TEADUSE TEEDELT



A. TÕLLASSEPP

Meteoroloogia kõigile



METEOROLOOGIA KÕIGILE

August Tõllassepp

METEOROLOOGIA KÕIGILE

Teos annab populaarteadusliku ülevaate meteoroloogiast ja selle rakendamisest praktikas. On määratud peamiselt neile, kes meteoroloogia probleeme üksikasjalisemalt ei tunne.

Raamatus leiavad pikemat käsitlemist atmosfääri, päikesekiirguse, temperatuuri, õhurõhu jt. küsimused.

Tingituna probleemi tähtsusest on võrreldes teiste küsimustega antud rohkem ruumi ilmade ennustamisele ja agrometeoroloogiale.



TEADUSE
TEEDELT

A-23495

A. TÕLLASSEPP

METEOROLOOGIA KÕIGILE

EESTI RIIKLIK KIRJASTUS
TALLINN 1960

SAATEKS

Käesolev raamat annab populaarteadusliku ülevaate meteoroloogiast ja on määratud peamiselt neile, kes meteoroloogia probleeme üksikasjalisemalt ei tunne.

Raamatu koostamisel on kasutatud uuemat erialalist kirjandust ja trükis avaldatud andmeid.

Lähtudes meie sotsialistliku kodumaa teaduse ja tehnika kõrgest tasemest, samuti tänapäeva rahvamajanduse aktuaalsetest päevaprobleemidest, on autor pidanud vajalikuks peatuda mõnede küsimuste juures pikemalt, teiste juures lühemalt. Nii on näiteks ilmade ennustamisele, võrreldes teiste küsimustega, rohkem ruumi antud, mis on tingitud selle probleemi suurest praktilisest tähtsusest, nõukogude teaduse kõrgest tasemest sünoptika alal ja üha suurenevast huvist selle küsimuse vastu. Pikemalt on käsitletud ka agrometeoroloogiasse puutuvaid küsimusi, sest põllumajandus on Nõukogude Eestis tähtsaks tootmisalaks ja vastav eestikeelne kirjandus siiani täielikult puudub. Loomulikult ei saa seda osa käesolevas raamatus lugeda agrometeoroloogia õppe- või käsiraamatuks, sest autori eesmärgiks on anda sellest aktuaalsest probleemist ikkagi ainult populaarteaduslik ülevaade.

Viimasel ajal omistab nõukogude teadus väga suurt tähelepanu merede ja ookeanide uurimisele ning nende mõju selgitamisele meteoroloogilistele protsessidele. Nimetatud küsimuse paremaks mõistmiseks on peatutud ka merede ja ookeanide temperatuuri nähtustel.

Ühtlasi sundis aga populaarteadusliku raamatu suhteliselt piiratud maht nii mõnegi üsna tähtsa küsimuse käsitlemisel piirduma ainult selle mainimisega. Autor loodab siiski, et teos vähemalt osaliseltki täidab populaarteadusliku raamatu ülesannet ja aitab likvideerida lünka meteoroloogilise kirjanduse alal.

Käesoleva teose kirjutamisel abistasid autorit väärtuslike näpunäidetega meteoroloogia eriteadlased — seltsimehed E. Maanvere, H. Mürk, A. Ohu, K. Põiklik ja teised, kelledele autor avaldab südamlikku tänu.

Tartu, 1959

Autor

SISSEJUHATUS

1. Ilmad ja igapäevane elu. Ei ole ühtegi inimese tegevusala, mida ilmastik kas otseselt või kaudselt ei mõjutaks. Üks tuhandeid aastaid vana kõnekäänd ütleb, et põllusaak oleneb rohkem ilmadest kui põllust. Kuigi see ütlus tundub käesoleval ajal ehk liialdusena, jääb siiski tõsiasjaks, et ilmadel on põllumajanduses suur tähtsus.

Ilmad ei mõjuta üksnes põldude saagikust ning karjamajandust, vaid avaldavad mõju ka meie teistele töödele ja toimingutele.

Suur sõltuvus loodusest sundis inimest juba kultuuri koidikul ilmadele tähelepanu pühendama. Palju vanasõnu ilmadest, millest osa on loodud ammu enne meie ajaarvamist, tõendab, et juba siis jälgis inimene ilmu ja püüdis ilmade muutusi isegi ette aimata.

Kliima vajutab oma pitseri mitte ainult majanduselule, vaid ka inimkonna vaimsele loomingule. Ei ole juhus, et rahvaste kultuuri häll asub parasvööndis.

Need ajad on möödunud, kus inimene oli sunnitud ilmade mitmesugustele tujudele alistuma. Kuigi me veel ei suuda ilmu mõjutada vastavalt oma vajadustele, on raskes heitluses loodusega selgunud, et ilmadele ei tarvitse enam endisel määral alluda. Nüüd ei piirduta enam ilmastikust põhjustatud raskuste üle halisemisega, vaid otsitakse vahendeid kahjulike ilmastikunähtuste mõju leevendamiseks ja nende korduvuse vältimiseks.

Talvekülmade eest kaitsevad inimest nüüd mugavad elamud ja soojad riided. Põua vastu võitlemiseks aretatakse põllumajanduses uusi põuakindlaid viljasorte, niisutatakse maad kanalite ja veehoidlate veega, istutatakse metsi kuiva kõrbetuule teele. Ei ole kahtlust, et kord tuleb aeg, kus me aatomienergia laialdase rakendamisega hakkame mõjutama ka ilmastikku ja selle üksikuid meile eriti kahjulikke nähtusi.

Vaatamata ilmade suurele tähtsusele meie elus, ei tohi nende mõju siiski ülehinnata ja olla arvamisel, et inimkonna majanduse ning kultuuri areng on tingitud põhiliselt kliimast. Tuleb meeles pidada, et inimühiskonna arenemise peamine alus ei peitu looduses, vaid materiaalsete väärtuste tootmisviisis ja ühiskondliku elu vormides. Kliima võib inimese tööd ja püüdeid ainult soodustada või raskendada, määramata aga meie elustandardit.

2. Meteoroloogia ülesanded. Vana-Kreeka loodusteaduses nimetati õhus esinevaid nähtusi meteoorideks. Sellest on tuletatud ka sõna «meteoroloogia».

Meteoroloogia ülesandeks on Maa õhkkonna ja selles esinevate nähtuste uurimine. Meil nimetatakse meteoroloogiat sageli ka ilmastikuteaduseks, s. o. teaduseks, mis tegeleb ilmade uurimisega.

Me näeme pilvede tekkimist ja kadumist, näeme, kuidas sademed niisutavad maad, naudime värviderohkeid valgusnähtusi, näeme ja kuuleme elektrilahendusi õhus, tunneme õhutemperatuuri tõusu ja langust. Kõik need nähtused on meteoroloogia uurimisobjektiks. Kuid see on siiski ainult väike osa nendest probleemidest, mille tunnetamisega tegeleb meteoroloogia.

XVII sajandil, kui meteoroloogia eraldus loodusteaduste ühisest perest ja kujunes iseseisvaks teaduseks, oli tema ainsaks ülesandeks andmete kogumine ilmade seisust. Nüüd ütleme, et siis tegeles meteoroloogia kliima küsimustega. Käesolevaks ajaks on meteoroloogia uurimisala endisega võrreldes mitte ainult märksa laienenud, vaid tänapäeva uurimismeetod on sellele teadusele andnud ka täiesti teise ilme ja suuna.

Meteoroloogia ülesandeks on nende füüsika seaduste avastamine, millele alluvad õhkkonnas esinevad nähtused, eesmärgil kasutada neid inimese praktilises tegevuses.

3. Meteoroloogilised vaatlused. Loodusteadused hangivad uurimiseks vajalikku materjali vaatluste ja katsete korraldamisega. Seni oli meteoroloogia kui üks osa suurest loodusteaduste sarjast rajatud peamiselt vaatlustel saadud andmete kasutamisele. Viimaseil aastakümneil on meteoroloogia aga sedavõrd laienenud ja nii palju uusi küsimusi tõstatanud, et nüüd pole see teadusharu ilma katseteta enam mõeldav. On kindel, et tulevikus suure-

neb katsete osatähtsus veelgi, sest senised uurimistulemused näitavad, et katsed võivad meteoroloogiale palju väärtuslikke tõdesid avastada.

Oma olemuselt on meteoroloogia siiski selline teadus, milles põhilist osa etendavad vaatlused. Vaatlusi tuleb korraldada regulaarselt ja süstemaatiliselt ning vaatlusandmeid peab saama võimalikult laialdaselt territooriumilt. Siin ei saa enam arvestada riikide piire.

Korrapäraseid meteoroloogilisi vaatlusi on teostatud alles paaril viimasel sajandil, kuigi mõnel idamaal jälgiti üksikute meteoroloogiliste elementide seisu juba aastatuhandeid tagasi ja vastavad märkmed kanti taoti koguni ajalooraamatuisse. Nii mõõdeti näiteks Egiptuses Niiluse veeseisu etteaimamiseks sademeid, samuti jälgiti ka Indias tulvavee ennustamiseks vihmu. Kõik need mõõtmised olid aga juhuslikud.

Mainimisväärsed teened meteoroloogiliste vaatluste korraldamise alal on kreeklastel. Juba viiendal sajandil enne meie ajaarvamist olid Kreekas mõne linna väljakule paigutatud marmortahvlid, kuhu kirjutati ilmateateid. Tähtsaks ilmu mõjutavaks teguriks peeti tuult ja arvati, et tuule suuna teadmine võimaldab ilmu ennustada.

Kreeka müüdi järgi elas kaugel merel, ühel ujuval saarel tuultejumal Aiolus oma abikaasa, kuue tütre ja kuue pojaga. Saarele sattus meredel ekslev Odüsseus, kes oli Trooja sõjast tagasi pöördumas. Aiolus võttis ta lahkesti vastu ja Odüsseus jäi saarele mitmeks päevaks. Sealt lahkudes sai Odüsseus Aioluselt hõbenööriga kinniseotud kotikese. Tuultejumala sõnade järgi olid selles kotikeses kõik kurjad tuuled ja sellepärast ei soovitanud ta Odüsseusel kotikest enne kojusaabumist avada. Kotikesest olevat välja jäänud ainult nõrk tuuleke seefir.

Laevale tagasi jõudnud, hoiatas Odüsseus meeskonda, et keegi kotikest ei avaks. Kuid kojusaabumise eel tukastas Odüsseus hetkeks suurest väsimusest. Seda juhust kasutasid uudishimulikud meremehed ja avasid kotikese, lootes sealt leida kulda. Kotist muidugi kulda ei leitud, kuid kõik kurjad tuuled pääsesid maailma lahti.

Teisel sajandil enne meie ajaarvamist püstitati Aiolusele Ateenas kaheksatahuline torn, mille külgedele oli märgitud, missuguseid ilmu sellest küljest puhuv tuul toob. Torni tipus oli tuulelipp. See tuuletorn on Ateenas praeguseni säilinud.

Pikk keskaeg ei andnud meteoroloogiale peaaegu midagi mainimisväärset. Olles Aristotelese ja piibli köidikuis, kus igasugune vaba mõtlemine oli maha surutud, ei olnud teadused keskajal võimelised arenema. Märkimist väärib ehk ainult see, et astroloogiliste ennustuste koostamisel, kus tähtede asukoha ja liikumise järgi nii üksikute inimeste kui ka rahvaste tulevikku ennustati, koguti ka rahva tähelepanekuid ja vanasõnu ilmadest. Kuid isegi selles suhtes ei ole need hämarad sajandid meteoroloogiale kuigi palju andnud.

Mõnikord leiame keskaja kroonikaist lühikesi märkmeid ilmade kohta. Näiteks kirjutab Novgorodi kroonika, et 1128. aastal hävitas külm talv taliviljakülvid, 1372. aastal oli suur põud, 1495. aasta oli jälle erakordselt külm jne. Belgia krooniku sõnade järgi oli 1473. aasta suvi erakordselt soe ja viljakasvuks soodne, nii et jaanipäevaks oli vili juba valminud. Taolisi napisõnalisi märkmeid on mõnes kroonikas rohkesti, kuid süstemaatilised tähelepanekud ilmade kohta aga puuduvad.

Suure tõuke meteoroloogiliste vaatluste korraldamiseks andis elavhõbedabaromeetri leiutamine. Selle konstrueeris aastal 1643 itaalia teadlane E. Torricelli (1608—1647). Juba enne seda oli Galileo Galilei (1564—1642) aastal 1597 valmistanud termomeetri.

Baromeetrist loodeti palju ja selles lootuses hakati mitmel pool suure huviga ilmu jälgima ning õhurõhku ja temperatuuri mõõtma. Vaimustusega asutati mitte ainult Itaalias, vaid ka mujal Euroopas ja hiljem veel Indias ning teistes kaubanduslikult tähtsates ja tooraine-telt rikastes asumaades ilmade jälgimiseks meteoroloogiajaamu. Esimene innustus vaibus aga kiiresti, sest vaatlused ei andnud loodetud tulemusi, ja mõne aasta pärast lõpetas enamus meteoroloogiajaamadest oma tegevuse. Ainult mõned neist jäid püsima pikemaks ajaks.

Venemaal algasid esimesed süstemaatilised meteoroloogilised vaatlused XVII sajandil, tsaar Aleksei Mihhailovitši (1645—1676) ajal. Tsaar oli kirgliku jahimehena huvitatud ilmade seisust. Ta tegi korralduse, et ilmu tuleb pidevalt ja süstemaatiliselt vaadelda ja ilmaennustuses õelda, millal tuleb vihma. Esimesi meteoroloogilisi vaatlusi tegid tolleaegsed Kremli valvesõdurid.

Teaduste Akadeemia asutamisel aastal 1725 tegi tsaar Peeter I akadeemikuile ettepaneku, et nad võimalikult

kõikjal korraldaksid ilmade vaatlusi ja et tähtsamates kohtades oleks see töö antud usaldusväärsete inimeste kätte.

Laiemas ulatuses algas meteoroloogiajaamade loomine Venemaal aastal 1733, seoses Suure Põhja Ekspeditsiooniga. Neil aastail asutati Venemaa Euroopa-osas ja Siberis 12 meteoroloogilist vaatluspunkti, millest mõned töötavad tänaseni. See oli esimene laiaulatuslik meteoroloogiajaamade võrk maailmas.

Lääne-Euroopas loodi esimene suurem meteoroloogiajaamade võrk aastal 1781 Mannheimi Akadeemia poolt. Võrku kuulus 38 meteoroloogiajaama Euroopas, üks Gröönimaal ja kaks Põhja-Ameerikas. Kõik jaamad pidid vaatlusi tegema 3 korda ööpäevas — kell 7, 14 ja 21. Need meteoroloogiajaamad töötasid 1792. aastani.

Möödus aga veel palju aastakümneid, kuni jõuti kindla ja regulaarselt töötava meteoroloogiajaamade võrguni, ja seda alles siis, kui riigid hakkasid neid organiseerima ja ülal pidama. Käesoleval ajal töötab maailmas üle 15 000 meteoroloogilise vaatluspunkti. Kuid siiski ei ole veel nii kaugele jõutud, et meteoroloogiajaamu oleks kõikjal küllaldaselt.

Väärtuslike meteoroloogiliste vaatluste kindlustamiseks peaks igas riigis olema keskasutus, kes seda tööd juhiks, kontrolliks ning meteoroloogiajaamu vajalike vaatlusriistadega varustaks. Sellele vajadusele juhtis esimesena tähelepanu vene teadlane M. V. Lomonossov (1711—1765). Tema oli ka see, kes esimesena juba aastal 1759 selgitas, et meteoroloogiliste vaatluste korraldamiseks on vajalikud mõningad rahvusvahelised lepped. Kuid Lomonossov oli oma ajast liiga kaugele ette jõudnud, nii et tema mõtete sisust ja tähtsusest ei saadud siis veel aru.

Meteoroloogiliste uurimiste korraldamise keskused loodi suuremas osas riikides alles möödunud sajandi teisel poolel. Erandiks oli Venemaa, kus taoline keskus asutati juba möödunud sajandi esimesel poolel. Seetõttu sai Venemaa teistele riikidele eeskujuks, nagu seda mitmed välismaa teadlasedki avameelselt on tunnistanud.

Meteoroloogilise töö korraldamiseks ja ühiste vaatlusjuhendite väljatöötamiseks ning kehtestamiseks ülemaailmses ulatuses olid vajalikud rahvusvahelised lepped. Esimene rahvusvaheline meteoroloogia-alane konverents toimus aastal 1872 Leipzigis ja sellest ajast alates on kor-

duvalt organiseeritud suuremaid rahvusvahelisi meteoroloogia-alaseid nõupidamisi.

Riikidevaheline meteoroloogiline koostöö on võimaldanud nii mõnegi ulatusliku uurimistöö, mis ilma selleta oleks olnud täiesti võimatu. Viimaseks niisuguseks rahvusvaheliseks ürituseks oli III Rahvusvaheline Geofüüsika Aasta (1957—1958).

Esimese rahvusvahelise meteoroloogia-alase konverentsi tähtsamaks küsimuseks oli vaatlusaegade ühtlustamine, sest sel alal valitses üldine korralagedus. Näiteks mõnedes meteoroloogiajaamades teostati vaatlusi ainult üks kord ööpäeva vältel, teistes kolm kuni neli korda jne. Oli ka jaamu, kus vaatlusi tehti ülepäeviti. Veelgi enam erines vaatluste kellaaeg. Niisugustel erinevatel aegadel saadud andmetel puudus teaduslik väärtus. Selle puuduse vältimiseks lepiti rahvusvaheliselt kokku, et meteoroloogilisi elemente tuleb mõõta kõikjal vähemalt kolm korda ööpäevas ja võimalikult ühel kellaajal keskmise kohaliku päikese aja järgi.

Rahvusvaheliselt on vaatlusteks soovitatud järgmisi aegade kombinatsioone keskmise kohaliku päikese aja järgi: kell 6, 14 ja 22, kell 7, 13 ja 21 või kell 7, 14 ja 21 ning veel teisigi kellaaegu. Tehes vaatlusi nendel kellaaegadel, saame võrdlemisi täpse ööpäevase keskmise, s. o. sama suuruse, mille saaksime iga tunni järel tehtud vaatluste põhjal.

Umbes 1870. aastast alates olid Venemaal vaatlusaegadeks kell 7, 13 ja 21 keskmise kohaliku päikese aja järgi. 1936. aastast alates mindi Nõukogude Liidus üle neljale vaatlusajale ööpäevas. Nüüd tehakse vaatlusi kell 1, 7, 13 ja 19 keskmise kohaliku päikese aja järgi. Ilmaennustuste koostamiseks tehakse vaatlusi veel tihedamalt.

4. Meteoroloogiliste asutuste süsteem. Meteoroloogiaga tegelevad asutused on töö iseloomu ja töökava ulatuse poolest erinevad. Igas riigis on meteoroloogilise teenistuse organiseerimiseks ja juhtimiseks keskasutus, mis eri maades kannab erinevat nimetust. Nõukogude Liidus on taoliseks asutuseks Hüdrometeoroloogilise Teenistuse Peavalitsus. Igas liiduvabariigis on veel kohalik keskasutus — Hüdrometeoroloogilise Teenistuse Valitsus, mis allub HMT Peavalitsusele. Peavalitsusele allub ka terve rida eriuurimiste ja -ülesannetega tegelevaid instituute, büroosid ja observatooriume.

Kuna meteoroloogilises teenistuses omavad põhilist tähtsust vaatlused, on igas riigis organiseeritud nende teostamiseks vaatlusjaamade võrk, milles kogutud vaatlusmaterjalid koondatakse läbitöötamiseks keskasutustesse või eriotstarbelistesse observatooriumidesse, büroodesse ja instituutidesse.

Meteoroloogiajaamades tehakse õhurõhu, õhutemperatuuri, niiskuse, tuule kiiruse ja suuna, pilvituse, sademete, maapinna temperatuuri ja atmosfääriliste nähtuste (udu, äike, virmalised jne.) vaatlusi. Peale tavaliste vaatlusjaamade luuakse eriotstarbelisi jaamu, milledeks Eesti NSV-s on Kuusiku agrometeoroloogiajaam, Tooma soojaam, Tiirikoja järvejaam. Taolistes jaamades tehakse vaatlusi eriprogrammi alusel ja lahendatakse väiksema ulatusega teaduslikke probleeme.

Üksikasjalisemate andmete saamiseks mõnede nähtuste territoriaalse leviku kohta on loodud laialdane vaatluspostide võrk. Vaatluspostides tehakse käesoleval ajal sademete, lumikatte ja atmosfääriliste nähtuste vaatlusi.

Nõukogude Liidus on ka selliseid vaatluspunkte, kus seadmed töötavad ilma inimesteta. Need on automaatsed raadio-meteoroloogiajaamad, mis annavad raadio teel iga kuue tunni järel andmeid sealse õhurõhu, tuule suuna ja kiiruse ning temperatuuri kohta. III Rahvusvahelise Geofüüsika Aasta puhul asutati Arktikasse veel rida niisuguseid jaamu.

Ilmade seisu jälgitakse mitte ainult mandritel, vaid ka paljudel reisi- ja kaubalaevadel, kust vaatlusandmed vastavatele keskustele raadio teel edasi antakse. Mitmete riikide vahel on kokkulepe, mis kohustab neid ühiselt pidama Atlandi ookeani põhjaosas kindlaksmääratud kohtadel 13 laeva meteoroloogilisteks ja okeanograafilisteks vaatlusteks.

Meteoroloogiale on väga lähedane hüdroloogia, mis uurib maakeral esinevaid veekogusid ja nendes kulgevaid nähtusi. Hüdroloogia kitsamas mõttes tegeleb maismaa veekogude — jõgede, järvede jne. vete uurimisega. Merede uurimine on hüdroloogia ühe haru — okeanoloogia ülesandeks.

Nagu meteoroloogia, nii on ka hüdroloogia noor teadus, kuigi näiteks Egiptuses ja Indias jälgiti jõgede veerohkust juba rohkem kui kolm tuhat aastat tagasi. Ka Kesk-Aasias pandi juba kaks tuhat aastat tagasi hoolega

tähele suuremate jõgede veeseisu. Kõik niisugused hüdroloogia-alased üritused olid siiski juhuslikud.

Maismaa veekogude süstemaatiline uurimine algas suuremas ulatuses alles XVIII sajandi esimesel poolel, kui asutati erilised vaatluspostid ja -jaamad. Venemaal hakati veekogusid kavakindlalt uurima Peeter I ajal. Erilist tähelepanu pöörati jõgede uurimisele, sest veeteede korraldamiseks ja laevaliinide loomiseks vajati andmeid jõgede veeseisust.

Hüdroloogiliste vaatluspunktide arv kasvas Venemaal XVIII sajandil ja XIX sajandi esimesel poolel üsna aeglaselt, sest kaugeltki mitte kõik asutused, kes olid kohustatud hüdroloogilisi vaatlusi korraldama, ei saanud nende tähtsusest aru. Hüdroloogiliste uurimistööde uus ajajärk algas aastal 1874, kui teedeministeeriumi juurde asutati komisjon, kellele tehti ülesandeks jõgesid navigatsiooni huvides plaanikindlalt uurida ja kirjeldada. See komisjon töötas 20 aastat ja asutas hulga veemõõdupunkte, millega pandi kindel alus Venemaa hüdroloogiliste vaatluspostide võrgule. Peale veeseisu mõõtmise tehti komisjoni algatusel ja juhtimisel veel palju teisi hüdroloogilisi töid. Kõik need tööd avaldati atlaste kujul, kus suurematest jõgedest anti üksikasjaline ülevaade.

1886. aastaks oli veekogude kohta kogunenud juba sedavõrd rohkesti andmeid, et võis ilmuda Füüsika Peaobservatooriumi abidirektori M. A. Rõkatševi (1840—1919) töö järvede ja jõgede külmumise ja jääst vabanemise kohta. Paar aastat hiljem ilmus juba mitmelt teiselt teadlaselt rida veekogusid käsitlevaid töid. Nendel töödel oli suur tähtsus, sest need andsid esmakordselt ülevaate maismaa veekogude jääoludest, ja seepärast olid nendest töödest huvitatud kogu maailma hüdroloogid.

Suur Sotsialistlik Oktoobrirevolutsioon tõi murrangu ka hüdrometeoroloogilisse uurimistöösse. Tsaari-Venemaal oli see töö killustatud, sest eksisteeris mitu iseseisvat meteoroloogia- ja hüdroloogiajaamade võrku ning seega olid hüdroloogilised vaatlused meteoroloogilistest vaatlustest täiesti eraldatud. See olukord püsis ka nõukogude võimu algaastail. Rahvakomissaride Nõukogu dekreediga 21. juunist 1921, millele oli alla kirjutanud V. I. Lenin, loodi hüdroloogiliste ja meteoroloogiliste tööde juhtimiseks Vene NFSV Hüdrometeoroloogiline Teenistus, millest kujunes pärast mitmekordset reorgani-

seerimist Hüdrometeoroloogilise Teenistuse Peavalitsus (1936. a.). Hüdroloogiliste tööde teaduslikuks juhtimiseks loodi Leningradis aastal 1919 Hüdroloogia Instituut.

Vaatluskohtade arv on NSV Liidus pidevalt suurenenud. Nii oli 1941. aastaks jõgede, järvede ja soode vaatluspunktide arv juba 4274. Käesoleval ajal on see arv veel tunduvalt suurem.

Olenevalt veekogust erinevad hüdroloogilised jaamad oma töökava poolest. Vaatlusi teostatakse kell 8 ja 20 keskmise kohaliku päikese aja järgi.

Viimase neljakümne aastaga on hüdrometeoroloogiline uurimistöö NSV Liidus mitte ainult vaatluskohtade arvu poolest märksa laienenud, vaid on endisega võrreldes teise ilme omandanud ja palju põhjalikumaks muutunud.

I PEATÜKK

ÕHKKOND EHK ATMOSFÄÄR

5. Atmosfääri kõrgus. Atmosfääris esinevate nähtuste mõistmiseks on vähe sellest, kui jälgida atmosfääri ainult maapinna lähedal. Mitte vähem tähtis on teada, mis toimub atmosfääri kõrgemates kihtides.

Mitmel viisil atmosfääri kõrgust mõõtes on leitud, et see ulatub sadade kilomeetriteni. Kuid mida kõrgemale maapinnalt tõusta, seda hõredamaks õhk muutub. Seni ei ole veel maapinnalt tähele pandud nähtusi, mis kinnitaksid atmosfääri olemasolu kõrgemal kui 1200 km.

Viimasel ajal on aga tõestatud, et atmosfäär ulatub palju kõrgemale. Nõukogude teadlase Jakov Alperti poolt Moskvas peetud ettekandest selgus, et Maa tehiskaaslaste varal saadud andmetel ulatuvad õhukihid kaks kuni kolm korda kõrgemale ja 200 km kõrgusel on veel üsna tihe õhk. Kahtlemata täiendavad tehiskaaslaste kaudu saadavad andmed seda pilti tulevikus veelgi rohkem.

6. Õhu koostis. Juba ligi nelisada aastat tagasi jõudsid teadlased otsusele, et õhk on gaaside mehaaniline segu. Varem arvati, et õhk on keemiline element, nagu elavhõbe, väävel jt. Nüüd on teada, et õhk koosneb kolme liiki ainetest: 1) alalistest, 2) muutlikest ja 3) juhuslikest. Puhta ja kuiva õhu koostisosadeks on lämmastik, hapnik ja argoon. Nende hulk puhtas ja kuivas õhus on muutumatu. Lämmastikku on mahu järgi 78,09%, hapnikku 20,95% ja argooni 0,93%. Peale nende leidub õhus veel teisi gaase, kokku ligikaudu 0,1%. Kõikide nende gaaside hulk on võrdlemisi püsiv.

Muutlike ainete hulka, s. o. mille hulk õhus pidevalt muutub, kuuluvad süsihappegaas ja veeaur. Nii näiteks kõigub veeauru hulk 0—4% (mahu järgi). Süsihappegaasi on õhus keskmiselt ainult 0,03%.

Juhuslike ainete hulk oleneb täiesti kohalikest oludest. Nii sisaldab õhk mõne keemiavabriku läheduses erilisi gaase. Peale selle on õhus alati suuremal või vähemal määral tolmu, mille hulk on samuti kõikuv.

Õhku leidub ka pinnases. Mida sügavamale pinnasesse tungida, seda enam erineb sealne õhk ülalpool esinevast õhust. Sügavusega väheneb hapniku ja suureneb süsihappegaasi hulk. Samuti on õhk erinev soode ja põldude kohal. Soos leidub gaase, mis põllupinnas puuduvad, või kui neid ongi, siis õige vähesel määral.

Oletatakse, et atmosfääri koostis on miljonite aastatega palju muutunud. Ühtede teadlaste oletuste järgi koosnes Maa atmosfäär algul peamiselt vesinikust, teiste arvates lämmastikust või süsihappegaasist. Hapnik olevat tekkinud hiljem. Mõned teadlased oletavad, et kõik atmosfääri tähtsamad gaasid, nagu hapnik, lämmastik ja süsihappegaas, on kuidagi eluga seotud ja on biokeemilise päritoluga.

Selline on atmosfääri koostis maapinna läheduses. Milline on aga olukord kõrgemates õhukihtides?

Atmosfääri kõrgemate kihtide koostise uurimine algas juba XVIII sajandi lõpul. Loodusteadlane Alexander Humboldt (1769—1859) oli üheks esimeseks, kes aastal 1798 kõrgematest õhukihtidest õhupallidega saadud õhuproove uuris.

Isegi veel mõnikümmend aastat tagasi oletati, et väga kõrged õhukihid koosnevad kergetest gaasidest — vesinikust ja heeliumist. Kuid mida põhjalikumalt neid õhukihte uuriti, seda vähem tõenäoliseks see oletus osutus. Kõrgematest õhukihtidest saadud õhuproovide põhjalikul uurimisel ei ole vesinikku ega heeliumi leitud rohkem kui maapinna lähedalt. Viimastel aastatel võib rakettide abil sadade kilomeetrite kõrguselt saadud õhuproovide põhjal siiski oletada, et ülemised õhukihid on kergemate gaaside poolest maapinnalähedastest õhukihtidest mõne sajandiku protsendi võrra rikkamad. Kuid need õhukihid ei koosne kaugeltki ainult heeliumist ja vesinikust.

Radioaktiivsete ainete lagunemisel on Maalt kogu tema olemasolu jooksul eraldunud 12 korda rohkem heeliumi, kui seda on praegu atmosfääris või isegi siis, kui oletada, et 800 km kõrgusel koosneb atmosfäär ainult heeliumist. Seetõttu järeldavad mõned teadlased, et kerge heelium

on maapinnalt tõusnud atmosfääri piirile ja sealt hajunud maailmaruumi.

Maapinna lähedal on õhust leitud ka õige vähesel määral osooni. See on iseloomuliku lõhnaga gaas, mis tekib orgaaniliste ainete hapendumisel ja äikese ajal. Osooni on rohkesti okasmetsade õhus. Teiste gaasidega võrreldes on osooni õhus vähe — maapinna lähedal ligi 0,000002% (mahu järgi). Kõige rohkem on osooni leitud 25—40 km kõrguselt.

Osoon on oma vähesusele vaatamata tähtis gaas. Ta neelab päikese ultraviolettkiiri ja takistab nende maapinnale jõudmist. Vastasel korral kaoks maapinnal igasugune elu. Osooni tähtsus seisneb veel selles, et ta ei lase pinnasest lahkunud soojuskiirgusel maailmaruumi hajuda. Soojuskiirguse lahkumisel atmosfäärist langeks õhutemperatuur ligikaudu 7° võrra.

Süsihappegaasi hulk õhus on aeglaselt suurenenud. Nii näitavad vastavad mõõtmised, et 1900. aastast kuni 1933. aastani on selle gaasi kogus suurenenud 0,029%-lt kuni 0,032%-ni (mahu järgi).

Nagu eespool toodust nähtub, ei ole õhu koostise suhtes, eriti atmosfääri kõrgemates osades, veel küllaldast selgust saavutatud, mistõttu täiesti õigustatult oodatakse Geofüüsika Aasta uurimisandmete ja Maa tehiskaaslaste kaudu saadavate andmete läbitöötamist. Mainitud uurimistulemused võimaldavad kahtlemata senisest täiuslikuma ülevaate saamist mitte ainult atmosfääri kõrguse, vaid ka õhu koostise ja liikumise kohta kõrgemates õhukihtides.

7. Õhkkonna sfäärid. Atmosfääri uurimisel vertikaalsuunas on leitud, et kuigi keemiliselt koostiselt on atmosfäär maapinnalt kuni õhu ülemise piirini võrdlemisi ühtlane, koosneb ta siiski mitmest füüsikaliste omaduste poolest erinevast sfäärist (tahvel 1).

Alumine sfäär maapinnalt on troposfäär. Pooluste kohal on troposfääri ülemine piir 8—9 km, parasvööndis 10—12 km ja ekvaatori kohal 17—18 km kõrgusel. Talvel on troposfääri ülemine piir madalamal kui suvel.

Oma olemuselt on troposfäär teiste sfääridega võrreldes kõige rahutum. Siin toimub igasugune õhu liikumine ja selles sfääris asuvad ka kõik pilved. Ainult erakordselt ulatub mõne rünksajupilve hari troposfäärist kõrgemale. Temperatuur langeb siin maapinnalt kõrgemale

tõusmisel iga kilomeetri kohta keskmiselt 6°, s. o. iga 100 meetri kohta 0,6°. Tuuled puhuvad troposfääris peamiselt läänest itta ja kõige tugevam on tuul troposfääri ülemistes kihtides.

Üleminekukiht järgmisse sfääri on tropopaus, mille paksus kõigub paarisajast meetrist kuni kahe kilomeetrini. Pooluste kohal on tropopaus 8—9 km kõrgusel, laskudes mõnikord isegi veel madalamale, kuna aga ekvaatori kohal on sama kiht 17—18 km kõrgusel. Temperatuur oleneb siin naabersfääride temperatuurist. Pooluste kohal on tropopausi keskmine temperatuur −50°, ekvaatori kohal −75 kuni −80°.

Tropopausile järgnevat sfääri nimetatakse stratosfääriks. See sfäär ulatub 80 km kõrguseni. Stratosfääris on mitu erineva temperatuuriga kihti. Tropopausist alates esineb nn. isotermiline kiht (vt. p. 46), milles temperatuur püsib ligikaudu −55° kuni −65° piires. Selle kihi alumises osas puhuvad läänetuuled, kõrgemates kihtides aga idatuuled. Läänetuulte üleminek idatuulteks toimub 18—25 km kõrgusel, kusjuures talvel toimub see madalamal kui suvel.

Veeauru on stratosfääris väga vähe, mistõttu seal puuduvad tavalised pilved, mis esinevad madalamal asetsevas troposfääris. Siiski esinevad stratosfääris 20 km kõrgusel nn. pärlmutterpilved ja 80—85 km kõrgusel hõbepilved. Nende pilvede tekkimist ja koosseisu pole seni suudetud kindlaks teha. Arvatakse, et pärlmutterpilved koosnevad ülejahtunud veepiisakestest ja hõbepilved jääkristallikestest.

Stratosfääri isotermilisest kihist kõrgemal esineb temperatuuri inversiooni kiht (vt. p. 47), kus temperatuur kõrgusega tõuseb, ulatudes umbes 50 km kõrgusel kuni +50°-ni. Selle nähtuse põhjuseks peetakse osoonikihti, mis asub enam-vähem samal kõrgusel. Kõrgemal toimub temperatuuri langus (keskmiselt 0,4° iga 100 m kohta) kuni stratosfääri ülemise piirini (80 km kõrguseni), kus temperatuur on ligikaudu −90°.

Stratosfäärist kõrgemal on kolmas sfäär, mida seal leiduvate rohkete ioonide tõttu nimetatakse ionosfääriks. Teatavasti nimetatakse ioonideks elektriliselt laetud aatomeid või aatomite rühmi. See sfäär ulatub kuni 1000 km kõrguseni ja koosneb vastavalt ioonide hulgale mitmest erinevast kihist. Raadioside seisukohalt on

ionosfääril oluline tähtsus, sest sealt peegelduvad maapinnalt saadetud raadiolained tagasi. Ionosfääris tekkinud häired aga segavad raadio kuulamist.

Ionosfääri alumises osas on kuni 90° külma, kuid kõrgemal temperatuur tõuseb, ulatudes seniste uurimisandmete järgi üle 1000°.

Kõige kõrgemaks õhkkonna sfääriks on *hajumis- ehk dissipatsioonisfäär*, mis algab ligikaudu 1000 km kõrguselt. Seda sfääri iseloomustab õhu suur hõredus, mistõttu õhuosakesed ei suuda koos püsida ja osa neist lahkub Maa õhkkonnast. Siit toimuva õhuosakeste pideva lahkumise pärast nimetataksegi seda sfääri hajumissfääriks.

Selliseks on ajalooliselt kujunenud atmosfääri vertikaalne liigitus. Aastal 1951 soovitas Rahvusvaheline Geofüüsika ja Geodeesia Liit seda liigitust muuta vastavalt viimastel aastakümnetel toimunud teaduse arenemisele.

Uue liigituse kohaselt nimetatakse stratosfääriks kihti tropopausist kuni 40 km kõrguseni. Sfääri 40—80 km vahel nimetatakse mesosfääriks. Piirikiht stratosfääri ja mesosfääri vahel on stratopaus. Ionosfääri soovitatakse termosfääriks nimetada ja ionosfääri nimetust ainult siis kasutada, kui on tegemist selle kihi elektriliste omadustega. Üleminekukihti mesosfäärist termosfääri nimetatakse mesopausiks ja hajumissfääri eksosfääriks. Tropopausile on jäetud endine nimetus.

Troposfääri kiht maapinnalt kuni 2 m kõrguseni on mikrosfäär. Kihti maapinnalt kuni paarikümne meetri kõrguseni nimetatakse maalähedaseks õhukihiks. Alates 700 kuni 1500 m kõrguseni on hõõrdumiskiht.

8. Maa gaasist saba ja atmosfääri hajumine. Taevalaotust uurides avastasid astronoomid aastal 1806 Maast 120 000 km kaugusel Päikesele vastassuunas nõrga valguslaigu. Hiljem hakati seda laiku nimetama *vastaskumaks*. Laik on nähtav ainult lõunas pimedal ööl, sest see on vaid 10—15% öisest taevast heledam.

Nõukogude teadlaste uurimustest on selgunud, et vastaskuma heledus muutub väga kiiresti ja heleduse maksimum langeb ühte virmaliste maksimumiga. Spektroskoobiga vastaskuma koostist uurides leiti, et see on väga sarnane sadade kilomeetrite kõrgusel oleva Maa õhuga. Sel põhjusel nimetasid I. S. Astapovitš ja V. G. Fessen-

kov vastaskuma Maa gaasist sabaks ja hiljem ühinesid selle nimetusega ka teised teadlased.

Suurem osa teada olevatest komeetidest ehk sabaga tähtedest liigub ümber Päikese mööda ellipsit. Päikesest kaugel olevad komeedid on kerajad. Saba tekib alles komeedi lähenemisel Päikesele ja muutub seda suuremaks, mida lähemale komeet Päikesele jõuab. Saba on kogu aeg Päikesest eemale suunatud.

Kuulus vene astronoom F. A. Bredihhin (1831—1904) valgustas esimesena komeedi saba tekkimise põhjusi. Juba enne seda oli Moskva professor P. N. Lebedev (1866—1912) avastanud, et päikesekiired rõhuvad iga pinda, mida nad valgustavad. Selle põhjal oletas Bredihhin, et komeedi saba tekib päikesekiirte rõhumisest. Kui komeet läheneb Päikesele, eemalduvad komeedi peas tekkinud gaasid Päikesele vastupidises suunas ja lõpuks lahkub osa neist komeedi mõjupiirkonnast. See Bredihhini teooria leidis hiljem teadlaste poolt üldist pooldamist.

Päikesekiirte rõhumise tõttu moodustub saba ka Maa atmosfäärist lahkunud gaasidest. Kuid gaasi molekulid lahkuvad õhkkonnast mitte ainult päikesekiirte rõhumise tõttu, vaid ka veel teisel põhjusel.

Kõik gaasi molekulid on pidevas liikumises, kusjuures liikumiskiirus on seda suurem, mida kõrgem on temperatuur sellel kõrgusel. Kui molekulide liikumiskiirus ületab teatava kriitilise piiri, lahkuvad nad atmosfäärist. Kui suur peab olema gaasi molekuli liikumiskiirus, et see saaks atmosfäärist lahkuda? Liikumiskiirus peab olema seda suurem, mida suurem on planeedi külgetõmbejõud, s. o. mida suurem on planeedi mass. Arvutused näitavad, et Maa külgetõmbe piirkonnast lahkumiseks peab gaasi molekuli liikumiskiirus olema vähemalt 11,2 km/sek. Kuna Kuu mass on ainult $^1/_{83}$ Maa massist, peaks molekuli kiirus Kuu õhkkonnast lahkumiseks olema ainult 1,04 km/sek. Siit saamegi vastuse küsimusele, miks Kuul ei ole õhku. Nii on ka teised väikesed päikesesüsteemi planeedid ja kuud õhuta, sest nad pole suutnud õhu molekule oma väikese külgetõmbejõuga kinni pidada.

Maa atmosfääri molekulide liikumiskiirust jälgides selgub, et see on kriitilise kiirusega võrreldes üsna väike. Nii on hapniku molekulide kiirus atmosfääris 0° temperatuuril 0,50 km/sek, lämmastikul 0,49 km/sek. Väärisgaaside molekulid liiguvad suurema kiirusega: heeliumil 1,31

ja vesinikul koguni 1,84 km/sek. Seega sellel temperatuuril ei saavuta ühegi gaasi molekulide kiirus atmosfäärist lahkumiseks vajalikku kiirust. Uurimisandmeist aga nähtub, et 800 km kõrgusel võib tekkida olukord, mis võimaldab kergematel gaasidel atmosfäärist lahkuda.

Maa gaasist saba küsimus ei ole kaugeltki selge ning see vajab veel põhjalikku ja kestvat uurimist.

II PEATÜKK

PÄIKESEKIIRGUS

9. Päikese võimsus. Päike on Maale ainsaks mõjuvaks energiaallikaks. Ilma Päikeselt saadava soojuseta hävineks Maal igasugune elu ja maakera pind kattuks paksu jääga. Seepärast tähendab päikesekiirguse tundmaõppimine süvenemist sellesse põhiprobleemi, millest olenevad kõik meteoroloogilised nähtused.

Maakera saab Päikeselt palju rohkem soojust, kui seda tavaliselt arvatakse. Päikeselt saadud aastane soojushulk sulataks Maalt 35 meetri paksuse jääkihi (0° C). Kui niisama suure hulga tööd peaksid ära tegema inimesed, jääks maakera pind suvisel keskpäeval selleks vajalikule inimhulgale isegi seismiseks kitsaks. Päikesekiirgusele vastava energia saamiseks peaksime Maa pinna igale ruutkilomeetrile paigutama 328 000 kilovatilise jõujaama (1 kW = 1,36 hobujõudu), s. o. töö, mis vastab ligikaudu 0,5 miljonile hobujõule.

Maakera sisemusest saavad tema pind ja atmosfäär vähe soojust. Vastavatest mõõtmistest nähtub, et Maa saab oma sisemusest viis tuhat korda vähem soojust kui Päikeselt ja et Maa sisemise soojuse mõjul tõuseb Maa pinna temperatuur ainult 0,1° võrra.

Väga vähe soojust ja valgust saab Maa ka teistelt taevakehadelt. Nii saame täiskuult ainult 0,00005 sellest valgusest, mida me saame Päikeselt, ja seegi nõrk kuuvalgus on päikeseenergia peegelduseks, sest Kuu on Maa külm ja valguseta kaasrändur maailmaruumis.

10. Päikesekiirguse nõrgenemine atmosfääris. Maa saab ainult väikese osa Päikese poolt maailmaruumi paisatud kiirgusest ehk radiatsioonist, sest Maale langeb ainult üks kahemiljardik päikesekiirgusest. Kui kogu päi-

kesekiirgus satuks Maale, hakkaksid mered ja ookeanid 1,5 sekundiga keema.

Maale suunatud päikesekiirgusest jõuab samuti ainult osa Maa pinnale, sest atmosfäär ei ole päikesekiirtele täiesti läbitav.

Õhu läbipaistvuse vähendajateks on kõigepealt õhu koostisse kuuluvate gaaside aatomid ja molekulid. Peale selle on õhus veel mitmesuguseid teisi gaase ja aineosakesi. Kõik need nõrgendavad ühel või teisel määral päikesekiirgust. Eriti suurteks radiatsiooni vähendajateks on veeaur ja tolm, mida õhus alati leidub. Isegi veekogudest kaugel asuvate liivakõrbete kohal on õhus alati veeauru, samuti nagu mandreist tuhandeid kilomeetreid eemal ookeanide kohal olevast õhust leitakse tolmu. Õhus on tolmu ka kümnete kilomeetrite kõrgusel.

Päikesekiirguse nõrgenemine toimub sel teel, et osa kiirgusest hajutatakse, teine osa aga neelatakse atmosfääri poolt. Päikesekiirgust, mis jõuab maapinnale pärast korduvat hajumist, nimetatakse *hajuskiirguseks*.

Vaadates arvuliselt kiirguse nõrgenemist atmosfääris, saame järgmise pildi: 43% Päikeselt Maa atmosfääri jõudnud kiirgusest peegeldub õhuosakestelt, pilvedelt ja aluspinnalt maailmaruumi ja see kiirgus läheb Maale täielikult kaduma; 14% kiirgusest jääb õhku ja selle arvel õhk soojeneb; 16% kiirgusest hajub atmosfääris ja ainult 27% kiirgusest jõuab Päikeselt otse Maa pinnani. See on *otsekiirgus*. Nii saab maakera ainult 57% Päikeselt Maa suunas väljunud kiirgusest.

11. Maakera albeedo. Maakera pinnani jõudnud päikesekiirgusest jääb ainult osa pinnale, sest viimane peedeldab osa kiirgusest õhku tagasi. Tagasipeegeldunud ja saabunud kiirguse suhet protsentides nimetatakse pinnase *albeedoks*, mille suurus oleneb pinnase iseloomust.

Albeedo uurimisel on leitud, et kuiva pinna albeedo on suurem kui niiskel pinnal, samuti ületab valge pinna albeedo musta pinna oma. Võimsaks peegliks on värske lumi, millelt peegeldub tagasi 80—90% kiirgusest (Arktika tingimustes isegi kuni 95%), kuna vana sulav lumi peegeldab tagasi ainult 30—50% kiirgusest. Väikese peegeldusvõimega on niiske mustmuld — selle albeedo on ainult 8—14%, kuival mustmullal kuni 15%. Rohelise taimeriigi albeedo on 20—25% jne.

Kogu maakera albeedo on 37—41%, s. t. et maakera

koos atmosfääriga peegeldab 37—41% päikesekiirgusest maailmaruumi. Võrdluseks olgu öeldud, et Kuu albeedo on ainult 7%, kuid siiski paistab ta meile üsna heledalt.

Kui vaadata pimedal õhtul teraselt Kuu esimest veerandit, on näha, et peale heleda sirbi, mida põhjustab Kuu pinna valgustamine Päikese poolt, näeme ülejäänud Kuu osa õige kahvatuna. See on Kuu tuhkvalgus, mis tuleb sellest, et osa Maalt tagasipeegeldunud kiirgust valgustab Kuud. Kuu tuhkvalgus võimaldab määrata maakera albeedo suurust. Esimeseks teadlaseks, kes Kuu tuhkvalguse tekkimise põhjust selgitas, oli kuulus kunstnik Leonardo da Vinci (1452—1519).

Võrdluseks tuleb mainida, et heledal koidutähel Veenusel (nimetatakse ka ehatäheks) on albeedo 59%, Marsil ainult 15%, Jupiteril 56%, Neptuunil 73%.

12. Maa efektiivne kiirgus. Suurem osa päikesekiirtest läbib õhu seda soojendamata ja alles maapinnal mõjuvad nad soojendavalt. Selleks kihiks, kus kiirgus neelatakse, võib olla pinnase pealmine kiht, veepind, majade katused, tänavate sillutis jne. Seda kihti nimetatakse tegevkihiks. Tegevkihi pinnalt levib soojus tegevkihi alumistesse osadesse ja ka õhku.

Füüsikast on teada, et iga keha, mille temperatuur on absoluutsest nullist kõrgem, kiirgab. Kiirgamine on seda suurem, mida kõrgem on keha temperatuur. Nii kiirgab 1 cm^2 suurune absoluutselt must pind, mille temperatuur on 0°, igas minutis 0,46 cal soojust, temperatuuril −20° 0,34 cal ja +20° juures 0,61 cal.

Samuti kiirgab pinnas nii päeval kui ka öösel enesest lakkamatult soojust. Kui pinnase keskmiseks temperatuuriks arvata 15°, siis kaotab pinnase üks ruutsentimeeter minutis 0,57 cal energiat.

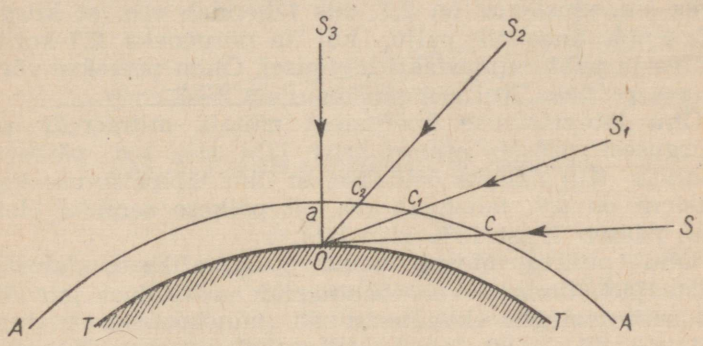
Samal ajal kiirgab ka õhk enesest soojust. Seda kiirgust nimetatakse atmosfääri vastukiirguseks ning see võrdub keskmiselt 0,42 cal/cm^2 min. Maalt õhku ja õhust Maale suunatud kiirguste vahet nimetatakse Maa efektiivseks kiirguseks. Käesoleval juhul on see 0,15 cal (0,57 cal — 0,42 cal) tegevkihi kahjuks.

Õhkkonna kiirgamise hulka hinnates on leitud, et ligi 70% sellest kiirgusest on suunatud vastukiirgusena pinnasele ja ülejäänud 30% kiirgusest läheb lahkuva kiirgusena maailmaruumi.

Efektiivne kiirgus sõltub pinna olukorrast, tempera-

tuurist, eriti aga ilmast. Selge ilma korral, kui õhus on vähe veeauru, kiirgab Maa rohkem, kui ta õhust vastukiirgusena saab, ja seega Maa jahtub. Pilves ilmaga on olukord vastupidine — pilved kiirgavad rohkem kui Maa, mille tulemusena Maa soojeneb.

13. Kiirte tee pikkus atmosfääris. Kuna õhk ei ole päikesekiirtele täiesti läbitav, peaks kiirgus olema maapinnal seda nõrgem, mida pikem on kiirte tee atmosfääris.



Joon. 1. Kiirte tee pikkus õhkkonnas

Oletame (joon. 1), et Maad *TOT* ümbritseb atmosfäär, mille ülemiseks pinnaks on *AaA*, ja et hommikul, tõusu ajal on päike punktis *S*. Sel juhul on kiirte tee pikkus atmosfääris päikeselt maakera pinna punktini *O cO*. Mida kõrgemale päike tõuseb, seda lühemaks see tee muutub, võrdudes päikese seniiti, s. o. punkti S_3 jõudmisel *aO*-ga, mis on atmosfääri vertikaalseks läbimõõduks.

Juba jooniselt on näha, et *cO* on palju pikem kui *aO*. Arvutused näitavad, et päikese viibimisel horisondil on kiirte tee 35 korda pikem teest, mil päike on seniidis. Seega päikesetõusu ajal tuleb päikesekiirtel läbida maapinnani jõudmiseks 35 korda pikem tee kui kiirte vertikaalsel langemisel. Seepärast läheb hommikul ja õhtul palju kiiri maapinnale kaduma.

Arvu, mis näitab, mitu korda on päikesekiirte teele jäänud õhu mass kiirte kaldu langemisel suurem kui kiirte vertikaalsel langemisel, nimetatakse m a s s i a r v u k s *m*.

14. Õhu läbipaistvus. Loomulikult jääb maakera pinnal seda rohkem kiirgust saamata, mida ebapuhtam on õhk.

Õhu läbipaistvust iseloomustatakse õhu *sumedusteguri* ja õhu *läbipaistvuse koefitsiendiga*.

Sumedusteguriks nimetatakse arvu, mis näitab, mitu korda on kiirguse nõrgenemine tegelikus atmosfääris suurem kui täiesti kuivas ja puhtas atmosfääris. Kui näiteks sumedustegur on 2,7, siis tähendab see, et kiirgus nõrgeneb õhus nii palju, kui ta nõrgeneks 2,7-kordse kuiva ja puhta atmosfääri läbimisel. Õhku peetakse võrdlemisi puhtaks, kui sumedustegur on 2—3.

Õhu läbipaistvuse koefitsient näitab, mitmendik osa kiirgusest pääseb atmosfäärist läbi siis, kui päike on seniidis. Kui näiteks öeldakse, et õhu läbipaistvuse koefitsient on 0,7, tähendab see, et päikese seniidis oleku ajal pääseb õhust 70% kiiri läbi.

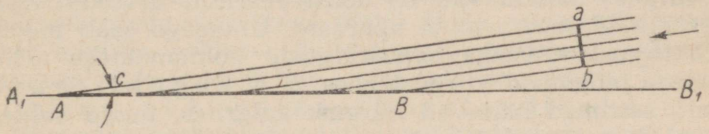
Õhu puhtus oleneb koha geograafilisest laiusest, aastaajast, ümbritsevate õhumasside päritolust jne. Nii on sumedustegur ekvaatorist 20. laiuskraadini keskmiselt 4,6, 60. ja 80. laiuskraadi vahel aga 2,0. Troopikas tõuseb sumedustegur sügisel koguni üle 6. Ebapuhas on ka suurlinnade õhk, kus sumedustegur on 3—5. Maal, seevastu, on see tavaliselt 2—3. Merepinnalt kõrgemale tõusmisel sumedustegur väheneb. Alpides on see talvel 200 m kõrgusel 2,6, 3000 m kõrgusel 1,7. Üldiselt on õhk talvel puhtam kui suvel. Jälgides ööpäeva vältel õhu puhtust, nähtub, et kõige rohkem tolmu ja veeauru on õhus keskpäeval.

15. Kiirgus horisontaal- ja ristpinnale. Päikesekiirguse intensiivsus mingile pinnale oleneb peale õhu läbipaistvuse ja kiirte tee pikkuse õhkkonnas ka sellest, kas kiired langevad pinnale risti või kaldu.

Oletame, et pinnale *AB* langeb kiirtevihk (joon. 2). Asetades kiirte langemissuunaga risti pinna *ab*, näeme, et viimane on pinnast *AB* väiksem, kuid saab sama palju kiiri kui pind *AB*. Seega on kiirgus ristpinna igale ruutsentimeetrile suurem kui kalduasuva pinna ruutsentimeetrile. Sellest saab teha järelduse: mida väiksem on kiirte langemisnurk *c*, seda suuremale pinnale jaguneb kiirgus ja seda vähem soojust saab pinnaühik. Kiirte langemisnurk horisontaalpinnale on seda suurem, mida kõr-

gemal on päike. Seepärast on päikese asendil maakoha kiiritamisel suur tähtsus.

Kiirte langemisnurga suurus ei olene üksnes päikese kõrgusest, vaid ka maapinna kallakust ühele või teisele poole. Näiteks maapind, mis on lõunasse 15° kaldu, saab 60. laiuskraadil sama palju soojust kui horisontaalpind 50. laiuskraadil. See tähendab, et maapinna lõunapoolne kallak mõjub nii, nagu asuks see maakoht üle 1000 km lõuna pool.



Joon. 2. Kiirgus horisontaal- ja ristpinnale

Kokkuvõttes võime öelda, et päikesekiirgus maakera pinnale oleneb koha geograafilisest laiusest, päikese kõrgusest horisondist, õhu puhtusest ja pinna asendist päikese suhtes (ekspositsioonist).

16. Päikesekiirguse mõõtmine. Meteoroloogia tähtsaks ülesandeks on päikesekiirguse mõõtmine, sest kõik meteoroloogilised nähtused ja protsessid olenevad kas otseselt või kaudselt päikesekiirgusest. Kuna kiirgus on maakohtade suhtes erinev, tuleb ka mõõtmisi teha paljudes kohtades.

Kusagil mujal ei ole päikesekiirguse mõõtmisele nii suurt rõhku pandud kui NSV Liidus, kus on kümneid vaatlusjaamu, observatooriume ja laboratooriume, mis tegelevad kiirguse registreerimisega. Ajalooliselt on sellel alal eriti suured teened endisel Pavlovski observatooriumil Leningradi lähedal, mille fašistid sõja ajal hävitasid.

Päikeselt Maale saabunud kiirguse kindlaksmääramine on raske ülesanne, sest kiirguse mõõtmine põhineb tema mitmesugustel toimetel, mis aga omakorda sõltuvad kiirguse lainepikkusest.

Soojuse hulka, mis on vajalik ühe grammi puhta vee temperatuuri tõstmiseks 19,5°C-lt kuni 20,5°C-ni, nimetatakse kaloriks ja märgitakse cal. Ühe kilogrammi vee ühe kraadi võrra soojendamiseks kulunud soojuse hulka

nimetatakse kilokaloriks ehk suureks kaloriks ja märgitakse kcal. Kilokalor on kalorist 1000 korda suurem.

Päikesekiirguse mõõtmisel määratakse kindlaks, mitu kalorit soojust saab üks ruutsentimeeter kiirtega risti asuvast mustast pinnast ühes minutis. Must pind on mõõtmiste aluseks võetud seepärast, et see neelab kiirgust rohkem kui ükski teine pind (ligi 98%). Heledad pinnad peegeldavad palju kiirgust tagasi ja nende kasutamisel osutub kiirguse hulga kindlaksmääramine raskeks.

Kiirguse mõõtmiseks on konstrueeritud arvukalt mitmesuguseid seadmeid ja aparaate. Ühtedega saab mõõta otsekiirgust, teistega hajuskiirgust, kolmandatega mõõdetakse mõlemaid kiirgusi koos, s. o. kogukiirgust. Ühed seadmed näitavad kiirgust kalorites, teised suhtelistes ühikutes. Mõõteriistu, mis näitavad kiirguse intensiivsust absoluutühikutes (cal/cm^2 min), nimetatakse pürheliomeetriteks. Kiirgust suhtelistes ühikutes näitavaid mõõteriistu nimetatakse aktinomeetriteks.

Päikesekiirguse mõõtmised algasid juba aastal 1838. Esimeseks teadlaseks, kes selle küsimusega tegeles, oli prantslane Pouillet (1791—1868). Need vaatlused olid algelised ja seepärast ka tulemused ekslikud. Teaduslikud päikesekiirguse mõõtmised algasid alles aastal 1888, kui füüsikaprofessor R. N. Saveljev (1851—1903) konstrueeris Kiievis selleks vastava mõõteriista.

Kiirguse mõõtmisel on suured teened nõukogude teadlasel professor V. A. Mihhelsonil (1860—1927). Tema poolt aastal 1894 konstrueeritud aktinomeeter on võrdlemisi lihtne riist. Massiivses vasktorus on 0,07 mm paks, 13 mm pikk ja 2 mm lai, kahest erineva paisumiskoefitsiendiga metallist koosnev leheke, mille üks ots on kinnitatud toru külge, teine ots aga vaba. Kiirguse mõõtmisel juhitakse kiired lehekesele risti. Kiirte mõjul soojeneb ja kõverdub leht seda rohkem, mida intensiivsem on kiirgus. Kõveruse suurusest, mida mõõdetakse mikroskoobi abil, leitakse kiirguse intensiivsus. Lihtsale konstruktsioonile vaatamata on riist võrdlemisi täpne.

Lääne-Euroopas on laialt levinud rootsi teadlase A. J. Ångströmi (1814—1874) konstrueeritud pürheliomeeter.

Kiirguse mõõtmiseks on konstrueeritud ka isemärkivaid mõõteriistu, mis kiirguse suuruse vastavale paberi-

lindile märgivad. Neid isemärkivaid seadmeid nimetatakse aktinograafideks.

17. Solaarkonstant. Kuna osa päikesekiirgusest hajub maailmaruumi tagasi ja osa neelab õhk, sunnib see oletama, et atmosfääri ülemisel piiril on kiirgus maakera pinnale saabunud kiirgusest suurem.

Kõrgel mägedes ja ka stratostaadil mitmesugusel kõrgusel kiirgust mõõtes on leitud, et mida kõrgemale maapinnast tõusta, seda suurem on kiirgus. Seda kiirguse hulka kalorites, mis langeb atmosfääri ülemisel piiril päikesekiirtega risti oleva pinna ühele ruutsentimeetrile ühes minutis, eeldusel, et Maa asub Päikesest keskmisel kaugusel (149 500 000 km), nimetatakse solaarkonstandiks ehk päikesekonstandiks.

