunderi miinimumi aegne päikesetuule kiirus vaid umbes 200 km/s. Päikesetuulega kaasneb magnetväli, mis on samuti ebaühtlane. Päikeselt radiaalselt väljuva tuule magnetvälja jõujooned algavad Päikese kroonist ja pöörduvad spiraalina Päikese pöörlemisele vastassuunas. Mida kaugemale päikesetuul Päikesest jõuab

seda enam väheneb tema kaasatoodud magnetvälja osatähtsus ja kasvab enda liikumisel genereeritud välja osa. Sellepärast nimetataksegi päikesetuulega kaasnevat välja interplanetaarseks magnetväljaks. Päikese lähedal on tema enda magnetväljas Päikese poole ja Päikesest eemale suunatud jõujoonte hulk kokkuvõttes võrdne. Päikesest eemalduva päikesetuule magnetväli jaotub samuti umbes võrdselt Päikese poole ja Päikesest eemale suunatud jõujoontega sektoriteks. Maa lähistel on tegemist Päikesest radiaalselt eemaldunud päikesetuule löikega ekliptika (Maa ümber Päikese tiirlemise) tasandis. Elektrilises mõttes on tegemist õhukese elektrivoolu kihiga (*current sheet*), mis liigub Päikese pöörlemisega kaas ja vastavalt sektoriteks jaotunud interplanetaarse magnetvälja suunale muutub ka elektrivool ekliptika tasandi suhtes. Interplanetaarse magnetvälja tugevus Maa lähistel on maapinna tasemel mõõdetavast Maa magnetvälja tugevusest umbes 10000 korda nõrgem. Korrapäraste jõujoontega interplanetaarse magnetvälja sees liiguvad Päikesel toimunud pursetest genereeritud ebakorrapärased "magnetpilved"

42. MAA MAGNETOSFÄÄR PÄIKESETUULES

Kiirusega 300-1000 km/s "puhuv" päikesetuul kohtab oma teel Maa magnetvälja näol Maa geomeetrisest läbimöödust umbes 15 korda suuremat takistust. Pidev kokkupõrke olukord sellega põhjustab küllaltki keeruka protsesside jada. Esmalt toimub takistuse ees ülehelikiiruselise päikesetuule aeglustumine alla helikiiruse liikuvaks plasmavooks. See toimub lööklaine saatel. Vabalt liikuvast päikesetuule aines on ionide soojusliikumise keskmine kiirus tuule enda kiirusest väiksem. Takistuse juures muutub olukord vastupidiseks ja tuule kineetiline energia muundub keeristeks ja soojuseks. Maa magnetvälja välispiiril tekkinud kuum plasma isoleerib elektrivoolude ja nende tekitatud magnetväljade abil ruumi, milles toimib Maa magnetväli, interplanetaarsest väljast. Maa juurde kuuluvat ruumi osa nimetatakse magnetosfääriks ja väljaspool lööklaine tekitatud üleminekutsooni voolab päikesetuul sellest mööda. Magnetosfääri moodustavad maa enda magnetväli ja päikesetuule osalusel genereeritud elektrivoolude

tekitatud lisaväli. Lisaväli tekib magnetosfääri sees ja peamist tekkevõimalusi reguleerivad osa etendavad Maa magnetpooluste lähedal asetsevad avatud jõujoonte tsoonid. Nende kaudu on võimalik ionide liikumine magnetosfääri sisse ja sealt välja. Tsoonis, kus suletud jõujooned asenduvad avatutega, osutub magnetvälja tugevus väikeseks ja see teebki ionide läbipääsu võimalikuks. Sageli võrreldakse neid tsoone lehtritega, mille kaudu nagu kallataks päikesetuule ioone Maa magnetosfääri. Viimasel aastakümnel on leitud, et Maa magnetvälja häirete tekitamisel on väga suur osa Maa ionosfäärist pärit ionidel, mis pääsevad magnetosfääri kaugematesse regioonidesse samuti nimetatud lehtri kaudu. Päikese ja maise päritoluga ionide panused on kergesti eristatavad, kuna tüüpilisi maiseid ioone päikesetuules lihtsalt ei esine. Päikesetuule intensiivsus reguleerib ka sissepääsu lehtri avast. Tugevama ja kiirema päikesetuule korral on lehter suurem ja ionide sissevool algab väiksematel geomagnetilistel laiustel.