Viimastel aastatel teostatud mõõtmised ja arvutused näitavad, et solaarkonstant on 1,98 cal/cm^{2}min (rahvusvahelise pürheliomeetrilise skaala [1956] järgi). Meil Nõukogude Liidus oli solaarkonstandi arvuliseks väärtuseks kuni viimase ajani 1,88 cal/cm^{2}min (Ångströmi parandamata skaala järgi).

Päikesekiirtega risti asetsev pind saab atmosfääri piiril keskmiselt nii palju soojust, et see sulataks ühe tunniga 1,5 cm paksuse jääkorra. See energia, mida saab ühe ruutmeetri suurune kiirtega risti olev pind, võrdub 1,8 hobujõuga.

Ka aja jooksul võib Päikesest kiirguva energia hulk muutuda.

18. Kiirgus erinevatel geograafilistel laiustel. Päikesekiirgust horisontaalpinnal mõõtes on leitud, et lõuna pool on kiirgus suurem kui põhja pool ja et geograafilise laiuse suurenemisega kiirgus väheneb. Näiteks on kiirgus Alma-Atas (43. põhjalaiusel) juulikuu keskpäeval horisontaalpinna ühele ruutsentimeetrile ühes minutis 1,06 cal, Pavlovskis Leningradi lähedal (60. põhjalaiusel) 0,69 cal ja Buhta Tihhajas (80. põhjalaiusel) 0,65 cal. Et põhjas on kiirgus horisontaalpinnale väiksem kui lõunas, on seletatav sellega, et lõunas on päike kõrgemal ja seetõttu langevad kiired seal horisontaalpinnale suurema nurga all kui põhjas.

Otsekiirgust ristpinnal jälgides selgub, et geograafilise laiuse muutumisega kiirguse suurus ei muutu. Võtame kolm täiesti erinevatel laiustel ja erinevas olukorras kohta ja vaatame, kui suur on seal aasta keskmine kiir-

gus ristpinna ruutsentimeetrile ühes minutis. Vaadeldavateks kohtadeks on Pavlovsk (60. põhjalaiusel), Modena Põhja-Itaalias (45. põhjalaiusel ja Kap Hoorni neem Lõuna-Ameerika tipus (55. lõunalaiusel). Aasta keskmine kiirgus on Pavlovskis 1,14, Modenas 1,16 ja Kap Hoorni neemel 1,16 cal/cm^{2}min.

Nendest arvudest on näha, et vaatamata maakohtade geograafilise laiuse suurele erinevusele, on kiirgus ristpinnale kõikides nendes kohtades võrdne. Ainult Pavlovskis on see 0,02 cal väiksem kui kahes teises kohas, mis on tingitud arvatavasti Pavlovskis esinevast suurest pilvitusest või mõõteriistade erinevusest. Järelikult on kiirgus ristpinnale põhjas sama suur kui lõunas.

19. Otse-, hajus- ja kogukiirgus. Kui taevas on üleni pilves, ei esine otsekiirgust üldse, sest pilved hajutavad päikesekiired atmosfääri laiali. Sel juhul on tegemist ainult hajuskiirgusega, mida saadab kogu taevalaotus. Selge ilmaga on hajuskiirgus otsekiirgusega võrreldes nõrk ja suureneb hommikust keskpäevani nagu otsekiirguski.

Talvekuudel saavad paljud maakohad hajuskiirgust isegi rohkem kui otsekiirgust. Nii on hajuskiirgus talvel Pavlovskis 73% kogukiirgusest, Pariisis 61%. Buhta Tihhajas annab otsekiirgus aastas 21 kcal ja hajuskiirgus 35 kcal soojust.

Päikesekiirte hajumisel atmosfääris on suur tähtsus, sest hajuskiired valgustavad meid pilves ilma korral. Hajuskiirgus valgustab ka neid ruume ja kohti, kuhu otsekiirgus üldse ei pääse. Kõik meie elamute põhjapoolsed ruumid oleksid hajuskiirguseta kottpimedad.

Vaadeldes kogukiirgust erinevatel laiustel, näeme, et geograafilise laiuse kasvamisega see üldiselt väheneb, kuid mitte alati. Nii mõnegi põhjapoolsema koha kogukiirgus ületab lõunapoolse koha kiirguse. Näiteks on kogukiirgus Sverdlovskis suurem kui lõuna pool asuvas Minskis.

20. Kiirguse päevane käik. Kiirguse mõõtmistest nähtub, et see pidevalt muutub, sest iga päikese ja maapinna vahele sattunud pilveke vähendab kiirgust, pilve möödumisel kiirgus aga jälle suureneb. Paljude aastakümnete vaatlusandmed näitavad, et hommikust keskpäevani kiirgus nii horisontaal- kui ka ristpinnale pidevalt suureneb, pärast keskpäeva aga niisama kiiresti väheneb.

Kiirguse päevasest muutusest ülevaate saamiseks on tabelis 1 esitatud vaatlusandmed otsekiirguse kohta Helsingis ja Zugspitzes juuni keskel. Helsingis oli vaatluskoht 20 m kõrgusel merepinnast, Lõuna-Saksamaal asuvas Zugspitzes 2962 m kõrgusel mägedes.

Tabel 1

Päikese otsekiirguse päevane käik ristpinnale juuni keskel (cal/cm²min)

Kellaaeg	5	6	7	8	9	10	11	12
Helsingi	0,84	1,02	1,13	1,19	1,24	1,28	1,30	1,31
Zugspitze	0,94	1,24	1,38	1,45	1,49	1,51	1,53	1,55

Toodud andmetest selgub, et hommikul pärast päikesetõusu kasvab kiirgus kiiremini kui keskpäeva eel päikese kõrguse suurenemisel. See on sellega seletatav, et päikesekiirte tee atmosfääris lüheneb hommikul päikese kõrgemale tõusmisel palju kiiremini kui keskpäeva eel (joon. 1). Samuti mõjutab päevase kiirguse muutumist see, et keskpäeval on õhk sageli hommikusest õhust ähmasem ja selle mõjul ei ole kiirguse juurdekasv keskpäeva eel nii suur, kui see oleks puhta õhu korral. Mõnikord muutub õhu sumedus keskpäevaks sedavõrd, et kiirgus isegi väheneb.

Teiseks nähtub ülaltoodud tabeli andmeist, et mägedes on kiirgus kõikidel vaatlusaegadel suurem kui merepinna kõrgusel. See on tingitud asjaolust, et kõrgemal on kiirgust vähendava atmosfääri mõju väiksem kui merepinnale lähemal, sest merepinnani jõudmiseks tuleb kiirtel läbida paksem õhukiht.

21. Kiirguse aastane käik. Kiirguse päevasest muutusest on teada, et kõige intensiivsem on kiirgus keskpäeval, s. o. päikese kõrgseisu ajal. Kiirguse aastast käiku vaadeldes ei saa aga öelda, et kiirgusenergia maapinnale on kõige suurem juunis, s. o. siis, kui päike asub kõige kõrgemal. See seletub asjaoluga, et kesksuvel ei ole õhk nii puhas kui kevadkuudel, mis kiirgust vähendabki. Eriti ilmneb see lõunas, kus kevadel on kiirgus suvel mõõdetud kiirgusest märksa suurem.

Kiirguse muutust aasta jooksul iseloomustavad tabelis 2 toodud andmed Tartu ja Zugspitze kohta, kus on antud iga kuu keskmine kiirgus kalorites ühe ruutsentimeetrisele ristpinnale minutis.

Tabel 2

Päikesekiirguse aastane käik ristpinnale (cal/cm²min)

Kuu	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	aasta
Tartu	0,92	1,13	1,26	1,32	1,30	1,31	1,27	1,27	1,26	1,21	1,02	0,85	1,18
Zugspitze	1,54	1,59	1,63	1,62	1,58	1,55	1,58	1,57	1,59	1,57	1,57	1,49	1,57

Tabeli andmeist nähtub, et kiirgus ristpinnale pole kõige suurem juunis, vaid Tartus on kiirguse kõrgseis aprillis ja Zugspitzes koguni märtsis. Kõrvutades veel teiste vaatluskohtade andmeid, näeme, et tavaliselt on kiirguse maksimum kas märtsis, aprillis või mais. On ka kohti, kus kiirgus jõuab kõrgseisu alles sügiskuudel.

Võrreldes kiirguse muutumist Tartus ja Zugspitzes, nähtub, et Tartus suureneb kiirgus jaanuarist kuni kiirguse kõrgseisuni rohkem kui Zugspitzes. Üldiselt muutub kiirgus kõrgmägedes aasta jooksul vähem kui väiksema absoluutse kõrgusega kohtades.

22. Kiirguse jaotus Maal. Kui Maad ei ümbritseks atmosfäär, oleks kiirguse jaotus Maal praegusega võrreldes hoopis teistsugune (tabel 3).

Kiirgust, mida mingi maakoht täiesti selge taeva korral võiks saada, nimetatakse *võimalikuks kiirguseks*. Praktiliselt on tegeliku kiirguse hulk sellest märksa väiksem, sest pilvituid päevi on vähe.

Päikesekiirguse hulka aastas Maa pinna mingile osale on raske täpselt kindlaks määrata, sest kiirgus oleneb paljudest kiiresti muutuvatest asjaoludest. Kõikide nende tegurite mõju on võimatu arvudes täpselt väljendada. Eriteadlane päikesekiirguse alal professor S. I. Savinov (1865—1942) koostas ülevaate, mis näitab, kui palju soojust saab maakera pind mingil geograafilisel laiusel aastas. Tabelis 3 on toodud väljavõte sellest huvitavast arvutusest.

Tabel 3

Aastane otsekiirgus horisontaalpinnale (kcal/cm²)

Laius kraadides	0	10	20	30	40	50	60
Kiirgus õhkkonna piiril	321	316	303	282	253	220	183
Võimalik kiirgus maakera pinnale	181	177	166	158	143	124	102
Tegelik kiirgus	79	92	97	88	72	52	40

Tabelist selgub, et tegelik kiirgus maakera pinnale ei ole kõige suurem ekvaatori piirkonnas, vaid 20. laiuskraadi ümbruses.

Peale otsekiirguse saab maapind veel hajuskiirgust. Nii on 70. laiuskraadil aastane kogukiirgus 67 kcal/cm^2, 60. laiuskraadil 79, 50. laiuskraadil 99 ja 40. laiuskraadil 132 kcal/cm^2. Neid andmeid otsekiirgusega võrreldes näeme, et hajuskiirgusel on kogukiirguses siiski suur tähtsus.

Eriteadlane päikesekiirguse uurimise alal H. Tooming toob järgmisi andmeid kiirguse suuruse kohta Tartus.

Tartus on Päikese otsekiirguse maksimum juunis, mil maapinna iga cm^2 saab 7 kilokalorit soojust kuus, seega üle kahe korra rohkem kui maapind saab samal ajal Tihhajas. Kõige «pimedamal» kuul, s. o. detsembris, saab maapinna iga cm^2 Tartus 0,09 kilokalorit Päikese otsekiirgust, s. o. umbes 80 korda vähem kui juunis. Märtsi- ja aprillikuu Päikese otsekiirguse väärtused on Tartus peaaegu võrdsed, vaatamata sellele, et aprillis on päike tunduvalt kõrgemal kui märtsis. Selle põhjuseks on asjaolu, et märtsis valitseb meil tavaliselt antitsüklonaalne ilmastik, mis toob kaasa palju päikesepaistet. Aastalõikes on Eesti NSV-s kõige rohkem selgeid päevi märtsikuul.

Eesti NSV on päikesekiirguse tingimuste poolest võrdlemisi halvas olukorras. Taškendis on Päikese otsene kiirgus juunis üle kahe korra, detsembris aga umbes 20 korda suurem kui Tartus samal ajal. Kõige päikesepaistelisemal kuul, juunis, saab Eesti NSV Päikese otsekiirgust umbes sama palju kui Taškent märtsi- või oktoobrikuul.

Meie laiuse tegeliku kiirguse võrdlemisi väike protsent võimalikust kiirgusest on tingitud sellest, et aastas on meil keskmiselt üle 60% taevast pilves.

Kesk-Aafrikas on üsna suur ala, kus aastane kiirgus on 200 kcal/cm^2, ja Punase mere ääres Aafrika idarannikul on kiirgus koguni 220 kcal/cm^2. Nii suurt aastast kiirgusenergia hulka pole kusagil mujal maailmas.

Lõuna-Euroopas on aastane kiirgus kohati 150 kcal/cm^2, Põhja-Skandinaavias on see ainult 65 kcal/cm^2 ümber. Euroopa ja Põhja-Ameerika saavad Päikeselt soojust peaaegu võrdselt.

23. Energia kasutamine maailmas suureneb. Vastavaist

andmeist nähtub, et energia tootmine maailmas pidevalt suureneb. Aastail 1860—1913 oli suurenemine keskmiselt 4,5% aastas, 1913.—1953. aastani keskmiselt alla 2% aastas. Hilisemad andmed lubavad oletada, et tulevikus suureneb energiavajadus aastas 5—7%.

Praegu saadakse maailmas kõigist energiaallikaist kokku umbes 29 miljardit megavatt-tundi (üks megavatt võrdub ühe miljoni vatiga ja 736 vatti ühe hobujõuga).

Siiani on peamiseks energiaallikaks olnud maapõuevarad. Nii katavad kivisüsi, nafta ja turvas kokku 72,4% ja looduslik gaas 9,3% kogu maailma energiavajadusest. Arvestades energia tarbimise kasvu, on eriteadlased jõudnud otsusele, et kui energeetika areng toimub ainult kaevandatavate kütteainete arvel, jätkub teada olevatest maapõuevaradest veel vaevalt 100 aastaks. Kui aga kütteainete tarbimine jääb kaasaegsele tasemele ja energiatoodangu kasv kindlustatakse teistest allikatest, jätkub kütusevarusid 3000 aastaks. Seepärast otsib maailma energiamajandus uusi energiaallikaid ja nende kasutamise võimalusi.

24. Seniseid tulemusi päikeseenergia kasutamisel. Uute energiaallikate otsimisel on jäädud peatuma ka päikeseenergia otsese kasutamise võimaluse juures, sest Päike on ammendamatu jõuallikas. Maa saab Päikeselt aastas ligi 20 000 korda rohkem energiat, kui seda annavad kõik teised energiaallikad kokku.

Katseid Päikese otsese energia kasutamiseks on tehtud juba aastakümneid ja tulemused kinnitavad, et selle suure energiaallika kasutamine on tegelikult võimalik. Meie lõunapoolsetes vabariikides kasutatakse näiteks laialdaselt mitmesuguseid päikesekütte seadmeid. Üks lihtsamaid on nn. «päikesekatel», mille abil saab kuuma vett.

«Päikesekatel» kujutab endast musta põhjaga, soojuse suhtes hästi isoleeritud kasti, mis on kaetud ühe- või mitmekordse klaasiga. Mida intensiivsem on päikesekiirgus, seda kõrgemale tõuseb vee temperatuur kastis. Need «päikesekatlad» on Ašhabadi, Taškendi ja Tbilisi piirkonnas töötanud edukalt 7—8 kuud aastas.

Lõunas kasutatakse puu- ja aedviljade kuivatamiseks erilisi seadeldisi — heliokuivatisi. Konstruktsioonilt on neid väga mitmesuguseid ja oma otstarbekuse tõttu on nad laialt kasutamisel. Puu- ja aedviljade kuivatamine

heliokuivatis ei nõua mingit kütust, toimub kiiresti ja saadused säilitavad suurel määral oma kvaliteedi.

Kõrgemate temperatuuride saamiseks on vaja päikesekiiri koondada. Võimsates kuumutusseadmetes kasutatakse nõguspeegleid, mis nagu läätsedki koondavad neile langevad kiired väikesele alale.

Väga praktilisteks ja majanduslikult tasuvateks on osutunud nn. päikesekeetjad, mida kasutatakse vee keetmiseks ja toitude valmistamiseks. Keetja ajab tunnis 5 liitrit vett keema ja vastab 500-vatisele elektripliidile. Kui päikesekeetja töötab aastas 250 päeva ja päevas 8 tundi, säästab ta 1000 kWh elektrienergiat. Kolhoosides ja sovhoosides kasutatakse suuremaid keetjaid, mis ajavad tunnis 40 liitrit vett keema.

Tasuvaks on osutunud otsekiirgust kasutada vee destilleerimisel ja veest soolade kõrvaldamisel. Selline seadeldis võib anda päevas ligikaudu üks tonn magedat vett.

Ka jää tootmine on päikeseenergia abil võimalik. Taškendis töötab päikesejõul jäävalmistaja, mis toodab päevas 250 kg jääd.

Viimasel ajal on hakatud kasutama ka päikesepatareisid, mis koosnevad paljudest fotoelementidest. Need seadeldised muudavad päikesekiirguse vahetult elektrienergiaks.

Kuigi päikeseenergia otsene kasutamine on paljudel majandusaladel täiesti võimalik ja isegi otstarbekas, kasutatakse seni päikeseenergiat siiski üsna vähe. Selle põhjuseks on heliotehniliste seadeldiste väike kasutegur.

Päikeseenergia otsese kasutamise efektiivsus sõltub põhiliselt ilmadest. Päikeseenergial töötavaid seadmeid on otstarbekas kasutada ainult nendes piirkondades, kus aastas on vähemalt 180—200 päikesepaistelist päeva. Selline olukord on meil Kesk-Aasias, Kaukaasias ja Krimmis. See on ka põhjuseks, et Päikese otsekiirguse kasutamine on levinud just nendes piirkondades.

Kahtlemata leitakse tulevikus Päikese otsese energia kasutamiseks laiemaid võimalusi ja ehitatakse täiuslikumaid seadmeid.

III PEATÜKK

TEMPERATUUR METEOROLOOGILISE ELEMENDINA

25. Temperatuur. Meteoroloogia ei ole mõeldav temperatuuri jälgimiseta, sest valdavas osas meteoroloogilistes nähtustes esinev energia on soojusenergia. Temperatuuri jaotus õhus horisontaal- ja vertikaalsuunas põhjustab õhurõhu muutust, õhuvoole, veeauru tihenemist jne.

Ka inimene on huvitatud temperatuurist rohkem kui paljudest teistest meteoroloogilistest elementidest. On ju talvel suure pakase ajal väljast saabujale tavaliselt esimeseks küsimuseks, kas täna on soojem.

26. Termomeetrid. Temperatuuri mõõtmiseks kasutatakse meteoroloogias Celsiuse termomeetrit. Selle termomeetri skaalal on vee keemispunkt märgitud sajaga, jää sulamispunkt nulliga. Nende punktide vahe on jagatud sajaks kraadiks.

Reaumuri termomeetrit, kus jää sulamis- ja vee keemispunkti vahe on jagatud 80 kraadiks, ei kasutata meteoroloogias ega teistes teadustes.

Ameerika Ühendriikides, Inglismaal ja mõningates teistes riikides on kasutusel Fahrenheit'i termomeeter. Jää sulamispunktis näitab Fahrenheit'i termomeeter 32 kraadi, vee keemispunktis 212 kraadi. Nii on jää sulamis- ja vee keemispunkti vahe 180 kraadi. Seega võrdub 1 Celsiuse kraad $^{9}/_{5}$ Fahrenheit'i kraadiga ehk 1 Fahrenheit'i kraad $^{5}/_{9}$ Celsiuse kraadiga. Ameerikast saabunud telegrammides antakse temperatuur sageli Fahrenheit'i kraadides.

27. Absoluutne temperatuuriskaala. Meteoroloogias ja ka teistes teadusalades kasutatakse peale juba mainitud skaalade veel nn. absoluutset skaalat. Selle skaala nullpunkt on seal, kus Celsiuse järgi peaks olema −273,16°. Seda punkti nimetatakse absoluutseks

nulliks, sest sellel temperatuuril jääb igasugune molekulide liikumine seisma ja järelikult ei saa madalamat temperatuuri enam esineda. Nii madalat temperatuuri ei ole laboratoorsel teel veel saadud.

Kõigil teistel skaaladel on termomeetri nullpunkt kokkuleppeliselt valitud, absoluutsel skaalal on see punkt aga looduse poolt määratud. Absoluutne temperatuur on alati plussmärgiga, sest absoluutsest nullist madalamat temperatuuri ei ole. Seetõttu ei märgita absoluutset temperatuuri näitava arvu ette mingit märki.

Absoluutse skaala võttis kasutusele inglise füüsik William Thomson (Kelvin) (1824—1907) ja sellepärast nimetatakse seda skaalat Kelvini skaalaks.

Celsiuse kraadides mõõdetud temperatuuri tähistatakse tähega *t*, absoluutset temperatuuri tähega *T*. Absoluutset temperatuuri näitava arvu taha kirjutatakse kas K või abs., et sellega nimetatud temperatuuri rõhutada. Näiteks 235° K ehk 235° abs.

Celsiuse skaala arvestatakse ümber absoluutseks skaalaks järgmiselt. Kui temperatuur on Celsiuse järgi null kraadist kõrgem, liidetakse see arvule 273,16 juurde, kui temperatuur on null kraadist madalam, lahutatakse see arvust 273,16. Näide 1. $15°C = 273 + 15 = 288°$ abs. Näide 2. $-22° C = 273 - 22 = 251°$ abs. Ümberarvestustel võetakse absoluutne null täisarvuna, s. o. $-273° C$.

28. Maksimum- ja miinimumtermomeeter. Peale tavaliste termomeetrite kasutatakse meteoroloogias veel maksimum- ja miinimumtermomeetrit. Maksimumtermomeetrit kasutatakse selleks, et teada saada, kui kõrgele temperatuur teataval ajavahemikul (kahe vaatluse vahel) on tõusnud. Miinimumtermomeetrit kasutatakse antud ajavahemikul kõige madalama temperatuuri kindlaksmääramiseks.

Maksimumtermomeeter erineb tavalisest termomeetrist selle poolest, et elavhõbeda toruke on reservuaari kaelas natuke kitsam või kaela sisse ulatub reservuaari põhja külge kinnitatud klaasnõel. Temperatuuri tõusmisel tungib elavhõbe kitsast kohast läbi. Kui aga temperatuur enam ei tõuse või langeb, jääb ka elavhõbeda liikumine seisma. Elavhõbe ei lähe reservuaari tagasi, sest ta ei pääse toru kitsast kohast läbi. Seega näitab kirjeldatud termomeeter kõige kõrgemat temperatuuri, mis teataval ajavahemikul on olnud. Elavhõbedat saab reser-

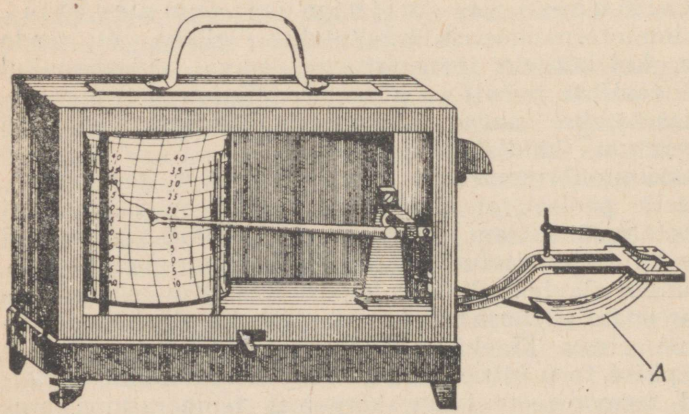
vuaari tagasi viia sel viisil, kui termomeeter reservuaarile vastaspoolsest otsast kätte võtta ja järsu liigutusega alla lüüa.

Kui hommikul näiteks asetatakse see allalöödud termomeeter maapinnale, on õhtul näha, kui kõrgele temperatuur päeval tõusis.

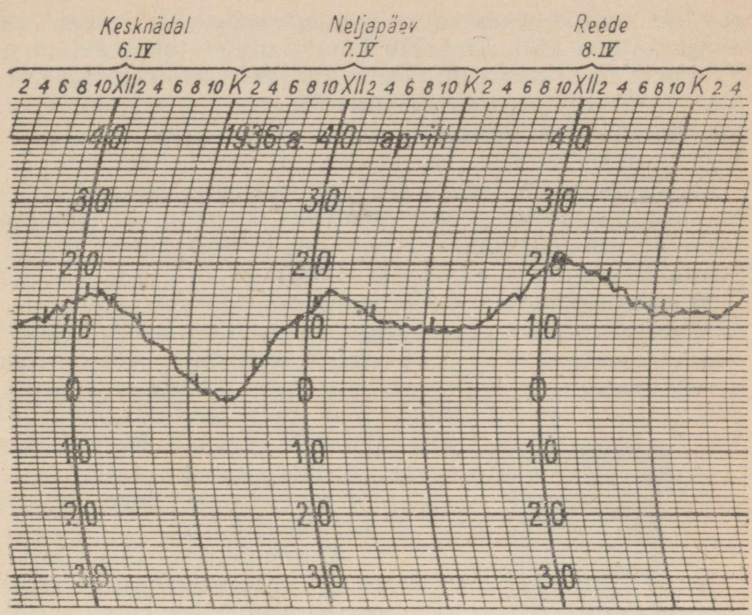
Teine meteoroloogias laialt kasutatav termomeeter on miinimumtermomeeter.

Miinimumtermomeetris on elavhõbeda asemel tavaliselt kollaseks värvitud piiritus või toluool, mille sees on väike ümarate otstega eboniidist või metallist nõelake. Et näiteks teada saada, kui madalale temperatuur öösel maapinnal langes, asetatakse miinimumtermomeeter õhtul horisontaalasendis maapinnale. Enne aga tõstetakse termomeetri reservuaaripoolne ots pisut kõrgemale, et nõelake libiseks otsaga vastu toluooli pinda. Seejärel asetatakse termomeeter maapinnale. Temperatuuri langemisel liigub vedelik reservuaari poole ja tõmbab pindpinevuse tõttu nõelakest seni kaasa, kuni temperatuur langeb. Temperatuuri tõusmisel läheb aga vedelik nõelakesest vabalt mööda, seda kohalt liigutamata. Nii näitab reservuaarist kaugemal asuv nõela ots öösel esinenud madalaimat temperatuuri.

29. Termograaf. Termograaf (joon. 3) märgib temperatuuri muutused pideva joonega vastavale paberilindile, millelt hiljem võib näha temperatuuri seisu igal möödunud ajamomendil.



Joon. 3. Termograaf



Joon. 4. Termogramm

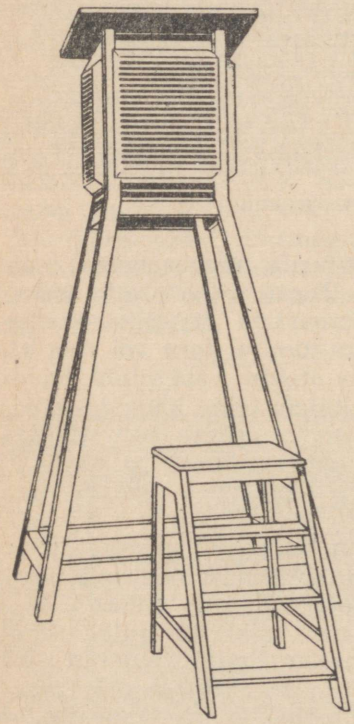
Termograafis on temperatuurile reageerivaks osaks lapik piiritusega täidetud metalltoru (*A*) või selle asemel kahest erineva paisumiskoefitsiendiga metallist kokkupandud riba. Temperatuuri muutumisel toru või riba kõverus muutub. Toru (riba) üks ots on vahelülide kaudu kinnitatud termograafi põhja külge, teine kangide kaudu ühendatud osutiga, mille otsas on eriline sulg tindiga. Temperatuuri tõusmisel toru (riba) pikeneb ja osuti ots liigub ülespoole, temperatuuri langemisel nihkub osuti aga madalamale.

Termograafi teiseks osaks on kellamehhanismiga silinder, mis vedru üleskeeramisel hakkab termograafi põhja külge kinnitatud püsttelje ümber pöörlema. Silinder kaetakse paberilindiga. Osuti on nii pikk, et sulg ulatub paberini. Nagu jooniselt 4 näha, on lindile trükitud piki- ja püstjooned. Esimesed näitavad temperatuuri, teised kellaaega. Kui lindil on 84 püstjoont, siis teeb silinder ühe pöörde nädalas ja nihkub iga kahe tunniga ühe püstjoonte vahe edasi. Sellest on näha, mis kellaajal mingi-

sugune temperatuur oli. Termograafi linti, millel on temperatuuri käiku märkiv kõver, nimetatakse termogrammiks. Jooniselt 4 on näha, et termogrammis märgitud päevadel on temperatuur tõusnud ja langenud kolmel korral. Termograaf registreerib temperatuuri täpsusega kuni 0,1°.

On termograafe, mille silinder teeb ühe pöörde nädalas, teistel aga ühe pöörde ööpäevas. Termograaf paigutatakse 30 cm pikkusesse klaaskasti, millest ainult temperatuurile reageeriv osa välja ulatub.

30. Meteoroloogiline ehk psühromeetrionn. Kuna termomeetrite näidud olenevad palju termomeetri asukohast (päikesepaistel või vilus, maapinna lähedal või kõrgemal jne.), siis on rahvusvaheliselt kokku lepitud, et õhutemperatuuri tuleb mõõta maapinnast kahe meetri kõrgusel.



Joon. 5. Meteoroloogiline ehk psühromeetrionn

Termomeetrite paigutamiseks on konstrueeritud väike kapp (46×29×59 cm), mida nimetatakse meteoroloogiliseks ehk psühromeetrionniks (joon. 5). Onn on žalusiiseintega ja onni põranda kolmest lauast on keskmine teistest kõrgemal, nii et õhk saab onnist vabalt läbi voolata. Onni uks avaneb põhja poole ja onn ise on asetatud nii kõrgetele jalgadele, et termomeetrid asuvad maapinnast kahe meetri kõrgusel.

Meteoroloogilises onnis on psühromeeter (vt. p. 103) ja hügromeeter (vt. p. 104) püstasendis, maksimum- ja miinimumtermomeeter vastaval alusel lamavas asendis. Termograaf paigutatakse teise onni.

31. Pinnase soojusemahutavus ja -juhtivus. Päikesekiirguse vaatlemisel nägime, et Päike on pinnasele kõige tähtsamaks soojuseallikaks, kuna maakera sisemusest saab pinnas üsna vähe soojust. Kui palju Päikeselt saadud soojusest jääb pinnasesse, kui palju sellest levib õhku ning kuidas see toimub, oleneb mitmest asjaolust. Suur tähtsus on seejuures pinnase soojusemahutavusel ja -juhtivusel.

S o o j u s e m a h u t a v u s on soojuse hulk kalorites, mis on vajalik 1 cm^3-s leiduva aine temperatuuri tõstmiseks ühe kraadi võrra. Aine e r i s o o j u s e k s nimetatakse soojust, mis on vajalik ühe grammi aine soojendamiseks ühe kraadi võrra. Kuna erisoojust määrame kui soojushulka kalorites, mis kulub 1 g vee soojendamiseks 1°C võrra, siis vee erisoojus on $1\left(\frac{cal}{g\ kr.}\right)$.

Ühe kuupsentimeetri vee soojendamiseks ühe kraadi võrra on vaja 1,0 cal soojust (sest vee tihedus on üks), savi ja liiva soojendamiseks 0,43 kuni 0,58 cal ja õhu soojendamiseks ainult 0,0003 cal. Seega on vee soojusemahutavus ligi kaks korda pinnase (mulla) ja 3000 korda õhu soojusemahutavusest suurem. Nii on ühe kuupsentimeetri vee soojendamiseks ühe kraadi võrra vaja nii palju soojust, et sellega saab ligikaudu 3000 kuupsentimeetri õhu temperatuuri tõsta ühe kraadi võrra. Vee suurel ja õhu väikesel soojusemahutavusel on meteoroloogilistes protsessides väga oluline osa.

Pinnase s o o j u s e j u h t i v u s, s. o. soojuse edasiandmine, on teiseks tähtsaks pinnase temperatuuri mõjutavaks teguriks. Soojuse levimise kiirusega on seotud temperatuurijuhtivus. Soojusejuhtivus näitab, kui palju soojust kalorites voolab läbi ühe kuupsentimeetri vastastahkude 1 sek. jooksul, kui temperatuuri vahe nendel tahkudel on 1°C. Mõõtmistel on selgunud, et kõige suurem soojusejuhtivus on hõbedal, ja seepärast on hõbeda soojusejuhtivus võetud ainete soojusejuhtivuse võrdlemisel võrdseks ühega. Nii on vase soojusejuhtivus 0,9, raual 0,1, kriidil 0,002 jne. Nii vesi kui ka õhk on väikese soojusejuhtivusega — veel on see 0,00143, õhul ainult 0,000057.

32. Soojad ja külmad põllud. Õhu väikese soojusemahutavuse tõttu vajavad õhurohked pinnased sama arvu kraadide võrra soojenemiseks vähem soojust kui teised.

Kuna vee soojusemahutavus on suurem nii õhu kui ka pinnast moodustavate ainete soojusemahutavusest, vajab niiske põld soojenemiseks rohkem soojust kui kuiv. See ongi üks põhjustest, miks niisked põllud on kuivadest põldudest külmemad.

Õhukuiva pinnase soojusemahutavus on peaaegu kaks korda väiksem vee soojusemahutavusest, mistõttu vesi pinnases võib pinnase soojusemahutavust mitusada protsenti tõsta. Näiteks ületab 100%-liselt niiske turba soojusemahutavus ligi viis korda kuiva turba soojusemahutavuse. Niiske liiv nõuab soojenemisel kaks korda rohkem soojust kui kuiv liiv ja märg savi neli korda rohkem soojust kuiva saviga võrreldes. Kuiv põld soojeneb ja jahtub väikese soojusemahutavuse tõttu kiiremini kui märg põld. Peale soojusemahutavuse on tähtis osa ka pinnase soojusejuhtivusel. Mida suurem on pinnase soojusejuhtivus, seda väiksem on tema temperatuuri kõikumine.

Põllu temperatuuri kõikumise suurus ehk amplituud oleneb peale teiste tegurite ka põllu värvusest. Mustema värvusega põllu temperatuur on päeval heleda põllu temperatuurist kõrgem, sest must pind neelab endasse rohkem päikesekiirgust.

33. Pinnase temperatuuri ööpäevane käik. Temperatuuri ööpäevane muutus pinnases oleneb soojuse juurdevoolu muutumisest ja pinnase termilistest (soojuslikest) omadustest.

Pinnase temperatuuri mõõtmised näitavad, et temperatuuri maksimum on nii suvel kui ka talvel kella 13 ümber. Kui päike on laskunud nii madalale, et tegevkiht soojust rohkem kaotab, kui ta seda saab, algab tegevkihi ja selle all asuvate maakihtide temperatuuri langemine. See kestab päikesetõusuni, mil temperatuur jõuab madalseisu ehk miinimumi.

Pinnase pealmise kihi temperatuuri ja õhutemperatuuri võrdlemine näitab, et pinnase temperatuuri amplituud on õhutemperatuuri amplituudist suurem, eriti lõuna pool. Geograafilise laiuse suurenemisega pinnase temperatuuri ööpäevane amplituud väheneb. Nii on amplituud ekvaatoril tavaliselt 20—30° ümber, meie laiustel keskmiselt ainult kuni 15°. Suurematel laiustel on ööpäevane amplituud veelgi väiksem ja Arktikas kaob see peaaegu täiesti. Suvel ja selge ilmaga on pinnase pealmise kihi temperatuuri kõikumine suurem kui talvel ja pilves ilmaga.

Temperatuuri muutus toimub mitte ainult pinnase pealmises kihis, vaid ka sügavamal. Näiteks Pavlovski observatooriumis oli temperatuuri ööpäevane amplituud maapinnal 14,1°, 20 cm sügavusel 2,7°, 40 cm sügavusel 1,0° ja 80 cm sügavusel ainult 0,2°. Siit nähtub, et sügavuse suurenedes temperatuuri amplituud kiiresti väheneb.

Temperatuuri mõõtmised veelgi sügavamal näitavad, et ligikaudu 100 cm sügavusel lakkab temperatuuri ööpäevane kõikumine täiesti. Seda kihti nimetatakse konstantse ööpäevase temperatuuriga kihiks.

Temperatuuri kõikumine ei ulatu kõikides pinnastes nii sügavale, vaid konstantse ööpäevase temperatuuriga kiht on sageli maapinnale palju lähemal. Nii lakkab temperatuuri ööpäevane kõikumine suure veesisaldusega turbamuldades juba 30 cm sügavusel. Lumikatte puhul ei ulatu kõikumine niigi sügavale ja paksema lumikatte korral püsib pinnase pealmise kihi temperatuur ühel ja samal tasemel.

34. Pinnase temperatuuri aastane käik. Päikesekiirgus muutub kuust kuusse ja seepärast muutub ka pinnase temperatuur teatava sügavuseni vastavalt aastaajale.

Pinnase pealmise kihi temperatuuri kõikumine on aasta vältel võrdlemisi suur. Näiteks Pavlovskis oli lumekatteta pinnase temperatuur veebruaris −10,3°, juulis 19,4°, Tbilisis jaanuaris 0,4° ja augustis 31,8°, Lahores (Põhja-Indias) jaanuaris 10,5° ja juunis 40,3°. Pinnase pealmise kihi temperatuur oli kõikjal õhutemperatuurist kõrgem.

Temperatuuri kõikumine toimub aasta vältel mitte ainult pinnase pealmistes kihtides, vaid ka sügavamal. Mida sügavamale pinnasesse tungida, seda väiksem on seal temperatuuri aastane amplituud. Näiteks Tbilisis oli temperatuuri aastane kõikumine 0,84 m sügavusel 20,7°, 1,65 m sügavusel 13,9°, 3,99 m sügavusel 4,0° ja 6,47 m sügavusel ainult 1,5°. Olenevalt pinnase iseloomust esineb teatavas sügavuses kiht, kus temperatuur aasta jooksul üldse ei muutu. See on konstantse aastase temperatuuriga kiht. Suurematel laiustel asub see kiht 20—30 m sügavusel, parasvööndis 15—20 m ja troopikas 5—10 m sügavusel.

Sügavusest oleneb ka temperatuuri kõikumise hilinemine, mis sügavuse iga meetri kohta on 20—30 ööpäeva. Sel põhjusel on näiteks Kaliningradis temperatuuri aas-

tane miinimum maapinnal 26. jaanuaril, 4 m sügavusel 23. aprillil ja 7,5 m sügavusel alles 22. juunil. Tartus on maksimaalne temperatuur 5,0 m sügavusel oktoobris, minimaalne mais.

Suvel soojeneb pinnase pealmine kiht rohkem kui õhk. Öösel ja talvel on pinnas õhust külmem, kusjuures talvel on see vahe väiksem kui suvel. Nii on pinnase pealmise kihi aasta keskmine temperatuur õhutemperatuurist kõrgem.

Talvekuudel külmub pinnas teatava sügavuseni. Külmumise sügavus oleneb kõigepealt õhutemperatuurist, teiseks pinnase füüsikalistest omadustest. Mida madalamale õhutemperatuur talvel langeb ja mida kestvam on külm, seda sügavamalt pinnas külmub. Samuti sõltub külmumissügavus lumekihi paksusest, sest lumi kaitseb pinnast temperatuuri languse eest. Juba meil võib pinnas külmuda rohkem kui ühe meetri sügavuselt, kusjuures põhjas, kus temperatuur on talvel üsna madal ja lund vähe, on pinnas külmunud mitme meetri sügavuselt.

Pinnase külmumise sügavusel on suur tähtsus ja tegelikus elus tuleb seda arvestada. Näiteks peab veetorustik olema nii sügaval, et sinna külm juurde ei ulatuks. Ka keldrite ehitamisel tuleb pinnase külmumise sügavust arvestada.

Külmunud pinnas muutub muredaks ja elu jääb seal talveunne. Kuna külmunud pinnas ei lase vett läbi, voolab kevadel lume sulamisel seda rohkem pinnavett ära, mida sügavamalt pinnas on külmunud. See on aga põllundusele üldiselt soovimata nähtuseks, sest kevadine suurvesi aitab suurendada põldude niiskust.

35. Igikelts. Igikeltsaks nimetatakse niisugust pinnast, kus temperatuur on aasta läbi allpool nulli. Selline kiht võib alata kas otse tegevkihist või mingist teisest sügavusest. Mõnel juhul on igikeltsa all sulapinnas, siis külmunud kiht ja jälle sulapinnas ine. On leitud koguni kolm üksteisest sulapinnasega eraldatud igikeltsa kihti.

Igikeltsa-ala võtab enda alla 20—25% kogu maakera maismaast. NSV Liidu Teaduste Akadeemia andmete järgi hõlmab igikeltsa-ala Nõukogude Liidu territooriumist ligikaudu 10 miljonit km^2. Igikeltsa esineb ka Põhja-Ameerikas, kuid vähem kui Aasias. Antarktika on kogu ulatuses igikülmunud alaks.

Igikeltsa paksus on õige mitmesugune. Seni leitud

kõige paksem igikeltsa kiht on Taimõris — 500 m; Teravmägedel on see 320 m, Jakutskis 200 m ümber, Baikali taga 70 m jne. Seoses õhutemperatuuri üldise tõusuga toimub igikeltsa-ala vähenemine. Nii on igikülmunud ala lõunapiir Arhangelski oblastis viimase 100 aastaga ligi 100 km põhja poole taganenud.

Nähtavasti pole igikelts tekkinud kõikjal ühel ajal, vaid vähemalt kahel erineval, teineteisest kaunis suure ajavahemikuga eraldatud ajajärgul. On kindel, et üks osa igikeltsast on tekkinud võrdlemisi ammu, kuna sealt on leitud mammuti korjuseid. Teine osa igikeltsast on «kaasaegne» ehk lähedane nüüdsele ajale. Sellest kihist on leitud inimeste laipu ja hobuste lagunemata korjuseid. Näiteks leiti Altaist 2000 aastat tagasi maetud sküütide laipu. Igikeltsast on leitud ka mitmesuguseid inimese tarberiistu. Kõik need leiud lubavad oletada, et see igikeltsa kiht on tekkinud suhteliselt hiljuti.

36. Õhutemperatuuri ööpäevane käik. Hommikul pärast päikesetõusu algab õhu soojenemine, mis kestab tavaliselt suvel kuni kella 14—15-ni, talvel 13—14-ni, mil temperatuur jõuab kõrgseisu. Nii pole õhutemperatuur kõige kõrgem keskpäeval, kui päikesekiirgus on kõige intensiivsem, vaid paar tundi hiljem. Sellele järgneb temperatuuri langus, mis kestab kuni järgmise päeva päikesetõusuni. Pisut aega pärast päikesetõusu on õhutemperatuur kõige madalam.

Õhutemperatuuri ööpäevane muutus ja selle suurus on paljude tegurite koosmõju tulemus ja seepärast ka erinev maakohtade järgi. Nii õhutemperatuuri tase kui ka ööpäevane amplituud olenevad kõige enam Päikeselt saadud soojuse hulgast. Mida suurem on päikesekiirgus, seda kõrgemale võib temperatuur tõusta ja seda suurem saab ühtlasi olla ka temperatuuri ööpäevane amplituud.

Kuna ekvaatoril saab maakera pind Päikeselt rohkem soojust kui suurematel laiustel, toimub seal ka õhutemperatuuri kõikumine suuremates piirides. Nii ületab ekvaatoril ja troopikas õhutemperatuuri ööpäevane amplituud 30°, 20.—30. laiuskraadi vahel on amplituud keskmiselt 12°, 60. laiuskraadi piirkonnas 6° ja 70. laiuskraadi ümbruses ainult 3°. Arktikas aga, kus polaaröö ja -päev on väga pikad, pole õhutemperatuuri ööpäevast kõikumist üldse. Siit nähtub, et õhutemperatuuri ööpäevane amplituud väheneb geograafilise laiuse suurenemisega.

Temperatuuri ööpäevase kõikumise suurus oleneb ka aastaajast. Suvel on päikesekiirguse muutumine suurem kui talvel ja seepärast ületab suvine amplituud talvise. Samuti oleneb amplituudi suurus aluspinnast. Veekogude kohal on õhutemperatuuri ööpäevane muutus märksa väiksem kui maismaa kohal. Merede kohal on kõikumine 1,0—1,5°.

Õhutemperatuuri kõikumist mõjutab tunduvalt ka pinnase lähedus, sest päeval tõuseb temperatuur tegevkihi mõjul selle läheduses kõrgemale. Öösel aga jahutab tegevkiht õhku.

Kõrgmägedes on temperatuuri ööpäevane kõikumine väiksem kui orgudes ja tasasel maal.

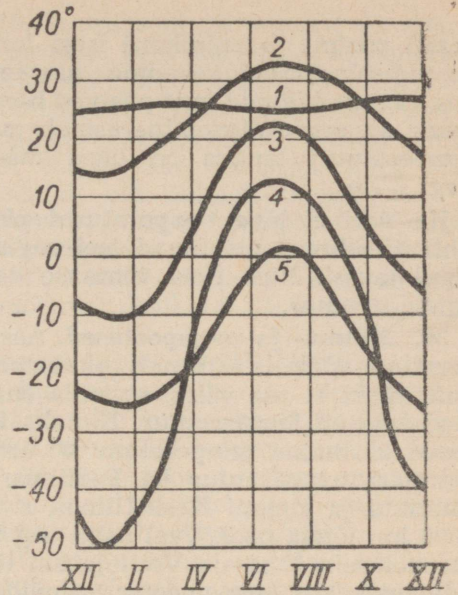
Temperatuuri ööpäevast amplituudi vähendab pilvitus. Näiteks oli temperatuuri ööpäevane amplituud Pariisis aprillikuul selge ilmaga 15,5° ja täiesti pilves ilmaga ainult 4,3°.

37. Õhutemperatuuri aastane käik. Õhutemperatuuri aastane käik ja amplituud olenevad mitmest põhjusest. Kõige mõjuvamaks teguriks on ka siin päikesekiirgus. Mida suurem on suvise ja talvise kiirguse vahe, seda suurem on temperatuuri aastane amplituud. Et see vahe suureneb lõunast põhja suunas, siis suureneb ka õhutemperatuuri aastane amplituud geograafilise laiuse suurenemisega, ja mitte ainult maismaal, vaid ka ookeanide kohal (lisa 1 raamatu lõpus).

Jooniselt 6 on näha, kuidas geograafilise laiuse suurenemisega õhutemperatuuri aastane amplituud muutub. Ekvaatori piirkonnas Jaava saarel asuvas Djakartas on temperatuuri aastane kõikumine üsna väike. Seevastu suurematel laiustel on amplituud suurem. Nii on temperatuur Verhojanskis veebruarikuul −50° ümber ja suvel kuni +12°. Seega on seal temperatuuri aastane amplituud 62°.

Temperatuuri aastane amplituud oleneb ka aluspinnast. Veekogude läheduses on amplituud tunduvalt väiksem kui veekogust kaugel samal laiusel asuval sisemaal. Näiteks on temperatuuri aastane kõikumine Verhojanskis pikaajaliste vaatluste keskmiste järgi 62,9°, Novaja-Zemljal Põhja-Jäämeres aga ainult 22,7°.

Amplituudi suurus oleneb samuti koha absoluutsest kõrgusest. Kõrgemates kohtades on amplituud väiksem. Tunduvalt oleneb amplituudi ulatus tuulest, pilvitusest ja



Joon. 6. Õhutemperatuuri aastane käik: *1.* Djakarta (Jaava saarel 6°11′ l.-l.); *2.* Assuan (Egiptuses 24°2′ p.-l.); *3.* Saraatov (51°32′ p.-l.); *4.* Verhojansk (67°33′ p.-l.); *5.* Treurenberg (Gröönimaal 80° p.-l.)

sademeist. Nii pilvitus kui ka sademed tasandavad temperatuuri kõikumist.

Maa põhjapoolkera mandreil jõuab õhutemperatuur kõrgseisu tavaliselt juulis, kuna madalseis on jaanuaris. Merede läheduses ja saartel on kõige soojemaks kuuks august ning miinimum esineb kas veebruaris või koguni märtsis.

Temperatuuri aastasest kõikumisest on näha, et aprillis ja oktoobris on meil kuu keskmine temperatuur lähedane aasta keskmisele temperatuurile. Nii on oktoobri keskmine temperatuur Tartus ainult paari kümnendiku kraadi võrra aasta keskmisest temperatuurist kõrgem, aprillis aga pisut madalam.

Suurte veekogude läheduses on kevad jahe ja sügis soe. Kevadel ei tõuse temperatuur pidevalt, vaid jääb

sageli püsima ja mõnikord isegi langeb. Kogu Euroopas on üldiselt tuntud kevadine suurem temperatuuri langus, nn. maikülmad, mis püsivad harilikult 10.—15. maini. Teine suurem jahenemine esineb meil juuni keskel, kus temperatuuri langus on üsna märgatav ja lähenenud isegi 0°-le.

Ka suvi ei lõpe temperatuuri pideva langusega, vaid tihti pöörduvad suveilmad veel augusti lõpul ja septembri algul tagasi. Neid ilmu tuntakse kogu Euroopas «vananaiste suvena».

38. Külma- ja soojapoolused. Aasta keskmine õhutemperatuur üldiselt väheneb ekvaatorilt pooluste suunas, kuid siiski ei saa väita, et mida enam põhja poole, seda madalam on temperatuur. Näiteks Põhja-Norras on jaanuari keskmine temperatuur 0° ümber. Sama kõrge on jaanuari temperatuur ka Berliinis, Musta mere põhjarannikul ja koguni Kesk-Hiinas, s. o. Põhja-Norrast ligi 4000 km lõuna pool. Veel mõni aeg tagasi peeti Maa külmapooluseks maa-ala Verhojanski läheduses (67°33′ põhjalaiusel), kus termomeeter on näidanud −68°. Viimastel aastatel on aga selgunud, et niisama külm koht on Oimjakonis Indigirka ülemjooksul (63,3° põhjalaiusel).

Teine külmapoolus asub Gröönimaal Põhja-Ameerika poolsel küljel ja Põhja-Ameerika kirdeosas. Temperatuur on siin korduvalt langenud madalamale kui −65°. Nii on Maa põhjapoolkeral kaks külmapoolust.

Maa lõunapoolkera külmapoolus on Antarktises, kus absoluutne temperatuur on Jakuutia ja Gröönimaa temperatuurist veelgi madalam. III Rahvusvahelise Geofüüsika Aasta uurimisandmete järgi on temperatuur Antarktises langenud kuni −88,3°.

Kõige soojem koht on Kalifornia kuulsas Surmaorus, kus juulikuu keskmine temperatuur on 38,9°.

39. Paralleelide temperatuur. Mitte täpse, kuid siiski ligikaudse ülevaate temperatuuri seisust maakeral annab paralleelide temperatuur. Nimetatud temperatuuri aluseks on tegelikud mõõtmisandmed, mille põhjal on tuletatud keskmine temperatuur vastavalt geograafilisele laiusele (lisa 2).

Paralleelide temperatuuri jälgides näeme, et kõige soojemaks paralleeliks on mitte geograafiline ekvaator, vaid termiline ekvaator, mis asub Maa põhja-

poolkeral ligikaudu 10. laiuskraadi piirkonnas. Jaanuaris läheneb termiline ekvaator geograafilisele ekvaatorile, juulis nihkub aga põhja poole, liginedes 20. laiuskraadile. Isegi siis, kui Maa lõunapoolkeral on suvi, püsib termiline ekvaator põhjapoolkeral. Temperatuuri aastane amplituud kasvab üldiselt laiuse suurenemisega, kuid Maa lõunapoolkeral aeglasemalt kui põhjapoolkeral.

Ekvaatorilt eemaldumisel langeb temperatuur algul aeglaselt, nii et 30. laiuskraadini on temperatuuri langus põhjapoolkeral ainult 6°, lõunapoolkeral 8°. Eriti suur on temperatuuri langus mõlemal poolkeral 65. kuni 80. laiuskraadini.

Ookeanide pinna temperatuur on Maa lõunapoolkeral tunduvalt madalam kui põhjapoolkeral. Veel aastaid tagasi arvati, et poolus ja selle ümbruskond on alaks, kus esinevad aasta läbi ühtlane madal temperatuur ja kõrge õhurõhk. Nüüd on aga nõukogude teadlaste uurimised tõestanud, et temperatuur on poolusel võrdlemisi muutlik ja see muutus toimub sageli väga kiiresti.

Vastavaist kokkuvõtteist on näha, et Maa keskmine õhutemperatuur muutub ja tõuseb jaanuarist juulini ligi 4°. Aasta keskmine temperatuur on 14,3°. Maa põhjapoolkera on maismaa rohkuse mõjul lõunapoolkerast ligi 2° soojem, nii et põhjapoolkera keskmine õhutemperatuur on 15,2°, lõunapoolkeral 13,3°.

40. Solaarkliima. Temperatuuri jaotus maakera pinnal oleneb kõige rohkem päikesekiirgusest. Kui maakera pind oleks igas suhtes täiesti ühtlane, väheneks temperatuur pidevalt ekvaatorilt pooluse suunas. Sel juhul kulgeksid isotermid rööbiti laiusjoontega.

Me ei näe aga ekvaatorilt pooluse suunas sellist temperatuuri langust, nagu see peaks esinema ainult päikesekiirgust arvestades.

Niisugust temperatuuri, mis oleneks ainult päikesekiirgusest, nimetatakse s o l a a r t e m p e r a t u u r i k s ja vastavat kliimat s o l a a r k l i i m a k s.

Tabelis 4 toodud arvud näitavad õhu keskmist arvutatud temperatuuri vastavalt geograafilisele laiusele, kui temperatuur oleneks ainult Päikeselt saadud soojusest.

Tabeli andmeist selgub, et maa-ala ekvaatorist kuni 30. laiuskraadini, eriti aga ekvaatori lähem ümbruskond, on tunduvalt jahedam, kui see võiks olla ainult päikesekiirgusest tingituna. Subtroopikast põhja pool on seevastu

Tabel 4

Arvutatud ja tegelik keskmine õhutemperatuur vastavalt geograafilisele laiusele. Aasta keskmine temperatuur

(Milankovitši järgi)

Laius kraadides	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90
Arvutatud t°	39	36	32	22	8	—6	—20	—32	—41	—44
Tegelik t°	26	27	25	20	14	6	— 1	— 9	—18	—22
Vahe	—13	—9	—7	—2	6	12	19	23	23	22

tegelikult soojem, kui oleks siis, mil õhutemperatuur oleneks ainult Päikesest.

Temperatuuri sellise jaotuse eest võlgneme tänu esmajoones tuulele kui soojuse ühest laiusest teise edasikandjale ja teiseks — meredele ning ookeanidele, mis oma suurte veemasside ja hoovustega, kuhu on koondunud suured soojusevarud, temperatuuri ühtlustamiseks maakeral omalt poolt palju kaasa aitavad.

41. Isotermide kaart. Temperatuur on vastavalt maakohtadele erinev, ja seda isegi võrdlemisi väikeses piirkonnas. Et saada piltlikku ülevaadet temperatuuri jaotusest mingil suuremal territooriumil, joonestatakse selle maa-ala isotermide kaart. Selleks kantakse eelnevalt meretasemele taandatud temperatuuri andmed geograafilisele kaardile vastavalt vaatluskohtadele ning ühendatakse sama temperatuuriga kohad kõverjoonega (joon. 7 ja 8). Neid jooni nimetatakse isotermideks ehk samatemperatuurijoonteks. Nendel joontel on kõikides kohtades võrdne temperatuur. Näiteks joonel, mis on märgitud arvuga 10, on kogu joone pikkuses temperatuur 10°.

Tavaliselt ei ühendata joonega kõik sama temperatuuriga kohad, vaid ainult need, kus temperatuuri märkiv arv lõpeb kas 0 või 5-ga. Vastasel korral muutuks kaart liiga kirjuks ja temperatuuri seisust kaoks ülevaade.

Meteoroloogias, eriti aga ilmade ennustamisel, on sageli vaja saada teatava maa-ala temperatuuri muutustest piltlikku ülevaadet. Selleks joonestatakse isallotermide kaardid, millel temperatuuri võrdse muutusega kohad on ühendatud kõverjoonega.

Kuna maakera pind on mägine, mistõttu erinevate kohtade kõrguste vahe ulatub mitme kilomeetrini, ei anna maakera eri punktidest saadud andmete kaardile kand-

mine ülevaadet temperatuuri seisust ja neid andmeid ei saa võrrelda. Selle puuduse kõrvaldamiseks taandatakse kõik mõõdetud temperatuurid merepinnale, s. t. näidatakse, kui kõrge oleks temperatuur selles vaatluskohas siis, kui vaatluskoht asuks merepinna kõrgusel.

Vabas õhus väheneb õhutemperatuur maapinnalt kõrgemale tõusmisel keskmiselt 0,6° iga 100 m kohta. Mägedes on see langus pinnase läheduse mõjul pisut väiksem ja kõigub tavaliselt 0,45° kuni 0,55° vahel, seega keskmiselt 0,5°. Nii palju kraade tuleb mägedes mõõdetud temperatuurile iga 100 m kõrguse kohta juurde lisada. Sel korral saame nn. merepinnale taandatud temperatuuri.

42. Temperatuuri anomaalia. Vaadeldes temperatuuri jaotust maakera pinnal, näeme, et temperatuur erineb mitte ainult geograafilise laiuse järgi, vaid ka ühel ja samal laiusel leiame erinevaid temperatuure. Kui paralleeli keskmist temperatuuri pidada normaalseks, tuleb iga antud laiusel asuva koha erinevat temperatuuri lugeda normaalsest kõrvalekaldumiseks. Seda nimetatakse temperatuuri anomaaliaks.

Üksikute punktide temperatuur võib olla paralleeli keskmisest temperatuurist kõrgem või madalam. Kui temperatuur on paralleeli keskmisest temperatuurist kõrgem, on positiivne anomaalia (+märgiga), madalama temperatuuri korral aga negatiivne anomaalia (−märgigiga).

Kui kanname anomaaliate suurused geograafilisele kaardile ja ühendame ühesuguse märgi ja võrdse kõrvalekaldega kohad kõrverjoonega, saame isanomaalide kaardi.

Juuli isanomaalide kaart näitab, et mandritel on temperatuur üldiselt paralleelide temperatuurist kõrgem. Jaanuari isanomaalid näitavad, et mandritel on negatiivne anomaalia. Eriti tugev negatiivne anomaalia (kuni −25°) esineb Aasia idaosas.

43. Temperatuuri horisontaalne gradient. Isotermid näitavad temperatuuri jaotust maakera pinnal. Temperatuuri muutust horisontaalsihis isotermile risti ühe geograafilise kraadi ulatuses (111 km) nimetatakse temperatuuri horisontaalseks gradiendiks. Gradiendi arvestamisel võetakse pikkusühikuks lihtsuse mõttes 111 km asemel 100 km. Gradient on suunatud madalama temperatuuri poole.

TARTU ÜLIKOOLI

44. Kõrgemate õhukihtide temperatuur. Kui tõusta maakera pinnalt kõrgemale, langeb temperatuur üldiselt kuni stratosfäärini, mis meie laiusel algab 10—12 km kõrguselt. Enne stratosfääri jõudmist on ligi paari kilomeetri paksune võrdlemisi muutliku temperatuuriga tropopausi kiht, kus suvel on temperatuur keskmiselt −45°, talvel −55° ümber.

Ülevaate temperatuurist Kesk-Euroopa kohal maapinnast kuni 20 km kõrguseni annab tabel 5.

Tabel 5

Temperatuur Kesk-Euroopa kohal

Kõrgus km	1,0	2,0	4,0	6,0	8,0	10
Suvel t°	11,8	6,2	1,2	−16,2	−30,7	−44,8
Talvel t°	0,6	−4,1	−15,3	−31,3	−43,6	−54,3
Kõrgus km	12	14	16	18	20	
Suvel t°	−52,8	−52,3	−51,5	−50,0	−49,8	
Talvel t°	−57,2	−56,5	−57,3	−57,6	−57,9	

Tabelist 5 nähtub, et talvel on temperatuur kõikidel kõrgustel suvisest temperatuurist madalam ja see erinevus on eriti suur alumistes õhukihtides. Kuni 12 km kõrguseni langeb temperatuur vertikaalsihis nii suvel kui talvel. Stratosfääri alumises osas näeme võrdlemisi väikest temperatuuri tõusu. Seda seletatakse sellega, et seal on õhus rohkem osooni kui troposfääris ja osoonil on omadus päikesekiiri neelata.

Mõõtes maapinna läheduses erinevatel laiustel temperatuuri, leiame, et see üldiselt langeb ekvaatorilt pooluste suunas. Samasugune olukord on ka mitme kilomeetri kõrgusel.

Nii nagu maapinna lähedal on temperatuur poolusel palju madalam kui ekvaatoril, on ka näiteks 5 km kõrgusel pooluse piirkonnas külmem kui ekvaatori kohal.

Temperatuuri ööpäevane kõikumine 1—4° piires ulatub suvel kuni 2 km, talvel kuni 0,5 km kõrguseni. Kui aga temperatuuri ööpäevast kõikumist on märgata veel kõrgemal, ei ole see tingitud maapinna temperatuurist, vaid Päikese otsekiirgusest.

Ookeanide kohal on temperatuuri ööpäevane amplituud väiksem kui maismaa kohal.

Temperatuuri otseseid mõõtmisi on tehtud tavaliste ise-

märkivate aparaatidega kuni 40 km kõrguseni. Kui aga siiski veel kõrgemate õhukihtide temperatuurist kõneldakse, siis ainult kaudsel teel saadud andmete põhjal. On leitud, et 40 km kõrgusel on temperatuur +30°, 50 km kõrgusel +60°, 60 km kõrgusel +75°, 80 km kõrgusel −75°, 600 km kõrgusel +700° ning 1000 km kõrgusel 3000° kuni 4000° üle nulli.

Viimasel ajal on rakettide abil õnnestunud saada temperatuuri andmeid mitmesaja kilomeetri kõrguselt. Nendest selgub, et nad on üsna kooskõlas varem kaudsel teel saadud andmetega.

45. **Temperatuuri vertikaalne gradient.** Kõrgemaid õhukihte on uuritud juba aastakümneid, ning paarikümne kilomeetri kõrguseni sedavõrd põhjalikult, et sealsest temperatuurist on olemas võrdlemisi tõetruu pilt.

Nagu nägime, jõuab osa päikesekiirgust õhku soojendamata maakera pinnani. Tegevkihis muutuvad need kiired soojuseks ja siit kandub soojus edasi nii sügavamale maapinda kui ka õhku. Ilma tegevkihist saadud soojuseta oleks õhutemperatuur tegelikust palju madalam. Sellest tuleb järeldada, et õhu madalamad kihid on kõrgematest soojemad, sest nad on soojusallikale lähemal. Peale selle põhjustab õhutemperatuuri langust rõhu vähenemine kõrguse suurenemisel. Õhutemperatuuri muutust iga 100 meetri kõrguse kohta nimetatakse *temperatuuri vertikaalseks gradiendiks* (lisa 9).

Gradient ei ole mingi kindel suurus, vaid see muutub. Võib aga öelda, et troposfääris langeb õhutemperatuur iga 100 m võrra kõrgemale tõusmisel keskmiselt 0,6°. Paljudel kordadel on see aga teisiti. Arusaadavalt on temperatuuri vertikaalne gradient maapinnast kõrgemal vabas õhus natuke suurem kui mägedes. Arvutustes võetakse gradiendi suuruseks mägedes 0,5°. Võrreldes temperatuuri vertikaalset gradienti horisontaalse gradiendiga, selgub, et vertikaalne gradient on horisontaalsest gradiendist mitukümmend või -sada korda suurem.

Kuna tegevkiht mõjutab oma temperatuuriga eriti madalamaid õhukihte, on õhutemperatuuri vertikaalne gradient maapinna läheduses palju suurem kui kõrgemates õhukihtides. Nii on temperatuuri langus mõnikord suvel palava ilmaga maapinnalt 1—2 meetri kõrguseni nii suur, et saja meetri kõrguse kohta ümberarvestamisel oleks see mitusada kraadi.

46. Isotermiline kiht. Kuigi kõrgemad õhukihid on madalamaist tavaliselt jahedamad, esineb mõnikord olukord, et alates mingist kõrgusest temperatuur enam ei lange, vaid on kümnete, sadade ja mõnel juhul koguni tuhandete meetrite paksuses õhukihis ühtlane. Sellist ühtlase temperatuuriga kihti nimetatakse isotermiliseks ehk samatemperatuurikihiks. Nende kihtide suurus, kõrgus ja iga on mitmesugune. Kord on niisugune kiht paarisaja, teinekord tuhandete meetrite kõrgusel jne. Samuti on erinev isotermilise kihi püsivus, mis kõigub paarikümnest minutist tundide ja isegi ööpäevadeni.

47. Temperatuuri inversioon. Ei ole vähe ka neid juhuseid, kus mingist kõrgusest ülespoole temperatuur enam ei lange, vaid koguni tõuseb. Sel juhul on kõrgemad õhukihid madalamaist soojemad. Säärast olukorda nimetatakse temperatuuri inversiooniks.

Inversioonikiht võib olla väga mitmesugusel kõrgusel, temperatuuri tõus võib erineda ja kihi paksus võib olla mitmesugune. Õhukihtide uurimisel 2—3 km kõrgusel on leitud temperatuuri inversioone, kus temperatuuri tõus on olnud üle 20° ja kihi vertikaalne läbimõõt paar kilomeetrit. Talvel on temperatuuri inversioon meie laiusel igapäevaseks nähtuseks.

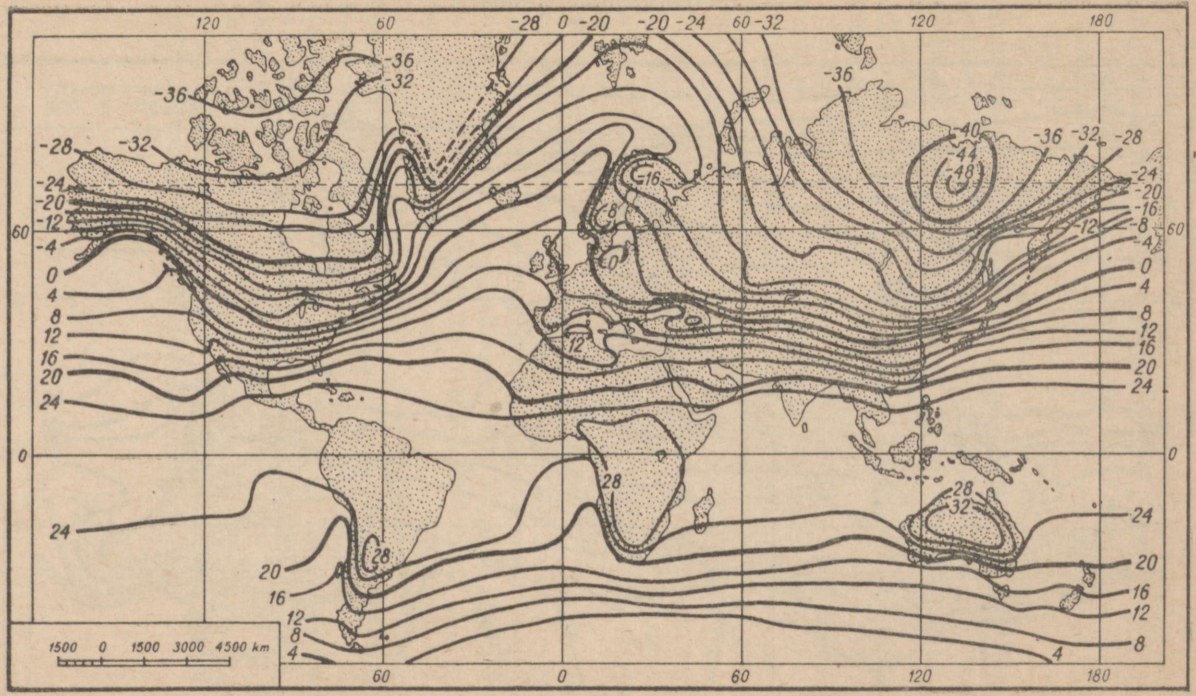
Inversioonid võivad tekkida mitmesugustel põhjustel. Nii võib inversioon tekkida pinnase öisest soojuse väljakiirgamisest, millega maapinnale lähedaste õhukihtide temperatuur langeb, ülalpool on aga temperatuur kõrgem. Sellist inversiooni nimetatakse kiirguslikuks ehk radiatsiooniliseks inversiooniks.

Kõrgemates õhukihtides võib tekkida inversioon nende kihtide madalamale laskumisel, millega õhk surutakse koomale ja õhutemperatuur tõuseb. See on langevate õhukihtide inversioon.

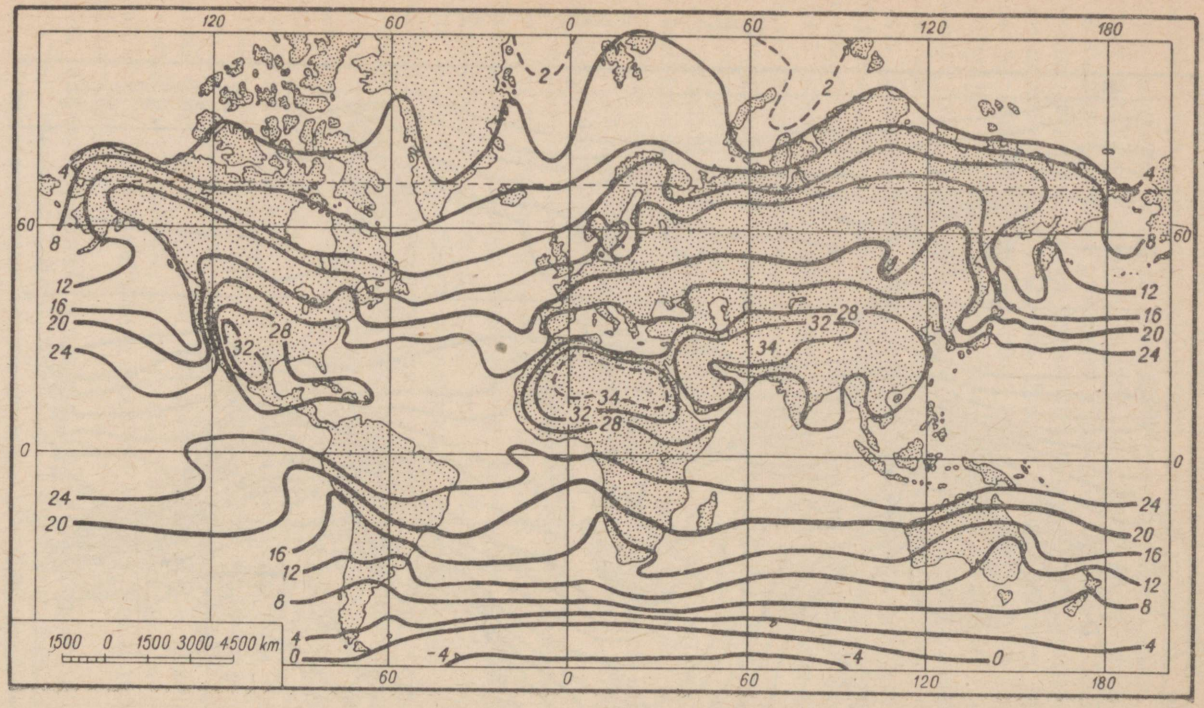
Selline on olukord isotermide ja inversioonidega troposfääris, s. o. õhkkonna kõige madalamas sfääris.

Stratosfääris näeme aga (tahvel 1) temperatuuri osas täiesti teist pilti. Siin on kümnete kilomeetrite paksusi isotermilisi ja sadade kilomeetrite läbimõõduga inversioonikihte. Ka temperatuuri gradient on siin täiesti teine kui troposfääris.

48. Jaanuari ja juuli isotermid. Ülevaate temperatuuri jaotusest maakera pinnal annavad isotermide kaardid. Kui ei taheta temperatuuri muutusest kõiki peensusi



Joon. 7. Jaanuari isotermid



Joon. 8. Juuli isotermid

leida, on küllalt, kui joonestada aasta kohta ainult kaks isotermide kaarti, nii et üks kaart näitaks temperatuuri seisu südatalvel, teine südasuvel. Nii joonestatakse kaardid tavaliselt ainult jaanuari ja juuli kohta.

Isoterme vaadeldes näeme, et need on põhja- ja lõunasuunaliste suurte ja väikeste loogetega kõverad. Laiusjoontega on neil vähe sarnasust. Nende joonte suurele mitmekesisusele vaatamata näeme siiski teatavat reeglipärasust. Talvel on isotermid ookeanide kohal kumerad põhja suunas, mandrite kohal lõuna suunas. Suvel on isotermid üldiselt kõveramad kui talvel, kusjuures ookeanide kohal on kumerus suunatud lõunasse, mandrite kohal põhja.

Selline isotermide erinevus on teatavasti sellega seletatav, et maismaa ja ookeanide veepind ei soojene võrdselt. Suvel on maapind merepinnast märgatavalt soojem, kuna talvel on olukord vastupidine.

Maa põhjapoolkera jaanuari isoterme jälgides (joon. 7) näeme, et kõige kõrgem keskmine temperatuur on ekvaatori läheduses, kus see kõigub 24° ümber. Laialdane külmapiirkond on Aasia kirdeosas. Selgesti on märgata merehoovuste mõju.

Maa lõunapoolkera jaanuari isotermid on põhjapoolkera isotermidest palju sirgemad. See on sellega põhjendatav, et veekogud on siin põhjapoolkeraga võrreldes suures ülekaalus, moodustades 81% lõunapoolkera üldisest pindalast. Soojenemine toimub siin kogu laiusringi pikkuses võrdlemisi ühtlaselt.

Juuli isotermid on põhjapoolkeral jaanuari isotermidega võrreldes palju muutunud (joon. 8). Esiteks on muutunud nende suund, teiseks ei ole nad enam nii tihedad nagu jaanuaris. Ühtlasi on näha, et termiline ekvaator, kus temperatuur on kohati 30—35°, asub nüüd troopikas ja läbistab suuri palavaid liivakõrbeid.

Maa lõunapoolkeral on juulis talv ja isotermid on jaanuariga võrreldes vähe muutunud. Üldiselt on aga temperatuur jaanuariga võrreldes langenud.

IV PEATÜKK

ÕHURÕHK

49. Õhk rõhub. Meie elame sügava õhuookeani põhjas, ilma et seda märkaksime. Kui meil oleks võimalik laskuda vette mitme kilomeetri sügavusele, surmaks meid kohe suur veerõhk. Sadade kilomeetrite sügavusel õhuookeani põhjas elades ei tunne me aga mingit rõhumist. Me oleme õhurõhuga samuti harjunud nagu süvavee loomad veerõhuga.

Õhurõhu olemasolu tõestamiseks teeme järgmise katse. Võtame umbes 100 cm pikkuse, ühest otsast kinnise klaastoru. Pöörame kinnise otsa allapoole ja täidame toru elavhõbedaga. Suleme pöidlaga toru lahtise otsa, pööräme toru ümber ja asetame ta vertikaalselt elavhõbeda vanni. Kui võtame pöidla toru otsa eest ära, näeme, et osa elavhõbedat voolab kohe torust vanni, nii et torusse jääb ligikaudu 76 cm kõrgune elavhõbedasammas. Toru ülemises otsas tekkis õhurõhu vähenemise tõttu õhuta ruum, mida nimetatakse Torricelli tühikuks itaalia teadlase E. Torricelli järgi, kes esimesena selgitas selle tühiku tekkimise põhjuse. Torricelli tegi oma katse aastal 1643.

Asetame nüüd elavhõbedale vannis kaane peale, nii et see elavhõbeda pinna täiesti kataks, ja paneme kaanele väikesi vihte. Mida rohkem me kaanele vihte laome, seda kõrgemale elavhõbedasammas torus tõuseb.

Kõrvaldame elavhõbedalt kaane ja paneme vanni koos toruga klaaskupli alla ning pumpame kuplist õhu välja. Elavhõbedasammas lüheneb pumpamise ajal seda rohkem, mida vähem õhku jääb kupli alla. Kui pumpame kuplisse uuesti õhku juurde, näeme elavhõbedasamba pikenemist vastavalt õhu juurdevoolule.

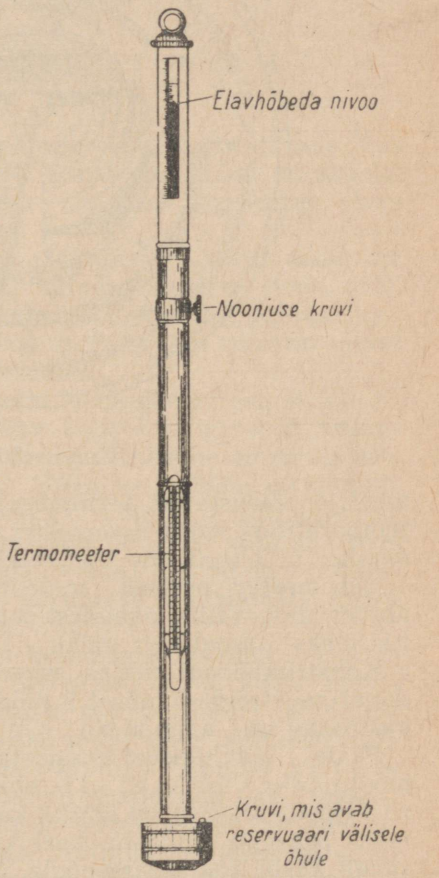
Nende katsete tulemuse põhjal ei ole enam kahtlust, et elavhõbedasammas püsib torus ainult õhurõhu mõjul, mis

surub elavhõbeda toru sisse ning seda kõrgemale, mida suurem on rõhk.

Õhurõhu olemasolu tõestati esmakordselt 8. mail 1654 nendele, kes seda ei uskunud. Magdeburgi linnapea Otto Guericke (1602—1686) laskis valmistada kaks õõnsat vasest poolkera läbimõõduga 37 cm. Üks poolkera oli varustatud toruga, mida võis õhupumbaga tühjendada. Poolkerad pandi tihedalt kokku ja pumbati õhk välja. Välise õhurõhu survel olid poolkerad nii kõvasti koos, et inimene ei suutnud neid eraldada. Poolkerade lahtitõmbamiseks rakendati kummagi poolkera külge kaheksa hobust. Alles siis õnnestus poolkerad teineteisest eemaldada. Neid poolkerasid nimetatakse Magdeburgi poolkeradeks (katse korraldati Magdeburgis). See teravmeelne katse tõendas veel kord, et õhurõhk on olemas ja et see on küllalt suur.

50. Elavhõbedabaromeeter. Aneroidbaromeeter. Õhurõhu mõõtmiseks on konstrueeritud erilised mõõteriistad, mida nimetatakse baromeetriteks.

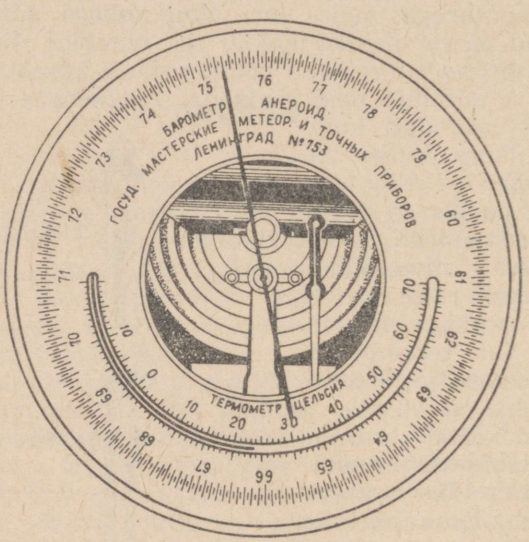
Elavhõbedabaromeeter on elavhõbedaga klaastoru (joon. 9), mille alumises otsas on väike kinnine elavhõbeda reservuaar. Kruvi lahtipööramisel avaneb välisõhu juurdepääs reservuaaris asetsevale elavhõbedale. Klaastoru on paigutatud metalltorusse, mille ülemises otsas on vastakuti kaks lõhet, et oleks võimalik klaastorus elavhõ-



Joon. 9. Elavhõbedabaromeeter

beda pinna kõrgust näha. Elavhõbedasamba pikkuse mõõtmiseks on metalltoru lõhe servale märgitud millimeetrid või millibaarid, kusjuures algpunkt (nullpunkt) asub reservuaari elavhõbeda pinna tasemel.

Kuna elavhõbedasamba pikkus baromeetris oleneb ka õhutemperatuurist nagu termomeetriski, on kõik baro-



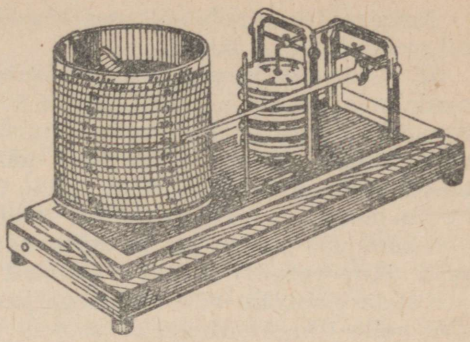
Joon. 10. Aneroidbaromeeter

meetrid varustatud termomeetriga, et saaks arvestada temperatuuri mõju baromeetri näitudele. Õhurõhku mõõdetakse tavaliselt ühe kümnendiku millimeetri täpsusega.

Baromeeter asetseb meteoroloogiajaama siseruumes ahjust, uksest ning akendest eemal, et temperatuuri muutus oleks võimalikult väike.

Konstruktsiooni suhtes esineb mitmesuguseid elavhõdabaromeetreid. Joonisel 9 näidatud baromeeter on laialt kasutatav nn. anumbaromeeter.

Peale elavhõbedabaromeetri kasutatakse õhurõhu mõõtmiseks veel metall- ehk aneroidbaromeetrit (joon. 10). See on õhuke kettakujuline metallist seintega peaaegu õhutühi karbike. Õhurõhu suurenemine surub karbi kaane sissepoole, õhurõhu vähenemisel kaas tõuseb. Karbi kaas on ühendatud kangide süsteemi kaudu



Joon. 11. Barograaf

osutiga, mis liigub vastavalt õhurõhu muutumisele kas paremale või vasakule poole. Osuti otsa kohal on skaala, kuhu on märgitud õhurõhu jaotused kooskõlas elavhõbedabaromeetri näitudega.

51. Barograaf. Õhurõhu mõõtmiseks kasutatakse ka isemärkivaid seadmeid, nn. b a r o g r a a f e (joon. 11). See aparaat märgib vastavale paberilindile pideva joonega õhurõhu suuruse, millelt on näha, kui suur on olnud õhurõhk teatud eelneval momendil.

Barograafis koosneb õhurõhule reageeriv osa tavaliselt neljast kuni seitsmest üksteise kohale paigutatud väikesest aneroidkarbikesest. Kõik need karbikesed on väljastpoolt üksteisega ühendatud. Ülemine karbike on kangikeste kaudu ühendatud osutiga. Õhurõhu suurenemine surub karbikeste kaaned koomale ja osuti vaba ots tõuseb ülespoole. Õhurõhu vähenemisel karbikesed tõusevad, millega osuti vaba ots surutakse madalamale. Osuti otsas on eriline sulg tindiga.

Barograafi teises otsas on kellamehhanismiga varustatud silinder, mida läbistab barograafi põhja külge kinnitatud püsttelg. Kellamehhanism paneb silindri telje ümber pöörlema. Mõnes barograafis teeb silinder ühe pöörde 24 tunniga ja teistes nädalaga. Silinder kaetakse paberilindiga, millel on piki- ja püstjooned nagu termograafi puhulgi (joon. 4). Pikijooned näitavad õhurõhu suurust, püstjooned — kellaaega. Silindri pöörlemisel jätab osuti sulg lindile joone vastavalt õhurõhu suurusele. Seda linti nimetatakse b a r o g r a m m i k s.

Barograaf paikneb väikeses klaaskastikeses, mis asetatakse baromeetri lähedusse.

52. Õhurõhk ja vee keemistemperatuur. Vesi keeb seda madalamal temperatuuril, mida väiksem on õhurõhk. Keemistemperatuuri sõltuvus õhurõhust võimaldab keemistemperatuuri mõõtmise abil määrata õhurõhku. Selleks kasutatakse erilist riista, mida nimetatakse hüpsotermomeetriks. See on väike metallist vannike vee keetmise seadeldise ja täpse termomeetriga, millega saab temperatuuri mõõta vähemalt sajandiku kraadini.

Kuidas õhurõhu vähenemisega keemistemperatuur langeb, selle illustreerimiseks toome mõned andmed. Kui õhurõhk on 760 mm, keeb vesi 100° temperatuuril, 600 mm õhurõhu korral 93,53°, 500 mm korral 88,70°, 400 mm õhurõhu korral 82,98° juures jne.

Õhurõhu suurenemisel vajab vesi keemiseks 100°-st kõrgemat temperatuuri. Kui näiteks õhurõhk on 2 atmosfääri, on keemistemperatuur 121°, 10 atmosfääri puhul 180° ja 20 atmosfääri puhul läheb vesi keema alles temperatuuril 213°.

Kaasajal meteoroloogias enam hüpsotermomeetrit ei kasutata, küll aga kasutavad seda alpinistid.

53. Millimeeter ja millibaar. Et õhul on raskus, seepärast rõhub ta maakera pinnal olevaid esemeid. Õhurõhk on seda suurem, mida suurem on õhu tihedus. Normaalseks peetakse õhurõhku siis, kui 45. laiuskraadil merepinna kõrgusel 0° C juures on elavhõbedasamba pikkus baromeetri torus 760 mm.

Endisel ajal mõõdeti elavhõbedasamba pikkust peaaegu igas riigis ise mõõtühikuga. Viimaks pääses rahvusvaheliselt võidule millimeeter, kuigi veel mitmes riigis jäi sealne mõõtühik püsima.

Täppisteadustes on rõhu mõõtühikuks võetud rõhumine üks düün ruutsentimeetrile. Düüniks nimetatakse jõudu, mis ühele gramm-massile annab kiirenduse üks sentimeeter sekund ruudus. Kuna see mõõtühik on aga liiga väike, kasutatakse meteoroloogias tuhat korda suuremat ühikut, mida nimetatakse millibaariks (mb). Millibaarist tuhat korda suuremat ühikut nimetatakse baariks, mis võrdub peaaegu normaalsele õhurõhule.

Et edaspidi on tegemist nii millimeetrite kui ka millibaaridega, on nende ühikute võrdlemiseks toodud järgmised arvud:

1 mm elavhõbedasamba rõhumist on 1,33 mb.
1 mb „ „ „ 0,75 mm Hg.
760 mm Hg vastab 1013,2 mb-le.
1 baar vastab 750,08 mm Hg rõhumisele.

Kuni 1930. aastani väljendati rahvusvaheliselt õhurõhu suurust millimeetrites (mm), kuid käesoleval ajal väljendatakse seda millibaarides (mb).

54. Õhu kaal. Et õhk nagu iga teinegi aine, olgu see siis vedel, tahke või gaasiline, omab kaalu, sellele otsusele jõuti 300 aastat tagasi. Juba vanad kreeklased katsusid õhku kaaluda, kuid leidsid kaalumisel tehtud suure vea tõttu, et õhul kaalu ei ole. Esimeseks teadlaseks, kes õhku kaalus, oli Galileo Galilei. Ta võttis vasest kera ja kaalus selle ära koos õhuga ja õhuta. Õhuga kera osutus tühjast ainult pisut raskemaks ja sellest järeldas katsetaja, et õhk on väga kerge ja vesi õhust 400 korda tihedam.

Esimesed tõsisemad katsed õhu kaalumiseks tehti alles XVII sajandi lõpul. Leiti, et üks liiter õhku kaalub veidi üle ühe grammi. Tänapäeva täpsed mõõtmised näitavad, et õhk on raskem, kui siis leiti. Tolleaegne ebatäpsus tuli sellest, et ei osatud veel arvestada kõiki õhu raskust mõjutavaid tegureid.

Õhu kaalumisel tuleb esmalt arvestada õhurõhku, sest õhk on seda raskem, mida rohkem ta on kokku surutud, s. o. mida suurem on õhurõhk. Niiske õhk on kuivast kergem, külm õhk soojast õhust raskem. Kõike seda arvesse võttes on õhu kaalumisel leitud, et üks kuupmeeter kuiva puhast õhku 1013,2 mb õhurõhu ja 0° temperatuuriga 45. laiuskraadil kaalub 1293 grammi või ligikaudu 1,3 kg.

55. Füüsikaline ja tehniline atmosfäär. Normaalse õhurõhu (760 mm Hg) puhul on õhurõhk ruutsentimeetrilisele pinnale 1,03 kg. Seda õhurõhku nimetatakse füüsikaliseks atmosfääriks ja märgitakse lühidalt At.

Ka tehnikas kasutatakse atmosfääri mõistet, kus atmosfäär vastab täpselt ühe kilogrammi rõhumisele ühele ruutsentimeetrile. See on tehniline atmosfäär, mida märgitakse lühidalt at.

Inimese keha pind on 1—1,5 ruutmeetrit. Kui õhk rõhub ruutsentimeetrilist pinda 1,03 kg raskusega, siis rõhub õhk inimese keha 10—15-tonnilise raskusega.

56. Õhu tiheduse vähenemine kõrgusega. On teada, et atmosfääri kõrgus on sadu kilomeetreid, üks ruupmeeter õhku kaalub normaaltingimustes 1,3 kg ja õhurõhk maakera pinna ühele ruutsentimeetrile on 1,03 kg.

Kui eeldada, et õhu tihedus kõrgusega ei muutu, peaks õhk normaalse tiheduse puhul ($1{,}293\ \frac{kg}{m^3}$) ulatuma 7991 m-ni. Seda kõrgust nimetatakse ühtlase ehk homogeense atmosfääri kõrguseks. Kuna aga atmosfääri kõrgus on palju suurem kui 7991 m ja õhurõhk on ikkagi ainult 760 m Hg, siis on see sellega seletatav, et kõrgusega õhu tihedus ja seega ka rõhk väheneb.

Maakera pinna lähedased õhukihid on ülemistest kihtidest tihedamad, sest sadade kilomeetrite kõrgusele ulatuv õhk surub alumised õhukihid koomale. Seega — mida kõrgemale tõusta, seda väiksemaks muutub õhu tihedus.

Kui arvestada, et õhu tihedus merepinnal on 1293 g/m^3, siis 2 km kõrgusel on see 1017, 10 km kõrgusel 411, 20 km kõrgusel 87 ning 40 km kõrgusel ainult 4 g/m^3. Nii on õhk merepinnal ligi 15 korda tihedam kui 20 km kõrgusel (lisa 3).

57. Õhurõhu vertikaalne gradient ja baromeetriline kõrgusaste. Õhurõhu suurus maapinnale oleneb õhusamba kõrgusest ja õhu tiheduse muutusest kõrguse järgi. Kui maapinnalt kõrgemale tõusta, siis õhusamba kõrgus ja õhu tihedus vähenevad. Järelikult peab kõrguse suurenemisel ka õhurõhk vähenema. Õhurõhu muutust vertikaalsihis iseloomustavad õhurõhu vertikaalne gradient ja baromeetriline kõrgusaste.

Õhurõhu vertikaalseks gradiendiks nimetatakse õhurõhu langust millibaarides või millimeetrites iga 100 m kõrguse kohta. Ka gradient oleneb õhurõhu suurusest ja temperatuurist. Kui temperatuur on 0° ja õhurõhk 1000 mb, siis on gradient 12,5 mb, s. t. kui tõusta 100 m kõrgemale, väheneb õhurõhk 12,5 mb; 500 mb õhurõhu puhul on gradient 6,3 mb ja 100 mb õhurõhu puhul ainult 1,3 mb. Null kraadist madalamal temperatuuril on õhurõhu vertikaalne gradient iga kraadi kohta 0,4% suurem.

Eelnenud andmeist leiame, et suurem osa atmosfääri massist on koondunud maapinna lähedusse. Nii on maapinnalt kuni 5 km kõrguseni 50% ja 10 km kõrguseni

95% atmosfääri massist ning kõrgemal kui 30 km on ainult 1% atmosfääri massist. Sellepärast vähenebki õhurõhk kiiresti kõrguse suurenemisel, nii et 50 km kõrgusel on õhurõhk ainult 1 mm (1,3 mb).

Maa atmosfääri kogu mass on $5{,}3.10^{23}$ g. Atmosfääri raskus on ainult üks miljondik Maa tahke osa ja $^1/_{5200}$ vesikonna raskusest.

Baromeetriline kõrgusaste näitab, mitu meetrit tuleb kõrgemale tõusta või madalamale laskuda, et õhurõhk muutuks ühe millibaari või millimeetri võrra. Vaatlused näitavad, et baromeetrilise kõrgusastme suurus oleneb peamiselt õhurõhust ja temperatuurist. Tabelist 6 näeme, kuidas õhurõhu vähenemisega vertikaalsuunas baromeetriline kõrgusaste suureneb.

Tabel 6

Baromeetriline kõrgusaste

Õhurõhk mm	780	760	730	700	600	500
Kõrgusaste m/mm Hg	10,2	10,5	10,9	11,4	13,3	16,0

Tabelist selgub, et kui õhurõhk on 780 mm, peame selleks, et õhurõhk 1 mm võrra väheneks, tõusma 10,2 m kõrgemale, 600 mm õhurõhu juures 13,3 m kõrgemale jne. Kõrgusel, kus õhurõhk on 100—200 mb, on baromeetriline kõrgusaste 40 m.

Nii suur on kõrgusaste temperatuuril 0°. Kõrgemal temperatuuril on kõrgusaste iga kraadi kohta 0,4% suurem. Kui näiteks temperatuur on 12°, on kõrgusaste $0{,}4 \times 12 = 4{,}8\%$ suurem. Kui aga temperatuur on nullist madalam, tuleb kõrgusastet vastavalt igale kraadile 0,4% võrra vähendada.

58. Õhurõhu taandamine merepinnale. Meteoroloogias tuleb suurt rõhku panna vaatlusandmete võrdlemisele.

Oletame, et kaks meteoroloogiajaama asuvad teineteise läheduses ja mõlemad mõõdavad õhurõhku. Üks jaamadest asub mäejalamil, teine kõrgemal mäenõlval. Ka siis, kui need jaamad mõõdavad õhurõhku väga täpselt ning ühel ja samal ajal, saadakse ikkagi erinevad andmed, ja nimelt seetõttu, et jaamad asuvad erineval kõrgusel. Et vaatlusjaamade erinev kõrgus merepinnast ei avaldaks mõju õhurõhule, on rahvusvaheliselt kokku lepitud, et sünoptilised vaatlusjaamad avaldavad õhurõhu merepin-

nale taandatult, mis näitab, kui suur oleks õhurõhk sel juhul, kui vaatluspunkt asuks merepinna kõrgusel.

Oletame, et vaatluspunkt on merepinnalt 30 m kõrgusel ja seal temperatuuril 15° õhurõhku mõõtes leiti, et õhurõhk on 757,0 mm Hg. Sellel temperatuuril ja õhurõhul on baromeetriline kõrgusaste 11,1 m/mm Hg. Kui iga 11,1 m kõrgusega muutub õhurõhk 1 mm, siis kõrgusega 30 m muutub see 2,7 mm. Nii on mõõdetud õhurõhk 2,7 mm võrra väiksem sellest õhurõhust, mis oleks saadud siis, kui vaatluspunkt asuks merepinnal. Järelikult, et saada õhurõhku merepinnal, tuleb mõõdetud õhurõhule 2,7 mm juurde lisada. Nii on merepinnale taandatud õhurõhk 759,7 mm Hg.

Meteoroloogiajaama kõrgus merepinnalt ja samuti ka baromeetriline kõrgusaste igasuguse õhurõhu ja temperatuuri juures tuleb määrata juba jaama asutamisest saadik.

Meie meteoroloogiajaamadel on kõrguse määramisel olnud lähtepunktiks Kroonlinna nullpunkt. Kroonlinnas on merepinna kõrgust mõõdetud ligi 100 aastat ja nendest vaatlustest leitud merepinna keskmine kõrgus, mis on võetud nullpunktiks. Kõigil Eesti NSV-s teostatud maapinna loodimistel on lähtutud sellest nullpunktist.

59. Baromeetri õiendid. Õhurõhu taandamisega merepinna kõrgusele ei saada veel teiste vaatluspunktide andmetega võrreldavaid õhurõhu andmeid, vaid siin tuleb arvestada ka mõningaid teisi asjaolusid.

Esmalt peame baromeetri näidust kõrvaldama temperatuuri mõju, sest elavhõbe baromeetri torus paisub vastavalt õhutemperatuurile ja seepärast näitab baromeeter kõrgemal temperatuuril rohkem kui võrdse õhurõhu korral madalamal temperatuuril. Kõik õhurõhu andmed taandatakse temperatuurile 0°. Selleks kasutatakse vastavaid tabeleid.

Teoreetilised arvutused ja ka mõõtmised näitavad, et maakera pooluse lähedal on esemed raskemad kui ekvaatoril. Nii on elavhõbedasammas baromeetri torus sama õhurõhu korral ekvaatori läheduses pikem kui pooluse piirkonnas. Raskustungi mõju ühtlustamiseks lisatakse baromeetri näidule teatav arv millibaare juurde, kui baromeeter asub 45. laiuskraadist põhja pool, või siis vähendatakse baromeetri näitu vastavalt laiuskraadide arvule, kui baromeeter on 45. laiuskraadist lõuna pool.

Peale selle lisatakse baromeetri näidule õiend, mis on tingitud raskuskiirenduse muutumisest kõrgusega. Need õiendid võetakse vastavatest tabelitest.

Lõpuks tuleb arvestada ka seda, et baromeetril nagu igal teiselgi mõõteriistal on mõningaid puudusi ja ebatäpsusi. See sunnib baromeetri näitu ka selles suhtes parandama. Need parandused on märgitud baromeetri passile ja on meteoroloogiajaamale teada.

Alles kõiki neid parandusi arvestades saadakse õhurõhk, mida on võimalik teiste meteoroloogiajaamade andmetega võrrelda.

Ka aneroidbaromeetri kasutamisel tuleb mõningaid parandusi arvestada. Nii võib aneroidbaromeetri skaala aja jooksul muutuda, temperatuur ja kõrgus baromeetri näitu mõjutada. Aneroidbaromeetrit on soovitav vähemalt kord aastas elavhõbedabaromeetriga võrrelda. Eriti vajalik on aneroidbaromeetrit kontrollida kohe pärast transportimist.

60. Kõrguse mõõtmine baromeetriga. Reeglipärane õhurõhu vähenemine kõrguse suurenemisel võimaldab baromeetriga kõrgust mõõta. Seda võimalust kasutatakse ka mõnikord tegelikus elus.

Oletame, et mäejalamil on õhurõhk 762,4 mm. Tõuseme mäkke ja mõõdame seal õhurõhku. Siin näitab baromeeter 748,0 mm. Seega on õhurõhk mäetipul 14,4 mm vähem kui mäejalamil. Temperatuur on 15°. Me teame, et temperatuuril 0° ja õhurõhul 762 mm on baromeetriline kõrgusaste 10,5 m. Seega oleks mäe kõrgus $10{,}5 \times 14{,}4 = 151{,}2$ m. Siin oletasime, et temperatuur on 0°. Kuid tegelikult on temperatuur 15°. Kuna temperatuur on 0°-st kõrgem, peame kõrgusastet iga kraadi kohta 0,4% suurendama, s. o. $0{,}4 \times 15 = 6\%$. Nii on siis kõrgusaste mitte 10,5 mm, vaid 6% suurem, s. o. 11,1 m. Seega on mäe kõrgus $11{,}1 \times 14{,}4 = 159{,}8$ m.

Kuigi säärane kõrguse mõõtmine pole täpne (täpsus on ligikaudu 1 m), sest siin peaks arvestama veel mõningaid teisi tegureid, võib seda mõõtmisviisi kasutada seal, kus ei ole tegemist suurte kõrgustega ja kus tahetakse kõrgusest ainult üldpilti saada.

Baromeetriga kõrguse mõõtmiseks ei kasutata tavaliselt elavhõbedabaromeetrit, mille transportimine on kaunis tülikas, vaid aneroidbaromeetrit.

61. Õhurõhk on muutlik. Juba ligi 300 aastat on õhurõhku mõõdetud ja alati leitud, et see muutub. Normaalseks peetakse õhurõhku 1013,2 mb (760 mm), kuid harukordadel on õhurõhk sellel tasemel.

Sajandeid kestnud õhurõhu mõõtmised näitavad, et õhurõhul on ööpäevane kulg, s. t. teatavatel tundidel õhurõhk tõuseb ja teistel langeb. Õhurõhu ööpäevane kulg on eriti selge troopikamaades, kus kõikumine on 2—3 mb. Troopikast eemaldumisel väheneb õhurõhu ööpäevane kõikumine, nii et meie laiusel on see vaevalt märgatav.

Õhurõhk muutub ka aasta jooksul. Vastupidi ööpäevasele kõikumisele on see muutus ekvatoriaalsetes maades väike, suurenedes pooluste suunas.

Need temperatuurist tingitud õhurõhu muutused on võrdlemisi väikesed. Kuid peale nende regulaarsete õhurõhu muutuste näeme veel ebareeglipäraseid — tsüklonite ja antitsüklonite liikumisest tingitud õhurõhu muutusi. Sel korral võib õhurõhu muutus olla kümneid millibaare. Seniseil andmeil on kõige kõrgem õhurõhk olnud merepinnale taandatult 1078 mb ehk 808 mm (Barnaulis 1900. a. jaanuaris) ja kõige madalam 912 mb ehk 684 mm (Jaapanis 1934. a. septembris). Seega on kõikumine olnud 166 mb ehk 124 mm.

62. Isobaarid ehk samarõhujooned. Harilikult on õhurõhk maakohtade järgi erinev. Et saada õhurõhu jaotusest teataval territooriumil piltlikku ülevaadet, joonestatakse isobaaride ehk samarõhujoonte kaardid.

Kui kanname mingi momendi või ajavahemiku õhurõhu andmed vastavalt vaatluskohtadele geograafilisele kaardile ja ühendame võrdse õhurõhuga kohad kõverjoonega, siis saame isobaarid ehk samarõhujooned.

Nii on koostatud kaardid joonistel 12 ja 13, kuhu on kantud paljuaastaste vaatluste põhjal saadud keskmine õhurõhk. Et vältida kaardi muutumist liiga kirjuks, ühendatakse joonega harilikult ainult need kohad, kus õhurõhku näitav täisarv lõpeb kas viie või nulliga.

Isobaaride joonestamisel näeme, et isobaaride otsad sageli ühinevad ja tekivad kinniste isobaaride poolt piiratud alad. Kui õhurõhk on selle piiratud ala keskkohal kõrgem kui äärtel, siis nimetatakse seda ala kõrgrõhkkonnaks ehk antitsükloniks (joon. 42 ja 43).

Joonisel 12 on näha Aasias laialdast kõrgrõhkkonda, mille keskkohal on õhurõhk 1035 mb, äärtel aga madalam.

Mõnikord aga kujuneb isobaaride joonestamisel selline rõhkkond, mille keskkohal on õhurõhk madalam kui äärtel. Seda nimetatakse madalrõhkkonnaks ehk tsükloniks. Joonisel 12 on näha Islandil ja selle ümbruses madalrõhkkonda, mille keskkohal on õhurõhk 997 mb.

63. Õhurõhu horisontaalne gradient. Õhurõhu muutust maakera pinnal hinnatakse selle järgi, kui palju muutub rõhk 111 km või 100 km ulatuses õhurõhu suurima languse suunas. Seda nimetatakse õhurõhu horisontaalseks gradiendiks.

Oletame, et meie asukohas on õhurõhk 1010 mb ja meist eemal asuval isobaaril 1022 mb. Tõmbame oma asukohast sellele isobaarile ristjoone ja mõõdame selle pikkuse ära. Selgub, et joone pikkus on 300 km, seega 3 korda 100 km. Õhurõhu muutus sellel alal on $1022-1010=12$ mb. Saja kilomeetri kohta on muutus seega 4 mb, mis on antud juhul õhurõhu horisontaalseks gradiendiks.

Õhurõhu jaotust teataval maa-alal ei saa iseloomustada üksnes gradiendi suurusega, vaid tuleb arvestada ka gradiendi suunda. Õhurõhu gradient on suunatud alati kõrgemalt madalama õhurõhuga alale.

Õhurõhu gradient ei ole püsiv suurus, vaid see võib paari tunniga muutuda nii suuruse kui ka suuna poolest.

64. Õhurõhu jaotus maakera pinnal. Piltliku ülevaate saamiseks õhurõhu suurusest ja jaotusest maakera pinnal joonestatakse isobaaride kaardid. Neid kaarte vaadeldes selgub, et õhurõhk on väga ebaühtlane.

Aasta jooksul toimunud õhurõhu muutustest ülevaate saamiseks joonestatakse tavaliselt jaanuari ja juuli isobaaride kaardid. Neid isobaaride kaarte võrreldes nähtub, et talvekuud on suvekuudest erinevad. Suvel on õhurõhk mandrite kohal madalam, ookeanide kohal kõrgem. Talvel on aga õhurõhk mandrite kohal kõrgem ja merede kohal madalam. Ekvaatoril ja selle lähemas ümbruses on õhurõhk kogu aasta ühtlaselt madal, kuid juulis pisut kõrgem kui jaanuaris.

Jaanuaris (joon. 12) on Maa põhjapoolkeral 30. laiuskraadi ümbruses peaaegu kogu maakera ulatuses kõrgrõhuvöönd, milles on mitu kõrgrõhu tsentrit. See on sub-

troopiline kõrgrõhuvöönd. Aasias Mongoolia kohal on õhurõhk selles vööndis haruldaselt kõrge (1035 mb).

Teine kõrgrõhu piirkond, mis on maa-alalt väiksem ja madalama õhurõhuga kui Aasias, on Põhja-Ameerikas. Siin on õhurõhk kõrgrõhuala keskkohal 1021 mb.

Põhjapoolkeral on ookeanide kohal jaanuaris kaks suurt madalrõhkkonda. Eriti sügav madalrõhkkond on Islandi ümbruses, kus õhurõhk on keskmiselt 997 mb. Teine madalrõhuala õhurõhuga 1000 mb on Vaikses ookeanis Aleuutide saarestiku kohal.

Maa lõunapoolkeral on jaanuar suvekuuks ja siin näeme 30. laiuskraadi ümbruses kõrgrõhuvööndit kolme kõrgrõhualaga. Üks nendest kõrgrõhualadest, mille keskosas on õhurõhk 1019 mb, asub Vaikse ookeani kohal, teine õhurõhuga 1020 mb Atlandi ookeani ja kolmas India ookeani kohal, õhurõhuga samuti 1020 mb.

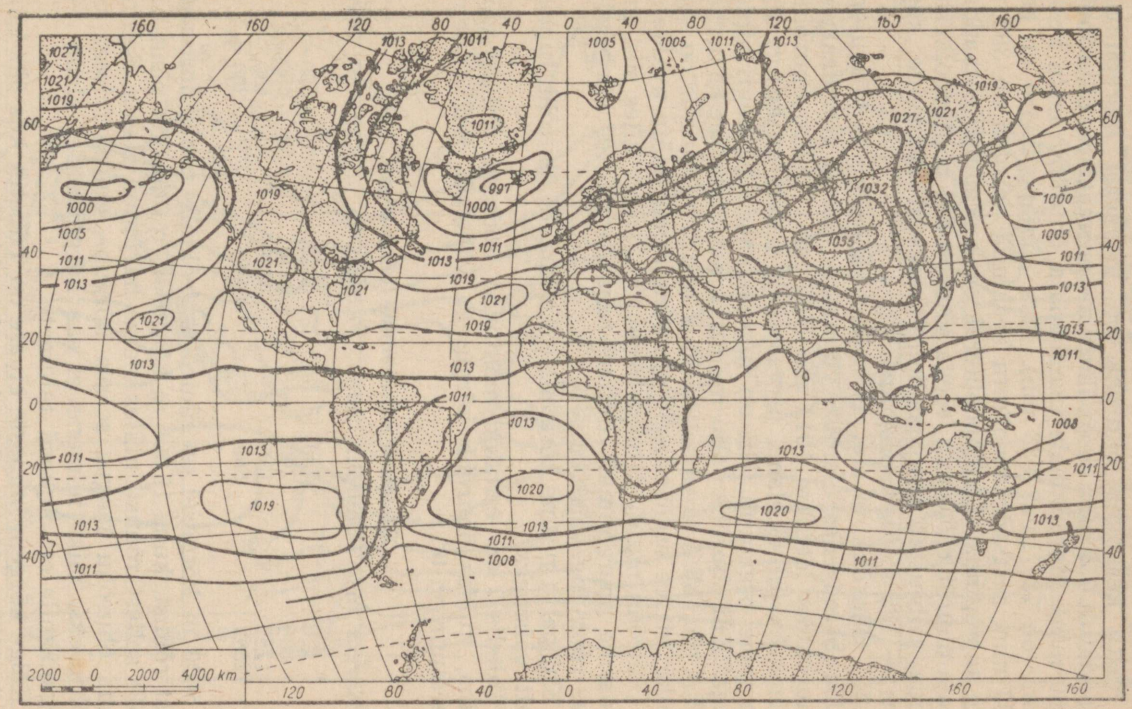
Juulis on olukord jaanuariga võrreldes palju muutunud (joon. 13). Põhjapoolkeral on kõrgrõhkkonnad mandrite kohalt kadunud ja ookeanide kohal õhurõhk tõusnud. Nii on Aasias laialdase kõrgrõhkkonna asemele tekkinud territoriaalselt sama suur madalrõhuala. Ka Ameerikast on kõrgrõhkkond kadunud.

Subtroopiline kõrgrõhuvöönd on osadeks jagunenud, nii et ainult ookeanide kohale on jäänud üksikud subtroopilised kõrgrõhualad. Maa põhjapoolkeral on kaks sellist kõrgrõhkkonda. Üks nendest, õhurõhuga 1024 mb, asub Assoori saarte kohal ja nende ümbruses ning teine Vaikses ookeanis Havai saarte rajoonis, õhurõhuga 1027 mb. Jaanuariga võrreldes on Havai kõrgrõhkkond põhja suunas laienenud.

Islandil ja selle ümbruses on õhurõhk tõusnud, olles 1009 mb, Aleuutide madalrõhkkond aga täiesti kadunud.

Lõunapoolkeral on juuli talvekuuks. Siin on õhurõhk ookeanide kohal tõusnud. Kolmekümnendate laiuskraadide piirkonnas olevad kõrgrõhkkonnad on üheks kõrgrõhuvööndiks liitunud.

Vaadeldes rõhkkondi kogu maakera ulatuses, näeme, et neid on kahte liiki. Ühed kaovad teatud aastaaja möödumisel, teised püsivad kogu aasta. Nii tekib näiteks suur ja tugev kõrgrõhkkond Aasias ainult talvekuudeks ja kaob suveks täiesti ning selle asemele, kuigi pisut edela poole, tekib suveks madalrõhkkond. Hoopis teisiti on lugu Assoori kõrgrõhkkonnaga, mis püsib kogu aasta ning



Joon. 12. Jaanuari isobaarid

suveks tugevneb. Samuti aasta läbi püsib Islandi madalrõhkkond.

Aasta keskmine õhurõhk on maakeral merepinnale taandatult 759 mm, seega lähedane normaalsele õhurõhule (760 mm). Merepinnale taandamata õhurõhu aasta keskmine on 737 mm (983 mb). Maa põhjapoolkeral on see 733 mm, sest põhjapoolkera keskmine kõrgus on 300 m üle merepinna. Lõunapoolkeral on merepinnale taandamata õhurõhk 740 mm, seega suurem kui põhjapoolkeral, mida põhjustab lõunapoolkera väiksem keskmine kõrgus — 185 m üle merepinna.

65. Õhurõhk ja elu. Õhurõhu vähenemine kõrgusega määrab mägedes elamise võimaluse piirid. Normaalseks õhurõhuks loetakse 1013 mb (760 mm). Selles õhurõhus oleme harjunud elama ja vastavalt sellele on kujunenud ka meie organism. Nii on lugu loomade ja isegi taimedega. Kui õhurõhk palju muutuks, mõjutaks see ka orgaanilist elu. Meil tavaliselt toimuv õhurõhu muutus on liiga väike, et see orgaanilisele elule suuremat mõju avaldaks.

Õhurõhu muutust tunneb meie organism alles siis, kui tõuseme merepinnalt mitme tuhande meetri kõrgusele, kus rõhk tugevasti langeb.

Kui palju peame kõrgemale tõusma, et õhurõhk tundu-valt väheneks?

Tabelis 7 on esitatud mõningad andmed, millest võib näha, kuidas õhurõhk kõrgusega väheneb, kui õhutemperatuur on 0°.

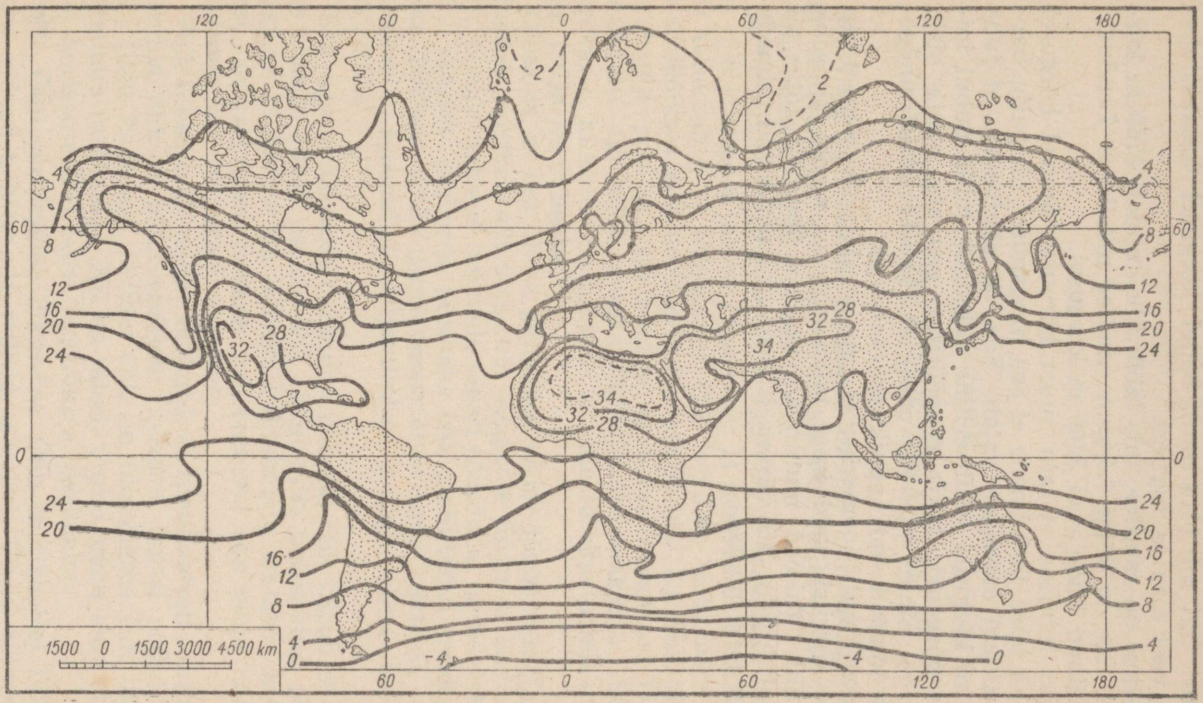
Tabel 7

Õhurõhu vähenemine kõrgusega

Kõrgus m	Õhurõhk mm	Kõrgus m	Õhurõhk mm
106	750	3352	500
658	700	4195	450
1252	650	5138	400
2589	550	10687	200

5000 m kõrgusel on õhurõhk veel üle poole normaalsest rõhust, kuna 10 000 m kõrgusel on õhurõhk pisut üle 26% sellest rõhust, milles oleme harjunud elama. Selline suur õhurõhu langus seoses kõrguse suurenemisega on põhjuseks, miks inimene ei saa kõrgmägedes elada — organismile on olukord talumatu.

Kõige kõrgem inimeste eluase on Tiibetis, kus üks küla asub 4979 m kõrgusel ja kus õhurõhk on 0°-lisel tempe-



Joon. 13. Juuli isobaarid

ratuuril 551 mb (413 mm). Sellel kõrgusel kasvatatakse isegi veel nisu ja hernest.

Peruus on raudtee, mis läbib ühe tunneli 4769 m kõrgusel. See on kõige kõrgem raudtee maailmas. Lendurid on näinud linde veel 8000 m kõrgusel.

Miks inimene ei talu suurt kõrgust? Suurel kõrgusel on õhk hõre ja inimene ei saa hingamisel nii palju hapnikku, kui organism vajab. See on põhjuseks, et juba 4000 m kõrgusel tekib eriline mägitõbi, mille puhul inimene nõrgeneb, tekib peapööritus, peavalu, uneta olek, verevool ninast jne. Sel põhjusel varustavad kõrgmägedesse tõusjad end hapnikuaparaatidega.

Mitte ainult loomariik ei talu madala õhurõhu tõttu suuri kõrgusi, vaid isegi taimedele on madal õhurõhk kahjulik. Taimed muutuvad madala õhurõhu tõttu nii kasvult kui ka õite värvuselt. Samuti omandavad taimede viljad teise maitse.

V PEATÜKK

ÕHU VERTIKAALNE TASAKAAL

66. Õhu vertikaalne tasakaal. Ilmade kujunemisel on suur tähtsus õhu vertikaalsel tasakaalul, millest olenevad paljud meteoroloogilised nähtused.

Mehaanikas näidatakse, et kehad võivad tasakaalu suhtes olla kolmes erinevas olukorras: 1) püsivas ehk stabiilses tasakaalus, 2) ebapüsivas ehk labiilses tasakaalus ja 3) ükskõikses ehk indiferentses tasakaalus. Ka õhk võib tasakaalu poolest olla kolmes erinevas olukorras. Õhu tasakaalu all tuleb mõista õhukihtide tasakaalu. Õhu tasakaalu küsimus on tahkete kehade tasakaalu küsimusest palju keerulisem.

Oletame, et osa õhust pannakse välise jõuga maapinna lähedal vertikaalselt üles- või allapoole liikuma. Kui see õhk püüab endisele tasemele tagasi pöörduda, nimetatakse õhu säärast olukorda püsivaks ehk stabiilseks tasakaaluks. Näitena võiks igapäevasest elust tuua kiiktooli, mis tasakaalu seisundist väljaviimisel püüab sinna tagasi pöörduda.

Kui aga vertikaalselt liikuma pandud õhk liigub endises suunas edasi, on see õhk ebapüsivas tasakaalus. Niisuguses olukorras on näiteks kaldpinnale asetatud kera, sest lahtilaskmisel hakkab see veerema ega püüa enam endisele kohale tagasi pöörduda.

Võib tekkida ka selline olukord, et vertikaalselt liikuma pandud õhk ei püüa endisele tasemele tagasi pöörduda ega liigu ka edasi. Selline õhk on ükskõikses ehk indiferentses tasakaalus. Nii on täiesti ümmargune kera siledal horisontaalsel laual ükskõikses tasakaalus.

67. Õhu vertikaalne liikumine. Õhu vertikaalset liikumist võivad põhjustada paljud asjaolud. Üheks tähtsaks

õhu vertikaalset liikumist põhjustavaks teguriks on õhutemperatuuri vertikaalne gradient.

Maapinna ebatasasuse tõttu ei soojenda päikesekiirgus seda ühtlaselt, vaid kohati soojenevad maapind ja selle kohal olev õhk rohkem kui teisal.

Tavalises olukorras on õhk seda hõredam ja kergem, mida kõrgem on õhutemperatuur. Näiteks normaalse õhurõhu korral kaalub üks kuupmeeter kuiva õhku temperatuuril 0° 1293 grammi, temperatuuril 10° 1247 g, 20° puhul 1205 g ja 30° puhul 1165 g.

Kui oletada, et maapinnast natuke kõrgemal on õhutemperatuur 10°, siis kaalub seal kuupmeeter õhku 1247 g. Maapinna läheduses võib aga õhutemperatuur intensiivse päikesekiirguse tagajärjel tõusta 30°-ni ja isegi kõrgemale. Selle õhu kuupmeeter kaalub 1165 g. Seega on siis kergem õhk all ja raskem üleval. Selline olukord ei ole püsiv, vaid kergem õhk surutakse raskema õhu poolt üles. Nii tekib õhu vertikaalne liikumine. Tõusev õhuvool on seda võimsam, mida rohkem selle temperatuur erineb ümbruse temperatuurist. Tõusvaid või laskuvaid õhuvoole nimetatakse meteoroloogias konvektsioonivooludeks.

68. Õhu adiabaatilised protsessid. Õhutemperatuur muutub mitte ainult väljast soojuse saamisel või selle äraandmisel, vaid ka õhu mahu muutumisel.

Oletame, et meil on tugev, ühest otsast kinnine klaassilinder, milles liigub kolb. Kinnitame kolvi otsa külge eetriga niisutatud puuvillatüki. Kolb on silindri ülemises otsas. Kui suruda kolb järsku ülevalt alla, süttib puuvill põlema. See tõendab, et õhutemperatuur tõusis, ilma et õhk oleks väljast soojust saanud. Et õhu kokkusurumisel temperatuur tõuseb, seda teavad ka jalgratturid, kes on tundnud, kuidas õhku täispumbatud rattakumm sooje-neb.

Õhu ruumala suurenemisel õhutemperatuur langeb. Selle tõenduseks teeme järgmise katse. Võtame kaks teineteisega toru kaudu ühendatud klaasist kera, nii et üks on teisest mitu korda suurem ja neid ühendavas torus on kraan, millega saame kerade ruumalad eraldada. Pumpame suuremast kerast õhu välja ja täidame väiksema niiske õhuga. Edaspidi selgub, et kui niiske õhu temperatuur langeb, tekib udu, nagu näiteks soos temperatuuri langemisel pärast sooja suvepäeva. Avame nüüd kerasid

ühendavas torus kraani, nii et väikesest kerast saab niiske õhk suuremasse õhutühja kerasse voolata. Kohe näeme suures keras udu tekkimist, mida põhjustab õhu ruumala suurenemisel toimunud temperatuuri langus. Kui mõlemas keras oleks termomeeter, näeksime, et õhutemperatuur on tõesti langenud.

Need katsed näitavad, et õhu kokkusurumisel õhutemperatuur tõuseb ilma väljastpoolt soojust juurde saamata, samuti nagu õhu ruumala suurenemisel temperatuur ilma välise soojuse juurdevooluta langeb. Gaasi oleku muutusi, mille juures vaadeldaval gaasil puudub soojusevahetus ümbrusega, nimetatakse adiabaatilisteks protsessideks. Adiabaatiliste protsesside puhul toimub temperatuuri muutumine töö arvel, mis väljendub selles, et õhk kas laieneb sisemisel jõul või surutakse välisel jõul koomale. Mõlemaks toiminguks vajatakse energiat — esimesel juhul sisemist energiat, teisel juhul välisenergiat.