Tuntuimaks magnetosfääri lehtri sündmuseks on virmalised. Virmaliste maksimaalse sagedusega esinemise areaal paikneb geomagnetilistel laiustel 67-70°. Kui poleks pilves ilmasid, siis võiks neid seal näha keskmiselt igast kolmest ööst kahel. Meie lähikonnas on sellised kohad Islandil, Skandinaavia põhjaosas ja Novaja Zemljal. Mõistagi esineb virmalisi rohkem Päikese suure aktiivsuse aegadel ja vähem aktiivsuse miinimumide ajal. Meil esinevad virmalised keskmiselt 10 korral aastas. Et rohkem kui pooltel öödel on taevas pilves, siis tegelikult nii sageli neid ei näe. Kesk-Euroopas esineb virmalisi 10 korda ja Vahemeremaades 100 korda harvemini kui meil. Vaadelda saab virmalisi öösel, mil nad tekivad magnetosfääri suletud jõujoonte ja kaugete magnetosfääri sabasse suunduvate avatud jõujoonte vahelises tsoonis. Maalt nähtamatud virmalised esinevad ka päeval. Kokku moodustab nende esinemise tsoon ovaali sarnase kujundi, mille päevane serv on magnetpoolusele lähemal kui öine.

Maa öisel poolel küünib magnetosfääri saba kuni 1000 maa raadiuse kaugusele ja on keeruka sisemise struktuuriga. Selles sabas saavadki alguse magnetormid, mis maapinna tasemel avalduvad Maa magnetvälja suuna ja tugevuse kiirete

muutustena. Virmaliste seost magnetiliste häiretega märkas esimesena Edmund Halley 1716. a. Täpsemalt uuris seoseid nende nähtuste vahel Anders Celsius 1741. a. Lõunapoolkeral esinenud virmalisi kirjeldasid esimestena kapten James Cook'i laeva meeskonnaliikmed 1770. a (laev oli 10° lõunalaiusel!). Magnetormideks ristas Maa magnetvälja häired Alexander von Humboldt 1808. a. Magnetormid on globaalse ulatusega ja seda tugevamad mida tihedam ja kiirem on päikesetuul. Eriti tugeva ja kiire päikesetuule tekitavad Päikesel toimunud tugevad pursked, mille väljapaisatud plasma juhtub suunduma Maa poole. Maapinna tasemel muutub magnetvälja komponentidest kõige enam horisontaalkomponent. Enamasti selle väärtus alguses kasvab järsult ja seejärel kahaneb. Magnetormile on iseloomulik just tavapärasest nõrgem magnetväli. Magnetormi ajal mõjuvad magnetosfääris kaks vastupidist protsessi. Esmalt kaasneb päikesetuule tiheduse ja kiiruse kasvuga kogu magnetosfääri kokkusurumine ja jõujoonte tiheduse kasv. Eriti mõjutab kokkusurumine magnetosfääri saba. Kokkusurumisele järgnev ionide kasvav sissevool magnetosfääri polaarsete lehtri kaudu tõstab plasma temperatuuri ja sellest tulenev paisumine nõrgendab väljatugevust. Jõujoonte tihedus kahaneb. Ioonide suurem hulk magnetosfääris tugevdab ka elektrivoolu ümber Maa ja selle genereeritud lisamagnetväli nõrgendab Maa tavapärast välja.