Adiabaatilisi protsesse uurides on leitud, et kõrgemale tõustes õhk jaheneb, madalamale laskudes soojeneb. Temperatuuri muutus oleneb sellest, kas õhk on veeaurust küllastumata või küllastunud. Küllastumata õhu temperatuur alaneb õhu kõrgemale tõusmisel iga saja meetri kohta üks kraad ja tõuseb õhu madalamale laskumisel sama palju. Seda suurust nimetatakse kuivadiabaatiliseks gradiendiks. See gradient ei muutu enne, kui õhk jõuab kõrgemale tõustes sellesse kõrgusesse, kus ta veeaurust küllastub. Seda kõrgust nimetatakse kondensatsioonitasemeks.

Teisiti on lugu veeaurust küllastunud õhu vertikaalsel liikumisel. Selle õhu kõrgemale tõusmisel ei lange temperatuur iga saja meetri kohta üks kraad nagu veeaurust küllastumata õhu korral, vaid ainult 0,6°. Seda nimetatakse märgadiabaatiliseks gradiendiks. Märgadiabaatiline gradient on kuivadiabaatilisest gradiendist väiksem seepärast, et veeauru kondenseerumisel vabanev soojus soojendab õhku, mistõttu temperatuur langeb vähem kui veeaurust küllastumata õhu temperatuur.

Veeaurust küllastunud õhu kõrgemale tõusmisel eraldub veeaur sellest sademetena. Kui osa veeauru kaotanud õhk hakkab teatavalt kõrguselt tagasi madalamale lasku-

ma, ei ole see enam veeaurust küllastunud ja soojeneb seepärast kuivadiabaatiliselt, s. o. üks kraad iga saja meetri kohta.

69. Veeaurust küllastumata õhu vertikaalne tasakaal. Oletame, et veeaurust küllastumata õhu temperatuuri vertikaalne gradient on üks kraad saja meetri kohta ja osa sellest õhust hakkab välisjõul adiabaatiliselt ülespoole liikuma. Õhu liikumist jälgides selgub, et kui kõrgele see õhk ka ei tõuseks, ikka on tal ümbritseva õhu temperatuur, sest veeaurust küllastumata õhk jaheneb adiabaatiliselt kõrgemale tõustes samuti üks kraad iga saja meetri kohta. Sel juhul võiks see õhk sinna püsima jääda, kuhu ta jõuab, sest ta poleks ühelgi kõrgusel ümbritsevast õhust kergem ega raskem.

Sama lugu on ka veeaurust küllastumata õhu madalamale laskumisel. Igal kõrgusel on sellel õhul ümbritseva õhu temperatuur. Järelikult on selline vertikaalselt liikuv õhk igal kõrgusel sama raske kui teda ümbritsev õhk ja seega ei ole sellel õhul vertikaalseks liikumiseks mingit põhjust. Sellisel juhul on õhk ükskõikses tasakaalus.

Vaatleme nüüd teist olukorda. Oletame, et õhutemperatuuri vertikaalne gradient on väiksem kui üks kraad iga saja meetri kohta. Kui sellisel juhul osa õhust adiabaatiliselt üles tõuseb, langeb selle temperatuur ümbritseva õhu temperatuurist madalamale, kuna iga 100 m kõrguse kohta jaheneb ta endiselt ühe kraadi võrra. Tõusva õhu temperatuur erineb teda ümbritseva õhu temperatuurist seda rohkem, mida kõrgemale õhk tõuseb. Selle tulemusel muutub tõusev õhk ümbritsevast õhust üha raskemaks, mistõttu see õhk ei saa kõrgele püsima jääda, vaid on sunnitud endisele kohale alla laskuma. Õhk on sel juhul püsivas ehk stabiilses tasakaalus.

Mis toimub siis, kui veeaurust küllastumata õhu temperatuuri vertikaalne gradient on ühest kraadist suurem ja osa sellest õhust hakkab jällegi välisel jõul adiabaatiliselt tõusma?

Kuna adiabaatiliselt tõusva õhu temperatuur langeb üks kraad iga saja meetri kohta, muutub see õhk ümbritsevast õhust seda soojemaks ja kergemaks, mida kõrgemale ta tõuseb. Selline olukord põhjustab pideva õhu püstvoolu. Õhk on siin ebapüsivas tasakaalus.

Kokku võttes leiame veeaurust küllastumata õhu vertikaalsel liikumisel, et

1) õhk on püsivas ehk stabiilses tasakaalus, kui õhutemperatuuri vertikaalne gradient on kuivadiabaatilisest gradiendist väiksem;

2) õhk on ükskõikses ehk indiferentses tasakaalus, kui õhutemperatuuri vertikaalne gradient võrdub kuivadiabaatilise gradiendiga;

3) õhk on ebapüsivas tasakaalus, kui õhutemperatuuri vertikaalne gradient on kuivadiabaatilisest gradiendist suurem.

Sellist õhkkonna seisukorda, kus temperatuuri vertikaalne gradient on kuivadiabaatilisest gradiendist suurem, peetakse absoluutselt ebakindlaks.

70. Veeaurust küllastunud õhu vertikaalne tasakaal. Milline on olukord veeaurust küllastunud õhu vertikaalsel liikumisel?

Veeaurust küllastumata õhu adiabaatilise vertikaalse liikumise vaatlemisel kasutatud mõttekäiku veeaurust küllastunud õhu kohta rakendades leiame, et

1) õhk on püsivas tasakaalus, kui õhutemperatuuri vertikaalne gradient on märgadiabaatilisest gradiendist väiksem;

2) õhk on ükskõikses tasakaalus, kui temperatuuri vertikaalne gradient võrdub märgadiabaatilise gradiendiga;

3) õhk on ebapüsivas tasakaalus, kui temperatuuri vertikaalne gradient on märgadiabaatilisest gradiendist suurem.

71. Küllastumata niiske õhk muutub üles tõustes küllastunud niiskeks õhuks. Vaatlesime eraldi veeaurust küllastumata ja küllastunud õhu adiabaatilist vertikaalset liikumist. Sageli on aga olukord tõusuvooludes selline, et maapinnalt tõuseb veeaurust küllastumata õhk üles ja muutub teataval kõrgusel veeaurust küllastunuks.

Oletame, et maapinnalt hakkab tõusma 19°-se temperatuuriga õhk, mille absoluutne niiskus on 6,8 g/m^3. Seda õhku võib tinglikult nimetada kuivaks, sest see pole veeaurust küllastunud. Seega alaneb selle õhu temperatuur õhu kõrgemale tõusmisel üks kraad iga saja meetri kohta.

Kui õhumass on tõusnud 1500 m kõrgusele, on selle temperatuur langenud 4°-ni ja sel juhul on õhk veeaurust küllastunud. Kui õhk tõuseb veel kõrgemale, hakkab veeaur tihenema veepiiskadeks, sest õhk on jõudnud kon-

densatsioonitasemeni. Kui õhk jõuab kõrgusele, kus temperatuur on 0°-st tunduvalt madalam, tiheneb veeaur jääkristallideks. Kondensatsioonitasemest kõrgemal ei lange temperatuur enam kuivadiabaatiliselt üks kraad saja meetri kohta, vaid märgadiabaatiliselt, s. o. 0,6° saja meetri kohta.

Kui see õhumass hakkab mingilt kõrguselt madalamale laskuma, toimub see kuivadiabaatiliselt.

72. Mägedelt puhub soe tuul. Veeaurust küllastumata ja küllastunud õhu erinev adiabaatiline gradient põhjustab mägedes sageli f ö ö n i tekkimist.

Oletame, et mäe suhteline kõrgus on 3000 m ja õhk tõuseb tuulepealset mäenõlva mööda üles. Mäejalamil on õhutemperatuur 17°, absoluutne niiskus 10,7 g/m³. Kuna õhk pole niiskusest küllastunud, langeb õhutemperatuur kuni kondensatsioonitasemeni üks kraad iga saja meetri kohta. Kondensatsioonitase asub kõrgusel, kus õhutemperatuur on 12° — seega mäejalamist 500 m kõrgemal. Siit ülalpool algab veeauru tihenemine veepiiskadeks ja temperatuur langeb märgadiabaatiliselt, s. o. iga 100 m kohta ainult 0,5°. Nii tõuseb õhk veel 2500 m, s. o. kuni mäetipuni, kusjuures õhutemperatuur langeb selles vahemikus 12,5°. Seega mäeharjal on õhutemperatuur −0,5°. Samuti ei ole õhu niiskus enam 10,7 g/m³, vaid 6,5 g/m³, sest osa veeaurust on tihenenud veepiiskadeks.

Ületanud mäeharja, hakkab õhk teist mäenõlva mööda allapoole laskuma, mistõttu õhutemperatuur tõuseb. Et tõusmisel kaotas õhk osa niiskust, ei ole ta enam veeaurust küllastunud ja õhutemperatuur tõuseb kuivadiabaatiliselt. Laskumisel 3000 m tõuseb õhutemperatuur 30°. Kui mäeharjal oli temperatuur −0,5°, siis mäejalamil on see 29,5°. Seega on õhk üle mäe liikudes osa veeaurust sademetena ära andnud ja õhutemperatuur 12,5° võrra tõusnud.

Föön pole mingi haruldane nähtus, vaid on paljudes mägedes sagedaseks tuuleks nii suvel kui ka talvel.

VI PEATÜKK

TUUL

73. Tuule iseloom. Õhu liikumist maakera pinna suhtes nimetatakse tuuleks. Tavaliselt mõeldakse tuule all õhu liikumise horisontaalset komponenti.

Tuul ei ole õhuosakeste ühtlane voolamine, vaid õhu korrapäratu liikumine, kus õhuosakesed erinevates suundades ja erineva kiirusega liikudes ristlevad ja üksteise vastu põrgates edasi tormavad. Päikesepaistelise ilmaga on eriti hästi näha õhus olevate tolmukübemete vilgast üles-alla hüplemist, nagu sihita sõelumist, kiiruse hetkelisi muutusi.

Kõige rahutum ja ebaühtlasem on kevadine tuul. Nii kiiruselt kui ka suunalt eriti muutlikud on põhjast saabuvad külmad tuuled, kuna lõunast tulevad soojad tuuled on palju ühtlasemad ja kindlamad.

Tuul on tingitud õhurõhu ebaühtlasest jaotusest maakeral. Mida suurem on õhurõhu erinevus üksteisele lähedastes kohtades, seda tugevam on tuul.

74. Tuule kiiruse mõõtmine. Esimeste meteoroloogiajaamade vaatlejad, kellel puudusid vahendid tuule kiiruse mõõtmiseks, hindasid tuule kiirust harilikult neljaastmelise skaala alusel: nõrk, keskmine, kõva tuul ja torm. Meremehed määrasid tuule tugevust selle järgi, milliste purjedega tuli sõita. Alles hiljem koostas inglise admiral F. Beaufort (1774—1857) tuule tugevuse täpsemaks hindamiseks vastava skaala. Beaufort oletas, et tugevuse poolest on olemas 12 tuult, ja nimetas tugevuse astmed pallideks.

Käesoleval ajal mõõdetakse meteoroloogias tuule kiirust selle alusel, mitu meetrit sekundis (m/sek) liiguvad õhuosakesed edasi. Kui korrutada tuule kiirust meetrites sekundis 3,6-ga, saame tuule kiiruse kilomeetrites tunnis.

Näiteks kui tuule kiirus on 6 m/sek, siis on kiirus tunnis $6 \times 3{,}6 = 21{,}6$ km.

Ettekujutuse tuule tugevusest pallides ja kiirusest meetrites sekundis saab Beauforti tabelist (tabel 8).

Tabel 8

Tuule tugevus pallides ja kiirus m/sek (maismaal)

Pallid	Tuule nimetus	Tuule kiirus m/sek	Tuule tugevuse iseloom
1	2	3	4
0	Tuulevaikus	0—0,5	Suits tõuseb peaaegu vertikaalselt üles
1	Vaikne tuul	1	Kallutab korstnast tõusvat suitsu
2	Kerge tuul	2—3	Puude lehed sahisevad ja kerged vimplid liiguvad
3	Nõrk tuul	4—5	Puude peenikesed oksad kõiguvad
4	Mõõdukas tuul	6—8	Keerutab tolmu üles, liigutab suuremaid puuoksi
5	Värske tuul	9—10	Peenikesed puutüved kõiguvad
6	Kõva tuul	11—12	Suured puuoksad kõiguvad
7	Tugev tuul	13—15	Kõigutab nõrgemaid puutüvesid
8	Tormine tuul	16—18	Murrab peenikesi ja kuivi oksaraage
9	Torm	19—21	Kisub katuse- ja korstnakive lahti, takistab kõndimist vastu tuult
10	Tugev torm	22—25	Puud murduvad ja kisutakse juurtega maast välja
11	Maru	26—29	Suured purustused
12	Orkaan	30 ja rohkem	Üldine purustus

75. Wild'i tuulelipp. Tuule suuna ja kiiruse määramiseks kasutatakse meteoroloogias vene akadeemiku H. Wild'i (1833—1902) poolt konstrueeritud tuulelippu (joon. 14), mida saksakeelse sõna «Flügel» (tiib) järgi ka flüügeriks nimetatakse. See on harilik tuulelipp, mille juurde on konstrueeritud 15×30 cm suurune horison-

taalsel teljel rippuv metallplaat. Tuulevaikuse ajal on plaat rippuvas asendis, kuna tuulega tõuseb plaadi vaba ots seda kõrgemale, mida kergem on plaat ja mida tugevam on tuul. Plaadist madalamal on tuulelipu varda külge kinnitatud tuulenool, mis hoiab plaadi alati vastu tuult ja näitab ühtlasi tuule suunda. Tiibadest madalamal asuvad liikumatult varda külge kinnitatud pulgad, mis näitavad ilmakaari. Põhja suunatud pulga otsas on täht *P*, *N* või *C* (vene k. *север*).

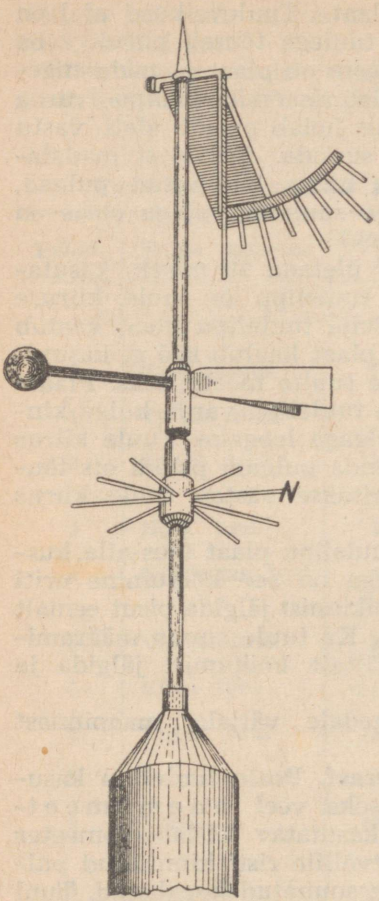
Seal, kus tuule kiirus võib ületada 20 m/sek, kasutatakse kahte tuulelippu. Üks tuulelipp on tuule kiiruse mõõtmiseks kuni 20 m/sek. Selle tuulelipu plaat kaalub 200 g. Teist tuulelippu, mille plaat kaalub 800 g, kasutatakse kuni 40 m/sek puhuvate tuulte mõõtmiseks. Plaadi tõusu suuruse hindamiseks on tuulelipu varda külge kinnitatud skaala — kaheksa pulgaga loogake. Tuule kiirus määratakse selle järgi, mitmenda pulgani plaadi ots tõuseb. Sellekohasest tabelist leitakse vastav tuule kiirus m/sek (lisa 4).

Tugeva tuule ajal kõigub tuulelipu plaat üles-alla, kusjuures iilidena puhuva tuulega on see kõikumine eriti suur. Sel juhul tuleb plaadi kõikumist jälgida pisut eemalt ja võtta sellest keskmine seis. Ka tuule suuna määramiseks tuleb mõni aeg suunanäitaja kõikumist jälgida ja sellest keskmine seis võtta.

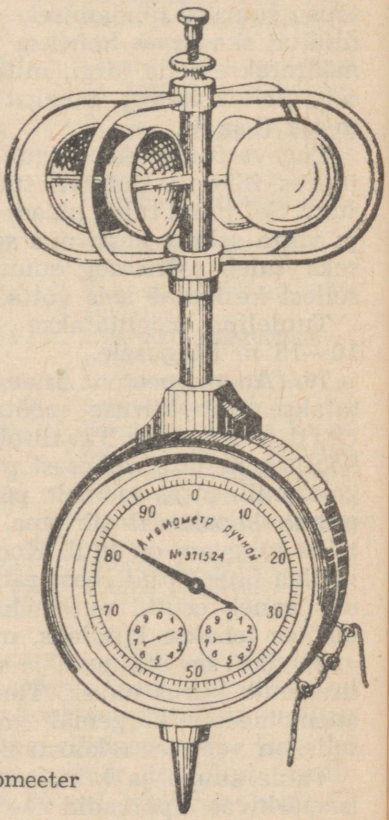
Tuulelipp paigutatakse lagedale väljale, maapinnast 10—15 m kõrgusele.

76. Anemomeeter. Anemograaf. Peale tuulelipu kasutatakse tuule kiiruse mõõtmiseks veel anemomeetreid (joon. 15). Tavaliselt kasutatav käsianemomeeter koosneb neljast väikesest püstvõllile risti kinnitatud pulgast, mille otsas on ühele poole suunatud kopakesed. Tuul puhub kopakesed tiirlema, mis toimub seda kiiremini, mida tugevam on tuul. Koos sellega hakkab käima püstvõlliga ühendatud reast rattakestest koosnev mehhanism, mis paneb osutid numbrilaual liikuma. Stopperiga aega mõõtes tehakse kindlaks, mitu jaotust osutid teatud ajavahemikul on liikunud, ja vaadatakse tabelist sellele vastav tuule kiirus m/sek. Tuule kiiruse mõõtmisel hoitakse anemomeeter kõrgemal või pannakse kepi otsa. Peale selle on veel teise konstruktsiooniga anemomeetreid.

Tuule suuna ja kiiruse pidevat jälgimist võimaldavad isemärkivad aparaadid — anemorumbograafid.



Joon. 14. Tuulelipp



Joon. 15. Anemomeeter

Need märgivad tuule suuna ja kiiruse punktide või joonekestega vastavale paberilindile. Lindilt on näha, millal mingisuguse suunaline tuul puhus ja kui suur oli ta tugevus.

Tuul on korratu, pisikeeristest koosnev õhu liikumine. Need õhu pisikeerised on tingitud maapinna ebaühtlasest soojenemisest ja on eriti suured ebatasase pinna läheduses.

Suuremate tuulepuhangute olemasolu näeme tuulelipu plaadi kõikumisest, kuna väiksemad iilid jäävad täiesti märkamata. Nende mõõtmiseks on eriti tundlikud aparaadid, mis võivad registreerida sekundis mitu tuuleiili. Mõõtmistest nähtub, et isegi võrdlemisi ühtlase tuule korral esineb üksikuid iile kiirusega kuni 20 m/sek, mis vältavad mõni kümnendik osa sekundit.

77. Ilmakaared ja nende märkimine. Tuule iseloomustamiseks on vähe ainult tuule kiiruse määramisest, vaid niisama vajalik on ka tuule suuna määramine.

Tuule suuna märkimisel näidatakse seda ilmakaart, kust tuul puhub. Selleks kasutatakse tavaliselt 16 rumbi *. Paljudes keeltes on ainult neljal rumbil erinev nimetus, kuna teiste rumbide nimetused saadakse nende nelja rumbi nimetuste kombinatsioonidest. Eesti keel on selles suhtes erandiks, sest siin on kaheksal rumbil erinev nimetus.

Rumbide märkimisel kasutatakse nende nimetuste esimesi tähti. Kuna eesti keeles on mitme rumbi nimetusel ühesugused esitähed, ei saa neid rumbide määramisel kasutada.

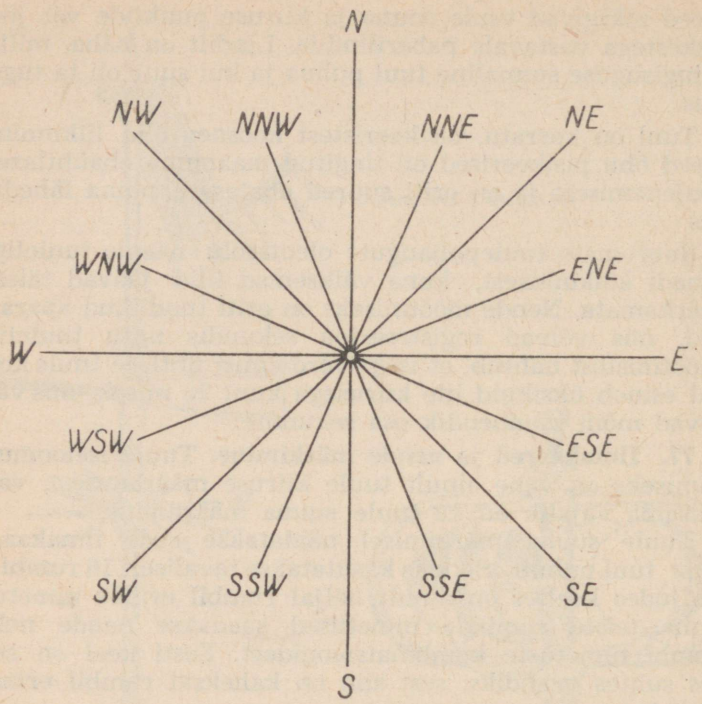
Rumbide märkimiseks kasutatakse tavaliselt rahvusvahelist, õieti küll ingliskeelset märkimisviisi — põhi — *north*, ida — *east*, lõuna — *south* ja lääs — *west*.

Tabelis 9 on toodud ilmakaarte nimetused ja nende lühendid niisugusel kujul, nagu neid meil ja rahvusvaheliselt kasutatakse.

Joonisel 16 on antud ilmakaared koos nende märkimisviisiga.

Mõnikord on vaja anda tuule suund ringjoone kraadides. Sel juhul on põhi 0° (ehk 360°), ida — 90°, lõuna — 180° ja lääs — 270°. Kui on näiteks antud tuule suund

* Rumb on $^1/_{32}$ ringist ehk $11^1/_4°$.



Joon. 16. Ilmakaared

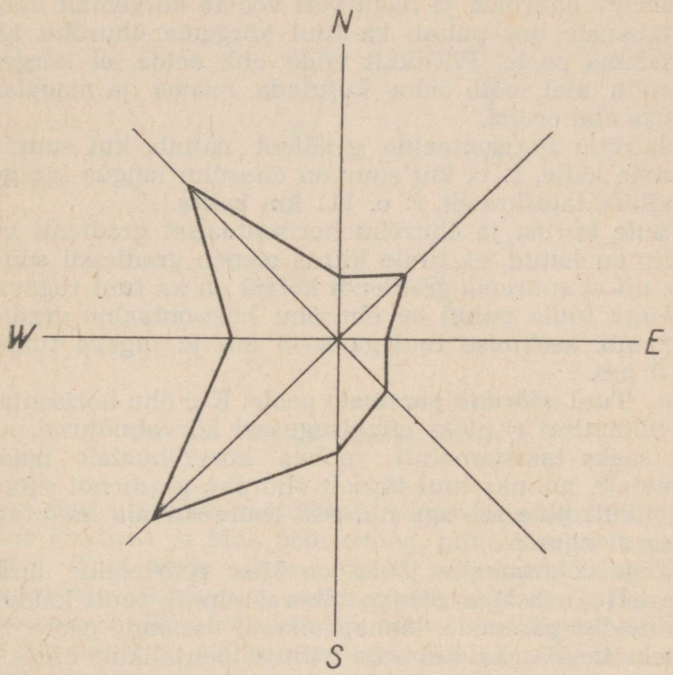
Tabel 9

Ilmakaarte nimetused

Eestikeelne nimetus	Ingliskeelne lühend
Põhi	N
Põhjakirre	NNE
Kirre	NE
Idakirre	ENE
Ida	E
Idakagu	ESE
Kagu	SE
Lõunakagu	SSE
Lõuna	S
Lõunaedel	SSW
Edel	SW
Lääneedel	WSW
Lääs	W
Läänеloe (vesikaar)	WNW
Loe	NW
Põhjaloe	NNW

125°, tähendab see, et tuule suund on 35° idast lõuna poole.

Meresõidus on kasutatud tuule suuna märkimiseks rumbe ja kraade. Kui näiteks tuule suund on 10° lõunast lääne poole, siis märgitakse S 10 W.



Joon. 17. Tuulteroos

78. Tuulteroos. Tuule suundade korduvuse piltlikuks näitamiseks mingil ajavahemikul joonestatakse kaheksast ilmakaarest koosnev kodarik, kusjuures iga kodara pikkus võetakse võrdseks sellest suunast puhunud tuulte arvuga (joon. 17). Kui näiteks lõunast on tuul olnud viiel korral ja pikkuse mõõtühikuks võetud 3 mm, siis kantakse see pikkus viis korda, s. o. 15 mm pikkune lõik keskkohast lähtudes lõunakaare joonele. Kui edelast on tuul olnud üheksal korral, siis kantakse 9×3 mm, s. o.

27 mm pikkune lõik edelakaare joonele jne. Lõpuks ühendatakse lõikude otsad sirgjoonega. Nõnda saame tuulteroosi.

79. Tuul ja õhurõhu horisontaalne gradient. Mida suurem on jõesängi kalle, seda kiirem on veevool. Nii on lugu ka tuulega. Tuul esineb sellepärast, et eri kohtades on erinev õhurõhk, ja nagu vesi voolab kõrgemalt kohalt madalamale, nii puhub ka tuul kõrgema õhurõhu alalt madalama poole. Piltlikult võiks ehk öelda, et kõrgema õhurõhu alal võib õhku kujutada mäena ja madalama rõhuga alal oruna.

Õhurõhu horisontaalne gradient näitab, kui suur on õhumäe kalle, s. o. kui suur on õhurõhu langus iga geograafilise laiuskraadi, s. o. 111 km kohta.

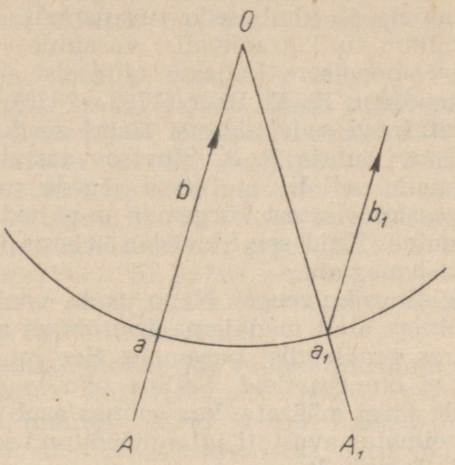
Tuule kiirust ja õhurõhu horisontaalset gradienti võrreldes on leitud, et tuule kiirus oleneb gradiendi suurusest, nii et suurema gradiendi korral on ka tuul tugevam. Nõrga tuule puhul on õhurõhu horisontaalne gradient 1—2 mb, keskmise tuulega 2—3 mb ja tugeva tuulega üle 5 mb.

80. Tuul pöördub paremale poole. Kui õhu horisontaalses liikumises ei oleks mingisuguseid kõrvalmõjusid, s. o. õhk saaks takistamatult voolata kõrgrõhualalt madalrõhualale, puhuks tuul täpselt õhurõhu gradiendi suunas. Tegelikult pole see aga nii, sest tuule suunda mõjutavad mitmed tegurid.

Kõige võimsamaks jõuks on Maa pöörlemine ümber oma telje, mis Maa põhjapoolkeral sunnib tuult kalduma gradiendist paremale, lõunapoolkeral vasakule poole. Esimeseks teadlaseks, kes seda nähtust põhjalikult uuris, oli prantsuse insener G. G. Coriolis (1792—1843). Seepärast nimetatakse seda kõrvalekalde tungi ka Coriolise tungiks. Selle nähtuse selgitamiseks toome meteoroloogia õpikutes ühel või teisel kujul sageli korduva joonise (joon. 18). Oletame, et AO on meridiaan ja tuul ab puhub meridionaalses suunas pooluse O poole. Meridiaan AO on ühtlasi ka õhurõhu horisontaalse gradiendi suunaks. Mõne aja möödumisel on meridiaan pöördunud asendisse A_1O. Kuna aga tuul püüab oma endist suunda alles hoida, ei puhu ta nüüd enam meridiaani mööda, vaid endise suunaga rööbiti — a_1b_1. Seega on tuul meridiaanist ja ka gradiendi suunast paremale pöördunud.

Gradiendi suunast kõrvalekaldumist näeme ka siis, kui

tuul puhub mingis teises suunas — ka põhjast lõunasse. Tuule kõrvalekalle esialgsest suunast on seda suurem, mida lähemal on poolus. Ekvaatoril ei kaldu tuul gradiendist üldse kõrvale.



Joon. 18. Tuul pöördub paremale poole

Kui õhu liikumist mõjutaksid ainult õhurõhu horisontaalne gradient ja Maa pöörlemine, puhuks tuul isobaari suunas. Kuid peale nende tegurite mõjutavad tuult veel õhuosakeste hõõrdumine vastu maakera pinda ja õhuosakeste omavaheline hõõrdumine. Maapinna lähedal (tuulelipu kõrgusel) on tuule kõrvalekaldumine (õhurõhu gradiendi suunast paremale) väiksem, sest hõõrdumistung aeglustab õhuvoolu paremale kaldumist. Hõõrdumiskihist, s. o. 0,5—1,5 km-st kõrgemal on hõõrdumise mõju õhu hõreduse tõttu juba nii väike, et see ei takista enam tuule suuna kaldumist paremale, ja nii puhub tuul seal isobaari suunas (ligikaudu täisnurga võrra gradiendi suunast paremale).

Tuule kõrvalekalle gradiendist on seda suurem, mida väiksem on õhuosakeste hõõrdumine. Et merepind on maismaast tasasem, kaldub tuul seal gradiendist rohkem kõrvale. Maismaal on kõrvalekalle keskmistel laiustel 45—55°, merede kohal 70—80°. Nii on ookeanide kohal tuule suund kaunis lähedane isobaaride suunale.

Paremale kaldumist näeme mitte ainult õhuvoolude liikumisel, vaid ka vee voolamisel veekogudes jne. Sel põhjusel on jõgede parempoolsed kaldad vasakutest kõrgemad, kuna vesi surub Maa pöörlemise mõjul rohkem paremale kaldale ja uhub seda tugevamalt. Maa lõunapoolkeral kaldub tuul gradiendist vasakule.

Jõgede parempoolsete kallaste uhtumist uuris esimesena vene teadlane K. E. Baer (1792—1876), kelle nime järgi nimetataksegi seda nähtust Baeri seaduseks. Kuid juba enne Baeri juhtis P. A. Slovtsov aastal 1827 teadlaste tähelepanu sellele, et Siberi jõgede parempoolsed kaldad on vasakpoolsetest kõrgemad ja et seda põhjustab Maa pöörlemine. Kuid see Slovtsovi seletus jäi teadlaste poolt tähele panemata.

81. Tuule-õhurõhu reegel. Nagu teada, voolab õhk kõrgema õhurõhuga alalt madalama õhurõhuga alale ja kaldub seejuures gradiendist paremale. See on kindel seadus, millel ei ole erandeid. Selline õhu voolamine võimaldab tuule järgi määrata, kus suunas asub madalrõhkkond. See võimalus avastati juba möödunud sajandi algul ja sõnastati järgmiselt.

Kui seista seljaga vastu tuult, siis on madalrõhkkonna tsentrum meie ees veidi vasakul pool.

Seda reeglit nimetatakse sageli Buys-Ballot' (1817—1890) reegliks, kuigi see juba varem oli sõnastatud teiste teadlaste poolt.

82. Tuule ööpäevane ja aastane käik. Nagu teistel meteoroloogilistel elementidel, nii on ka tuulel ööpäevane ja aastane käik.

Vaatlused näitavad, et maapinnal on tuule kiiruse ööpäevane maksimum kell 13—14, miinimum öösel kell 4—5. Sellist tuule ööpäevast muutust seletatakse järgmiselt. Päeval toimub maapinna soojenemine ja selle mõjul tekivad soojad õhu püstvoolud. Et püstvoolude areng on kõige intensiivsem paar tundi pärast keskpäeva, siis on ka tuul samal ajal maapinnal kõige tugevam, kõrgemal aga kõige nõrgem. Öösel on tuul maapinnal tõusuvoolude puudumise tõttu nõrgem kui päeval, kõrgemates õhukihtides aga tugevam kui päeval. Seejuures on tuule kiiruse ööpäevane käik näiteks juba 100 m kõrgusel vastupidine maapinnal toimuvale tuule kiiruse ööpäevasele käigule.

Tuule kiiruse ööpäevane muutus on eriti ilmne mandrite kohal, kuna merede kohal on see vaevalt märgatav.

Kõige märgatavam on tuule kiiruse ööpäevane käik alumistes õhukihtides.

Tuule kiiruse aastane käik on maakera eri osades erinev ja oleneb palju kohalikkudest oludest. Suurematel geograafilistel laiustel on kõige tuulisemaks aastaajaks talv.

Mõned kohad maakeral on eriti tuulised ja seal ei esine peaaegu kunagi tuulevaikust. Kõige tuulisemaks kohaks on maa-ala Antarktises Denisoni neemel d'Urville'i mere ääres, kus aastas on 340 tormipäeva. Antarktises on päevi, kus tuule keskmine tugevus on 12 palli ja üksikute tuulepuhangute kiirus tõuseb kuni 90 m/sek. Nende suurte tuulte kaaslasteks on sageli äike ja talvel lumetormid. 22. märtsil 1951 puhus seal kogu päev tuul, mille keskmine kiirus oli 45 m/sek. Nii tugevat pikaajalist tuult ei ole mujal varem mõõdetud.

83. Kõrgemate õhukihtide tuuled. Maapinna ebatasasused pidurdavad õhu voolamist. Nende mõjul väheneb tuule kiirus, muutub suund ja tuul hakkab puhuma iilidena. Kõrgemates õhukihtides, kus need häirivad tegurid puuduvad, on tuul tavaliselt maapinnalähedasest tuulest tugevam ja ka ühtlasem.

Tuule kiiruse mõõtmisel erinevatel kõrgustel on leitud, et kõige nõrgem on tuul maapinnal, kuna kõrgusega kiirus suureneb. Kui näiteks teatud mõõtmiste seeria keskmisena oli tuule kiirus 5 cm kõrgusel 1,3 m/sek, siis 50 cm kõrgusel oli tuul 2,4 m, 2 m kõrgusel 3,3 m, 32 m kõrgusel 5,4 m ja 123 m kõrgusel 8,3 m/sek. Eriti suur on tuule kiiruse juurdekasv otse maapinna läheduses. 500 m kõrgusel on tuul tavaliselt kaks korda suurem kui tuulelipu kõrgusel. Selline tuule tugevnemine kõrgusega on tavaliseks nähtuseks.

Ehkki tuule kiiruse kasvamine jääb kõrgemal aeglasemaks, kasvab tuul siiski suurte kõrgusteni. Vastavatest mõõtmistest on selgunud, et Kesk-Euroopa kohal tugevneb tuul harilikult kuni 8—10 km kõrguseni ja saavutab siin maksimumi 18 m/sek. Ülevaate nendest tuultest saame tabelist 10.

Tabelis 10 esitatud andmeist näeme, et talvel on tuul kõrgemates kihtides märgatavalt tugevam kui suvel.

Kogu maakera ulatuses näitavad andmed kõikidelt kõrgustelt, et maakera pinnalt kuni stratosfääri alumise pii-

Tabel 10

Kõrgemate õhukihtide tuulte kiirus Kesk-Euroopa kohal (m/sek)

Kõrgus km	Talvel	Suvel	Kõrgus km	Talvel	Suvel
1,0	5,8	5,6	12	15,8	14,2
2,0	7,3	6,3	14	15,4	10,9
4,0	12,2	9,8	16	13,9	10,1
6,0	15,7	12,6	18	12,5	8,7
8,0	18,6	15,7	20	14,1	8,3
10,0	18,5	17,5			

rini tuul üldiselt tugevneb ja kõrgemal nõrgeneb, kuid suurel kõrgusel jällegi tugevneb.

Nagu maapinnal, nii on ka kõrgemates õhukihtides tuule kiirus muutlik. On võimalik selline olukord, et mõnel kõrgusel puhub mitu päeva kas hoopis nõrk tuul või möllab torm, kuna sellest õhukihist paar tuhat meetrit madalamal või kõrgemal on tuule kiiruse suhtes otse vastupidine olukord. Sageli on ka nii, et maapinna läheduses on tuulevaikus, 1000 m kõrgusel puhub juba keskmise kiirusega tuul, mis 3000 m kõrgusel muutub tormiks. Olukord võib ka vastupidine olla.

Kõrgusega muutub mitte ainult tuule kiirus, vaid ka suund. Üldiselt pöördub tuul kõrgemal paremale poole — eriti õhkkonna madalamates kihtides. Näiteks on Saksamaal Berliini lähedal Lindenbergi observatooriumis leitud, et maapinnast kuni 200 m kõrguseni on tuul pöördunud paremale poole keskmiselt 8°, kuni 500 m kõrguseni 17°, 1000 m kõrguseni 25° ja 2000 m kõrguseni 29°. Sellest kõrgusest veel ülespoole on tuul pöördunud ainult paar kraadi.

Tuule pöördumist paremale poole näeme ka maapinnalt pilvede liikumist jälgides. Eriti silmapaistev on see pöördumine madalate pilvede juures.

Kõrgemate õhukihtide tuule suund võib maapinnal puhuva tuule suunast täiesti erineda. Tavaliseks nähtuseks on see, et näiteks 2 km kõrgusel puhub lõunatuul ja 4 km kõrgusel põhjatuul või ümberpöördult.

Ei ole vähe ka selliseid juhtumeid, kus mingil kõrgusel puhub läänetuul, kõrgemal lõunatuul, siis ida-, põhja- ja sellest veelgi kõrgemal jälle läänetuul. Seega on tuul teinud vasakpoolse pöörde. Teinekord teeb tuul parem-

poolse pöörde. Niisugusel tuule pöördumisel on ilmade ennustamise seisukohalt suur tähtsus, kuna on leitud, et tuule vasakpoolne pöördumine on ilmade soojenemise, parempoolne pöördumine ilmade jahenemise eelkäijaks.

Maapinnalt kuni 10 km kõrguseni, s. o. troposfääri alumises ja keskmises kihis, puhub tuuli igast suunast, kuid parasvööndis enamuses siiski läänekaartest. Stratosfääri alumisest kihist, umbes 20 km kõrguselt kuni ionosfäärini, s. o. 80 km kõrguseni, valitsevad idakaarte tuuled. See on suure vertikaalse ulatusega idatuulte ala, kus teised tuuled peaaegu puuduvad. Sellele järgneb ligikaudu 10 km läbimõõduga loodetuulte kiht. 90—125 km kõrgusel esinevad läänetuuled. Kõrgemal puhuvatest tuultest on vähe andmeid.

Mis puutub suurtel kõrgustel esinevate tuulte kiirusesse, siis on see harilikult mitu korda suurem maapinnalähedaste tuulte kiirusest. Nii on näiteks hõbepilvede kõrgusel (82 km) mõõdetud tuuli, mille kiirus on kuni 170 m/sek.

Kokku võttes selgub, et kõrgemates õhukihtides puhuvad nii kiiruse ja suuna kui ka kestuse poolest mitmesugused tuuled.

84. Õhuaugud. Peaaegu üldiselt räägitakse, et kõrgemates õhukihtides esinevad nn. õhuaugud — õhuta kohad. Nendest aukudest teavad kõnelda eriti need, kes on lennukiga lennanud. Olevat juhtumeid, kus lennuk on sattunud õhuauku ja seetõttu tugevasti «kukkunud». Aastakümneid tagasi arvas ka osa lendureist, kes õhuaukude küsimuse üle järele ei mõelnud, et õhus on tühje kohti.

Loomulikult ei ole õhus õhuta kohti, on aga küll mitmekesiseid õhuvoole maapinnalt üles ja ülevalt alla, väiksemaid ja suuremaid tuulekeeriseid jne. Säärane õhu ebaühtlus põhjustabki jutte õhuaukudest.

Lendur, keda tabab tõusev õhuvool, mille kiirus võib olla 10 m/sek ja isegi rohkem, või kes satub vastutuult lennates tuulevaikusesse, tunneb, nagu oleks midagi juhtunud. Kui näiteks lennuk lendab pärituult ja satub tuulevaikusse, siis lennuki tõusuvõime järsku suureneb ja see tundub lennuki ülespaiskumisena. Kui aga lennuk satub vastutuult lennates tuulevaikusesse, tundub see lennuki tõusujõu langemise tõttu õhuauku sattumisena.

Ka suuremad tuulekeerised võivad vähemajõulisi lennukeid üles- või allapoole paisata.

Kui õhuaugud, s. t. õhuta kohad tõesti olemas oleksid, tooks õhupuudus lendajaile silmapilkse surma ja ka lennuki mootor lakkaks töötamast.

85. Boora. Mistraal. Boora on külm puhanguline tuul, mis puhub madalatelt rannikuäärsetelt mägedelt merele ja põhjustab talvel tunduvat ilma külmenemist, suvel aga peamiselt tuule tugevnemist.

Boora esineb sageli Istria ja Dalmaatsia rannikul Dinaari Alpidelt laskuvate tuulte näol. Eriti tugev on boora Musta mere äärses Novorossiiskis, kus boora ajal langeb temperatuur kuni 30° võrra. Novorossiisk asub madalal mererannal ja on kolmest küljest mägedega ümbritsetud. Boora esineb seal tugeva mägedelt puhuva kirdetuule näol, mis muutub mõnikord nii tugevaks, et tekitab linnale palju kahju, nagu seda minevikus korduvalt on esinenud. 1899. aasta detsembris puhus Novorossiiskis nii võimas boora, et tormiga merelt linna paisatud veepiisad külmusid jääks ja sulgesid majade aknad ning uksed. Majad sadama läheduses olid kaetud kohati kuni 2 m paksuse jääkorraga. Isegi korstnate avaused olid niivõrd jäätunud, et ei saadud ahje kütta. Sadamas oli jääkord 2—4 m paksune. Torm viis majadelt katused ja paiskas täislaaditud kaubavaguneid ümber. Reidil hukkus mitu laeva.

Boorataolisi tuuli esineb ka mujal (Baikali ja Novaja Zemlja rannikul), kuid kusagil ei ole nad nii tugevad nagu Novorossiiskis. Boora tekkimiseks peab Põhja-Kaukaasias olema kõrgrõhkkond ja Musta mere kirdeosas madalrõhkkond, mis põhjustavad Novorossiiskis kirdetuulte tekkimist.

Prantsusmaal on booraga sarnanev tuul tuntud mistraalina. See on Lyoni piirkonnas puhuv loodetuul, mis on sama külm nagu boora. Mistraali tekkimiseks peab mägedes olema kõrgrõhkkond ja madalamal asuval tasandikul madalrõhuala.

86. Samuum. Siroko. Samuum tähendab araabia keeles «mürgine». Ja tõesti — samuum on rändureile, keda see tuul Sahaaras tabab, mürgiks, sest see on kohutav liivatorm, milles inimesed kuumusest nõrkevad. Samuum tekib selgel päeval kõrbe liivase pinna suurest soojenemisest, millega maapinna temperatuur tõuseb kuni 60°-ni ja kõrgemalegi. Kõrge temperatuuriga kaasnevad intensiivsed õhu tõusuvoolud, mille tulemusel õhu-

rõhk maapinnal väheneb. Selle tagajärjel hakkavad kõrgema rõhuga aladelt puhuma tugevad tuuled, mis haaravad kaasa kõrbeliiva. Päike paistab läbi liivatormi punase kettana. Inimesed heidavad maapinnale ja katavad ennast riietega. Loomad põgenevad oma pesadesse.

Sirokona tuntakse kõrbe päritoluga tuult Itaalias, Dalmaatsia rannikul, Palestiinas, Araabias ja mujal. Seal, kus siroko laskub mägedelt alla, on ta analoogiliselt föönile soe ja kuiv tuul. Kuigi need tuuled peaksid vastavalt oma päritolule alati kuivad olema, ei ole see iga kord nii. Tulles üle suurte veekogude, muutuvad nad niiskeks, nagu näiteks Sahaarast pärinev Itaalia siroko. Kohati kannavad need tuuled endaga kaasa tolmu ja liiva, pimestades inimesi ja loomi. Ka taimeriigile on need tuuled kahjulikud, eriti taimede õitsemise ajal.

87. Tuulepöörised. Mõnikord näeme suvel palava ilmaga väikesi tuulepööriseid teelt tolmu ja liiva üles keerutades edasi tõttavat. Peale nende pisipööriste tekivad meil — võrdlemisi harva küll — ka suuremad, ainelist kahju tekitavad pöörised — trombid, mis kitsal maaribal kümneid kilomeetreid edasi liikudes maju purustavad, viljapõlde hävitavad, metsades puid murravad jne.

Trombid kannavad eri maades erinevaid nimetusi. Merel, kus niisuguste tuulepööriste tekkimist võib jälgida kõige üksikasjalisemalt, tuntakse neid tavaliselt vesipüksi nime all. Maal nimetatakse neid pööriseid kõrvuti trombide nimetusega tuulispeaks.

Vesipüks on tugevajõuline tuulepööris. Vesipüksi keskosas tõuseb tuule kiirus kuni 100 m/sek. Pöörise horisontaalne läbimõõt on mitusada meetrit ja kõrgus sageli üle kilomeetri. Pöörise tee pikkus on meie oludes tavaliselt ainult mõnikümmend kilomeetrit, troopikas aga on see sageli kuni 600 km.

Euroopas tuntakse hävitavaid tuulepööriseid tavaliselt trombide nime all. See kohutava jõuga keeris lennutab inimesi, hävitab viljapõlde, laastab metsi jne. Trombi läbimõõt on mitusada meetrit ja tee pikkus kuni 400 km. Igal aastal läbib Euroopat mitu sellist tuulepöörist.

Ameerikas nimetatakse samasugust tuulepöörist tornaadoks. Tornaado horisontaalne läbimõõt on mõnesajast meetrist kuni 2 km. Tugevajõulist pöörist saadab

lehtrisarnane pilvitus suure vihmasaju, rahe ja äikesega. Pöörise iga on üks kuni kaks tundi.

T a i f u u n on troopiliste tsüklonite kohalik nimetus, mis tekivad Lõuna-Hiina mere, Filipiini saarte ja neist ida pool asuva ookeani (kuni Guami saareni) piirkonnas. Taifuunid liiguvad Hiina ja Korea rannikuni ning sageli üle Jaapani lõunapoolsete saarte.

O r k a a n on troopiliste tsüklonite nimetus, mis tekivad Suurte Antillide ja Kariibi mere piirkonnas. Taolised pööristormid esinevad sama nimetuse all ka mujal. Orkaani horisontaalne läbimõõt on sadu kilomeetreid ja seepärast nimetatakse seda ka tsükloniks. See hiiglasliku jõuga keeristorm tekitab suuri kahjusid. Tuulekeerises hävineb mitte ainult palju maju, laevu jm., vaid tavaliselt hukkub tormis ka palju inimesi.

Orkaaniks nimetatakse ka purustava jõuga tuult, mille tugevus on Beauforti skaala järgi 12 palli või kiirus 30 m/sek ja rohkem.

88. Suhhovei. Suhhoveina tuntakse suvel NSV Liidu Euroopa-osa lõunaosas (samuti ka Kasahstanis) kagust puhuvat kuiva palavat põuatuult. Õhutemperatuur tõuseb suhhovei mõjul kõrgele, kõikudes 35—40° piires. Harilikult puhub suhhovei 1—2 päeva. On olnud aga juhtumeid, kus suhhovei on kestnud nädalaid. Kõige sagedamini esineb suhhovei mais, juulis ja augustis.

Suure kuumusega tekivad maapinda sügavad lõhed. Kerge muld tõuseb tuulega õhku, tekitades tolmutorme, milles kannatavad inimesed ja loomad, sest tolm tungib ninna, silmadesse, kopsu. Tolm on nii tihe, et päikesekiirgus tunduvalt nõrgeneb. Niisugune tolmupilv tõuseb mitmekümne meetri kõrgusele. Eriti suur oli selline torm 26/27. aprillil 1928, kus see möllas 100 000 km^2 suurusel maa-alal ja sealt ligi 15 miljonit tonni kõige paremat viljakandvat mulda ära viis.

Seni tegi suhhovei põllumajandusele suurt kahju. Nüüd on suhhovei võimutsemisele lõpp tehtud. Põua all kannatavatesse rajoonidesse on istutatud metsavööndeid, korraldatakse lume kogumist, tehakse kunstlikku niisutamist ja parandatakse mulla harimist.

89. Pugi. Pugiks nimetatakse tuule hüppelist suurenemist, kus üsna nõrk tuul silmapilkselt tormiks muutub. Niisugusel juhul tõuseb tuule kiirus mõnest meetrist kuni 30 m/sek ja isegi rohkem. Tuule tugevnemisel langeb

temperatuur seda rohkem, mida tugevamaks tuul paisub. Temperatuuri langus on mõnikord kuni 20°. Õhurõhk tõuseb pugi korral järsku kuni paar millimeetrit ja selle möödumisel uuesti langeb. Barogrammil tekib sellest «õhurõhu nina».

Eristatakse kaht liiki pugisid: õhumassisiseseid ja frontaalseid. Viimasel juhul tungib külm õhumass sooja õhumassi alla ja nende kokkupuutepiiril — frondil — tekib pugi, tavaliselt koos äikesega.

Pugi on lühiajaline nähtus ja liigub kitsal 0,5—6 km laiusel maaribal. Tormist erineb pugi ainult selle poolest, et ta tuleb ootamatult ja kaob järsku, vaibudes kiiruselt 30 m/sek paari minutiga nõrgaks tuulekeseks. Soojal aastaajal on pugi tavaliseks kaaslaseks äike koos rahega.

Järsu ilmumise ja tugevuse tõttu põhjustab pugi sageli suuri õnnetusi.

90. Torm. Meil on tuule kiirus tavaliselt 3—5 m/sek ja ainult vähestel kordadel tõuseb see kuni 11—12 m/sek. Väga harva on meil tuul nii tugev, et seda võib nimetada tormiks, s. o. üle 15 m/sek.

Tuulte vaatlused näitavad, et mida tugevam on tuul, seda enam esineb ta iilidena. Tormi korral on tuul sedavõrd ebaühtlane, et üksikud tuuleiilid ületavad kuni kaks korda tormi keskmise kiiruse.

Tormide uurimine algas pärast Krimmi sõda. 14. novembril 1854 kavatses Sevastoopoli vastu võitlev inglise-prantsuse laevastik teha dessandi Krimmi rannikul Balaklava all. Kuid liitlastele täiesti ootamatult puhkes väga tugev torm, mis laevastiku peaaegu täielikult hävitas. Hiljem selgus tormi uurimisel, et see algas juba kolm päeva varem Prantsusmaal ja läbis Itaalia ning Balkani poolsaare, kust jõudis Mustale merele.

Maismaal esineb torme vähem kui merede kohal, sest ebatasane maismaa pole tormide tekkimiseks nii soodne kui võrdlemisi tasane merepind. Nagu tuul üldse, nii on ka torm tingitud õhurõhu horisontaalsest gradiendist Mida suurem on gradient, seda tugevam on torm. Tormi tekkimiseks peab õhurõhu gradient olema vähemalt 5—6 mb.

Tormid on sageli kohaliku iseloomuga, esinedes võrdlemisi väikesel maa-alal. Kuid paljudel juhtudel haaravad tormid suuri territooriume.

91. Rannikutuuled ehk briisid. Mõnikord puhub selgel ja palaval suvepäeval nõrk jahe tuul merelt maale, öösel aga soe tuul maalt merele. Neid tuuli nimetatakse rannikutuulteks ehk b r i i s i d e k s, kohati ka mere- ja maatuulteks.

Briisid tekivad seetõttu, et meri ja maismaa ei soojene päeval ega jahtu öösel ühtlaselt. Soojal päeval on maapind merepinnast soojem ja seetõttu liigub jahedam ning raskem õhk merelt maale. Soojem ja kergem õhk tõuseb maapinnalt üles ja liigub mere poole. Merel laskub soe õhk madalamale, jaheneb ja liigub mõne aja pärast maismaale tagasi.

Õhu ringvool mere ja maismaa vahel on eriti regulaarne seal, kus temperatuuri ööpäevane kõikumine on suur.

Huvitavat pilti briisist võib mõnikord jälgida Tallinnas. Vaiksel ja selgel suveõhtul on näha, kuidas Lasnamäel korstnatest kõrgele tõusnud suits liigub aeglaselt mere poole. Seevastu madalamal, sadama lähedal asuvate tehaste suits liigub merelt maa poole. Näib, et merelt maale liikuva õhuvoolu vertikaalne läbimõõt on ainult paarkümmend meetrit ja arvatavasti pole ka maalt merele voolav õhukiht paksem.

92. Mussoonid. Mussoonid sarnanevad tekkelt rannikul puhuvate tuultega, sest mussoonid puhuvad suvel merelt maale, talvel maalt merele. Sõna «mussoon» on araabia keelest tuletatud ja tähendab aastaaega.

Suvel on õhutemperatuur mandril kõrgem kui mere kohal ja sellepärast tekib mandril madalrõhuala. Talvel on aga mander ookeanist külmem ja see põhjustab mandril kõrgrõhkkonna kujunemist. Õhurõhu ebaühtlusest tekivad tuuled, mis suvel puhuvad merelt maale, talvel maalt merele.

Selline on õhu liikumine maapinna lähedal. Kõrgemates õhukihtides toimub liikumine vastupidises suunas, s. o. suvel mandrilt merele ja talvel merelt mandrile. Ringleva õhukihi läbimõõt on mitu kilomeetrit.

Mõnede teadlaste arvates ei pea mussooni tekkimiseks toimuma õhuvahetus tingimata mandri ja mere vahel, vaid mussoon võib tekkida ka ainult mandril. Nii näiteks on olukord Aafrikas. Suvel tekib Kesk-Aafrikas madalrõhkkond, kuhu Põhja-Aafrikast ja ekvaatori rajoonist voolab jahedamat õhku. Talvel on madalrõhkkond Põhja-Aafrikas ja siis puhuvad sinna lõunast soojad tuuled.

Mussoonidest on kõige tuntum talvel Aasia mandrilt India ookeanile ja suvel ookeanilt mandrile puhuv tuul. Maa pöörlemise tõttu ei puhu mussoon otse ookeanilt mandrile ja vastupidi, vaid kaldub sellest suunast paremale.

Ookeanilt puhuv mussoon on soe ja niiske ning toob rohkesti sademeid. Talvine Aasia mussoon on palav ja kuiv. Indias tõuseb siis temperatuur kuni 40°-ni ja õhk muutub väga kuivaks. Mussooni suuna muutumisega kaasneb ilmade muutus, mis toimub sageli hüppeliselt.

Ookeanilt puhub mussoon harilikult juunist detsembrini. See on Indiale sadude ajaks, kuna sel ajavahemikul sajab ligi 80% aasta sademeist. Mussoon on Indiale väga tähtis, sest sellest oleneb viljasaak.

Mussooniga sarnaseid tuuli näeme ka mujal, kuid kusagil pole nad nii tugevad kui Indias. Nii näiteks toimub õhuvahetus Põhja-Austraalia ja ookeani vahel. Ka üksikutel sisemeredel on tuuli, mis puhuvad ühel poolaastal maismaalt, teisel poolaastal merelt. Selliseid tuuli näeme Kaspia mere lõunaosas, Mustal merel, Baikali järvel ja mujal.

93. Passaat ja antipassaat. Suhteliselt kitsas ekvatoriaalses vööndis on õhurõhk kogu aasta madal ja puhuvad nõrgad muutliku suunaga tuuled. Sageli valitseb siin tuulevaikus. Temperatuur on aasta läbi ühtlaselt kõrge, kõikudes 24—30° piires, mille tulemusena tekivad tõusuvoolud. Mitme kilomeetri kõrgusele tõusnud õhk liigub ekvaatorilt kahele poole laiali. Maa põhjapoolkeral pidevalt paremale poole pöördudes muutub see õhk aeglaselt läänetuuleks. Jõudnud 30.—35. laiuskraadini, laskub õhk ülevalt maapinnale lähemale, mille tulemusel siia üha rohkem õhku koguneb ja õhurõhk tõuseb. Nii tekib sellel laiusel kõrgrõhuvöönd. Mandrite kohal on see vöönd jagunenud üksikuteks kõrgrõhkkondadeks ehk subtroopilisteks antitsükloniteks, kuna ookeanide kohal on vöönd palju kindlam, kuigi ka siin ei ole see täiesti püsiv. Joonistel 12 ja 13 on näha põhja- ja lõunapoolkera subtroopilist kõrgrõhuvööndit.

Subtroopilistest kõrgrõhkkondadest on Euroopa kliima kujunemisele kõige olulisem Assoori kõrgrõhkkond, mis püsib 35. laiuskraadi piirkonnas Assoori saarte läheduses. Õhurõhk on siin jaanuaris 1021 mb, juulis 1024 mb.

See on merelt Euroopa kohale saabuva troopilise õhu koldeks.

Kõrgrõhuvööndis 30.—35. laiuskraadi piirkonnas on nõrgad muutliku suunaga tuuled. Sageli kestab tuulevaikus siin nädalaid. Meremehed nimetavad seda ala «hobulaiuseks». Selle nime tekkimist seletatakse järgmiselt. Endisel ajal veeti Euroopast Ameerikasse hobuseid ja kuna siis aurikuid veel ei olnud, toimus vedu purjekatel. Mõnikord sattusid purjekad tuulevaikuse vööndisse ja olid sunnitud seal nädalaid viibima. Kuna aga laevadel puudusid suuremad loomasöödа ja joogivee tagavarad, said need laiused paljudele hobustele saatuslikuks. Sellest olevatki tulnud nimetus «hobulaius».

Kuna selles vööndis on õhurõhk kõrge, ekvaatoril aga madal, pöördub osa ekvaatorilt tulnud ja siin madalamale laskunud õhust ekvaatori poole tagasi. Nagu mujalgi, nii kääandub ka siin tuul õhurõhu gradiendi suunast põhjapoolkeral paremale, lõunapoolkeral vasakule. Seega puhub Maa põhjapoolkeral ekvaatorile kirdetuul ja lõunapoolkeral kagutuul. Neid tuuli nimetatakse p a s s a a t i d e k s.

Kõrgemates õhukihtides liigub õhk ekvaatorilt eemale passaadile otse vastupidises suunas, mistõttu seda kõrgemate õhukihtide tuult nimetatakse a n t i p a s s a a d i k s, s. o. passaadile vastassuunaliseks tuuleks.

Passaatide keskmine kiirus on kuni 6 m/sek, antipassaatide kiirus tõuseb kuni 8 m/sek ja isegi üle selle. Passaadi vertikaalne läbimõõt on kuni 5 km, kuna antipassaadi läbimõõt on mõnikord üle 10 km.

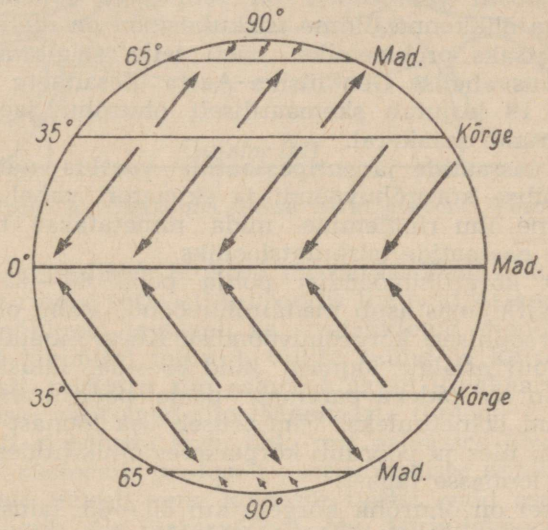
Kuigi passaadid on suunalt võrdlemisi kindlakujulised, ei puhu nad siiski kõikjal ümber maakera subtroopikast ekvaatorile. Kõige kindlamad on need tuuled ookeanide kohal, kuid ka siin mitte alati. Eriti tunduvalt on passaat häiritud India ookeanis, kus suvel puhub ookeanilt passaadile vastassuunaline mussoon. Ka Malai saarestikus, Aafrikas ja Lõuna-Ameerikas on passaat teistest tuultest sedavõrd mõjutatud, et teda peaaegu ei esinegi.

Passaatide olemasolu oli meremeestel juba ammugi teada. Seda teadsid ka Kolumbuse madrused. Korduvalt avaldasid nad kartust, et passaadiga on küll mõnus läände purjetada, aga kuidas sealt tagasi saab.

94. Õhkkonna üldine tsirkulatsioon. Õhkkonna üldiseks tsirkulatsiooniks nimetatakse suuri territooriume haara-

vat võrdlemisi püsivasuunalist õhu liikumist. Õhkkonna üldisesse tsirkulatsiooni ei kuulu üksnes maapinnalähedane õhu liikumine, vaid liikumine kogu troposfääri ulatuses.

Õhkkonna üldisel tsirkulatsioonil on suur tähtsus, sest suurte õhumassidega kanduvad soojus ja niiskus ühest kohast teise, ning sellest olenevad ilmad ja kliima.



Joon. 19. Õhurõhu jaotuse ja valitsevate tuulte lihtsustatud skeem

Kui peale päikesekiirguse ei oleks teisi õhu liikumist põhjustavaid tegureid, voolaks õhk maapinna läheduses külmadelt poolustelt soojale ekvaatorile ja kõrgemates õhukihtides toimuks ekvaatorilt ülestõusnud sooja õhu liikumine pooluste poole. Sel korral oleks õhu liikumine meridionaalne. Laiusjoonte suunas toimuvat õhu liikumist nimetatakse tsonaalseks liikumiseks. Kuid ekvaatori ja pooluste vahelist õhu liikumist ei esine, sest tuulte suund ja kiirus oleneb mitte ainult päikesekiirgusest, vaid ka maismaa ja veekogude ebaühtlasest soojenemisest, maismaa ebatasasusest, õhuosakeste vastastikusest hõõrdumisest ja Maa pöörlemisest ümber oma telje.

Tuulte erinevaid suundi ja nende tekkimise põhjusi

vaadeldes leiab tuntud meteoroloog V. A. Belinski, et õhkkonna üldist tsirkulatsiooni on võimatu kirjeldada kõikides peensustes ning sellest saab eraldada ainult iseloomulikumaid ja jämedamaid jooni, mis püsivad aastast aastasse. Kuid ka nende üldist tsirkulatsiooni iseloomustavate joonte uurimine põrkab tõsistele raskustele.

Selline olukord ongi põhjuseks, et õhkkonna üldise tsirkulatsiooni probleemid on seni veel lahendamata. Kuna aga õhkkonna üldine tsirkulatsioon on meteoroloogiale tähtsaks probleemiks, võeti selle selgitamine ka III Rahvusvahelise Geofüüsika Aasta ülesannete hulka.

Joonis 19 kujutab skemaatiliselt õhurõhu jaotust ja tuulte suundi maakeral.

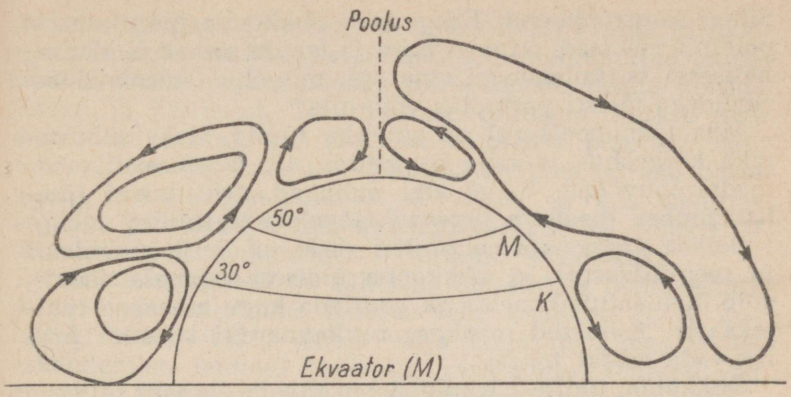
Juba passaatide ja antipassaatide vaatlus näitab, et subtroopilise kõrgrõhuvööndi ja ekvaatori vahel toimub regulaarne õhu ringlemine, mida nimetatakse troopiliseks ehk passaatide tsirkulatsiooniks.

Sellest kõrgrõhuvööndist põhja pool, 60.—65. laiuskraadi piirkonnas asub madalrõhuvöönd, kuhu õhk voolab subtroopilisest kõrgrõhuvööndist. Kõrgrõhualalt tulles puhub tuul esialgu lõunast, kuid 60.—65. laiuskraadile jõudes on see pideva paremale poole pöördumise tõttu muutunud läänetuuleks. Siin tõuseb osa lõunast saabunud õhku üles ja pöördub kõrgemates õhukihtides kirdetuulena lõunasse tagasi.

Poolusel on õhurõhk kõrgem kui 60.—65. laiuskraadil, mistõttu ka pooluselt hakkab õhk liikuma parasvööndi madalrõhualale, pöördudes põhjapoolkeral õhurõhu gradiendi suunast paremale, lõunapoolkeral vasakule. Kõrgemates õhukihtides liigub aga õhk Maa põhjapoolkeral 60.—65. laiuskraadi vööndist edelatuulena, lõunapoolkeral loodetuulena pooluse poole tagasi.

Kõige selle põhjal näib, nagu oleks Maa põhja- ja lõunapoolkeral kolm täiesti iseseisvat kinnist õhu tsirkulatsiooni ringi (joon. 20). Tegelikult on õhu liikumine palju keerulisem.

Õhu tsirkulatsiooni ringid ei ole üksteisest eraldatud kinnised õhu liikumise süsteemid, vaid nende vahel toimub õhuvahetus. Troopiline õhk, mis kõrgemates õhukihtides ekvaatorilt eemaldub, ei lasku kõik subtroopika kõrgrõhuvööndisse, vaid osa sellest õhust jätkab oma teed põhja suunas ja jõuab viimaks koguni pooluseni, omandades sel teekonnal polaarõhu omadused.



Joon. 20. Õhkkonna üldise tsirkulatsiooni skeem

Kõige keerulisem olukord on parasvööndi õhu tsirkulatsiooni ringis, sest selles vööndis liiguvad Atlandilt saabuvad tsüklonid ja sageli ka antitsüklonid. Nende rõhkkondade läbimisel muutub tuulte suund ja kiirus sageli ja kiiresti, mistõttu siin esineb kõikide ilmakaarte tuuli. Kuid siiski valitsevad siin läänekaarte tuuled.

Samuti ei pöördu kogu õhk, mis polaarses õhu tsirkulatsiooni süsteemis pooluselt parasvööndisse liigub ja seal kõrgemale tõuseb, oma koldesse tagasi, vaid osa sellest õhust liigub üle parasvööndi õhu tsirkulatsiooni ringi lõuna poole ja täiendab subtroopilisi antitsükloneid.

Liikumine kolmes õhu tsirkulatsiooni ringis on nii keeruline, et parasvööndi õhuringi olemasolu on tegelikus õhu liikumises raske märgata, nagu seda on näha joon. 20 parempoolsel serval, kus parasvööndi õhu tsirkulatsiooni ringist pole õieti midagi järele jäänud. Nii ei saa õhu liikumisega nendes kolmes õhuringis veel kogu õhu tsirkulatsiooni ära seletada.

Kuna tuuled on põhjustatud õhurõhu ebaühtlasest jaotusest, mõjutab iga suurem kõrg- ja madalrõhkkond tuulte tekkimist ja suunda.

Tuulte tekkimisel ja nende suuna määramisel on olulise tähtsusega nn. õhkkonna mõjutsentrid — maa-alad, kus kogu aasta või sesoonselt püsib kas kõrg- või madalrõhkkond. Meile lähemal on kogu aasta püsivad Assoori kõrgrõhkkond ja Islandi madalrõhkkond ning talvel suur

Siberi kõrgrõhkkond. Kuigi kõik õhkkonna mõjutsentrid pole nii võimsad, on neid mitu ja igaüks annab õhkkonna üldisesse tsirkulatsiooni oma osa, mis õhu tsirkulatsiooni ringidega täiesti vastuolus võib olla.

Maa lõunapoolkeral on suureks tuulte alaks subtroopika kõrgrõhu- ja selle naabruses, 40. laiuskraadil asuv madalrõhuvöönd. Sellel alal puhuvad, eriti talvel (juulis), ümber maakera tugevad läänekaarte tuuled.

Sellele vaatamata on tuultel siiski nii palju stabiilsust ja reeglipärasust, et õhkkonna üldisest tsirkulatsioonist võib õigustatult kõnelda ja koostada kogu maakera tuultekaarte. Esimesed maakera tuultekaardid koostati juba ligi sada aastat tagasi.

Õhkkonna üldise tsirkulatsiooni skeemi loojaks oli vene klimatoloogia rajaja A. I. Võjeikov (1842—1916), kes esitas nimetatud kolme õhu tsirkulatsiooni ringi skeemi juba aastal 1874. Kuigi selles skeemis on aastakümnete vältel nii mõnigi asi muutunud, on skeem püsinud üldjoontes siiski tänini.

95. Tuule töö. Juba muistsel ajal kasutas inimkond tuult jõuallikana. Kõige varem rakendati tuul tööle arvatavasti veeteid mööda rännates, kus tuul pani purjesõidukid liikuma. Tuulikud tekkisid alles hiljem. Kunas ja kus ehitati esimesed tuulikud, sellest ajalugu vaikib. Vanad Egiptuse ja Babüloonia andmed kõnelevad, et seal kasutati tuulikuid juba paar tuhat aastat enne meie ajaarvamist. Euroopas hakati neid ehitama palju hiljem. Ajaloolistest allikatest teame, et Prantsusmaal oli tuulikuid juba XII sajandil. Ei saa aga öelda, et need olid esimesed tuulikud Euroopas.

Tänapäeval ei leidu maad, kus tuulejõudu ühel või teisel viisil ei kasutata. Tuulejõu kasutamisel on teiste jõuallikatega võrreldes see paremus, et tuul on seal, kus energiat vajatakse. Tuult ei tarvitse transportida nagu kivisütt, naftat, elektrit jne. Sellepärast peaks tuulejõudu rakendama eriti teistest jõuallikatest eemal asuvates kohtades.

Tuulejõu kasutamisel on väga olulisteks küsimusteks, mil määral saab tuult üldse jõuallikana kasutada ja kui suuri seisakuid on nõrkade või ülitugevate tuulte ajal energia tootmises oodata. Selle kindlaksmääramiseks peetakse tuulte kadastrit. Vastavates vaatluspunktides mõõ-

detakse iga päev 15 meetri kõrgusel tuule kiirust ja määratakse tuule suunda. Nende andmete kokkuvõtted annavad ülevaate majanduslikult kasutatavate tuulte korduvusest ja kestusest. Tuulevaikuse probleem kerkib üles ainult sel korral, kui energiat vajatakse pidevalt, näiteks suuremates käitistes. Põllumajanduses on aga palju alasid, kus energiat pidevalt ei vajata ja kus energiavajadus pole alati kindla tööajaga seotud. Nii võiks tuul olla eriti põllumajanduses kasulikuks jõuallikaks.

Tuule kasutamisel on tähtsaks ülesandeks otstarbekate jõujaamade ehitamine. Kuulus vene teadlane N. J. Žukovski (1847—1921) töötas välja kogu maailmas üldist rakendamist leidnud tuulejõu kasutamise teoreetilised alused ja vastavalt nendele on ehitatud tuulejõu kasutamiseks jõujaamu.

VII PEATÜKK

AURAMINE, NIISKUS, UDU

96. Vee ringvool õhus. Õhus toimub pidev vee ringlemine. Aastas läbib Maa õhkkonda üle poole miljoni kuupkilomeetri vett.

Looduses ei leidu kusagil täiesti kuiva õhku. Ka kõige kuivema liivakõrbe õhust leiame veeauru, mis on sinna sattunud auramise teel ookeanilt, meredelt, järvedelt, pinnaselt, taimedelt jne. Õhusammas, mille põhja pindala on üks ruutmeeter, sisaldab maapinnast kuni õhkkonna ülemise piirini keskmiselt 30 kg vett. Kogu see vesi ringleb — tõuseb maast õhku ja langeb sademetena jälle teise kohta maha. Selles veeringluses on auramisel suur tähtsus, sest auramine varustab õhku veega.

Veeauru hulk õhus selgub õhu niiskuse mõõtmisel.

97. Vee aurumine. Õhus on alati meile nähtamatul kujul veeauru, mis koosneb üksikutest vee molekulidest. Oletame, et meil on kinnine kast. Valame sinna nii palju vett, et see kataks kasti põhja õhukese kihina. Soojendame kastis olevat vett ja õhku kuni näiteks kahekümne viie kraadini. Veepinnalt toimub vee aurumine, kusjuures kiiremini liikuvad molekulid lahkuvad sealt õhku. Vee molekulide arv õhus üha suureneb. Igas suunas liikudes ja omavahel ning kasti seintega tihti kokku põrgates, satub osa molekule vette tagasi. Nii kaua, kuni veest lahkunud molekulide arv ületab vette tagasi läinud molekulide arvu, kestab vee aurumine edasi. Aurumise jätkumisel veega uuesti ühinenud molekulide arv üha suureneb ja viimaks tekib moment, mil ühe sekundi vältel veest lahkunud molekulide arv võrdub vette tagasi läinud molekulide arvuga. Siis on õhk veeaurust küllastunud.

Soojendame õhku uuesti, nii et temperatuur tõuseks

kolmekümne viie kraadini. Vee aurumine algab jällegi ja kestab nii kaua, kuni õhk veeaurust taas küllastub.

Nii määrab temperatuur vee aurumisele piirid. Mida kõrgem on temperatuur, seda rohkem veeauru võib õhk sisaldada. Temperatuuri ja aurumise vahekorra uurimisel on leitud, et kui õhutemperatuur on −30°, mahub õhu ühesse kuupmeetrisse 0.3 grammi veeauru, −10° korral 2,4 g, 0° korral 4,9 g, 20° korral 17,3 g jne. (lisa 5).

Vee aurumisel kaasneb molekulide lahkumisega veest vee temperatuuri langus. Seda soojust, mis kulub ühe grammi vee aurumiseks, nimetatakse aurumissoojuseks. Aurumissoojus on vastavalt vee temperatuurile erinev. Kui vee temperatuur on 100°, kulub 1 g vee aurumiseks 539 cal soojust, 0° korral 597 cal soojust. Ühe grammi jää aurumiseks on vaja 677 cal soojust. Aurumiseks kulunud soojuse viib veeaur enesega variatud kuiul kaasa. Seega peituvad veeaurus suured soojusevarud.

Kui aurav keha ei saa väljastpoolt soojust juurde, siis auramisel tema temperatuur langeb. Seepärast tundub, et märg käsi on kuivast külmem.

98. Mis soodustab auramist? Auramine oleneb paljudest teguritest. Veekogude pinnalt võib auramine toimuda piiramatult, kuid pinnases pole alati auramiseks vajalikku vett ja nii on auramine veekogudelt üldiselt suurem kui maismaalt.

Auramisele avaldavad suurt mõju õhutemperatuur ja õhu niiskus. Mida kõrgem on õhutemperatuur ja mida kuivem õhk, seda intensiivsem võib olla auramine.

Pinna kohale, kust toimub auramine, koguneb rohkesti vee molekule, mis edaspidist auramist vähendab ja aeglustab. Tuul kui veeauru eemaldaja soodustab auramist. Sel põhjusel kuivab märg pesu tuulise ilmaga kiiremini kui tuulevaikuse korral.

Taimekasvatusest on teada, et taimed vajavad väga palju vett nii oma organismi ehitamiseks kui ka pinnasest toidu saamiseks. Suurem osa sellest veest aurub taimest lehtede kaudu välja. Näiteks vajab hektar suvinisu suve jooksul keskmiselt 2500 t vett, millest taimedele jääb ehk ainult 1—2%. Kogu see vesi tuleb pinnasest, mistõttu taimestikuga kaetud pinnase auramine on katmata pinnase auramisest palju suurem.

99. Auramise mõõtmine. Auramise mõõtmisel määratakse, kui palju vett antud ajavahemikul (näiteks ööpäevas) teatavalt pinnaühikult on aurunud. Tavaliselt väljendatakse auramise suurust aurunud veekihi paksusega, kuid aurunud vee hulka võib mõõta ka grammides.

Auramise mõõtmine looduslikes tingimustes on keeruline ülesanne. Seepärast on aastakümnete kestel konstrueeritud hulk *aurustumismõõtjaid* ehk *evaporomeetreid*.

Nõukogude Liidus kasutatakse veekogude pinnalt vee aurumise mõõtmiseks ujuvaid aurustumismõõtjaid. Need on puust alusele asetatud ja veega teatava kõrguseni täidetud metallanumad. Aurumise suuruse määrab veetaseme kõrguse muutumine anumas. Auramise mõõtmiseks suurelt avatud pinnalt on NSV Liidus ehitatud 1—3 meetri sügavused 200 m^2-lise pindalaga betoonbasseinid. Pinnaselt toimuva auramise mõõtmiseks asetatakse maa sisse pinnasega täidetud kastid, mille kaalu muutumisest leitakse aurumise suurus.

Üheks vanemaks aurustumismõõtjaks on vene akadeemiku Wild'i konstrueeritud evaporomeeter. Evaporomeetriks on kangkaal, mille üks õlg on teisest pikem. Lühema õla kausile asetatakse väike anum destilleeritud veega. Teatud aja möödumisel määratakse skaala kõrval liikuva osuti näitude järgi, kui palju on anum kergemaks jäänud, ja leitakse auramise suurus. Aurustumismõõtja asub erilises meteoroloogilises onnis.

100. Auramise suurus. Üheks tähtsamaks auramist mõjutavaks teguriks on temperatuur. Auramise suurus muutub ööpäeva vältel vastavalt temperatuuri muutumisele, tõustes kella 13-ks maksimumini. Öösel on auramine madalama temperatuuri tõttu väiksem.

Kuna väiksematel geograafilistel laiustel on temperatuur kõrgem kui parasvööndis, polaarmaadest rääkimata, on ka auramine ekvaatori läheduses suurem kui suurematel laiustel. Nii aurab ekvaatoril ööpäevas keskmiselt 3—4 mm, parasvööndis 1—2 mm ja polaarmaades 0,1 mm ümber. Vastavalt sellele kujunevad ka auramise aastased näitajad. Leningradis aurab aasta jooksul 320 mm, Tartus 340, Moskvas 417, Odessas 584, Nukuses (Kesk-Aasias) 1718 mm jne. Kusagil pole aga

auramine nii suur nagu Sudaanis, kus aastas aurub ligi nelja meetri paksune veekiht.

Kogu maakera kohta on auramise suurus keskmiselt 100 cm aastas. Kuna aga Maa lõunapoolkeral on veekogusid rohkem kui põhjapoolkeral, on lõunapoolkeral auramise suurus keskmiselt 120 cm (lisa 6).

101. Veeauru rõhk. Oletame, et meil on elavhõbedaga täidetud baromeetri toru, mis on lahtise otsaga elavhõbeda vannis. Elavhõbe on jäänud püsima mingile tasemele. Juhime väikese toru abil baromeetri torusse mõned tilgad vett. Vesi kerkib kohe elavhõbeda pinnale ja on mõne aja pärast aurunud. Koos auru tekkimisega vajub elavhõbeda pind torus madalamale, sest veeaur avaldab survet. Juhime uuesti paar piiska vett torusse. Ka see aurub ja elavhõbeda pind torus langeb veel madalamale. Kolmandal korral vett torusse juhtides näeme, et nüüd jääb vesi elavhõbeda pinnale püsima ja elavhõbe ei vaju enam madalamale. See tähendab, et elavhõbeda kohal olev ruum on veeaurust küllastunud. Õhutemperatuur on 12°. Mõõtes elavhõbedasamba esialgse ja lõpptaseme kõrguse vahe, leiame, et sammas on lühenenud 10,7 mm võrra. See on ruumi küllastava veeauru rõhk temperatuuril 12°.

Mida kõrgem on õhutemperatuur, seda suurem on ka ruumi küllastava veeauru rõhk. Näiteks on —30° juures ruumi küllastava veeauru rõhk ainult 0,3 mm, —10° juures juba 2,1 mm, 20° juures 17,5 mm, 40° juures 50,5 mm jne.

Üksikasjalisemad andmed veeauru rõhu kohta on toodud lisas 5.

102. Õhu niiskus. Õhu niiskust iseloomustatakse järgmiste karakteristikute abil.

Ühes kuupmeetris õhus sisalduva veeauru hulka grammides nimetatakse õhu absoluutseks niiskuseks.

Mida kõrgem on õhutemperatuur, seda rohkem veeauru võib õhk sisaldada. Tavaliselt on õhus veeauru vähem, kui antud temperatuuril võiks seal olla. Absoluutse niiskuse protsenti antud temperatuuril õhku küllastavast veeaurust nimetatakse relatiivseks ehk suhteliseks niiskuseks.

Oletame, et õhutemperatuur on 16° ja õhu absoluutne niiskus 6,8 g/m^3. Vastavast tabelist näeme (lisa 5), et

õhk võiks sisaldada sellel temperatuuril 13,65 g veeauru ja alles siis oleks õhk veeaurust küllastunud. 6,8 g on ainult pool sellest veeaurust, mis õhku sellel temperatuuril küllastaks. Õhu relatiivne niiskus on seega ainult pool võimalikust niiskusest, kusjuures seda väljendatakse protsentides. Sel korral on relatiivne niiskus 50%.

Eriniiskuseks nimetatakse ühes kilogrammis niiskes õhus sisalduva veeauru hulka grammides.

Niiskuse defitsiit ehk niiskuse vajak õhus on antud temperatuuri juures maksimaalselt võimaliku veeauru rõhu ja tegeliku veeauru rõhu vahe. Kui näiteks maksimaalselt võimalik veeauru rõhk on 5,8 mm, tegelik rõhk aga on 1,9 mm, siis on niiskuse vajak 3,9 mm.

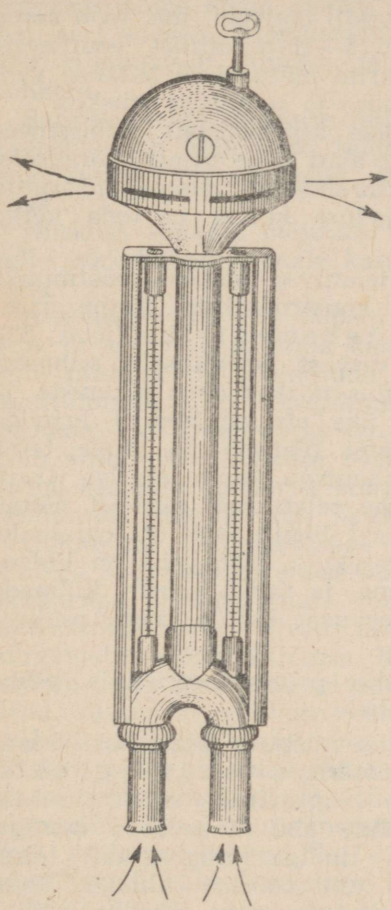
Kastepunktiks nimetatakse temperatuuri, milleni tuleb õhku jahutada, et see osutuks veeaurust küllastunuks. Kui näiteks ühes kuupmeetris õhus on 3,5 g veeauru ja õhutemperatuur 12°, siis on vaja temperatuuri madaldada ligi 17° (−5°-ni), et õhk muutuks veeaurust küllastunuks (lisa 5).

103. Kuiv ja märg termomeeter. Psühromeeter. Õhu niiskuse mõõtmiseks on mitu võimalust. Kõige lihtsam neist seisneb selles, et õhutemperatuuri mõõdetakse korraga kuiva ja märja termomeetriga. Seda võimalust kasutatakse ka meteoroloogias.

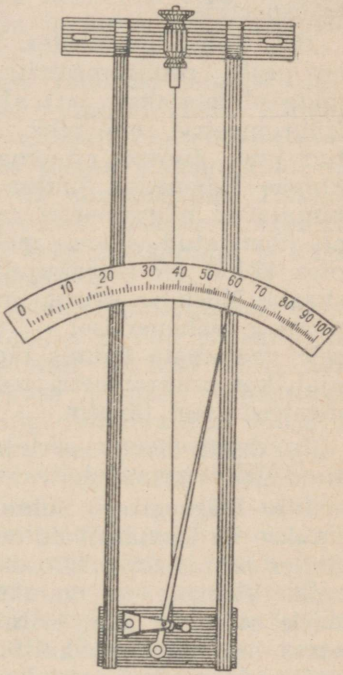
Meteoroloogilises onnis asuvad vertikaalses asendis teineteise läheduses kaks termomeetrit. Üks on harilik termomeeter — seda nimetatakse kuivaks. Teise samasuguse termomeetri reservuaari ümber on mähitud õhuke kord batisti, mille ots ulatub termomeetri all olevasse veeklaasi. Vesi imbub batisti mööda üles, nii et termomeetri reservuaar on alati märg ja siit toimub pidev vee aurumine. Kuna vesi vajab aurumiseks soojust, siis näitab märg termomeeter madalamat temperatuuri kui kuiv termomeeter. Termomeetrite lugemite vahe on seda suurem, mida suurem on aurumine, s. t. mida kuivem on õhk. Termomeetrite lugemite ja õhurõhu andmete põhjal on õhu niiskuse leidmiseks koostatud vastavad tabelid, mille alusel määratakse veeauru rõhk.

Niisugust termomeetrite paari nimetatakse psühromeetriks. Selle mõõteriista kasutamine on kaunis

tülikas, sest see peab asuma psühromeetrionnis, mistõttu seda tarvitatakse vaid meteoroloogiajaamades. Selles suhtes on palju praktilisem Assmani aspiratsiooni



Joon. 21. Aspiratsiooni psührometeer.



Joon. 22. Juushügromeeter

psühromeeter (joon. 21). Ka siin on kuiv ja märg termomeeter. Termomeetrite reservuaaripoolsed otsad on torukestes. Reservuaaridest pisut kõrgemal ühinevad torukesed üheks toruks, mille ülemises otsas on venti-

laator. Ühe termomeetri reservuaari ümber on mähitud batist. Enne vaatlusi tehakse batist väikese pritsiga märjaks ja siis pannakse ventilaator käima. Termomeetrite reservuaaride ümber tekib õhuvool, mis toob sinna pidevalt uut õhku. Pärast 5—10-minutilist ventileerimist vaadatakse termomeetrite näitusid ja leitakse vastavast tabelist õhu absoluutne ja relatiivne niiskus.

Vaatluste ajaks riputatakse aspiratsiooni psühromeeter posti külge, maapinnast alati kahe meetri kõrgusele. Vaatluste vaheajal on psühromeeter temale määratud väikeses kastis, nii et vajaduse korral on teda kerge transportida.

104. Juushügromeeter. Relatiivse niiskuse mõõtmiseks on peale psühromeetrite konstrueeritud lihtne riist, mida nimetatakse juushügromeetriks (joon. 22). Hügromeetris on pikk, rasvast keemiliselt puhastatud juus. Juustel on omadus niiskes õhus pikeneda ja kuivas lüheneda. Juukse üks ots on liikuva kruviga kinnitatud hügromeetri raami ülemise osa külge, teine ots ühendatud väikese mehhanismi kaudu osutiga. Osuti otsa kohal on loogakujuline relatiivset niiskust näitav skaala. Niiskuse suurenemisel liigub osuti ots paremale, niiskuse vähenemisel — vasakule. Mõõteriist on lihtsusele vaatamata kaunis täpne ja talvel suurte külmade ajal, kui psühromeetri reservuaar kattub jääga, psühromeetrist isegi täpsem.

Juushügromeeter asetatakse psühromeetrionnis psühromeetri termomeetrite vahele.

105. Hügrograaf. Suhtelise niiskuse jälgimiseks kasutatakse ka isemärkivaid mõõteriistu — hügrograafe. Selles riistas on niiskusele reageerivaks osaks juuksesalk. Viimane on vahelülide abil ühendatud osutiga, mille otsas on sulg erilise tindiga. Hügrograafi teises otsas on kellamehhanismi abil pöörlev silinder, nagu seda termograafis ja barograafis juba nägime. Silinder kaetakse vastava paberilindiga, millel on piki- ja püstjooned. Esimesed näitavad niiskuse hulka, teised kellaaega. Osuti sulg jätab silindri pöörlemisel paberile joone, millest on näha, kui suur on niiskus kunagi olnud.

Hügrograafi registreeriv osa paikneb väikeses klaaskastis ja asub selleks määratud meteoroloogilises onnis.

106. Niiskuse ööpäevane käik. Niiskuse hulk õhus ja selle ööpäevane ning aastane käik olenevad mitmest tegurist. Kõige enam oleneb niiskuse hulk temperatuurist, sest kõrgemal temperatuuril on auramine veekogudelt ja pinnaselt suurem ja ka õhk mahutab veeauru rohkem.

Samuti oleneb niiskuse hulk sellest, kas aluspind on veerohke või kuiv, sest mida veerikkam on aluspind, seda suurem on auramine ja õhu rikastumine veeauruga.

Niiskuse rohkust mõjutab ka tuul, mis võib niiskust selle tekkekohast eemale kanda ja kuiva õhku asemele tuua.

Absoluutse niiskuse ööpäevast muutust jälgides selgub, et see võib toimuda kahel erineval viisil. Esiteks võib niiskuse hulk muutuda vastavalt õhutemperatuuri muutumisele, s. o. keskpäevaks tõusta maksimumini ja hommikul päikesetõusuks langeda miinimumini. Teiseks võib absoluutse niiskuse ööpäevases muutuses esineda soojal aastaajal mandrite kohal kaks maksimumi ja kaks miinimumi. See toimub järgmiselt.

Hommikul päikesetõusuga algab temperatuuri tõus, millega suureneb auramise võimalus ja õhu rikastumine veeauruga. Temperatuuri tõusmisel tekivad õhus aga tõusuvoolud, mis viivad niiskuse pinnase lähedusest kõrgematesse õhukihtidesse. Kuigi temperatuuri tõusuga suureneb ka auramine, ei suuda see siiski tõusuvooludega kaasnevat niiskuse vähenemist katta. Seepärast saabub niiskuse maksimum kella 9—10 ajal, millele järgneb pidev niiskuse vähenemine tõusuvoolude maksimumi ajal kuni kella 15—16-ni, mil niiskus jõuab miinimumini. Kuna õhutemperatuur on vee aurustumiseks veel küllaltki kõrge, õhu tõusuvoolud aga tunduvalt nõrgenenud, hakkab niiskuse hulk õhus jälle suurenema ja kella 20—21 vahel saabub niiskuse teine maksimum. Temperatuuri edasise languse mõjul aurumine väheneb ja enne päikesetõusu saabub niiskuse teine miinimum.

Selline on absoluutse niiskuse ööpäevane käik soojal aastaajal maismaa kohal selge ilmaga. Talvel ja pilves ilmaga, kui tõusuvoolud on nõrgad või puuduvad täiesti, on ainult üks niiskuse maksimum — pärast keskpäeva ja miinimum — hommikul päikesetõusu ajal.

Relatiivne niiskus muutub ööpäeva vältel vastupidi-

selt õhutemperatuuri muutusele, nii et relatiivse niiskuse miinimum on keskpäeval, kui temperatuur on kõige kõrgem. Saju eel niiskus suureneb ja saju ajal on õhk veeaurust küllastunud — relatiivne niiskus on 100%.

107. Niiskuse aastane käik. Absoluutset niiskust aasta vältel jälgides selgub, et meil on niiskuse maksimum üldiselt juulis, miinimum jaanuaris. Lõunas on maksimumi ja miinimumi vahe võrdlemisi väike, sest ka õhutemperatuur kõigub seal aasta vältel vähe. Põhjas aga, kus õhutemperatuur aasta jooksul palju muutub, kõigub õhu absoluutne niiskus suurtes piirides.

Relatiivse niiskuse aastane maksimum on tavaliselt novembris ja detsembris ning miinimum mais ja juunis.

108. Niiskus erinevatel geograafilistel laiustel. Kuna absoluutse niiskuse hulk oleneb esmajoones õhutemperatuurist, siis on ka kõrgema temperatuuriga maades absoluutne niiskus suurem kui mujal. Üldiselt väheneb absoluutne niiskus ekvaatorilt pooluse suunas, kuigi mitte alati. Relatiivne niiskus on aga suurematel laiustel pisut suurem kui ekvaatori piirkonnas.

Kõige niiskemaks kohaks on Bengaali laht, kus aasta keskmine absoluutne niiskus on 27,2 mm. Kõige väiksem aasta keskmine absoluutne niiskus on Antarktises, kus see ei ületa 0,9 mm. Arusaadavalt on see tingitud sealsest madalast õhutemperatuurist.

109. Veeaur kõrgemates õhukihtides. Kuna veeauru hulk õhus oleneb esmajoones õhutemperatuurist, siis on kõrgemad õhukihid maapinnale lähematest õhukihtidest niiskuse poolest vaesemad, sest kõrgemates õhukihtides on madalam temperatuur ja pealegi varustab maapind õhku veeauruga.

Suvel on kõrgemates õhukihtides rohkem veeauru kui talvel. Näiteks nelja kilomeetri kõrgusel on talvel ainult veerand sellest veeaurust, mis seal on suvel. Kuid mida kõrgemale tõusta, seda väiksemaks jääb suvise ja talvise veeauru hulga vahe ning kümne kilomeetri kõrgusel kaob see vahe täiesti.

110. Udu. Udu tekkimine ja kadumine ei ole ainult huvitavaks teoreetiliseks küsimuseks, vaid sellel on ka suur praktiline tähtsus. Viimaseil aastakümneil uuritakse udu suure hoolega, kusjuures selleks on loodud vastavad

laboratooriumid, kus küsimusi püütakse lahendada katsetega.

Kui maapinna lähedal õhus toimub veeauru tihenemine veepiiskadeks või jääkristallideks ja neid tihenemise produkte on nii palju, et me ei näe ühe kilomeetri kaugusele, siis on tekkinud udu. Udu nimetatakse hõredaks, kui nähtavus on 500—1000 m. Keskmine udu on nähtavusega 200—500 m, tugeva udu korral on nähtavus 50—200 m ja väga tihedas udus on nähtavus väiksem kui 50 m.

Kuigi udu tekkimise võimalused on tänu laboratoorsetele katsetele juba üldjoontes selgunud, tekitab mõni uduga seotud küsimus siiski veel raskusi.

111. Udu tekkimise tingimused ja kondensatsioonituumad. Udu tekkimise esimeseks eelduseks on küllaldane veeauru olemasolu õhus. Teiseks on veeauru tihenemiseks ehk kondensatsiooniks vaja, et õhus oleks väikesi kondensatsioonituumakesi, mille ümber veeaur saaks tiheneda veepiiskadeks. Kui suur tähtsus on nendel tuumakestel, seda näitab järgmine katse.

Võeti kinnine kast, mille mahtu oli võimalik järsku suurendada, kusjuures kast jäi ikka kinniseks. Õhust kõrvaldati kõik tolmukübemed ja õhk küllastati veeauruga. Kasti mahu järsul suurendamisel langes õhutemperatuur sedavõrd, et õhu relatiivne niiskus tõusis kuni 400%-ni. Oodatud veeauru kondenseerumine jäi aga tulemata. Udu tekkimine algas kohe pärast tolmukübemete juhtimist veeaurust küllastunud õhku. Need väikesed kehad said veeaurule udupiiskadeks moodustumisel kondensatsioonituumadeks.

Selle katse läbiviimisel tekkis olukord, kus õhk sisaldas veeauru rohkem, kui seda antud temperatuuril veeauru kondenseerumiseks vaja oli. Seega oli õhk aurust üleküllastunud.

Kondensatsiooni ei soodusta igasugune tolm. Katsed näitavad, et kõik õhus hõljuvate ainete kübemed ei tihenda veeauru veepiiskadeks võrdselt, vaid ainult osal neist on eriline võime enesesse veeauru imeda. Need on hügroskoopiliste ainete kübemed, näiteks nõgi, soolad, happed ja veel mõned teised.

Nagu arvata võib, on kondensatsioonituumad väga väikesed, nii et nende läbimõõt on ainult mõni kümnendik mikronit (mikron on üks tuhandik osa millimeetrist).

Väikeste mõõtmete tõttu mahub tuumakesi õhku väga palju, kuid kõik tuumad ei võta veeauru kondenseerumisprotsessist osa.

112. Piiskade suurus. Udupiisad on mitmesuguse suurusega. Mõnede piiskade raadius on ainult 2μ, teistel kuni 50μ. Sooja õhu udupiisad on külma õhu piiskadest suuremad.

Piiskade hulk ruumiühikus on samuti mitmesugune. Nii on hõreda udu korral ühes kuupsentimeetris viiskümmend kuni sada ja tihedas udus kuni kuussada piiska.

Udud erinevad ka veesisalduse poolest. Hõreda udu ühes kuupmeetris õhus on temperatuuril 20° 0,5—1,5 g vett. Madalamal temperatuuril on veesisaldus väiksem.

Udude pildistamisel on leitud, et piisad on ühes ja samas udus väga erineva suurusega. Kui udupiisk hakkab kasvama, jääb tema suurenemine üha aeglasemaks. Selleks, et kondensatsioonituuma ümber kujuneks keskmise suurusega udupiisk, on vaja sada sekundit. Keskmise suurusega vihmapiisa kujunemiseks on vaja 24 tundi. Kuna aga vihmapiisad ei saa pilve nii kauaks heljuma jääda, tuleb järeldada, et need piisad kasvavad mitte veeauru tihenemise tõttu, vaid väiksemate piiskade liitumise teel.

113. Udu jääkristallidest. Udu ei koosne alati väikestest veepiiskadest, vaid talvel esineb udu sageli jääkristallidena. Veepiiskadest koosneva udu puhul ei pea temperatuur olema kõrgem kui 0°. Kui kondensatsioonituumi on õhus vähe, õhk on liikumatu ja jahenemine toimub aeglaselt, võib udu isegi paarikümnekraadilise külma juures veepiiskadest koosneda.

Kunagi arvati, et jääkristallide tekkimiseks peavad olema erilised tuumad. Laboratooriumides korraldatud katsed näitavad, et tuumad pole vajalikud, kuigi tuumade olemasolu soodustab kristallide tekkimist.

114. Udu liigid. Maapind kiirgab lakkamatult soojust, mille tagajärjel jahenevad nii maapind kui ka maapinnalähedased õhukihid. Eriti suur on jahenemine selgel suveööl. Kui maapinnalähedase õhu relatiivne niiskus on suur ja temperatuur langeb kastepunktini, algab udu tekkimine. Nii näemegi selgetel suveöödel eriti soodes ja mujal madalamates niisketes kohtades udu. Selliselt tekkinud udukiht on ainult paari meetri paksune ja haihtub

päikesetõusul. Seda udu nimetatakse kiirgus- ehk radiatsiooniuduks.

Udu võib tekkida ka sooja niiske õhu voolamisel üle külma maapinna, millega õhutemperatuur langeb kastepunktini. Sel teel võib tekkida kuni 500 m paksune udukiht. See on advektsiooniudu. Selliselt tekib udu siis, kui soe õhk satub merel külma hoovuse kohale või talvel soe mereõhk mandri kohale. Nende udude poolest on kuulus Newfoundlandi saar Atlandi ookeanis, kus külm Labradori ja soe Golfi hoovus teineteisele lähenevad.

Talvel võib mõnikord suurte külmadega näha lahtist merd auramas. Nii tekib udu auramisest suhteliselt soojalt veepinnalt, mille temperatuur on kuni 20° õhutemperatuurist kõrgem. See on auramisudu ja seda näeme ka sügisel jõgede ja järvede kohal enne vete kinnikülmumist. Ka suvel esineb mõnikord veekogude kohal udu.

Udu võib tekkida ka kahe erineva temperatuuri ja suure niiskusega õhumassi segunemisel, näiteks mererannas, kui mandri- ja mereõhu temperatuurid tunduvalt erinevad.

Peale siin mainitud juhtude on udu tekkimiseks veel teisi võimalusi.

Tähelepanu väärivad linnades esinevad udud. Vastavaist andmeist nähtub, et suurlinnades on aastane udupäevade arv suurem kui linnadest kaugemal ja viimastel aastatel on see arv veelgi kasvanud. Näiteks Pariisis on udupäevade arv viimase 25 aasta vältel kolmekordistunud, Londonis 15 aastaga 1,5 korda suurenenud.

Suur udupäevade arv linnades on seletatav sellega, et suitsevad suurtööstused saadavad nõe kujul õhku palju hügroskoopilisi tuumakesi. Seepärast on linnade udu nõgine ja sageli tumedavärviline.

115. Katsed udu kaotamiseks. Udu on üldiselt soovimatuks nähtuseks ja rohkete liiklusõnnetuste põhjustajaks. Udu on eriti ohtlik seal, kus liiklemine on mehhaniseeritud ja tempo kiire. Udu raskendab liiklust merel ja õhus, kuigi radiolokatsiooni kasutuselevõtmine on olukorda tunduvalt parandanud.

Udu tekkimist arvestades oleks loomulik, kui udu kaotamiseks püütaks õhutemperatuuri tõsta. Neid katseid on tehtud rohkesti, kuid udu kaotamine sel viisil on liiga

kulukas, sest udukiht võib olla sadu meetreid paks ja katta suurt maa-ala.

Udu on soovitatud kaotada isegi udupiiskade õhust kõrvaldamise teel. Selleks oleks vaja udupiisku suurendada vihmapiiskadeks, et nad oma raskuse mõjul maha langeksid. Ka neid katseid on tehtud, mis ei ole aga samuti andnud tulemusi.

Udu kaotamiseks on soovitatud veel teisigi abinõusid, kuid ükski neist ettepanekuist pole seda probleemi seni suutnud lahendada, sest nende ettepanekute teostamine on seotud suurte kuludega.

VIII PEATÜKK

PILVITUS

116. Pilved. Pilved on alati oma pidevalt muutuva välimuse ja mõnelgi korral fantastilise kujuga paelunud inimese tähelepanu. Pilvi vaadeldes on leitud, et nad võivad kujutada väga erinevaid pilte: inimesi ja loomi, mägesid ja orge, puid ja põõsaid jne. Kõiges selles pole aga midagi kindlat ja püsivat, vaid see muutub kaleidoskoopilise kiirusega.

Arvatavasti mäletab nii mõnigi oma lapsepõlvest, kuidas ta vahel pärast sooja vihma leidis põllult sültjaid hallikaid kehakesi ja kuidas siis vanemad inimesed seletasid, et need on vihmaga mahalangenud pilvetükikesed. Nüüd muidugi teame, et need kehakesed ei olnud pilvest pärit, vaid olid vetikad, mis soojas vihmavees kiiresti siginesid ja hüübinud halliks tarrendiks muutusid.

Meteoroloogias jälgitakse pilvi suure tähelepanuga ja teadlaste hulgas huvi pilvede vastu üha kasvab. See on ka arusaadav, sest pilved on ju teatavas mõttes kõrgemate õhukihtide elu väljendajateks, ja kui ei teata, mis toimub üleval, jäävad nii mõnedki õhkkonnas esinevad nähtused arusaamatuks.

117. Udu ja pilved. Pilvede tekke mõistmiseks tuleb meenutada, kuidas veeaur tiheneb uduks, sest tegelikult ei erine pilv udust. Sageli võib näha, kuidas udu maapinnalt kõrgemale tõustes pilveks muutub. Kui veeaur tiheneb veepiiskadeks maapinna lähedal, tekib udu; kui veeauru tihenemine toimub aga kõrgemal, tekivad pilved.

Null kraadist madalamal temperatuuril ei muutu veepiisad alati tahketeks kehakesteks, vaid võivad sageli esineda alajahtunud olekus. Pilvedest on leitud veepiisku, mille temperatuur on olnud kuni 40° alla nulli. Tavaliselt ei lange veepiiskade temperatuur nii madalale, vaid

juba paarikraadise külma juures muutuvad nad tahkeks. Kui pilve temperatuur on 0°-st madalam, on seal harilikult nii veepiisku kui ka jääkristalle, välja arvatud kõige kõrgemad pilved, mis koosnevad ainult jääkristallidest.

118. Konvektsioonipilved. Maakera pinna läheduses toimub õhu liikumine väga erinevates suundades, kusjuures osa õhku liigub tõusu- ehk konvektsioonivooluna kõrgemale. Konvektsioonivooludel on pilvede tekkimisel suur tähtsus, kuna need viivad maapinnalt kõrgematesse õhukihtidesse pilvede tekkimiseks vajalikku veeauru. Konvektsioonivoolud tekivad päeval maapinna ja maapinnalähedaste õhukihtide soojenemisel. Kui konvektsioonivool on küllalt tugev ja õhk jõuab kõrgusele, kus veeaur madalama temperatuuri tõttu hakkab veepiiskadeks tihenema, tekivad pilved, mida nimetatakse tõusuvoolu- ehk k o n v e k t s i o o n i p i l v e d e k s.

Pilvede tekkimise kõrgus oleneb õhu niiskusest ja temperatuurist. Kui näiteks maapinnal on õhutemperatuur 26° ja relatiivne niiskus 50%, siis on kuupmeetris õhus 12,2 grammi veeauru (lisa 5). Et see veeaur õhku küllastaks, nii et piiskade tekkimine võiks alata, peab õhk tõusma kõrgemale, kus temperatuur on madalam. Lisast 5 näeme, et ülalmainitud tingimustel tiheneb veeaur veepiiskadeks temperatuuril 14°. Kuna meil on veeaurust küllastumata õhk, langeb õhutemperatuur õhu kõrgemale tõusmisel iga 100 m kohta üks kraad. Kuna aga temperatuur peab langema 12° (26°−14°), tuleb õhul tõusta kuivadiabaatiliselt 1200 m kõrgusele. Sellel kõrgusel on temperatuur 14° ja siit kõrgemal algab veeauru tihenemine veepiiskadeks ning pilve sünd.

Pilvede suurus ja kuju sõltub tõusvate õhuvoolude tugevusest. Kui konvektsioonivool on tugev, ei jää pilv oma kujult ja suuruselt selliseks, nagu ta alguses oli, vaid muutub pidevalt välimuselt ja suureneb paksuselt. Nõrga konvektsioonivoolu puhul kujuneb väikese vertikaalse läbimõõduga lame rünkpilv. Neid pilvi nimetatakse hea ilma rünkpilvedeks, sest need näitavad, et konvektsioonivoolud on nõrgad ja massiivsete konvektsioonipilvede kujunemist pole oodata. Tugevate konvektsioonivoolude puhul tekivad nn. tornidega rünkpilved, mille läbimõõt võib ulatuda mitme kilomeetrini.

Kui rünkpilvi terasemalt jälgida, võib näha, et neis

toimub intensiivne õhu liikumine, sest tornide kuju muutub kiiresti. Päikesevalguses on tornid lumivalged, pilvede alus aga must, kuna pilve ülemine osa varjab seda päikesekiirte eest.

Konvektsioonipilve tornitaoline kuju on seletatav sellega, et mida kõrgemale õhuvool tõuseb, seda rohkem jäävad selle äärmised osad keskmistest maha, sest konvektsioonivoolu äärmiste osade kiirust vähendab ümbritsev «seisev» õhk. Kuna veeauru kondensatsioon veepiiskadeks algab pilve kõikides osades enam-vähem ühel ja samal kõrgusel, on pilve alus tasane.

Eriti tugeva konvektsioonivoolu korral tekib rünkpilve harja kohale väike loorisarnane pilveke, mida nimetatakse rünkpilve mütsiks. See mütsike tekib ainult tugevas konvektsioonivoolus ja ennustab rünkpilve kasvamist.

Rünkpilve arenemise järgmiseks astmeks on rünksaju- ehk äikesepilv. See tugevasti arenenud pilv toob tavaliselt endaga kaasa vihma koos äikesega. Seega on rünkpilv jõudnud oma arenemise kõrgeimale astmele, millele saju tõttu järgneb pilve kiire hääbumine. Pärast sadu jäävad massiivsest rünkpilvest järele ainult üksikud kõhetud läätsekujulised pilved.

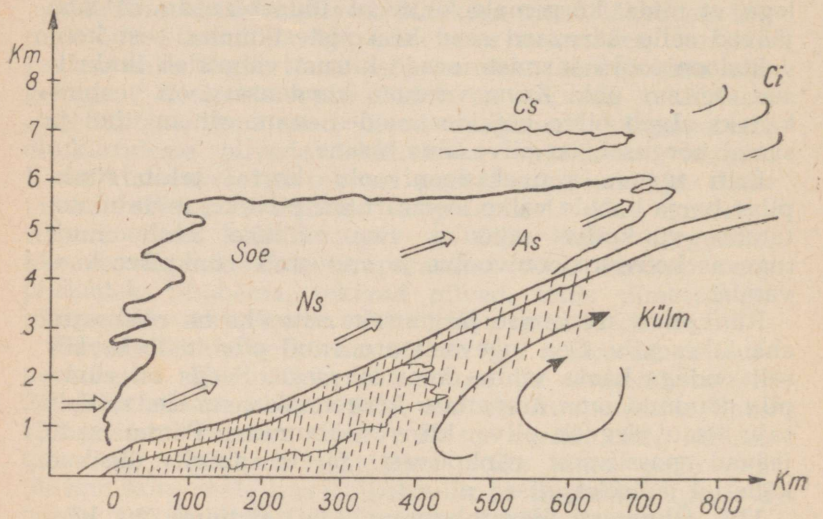
119. Õhumassi ülesnihkumine. Alati ei tõuse õhk kõrgemale nii hoogsalt nagu rünkpilve tekkimise puhul, kus õhuvoolu kiirus võib olla 10 ja isegi enam meetrit sekundis. Sageli on tõusuvool tohutu õhumassi libamisi ülespoole nihkumine.

Juba möödunud sajandi esimesel poolel väitsid mõned teadlased, et ilmad olenevad õhuvooludest. See oletus jäi kauaks ajaks tõestamata. Alles hiljem selgus, et meid huvitanud õhumasside muutumine toob kaasa ka ilmade muutumise.

Õhumasside uurimisel selgus, et ühed õhumassid on külmad, teised soojad ning nad ei seisa teineteise kõrval, vaid üks õhumass moodustab allpool kallaku, millele teine õhumass aeglaselt peale nihkub.

Oletame, et meilt eemalduvale külmale õhumassile tungib peale soe õhumass (joon. 23). Külm õhumass ulatub terava kiiluna sooja õhumassi alla ja viimane nihkub aeglaselt külma õhumassi pinda mööda ülespoole. Sooja õhu ülesnihkumine toimub laialdasel alal. Sageli on selle laius kuni 800 km ja pikkus 1500 km.

Kõrgemale tõustes jaheneb õhk kastepunktini, mille tulemusel veeaur tiheneb veepiiskadeks ja tekivad pilved, kõrgemal kujunevad aga jääkristallidest pilved. Nii tõusevad üles suured õhumassid, viies kaasa pilvede tekkimiseks rohkesti veeauru.



Joon. 23. Sooja õhumassi ülesnihkumine

Kogu veeaur, mis ühel või teisel viisil maakera pinnalt kõrgematesse õhukihtidesse on sattunud, ei muutu pilvedeks, vaid osa sellest jääb vabalt õhku hõljuma.

Õhu kõrgemale tõusmine võib toimuda ka pisut teisiti, kuid enamasti on külm õhk all ja soe peal.

Mõnikord tekivad pilved ka õhu liikumisel üle suurte mägede. Sel juhul võib sageli mäe tuulepoolsel küljel näha pilvede kujunemist, tuulealusel küljel aga pilvede kadumist.

120. Pilvede liigid. Juba esimeste süstemaatiliste meteoroloogiliste vaatluste korraldamisel soovitati vaatlejaile ka pilvi vaatlusvihikusse märkida. See osutus aga raskeks ülesandeks, sest pilved on oma kujult väga erinevad ja puudus pilvede liigitus.

Esimeseks pilvede klassifikatsiooni loojaks oli prantslane J. Lamarck (1744—1829), kes oli suur evolutsiooni-

teooria pooldaja. Ta esitas esialgu viie-, hiljem kaheteistkümne-liigilise pilvede klassifikatsiooni, mis jäid aga teadlaste poolt tähele panemata.

Palju selgust tõi pilvede klassifitseerimise küsimusse aastal 1887 ilmunud rootslase H. H. Hildebrandssoni ja inglase Abercromby ühine töö «Pilvede klassifikatsioon», kus pilved olid jaotatud kümnesse rühma. See klassifikatsioon kiideti aastal 1891 rahvusvahelise meteoroloogia-alase konverentsi poolt heaks ja seda soovitati kasutada kõigil meteoroloogiajaamadel. Aastal 1896 anti välja esimene rahvusvaheline pilvede atlas. Praegu kehtib 1956. aastal Genfis välja antud rahvusvaheline pilvede atlas.

Rahvusvahelises atlases on pilvedele antud ladinakeelsed nimetused, kusjuures kirjanduses kasutatakse nende lühendeid. Selle klassifikatsiooni järgi liigitatakse pilved nelja perekonda ja kümnesse liiki.

I perekond — ülemise kihi ehk kõrgpilved (aluse kõrgus 6—10 km).

1. Kiudpilved (*Cirrus — Ci*).
2. Kiudrünkpilved (*Cirrocumulus — Cc*).
3. Kiudkihtpilved (*Cirrostratus — Cs*).

II perekond — keskmise kihi ehk keskpilved (aluse kõrgus 2—6 km).

4. Kõrgrünkpilved (*Altocumulus — Ac*).
5. Kõrgkihtpilved (*Altostratus — As*).

III perekond — alumise kihi ehk madalpilved (aluse kõrgus 0,1—1,5 km).

6. Kihtrünkpilved (*Stratocumulus — Sc*).
7. Kihtpilved (*Stratus — St*).
8. Kihtsajupilved (*Nimbostratus — Ns*).

IV perekond — vertikaalarengu pilved (aluse kõrgus 0,4—1,5 km).

9. Rünkpilved (*Cumulus — Cu*).
10. Rünksajupilved (*Cumulonimbus — Cb*).

Märkus: Toodud pilvede aluste kõrgused on kehtivad parasvöötmes.

121. Pilvede väline kuju. Pilvede klassifitseerimise oskuse omandamine nõuab pikemaajalist hea pilvede

tundja või vähemalt pilvede atlase kaasabi. Allpool esitame lühikese pilvede kirjelduse, milleks kasutame lühendatud kujul rahvusvahelise pilvede atlase sõnastust.

1. Kiudpilved (*Ci*). Üksikud õrnad kiulise või niitja struktuuriga pilved, varjuta, tavaliselt valged, tihti läikesed. Mõnikord on nendel haakide ja komade kuju ning nad meenutavad sulgi (tahvel II).

2. Kiudrünkpilved (*Cc*). Koosnevad väga väikestest varjudeta helvestest või valgetest pallikestest. Mõnikord esinevad pilved ridamisi ja meenutavad liivavirveid või kalasoomuseid.

3. Kiudkihtpilved (*Cs*). Õhuke valge loor, mis muudab taeva piimjaks ja katab mõnikord kogu taevast. Sageli niitja ehitusega. Päike ja Kuu tekitavad neist läbi paistes halo (vt. p. 162).

4. Kõrgrünkpilved (*Ac*). Valged, mõnikord hallikad või sinakad lainelised pilved, mis koosnevad pallikestest. Mõnikord asuvad need niivõrd üksteise lähedal, et nende servad liituvad. Meil nimetatakse neid pilvi vahel välimuse tõttu maorasva-pilvedeks (tahvel III, ülal).

5. Kõrgkihtpilved (*As*). Kergelt kiulise struktuuriga ühtlane hallikas või sinakas pilvede loor. Loor on mõnikord nii õhuke, et Päike ja Kuu paistavad nagu läbi mattklaasi. Tavaliselt katab loor järk-järgult kogu taeva.

6. Kihtrünkpilved (*Sc*). Hallid pilved, mis koosnevad suurtest vallidest või pallidest. Mõnikord on nende pilvede vahelt näha sinist taevast. Tihti liituvad need pilved ja katavad laineliselt kogu taeva (tahvel III, all).

7. Kihtpilved (*St*). Kogu taevast ühtlaselt kattev hallikas või kollakashall pilvekiht. Muudab taeva süngeks. Mõnikord esineb rebestunud pilvemassidena.

8. Kihtsajupilved (*Ns*). Madal vormitu pilvekiht, mis tavaliselt annab sademeid. Talvel tumehall, soojal aastaajal sinakas. Sajud nendest pilvedest on püsiva loomuga. Pilvede all ujuvad sageli rebestunud sajupilve (*Frnb*) tükid.

9. Rünkpilved (*Cu*). Tasase halli või sinaka alusega, valgete kupli- või kuhjataoliste tippudega tihedad pilved. Esinevad soojal aastaajal üksikult või pilvede kogumina (tahvel IV, ülal).

10. Rünksajupilved ehk äikesepilved (*Cb*). Massiivsed, mägesid meenutavad mustja või sinaka

alusega pilved. Pilvede ülemine osa on sageli alasikujuline. Annavad rohkesti vihma ja rahet, suvel toovad tihti äikest (tahvel IV, all).

Selline on lühidalt edasiantud rahvusvaheliselt kehtiv pilvede välise kuju iseloomustus. Nagu näha, lähtutakse selles liigituses peamiselt pilvede kõrgusest ja välisest kujust.

Mitmed teadlased soovitavad pilvede liigitamisel võtta aluseks pilvede tekkimise. Selle põhjal on pilvi ka klassifitseeritud.

122. Lainjad pilved. Kes on pilvi jälginud, on kahtlemata märganud, et mõnikord on taevas kaetud nagu lainetega. Tegelikult ongi need pilved tekkinud õhu lainetamisest.

Vastavatest mõõtmistest on leitud, et lainete kõrgus on mõnikord üle 50 m. Kui õhk sisaldab rohkesti veeauru, võib laine harjal, kus temperatuur on madalam kui laine põhjas (hari on maapinnast kõrgemal kui põhi), tekkida veeauru kondenseerumise tagajärjel pilv, kuna põhi jääb kõrgema temperatuuri tõttu pilvedeta. Nii võivad moodustuda mitme kilomeetri pikkused lained.

Sel juhul, kui pilvedes tekib mingis teises suunas küllaltki võimas lainetus, rebenevad lainjad pilved tükkideks ja lainete asemel võib näha mitut rida väikesi pilvekesi.

123. Pilvede vertikaalne läbimõõt. Pilvede paksus on väga erinev. Kõige massiivsemad on konvektsioonipilved, kus üksikute rünksajupilvede vertikaalne läbimõõt on üle 10 km, nii et nende tipp ulatub tropopausi. Vähem massiivsed on rünkpilved, mille vertikaalne läbimõõt on mõnesajast meetrist kuni 2—3 km.

Massiivsete pilvede hulka kuuluvad ka kihtsajupilved läbimõõduga 0,5 kuni 3 km. Kihtrünkpilvede läbimõõt on 0,2—0,8 km.

Teised pilved on õhemad. Eriti õhukesed on kiudkiht- ja kiudrünkpilved. Kõrgpilvede paksus ulatub üldiselt mõnesajast meetrist mõne kilomeetrini.

124. Pilved ülalt vaadatuna. Pilvi ülalt vaadates näeme, et pilved erinevad ka pealmise pinna poolest. Mõnede pilvede pealmine pind, näiteks kihtpilvedel, on võrdlemisi tasane ja seal esineb ainult üksikuid väiksemaid kühmukesi. Teiste pilvede pealmine pind sarnaneb aga tormise merega. Konvektsioonipilved ulatuvad mitme kilomeetri

kõrgusele ja sageli läbib nende hari madalamaid kihtpilvi. Sel korral paistab ülalt vaadates, nagu üksikud järsud mäed kerkiksid üle tasandiku.

125. Pilvede kõrgus. Pilvede kõrgus erineb maakohtade ja geograafilise laiuse järgi ja muutub vastavalt aastaajale. Üldreeglina on lõunas pilved kõrgemal kui põhjas ja suvel kõrgemal kui talvel. Näiteks meie laiusel on kiudpilved suvel keskmiselt 7800 m ja talvel 7000 m kõrgusel. Rünkpilvede alus on meil tavaliselt 1200 m kõrgusel, lõunas keskmiselt 1500 m kõrgusel.

Kuigi pilvi leidub troposfääri kõikides kihtides, on neid mõnedel kõrgustel siiski rohkem kui teistel. Nii on näiteks Lääne-Euroopa põhjapoolses osas leitud, et eriti rohkesti pilvi tekib järgmistel kõrgustel: 0,3; 1,0; 1,5; 2,8; 4,2; 6,9 ja 8,7 km.

Pilvede tekkimise kõrgus oleneb õhutemperatuurist ja niiskusest. Mida jahedam on õhk ja mida rohkem on õhus niiskust, seda madalamal võivad pilved tekkida.

Pilvede tekkimise kõrguse ja nende koostise määramisel tuleb lähtuda neljast kõrgusest.

Esiteks tuleb aluseks võtta see kõrgus, kus konvektsioonivool muutub veeaurust küllastunuks ja veeaur hakkab veepiiskadeks tihenema. Sellelt kõrguselt ülespoole algab pilvede kujunemine. Teiseks on suur tähtsus 0° isotermil. Kolmandaks on tähtis see tase, millest kõrgemal esinevad jääkristallid. 0° isotermist kuni jääkristallide kõrguseni on veepiisad alajahtunud olekus. Neljandaks oluliseks kõrguseks on konvektsioonivoolu ülemine piir, mis on ühtlasi ka pilvede tekkimise ülemiseks piiriks.

Pilvedes ei ole siiski kindlat piirjoont veepiiskade ja jääkristallide esinemiskõrguse vahel, vaid teataval kõrgusel leidub neid mõlemaid. See on võrdlemisi paks üleminekukiht, kus on nii alajahtunud veepiisku kui ka jääkristalle.

126. Pilvede koostis. Koostiselt jagunevad pilved kolme rühma: 1) veepiiskadest, 2) veepiiskadest ja jääkristallidest ning 3) ainult jääkristallidest koosnevateks pilvedeks. Üldiselt on vähe pilvi, mis koosnevad kas ainult veepiiskadest või ainult jääkristallidest.