Maa magnetvälja häirete intensiivsust väljendatakse mitmete indeksite abil. Alates 1932. a. kasutatav planetaarne indeks K_p kajastab planetaarset magnetilist aktiivsust kesk-laiustel. See indeks on valitud magnetobservatooriumide (12 observatooriumi) keskmine, mis saadakse igas üksikus observatooriumis registreeritud väärtustest. Registreeritakse 3 tunni keskmisi indekseid skaalas 0 kuni 9. Skaala astmestiku numbritena on vastavuses magnetvälja komponentide kaalutud kombineeritud kõrvalekalde normaalväärtusest antud punktis. K väärtusele 1 vastab kõrvalekalle kuni 5 nanoteslat (nT) ja väärtusele 9 kuni 500 nT. Kõrvalekaldeid üle 100 nT loetakse magnetormideks ja neile vastavad K väärtused üle 6. Meenutame, et keskmine magnetvoo tihedus maapinna tasemel oli 50000 nT. Tugevaimad magnetormid 1941. a. (17. tsükkel),

1960. a. (19. tsükkel) ja 1989.a. (22. tsükkel) tekitasid kõrvalekalde umbes 350 nT ehk $K_p > 8$. Rahulikeks päevadeks loetakse päevi magnetvälja kõrvalekalletega alla 20 nT. Viimane arv vastab praegusele pikaajalisele keskmisele kõrvalekaldele. Hinnanguliselt oli see keskmine Maunder'i miinimumi ajal. Planetaarne K_p on kvaasilogaritmiline suurus magnetvoo tiheduse muutuse iseloomustamiseks. Kasutatakse ka sellele vastavat lineaarset indeksit a_p . Veel on alates 1966. a. kasutusel indeks AE, mis iseloomustab magnetvälja muutumist virmaliste tsoonis ja sellega kaudselt elektriliselt laetud osakeste vertikaalset voogu polaarlehttris. Väärtus saadakse sealsete jaamade keskmisena, kuid ajaliseks lahutuseks on 1 minut. Veel üks indeks, 1964. a. kasutusele võetud Dst, iseloomustab kaugel ümber Maa kulgeva elektrivoolu tekitatud häirivat magnetvälja ja iseloomustab magnetilist aktiivsust geomagnetilise ekvaatori lähistel.

Vähemalt paarsada aastat on otsitud seoseid Päikese aktiivsuse ja ilma vahel. Samuti Päikese aktiivsuse ja inimeste haigestumise vahel. Eriti ahvatlev on olnud seostada nn. väikest jääaega ja päikeselaikude Maunderi miinimumi. Seda enam, et Päikese sarnastel tähtedel on umbes kolmandik ajast madal magnetiline aktiivsus. Madal magnetiline aktiivsus tähendab kindlasti ka lühilainelise (UV) kiirguse nõrgenemist ja see viib kliima jahenemisele. Jahenemine tuleb sellest, et väheneb osooni produktsioon stratosfääris. Osoon on "vastutav" stratosfääri "kütmise" eest. Stratosfääri soojenemine või jahtumine korraldab ümber tuuled ja troopilise konvektsiooni intensiivsuse. Päikese aktiivsuse maksimumis nihkuvad kesk-laiuste tormide trassid poolusele lähemale, miinimumis aga poolusest kaugemale. Seoseid on leitud ka Päikese aktiivsuse ja südamehaigete suremuse ning psühhiaatrite poole pöördumise sageduse vahel. Tuntavalt mõjuvad magnetvälja häired kosmilisele ja maapealsele sidele ning kosmoses töötavale aparatuurile üldse. Magnetosfääri olukorra ja päikesetuule intensiivsuse iseloomustamisega seoses räägitakse viimasel ajal järjest sagedamini ilmast kosmoses (*space weather*).

Maa magnetosfäärist sõltuvaks nähtuseks on ka esimese suurema satelliitide abil (*Explorer-1*, 1958) tehtud avastusena

leitud kiirgusvööndid ehk plasmasfäär. Need, kõrgendatud kontsentratsioonides elektrone ja prootoneid sisaldavad kihid on ehk rohkem tuntud van Alleni vööndite nime all. Kahest sellisest kontsentrilisest vööndist paikneb seesmine ekvaatori tsoonis kõrguste vahemikus 500 kuni 10000 km. Väline vöönd ulatub välispiiril 60000 km kauguseni ja asetseb geomagnetilise laiuse 50-70° vahemikust lähtuvate jõujoontega piiratud tsoonis. Need kihid on märksa kaugemal kui käesoleva sajandi algul avastatud ionosfääri kihid, millised paiknevad kõrguste vahemikus 60-500 km.