Kõrgpilved, kuhu kuuluvad kõik kiudpilved, koosnevad jääkristallidest ja jäänõeltest. Keskpilved, nagu kõrgkihtpilved (*As*), koosnevad lumehelbeist. See ongi põhjuseks, miks Päike paistab läbi kihtpilvede valge lai-

guna. Nendes pilvedes leidub ka väikesi, kuni 0,05 mm läbimõõduga veepiisku. Kõrgrünkpilved (*Ac*) koosnevad ainult väikestest, peaaegu ühesuurustest veepiiskadest. Konvektsioonipilved koosnevad veepiiskadest, lumest, rahest ja teistest tahketest kehakestest ning annavad rohkesti sademeid.

127. Veepiisad pilvedes. Veepiiskade suurus on ühes ja samas pilves väga erinev ja erineb ka vastavalt pilvedele. Nii on näiteks udus piiskade raadius 2 kuni 50 μ. Vihmapilves on piisad suuremad — raadiusega 0,1 kuni 3,5 mm. Tavaliselt on tugevate vihmade korral suurte tilkade läbimõõt 1 kuni 5 mm. Pilve alumises osas on piisad väiksemad kui kõrgemal.

Piiskade hulgast ja suurusest oleneb pilve veesisaldus. Pilve ühes kuupmeetris on vedelas olekus harilikult 0,2 kuni 2 g vett, kusjuures pilve kuupmeeter saab sisaldada kõige rohkem 5 g vett.

128. Miks veepiisad pilvest maha ei lange? Veepiisad ei püsi pilvedes liikumatult ühel kohal, vaid vajuvad allapoole, ja langus on seda kiirem, mida suurem on piisk. Nii langevad uduvihma piisad, mille läbimõõt on 0,1 mm, kiirusega 10—30 cm/sek; 1 mm läbimõõduga vihmapiisk langeb 4,5 m/sek ja 3 mm läbimõõduga piisk koguni 7 m/sek. Kui pilv on ainult 1000 m kõrgusel, vajavad väikesed piisad maapinnale jõudmiseks palju tunde. Isegi suur, 5 mm läbimõõduga tilk vajab ühe kilomeetri kõrguselt maapinnale jõudmiseks ligi kolm minutit.

Et aga vihmapiisad langusele vaatamata püsivad pilves, on tingitud sellest, et õhus esinevad tõusuvoolud, mille kiirus rünkpilves on mitu meetrit sekundis. Selline õhuvool viib langeva piisa pilve tagasi. Maapinnani jõuavad ainult suured piisad ja ka ainult sel juhul, kui õhu tõusuvoolud on nõrgad.

129. Pilvituse vaatlused. Meteoroloogiajaamades jälgitakse nii pilvede hulka kui ka kuju. Pilvede hulka määratakse kümnepallilise astmiku alusel, s. t. tehakse kindlaks, mitu kümnendikku taevast on pilves ja märgitakse see täisarvuna vaatlusvihikusse. Kui näiteks 0,3 osa taevast on pilves, märgitakse vaatlusvihikusse: pilvitus 3. Täiesti selge taeva korral on pilvitus 0 ja üleni pilvedega kaetud taeva pilvitus märgitakse 10-ga. Koos pilvituse hulgaga märgitakse vaatlusvihikusse ka pilvede liigid.

Tähtis ei ole üksnes teada, kas vaatluste momendil

paistis päike või ilm oli pilves, vaid veel tähtsam on päikesepaiste kestuse kindlaksmääramine, s. o. mitu tundi ja millal on päike paistnud. Seda registreerivad vastavad isemärkivad mõõteriistad — heliograafid.

Üsna laialt on levinud nn. universaalheliograaf (Campbell-Stokesi heliograaf; joon. 24). Selle heliograafi peamiseks osaks on 94—96 mm läbimõõduga klaaskera (*S*), mis mõjub päikesepaistel süütaja läätsena. Kerast pisut eemale asetatakse papiriba (*P*), millele kera läbinud kiired põletavad augu. Kui päike paistab pikemat aega, tekib papiribale pidev joon. Ribal on kellaaega näitavad vertikaalsed jooned, mille järgi on näha, millal päike paistis.

130. Pilvitus Maal. Pilvede tekkimiseks ja püsimiseks peavad olema vastavad eeldused. Seetõttu pärast kesk-

---

ÕHKKONNA SKEMAATILINE LÄBILÕIGE

Joonis annab õhkkonna skemaatilise läbilõike maapinnalt kuni 300 km kõrguseni. Joonise alumisel serval olev numbrite pealmine rida tähendab temperatuuri ja alumine õhurõhku millimeetrites. Numbrid joonise vasakpoolsel serval näitavad kõrgust kilomeetrites.

Joonisel on neli sfääri. Alumine sfäär kuni 17 km kõrguseni on troposfäär koos tropopausiga. Sellest kõrgemal kuni 40 km kõrguseni on stratosfäär ja 40—80 km kõrgusel mesosfäär. Edasi järgneb ionosfäär, millest skeemil on kujutatud ainult alumine osa, s. o. kuni 300 km kõrguseni.

Jooniselt on näha, et meteoroloogilisi elemente isemärkiva aparaadiga varustatud sondpall on tõusnud 42 km ja raadiosond 38 km kõrgusele. Nõukogude astronaudid tõusid 22 km ja professor Piccard 16 km kõrgusele.

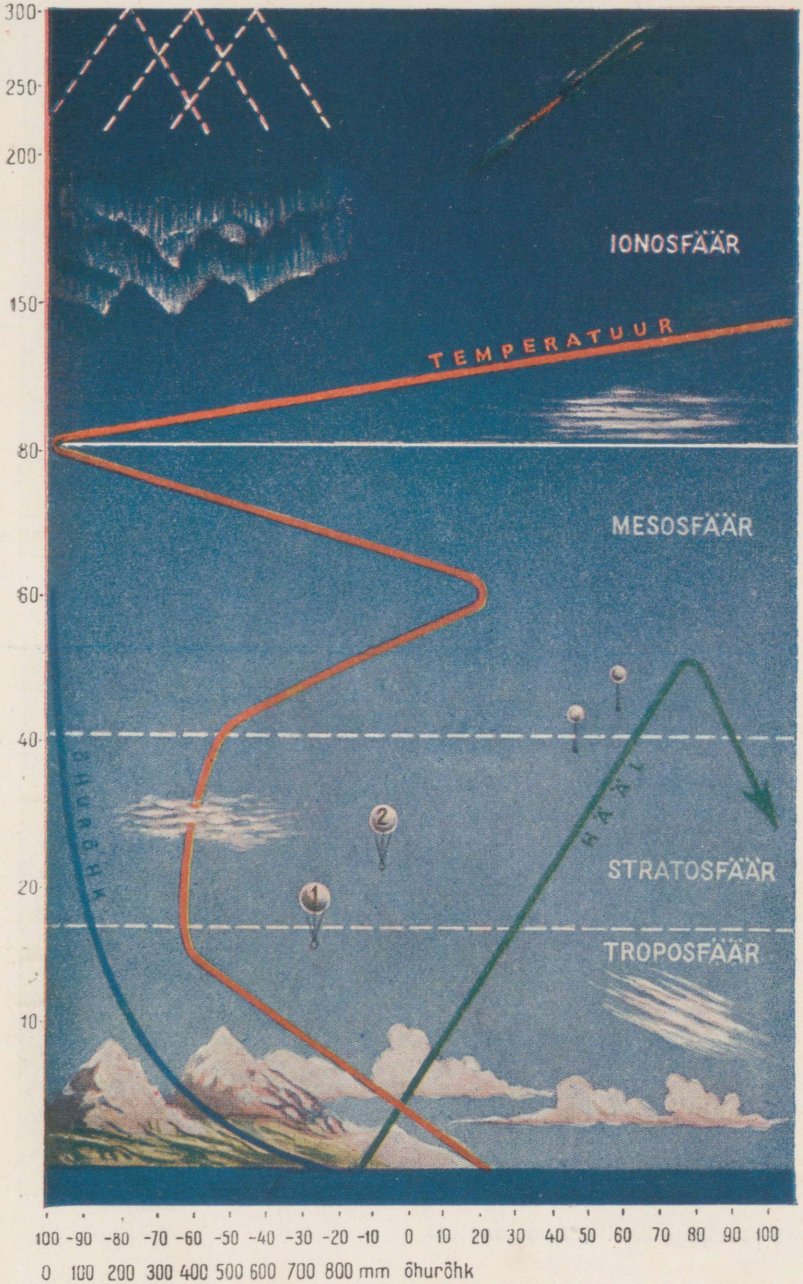
Joonise vasakpoolsel serval näeme õhurõhu kiiret vähenemist kõrguse suurenemisel, nii et 40 km kõrgusel on õhurõhk ainult 2 mm ümber. Temperatuur langeb maapinnalt kõrgemale tõusmisel kuni 10 km kõrguseni. Kõrgemal näeme korduvat temperatuuri tõusu ja langust.

Virmalised on märgitud 150—180 km kõrgusel, kuigi nad võivad esineda juba 60 km kõrgusel ja mõnikord isegi kõrgemal kui 1000 km.

Pikad raadiolained peegelduvad tagasi ionosfääri alumiselt kihilt, s. o. alates umbes 80 km kõrguselt.

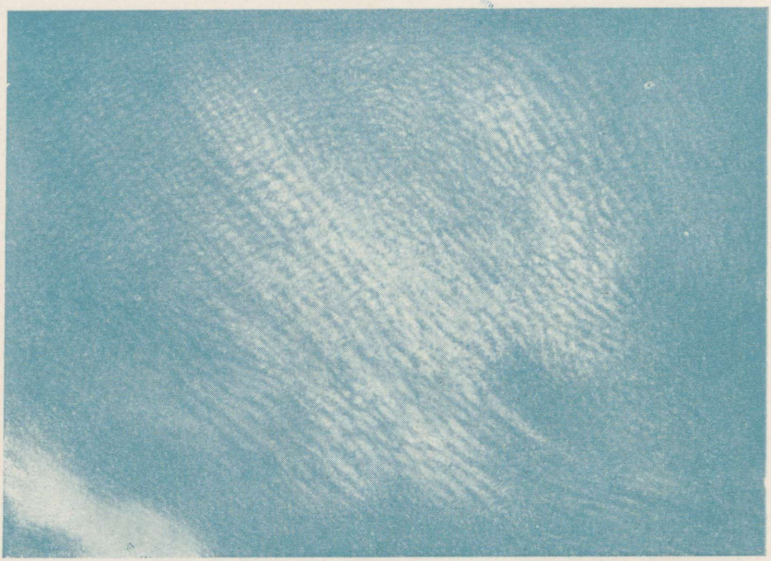
Maapinnalt kõrgemale levinud häälelained peegelduvad tagasi 45 km kõrgusel soojalt osoonikihilt.

Ülejahtunud veepiiskadest koosnevad pärlmutterpilved asuvad 30 km kõrgusel, hõbepilved 82 km kõrgusel. Rakett on näidatud kõrgemal kui 200 km. Nüüd on nõukogude raketid selle kõrguse juba tublisti ületanud ja üheastmeline rakett tõusnud 473 km kõrgusele.


300
250
200
150
80
60
40
20
10
IONOSFÄÄR
TEMPERATUUR
MESOSFÄÄR
STRATOSFÄÄR
TROPOSFÄÄR
KÕRGUS
HÄÄL
1
2
100 -90 -80 -70 -60 -50 -40 -30 -20 -10 0 10 20 30 40 50 60 70 80 90 100
0 100 200 300 400 500 600 700 800 mm õhurõhk



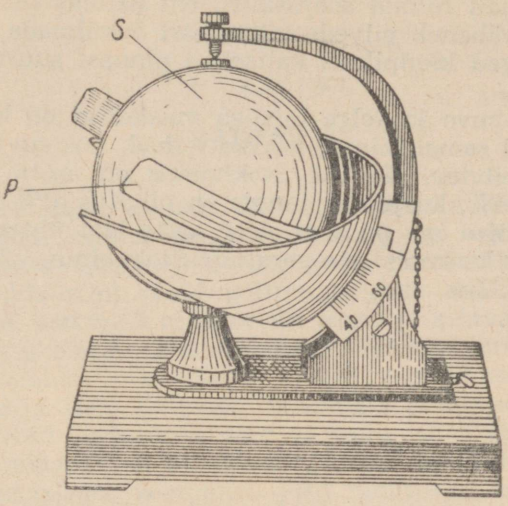
Kiudpilved (Cirrus).



Kiudrünkpilved (Cirrocumulus).

päeva, kui konvektsioonivoolud on eriti tugevad, esineb pilvituse maksimum, öösel aga miinimum.

Polaarpiirkonnas on pilvituse maksimum suvel, miinimum — talvel, sest külmal ajal puudub seal konvektsioon. Vastupidine on pilvituse aastane käik parasvööndis.



Joon. 24. Campbell-Stokes'i heliograaf

Ekvatoriaalses vööndis on pilvitus üldiselt suur, maksimumiga juulis ja miinimumiga jaanuaris. Merede ja ookeanide kohal on pilvituse maksimum suvel ja miinimum talvel.

Ekvaatori piirkonnas on aastane pilvitus keskmiselt 55%, 20—30-ndate laiuskraadide piirkonnas on pilvitus väike — 20—50%. Parasvööndis on pilvitus 65—70%. Tartus on aasta keskmine pilvitus üle 60%.

Erinev pilvitus tingib ka päikesepaiste kestuse erinevuse maakohtade järgi. Nii näiteks on päikesepaiste kestus Põhja-Šotimaal ainult 26% võimalikust päikesepaistest, Madridis 66%, Itaalias 52%, Pavlovskis (Leningradi lähedal) 37% jne.

Maa keskmine pilvitus on 54%, s. t. aasta läbi on üle poole taevast pilves. Merede kohal on pilvitus 58%, mandrite kohal 48%. Kui pilvitus väheneks keskmiselt 10%,

tõuseks õhutemperatuur 3°. Pilvituse suurenemisel aga temperatuur vastavalt langeks.

Pilved peegeldavad tagasi suure osa (mõnede arvestuste kohaselt kuni 75%) neile langenud päikesekiirgusest. Teiselt poolt aga peegeldavad pilved tagasi ka maakera pinnalt tulnud soojuskiiri. Nii näiteks on teada, et kevadel väheneb pilvede tekkimisel öökülmade oht ja et isegi kõrged kiudpilved kaitsevad pinnast suure jahenemise eest.

Pilvise suve ja selge talvega maakohad on külmemad kui teised samal laiusel asuvad kohad, kus suvi on selge ja talv pilvine. Näiteks Stokholmis on aasta keskmine pilvitus 64%, kusjuures juunis on pilvitus 51%, detsembris 79%. Kui aga pilvitus oleks aasta läbi ühtlaselt 64%, oleks õhu keskmine temperatuur Stokholmis 1,2° praegusest madalam.

IX PEATÜKK

SADEMED

131. Sademete tähtsus. Sademed, mida mõned teadlased ka hüdrometeoorideks nimetavad, on tegelikus elus üheks tähtsamaks meteoroloogiliseks elemendiks. Tavaliselt ei olda meil peale põllumajanduse sademeist eriti huvitatud, sest meil ei esine nii suuri ja kestvaid vihmasadusid kui lõunas, kus sademeist tekkinud suurvesi ujutab üle laialdasi maa-alasid, hävitab asulaid ning tekitab suurt kahju isegi linnades, rääkimata põllusaagi hävitamisest. Need loodusõnnetused on meile sama võõrad nagu kestvad põuadki, mille vältel põldudel kõrbeb vili, kaevudest kaob vesi, veerohked jõed muutuvad veeniredeks ja jõgedele ehitatud hüdroelektrijaamad on sunnitud oma tööd kas piirama või koguni katkestama.

Meil ei esine taolisi sademeist tingitud suuri õnnetusi ja seepärast ei jälgita meil ka sademeid säärase huvi ning tähelepanuga nagu sellistes maades, kus sademete ülirohkus või puudumine kogu rahvale suureks majanduslikuks õnnetuseks võib saada. Kuid ka meie maal on sademetel väga suur tähtsus, eriti põllumajanduse seisukohalt.

132. Sademete mitmekesisus. Veeauru tihenemine veepiiskadeks ja sademete kujunemine toimub väga erinevates oludes, mistõttu ka sademed on väga erinevad. Pilvedest langedes satuvad sademed tavaliselt teise olustikku ja see aitab omalt poolt sademete mitmekesistumiseks kaasa.

Tavalisi sademeid nagu vihma ja lund tunnevad kõik ülihästi. Peale nende on aga veel teisi, haruldasemaid sademeid, mille äratundmise suhtes ei või alati täiesti kindel olla. Sellisteks sademeteks on jäävihm, jääkruubid, lumekruubid ja teralumi. Suure sarnasuse tõttu

nimetatakse neid sademeid sageli ekslikult raheks. Tegelikult on nad siiski erinevad.

J ä ä v i h m koosneb väikestest, 1—4 mm läbimõõduga läbipaistvatest kõvast jääst terakestest, mis kõvale pinnasele langemisel hüplevad. Terad tekivad vihmapiiskadest, kui need maapinna läheduses läbivad külma õhukihi.

J ä ä k r u u b i d on väikesed, 2—5 mm läbimõõduga terad, milles lumest tuum on kaetud õhukese jääkihiga. Kõvale maapinnale langemisel nad ei hüple ega purune. Terad on tavaliselt niisked, sest nad kujunevad peamiselt siis, kui temperatuur on 0° ümber.

L u m e k r u u b i d on väikesed, 2—5 mm läbimõõduga lumesarnase struktuuriga haprad terad. Kõvale maapinnale langemisel hüplevad ja purunevad nad kergesti. Nende saju ajal on temperatuur lähedane 0°-le. Tavaliselt sajab lumekruupe enne lumesadu või viimasega ühel ajal ja ainult rünksajupilvedest.

T e r a l u m i on mannataoline. Terade läbimõõt on tavaliselt väiksem kui 1 mm. Kõvale pinnale langemisel nad ei hüple ega purune. Neid sajab harilikult väga vähe ja ainult kihtpilvedest.

133. Vesi piiskades ja pilvedes. Nagu pilvede uurimine näitab, on veepiisku pilves võrdlemisi hõredalt, nii et ruumala järgi arvestades on veepiiskadeks tihenemata veeaur pilves suures ülekaalus. Pilvede uurimisel 2000—3000 m kõrgusel leiti, et väga tihe pilv, kus nähtavus oli ainult 20 m, sisaldas vett 4,5 g/m^3 ja pilves nähtavusega 80 m oli ühes kuupmeetris ainult 0,4 g vett.

Veepiiskade läbimõõt pilves ei saa olla suurem kui 7 mm ja kaal üle 0,2 g. Nii suuri piisku esineb aga vähe. Piiskade keskmine läbimõõt pilves on ainult 1,5 mm ja raskus 18 milligrammi. Kui väiksemate piiskade ühinemisel kujunebki suurema läbimõõduga piisk kui 7 mm, laguneb see langemisel juba esimese 20 m jooksul kaheks. Isegi väga tugevate vihmade ajal pole kõige suuremad piisad neid mõõte ületanud.

Vihmasaju esinemiseks peab vihmapiisale mõjuv raskustung ületama tõusva õhuvoolu. Mida võimsam on tõusuvool, seda suuremad peavad olema vihmapiisad, et nad pilvest maapinnale jõuaksid. Ühtlasi on vaja, et piisk langemisel teel ära ei auraks. Vahel on näha, et pilvest väljuvad vihmajooned, aga maapinnani ei jõua ühtegi

piiska. See on tingitud sellest, et pilvest lahkudes satuvad piisad sooja õhukihti, kus nad auruvad.

134. Jääkristallist lumeräitsakaks. Lumeräitsakad ei teki kohe sellistena, nagu oleme harjunud neid nägema, vaid saavad oma kuju teekonnal pilvedest maapinnani.

Lumeräitsakate tekkimiseks on vajalik tuumade olemasolu, mille ümber räitsakaid kujundav aine saaks tiheneda. Tuumadeks võivad olla pilvede ülemistes kihtides madalal temperatuuril tekkinud jääkristallid või muud tahked kehakesed.

Lumeräitsakate kasv ei toimu ühes kohas, vaid tuumad laskuvad raskuse tõttu oma tekkekohast, kõrgematest pilvedest madalamale. Kui siin on soodne olukord, hakkavad tuumad õhus hõljuvat ainet enese ümber koondades kasvama.

Pilvede uurijail on pilvedes lennates õnnestunud lumeräitsakate kujunemist jälgida. On esinenud juhtumeid, kus maapinnale on sadanud tihedalt suuri lumeräitsakaid, kuid lennukiga kõrgemale tõusmisel on räitsakate hulk ja suurus üha vähenenud.

Tekkekohast madalamale laskudes satuvad lumeräitsakad mõnikord alajahtunud veepiiskade piirkonda, kus algab nende hoogne suurenemine. Veelgi madalamal, kus temperatuur on pisut üle 0°, liituvad nad ja nii tekivadki suured lumeräitsakad. Kui temperatuur maapinna lähedal palju ei tõuse, siis sajab lumeräitsakaid, kuna aga kõrgema temperatuuri korral tuleb räitsakate asemel vihma.

135. Rahe tekkelugu. Raheteri purustades näeme, et teral on tavaliselt valkjas tuum, mida ümbritseb mitu võrdlemisi läbipaistvat jääkihti. See tõendab, et rahetera kasvamine on toimunud erinevates oludes.

Raheterade tuumaks võib olla väike lumehelbeke või mõni teine tahke kehake, nagu jääkristall jne. Selle tuumaga ühinevad alajahtunud veepiisad, mis tuumaga kokkupuutumisel jääks muutuvad. Samuti jäätub ka veeaur. Nii kasvab rahetera ja langeb raskuse tõttu madalamale, kuni tõusuvool ta uuesti kõrgemale paiskab. Jõudnud teatud kõrgusele, kus tõusuvool osutub rahetera ülalhoidmiseks nõrgaks, hakkab rahetera jälle langema, kuni uus tõusuvool ta kõrgemale viib. Taolisi reise teeb rahetera paljudel kordadel ja iga reisiga saab ta uue jääkihi.

Raheteradest on leitud liiva ja koguni väikesi kivikesi.

Kõik need lisaained viiakse tõusuvoolude poolt kõrgematesse õhukihtidesse, kus nad satuvad raheteradesse. Nii leiti 2. mail 1910 Tosnos (Leningradi lähedal) rahetera seest mitmegrammine kivike. Aastal 1937 sadas Usbekistanis punast rahet. Nagu hiljem selgus, olid raheterades lepatriinud, kes pärast terade sulamist ellu ärkasid. Sageli leitakse raheteradest õlgi, rohtu ja muud. Kord langes maha jääkorraga kaetud 20 cm pikkune ja 15 cm laiune kilpkonn. Teine kord paisati parašütist õhuvooluga pilvedesse, kus ta jääkorraga kattus.

Lõunas on rahesajud intensiivsemad kui põhjas, sest seal on tõusuvoolud tugevamad ja seetõttu tekivad suuremad raheterad. Indias sai ühe rahesaju ajal surma 250 inimest. Sel korral kaalusid üksikud raheterad kuni 1 kg ja mõne tera läbimõõt oli üle 10 cm.

Rahesajud tabavad lõunas korraga kümnetesse tuhandetesse ruutkilomeetritesse ulatuvaid maa-alasid ja tekitavad põllumajandusele palju kahju. Meil esineb rahe tavaliselt kitsal maa-alal. Kõige rohkem sajab meil rahet juunis ja juulis. Üldiselt näitavad vaatlusandmed, et lõunapoolsetel mägisematel aladel on rahesadusid märksa rohkem kui põhjarajoonide tasasel maastikul.

136. Jäide ehk kiilasjää. Talvel näeme mõnikord, et tänavakivid, majade katused jne. on kaetud sileda läbipaistva ja võrdlemisi tugeva jääkorraga. Jää on sageli nii paks, et liiklemine muutub nii jalakäijaile kui ka sõidukeile libeda jää tõttu võimatuks. Seda jääd nimetatakse jäiteks ehk kiilasjääks.

Jäide võib tekkida mitmel põhjusel. Näiteks tekib jäide siis, kui talvel järgneb külmale sulailm ja kui õhk on veeaurust küllastunud. Külmade esemetega kokkupuutumisel muutub niiskus jäiteks.

Jäide võib ka siis tekkida, kui udu väga külmadele esemetele langeb, kus ta külmub ning esemed jääga katab. Samuti võib vihm, mille temperatuur on alla 0°, külmadele esemetele langemisel jääks muutuda.

137. Kaste. Õhk sisaldab alati veeauru ja mida kõrgem on temperatuur, seda rohkem veeauru saab õhus olla.

Kui maapinnalähedase õhu temperatuur on õhtuks langenud kastepunktini, algab veeauru tihenemine, kusjuures piisad ei teki õhus, vaid maapinna läheduses asuvail esemeil. Veeauru kondenseerumine toimub seal see-

tõttu, et pinnas kiirgab enesest soojust, mistõttu ta jaheneb ja ühtlasi ka lähemaid õhukihte jahutab. Seal tekivad pisitillukesed piisad, mis ühinevad suuremateks piiskadeks — kasteks.

Vaatlused näitavad, et kaste ei teki ainult õhu niiskuse arvel, vaid tavaliselt on ligi pool kaste tekkimiseks vajalikust veeaurust pärit pinnasest. Kaste tekkimiseks peab õhus olema küllaldaselt veeauru ja seepärast on soojad ning niisked maad eriti kasterikkad. Mida suurem on tegevkihi jahtumine, seda suurem on kaste tekkimise võimalus. Seepärast võib kastet oodata eriti selgetel suveöödel.

Kaste ei saa tekkida suure tuulega, sest selle mõjul segunevad alumised jahedad õhukihid kõrgemate õhukihtidega, nõrk tuuleke võib aga kaste tekkimisele kaasa aidata. Kõige sagedamini esineb kaste kevad- ja sügiskuudel, sest südasuvel jahtub õhk öösiti harva kastepunktini.

Kastega kogunenud veekihi paksus on erinev ja oleneb palju kohalikest oludest. Parasvööndis koguneb kastest ühe ööga keskmiselt 0,1 kuni 0,3 mm paksune veekiht. Üksikjuhtudel on veekihi paksus olnud kasterikkal ööl kuni 0,8 mm.

138. Hall. Veel üsna hiljuti oletati, et hall on külmunud kaste. Tegelikult ei ole see nii, sest halla suurendusklaasiga vaadates näeme, et see ei koosne külmunud veepiiskadest, vaid hoopis väikestest jääkristallidest.

Halla tekkimisel muutub õhus hõljuv veeaur õhu jahenemisel otse jääkristallideks, eelnevalt veeks muutumata. Sellist nähtust, kus aine läheb gaasilisest olekust otse tahkesse olekusse, enne vedelaks muutumata, nimetatakse s u b l i m a t s i o o n i k s.

Kaste tekkimiseks peab õhk olema veeaurust küllastunud. Halla tekkimiseks on tingimata vajalik, et temperatuur oleks madalam kui 0°.

Halla kujunemist soodustab selge taevas, sest siis jahenevad pinnas ja esemed rohkem kui pilves ilmaga. Tugeva tuulega ei saa hall tekkida, kuna sel korral õhk seguneb ja esemete ümber ei teki vajalikku madalat temperatuuri. Väike tuuleke aga soodustab halla tekkimist, sest see toob uut niisket õhku.

139. Härm. Härm katab valge koheda massina puude ja põõsaste oksi, telefonitraate jne. Härm tekib tavaliselt

külma ilmaga õhus hõljuvatest jääkristallidest või veeauru sublimatsiooni tagajärjel. Kristallid on võrdlemisi õrnalt esemete küljes, nii et nad juba nõrga tuulega või esemete raputamisel maha pudenevad.

Härma tekkimist soodustab udu. Selge ilmaga peab temperatuur olema härma tekkimiseks väga madal ja tuul nõrk.

140. Sademete hulga mõõtmine. Sademete hulka hinnatakse selle järgi, kui paksu veekihina kataks sademetevesi maapinda sel juhul, kui ta ei auraks, ei voolaks ära ega imbuks pinnasesse. Kui näiteks öeldakse, et öösel tuli 8,5 mm vihma, siis tähendab see, et öösel vihmast saadud veekihi paksus oli 8,5 mm.

Sademetest saadud veehulga kindlaksmääramiseks kasutatakse *sademetemõõtjat* (joon. 25). See on tsinkplekist silindrikujuline 40 cm kõrgune ja 500 cm^2-se avausega anum, mis asetatakse nii kõrgele posti otsa, et anuma ülemine serv oleks maapinnast 2 m kõrgusel. Anuma varjamiseks tuule eest on posti külge kinnitatud lehtrikujuline plekist kaitse. Ilma sellise varjuta puhuks tuul palju sademeid anumast eemale. Anumal on kaks põhja. Pealmine põhi on lehtrikujuline, auguga keskel, et vihmavesi voolaks alumisele põhjale. Pealmine põhi on selleks, et vesi palava ilmaga ära ei auraks.

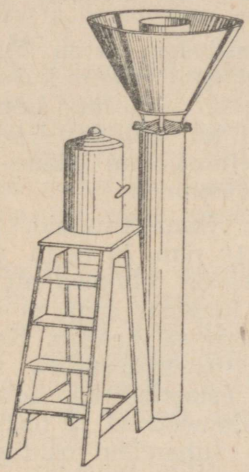
Sademete hulga mõõtmiseks valatakse vesi anumast tila kaudu vastavasse mõõteklaasi (mensuuri), millest on näha, kui paks veekiht oli anuma põhjas. Tahkete sademete mõõtmisel viiakse anum sademete sulatamiseks sooja ruumi. Sademeid mõõdetakse kl. 7 ja 19.

Nõukogude teadlaste uurimiste põhjal pole seni kasutatud sademetemõõtja tuulekaitse olnud küllaldane. Seepärast konstrueeris V. D. Tretjakov plekiribadest koosneva lehtrikujulise kaitse (joon. 26). Konstruktor vähendas ka anuma mõõtmeid, nii et selle kõrgus on 40 cm ja avaus 200 cm^2. Vaatlusandmed näitavad, et see sademetemõõtja on sademete kogumise poolest varem kirjeldatud mõõtjast parem. Eriti otstarbekohane on ta lumesadude korral.

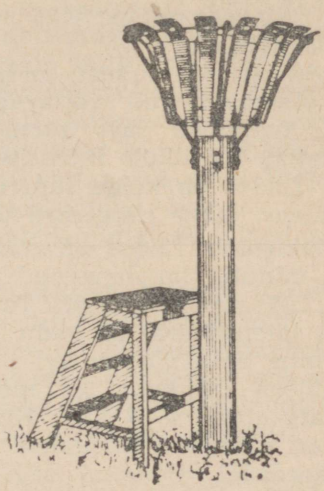
Peale sademetemõõtja kasutatakse suuremates meteoroloogiajaamades vihma mõõtmiseks isemärkivat aparaati, mida nimetatakse *pluviograafiks*. Pluviograafid märgivad paberilindile vihma hulga ja saju aja. Põhiliselt samasuguse ehitusega on *ombrograaf*, mis

registreerib nii vihma kui ka tahkeid sademeid ja leiab peamist kasutamist nendes meteoroloogiajaamades, kus esineb mitut liiki sademeid.

Kõrgmägedesse ja mujale raskesti juurdepääsetavatesse kohtadesse asetatakse nn. summaarsed sademetemõõtjad. Need sademetemõõtjad pannakse kohale kogu aastaks või vähemalt mitmeks kuuks. Selles isemärki-



Joon. 25. Sademetemõõtja koonusekujulise tuulekaitsega



Joon. 26. Sademetemõõtja Tretjakovi tuulekaitsega

vas mõõtjas on sademete anum ligi 2 meetrit kõrge ja 500 cm^2-se avaga. Et sademed kuude jooksul seistes ära ei auraks, kallatakse anumasse vaseliinõli, mis püsib veepinnal ja kaitseb vett aurumise eest. Sademete hulga mõõtmiseks lastakse sademetevesi kraani kaudu mõõteklaasi.

141. Vihmasajud. Sademete intensiivsuseks nimetatakse ühes minutis tulnud sademete hulka. Sajud rühmitatakse intensiivsuselt kolme liiki: uduvihmad, lausvihmad ja vihmavalingud (paduvihmad).

Uduvihm on nõrk, nagu seda nimigi näitab. Piiskade läbimõõt on 0,4 mm ja seega on nende langemiskiirus nii väike, et piisad nagu hõljuksid õhus.

Lausvihm koosneb keskmise suurusega piiskadest ja

sajud kestavad võrdlemisi ühtlaselt mitu tundi. Tavaliselt on need sajud keskmise intensiivsusega.

Vihmavalinguks peetakse meil tavaliselt sellist vihma, kui ühes minutis tuleb vähemalt 0,5 mm sademeid. Inglismaal loetakse aga vihmavalinguks niisugust vihma, kus minutis langeb vähemalt 0,75 mm sademeid, Saksamaal üle 1 mm, Ameerikas koguni 1,25 mm. Seevastu, sadu intensiivsusega 0,33 mm/min. on Šveitsis juba vihmavalinguks.

Sadu on seda lühem, mida intensiivsem ta on. Tugevad vihmavalingud vältavad tavaliselt vähem kui üks tund, kusjuures saju intensiivsus on muutlik. Lõunas on sajud harilikult intensiivsemad kui põhjas. Nõukogude Liidus on kõige suuremad vihmasajud lääne- ja edelaosas, kõige nõrgemad põhjarajoonides.

Nõukogude Liidus on esinenud vihmavalinguid, kus ühes minutis on langenud kuni 10 mm ja kogu saju ajal 200 mm sademeid. Tavaliselt on olukord nii, et mida intensiivsem on sadu, seda lühemat aega ta vältab ning seda väiksemaid maa-alasid ta haarab. Keskmiselt on 2,0 kuni 2,2 mm/min. intensiivsusega saju pindala olnud 4—8 km^2. Kuid on esinenud ka sadusid, mis on haaranud tuhandeid ruutkilomeetreid ja üksikutel kordadel ületanud isegi sadu tuhandeid ruutkilomeetreid.

Eesti NSV-s on sajud nii kestuselt kui ka intensiivsuselt võrdlemisi nõrgad. Tartus on näiteks kõige korduvamateks sellised sajud, mille ajal langeb 1 kuni 5 mm sademeid. Sajupäevi on meil küll võrdlemisi palju, kuid tugevaid sadusid, mida võiks nimetada vihmavalinguks, on vähe.

Erakordselt tugev ja kestev paduvihm esines meie vabariigi looderajoonis 15. augustil 1954. Meteoroloogiliste andmete järgi pole Tallinnas olnud sellist ööpäevast sademete hulka viimase 60 aasta jooksul. Näiteks lennujaama rajoonis langes sel päeval 8 tunni jooksul 78 mm sademeid, Kose-Pirita rajoonis 85 mm. Huvitav on märkida, et selline sademete hulk moodustab üle seitsmendiku Eesti NSV aasta keskmisest sademete hulgast. Eriti intensiivne oli sadu poolteise tunni vältel, mil langes 51 mm sademeid.

Tartus on viimase 88 aasta vältel olnud kõige suurem

vihmavaling 15. augustil 1869. Sel päeval tuli vihma 82 mm.

Euroopas oli kõige suurem sadu 7. juulil 1889, mil Rumeenias langes 20 minuti kestel 205 mm ehk minutis 10,2 mm sademeid.

Kõige suurema ööpäevase sademete hulgaga sajud esinevad troopikamaades. Näiteks langes Filipiinidel 14.—15. juulil 1911. a. 1168 mm sademeid. Euroopas on sademete ööpäevane maksimum olnud Tšehhoslovakkias, kus 30. juulil 1897 oli sademete hulk 345 mm.

142. Värvilised sademed. Sademeist saadud vesi ei ole puhas, vaid seal leidub alati mitmesuguseid kõrvalaineid. Juhul, kui need on värvilised ja neid esineb rohkesti, annavad nad sademetele vastava värvuse. Paljudes lõunamaades on korduvalt sadanud nii tugevat «verist vihma», et see on värvinud heledate majade seinad punaseks.

Punast vihma põhjustab tavaliselt kõrbest tuulekeeristega õhku tõusnud punane liivatolm. See tolm kandub tuulega tihti kaugele, kus ta vihmapilvega kokkupuutumisel maha sajab, värvides vihmavee punaseks.

On sadanud ka rohelist vihma. Sel juhul on tuulekeeris viinud mõnest «õitsevast» veekogust pealmise veekihi pilvedesse.

On sadanud mitte ainult värvilist vihma, vaid ka punast ja rohelist lund. Lume rohelise värvuse põhjustajateks on väikesed, paljale silmale peaaegu nähtamatud vetikad, mis ei karda külma ning võivad lumes elada ja seal isegi väga kiiresti sigineda. Kui niisugused vetikad satuvad lumele, muutub lumi neist värviliseks.

143. Lumikate. Vene klimatoloog A. I. Vojeikov oli esimene, kes juhtis tähelepanu lumikatte suurele tähtsusele. Aastal 1871 ilmus Vene Geograafia Seltsi teatajas A. I. Vojeikovi artikkel «Lumikatte mõju kliimale», milles autor tegi ettepaneku asuda lumikatte vaatlustele. Oma kirjutises juhtis Vojeikov tähelepanu sellele, et kui jõgede külmumise vaatlused algasid juba Peeter I ajal, siis lumikattele pole seni veel selle suurele tähtsusele vaatamata tähelepanu osutatud.

Vojeikovi üleskutse põhjal algasid lumikatte vaatlused mitmes kohas juba järgmisel aastal. 1889. aastaks oli Vojeikovile saabunud nii palju vaatlusandmeid, et

ta võis nende põhjal koostada suurema uurimuse — «Lumikate, tema mõju pinnasele, kliimale ja ilmadele ning selle uurimisvahendid».

Kuigi viimasel ajal on selgunud, et mõned Vojeikovi oletused lumikatte mõju kohta ei ole päris täpsed, on suurem hulk neist siiski püsima jäänud.

144. Lumikatte mõõtmine. Käesoleval ajal jälgitakse lumesadusid ja lumikatet suure hoolega. Esiteks mõõdetakse sademetemõõtjaga saju ajal kogunenud lumevee hulka, teiseks mõõdetakse maapinnal lumikatte paksust ja lume tihedust.

Lumikatte paksuse mõõtmiseks kasutatakse vastavaid 180 cm pikkusi mõõdulatte, millele on peale märgitud sentimeetrid. On olemas püsivad ja kantavad mõõdulatid. Püsivad mõõdulatid kinnitatakse juba sügisel vastavates kohtades maasse. Kantavaid lumemõõdulatte kasutatakse lume kõrguse mõõtmiseks mitmes kohas. Lumikatte kõrgust mõõdetakse kord päevas, kell 7 keskmise kohaliku päikese aja järgi.

Lume tiheduseks nimetatakse lumest saadud veehulga ja sama lume mahu suhet. Et vee maht sama kaalu juures on alati väiksem kui lume maht, on ka lume tihedus alati ühest väiksem.

Lume tihedus on 0,1 kuni 0,35, üksikutel kordadel isegi suurem. Värske lume tihedus on tavaliselt 0,1, kevadel tõuseb see lumemineku ajaks kuni 0,30-ni ja isegi üle selle. Mida rohkem on talvel sulapäevi, seda tihedamaks muutub lumikate.

Lumikatte tihedust saab mõõta kahel viisil. Ühel juhul võetakse ühest otsast lahtine silinder, mille põhja läbimõõt on 50 cm^2, ja surutakse see püsti lumme kuni maapinnani. Silindri küljel on sentimeetrid, kust näeme, mitu cm^3 lund on silindris. Lumi sulatatakse ära. Saadud vee mahu suhe lume mahusse näitab lume tihedust.

Teiseks saab lume tihedust mõõta sel teel, et võetud lumeproov, mille maht on meil teada, kaalutakse ära. Sellest saame teada, kui palju vett on lumes. Jagades lume raskuse lume mahule, saame lume tiheduse. Kui näiteks lumi kaalub 250 g ja lume maht on 1000 cm^3, siis on lume tihedus 0,25 (250 : 1000). Lume tiheduse määramine kaalumise teel on osutunud otstarbekamaks kui tiheduse määramine esimesel viisil.

Lume tihedust mõõdetakse iga 5 päeva järel (5., 10., 15., 20. ja 25. kuupäeval) ning iga kuu viimasel päeval. Nõukogude Liidus koostatakse erilisi lume hulga ja lume tiheduse kaarte. Neist selgub, kui palju lund on kusagil ja kui palju vett on sellest oodata. Need kaardid on suureks abiks jõgede kevadise suurvee ennustamisel.

Ekslik oleks arvata, et lumerohkele talvele järgneb alati kõrge kevadine suurvesi. Nõukogude teadlased on lumemineku suhtes jõudnud otsusele, et kui kevadel tõuseb õhutemperatuur kiiresti, läheb ka lumi kiiresti kõrge suurveega. Mõnikord võib kevadine lumeminek toimuda väga lühikesel ajavahemikul. 1908. aastal hilines kevad Venemaa kesk- ja lõunarajoonides ning saabus temperatuuri suurema tõusu ning vihmade perioodil. Ja vaatamata sellele, et tol aastal oli olnud vähe päikesepaistet, oli veetõus jõgedes väga suur. 1943. a. kevad oli aga päikesepaisteline, kergete öökülmadega ja ilma vihmata, mistõttu lumi sulas aeglaselt ja kevadine suurvesi oli madal, kuigi lumikate oli paks.

145. Lumikatte tähtsus. Talvel kaitseb lumikate maapinda külmade vastu. 1893. aasta jaanuar oli erakordselt külm. Peterburi Metsainstituudis teostatud mõõtmiste andmeil oli temperatuur lume pinnal —39,3°, maapinnal lume all —3,0°, lume all olevas maapinnas 20 cm sügavusel —1,9° ja lumikatteta maapinnas 20 cm sügavusel —23,9°. Seejuures oli lumikatteta pinnas külmunud sügavamalt kui lumikattega pinnas.

Isegi õhuke kiht lund on maapinnale oluliseks kaitseks. Voronežis on näiteks leitud, et —30°-se õhutemperatuuri juures oli maapinna temperatuur lumikatte all —14°, kusjuures lumekihi paksus oli ainult 12 cm.

Kui lumi sajab aga sulale pinnasele, võib ta saada taliviljadele hädaohtlikuks, kuna orased sel juhul lämbuvad.

Kevadel lume sulamisel täituvad jõed ja teised veekogud sulavetest. See on põllundusele väga tähtis, sest nii saavad põllud kevadistel sademetevaestel kuudel rohkesti niiskust, mis on taimedele sel perioodil väga vajalik. Eriti oluline on see siis, kui sügiskuudel on sademeid vähe.

Vaatlused näitavad, et paksema lumikattega talve järel on kevadine viljakasv olnud parem kui pärast lumevaest talve. Seda on rahvas väljendanud ka vanasõnades. Nii

ütleb üks vanasõna, et kui mardipäeval on hanged aia ääres, siis tuleval aastal on salved vilja täis.

Samuti on leitud, et mida kõrgem on suurvesi jõgedes, seda parem tuleb viljasaak. Eriti kehtib see sademetevaeste maade kohta.

146. Sademete hulk ja jaotus Maal. Pinnaselt ja veekogudelt toimub pidev vee aurumine. Osa veeaurust jääb mõneks ajaks pilvedena õhku hõljuma, teine osa püsib õhus veeauruna. Hiljem tuleb aga kogu see õhus olev veeaur sademetena maapinnale tagasi. Seega toimub maakera pinna ja õhu vahel lakkamatu vee ringvool. On arvutatud, et maakera pind saab aastas 511 000 km^3 vett. Sellest saab merepind 411 600 km^3, maismaa 99 500 km^3.

Veeauru hulk õhus oleneb temperatuurist. Mida kõrgem on õhutemperatuur, seda rohkem veeauru saab õhus olla. Kuna temperatuur ekvaatorilt pooluse suunas langeb, siis on õhk lõunas veeauru poolest rikkam kui põhjas. Ja kuna veeauru rohkusest oleneb sademete hulk, on lõunapoolsemates maades ka sademeid üldiselt rohkem kui põhja pool.

Üldiselt ollakse arvamisel, et merede läheduses peaks olema rohkem sademeid kui sisemaal. Tegelikult on aga olukord paljudel kordadel vastupidine, s. t. saartel ja rannikul langeb sademeid sageli vähem kui sisemaal. Sademete vähesus esineb siis, kui merelt voolab võrdlemisi jahe õhk (niiskus väike) soojale maapinnale, kus selle õhu temperatuur tõuseb ja relatiivne niiskus väheneb ning seega ühtlasi väheneb ka sademete võimalus. Kui aga merelt voolab soe ja niiske õhk jahedale maapinnale, toob see sademeid.

Ka Eesti NSV-s on aasta keskmine sademete hulk mereäärsetes rajoonides ja saartel väiksem kui merest kaugemal.

Kui palju sademeid langeb aastas kogu maakeral, selles suhtes on teadlaste arvamused erinevad. Ühe kokkuvõtte järgi saab maakera pind aastas keskmiselt 750 mm sademeid, teiste kokkuvõtete järgi aga 1000 mm (lisa 7).

Sademete jaotus maakera pinnal on väga ebaühtlane ja sademete hulk aastate järgi erinev. On aastaid, mil sademete hulk ületab paljude aastate keskmise, ning samuti esineb põua-aastaid. Nii on Kesk-Euroopas olnud kõige sademeterikkamal aastal 150% ja põua-aastail

50—60% sademeid paljude aastate keskmisest sademete hulgast.

Maakera kõige sademeterikkamad kohad on troopikas. Indias on Cherrapunjis registreeritud üle 24 000 mm sademeid aastas, s. o. ligi nelikümmend korda rohkem kui Eesti NSV-s.

Euroopas kõigub sademete hulk 500—2000 mm vahel. Kuid siin leidub ka kohti, näiteks Lõuna-Euroopas ja Skandinaavia lääneranniku l, kus aasta keskmine sademete hulk ületab 2000 mm ja tõuseb kohati kuni 4000 mm-ni. Kaugel põhjas on sademeid vähe — ainult paarkümmend millimeetrit aastas. Sellesse vööndisse kuuluvad Siberi, Põhja-Ameerika ja Skandinaavia põhjapoolsed rajoonid. Vähe langeb sademeid liivakõrbetes. Selle poolest on kuulus Sahaara. Kõige kuivem koht maakeral on Tšiili, kus tihti ei tule aasta vältel piiskagi vihma.

Nõukogude Liidus on kõige sademeterikkamateks rajoonideks Kaukaasia Musta mere äärsed alad, kus aastane sademete hulk tõuseb sageli 2500 mm-ni. Põhja-Kaukaasias on aga ainult 200—300 mm sademeid.

Kõige vähem sademeid on Kesk-Aasias, kus aastane sademete hulk ei ulatu sageli 100 mm-ni. Ka Nõukogude Liidu põhjarajoonides on sademeid vähe — 200—300 mm. Läänemere piirkonnas on kohati üle 800 mm sademeid aastas. Ukraina lõunaosas ja Volga alamjooksul on sademeid 400 mm ümber.

Uraali läänepoolsel nõlval langeb aastas 700—900 mm sademeid. Siit kagu poole sademete hulk väheneb ning Kaspia madalmikul on see ainult 100—150 mm. Ka Lääne-Siberis on sademeid vähe — 400—500 mm aastas. Samasugune olukord on Siberi keskosas. Vaikse ookeani läheduses tõuseb aga sademete hulk 600—700 mm-ni aastas.

Ka Nõukogude Eesti territooriumil ei ole sademete jaotus ühtlane. Üldiselt on meil kõrgustike piirkonnas sademeid rohkem kui tasasel maal. Aastas on meil 120—200 sajupäeva ja keskmine sademete hulk kõigub 500—700 mm vahel (aasta keskmine sademete hulk kogu Eesti NSV territooriumi kohta on 600 mm).

Maa-alaliselt sademete jaotusest ja hulgast ülevaate saamiseks joonestatakse i s o h ü e e t i d e kaardid, kus võrdse sademete hulgaga kohad ühendatakse joontega.

X PEATÜKK

ATMOSFÄÄRI VALGUSNÄHTUSED

147. Valgusnähtused. Halod, ebapäikesed, haruldaselt punane eha ja koit, ristid ja sambad päikese ning kuu ümber Maa atmosfääris on sedavõrd huvitavad, et nendel nähtustel peab tingimata peatuma. Ühed neist kütkestavad oma ilu ja suurusega, teised hämmastavad oma efektiivsusega.

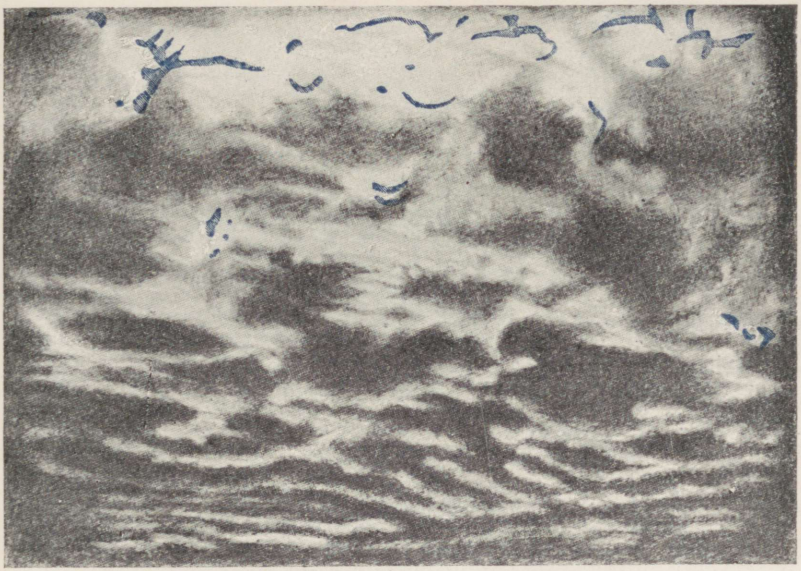
Oli aeg, mil valgusnähtusi peeti ebausklike poolt halvaks endeks. Tänapäeval teab muidugi igaüks, et need on tavalised loodusnähtused.

Ilmade jälgijad on juba ammu tähele pannud, et paljud valgusnähtused on ilmade ennustajateks. Valgusnähtuste kaudu saame teateid kõrgematest õhukihtidest ja sageli on valgusnähtused ainukesed, mille järgi tehakse kindlaks, mis toimub mitme ja isegi sadade kilomeetrite kõrgusel.

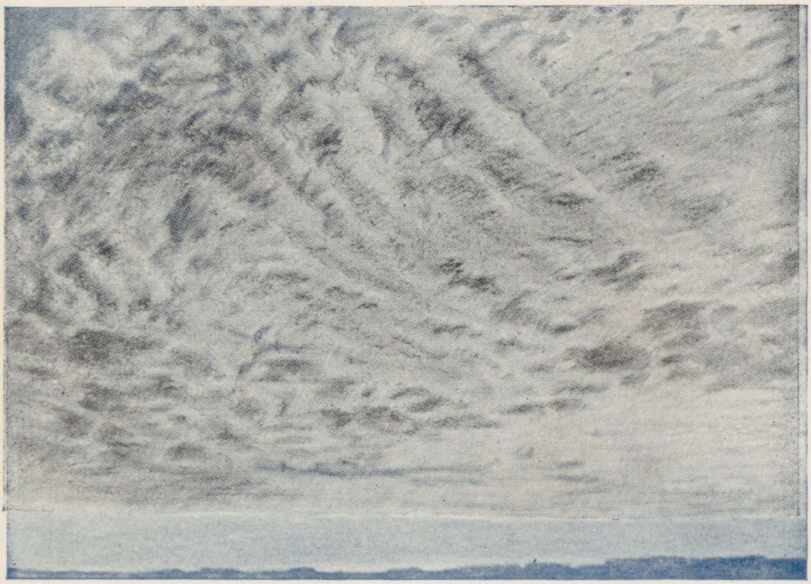
148. Valguskiirte peegeldumine ja murdumine. Kõik valgusnähtused põhinevad valguskiirte murdumisel, peegeldumisel või d i f r a k t s i o o n i l ehk paindumisel õhus hõljuvates tahketes või vedelates osakestes.

Kui valguskiirte teele satub mingi läbipaistmatu ese, mis ei ole absoluutselt must, peegelduvad kiired sellelt esemelt tagasi. Kui aga valguskiir läheb ühest keskkonnast teise keskkonda, siis murdub kiir nende keskkondade lahutuspiiril. Näiteks vette torgatud kepp paistab veepinna kohal murtuna.

Kuid alati valguskiir ei murdu, kui ta läheb teise läbipaistvasse keskkonda, vaid valguskiir võib läbipaistvast keskkonnast ka tagasi peegelduda. Vaadeldes näiteks õhtul rannas päikese loojumist, võib näha, et päikese teatavast kõrgusest alates peegelduvad päikesekiired veepinnalt



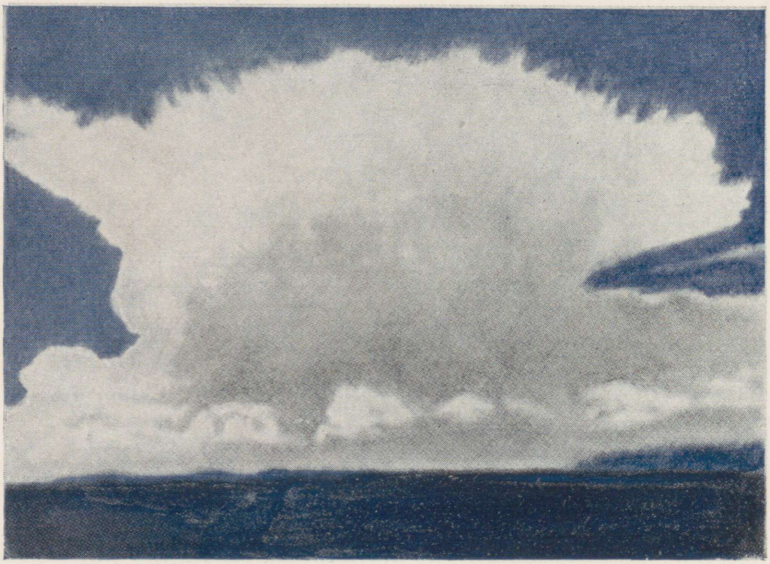
Kõrgrünkpilved (Altocumulus).



Kihtrünkpilved (Stratocumulus).



Rünkpilved (Cumulus).



Rünksajupilv (Cumulonimbus).

heleda valgusteena, kuigi vesi on valguskiirtele läbipaistev.

Ka õhk võib mõnikord valguskiiri tagasi peegeldada. See esineb siis, kui õhu tihedus kiirte teel palju muutub. Kui näiteks kõrgemad õhukihid on maapinnalähedastest õhukihtidest märksa tihedamad, võib maapinnalt kõrgemale tõusnud valguskiir peegelduda tagasi maa peale. Kui aga alumised õhukihid on kõrgematest tihedamad, nagu see tavaliselt ka on, peegeldub maapinnale lähenev kiir tagasi ülespoole.

149. Spekter. Kui juhtida valgusjuga läbi kitsa pilu kolmetahulisele klaasprismale, jaguneb valgus prisma läbimisel ja valgele ekraanile langemisel värviliseks ribaks, milles esineb seitse silmapaistvat, järk-järgult naabervärvuseks üleminevat värvust. Need seitse värvust on meile tuntud vikerkaarest: punane, oranž, kollane, roheline, helesinine, sinine ja violett. Värvused esinevad alati ühes ja samas järjekorras. Seda värvuste riba nimetatakse spektriks ja riista, millega spekter saadakse, spektroskoobiks. Kui kõik need värvused koondada enne ekraanile langemist ühte punkti, saame jälle valge valguse.

Spektri tekkimist seletatakse järgmiselt. Valgus on elektromagnetiline lainetus, kusjuures kõige lühemad lained annavad violetse, kõige pikemad lained punase värvuse. Prisma läbimisel murdub kõige vähem punaste lainete levimise suund, kõige rohkem violetsete lainete suund. Nii tekibki värvuste riba, mille üks ots on punane, teine violetne.

Spektreid uurides on leitud, et nad erinevad vastavalt sellele, millisest allikast spektreid põhjustavad kiired pärinevad. Selle põhjal eristatakse kolme tüüpi spektreid.

Pidev spekter on kõiki vikerkaarevärve sisaldav riba, kus värvid üksteisele pidevalt järgnevad. See spekter saadakse hõõguvatest tahketest ja vedelatest kehadest, vaatamata nende keemilisele koostisele. Teatavatel tingimustel annab pideva spektri ka kõrge temperatuuriga gaas.

Kiirgusspekter koosneb heledatest värvilistest joontest või ribakestest spektri tumedal foonil. Sellise spektri tekitavad hõõguvad gaasid ja aur tingimusel, et õhurõhk ei oleks palju kõrgem normaalsest rõhust.

Neeldumisspekter on pidev spekter, mida

läbistavad tumedad ristjooned. Neid tumedaid jooni nimetatakse nende avastaja järgi Fraunhoferi joonteks. Selle spektri võivad tekitada hõrendatud gaasid ja ergastatud olekus aurud.

Spektri iseloomust näeme, millisest valgusallikast valguskiired pärinevad, spekter aitab tundma õppida valgusallika keemilist koostist. Meteoroloogiliste probleemide uurimisel, eriti aga kõrgemates õhukihtides toimuvate nähtuste selgitamisel on spektril suur tähtsus.

150. Miks taevas sinab? Sellele näiliselt lihtsale küsimusele ei olnud teadlastel kerge õiget vastust leida. Ühed arvasid, et taevas on sellepärast sinine, et õhk on sinine. Teised ütlesid, et taevasina on tingitud suurest hulgast õhus hõljuvatest äärmiselt pisikestest veemullikestest, mis annavad oma sinise värvuse ka taevale.

Möödunud sajandi lõpul selgus, et need oletused on ekslikud ja et taevasina oleneb hoopis teistest asjaoludest.

On teada, et õhk koosneb mitmesuguste ainete molekulidest, mille läbimõõt on valguslaine pikkusest väiksem. Peale molekulide on õhus veel alati suur hulk pisikehakesi tolmu ja veepiiskade näol. Nende läbimõõt on valguslainete pikkusest tavaliselt suurem. Õhuosakesed, mille läbimõõt on suurem kui 10μ, hajutavad kõiki valguskiiri nii, et kehakestele langenud ja hajutatud kiired on sama värvi. Kui õhuosakeste läbimõõt on valguslainete pikkusest väiksem, toimub kiirte hajumine teisiti: kõige vähem hajuvad punased kiired, kusjuures violetsed kiired hajuvad punastest üle 14 korra rohkem. Sel korral on Päikeselt meile saabunud valguskiired siniste ja violetsete kiirte poolest vaesemad, kuna neid kiiri on hajunud atmosfääri rohkem kui teisi. Viimaks saabuvad maapinnale ka hajutatud sinised ja violetsed kiired, mille mõjul näeme taevast sinisena. Päikeselt saabunud valgus on sel korral punakas, sest siniseid ja violetseid kiiri on seal vähe või need koguni puuduvad.

Suurtesse kõrgustesse tõusnud lendurid räägivad, et seal on taevas tumesinine. Veelgi kõrgemal muutub taevas tumevioletseks ja tumeneb seda enam, mida kõrgemale tõusta. See taeva värvuse tumenemine on tingitud õhu tiheduse vähenemisest kõrguse suurenemisel, kuna selle tagajärjel väheneb valguskiirte hajumine.

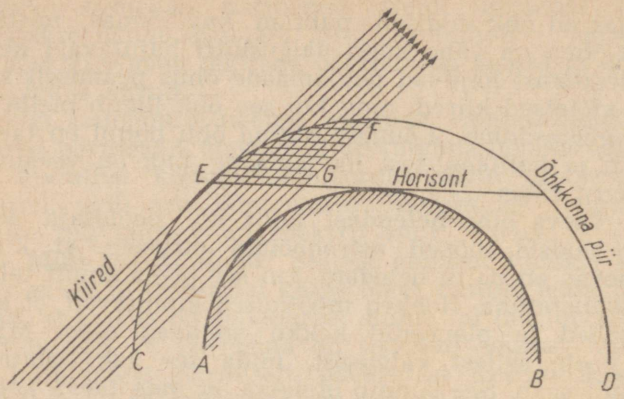
Põhjas on õhk üldiselt puhtam kui lõunas, mistõttu sealses õhus on vähe kõiki valguskiiri hajutavaid kehakesi. Seepärast hajuvad põhjamaade õhus peamiselt sinised ja violetsed kiired, ning kui see õhk liigub meile, on taevas sügavsinine. Lõunast tulnud õhu puhul on taevas kahvatu ja hallikas, sest lõunamaade õhk on veeaurust ja tolmust rikas.

151. Taeva öine helendus. Juba üle poolesaja aasta tagasi jõudsid mõned astronoomid otsusele, et kuuta öine taevas on palju heledam, kui see oleks ainult tähtedest valgustatuna. Rohked mõõtmised kinnitavad, et kõik kinnistähed ja planeedid kokku annavad öösel Maale ainult poole sellest valgusest, mida see taevalaotusest tegelikult saab. See sunnib oletama, et öine taeva helendus ei ole tingitud ainult tähtedest, vaid peale tähtede peab olema veel mõni teine kiirgusallikas. Selle salapärase valguslätte otsimisel on tehtud väga erinevaid oletusi. Käesoleval ajal peetakse kõige tõenäolisemaks järgmist seletust.

On teada, et õhu hapniku molekul koosneb kahest hapniku aatomist ja lämmastiku molekul kahest lämmastiku aatomist. Kui päikese ultraviolettkiired langevad hapniku molekulile, laguneb see aatomiteks. Sama protsess toimub osaliselt ka lämmastiku molekulidega. Iga aine aatomis tiirleb aatomituuma ümber teatav arv elektrone. Tabades aatomeid, sunnivad ultraviolettkiired osa elektrone kas aatomist täiesti lahkuma või kõrgemale energeetilisele tasemele liikuma, mis viib aatomi ergastatud olekusse. Öösel toimub ultraviolettkiirte puudumise tõttu vastupidine protsess — aatomid püüavad jälle molekulideks ühineda ja elektronid asuvad oma endistele ringlemisteedele. Molekulid kiirgavad nüüd ultraviolettkiiri tagasi, kuid juba nähtavate punaste, kollaste ja roheliste kiirtena. Osa teadlasi arvab, et öine taeva helendus ongi tingitud sellest kiirgusest. On selgunud, et kiirgamine ei toimu kogu õhkkonna ulatuses, vaid kiirgav kiht asub ligikaudu 270 km kõrgusel.

152. Koit ja eha. Kuulus araabia täheteadlane Alhazen, kes elas arvatavasti XII sajandil, avastas esimesena koidu ja eha tekkimise tõelise põhjuse ning pidas võimalikuks õhkkonna kõrgust määrata koidu ja eha kõrguse mõõtmisega.

Alhazen seletas, et kui päike on horisondist kõrgemal,



Joon. 27. Koit ja eha

siis põhjustavad valgust nii päikese otse- kui ka hajuskiirgus. Kui päike on aga horisondist madalamal, ei pääse päikese otsekiirgus meieni, vaid päike valgustab nüüd ainult õhkkonna kõrgemaid kihte, kust meile saabub hajuskiirgust. Sellest olevatki tingitud koit ja eha. See Alhazeni seletus vastab ka tegelikule olukorrale.

Oletame, et joonisel 27 tähendab *AB* maakera pinda ja *CD* õhkkonna piiri. Päike on horisondist madalamal ja päikesekiired valgustavad ainult väikest osa horisondist kõrgemal asuvaid õhkkonnakihte *EFG* (joontega viirutatud). Sealt saame hajuskiirgust ja see osa õhkkonnast põhjustabki eha ja koitu. Mida madalamale laskub päike, seda väiksemaks jääb see valgustatud osa õhkkonnast ja seda rohkem eha nõrgeneb. Kui päike on laskunud nii madalale, et päikesekiired horisondist kõrgemal asuvaid õhkkonnakihte enam ei puuduta, siis kustub ka eha. On arusaadav, et mida kõrgemale ulatub õhkkond, seda kauem vältab eha ja seda varem hakkab koitma.

Tolleaegsete primitiivsete mõõteriistadega eha ja koidu kõrgust mõõtes leidis Alhazen, et õhkkonna kõrgus on 57 km. Tänapäeval on sama kõrguse mõõtmise meetodit ja täpsemaid riistu kasutades leitud, et õhkkonna kõrgus on 200 km ümber. Maa tehiskaaslaste abil saadud esialgsete andmete järgi tuleb õhkkonna kõrgust pidada veelgi suuremaks.

Valgusnähtuste ja taeva värvuse muutusi, mis tekivad

õhtul pärast päikese loojumist ja hommikul enne päikesetõusu, nimetatakse hämarikuks ehk videvikuks.

Vastavas erikirjanduses jagatakse videvik tsiviil- ja astronoomiliseks videvikuks. Tsiviilvidevik algab siis, kui päike on laskunud horisondist madalamale, ja vältab seni, kui põllutööd tuleb pimeduse pärast lõpetada või väljas ei näe enam lugeda. Astronoomiliseks videvikuks nimetatakse aega tsiviilvideviku lõpust pimeduse tulekuni, kui nähtavale tulevad juba kõige nõrgemad tähed.

Videviku kestus ja intensiivsus olenevad mitmest asjaolust. Põhjas on videvik üldiselt pikem kui lõunas, eriti suvel. Kõige lühem videvik on ekvaatoril, kus see vältab tavaliselt 24 minutit. Poolusel, seevastu, võib videvik olla õige pikk ja kesta mitu nädalat, sest päike on enne päeva algust horisondi läheduses, kuid jääb horisondist madalamale.

Suvel lähenevad eha lõpp ja koidu algus teineteisele geograafilise laiuse suurenemisel ja alates 48°30′ põhjalaiusest liituvad juunis ja juulis. Edasi põhja pool ei jõua eha enne koidu algust kustudagi. Nii tekivad valged ööd.

153. Tähtede vilkumine. Tähtede vilkumine, s. o. tähtede heleduse ja värvuse hetkeline muutumine on väga tavaline nähtus, mille põhjal sageli arvatakse, et tähed oma heledust ja ka värvust tõesti järsku muudavad. Mõned vanaaja astronoomid seletasid isegi, et tähtede vilkumine olevat tingitud sellest, et tähtedel on üks külg must, teine valge. Tähed pöörlevat ümber oma telje nii kiiresti, et nende külgede vahetus paistvat meile tähtede vilkumisena.

Tegelikult ei ole meile näiv tähtede heleduse ja värvuse muutus tingitud tähtedest enestest, sest tähed on nii valguse kui ka värvuse poolest täiesti stabiilsed. Tähe näiv heleduse muutus on tingitud tähelt tulevate valguskiirte murdumisest Maa õhkkonna suures hulgas pisivooludes. Mida rohkem on õhus pisivoole, seda muutlikumana näib meile täht. Seetõttu vilgub täht seda rohkem, mida lähemal on ta horisondile, sest siis peavad valguskiired läbima paksu pisivoolude poolest rikka maapinnalähedase õhukihi (joon. 1). Kui täht on jõudnud oma rännakul horisondist 40° kõrgusele, jääb virvendus nii nõrgaks, et me seda enam ei märka. See tõestab, et tähtede näiv heleduse ja värvuse muutus ei olene tähest.

Kui tõusta mäkke mitme kilomeetri kõrgusele, väheneb tähtede vilkumine seda rohkem, mida kõrgemale me tõuseme. Suurest kõrgusest vaadatuna on tähed täiesti «rahulikud». Orust vaatlejad näevad samal ajal, et tähed vilguvad.

154. Nähtavus. Alati ei ole kilomeetrite ja isegi ainult mõnesaja meetri kaugusel olevaid esemeid näha ühevõrra hästi, vaid kord näeme neid selgesti, teinekord halvasti või ei näe neid üldse. Tavaliselt näeme esemeid seda halvemini, mida kaugemal nad asuvad. Seda kaugust, milles esemete olemasolu viimased tunnused meie silmale täiesti kaovad, nimetatakse v a a t e k a u g u s e k s.

Vastavad uurimised näitavad, et vaatekaugus oleneb paljudest asjaoludest, nagu eseme suurusest, taustast, millel eset vaatleme, valgustusest, vaatleja nägemisvõimest, õhu läbipaistvusest jne. Vaatekaugus kujuneb kõikide nende tegurite koosmõju tulemusena.

Seniseist vaatlusandmeist nähtub, et õhu relatiivse niiskuse suurenemisel nähtavus väheneb; tuuled mõnikord suurendavad, teisel juhul vähendavad nähtavust; suvel on nähtavus suurem kui talvel jne. Lennukilt 2—5 km kõrguselt vaadates on nähtavus harilikult 25 km ümber, kõige paremal juhul aga kuni 200 km.

Paljud meteoroloogiajaamad tegelevad ka nähtavuse mõõtmisega. Selleks mõõdetakse juba eelnevalt mitmesugusel kaugusel asuvate esemete vahemaa jaamast ja hinnatakse iga kord nende esemete nähtavuse järgi nähtavuse kaugust. Kuigi nähtavuse hindamiseks on mitmesuguseid riistu, hinnatakse nähtavust ka silma järgi.

Nähtavuse hindamiseks on koostatud rahvusvaheline kümnepalliline astmik.

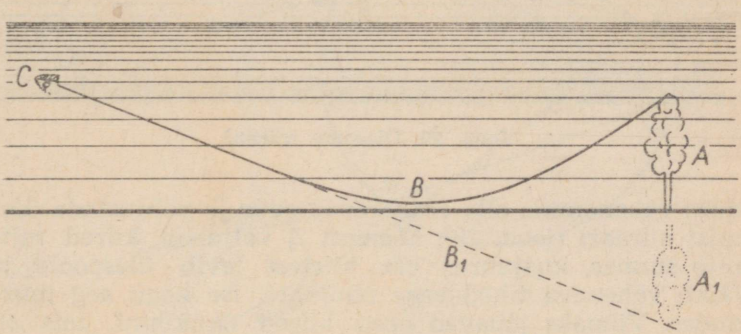
Tabel 11

Vaatekauguse hindamise astmik

Pallid	Vaatekaugus	Pallid	Vaatekaugus
0	0—50 m	5	2— 4 km
1	50—200 m	6	4—10 km
2	200—500 m	7	10—20 km
3	500—1000 m	8	20—50 km
4	1—2 km	9	üle 50 km

155. Alumine miraaž. Valguskiire murdumist vaadeldes nägime, et kui kiir satub oma teekonnal teise optilise tihedusega keskkonda, murdub ta nende keskkondade lahutuspiiril.

Maapinnalähedane õhk koosneb erineva tihedusega kihtidest, kusjuures kõrgemad õhukihid on madalamatest tavaliselt hõredamad. Õhu tihedus oleneb aga muuhulgas ka õhutemperatuurist. Kui maapinnalähedased õhukihid on väga soojad, võib mõneks ajaks kujuneda selline olukord, kus kõrgemad õhukihid on madalamatest tihedamad.

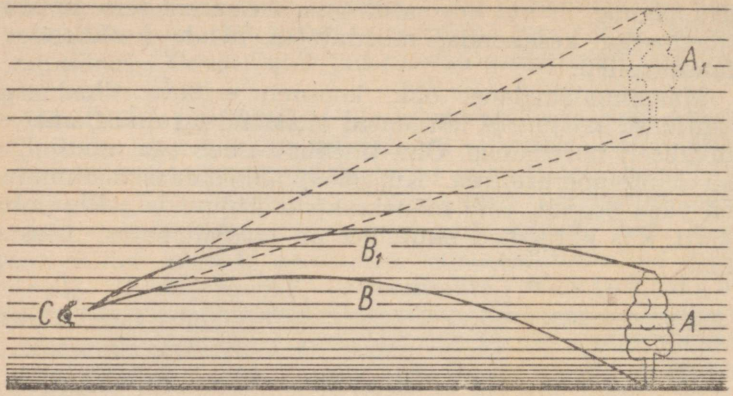


Joon. 28. Alumine miraaž

Oletame, et esemest *A* (joon. 28) väljuvad valguskiired. Osa kiiri levib rööbiti maapinnaga, nii et punktist *C* on ese *A* näha. Teine osa kiiri väljub esemest *A* erinevates suundades, sealhulgas ka maapinna poole. Et seekord on ülemised õhukihid alumistest tihedamad, ei levi kiired maapinna poole sirgjooneliselt, vaid kõverduvad. Teatava tasapinnani jõudes on kiired sedavõrd kõverdunud, et nad ei lähene enam maapinnale, vaid peegelduvad punktis *B* ja jõuavad viimaks punkti *C*. Nii näeme eset *A* ümberpöördult suunas CB_1A_1, mis on puutujaks kõverjoonele *ABC* punktis *C*.

Niisugust olukorda, kus näeme eset selle tõelisest asukohast madalamal, nimetatakse a l u m i s e k s m i r a a ž i k s. Kui punkti *C* ja eseme vahel nägemist midagi ei takista, näeme miraaži korral ühte eset kahekordselt.

156. Ülemine miraaž. Õhu tihedus tavaliselt väheneb, kui maapinnalt kõrgemale tõusta. Mõnikord võib tihe-



Joon. 29. Ülemine miraaž

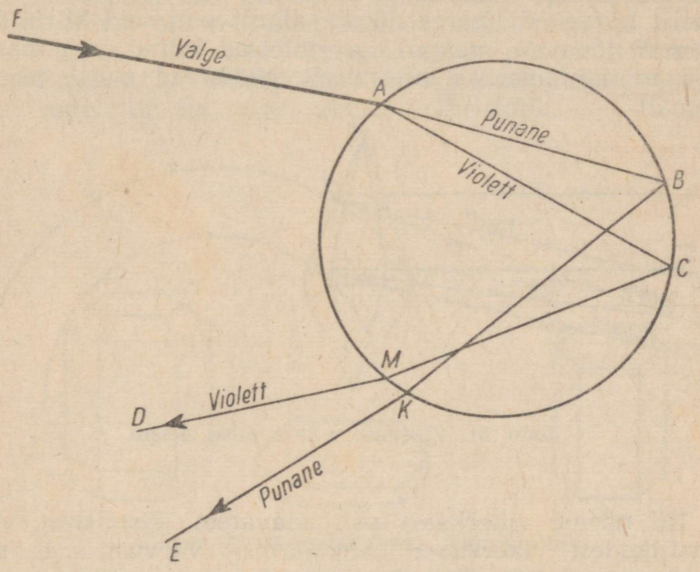
duse vähenemine olla erakordselt suur ja põhjustada ülemist miraaži (joon. 29). Esemest *A* väljuvad kiired mitmes suunas, kusjuures osa kiirtest levib ülespoole ja läbib väheneva tihedusega õhukihte, ise kogu aeg murdudes. Viimaks jõuavad need kiired õhukihini, mis on neile peegliks ja suunab kiired punktist *B* ja B_1 maapinna poole. Edasi jõuavad kiired pideva murdumise järel punkti *C*. Sel korral näeme eset A_1 suunas, mis on puutujaks kõverjoontele *CBA* ja CB_1A punktis *C*. Seda miraaži nimetatakse ülemiseks miraažiks, sest me näeme eset selle tegelikust asendist kõrgemal. Miraaži tekkimiseks on tingimata vajalik tuulevaikus, sest tuulega õhk seguneb ja õhukihtide tihedus muutub.

Miraaži nimetatakse ka õhu kangastuseks ehk terenduseks.

Meil on levinud arvamus, nagu esineksid miraažid ainult lõunamaade liivakõrbetes. Tegelikult võivad miraažid tekkida kõikidel laiustel ja seepärast on ka meil korduvalt miraaže nähtud.

Miraaž on ilmade muutuse eelkäijaks. On täheldatud, et ülemine miraaž tekib vihmade eel ja enne ilmade külmaleminekut. Alumine miraaž on ilma paranemise tunnuseks. Talvel esineb alumise miraaži korral selge külm ilm.

157. Valguskiirte murdumine ja peegeldumine veetilgas. Peale virmaliste on meil kõige kaunimaks valgusnähtuseks vikerkaar. Vikerkaar tekib päikesekiirte murdumisel ja peegeldumisel vihmatilkades.

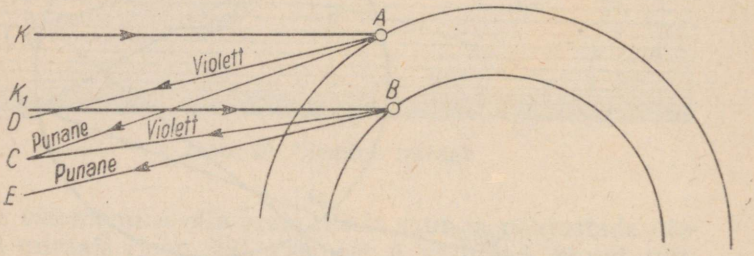


Joon. 30. Valguskiirte murdumine veetilgas

Oletame, et meil on vihmatilk kujutatud ringina (joon. 30). Valguskiir FA tungib punkti A kaudu tilka, murdub selles punktis ja eraldub seitsmeks värvuseks. Punane kiir kaldub oma esialgsest suunast kõige vähem kõrvale, peegeldub punktis B, saab suuna BK ja väljub tilgast KE suunas. Violetne kiir murdub kõige rohkem ja väljub tilgast MD suunas. Nende äärmiste värvuste vahel on teised värvused.

Jooniselt näeme, et erivärvilised kiired väljuvad tilgast eraldi. Kui näiteks tilgast, milles kiired murduvad, saabuvad meile punased kiired, siis me violetseid kiiri ei näe, sest need asuvad punastest kiirtest kõrgemal ja ei ole meile nähtavad. Violetseid kiiri näeme ainult siis, kui nimetatud tilgast madalamal on mõni teine kiiri murdev tilk.

158. Vikerkaar. Oletame, et joonis 31 kujutab vikerkaart. Joonise lihtsustamiseks vaatleme ainult kahte vihmatilka *A* ja *B*. Tilkadele langevad kiired *K* ja K_1, meie oleme punktis *C*. Sel juhul kui punktist *A* jõuab meieni punane kiir *AC*, mööduvad violetsed kiired *AD* meist kõrgemalt ja me näeme ainult punaseid kiiri. Tilgast *B* jõuavad meieni aga violetsed kiired ja punased jäävad nähtamatuks, sest need mööduvad meist madalamalt.



Joon. 31. Vikerkaare tekkimise skeem

Nii näeme vikerkaart põhjustavatest äärmistest vihmatilkadest vikerkaare kaht äärmist värvust, s. o. punast ja violetset. Teised värvused asuvad nende vahel. Selline on vikerkaare tekkimise skeem lihtsustatud kujul.

Tihti näeme korraga mitut vikerkaart. Kahekordne vikerkaar tekib siis, kui valguskiir peegeldub vihmatilgas kaks korda ja alles selle järel tilgast väljub. Üldiselt on lugu nii, et kiirte mitmekordse peegeldumise puhul tilgas näeme ka mitmekordseid vikerkaari.

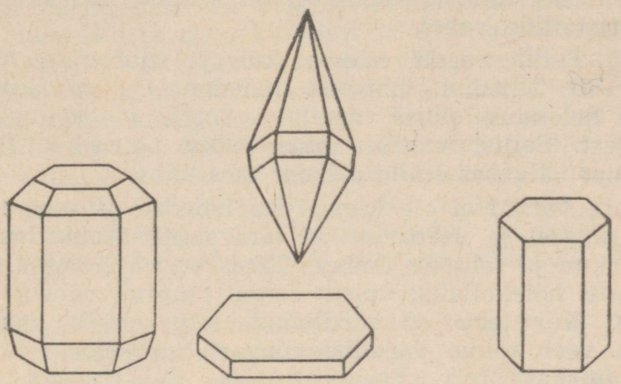
Vikerkaare värvuste heledus oleneb vihmatilkade suurusest: mida suuremad on tilgad, seda intensiivsemad on värvused. Kui tilgad on väga väikesed, ei teki vikerkaart üldse või ta on äärmiselt kahvatu. Rahvas nimetab seda uduvikerkaareks.

Mida kõrgemal seisab päike, seda madalamal asub vikerkaar, nii et keskpäeval me vikerkaart ei näe. Kui päike on horisondi lähedal, võib lennukilt ja samuti ka kõrgetelt mägedelt näha ringikujulist vikerkaart.

Vikerkaare tekkimist võib põhjustada ka Kuu. Sel

juhul on näha harilikult ainult kolme intensiivsemat värvust, sest kuuvalgus on teiste värvuste tekitamiseks nõrk.

159. Jääkristallid valgusnähtuste põhjustajatena. Teatavasti koosnevad pilved veepiiskadest ja jääkristallidest. Suvel on veepiisad madalamates pilvedes tavaliselt suures ülekaalus, kuna kõrged pilved koosnevad alati ainult jääkristallidest. Näiteks kiudpilvedest leiame nii suvel kui ka talvel ainult jääkristalle.



Joon. 32. Kuuetahulised jääkristallid

Jääkristallid on kujult väga erinevad, mistõttu nende tähtsus valgusnähtuste tekitamisel on samuti erinev. Eriti tähtsad on kuuetahulised kristallid (joon. 32), sest korduvamad valgusnähtused on nende tekitatud. Need on väikesed jäänõelakesed ja plaadikesed, millest mõned on nii tillukesed, et neid võib näha ainult mikroskoobi abil. Valguskiirte murdumisest ja peegeldumisest nendes kristallides ongi tingitud paljud valgusnähtused.

Valgusnähtuste tekkimiseks on vaja, et kristalle oleks palju, sest kui neid on vähe, ei ole nad suutelised valgusnähtusi esile kutsuma. Vastavalt kristallide asetusele pilvedes tekivad ringid, loogad jne.

Nii nagu valguskiir jaguneb kolmetahulist klaasprismat läbides erinevateks värvusteks, nii jaguneb valguskiir värvusteks ka jääkristallides, mistõttu paljud jääkristallidest tingitud valgusnähtused on värvilised.

160. Pilvede iriseerumine. Mõnikord võib poolpilves ilmaga näha päikese läheduses säravaid vikerkaarevärvides pilvi. Seda nimetatakse *pilvede iriseerumiseks*. Sageli on sära koondunud nagu ühte punkti, mis paistab eriti heledana ja värviderohkena, nagu oleks siin paljuvärviline päike.

Füüsikast on teada, et valgus levib sirgjooneliselt. Kui aga valguse teel on tõke, võivad valguslained pisut painduda. Seda nähtust nimetatakse difraktsiooniks. Pilvede iriseerumine ongi tingitud valguse difraktsioonist jääkristallide vahel.

161. Tara. Sageli näeme kuu ja suuremate tähtede vahetult lähemat ümbrust heledana ja mõnikord on selle helenduse piiril värviline rõngas või koguni mitu rõngast. Sellist nähtust nimetatakse *taraks*. Päikese heledas valguses ei ole päikese tara näha.

Tara värvid ei ole kunagi nii heledad ja selged nagu vikerkaarel ja seepärast on tara sageli ainult helenduseks kuu ja tähtede ümber. Taras on valguskeha lähem ümbrus helekollakas, pisut eemal muutub värvus punakaks. Kui tara on võrdlemisi selge, võib kaugemal näha veel kolme värvilist rõngast, milledest välimine on punakas.

Tarad tekivad siis, kui kuud või tähti varjab õhuke pilvekord, mida palja silmaga ei näegi. Kui valgus läbib neid jääkristallidest või veepiiskadest koosnevaid pilvi, toimub valguslainete paindumine, mille tulemusena tekivadki värvilised rõngad.

Kui süüdata auru täis saunas lamp, tekib selle ümber tara, mis on väga sarnane kuu ja tähtede taraga. Auruta saunas tara ei näe.

Näib, et suurem osa taradest on tingitud valguskiirte paindumisest jääkristallidest koosnevates pilvedes. Veepiiskadest koosnevate pilvede tarad ei ole nii heledad nagu jääkristallidest koosnevate pilvede omad.

Tarade läbimõõt on seda suurem, mida väiksemad on veepiisad. Nii näitab tara läbimõõdu muutus veepiiskade suuruse muutust pilves ja seda nähtust saab kasutada ilmade ennustamiseks.

Tara läbimõõt on üks kuni kümme kraadi, mis on Kuu nähtavast läbimõõdust vähemalt kaks korda suurem.

162. Päikese ja kuu halod. Meteoroloogilisest kirjandusest leiame sageli sõna «h a l o». Tavaliselt tähendab see mitmesuguseid valgusnähtusi, nagu rõngaid, ringe, sambaid, riste jne. Kitsamas mõttes tähendab halo rõngast päikese või kuu ümber. Harilikult on halo läbimõõt 22°, harvem 46°. Esimest halo nimetatakse väikeseks, teist suureks. Halo sisemine äär on sinakas, väline kas roheline või punakas.

Nagu paljud teisedki valgusnähtused, nii tekivad ka halod valguskiirte peegeldumisel ja murdumisel pilvede jääkristallides. Kui kristalle on vähe, tekib kahvatu halo. Kui valguskiired läbivad kuuetahulise kristalli nii, et tahk, mille kaudu kiir tungib kristalli, ei asu kõrvuti selle tahuga, mille kaudu kiir väljub, siis tekib väike halo. Kui kiired tungivad kristalli selle aluse kaudu ja väljuvad külgtahust, tekib suur halo.

Kõige sagedamini on halosid kevadel ja suvel, kusjuures väikesi halosid esineb suurtest kümneid kordi rohkem.

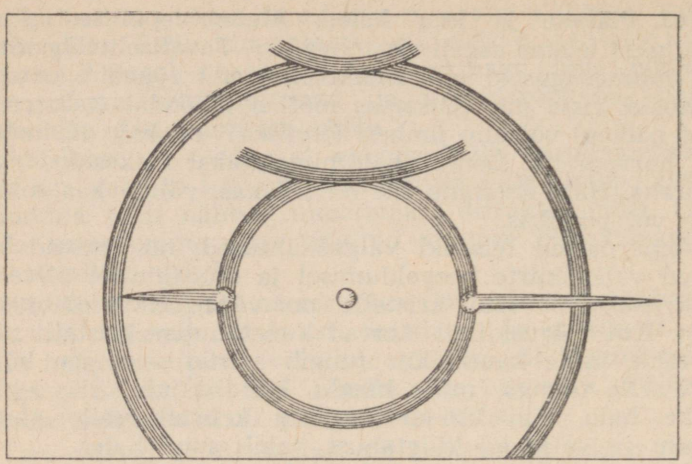
Halod ilmuvad mädalrõhkkondade eel ja on seega üheks ilmade muutuse ennustajaks.

163. Ebapäikesed, sambad, loogad. Halod päikese ja kuu ümber on sagedasteks nähtusteks. Vähem esinevateks nähtusteks on e b a p ä i k e s e d ehk kõrvalpäikesed ehk päikesesapid (mõnikord esinevad ka ebakuud ehk kuusapid), ristid, mõõgad jne. (joon. 33). Ebapäike tekib siis, kui päike on horisondi lähedal. See on laik, mis asub päikese läheduses ja on seda heledam, mida madalamal on päike. Seepärast nähakse ebapäikesi kas pärast päikesetõusu või enne päikese loojumist. Mõnikord on ebapäikesel kuni 15° pikkune saba.

Ebapäikesed tekivad nagu halodki valguskiirte peegeldumisel ja murdumisel pilvede jääkristallides.

Sambad tekivad kas päikese loojumisel või tõusmisel. Vahel ulatub sammas poole taevani. See nähtus tekib valguskiirte peegeldumisel langevates kuuetahulistes jääkristallides.

Vähestel kordadel võib näha risti. Selle tekkimiseks on vaja, et päikese sammast läbiks halo. Nende ristumiskohal tekibki rist. Teinekord on risti tekkimine tingitud ka halode ristumisest. Sel juhul näeme ainult üht osa halodest. Kui rist on nii madal, et samba alumist



Joon. 33. Tarad, ebapäikesed, loogad

otsa ei ole näha, siis meenutab rist mõnikord mõõka, mis paistab punases ehas või koidus «verisena».

Kõikide valgusnähtuste hoolsamal vaatlemisel selgub, et ükski valgusnähtus ei teki ilma pilvedeta. Enamikul kordadel põhjustavad neid nähtusi õrnad jääkristallidest koosnevad kiudpilved, kuid valgusnähtusi võivad esile kutsuda ka madalamad jääkristallidest ja veepiiskadest koosnevad pilved.

Talveöödel näeme sageli tänavalaternate ümber halosid ja sambaid.

XI PEATÜKK

ÕHUELEKTER

164. Elekter sademeis. Nii pilvedes kui ka pilvedeta õhus on alati elektrilaenguid.

Õhuelektri tekkimise küsimus on olnud õhkkonna uurijaile raskeks ülesandeks, mistõttu õhuelektri tekkimise kohta on esitatud mitmeid seletusi ja oletusi.

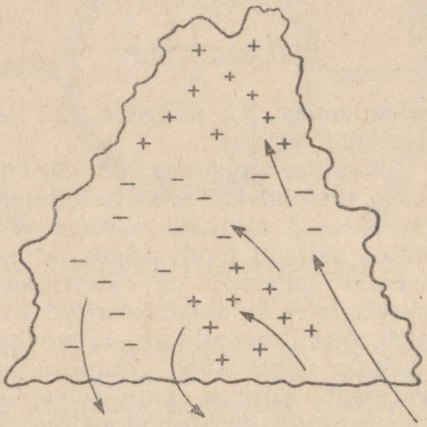
Juba möödunud sajandi lõpul selgus, et peaaegu kõik vedelad ja tahked sademed on elektriseeritud. Kuigi vihm on tavaliselt rohkem elektriseeritud kui lumi, esineb ka olukordi, kus lumepilv on tugevaks elektriväljaks. Tartus näiteks nähti 1955. aasta 3. jaanuari ööl lumetormis välgusähvatusi ja kuuldi müristamist. Ka varemail aastail on meil südatalvel nähtud välku ja on esinenud isegi juhtumeid, kus välk talvel hooneid süütas.

Sademete üksikasjalisemal uurimisel on selgunud, et ühe vihmasaju ajal sajab nii positiivselt kui ka negatiivselt laetud ja samuti laenguta vihmapiisku. On võimalik, et viimased on oma elektrilaengu kaotanud teel pilvest maapinnani. Need nähtused lubavad oletada, et pilves on vähemalt kaks elektrivälja — üks positiivse ja teine negatiivse elektriga. Nende elektriväljade tekkimist seletatakse viimasel ajal järgmiselt.

Pilve veetilkades on nii positiivseid kui ka negatiivseid elektrilaenguid. Professor I. S. Stekolnikovi seletuse järgi on positiivne laeng tilga südamikus, sellele võrdne negatiivne laeng asub aga tilga pinnal. Suurte tuultega purunevad tilgad väikesteks piiskadeks. Tilga südamik jääb positiivselt laetuks, tilgast eraldunud väikesed piisakesed kannavad aga negatiivset laengut. See osa pilvest, kuhu tuultega kogunevad suuremad piisad,

on positiivse ja väikeste piiskade ala negatiivse elektri väljaks.

Mitmesugused katsed tõendavad, et tuulel on elektri tekkimisel suur tähtsus. Nii on Antarktises suurte lumetormide uurimisel leitud, et maapinnal või õigemini mööda lumevälju rulluvad jäänõelad on elektriseeritud. Suurte koskede läheduses on kõikidel õhku paiskuvatel veepiiskadel väike elektrilaeng.



Joon. 34. Äikesepilv

165. Äikesepilv. Suvel palava ilmaga soojeneb maapinnalähedane õhk ja muutub seega külmast õhust kergemaks. Soe õhk surutakse üles, ja seda jõulisemalt, mida kõrgem on selle õhu temperatuur.

Äikesepilv on tugeva konvektsioonivoolu pilv, mille kõrgus on mõnikord kuni kümme kilomeetrit ja isegi veel rohkem (joon. 34). Konvektsioonivool viib maapinnalt palju veeauru kõrgematesse õhukihtidesse, kus see tiheneb veepiiskadeks ning pilve ülemises osas muutub jääkristallideks. Tugevate konvektsioonivoolude korral tekib ka rahe.

Konvektsioonivoolu temperatuur on ümbritseva õhu temperatuurist tunduvalt kõrgem. Selles temperatuuride erinevuses peitubki konvektsioonivoolu jõud. Kui kon-

vektsioonivool jõuab kõrgusele, kus algab jäätumisprotsess ja esinevad jääkristallid, tekivad pilved, mis moodustavad äikesepilve ülemises osas pilves toimuvate dünaamiliste ja termiliste protsesside tulemusena alasitaolise laienduse.

Vaadeldes õhu liikumist äikesepilves, näeme, et pilve esimeses osas liigub õhuvool alt üles, tagumises laskub õhk ülalt madalamale. Nende kahe voolu vahel tekib horisontaalse telje ümber pöörlev õhuvool.

Vastavalt hilisematele oletustele on äikesepilves kolm elektrivälja. Pilve ülemises osas, kus asuvad ainult jääkristallid, on positiivne ja pilve keskmises osas negatiivne väli. Pilve alumises osas on negatiivsest elektriväljast ümbritsetud saareke positiivset välja. Elektriväljade mitmekesisusega äikesepilves seletataksegi nähtust, et sageli on osa sademeist laetud negatiivsete, osa positiivsete laengutega.

166. Äike. Sageli oleme suvel palava ilmaga, eriti pärast keskpäeva näinud, kuidas taevas kattub aeglaselt üha tihenevate pilvedega. Tavaliselt puhub sel korral nõrk tuul või on koguni tuulevaikus. Pilv läheneb, muutudes järjest massiivsemaks, ja tuul tugevneb. Pilve liikumissuund on seejuures tuulele vastupidine. Ka vanarahvas ütleb oma tähelepanekuis, et äikesepilv tuleb vastutuult. Tegelikult ei tule pilv vastutuult, sest pilve kõrgusel on tuul sealt, kust pilv tuleb.

Pilve lähenemisel hakkab sadama üksikuid vihmapiisku. Esimesed piisad on suured, sest need on väiksematest raskemad ja jõuavad enne maapinnale. Vihm tiheneb ja muutub lühikese ajaga tugevaks sajuks, mida saadavad välgud koos piksekärgatustega. Lühiajaliselt tuleb ka rahet. Tuul on tugev ja puhub iilidena, õhk aga endiselt lämmatavalt palav.

Mõnekümne minuti järel nõrgeneb tuul peaaegu vaikuseni, sademed vähenevad, taevas muutub laiguliseks ja äike oleks nagu möödunud. Möödunud on aga ainult äikese esimene pool. Tuul tõuseb uuesti, kuid puhub nüüd juba endisele vastupidisest suunast. Pilvitus suureneb. Temperatuur on tugevasti langenud, mida märkame ka sellest, et aknad tõmbuvad higiseks. Temperatuuri langust tingib asjaolu, et pilve tagumises osas laskub külm õhk ülevalt alla. Ka rahesadu jahutab õhku tunduvalt. Sadu jätkub endise hoo ja intensiivsu-

sega. Harilikult ei välta see enam kaua ja paarikümne minutiga muutub taevas laiguliseks. Laigud laienevad ja kohati on näha juba sinist taevast. Äike on möödunud ja äikesepilv kadunud. Endisest massiivsest pilvest on järele jäänud vaid üksikud pilveribad.

167. Välk. Välk tekib mitte ainult pilve ja maapinna vahel, vaid ka pilvede vahel, kui erinevate elektriväljadega pilved teineteisele lähenevad. Sageli esineb välk ühes ja samas pilves, sest selles on vähemalt kaks erinevat elektrivälja. Pilvedevahelisi välke on arvult palju rohkem kui pilve ja maapinna vahelisi. Pilvedevaheline välk on pilve ja maapinna vahelisest välgust tavaliselt pikem. Viimase pikkus on 2—3 km, kuna aga pilvedes on välgu pikkus nii mõnelgi korral üle 20 km. Välku on nähtud ka pilvest ülespoole sinisesse taevasse löövat.

Välkude kuju on erinev. Mõnikord lööb pilv hetkeks heledaks, kuid välku ennast ei olegi näha. See on p i n d v ä l k.

Kõige tavalisemaks välguks on paljude harudega j o o n v ä l k. Seda välku nimetatakse ka süütajaks, kuna see hooneid tabades need põlema süütab.

Haruldaseks välguks on k e r a v ä l k, mille tekkimise põhjus ja loomus on seni veel selgitamata. See on kerakujuline välk, kus kera läbimõõt võib olla üle paarikümne sentimeetri. Keravälk poeb sageli kas korstna kaudu või kuidagi teisiti aeglaselt hoonetesse ja võib sealt ka kahju tekitamata väljuda. Lõhkedes sünnitab keravälk suuri õnnetusi.

Mägedes nähakse veel keevälku, mis on heledatest punktidest koosneva kee sarnane.

168. Välgu tekkimine. Joonvälku näeme järsu sähvatusena, mis kestab ainult mõni kümnendik või sajandik sekundit. Kui joonvälku erilise fotoaparaadiga pildistada, selgub, et see välk ei ole lihtne ühekordne sähvatus, vaid igal välgul on vähemalt kaks astet. Seda on oma uurimistega kindlaks teinud I. S. Stekolnikov.

Oletame, et pilves on negatiivne elektriväli, mis tekitab maapinnal positiivse mõjuelektri. Õhk muutub elektrit juhtivaks keskkonnaks seetõttu, et siin tekib suuremal hulgal ioone. Teatavasti tekivad viimased õhuosakestelt elektronide äraandmisel või ligitõmbamisel —

üks õhuosake, mis kaotab elektroni, muutub positiivselt laetud iooniks, teine õhuosake, mis on haaranud endale elektroni, muutub negatiivseks iooniks. Teed õhus, mida mööda välgu ajal liigub elektrilaeng, nimetatakse välgukanaliks. Kanali tekkimise kiirus on umbes 100—200 km/sek, laius aga mõnikümmend sentimeetrit (3—60 cm). Peavälgu kiirus on 40 000 kuni 60 000 km/sek. Peavälgule järgneb liidervälk, sellele jälle peavälk jne. Liidrite ja peavälkude vahetus toimub nii kiiresti, et meile paistab see ühe välgusähvatusena. Tavaliselt on ühes nähtavas välgus 3—4 liidervälku peavälguga, kuid loetletud on koguni 40 liider- ja peavälku ning see kõik on kestnud ainult paar sekundit. Kui ühes välgus on tavalisest rohkem liider- ja peavälke, nii et välgu kestus läheneb sekundile, võib välgu virvendust ka silmaga näha.

Maasse lüües sulatab välk liiva sisse torukujulise käigu, mida rahvas nimetab piksenooleks, teadlased — fulguriidiks. On leitud kuni ühe meetri sügavusi fulguriite.

169. Välgu töölerakendamine. On avaldatud arvamust, et kui välgus peituvat energiat õnnestuks kuidagi kinni püüda ja tööle rakendada, oleks meil kasutada suur tasuta tööjõud. See oletus välgu suure energia kohta on ekslik, sest välgus peituva energia hulk on võrdlemisi väike. Välgu energia tundub meile seepärast suurena, et see toimib ainult mõni sajandik sekundit. Vastavate arvestuste kohaselt on välgus vahest ainult mõne rubla eest elektrienergiat. Et meil esineb välke võrdlemisi harva ja nende kinnipüüdmine on üsna kulukas, ei ole välgu töölerakendamise katsetel mõtet.

170. Müristamine. Ei ole välku ilma müristamiseta. Vahel näeme küll ainult välku, ilma et müristamist kuuleksime, kuid see juhtub ainult siis, kui äike on nii kaugel, et häälelained ei jõua meieni.

Kui välk läbib õhku, tõuseb õhutemperatuur välgukanalis tuhandete kraadideni, mille tulemusena õhusurve kanalis sedavõrd suureneb, et kanal viimaks suure plahvatusega lõhkeb.

Kui juhtida elektrivool läbi vee, laguneb see hapnikuks ja vesinikuks. Nende gaaside mehaanilist segu nimetatakse paukgaasiks, sest kui sellesse segusse satub tulesäde, ühinevad need gaasid suure plahvatusega uuesti

veeks. Ka välk lagundab veeauru paukgaasiks, mis järgmise välguga jälle veeks muutub.

Kõik see kokku, s. o. välgukanali lõhkemine ja paukgaasi plahvatus ongi müristamise algpõhjuseks. Häälelaine te tagasipeegeldumisel pilvedelt, mägedelt, majadelt jne. kuuleme neid plahvatusi mitmekordselt ja erinevatel aegadel ning kokku tekib sellest ebaühtlane müristamine.

Müristamise ja välgu jälgimisel võib määrata äikese kaugust. Selleks tuleb tähele panna, mitu sekundit on välgu ja müristamise vahel. Hääl levib õhus 330 m sekundis. Kui näiteks välgu ja müristamise vahe on 12 sekundit, on välk 3960 m (330×12) ehk ümmarguselt 4 km kaugusel.

Kui äike on kaugemal kui 20 km, ei ole müristamist tavaliselt enam kuulda. Ainult mõnikord vaikse ilmaga kuuleb müristamist kuni 25 km kauguselt. Ilma müristamiseta välku nimetatakse p ä l g u k s, mis on nähtav kuni paarisaja kilomeetri kaugusele.

Jooni, mis geograafilisel kaardil ühendavad kohti, kus aastas esineb ühepalju kordi müristamist või kus müristamist kuuldi ühel ja samal ajal, nimetatakse i s o b r o n t i d e k s.

171. Piksevarras. Välgu vastu on inimesed otsinud kaitset juba vanast ajast alates. Harilikult mindi pikse ajal keldrisse või koopasse. Alates XVIII sajandi teisest poolest, kui teadlastele selgus välgu olemus, hakati välgu vastu otsima kaitsevahendeid. Jõuti otsusele, et kõige parem on välk metallide kaudu maasse juhtida.

See mõte ei olnud XVIII sajandi leiutuseks, sest juba 3000 aastat tagasi püstitati Egiptuses vaarao käsul templite lähedusse 40 m kõrgusi teravate metallotstega maste. Ka Palestiinas oli üks äikese suhtes väga ohtlikus kohas asuv tempel ümbritsetud kõrgete mastidega ja tuhande aasta jooksul ei tabanud seda ükski välk.

Nii oli piksevarras juba tollal lihtsamal kujul olemas. XVIII sajand võttis piksevarda võrdlemisi vaenulikult vastu. Leidus teadlasi, kes püüdsid selgeks teha, et piksevarda püstitamine on hädaohtlik. Nii seletas üks tolleaegne õpetlane, et piksevarras juhib välgu maa alla, kus see plahvatab ning tekitab maavärisemist ja paiskab hulga vett maapinnale.

Suured teened piksekaitse alal on vene teadlasel

M. V. Lomonossovil. Õhuelektri uurimiseks püstitas Lomonossov maja katusele lati, mille otsas oli rauast nool, kusjuures viimane oli traadi kaudu ühendatud eluruumiga. Elektrivoolu mõõtmiseks oli konstrueeritud primitiivne voolumõõtja. Samasugune «äikesemasin» oli ka Lomonossovi sõbra akadeemik G. V. Richmanni (1711—1755) korteris. 26. juulil 1755, kui Richmann jälgis äikest, sai ta välgust surma. Õnnetusele vaatamata jätkas Lomonossov õhuelektri uurimist ja tegi selle tulemustest samal aastal Teaduste Akadeemias ettekande. Ettekandes esitatud rohkete uute mõtete pärast keelati selle avaldamine Lomonossovi vastaste poolt esialgu ära.

Richmanni traagilise surma järel esitas Lomonossov üldiseks kasutamiseks piksevarda kava, et vältida seega võimalikke õnnetusi.

Mõned arvavad, et olgu hoone nii pikk kui tahes, ühest piksevardast, mis ulatub üle maja katuse, on küllalt. Tegelikult kaitseb piksevarras seda suuremat pinda, mida kõrgemale ta maapinnast ulatub. Välgu vastu kaitstud ruumi saame siis, kui joonestame piksevarda ümber koonuse, mille tipuks on varda tipp ja läbimõõt võrdub piksevarda kahekordse kõrgusega. Ruum selle koonuse piires on välgu eest kaitstud. Sageli võib aga maal näha, et piksevarras on püstitatud keset suurt õue, kusjuures koonuse joonestamisel selgub, et ükski hoone ei ole pikse eest kaitstud.

Kuna pikne tabab kõige enne kõrgemaid esemeid, nagu puid, poste jne., tuleb pikse ajal nendest eemale hoiduda. Tuleb eemalduda ka vikatitest, metallharkidest jne., mis võivad heade elektrijuhtidena muutuda välgu juhtijaiks ja põhjustada lähedalseisjaile õnnetusi.

Mõnel pool on levinud ekslik arvamus, et pikse ajal tuleb koldesse tuli teha. Sellele vastupidi tuleb pikse ajal tuletegemisest hoiduda, sest korstnast tõusev suits on teatavas mõttes piksevardaks, mis juhib välgu tulekoldesse.

172. Äikese sagedus. Äikese sagedus erineb maakohtade järgi. Üldiselt esineb lõunas äikest palju rohkem kui põhjas. Nii on ekvaatori piirkonnas aastas keskmiselt 100—150 äikesepäeva, troopikas 75—100, keskmistel laiustel 30—50 ja polaarvööndis ainult mõni üksik äikesepäev. Üldiselt on Maal aastas 16 miljonit äikest,

seega iga päev 44 000. Kui arvata, et iga äikese ajal on 200 välku, sähvatab igas sekundis 100 välku.

Kõige rohkem esineb äikest Lõuna-Abessiinias, kus aastas on keskmiselt 230 äikesepäeva.

Lõunas on äike palju intensiivsem kui põhjas — tunnis on seal tavaliselt mitusada välku ja äike kestab ka pikemat aega kui põhjas. Mägedes kordub äike sagedamini kui tasasel maal.

Kõige sagedamini esineb äikest soojal aastaajal. Talvel on äikest vähe. Merede kohal on aga äikest kõige rohkem talvekuudel. Hommikul on äikest võrdlemisi harva. Kõige rohkem esineb äikest pärast keskpäeva, tavaliselt kella 15—18 vahel.

173. Virmalised. Nagu paljudel teistelgi teadusaladel, nii ka virmaliste uurimistel jõudis Lomonossov oma ajast kaugele ette.

Elektri alal rohkete katsete korraldamisega oli Lomonossovile selgunud, et virmalised on elektriga seotud valgusnähtused hõrendatud õhus. Oma seisukoha tõestamiseks hõrendas Lomonossov suures klaaskeras õhku ja juhtis elektrit läbi hõrendatud õhu. Kera hakkas helendama, meenutades virmalisi. Juba enne seda oli Lomonossov vastavatest mõõtmistest leidnud, et virmalised on vähemalt 100—150 km kõrgusel, seega hõredas õhus. Uurimistulemusi kokku võttes jõudis Lomonossov otsusele, et elektri purgimised hõredas õhus on virmalistega väga sarnased. Sellele Lomonossovi väga tähtsale avastusele vaatamata jäi virmaliste tekkimise põhjus kuni käesoleva sajandi alguseni põhjalikumalt selgitamata.

Viimastel aastakümnetel teostatud uurimiste põhjal on selgunud, et virmalisi esineb märgatavalt rohkem, kui me neid näeme. Kui virmalised on nii nõrgad, et nad taeva helendust ei suurenda üle 10%, siis silm virmalisi ei märka. Polaarmaades nähakse virmalisi keskmiselt sada korda aastas.

Juba ammu pandi tähele, et päikeselaikude hulk muutub aastast aastasse ja et sellel on üheteistkümneaastane periood. Sama periood esineb ka virmaliste korduvuses, nii et virmaliste maksimumi aastad ühtuvad päikeselaikude maksimumi aastatega. Kõik andmed näitavad, et virmalised on kuidagi Päikesest põhjustatud. Uurimused on näidanud, et laikude korral lahkub Päi-

kesest hulk äärmiselt väikesi elektriga laetud osakesi ehk *korpuskuleid*. Ühtedel neist on positiivne, teistel negatiivne laeng. Osa korpuskulitest jõuab Maani, kus selle magnetväli juhib nad põhja- ja lõunapooluse kohale. Seal tungivad nad Maa õhkkonda ja põhjustavad selle ülemistes kihtides virmalisi. Ühtlasi mõjutavad need osakesed ka Maa magnetvälja ja tekitavad magnetilisi torme, millega häiritakse raadiosidet.

Need nähtused Maal hilinevad Päikesel toimuvatest nähtustest keskmiselt 27 tundi. See näitab, et Päikese valguskiired ei sisalda virmalisi põhjustavaid kehakesi, kuna valguskiired jõuavad Päikeselt Maale $8^1/_4$ minutiga.

Virmaliste kõrgus on väga erinev. Virmaliste alumine piir asub tavaliselt 100—110 km kõrgusel, ülemine piir ulatub kuni 350 km-ni. Üksikutel kordadel on aga virmalisi nähtud koguni 1200 km kõrgusel.

XII PEATÜKK

KÕRGEMATE ÕHUKIHTIDE UURIMINE

174. Teel kõrgusesse. Õhkkonnas esinevatest nähtustest igakülgseks arusaamiseks ei jätku sellest, kui piirduda ainult maapinnalähedaste õhukihtide uurimisega. Õhkkond on tervik ja nähtused õhkkonna ühes osas mõjutavad kogu õhkkonda nii horisontaal- kui ka vertikaalsuunas. Sellepärast on paratamatult vajalik uurida ka kõrgemaid õhukihte. Nende uurimistega on loodud õhkkonna kõrgemate kihtide meteoroloogia ehk a e r o l o o g i a.

Kõrgemate õhukihtide uurimisel on saadud nii palju andmeid, et meil on võrdlemisi tõetruu ülevaade õhkkonnas esinevatest nähtustest kuni 25 km kõrguseni. Uuemad uurimisviisid võimaldavad tungida aga sadade kilomeetrite kõrgusele.

Teenäitajateks kõrgematesse õhukihtidesse olid alpinistid, kes suurtel kõrgustel tegid meteoroloogilisi vaatlusi. XVIII sajandi lõpul andsid need vaatlused üllatavaid andmeid. Leiti, et 4800 m kõrgusel on veel rasket süsihappegaasi ja et iga 100 m kõrgusega langeb õhutemperatuur 0,65° Rèaumuri järgi. Õhurõhu mõõtmised näitasid, et õhurõhk kõrgusega kiiresti väheneb.

Alpinistide avastused äratasid teadlaste peres huvi kõrgemate õhukihtide vastu. Meteoroloogiliste vaatluste korraldamine mägedes sai tõsiseks vajaduseks. Vaatlusteks hakati asutama mäejaamu. Kuigi hiljem avanes kõrgemate õhukihtide uurimiseks palju avaramaid võimalusi, ei ole mägedesse asutatud meteoroloogiajaamad sellele vaatamata oma tähtsust kaotanud. Eriti kõrged ja kuulsad mäejaamad asuvad NSV Liidus. Kõige kõrgemad neist on Pamiiris, kus üks jaam Fedšenko jääliustikul asub 4200 m kõrgusel.

175. Aerostaat meteoroloogia teenistuses. Kõrgemate õhukihtide uurimine sai laiemas ulatuses võimalikuks alles pärast aerostaadi konstrueerimist, mis võimaldas õhkkonna uurijail tõusta vajalikkudeks mõõtmisteks maapinnalt mitme kilomeetri kõrgusele.

Venemaal tõusis esimene aerostaat õhku juba aastal 1731. Rjazanis valmistas üks kiriku salmilaulja suure palli ja täitis selle kuuma suitsuga. Palli külge sidus ta nööri ja asus ise selle silmusesse. Pall tõusis «kaskedest kõrgemale», kuid põrkas õnnetuseks vastu kellatorni. Salmilaulja olevat aga haaranud kellanöörist kinni, mis päästnud ta kukkumisest. Nii lõppes inimese esimene teada olev lend.

Lääne-Euroopas konstrueeriti esimene aerostaat aastal 1783.

Esimeseks meteoroloogiliseks uurimislennuks maailmas oli vene akadeemiku I. D. Zahharovi (1765—1836) poolt teostatud lend 30. juunil 1804. Vaatluste ja katsete teostamiseks võttis teadlane kaasa baromeetri, termomeetri ja mitmeid teisi mõõteriistu.

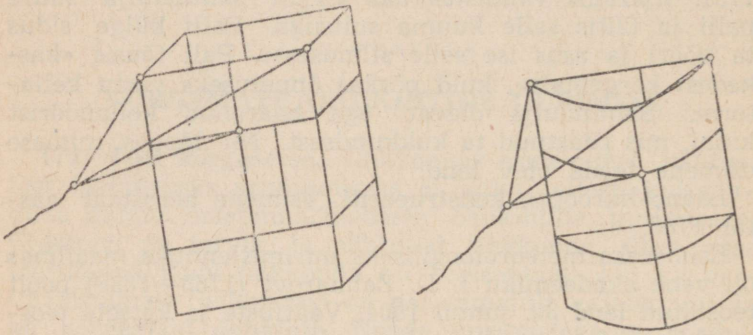
Zahharovi lend toimus Peterburis õhtul. Suursündmust oli jälgimas rohkesti inimesi. Oli see ju esimene kord, kus pealinlastel avanes võimalus näha inimese lendu. Järsku kuuldi õhupalli korvist tugevat hõiget. Arvati, et teadlasega on juhtunud mingi õnnetus. Lend kestis aga rahulikult edasi ja maandumine toimus õnnelikult. Zahharovilt küsiti, miks ta karjatas. Teadlane vastas, et ta määras sellega palli kõrgust maapinnalt. Nimelt teadis ta, et hääl levib sekundis 330 m ja kui hääl maapinnalt kajana tagasi jõuab, saab selle järgi palli kõrgust arvutada. Pall olevat siis olnud 1700 m kõrgusel. Üldse tõusis pall 2500 m kõrgusele.

Selle lennu tegi Zahharov Teaduste Akadeemia ülesandel «kõige kõrgemate» õhukihtide uurimiseks. Muuhulgas oli teadlasele tehtud ülesandeks võtta pudelitesse mitmest kõrgusest õhuproove ja mõõta temperatuuri. Seda Zahharov ka tegi.

Käesoleval ajal tõustakse aerostaadiga kuni üheteistkümne kilomeetri kõrgusele.

176. Tuulelohed. Ehkki aerostaat on väga väärtuslikuks vahendiks teadete saamisel kõrgematest õhukihtidest, tuli sellele vaatamata otsida kõrgemate õhukihtide uurimiseks veel teisi võimalusi, sest aerostaadi sagedane

kasutamine on kaunis kulukas ja ebamugav. Küsimust ei lahendanud ka rohkete meteoroloogiajaamade asutamine mägedesse, sest sellega saadi väärtuslikke andmeid küll mägedest, kuid nende andmete põhjal ei saanud veel öelda, mis toimub täiesti vabas õhkkonnas maapinnast kõrgemal.



Joon. 35. Tuulelohed

Vanas Hiinas kasutati ilutulestiku korraldamisel tuulelohesid, mis kaunistati värviliste laternatega ja lasti nööriga üles. See hiinlaste võte pani teadlasi juba ammu enne aerostaadi konstrueerimist mõtlema, kas ei saaks tuulelohesid kasutada ka kõrgemate õhukihtide uurimisel. Tehti katseid tõsta termomeetreid tuulelohedega kõrgematesse õhukihtidesse, kuid need katsed ebaõnnestusid. Tulemusrikkalt algas tuulelohede kasutamine alles möödunud sajandi lõpul. Esimene meteoroloogilist elementi isemärkiv riist (termograaf) tõsteti tuulelohega õhku aastal 1894, kusjuures suurim saavutatud kõrgus oli 2665 m.

Tuulelohede kasutamine sai populaarseks alles siis, kui õnnestus konstrueerida suurema tõstejõuga tuulelohesid, mis suutsid õhku tõsta juba mitut meteoroloogilist elementi isemärkivat aparaati — meteorograafi (vt. p. 177).

Tuulelohesid on kümmekond tüüpi väga erineva tõstejõu ja stabiilsusega. Joonisel 35 on näha kahte tüüpi. Poolkumera tuulelohe on konstrueerinud vene teadlane V. V. Kuznetsov, teine on tuntud Hargrave tuulelohena.

Tuulelohesid on mitmesuguse suurusega. Keskmise suurusega tuulelohe kõrgus on 1,5 m. Kere on valmistatud peenikestest, kuid tugevatest kepikestest ja $^2/_3$ kerest kaetud rebimisele vastupidava siidiga. Kuna üks tuulelohe ei suuda meteorograafi ja traati kanda, lastakse meteorograafi ülestõstmiseks mitu tuulelohet 0,6 kuni 0,8 mm jämeduse terastraadiga üksteise järel üles, nii et nad on mõnisada meetrit üksteisest eemal. Meteorograaf asub kas esimeses tuulelohes või ripub esimese ja teise tuulelohe vahel traadi küljes.

Käesoleva sajandi paaril esimesel aastakümnel muutus tuulelohede kasutamine kogu maailmas nii üldiseks, et kõrgemate õhukihtide uurimine polnud tuuleloheta enam mõeldav. Tuulelohed tõusid 2500—3500 m kõrgusele, üksikud aga veel kõrgemale. Maksimaalseks kõrguseks saavutati 5800 m.

Tuulelohed tõusevad üles ainult sel juhul, kui puhub vähemalt keskmise kiirusega tuul. Nõrk tuul ei suuda lohesid üles viia. Lünkade vältimiseks vaatlusandmetes lastakse meteorograaf väikese tuule korral üles õhupalliga.

177. Meteorograaf. Suur tähtsus kõrgemate õhukihtide uurimisel on meteoroloogilisi elemente isemärkival aparaadil. Eriti suured teened on selles suhtes meteorograafil, mis on informeerinud meid ligikaudu kahe inimpõlve vältel kõrgemate õhukihtide temperatuuri, niiskuse ja tuulte seisust. Ilma meteorograafita oleksid need andmed jäänud saamata.

Meteorograaf koosneb neljast isemärkivast aparaadist: barograafist, termograafist, hügrograafist ja anemograafist. Need aparaadid on konstrueeritud nii, et neil on ühine silinder kellamehhanismi ja paberilindiga (meteorogrammiga). Seega on meteorogrammil neli kõverjoont. Barograafi kõverjoonest leiame kõrguse, kus meteorograaf on mingil kellaajal olnud, teistest joontest leiame vastavalt kõrgusele teiste meteoroloogiliste elementide seisu.

Kuna tuulelohed on olnud võrdlemisi väikese tõstejõuga, on tulnud valmistada ka võimalikult kerged meteorograafid. Selline meteorograaf kaalub üks kuni kaks kilogrammi.

178. Pilootpallid. Tuule kiiruse ja suuna määramiseks kõrgemates õhukihtides kasutatakse pilootpalle. See pall

on elastsest kummist, läbimõõduga umbes üks meeter. Pall täidetakse vesinikuga. Palli saab vesinikuga täita nii, et ta ülestõusu kiirus on 150—200 meetrit minutis. Pall lastakse vabalt õhku. Kõrgemal õhurõhk langeb, mille tagajärjel pall üha paisub, kuni viimaks lõhkeb. Harilikult tõusevad pilootpallid üle viie kilomeetri kõrgusele, kusjuures mõned neist on jõudnud koguni 20 km kõrgusele. Kui teodoliidiga maapinnalt palli liikumist jälgida, saab kindlaks määrata tuulte suunda ja kiirust nendes õhukihtides, mida pall on läbinud.

Nendes meteoroloogiajaamades, kus teostatakse kõrgemate õhukihtide vaatlusi, lastakse ööpäeva vältel üles vähemalt kolm kuni neli palli. Öösel riputatakse palli külge väike elektrilamp, mistõttu palli liikumist on võimalik jälgida ka pimedas.

Endisel ajal ei saanud pilootpalle kasutada pilves ilmaga, sest pall kadus pilvedesse. Nüüd jälgitakse palli liikumist pilves ilmaga raadiolokaatori abil. Selleks riputatakse palli külge traadist ristike, mille poole suunatakse raadiolained. Ristikest tabades peegelduvad raadiolained maapinnale tagasi. Palli kaugus määratakse aja järgi, mis kulub raadiolainetel sinna ja tagasi jõudmiseks. Sellest leitakse tuule kiirus. Suuna järgi, kust lained tulevad tagasi, saadakse palli liikumissuund ja seega ühtlasi ka tuule suund.

Pilootpalli abil saab andmeid ka pilvede kõrguse kohta. Kui näiteks pall kaob 9 minuti pärast pilve ja palli vertikaalne kiirus on 150 m minutis, on pilv 1350 m kõrgusel.

Pilootpallid on aastakümnete vältel võimaldanud koguda kõrgemate õhukihtide tuultest nii palju andmeid, et kuni 20 km kõrguseni on õhuvoolude suunast ja kiirusest olemas juba võrdlemisi hea ülevaade.

179. Sondpallid. Sondpall on võrdlemisi suur, ruumalaga 3—4 m^3, elastsest kummist pall, mis on täidetud õhust kergema gaasiga. Sondpalli külge riputatakse õhurõhku, relatiivset niiskust ja temperatuuri isemärkiv meteorograaf ja lastakse pall vabalt õhku.

Mõte varustada õhupalle meteoroloogilisi elemente isemärkivate riistadega ja neid vabalt ilma inimesteta õhku lasta on pärit juba XVIII sajandist, kuid jäi palju aastakümneid kasutamata. Esimesed katsed sellel alal tehti

alles aastal 1892, mil üks pall tõusis 8700 m kõrgusele ja eemaldus üleslaskekohast 150 km kaugusele.

Kõige suurem kõrgus, milleni sondpall on seni tõusnud, on 40 km. Tavaliselt piirdub see kõrgus 25—30 km, kus vesinikuga täidetud pall lõhkeb, mille järel langevarju või teise palliga varustatud meteorograaf maha langeb. Meteorograafi küljes on asutuse nimi ja aadress, et leidja teaks aparaati tagasi saata. Tugeva tuulega lendavad sondpallid üle saja kilomeetri üleslaskekohast eemale. Tänu sondpallile on saanud võimalikuks meteoroloogiliste andmete kogumine üle 10 km kõrgusel asuvate õhukihtide kohta.

Sondpalle on kasutatud peale meteorograafide kõrgematesse õhukihtidesse viimise veel teisteks ülesanneteks. Nõukogude teadlased S. M. Vernov ja A. M. Kulikov konstrueerisid kosmiliste kiirte uurimiseks «lendava laboratooriumi» ja selle suurtesse kõrgustesse viimiseks kasutasid nad sondpalle. See laboratoorium teostas kümnete kilomeetrite kõrgusel vastavaid mõõtmisi ja andis tulemused raadio kaudu edasi. Nii saadi kosmilistest kiirtest väärtuslikke andmeid. Ilma sondpallita oleks nende saamine olnud täiesti võimatu.

180. Lennuk meteoroloogia teenistuses. Kuigi tuulelohede, pilootpallide ja sondpallide abil saadi kõrgematest õhukihtidest väärtuslikke andmeid, oli nendest siiski vähe ja seepärast tuli leida veel teisi andmete saamise võimalusi.

Lennuasjanduse arenemisega hakati kõrgemate õhukihtide uurimiseks kasutama ka lennukeid. Esimesed lennud algasid sel otstarbel aastal 1916 Kiievis. Nende lendude korraldaja, käesoleva töö autor, kasutas lendudel tuulelohe meteorograafi, mis asetati lennuki kahe kandepinna vahele mootorist võimalikult eemale. Juba esimesed lennud näitasid, et kõrgematest õhukihtidest meteoroloogiliste andmete saamisel algab uus ajastu, kuna lennuk viib meteorograafi palju kõrgemale, kui seda teeb tuulelohe. Sellega on seletatav, et tänapäeval kasutatakse kõikides meteoroloogilistes keskasutustes kõrgemate õhukihtide uurimiseks lennukit.

181. Inimene stratosfääris. Need kõrgemate õhukihtide uurimise mitmekesised võimalused ei rahuldanud siiski veel teadlasi. Ei lepitud ainult isemärkivate aparaa-

tide kaudu saadud andmetega, vaid inimene tahtis ise vaatluste teostamiseks stratosfääri tõusta.

Juba möödunud sajandi lõpul avaldas vene keemik D. I. Mendelejev (1834—1907) mõtteid, et stratosfääri tõusmiseks peab aerostaadil olema kinnine kabiin, kuna kõrgel on õhk sedavõrd hõre, et see inimese surmab. Et pall saaks tõusta suurtesse kõrgustesse, konstrueeriti tavalisest aerostaadist täiesti erinev õhupall-stratostaat.

1931. aastal tõusis belgia professor A. Piccard stratostaadiga õhku ja jõudis 15 871 m kõrgusele. See kõrgus aga ei rahuldanud teadlast ja ta kordas lendu uuesti järgmisel aastal, tõustes seekord 16 940 m kõrgusele. Selle lennu järel avaldati mitmelt poolt arvamust, et see on maksimaalne kõrgus, kuhu inimene saab stratostaadil tõusta. Kuid aastal 1933 püstitasid nõukogude lendurid uue kõrgusrekordi, tõustes 19 000 m kõrgusele. Järgmisel aastal tõusis nõukogude stratostaat koguni 22 000 m kõrgusele.

Stratostaatide lennud rikastasid teadust paljude uute andmetega ja nii mõnigi vaieldav küsimus lahendati.

182. Raadiosond. Vaatamata suurele väärtusele, on sondpallidel see puudus, et osa üleslastud meteorograafidest läheb kaduma, eriti metsarikastes maakohtades ja suurte veekogude läheduses, ning sellega lähevad ühtlasi kaduma ka registreeritud andmed. Peale selle tuleb oodata nädalaid, kuni meteorograaf leitakse. Seepärast on andmed vananenud ja nende praktiline kasutamine piiratud. Selline olukord sundis kõrgematest õhukihtidest teadete saamiseks otsima veel teisi võimalusi. See võimalus leiti raadiosaatejaamaga varustatud meteorograafi ehk raadiosondi kujul.

Juba 1928. aastal koostas nõukogude professor P. A. Moltšanov skeemi, mille järgi konstrueeriti raadiosond. Esimene raadiosond tõusis õhku Pavlovskis (Leningradi lähedal) 30. jaanuaril 1930.

Raadiosond on erilise meteorograafi ja väikese raadiosaatejaamaga varustatud sondpall, mis kogu lennu ajal annab edasi andmeid õhurõhu, temperatuuri ja niiskuse kohta. Raadiosondid on tõusnud kuni 38 km kõrgusele.

183. Rakett õhkkonna uurimiseks. Juba aastal 1903 selgitas vene teadlane Tsiolkovski, et kõrgemate õhukihtide uurimiseks võib kasutada rakette. Tsiolkovski väitis, et see vahend avab tulevikus kõrgemate ja isegi kõige

ülemiste õhukihtide uurimise alal nii avarad väljavaated, et keegi ei julge nendest veel unistadagi. Tsiolkovski näitas esimesena ka kosmilise lennu võimalusi.

Reaktiivjõust ja rakettide lennust paremaks arusaamiseks teeme järgmise katse.

Kinnitame paadi pära külge paadiga pikuti püssi, nii et püssiraua ots on paadist välja suunatud. Oletame, et paat asub seisval veel. Püssist tulistamisel näeme, et paat hakkab liikuma tulistamisele vastupidises suunas. See on seletatav sellega, et püssirohu plahvatamisel rõhub gaas püssitoru seintele ja padrunipesale, kusjuures püssitoru lahtisest otsast pääseb gaas vabalt välja. Rõhk seintele mõju ei avalda, sest siin on tegemist kahe vastassuunas mõjuva võrdse rõhuga. Rõhk padrunipesale (toru kinnisele otsale) paneb aga paadi püssipära suunas liikuma. Jõudu, mis mõjub püssitoru kinnisele otsale, nimetatakse reaktiivjõuks.

Ka rakett on toru, mille üks ots on kinnine ja teine lahtine. Raketi süütamisel hakkab rakett liikuma kinnise otsa poole.

Raketi tähtsusest kõneldes ei tohi unustada ka N. I. Kibaltšitši (1854—1881), kes oli üheks esimeseks rakettidele suure tuleviku ennustajaks ja kes ütles, et kord tuleb aeg, mil rakette hakatakse kasutama ka lendamiseks. Julge ennustaja ideed jäid aga saladuskatte alla. Kibaltšitš oli narodnik ja oli seotud tsaar Aleksander II tapmisega, mis toimus 1. märtsil 1881. Karistuseks mõisteti Kibaltsitš koos seltsimeestega surma. Oodates vanglas surmaotsuse täideviimist, ei mõelnud ta surmale, vaid püüdis oma raketi projekti lõpetada. Kuid Kibaltšitši viimast soovi, et projekt antaks pärast tema surma teadlastele läbivaatamiseks, ei rahuldatud. Alles Suur Sotsialistlik Oktoobrirevolutsioon tõi selle projekti uuesti päevavalgele.

184. Esimesed meteoroloogilised raketid. Meteoroloogiliste rakettide valmistamise katseid maailmas alustati juba mõnikümmend aastat tagasi. Rakettidele kinnitati meteoroloogilisi elemente isemärkivaid riistu ja lasti nad siis õhku. Kuid enamus katseid ebaõnnestus, sest raketid tõusid ainult paarisaja meetri kõrgusele.

Juba Tsiolkovski väitis, et kui raketti tahetakse saata kõrgele, on otstarbekas mitu raketti üheks «rongiks» ühendada. Selles «rongis» tuleb kõige enne tööle panna

viimane rakett, mis viib teised raketid kõrgemale. Kui viimasel raketil on kütus ära kasutatud, eraldub see automaatselt «rongist» ja tööle hakkab järgmine rakett, mis hiljem samuti «rongist» eraldub jne.

Viimastel aastatel on raketiasjandus teinud suuri edusamme ja areneb iga päev üha kiiremini. Nõukogude Liidus on välja saadetud juba mitu kosmoseraketti ning samuti õnnestus pildistada meile nähtamatut Kuu poolt. Kuid kõik see ei ole kaugeltki raketitehnika viimane sõna.

185. Häälelained stratosfäärist. Juba ammu märkasid teadlased, et suurte plahvatuste, kahurist tulistamise, vulkaanide pursete jne. ajal levib hääl väga omapäraselt. Hääleallika ümbruses, mõnekümne kilomeetri laiuses ringi- või ellipsikujulises tsoonis, on plahvatus selgesti kuulda. Sellele järgneb vaikusetsoon, kus häält kuulda ei ole. Vaikusetsoonile järgneb uuesti kuuldavusetsoon. Nii näiteks ilmnes see selgesti lõhkeainete lao plahvatuse ajal Moskvas 1920. aastal. Plahvatus oli selgesti kuulda kuni 55 km kaugusele. Sellele järgnes 100 km laiune tsoon, kus plahvatust ei kuuldud. Vaikusetsoonist kaugemal kuuldi plahvatust jälle. Seda tsooni nimetatakse anomaalseks kuuldavusetsooniks. Ka Berliinis tekkisid 1926. aastal suure plahvatuse ajal kuuldavuse- ja vaikusetsoonid.

Häälelainete uurimisel olid teadlased juba ammu jõudnud otsusele, et kui õhukihtide temperatuur on ühtlane, levib hääl igas suunas sirgjooneliselt. Kui aga kõrgemad õhukihid on madalamatest tunduvalt soojemad, kaldub häälelaine oma esialgsest sirgjoonelisest liikumissuunast märksa kõrvale. Kui häälelaine ei taba kõrgemal asuvat sooja õhukihti täisnurga all, muutub häälelaine liikumissuund sedavõrd, et ta pöördub õhus korduvate peegelduste järel kõverjoonena maapinnale tagasi. Laine ei tule aga oma lähtekohta, vaid sellest eemale. Sellisest häälelainete peegeldumisest tekivad kuuldavuse ja vaikuse tsoonid.

Suurte plahvatuste üksikasjalisemal uurimisel arvutati välja, et soe õhukiht, millelt lained tagasi peegelduvad, asub 30—50 km kõrgusel ja temperatuur on selles õhukihis 50—70° üle nulli. Alles 30 aastat hiljem selgus rakettide abil saadud andmeist, et selles kõrguses on tõesti soe õhukiht, mille temperatuur võrdub teoreetiliselt leitud temperatuuriga.

Nii saadakse hääle abil andmeid kõrgemate õhukihtide temperatuurist ja õhu tihedusest. Nende andmete saamiseks on teadlased korraldanud korduvalt suuri plahvatusi.

Suure Isamaasõja päevil, 1942. aasta suvel, oli siinpool Peipsit kuulda Leningradi all toimuvate suurte lahingute suurtükimürinat. Ka sel korral oli tegu häälelainete peegeldumisega soojalt õhukihilt.

186. Meteoriidid. Meteoriidid on väikesed, tavaliselt ainult mõne grammi raskused kehakesed. Ainult üksikutel kordadel kaaluvad nad kilogramme ja isegi tonne. Maailmaruumis rännates satuvad mõned nendest kehakestest Maa atmosfääri, kus nad hõõrdumise mõjul hakkavad põlema. See toimub tavaliselt 150—300 kilomeetri kõrgusel.

Meteoriitide uurimine spektroskoobiga on andnud palju väärtuslikke andmeid õhu koosseisu, temperatuuri ja tiheduse kohta.

Sageli jääb öösel meteoriitidest mõneks hetkeks hele juga järele, päeval aga on näha suitsuriba. Meteoriitide jälgi pikemat aega vaadeldes nähtub, et need nihkuvad teise kohta. Sellega saame andmeid tuulte suunast ja kiirusest.

Meteoriitide vaatlemisel on selgunud, et 30—80 km kõrgusel puhuvad peamiselt ida-, kõrgemates õhukihtides aga läänetuuled. Ka hõbepilved, mis asuvad tavaliselt 80—85 km kõrgusel, kinnitavad, et selles kõrguses esinevad läänekaarte tuuled. Nende pilvede kõrgusel puhuvate tuulte kiirus on 100—150 m/sek, 100 km kõrgusel tõuseb tuule kiirus mõnikord aga kuni 250 m/sek. Maapinnal on tuul kiirusega 20 m/sek juba tormiks.

Tuulte uurimiseks lastakse kõrgematesse õhukihtidesse ka väikesi suitsurakette ja suitsupomme.

187. Miniatuurne dirižaabel ja lennuk. Olemasolevatele rohketele kõrgemate õhukihtide uurimisvõimalustele vaatamata otsitakse neid ikka veel juurde. Viimastel aastatel on nende võimaluste avardamiseks tehtud huvitavaid ettepanekuid, millest siin nimetame ainult paari.

Osa uurijaid on arvamisel, et raadiosond on kõrgemate õhukihtide uurimiseks küll väärtuslik vahend, kuid selle kasutamine on kulukas, sest paljud aparaadid lähevad lennul kaduma, või kui need leitaksegi, siis sedavõrd

rikutuna, et ilma suuremaid kulusid nõudva remondita neid kasutada ei saa. On tehtud ettepanekuid, et raadiosondi asemel tuleks kasutada maapinnalt raadio kaudu juhitavaid miniatuurseid dirižaableid ja lennukeid.

Dirižaabel tuleb täita kas heeliumi või vesinikuga ja varustada väikese mootoriga. Dirižaabel peab olema küllalt suure kandejõuga, et ta võiks mitmesuguseid mõõteriistu peale võtta. Niisugune dirižaabel võib kõrgemate õhukihtide uurimisel olla väga kasulik, sest teda saab soovitavale kõrgusele hõljuma jätta.

Sama otstarbekas võib olla maapinnalt raadioga juhitav miniatuurne lennuk. Lennukil peab olema väike mootor ja nii suur kandejõud, et ta suudab tähtsamateks vaatlusteks vajalikud mõõteriistad üles viia.

XIII PEATÜKK

ILMADE ENNUSTAMINE

188. Ilmateenistus. Meteoroloogia üheks tähtsamaks ülesandeks on ilmade ennustamine. Seda osa meteoroloogiast, mis tegeleb ilmade ennustamisega, nimetatakse sünoptiliseks meteoroloogiaks ehk sünoptikaks. Kogu ilmade ennustamisega seotud tegevust nimetatakse ilmateenistuseks.

Kuni 1930. aastani tegeles Nõukogude Liidus ilmade ennustamisega Ilmastiku Keskbüroo, kus peale ilmade ennustamise uuriti ka meteoroloogia põhiprobleeme. Kuna Keskbüroo tööhulk aastatega suurenes, loodi Keskbüroo asemele Moskvas Prognooside Keskinstituut.

189. Sünoptiline meetod. Ilmade ennustamisele pandi teaduslik alus sünoptilise meetodi rajamisega möödunud sajandi esimesel poolel.

Sünoptiline meetod seisneb selles, et laialdast maa-ala hõlmavale geograafilisele kaardile kantakse arvude ja tingmärkide abil ilmade seis ning selle kaardi põhjal ennustatakse ilma. Näiteks võib kaardile kanda kogu Euroopa ilmade seisu täna hommikul kell 7. Sellist ülevaatlikku kaarti nimetatakse sünoptiliseks kaardiks ehk ilmakaardiks. Need kaardid annavad ilmade seisust parema ülevaate kui meteoroloogilisi elemente tähistavad arvude read. Käesoleval ajal toimubki ilmade ennustamine ilmakaartide põhjal.

Esimesed ilmakaardid valmistati möödunud sajandi kahekümnendail aastail XVIII sajandi andmete järgi.

Et koostada ilmade ennustamiseks kasutamiskõlblikku ilmakaarti, peab meteoroloogiajaamade võrk, kust saadakse andmeid, olema võrdlemisi tihe ja laialdane. Jaamade kaugus üksteisest ei tohiks olla üle 70—100 km.

Aastakümneid koostati ilmakaarte klimatoloogilisteks

vaatlusteks asutatud meteoroloogiajaamade andmeil. Teatavasti teevad sellised jaamad paljudes riikides vaatlusi ainult kolm korda ööpäevas. Nõukogude Liit on selles suhtes erandiks, sest siin tehakse vaatlusi neli korda ööpäevas.

Klimatoloogiliseks otstarbeks on kõikides meteoroloogiajaamades kindlad vaatlusajad, mis määratakse keskmise kohaliku päikese aja järgi. Sünoptika ei saa aga sel teel saadud andmeid tulemusrikkalt kasutada, vaid sünoptika jaoks peab vaatlusi tegema kõikjal ühel ja samal ajal. Nõukogude Liidus tehakse sünoptika huvides vaatlusi neljal põhitähtajal ühtse aja järgi rahvusvahelise kokkuleppe kohaselt (Greenwichi aja järgi) ja täiendavaid vaatlusi (Moskva aja järgi) sisemiseks otstarbeks NSV Liidu Hüdrometeoroloogilise Teenistuse Peavalitsuse poolt määratud tähtaegadel.

190. Meteoteadete levitamine. Ilmakaartide koostamiseks vajatakse meteoroloogilisi andmeid suurelt maa-alalt, seega paljudest riikidest. Andmete saamiseks on sõlmitud rahvusvahelised lepped, mille järgi iga riik annab üldise kava kohaselt oma meteoroloogiajaamade vaatlusandmeid.

Meteoteadete levitamine toimub telegrammidena telegraafi teel ja raadio kaudu. Teated antakse edasi viienumbriliste rühmade kujul. Iga rühma sisu kohta on kindel eeskiri, millest kõik meteoroloogiajaamad peavad telegrammi koostamisel rangelt kinni pidama. Sellise telegrammiga saab meteoroloogiajaam korraga edasi anda kuni 20 meteoroloogilist teadet. Nii sisaldavad need telegrammid teateid õhurõhust, temperatuurist, pilvitusest, sademeist, tuule suunast ja kiirusest, ilmade üldisest seisust jne.

Toome siin näitena ühe telegrammi (1954. aastal kehtiva koodi järgi).

27402 82704 96717 29855 8742X 55704 70355

See numbrite rida tähendab järgmist:

27 — jaam on 27. rajoonis;
402 — jaama (Kalitini) number;
8 — taevas on üleni pilves;
27 — puhub läänetuul;
04 — tuule kiirus on 4 m/sek;
96 — nähtavus on 4 km;

71 — vahetpidamata sajab nõrka lund;
7 — kahe vaatluse vaheajal sadas lund;
298 — õhurõhk on 1029,8 mb;
55 — temperatuur on —5°;
8 — taevas on kaetud madalate pilvedega;
7 — alumised pilved on kihtpilvede sarnased;
4 — alumised pilved on 300 m kõrgusel;
2 — keskmise kihi pilved on kõrgkihtpilvede sarnased;
X — ülemise kihi pilvi pole näha;
55 — kastepunkt on —5°;
7 — õhurõhk on viimase 3 tunni vältel ühtlaselt langenud;
04 — õhurõhk on viimase 3 tunni jooksul langenud 0,4 mb;
7 — eraldusnumber, mis näitab, et see on 7. grupp;
03 — sademeid oli poole ööpäeva jooksul 3 mm;
55 — temperatuuri maksimum oli päeval —5°.

Teadete levitamine rahvusvaheliseks otstarbeks on organiseeritud nii, et iga riik annab oma teated raadio kaudu edasi kindlal kellaajal. Hiljemalt 20 minutit pärast vaatlusi on kõik meteoteated kogu maailmas edasi antud.

191. Ilmakaart. Ilmakaart on geograafiline kaart, kuhu numbrite ja tingmärkidega kantakse ilmade seis vastavalt meteoroloogiajaamade asukohale. Saadud meteoteateid kasutatakse võimalikult igakülgselt ja seepärast koostatakse mitu kaarti. Üks neist on peakaardiks, kuhu kantakse suurem osa meteoroloogilistest andmetest.

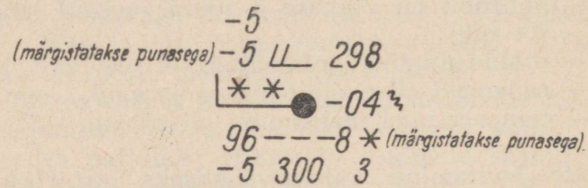
Vastavalt sellele, milliste andmete pealekandmiseks kaarti kasutatakse, on kaardi mastaap. Nii kasutatakse kaarte mõõdus 1:20 000 000 (1 cm = 200 km), 1:10 000 000, 1:5 000 000. Peakaart hõlmab tavaliselt 30—40 milj. km^2 suuruse maa-ala, mis võrdub ligikaudu 3—4 Euroopa pindalaga. Sellele kaardile kantakse 500—600 meteoroloogiajaama vaatlusandmed.

Nädalas koostatakse kaks korda või isegi sagedamini kogu Maa põhjapoolkera ilmade kaart, mida kasutatakse peamiselt pikaajalisteks ennustusteks. Samuti koostatakse mitmed abikaardid. Nii koostatakse lennu-

kitelt ja raadiosondidelt saadud andmeist kaart kõrgemate õhukihtide seisust, isotermide kaart jne.

Ilmastiku büroos joonestatakse iga päev mitu peakaarti ja hulk abikaarte.

Ettekujutuse sellest, kuidas meteoroloogilised elemendid kaardile kantakse, annab joonis 36. Meteoroloogiajaama asukoht märgitakse kaardile väikese ringina. Pilvituse märkimiseks tehakse jaama tähistavast ringist vastav osa mustaks. Kui näiteks pool taevast on pilves, tehakse pool ringi mustaks, kui taevas on üleni pilves, tehakse ring üleni mustaks; selge taeva korral jäetakse ring tühjaks jne.



Joon. 36. Meteoroloogiajaam andmetega

Tuul märgitakse nii, et sealtpoolt, kust tuul puhub, tõmmatakse jaama suunas jooneke. Joonele märgitakse ristjoontega tuule kiirus. Pikem joon võrdub tuule kiirusega 4 m/sek, lühem joon 2 m/sek. Jooniselt 36 näeme, et tuul puhus läänest kiirusega 4 m/sek.

Number 96 jaamast vasakul pool näitab, et nähtavus oli 4 km. Kaks lumemärki tuule suuna kohal näitavad, et tunni aja jooksul enne vaatlusi sadas vahetpidamata nõrka lund. Lumemärk jaamast paremal tähendab, et kahe vaatluse vaheajal sadas lund. Arv 298 märgib, et õhurõhk oli 1029,8 mb. Arv —5 ülal vasakul pool tähendab, et õhutemperatuur oli —5°. Arv —5 tähtajalisest temperatuurist ülalpool märgib, et temperatuuri maksimum oli päeval —5°.

Arv 8 jaamast paremal tähendab, et taevas oli kaetud alumise kihi pilvedega. Katkendlik joon jaama all tähendab, et alumised pilved sarnanesid kihtpilvedega ja arv 300 jaama all näitab, et alumised pilved olid 300 m kõrgusel. Jaama kohal olev kahekordne konks

tähendab, et keskmise kihi pilved olid kõrgkihtpilvede sarnased.

Arv —5 vasakul pool all serval tähendab, et kastepunkti temperatuur oli —5°. Jaamast paremal pool asuv —04 tähendab, et õhurõhk on viimase 3 tunni vältel langenud 0,4 mb. Laineline joon arvu —04 taga märgib, et õhurõhu langus toimus ühtlaselt. Arv 3 paremal pool all nurgas tähendab, et poole ööpäeva vältel tuli 3 mm sademeid.

Kui kõikide meteoroloogiajaamade andmed on kaardile kantud, ühendatakse võrdse õhurõhuga kohad kõverjoonega ja saadakse isobaarid. Edasi tõmmatakse frondid (vt. p. 201), märgitakse sademete rajoonid ja need alad, kus õhurõhk on tõusnud ja kus langenud jne.

Nii saab sünoptik ülevaate ilmade seisust laialdasel territooriumil.

192. Õhumassid. Juba möödunud sajandi esimesel poolel väitsid mõned teadlased, et ilmad olenevad õhuvooludest, teiste sõnadega sellest, millised õhumassid meid on vallutanud — külmad või soojad, kuivad või niisked.

Et mingit osa õhust võiks nimetada õhumassiks, selleks peab see mass olema suur ja kogu oma ulatuses omaduste poolest võrdlemisi ühtlane. Horisontaalsuunas on õhumasside ulatus mõnesajast kuni mitme tuhande kilomeetrini. Sageli katab üks õhumass kogu Euroopa.

Seda piirkonda, kus õhumass kujuneb, nimetatakse õhumassi koldeks. Harilikult kujunevad õhumassid kõrgrõhu piirkonnas, s. o. püsivate ilmade ja nõrkade tuultega alal.

Teatavate omadustega õhumassi kujunemiseks on vaja, et õhk oleks pikemat aega vastavate omadustega aluspinna kohal. Seejuures peab aluspind olema võrdlemisi ühtlane, sest ainult ühtlasel aluspinnal võivad tekkida omaduste poolest ühtlased õhumassid.

Õhumassi omadused olenevad aluspinna omadustest. Mere kohal kujunenud õhumassid erinevad kontinentide kohal tekkinud õhumassidest, kuigi nende kolded võivad asuda ühel ja samal laiusel. Merede kohal kujunenud õhumasse nimetatakse merelisteks ehk maritiimseteks ja mandrite kohal kujunenud õhumasse mandrilisteks ehk kontinentaalseteks.

Õhumassidele viitamisel märgitakse, kas õhumass on

kontinentaalne või mereline. Kui õhumass on mereline, pannakse õhumassi lühendatud nimetuse ette täht *m* ja kontinentaalse õhumassi korral täht *k*. Näiteks kontinentaalne arktiline õhumass märgitakse *kAÕ* ja mereline *mAÕ*.

Merelise õhumassi omadused saab õhumass ka siis, kui ta on tekkinud küll kontinendil, kuid satub edasi liikudes pikemaks ajaks mere kohale. Kontinendil kauemat aega viibinud mereline õhumass omandab kontinentaalse õhumassi omadused.

Õhumassid on väga erineva temperatuuriga. Soojaks nimetatakse sellist õhumassi, mis liigub oma koldest külmemale alale. Sooja õhumassi saabumisel temperatuur tõuseb, kuid õhumassi enese temperatuur langeb. Külmaks nimetatakse õhumassi siis, kui see oma koldest liigub kõrgema temperatuuriga alale. Külma õhumassi saabumine toob kaasa temperatuuri languse, kuid õhumassis eneses algab soojenemine.

193. Õhumasside tüübid ja nende omadused. Õhumasse liigitatakse ka vastavalt nende geograafilisele päritolule. Aastakümneid kestnud lahkarvamuste järel on nüüd otsusele jõutud, et geograafilise päritolu järgi on neli tähtsamat õhumasside tüüpi: arktiline (*AÕ*), parasvööndi (polaarne) (*PvÕ*), troopiline (*TÕ*) ja ekvatoriaalne (*EÕ*). Iga tüübi õhumassid jagunevad veel kaheks: kontinentaalseteks ja merelisteks.

Arktika on üheks suuremaks õhumasside koldeks. Ta hõlmab Alaska, Ameerika põhjaosa, kogu Põhja-Jäämere ja Siberi põhjaosa. Sellel suurel maa-alal võib tekkida külm hiigelõhumass, mis on väikese niiskuse ja suure läbipaistvusega. Sellest külmakoldest lahkub pidevalt suuri külmi ja kõrge õhurõhuga õhumasse.

Meile saabuvad arktilised õhumassid kahte teed mööda. Ühel juhul võib õhumass tulla Novaja Zemlja ja Kara mere kaudu. See on kontinentaalne arktiline õhumass, millega kaasneb järsk temperatuuri langus. Kevadel ja sügisel toob ta öökülmi. Niiskuse poolest on see õhumass vaene ja seepärast annab ta vähe sademeid. Selge taeva korral on selle õhu läbipaistvus erakordselt suur ja taevas paistab sügavsinisena.

Õhumassi teine tee Arktikast meile on Atlandi ookeani kaudu. Seda teed mööda saabub mereline arktiline õhumass. Gröönimaalt tulles liigub õhumass esialgu

lõuna poole. Merel soojenenud, pöördub ta tagasi põhja poole. Euroopasse saabudes on ta kontinentaalsest arktilisest õhumassist palju soojem. Pikal mereteel saab ta palju niiskust ja seepärast toob ta ka sademeid. Nähtavus on merelise õhumassi puhul väiksem kui kontinentaalses õhumassis.

Meie ilmastiku kujunemisel on arktilistel õhumassidel suur tähtsus.

Parasvööndi õhumassi nimetati varem polaarõhumassiks. Euroopas, kus puhuvad enamasti läänekaarte tuuled, esinevad kõige sagedamini merelised parasvööndi õhumassid. Nende õhumasside kolle asub Põhja-Ameerika idarannikul ja Kanadas. Sealt tulevad nad Euroopasse, muutudes pikal mereteel merelisteks.

Osa nendest õhumassidest saabub Põhja-Euroopasse otse oma koldest. Teine osa liigub pärast Põhja-Ameerika rannikult lahkumist esialgu lõunasse kuni 50. laiuskraadini ja pöördub sealt põhja poole tagasi. Sellel mereteel muutuvad õhumassid soojaks. Talvel toob mereline parasvööndi õhumass Euroopasse temperatuuri tõusu ja sageli sula ning udu madalate pilvedega. Suvel põhjustab see õhumass Euroopas jahedat ilma suurte rünkpilvede ja vihmavalingutega. Äike on selles õhumassis tavaliseks nähtuseks, eriti Põhja-Euroopas.

Kontinentaalne parasvööndi õhumass kujuneb suurelt osalt Nõukogude Liidu territooriumi kohal — talvel peamiselt Siberi antitsükloni ja selle harude piirkonnas. See õhumass võib tekkida ka Soome ja Skandinaavia kohal. Talvel on temperatuur selles õhumassis väga madal — mõnikord isegi arktilise õhumassi temperatuurist madalam. Õhumassi relatiivne niiskus on väike. Suvel on temperatuur kõrge. Päeval kujunevad konvektsioonivoolud rünkpilvedega. See õhumass võib laieneda kogu Euroopa kohale.

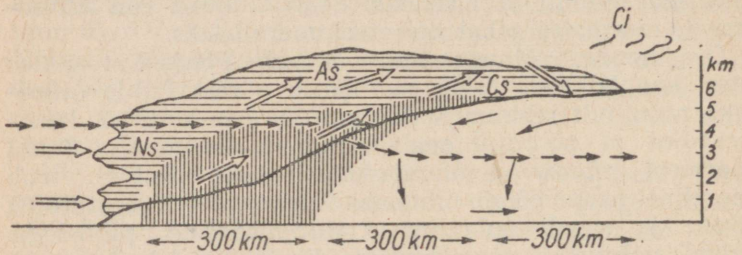
Kontinentaalne troopiline õhumass tungib Euroopasse Põhja-Aafrikast, suvel ka Lähis-Idast ja Balkanilt. See õhumass põhjustab kuivi palavaid ilmu. Õhu läbipaistvus on väike, sest õhus on palju liivakõrbete tolmu.

Mereline troopiline õhumass pärineb Atlandi ookeani subtroopika kõrgrõhualalt. Talvel põhjustab selle õhumassi meile saabumine temperatuuri tõusu kuni sulani. Ilm muutub sombuseks ja sageli tekib tihe udu. Suvel

toob see õhumass kõrge temperatuuri äikese ja vihmavalingutega.

Ekvatoriaalne õhumass liigub oma koldest küll põhja poole, kuid tõuseb troopilise õhumassi peale, nii et meie laiustel see õhumass maapinna lähedusse ei ulatu. Ekvatoriaalne õhumass ei jagune mereliseks ja kontinentaalseks.

Nii võib meile saabuda kõikidest ilmakaartest täiesti erinevate omadustega õhumasse. Õhumasside saabumise, transformatsiooni (ümberkujunemise), arenemise ja liikumise ettenägemises seisnebki ilmade ennustamine.



Joon. 37. Soe õhumass liigub taganevale külmale õhumassile peale

194. Front. Õhumassid on oma füüsikaliste omaduste, eriti temperatuuri poolest erinevad, nii et üks õhumass on soe ja niiske, teine aga külm ning kuiv jne. Ühest õhumassist teise ülemineku ala on tavaliselt kitsas ja siin toimub meteoroloogiliste elementide järsk muutus. Seda üleminekuala nimetatakse f r o n t a a l k i h i k s või f r o n t a a l p i n n a k s (kuna see on õhuke). Kui üleminek ühest õhumassist teise toimub laiemas tsoonis, nimetatakse seda ala frontaaltsooniks.

Frontaalpinna lõikumisel maapinnaga tekib frondijoon, mida lihtsuse pärast nimetatakse f r o n d i k s.

Erinevad õhumassid ei seisa müürina teineteise kõrval, vaid külm õhumass on kiiluna sooja õhumassi all (joon. 37), nii et frontaalpind moodustab maapinnaga väga väikese nurga. Selle nurga suurusest saame ettekujutuse järgmise näite põhjal. Kui Tartut läbistab idast läände front ja frontaalpind jääb põhja poole, s. t. õhumassid liiguvad põhja suunas, siis on soe õhumass

Tapa kohal ühe ja Soome lahe kohal kahe kilomeetri kõrgusel.

195. Soefront. Olenevalt sellest, kas peale tungib soe või külm õhumass, nimetatakse fronti soojaks või külmaks. Kui külm õhumass taganeb ja soe õhumass liigub aeglaselt taganevale, kuid veel kiiluna maapinna lähedale püsima jäänud külmale õhumassile peale (joon. 37), siis on tegemist soefrondiga. Soefrondi saabumine toob temperatuuri tõusu ja vastavat ilmade muutumist.

Et soefrondi tekkimisel toimub õhu tõusev liikumine, suureneb pilvitus selle frondi lähenemisel. Alguses ilmuvad õrnakoelised kiudpilved, millele järgnevad madalamad pilved sademete ja temperatuuri tõusuga.

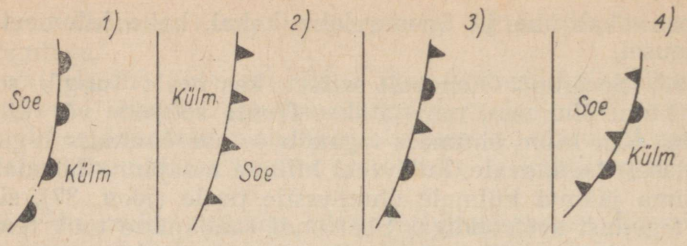
196. Külmfront. Külmfrondi saabumisel temperatuur langeb. Soefrondi lähenemisel on taganev külm õhumass terava kiiluna pealetungiva sooja õhumassi all. Külmfrondi lähenemisel on pealetungijaks külm õhumass ja taganejaks soe õhk. Sellel juhul moodustab külma õhumassi esimene osa mitte terava kiilu, vaid ainult kallaku liikumise suunas. Lähenev külm õhumass surub sooja õhu maapinna lähedusest kõrgemale, kusjuures see õhu ülestõusmine toimub palju energilisemalt kui sooja õhu pealetungimisel.

Külmfront põhjustab mitte ainult temperatuuri langust, vaid ka suuremat pilvitust ja sademeid ning sageli äikest.

197. Oklusioonifront. Külmfront liigub soefrondist kiiremini. Kui frontide liikumisel on soefront ees ja sellele järgneb külmfront, siis võib oletada, et mõne aja pärast jõuab külmfront soefrondile järele ja toimub frontide liitumine ehk oklusioon. Selle tagajärjel kujuneb uute omadustega front.

Ka oklusioonifrondi saabumisel muutub ilm. Kui frondi ees olev õhumass on soojem kui frondi taga olev õhk, siis toob oklusioonifront temperatuuri languse. Kui aga frondile järgnev õhumass on soojem frondile eelnenud õhumassist, siis frondi üleminekuga temperatuur tõuseb. Oklusioonifrondi esinemisel on õhutemperatuuri muutused väiksemad kui külm- ja soefrondi puhul.

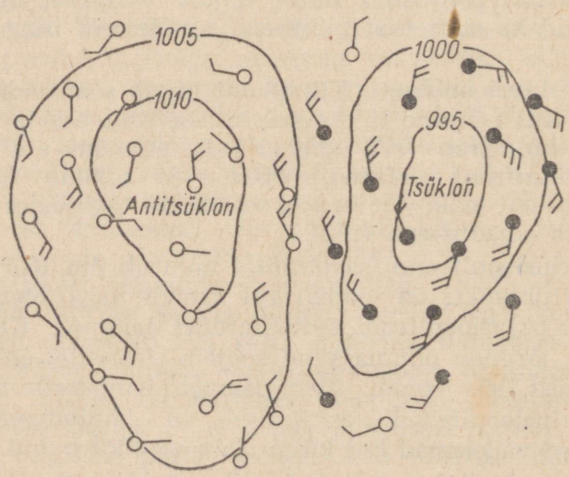
Front märgitakse ilmakaardile sakkidega joonega (joon. 38).



Joon. 38. Frontide märkimine ilmakaardil

198. Madalrõhkkond ehk tsüklon. Õhurõhu jaotus maakera pinnal on ebaühtlane. Kui mingil suuremal maaalal on ümbruskonnast kõrgem või madalam õhurõhk, nimetatakse seda ala vastavalt kõrg- või madalrõhkkonnaks. Madalaks peetakse õhurõhku tavaliselt siis, kui see on alla 760 mm (1013 mb).

Rõhkkonnad on välise kuju ja mõõtmete poolest erinevad. Sellist õhurõhuala, mille keskosas on õhurõhk madal, äärte pool aga kõrgem, nimetatakse *madalrõhkkonnaks* ehk *tsükloniks* (joon. 39). Joonisel on



Joon. 39. Tsüklon ja antitsüklon

tsükloni keskosas 995 mb isobaar. See ei tähenda, et seal alati on selline õhurõhk, sest tsükloni keskosas võib õhurõhk olla palju madalam või kõrgem. Õhurõhu suurust tsüklonis nimetatakse ka tsükloni sügavuseks.

Välise kuju poolest on tsüklonid enamikus ellipsikujulised, mille pikem telg on suunatud itta.

Horisontaalsuunas võib tsükloni läbimõõt olla väga mitmesugune — paarisajast kuni mitme tuhande kilomeetrini (joon. 45 ja 46).

Kuna tsüklonis on õhurõhk madalam kui ümbruskonnas, voolab õhk ümbruskonnast tsükloni keskkoha poole, s. o. tuuled puhuvad väljast sisse. Et aga õhurõhk tsüklonis sellele vaatamata esialgu ei tõuse, siis tähendab see, et tsüklonis liigub õhk ülespoole ja valgub seal laiali. Need tõusuvoolud ulatuvad mitme kilomeetri kõrgusele.

Tõusuvooludega on seletatav tsükloni suur pilvede ja sademete hulk, sest tõusuvoolus toimub temperatuuri langemisel veeauru kondenseerumine veepiiskadeks. Sademeid on eriti rohkesti tsükloni kagu- ja lõunaosas, tsükloni põhjaosas on pilvitus väiksem ja ka sademeid vähem. Ilmakaardil märgitakse madalrõhkkond *M* tähega.

199. Kõrgrõhkkond ehk antitsüklon. Sellist rõhkkonda, mille keskosas on õhurõhk kõrgem, äärte pool aga madalam, nimetatakse kõrgrõhkkonnaks ehk antitsükloniks (joon. 39).

Antitsüklonid on horisontaalmõõtmete poolest tsüklonitest palju suuremad, nii et nende läbimõõt on sageli 1,5 kuni 2,5 tuhat km ja isegi rohkem (joon. 44).

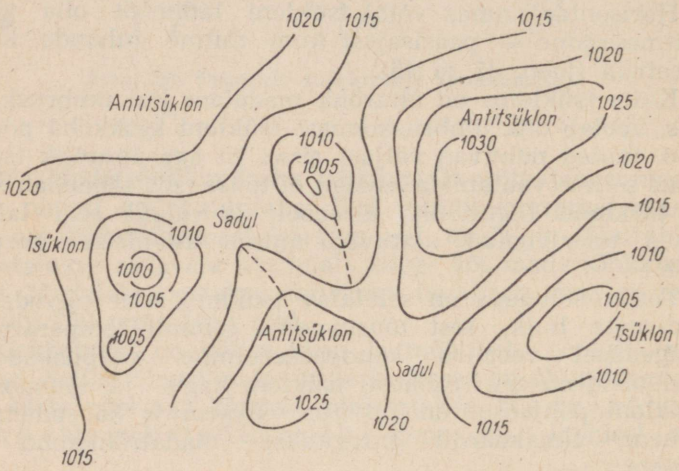
Et antitsüklonis on õhurõhk kõrgem kui ümbruskonnas, voolab õhk antitsüklonist välja. Kui aga õhurõhk antitsüklonis sellele vaatamata esialgu ei lange, siis tuleb see sellest, et antitsüklonis laskub õhk ülevalt alla. Sellega on seletatav, et antitsüklonis on pilvitus väike ja seega ka sademeid vähe, sest õhu madalamale laskumisel tõuseb õhutemperatuur adiabaatiliselt, mistõttu veeauru veepiiskadeks tihenemise ja pilvede tekkimise võimalus väheneb.

Isobaarid ei ole antitsüklonis nii tihedad nagu tsüklonis ja seepärast on ka tuuled antitsüklonis nõrgemad kui tsüklonis. Kuna tuul kaldub õhurõhu horisontaal-

sest gradiendist paremale poole, puhuvad tuuled antitsüklonis päripäeva, tsüklonis aga vastupäeva.

Ilmakaardil märgitakse antitsüklon *K* tähega.

200. Teised baarilised süsteemid. Peale tsükloni ja antitsükloni näeme ilmakaardil sageli veel teisi baarilisi süsteeme. Joonisel 40 on näha, et kõikides tsüklonites ja



Joon. 40. Baarilised süsteemid

samuti ka antitsüklonites ei ole õhurõhk võrdne. Joonisel on vasakpoolsel tsüklonil veel teine keskkoht isobaariga 1005 mb. Sellist teist tsüklonit nimetatakse *osatsükloniks* ehk *osamiinimumiks*. See tsüklon tekib peatsükloni lõuna- või lääneosas ja liigub peatsükloni ümber vastavalt tuulte suunale, kuid suudab teha enne kadumist harilikult ainult väikese osa ringist. Sageli eraldub osatsüklon peatsüklonist ja saab iseseisvaks.

Mõnikord ulatub kõrgrõhualale või kahe kõrgrõhkkonna vahelisele alale pikem madala õhurõhuga piirkond, nagu seda võib näha joonise 40 keskmises osas. Sellist baarilist moodustist nimetatakse *madalrõhulohuks* ehk *-vaoks*. Et need isobaarid moodustavad ladinakeelset V-d meenutava kujutise, nimetatakse seda moodustist ka V-depressiooniks.

Tihti ulatub ribakujuline kõrgema õhurõhuga ala ma-

dalrõhkkondade vahele. See on *kõrgrõhuhari*. Niisugune hari on joonise 40 vasakpoolses osas kahe tsükloni vahel. Teinekord kõrgrõhuhari eraldub ja saab iseseisvaks kõrgrõhkkonnaks.

Õhurõhuala, mida piiravad vastakuti asuvad tsüklonid ja antitsüklonid, nimetatakse *sadulaks*. Joonisel 40 on näha kahte sadulat.

Loomulikult ei ole ühel ilmakaardil näha kõiki neid baarilisi moodustisi, vaid joonis 40 näitab ainult seda, et sellised moodustised üldse esinevad. Kõrg- ja madalrõhkkond on aga ilmakaardil ühel või teisel kujul alati olemas.

Ilmade ennustamisel on rõhkkondade tekkimise ja edaspidise kujunemise jälgimine suure tähtsusega, sest rõhkkondadest oleneb ilmade seis. Nii on kõrgrõhkkonna piirkonnas tavaliselt nõrkade tuultega päikesepaistelised ilmad, talvel külm ja suvel palav. Madalrõhkkondades on tavaliselt suur pilvitus sademetega ja tugevad tuuled, seega talvel soe ja suvel jahe. Madalrõhulohk ja õhurõhusadul toovad äikest jne.

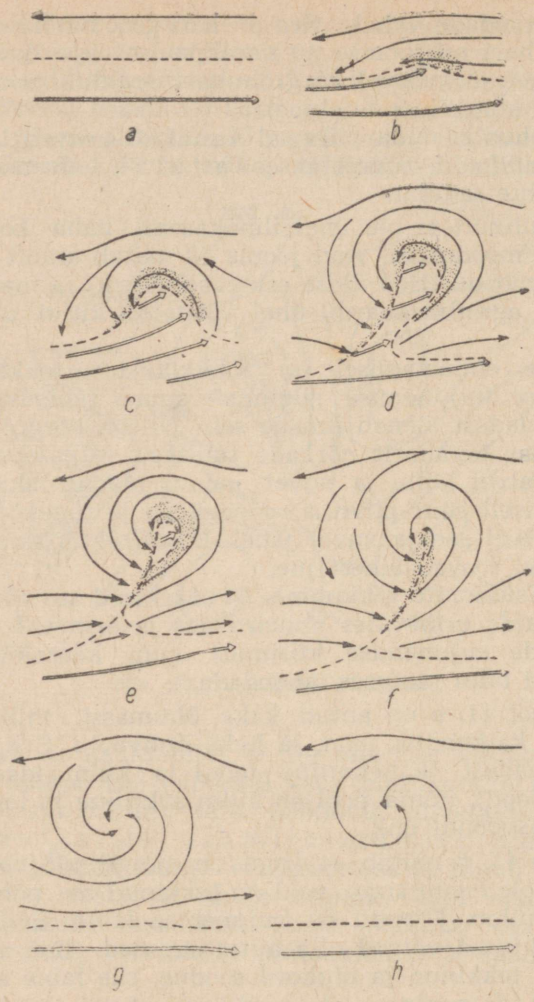
201. Tsüklonite tekkimine. Et baarilised süsteemid võivad tekkida erinevates olukordades ja erineval viisil, ei ole nende kujunemise küsimust kuni käesoleva ajani suudetud täies ulatuses lahendada.

Joonisel 41, *a* on antud kaks õhumassi, mille fronti kujutab katkendlik joon, ja kaks õhuvoolu. Soe õhuvool liigub läänest (kahekordne joon) ja külm idast (ühekordne joon). Põhja pool on külm arktiline ja lõuna pool soe parasvööndi õhk.

Joonis 41, *b* näitab, et front on mingil põhjusel häiritud ja pole enam sirge, vaid on tekkinud soe põhja poole ulatuv kühm. Frondil on kujunemas laine. Selle tekkimise põhjused võivad olla mitmesugused. Kui aga laine on kord tekkinud ja olukord soodne, siis laine suureneb ja liigub ida poole.

Joonisel 41, *c* näeme juba suureks paisunud lainet. Seda lainet nimetatakse *nooreks tsükloniks*. Soe õhk on nihkunud lõunast põhja poole ja kujundab laines sooja õhu sektori. Laine paremal küljel asub soefront, vasakul küljel külmfront. Soe- ja külmfrondi vahel on soe õhk ning seda nimetatakse *soesektoriks*.

Joonisel 41, *d* näeme, et laine on kasvanud ja frondid



Joon. 41. Tsükloni tekkimine ja kadumine

teineteisele lähenenud ning seega ka soesektori kuju muutunud.

Joonisel 41, *e* on frondid juba osaliselt ühinenud — on toimunud oklusioon. Soesektorist on ainult vähe järele jäänud.

Joonisel 41, *f* on toimunud täielik oklusioon. Joonis 41, *g* ja *h* näitavad tsükloni viimaseid arenemisastmeid.

Tsükloni tekkimine ja arenemine toimub tihti nii kiiresti, et mõne päevaga jõuab tsüklon laine tekkimisest viimasesse staadiumi. Noore tsükloni eluiga vältab tavaliselt ainult üks päev.

Sageli tekivad tsüklonid mitte üksikult, üksteisest pika ajavahemikuga eraldatuina, vaid seeriatena, mistõttu on tegemist «tsüklonite perekondadega». Nende perekondade iga on võrdlemisi lühike — keskmiselt kuni kuus ööpäeva, nii et esimene perekonnaliige jõuab juba oma elu lõpule, kui viimane on alles tekkestaadiumis.

Iga uue tsükloni tekkimisega tungib tsükloni tagumises osas (arvestades liikumissuunda) põhjakaartest puhuv külm õhk lõuna poole. Sellest tingituna moodustub iga järgmine tsüklon eelmisest lõuna pool ja liigub ka lõunapoolsemat teed mööda.

Tsüklonite seeria tekkimises on avastatud reeglipärasus. Aastas läbib Euroopat keskmiselt 66 seeriat. See arv on aastate vältel võrdlemisi vähe muutunud. Kahe teineteisele järgneva seeria esimeste liikmete tekkimise vahel on 5,5 ööpäeva.

Sellest ei tule aga järeldada, et iga maakohta läbib 5,5 päevaga 4—5 tsüklonit. Seda ei saa olla juba sellepärast, et iga järgmine tsüklon liigub eelmisest lõuna pool.

Vaadeldes õhkkonda maakera pinna läheduses, selgub, et ühel ja samal ajal liigub õhkkonnas mitu tsüklonite seeriat.

202. Ilmad noores tsüklonis. Tsüklonid saabuvad meile tavaliselt läänest. Seega on suurem osa tsükloneist tekkinud Atlandi ookeani kohal, kuna Euroopa mandri kohal moodustub tsükloneid vähe.

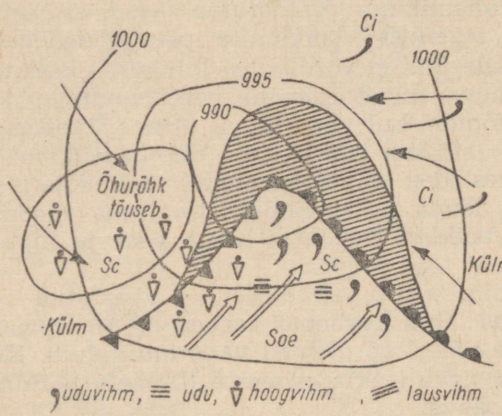
Meile saabunud tsüklonid on oma arenemises jõudnud harilikult noore tsükloni staadiumi ja sageli on soe- ja külmfrondi ühinemine (oklusioon) alanud ehk koguni juba lõpule jõudnud.

Oletame, et meile läheneb noor tsüklon, ja vaatame, milliseid ilmu on oodata (joon. 42). Nagu jooniselt näha, on noores tsüklonis kaks teineteisest frontidega eraldatud õhumassi — soe ja külm. Kui oletada, et põhi on joonisel ülalpool, siis ulatub soe õhk lõunast kiiluna põhja

poole kuni tsükloni keskkohani, kus õhurõhk on kõige madalam. Sooja õhumassi piirab põhjast külm õhk.

Tulevane ilm oleneb sellest, milline osa noorest tsüklonist selle liikumisel meist üle läheb.

Oletame, et tsüklon läheneb meile nii, et tsükloni keskkoht möödub meist natuke põhja poolt. Sel korral ilmuvad juba poolteist kuni kaks päeva enne tsükloni saa-



Joon. 42. Noor tsüklon

bumist kiudpilved, mis liiguvad kuni 800 km soojast frondist eespool. Kiudkihtpilvedega seoses võib päikese ja kuu ümber näha halo tekkimist. Pilved tihenevad aeglaselt. Tuul puhub kagust ja kõveneb tsükloni lähenemisel. Juba enne soefrondi saabumist hakkab sadama ja see kestab frondi päralejõudmiseni. Soesektori saabumisel temperatuur järsult tõuseb, sadu nõrgeneb ja muutub tihti uduvihmaks või koguni uduks. Taevas on kaetud madalate pilvedega. Tuul soesektoris nõrgeneb, tuule suund muutub. Õhurõhk langeb juba esimeste kiudpilvede ilmumisel ja see kestab kuni külmfrondi saabumiseni, mille möödumisel algab õhurõhu tõus.

Külmfrondi päralejõudmisel õhutemperatuur langeb, tuul pöördub üle lääne loode poole ja tugevneb. Rünksajupilvedest tuleb hooti vihma ja ajuti võib pilvesagarate vahelt näha sinist taevast. Mida rohkem külmfront eemaldub, seda hõredamaks jäävad vihmahood ja seda vähem

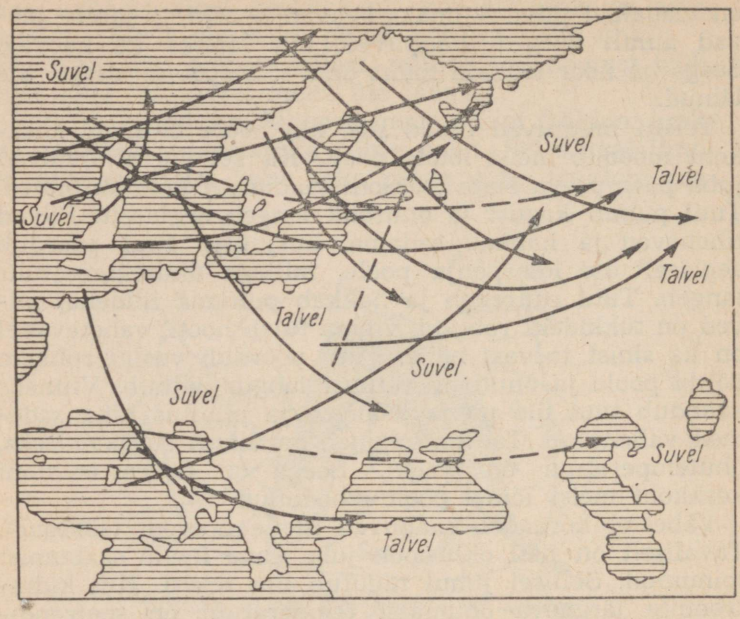
on madalaid pilvi. Viimaks kaovad needki ja järele jäävad ainult kõrged kiudpilved, mis lõpuks ka kaovad. Seega on noor tsüklon meist oma lõunapoolse osaga üle läinud.

Teisiti muutuvad ilmad siis, kui noore tsükloni keskkoht möödub meist lõuna poolt. Ka sel korral ilmuvad juba paar päeva enne tsükloni saabumist kiudkihtpilved. Tuul puhub kagust ja õhurõhk langeb aeglaselt. Pilved tihenevad ja hakkab sadama, kusjuures tuul pöördub aeglaselt üle ida põhja poole, millega õhutemperatuur langeb. Tuul suureneb ja hakkab puhuma iilidena, pilved on tükkideks rebitud, vihma tuleb hooti, vahetevahel on ka sinist taevast näha. Tuul pöördub veelgi rohkem põhja poole ja õhutemperatuuri langus jätkub. Viimaks käändub tuul üle põhja loodesse ja pilvitus ning sademed vähenevad. Taevas selgineb harilikult sügavsiniseks, õhutemperatuur on madal. Seega on noore tsükloni keskkoht meist lõuna poolt möödunud.

Vähestel kordadel saabuvad meile noored tsüklonid. Tavaliselt on neil oklusioon juba enne meile saabumist toimunud. Sellisel juhul muutub ilm teisiti. Kui külmfrondile järgneva õhumassi temperatuur on soefrondieelse õhumassi temperatuurist madalam, toob oklusioonifrondi üleminek meile temperatuuri languse. Kui aga külmfrondi taga on õhutemperatuur kõrgem kui soefrondi ees, siis toob oklusioonifrondi üleminek temperatuuri tõusu. Sademeid tuleb nii oklusioonifrondi ees kui ka selle taga.

203. Tsüklonite liikumine. Tsüklonid ei seisa paigal, vaid liiguvad väga erinevaid teid mööda (joon. 43). Üldreeglina tuleb meile suurem osa tsükloneist Atlandilt. Meilt liiguvad tsüklonid ida poole, kuid siiski mitte alati otse itta. Joonisel 43 esitatud tsüklonite teede kaardil on ainult kõige rohkem kasutatavad teed, sest tegelikult liiguvad tsüklonid kõikides suundades. Nii läbib meie ala igal aastal mitu põhjast tulnud tsüklonit ja pole vähe ka neid juhtumeid, kus tsüklon tuleb lõunast.

Tsüklonite teede kaart näitab, et eriti rohkesti liigub tsükloneid Euroopa põhjaosas. Kesk- ja Lõuna-Euroopa on tsüklonite poolest Põhja-Euroopast vaesemad. Sellega on seletatav, et meil on ilmastik palju muutlikum kui Lõuna-Euroopas ja NSV Liidu Euroopa-osa lõunarajoonides.



Joon. 43. Tsüklonite teed Euroopas

Atlandi ookeanilt tulnud tsüklonid läbivad Euroopa ja täituvad osalt juba Euroopa ida-osas ja kaovad enamikus Aasiasse jõudmisel.

Nagu tsüklonite liikumisteed on mitmesugused, nii erinevad tsüklonid ka liikumiskiiruse poolest. Tsükloni aasta keskmine liikumiskiirus on Lääne-Euroopas 27 ja Ida-Euroopas 34 km tunnis.

Tsükloni liikumiskiirus on väga muutlik. Mõnikord tsüklon peatub ja püsib mitu päeva ühel ning samal kohal. Samuti võivad muutuda tsükloni liikumissuund ja kuju ning suurus.

204. Antitsüklonite liikumine. Antitsüklonite teede uurimisel on selgunud, et paljud antitsüklonid liiguvad läänest itta. Väga palju on aga ka teisesuunalist liikumist ja küllaltki sageli saabuvad antitsüklonid Euroopasse Aasiast.

Esimesena uuris antitsüklonite liikumisteid nõukogude sünoptik B. P. Multanovski (1876—1938). 42 aasta vaat-

lusandmete põhjal koostas ta Euroopa antitsüklonite liikumisteede kaardi.

Euroopas on antitsükloni keskmine liikumiskiirus 36 km tunnis. Tihti jääb antitsüklon mitmeks ööpäevaks või isegi nädalateks ühele kohale seisma. Siis ta tavaliselt kas laieneb või tõmbub koomale.

Aastas esineb meil keskmiselt kolmkümmend antitsüklonit, kusjuures pooled neist on tulnud ookeanide kohalt. Rohkesti antitsükloneid saabub meile ka Põhja-Jäämerelt.

205. Ilmad tsüklonis ja antitsüklonis. Baarilistest moodustistest korduvad meil kõige sagedamini tsüklon ja antitsüklon, mis on seega meie ilmade peamisteks mõjutajateks. Tsüklonites on õhurõhk 725—760 mm. Esineb juhtumeid, kus õhurõhk on veelgi madalam. Õhurõhu gradient on suunatud tsükloni keskkohta ja sellest tingituna puhuvad tuuled tsüklonis äärtelt keskkoha poole.

Isobaarid on tsükloni lõuna- ja lääneosas tihedamad kui põhjaosas, mistõttu lõuna- ja läänetuuled on põhjakaarte tuultest tugevamad.

Läänest itta liikuva tsükloni eesmises (idapoolses) osas puhuvad lõunakaarte tuuled, mis viivad tsüklonisse sooja õhku. Tsükloni tagumises (läänepoolses) osas puhuvad külmad põhjakaarte tuuled. Seega on tsükloni eesmine osa tagumisest soojem, kusjuures see vahe tõuseb keskmiselt kuni seitsme kraadini. Eriti suur on temperatuuride erinevus noores tsüklonis. Frontide liitumisel temperatuuride vahe väheneb.

Tsüklonis tõuseb väljast sissevoolanud õhk kõrgematesse õhukihtidesse ja valgub seal laiali. Õhu kõrgemale tõustes temperatuur langeb, õhu veeaur tiheneb veepiiskadeks ja tekivad pilved. Sellega on seletatav, et tsüklonis on suur pilvitus ja sademete hulk, eriti frontide läheduses. Sademete poolest on rikas ka kuni 300 km laiune tsoon soefrondi ees. Külmfrondi taga on kitsas sademete vöönd.

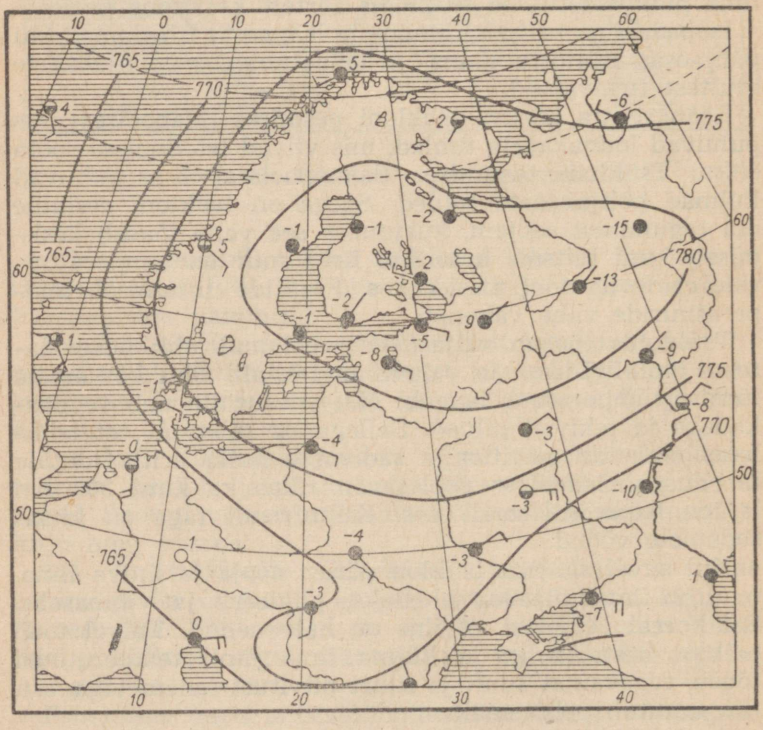
Kui suvel saabub tsüklon pärast sooja ja kuiva ilma, muutub ilm tuuliseks, jahedaks, pilviseks ja vihmaseks. Sel korral öeldakse, et ilm on halvenenud. Talvel toob tsüklon kestva selge ja külma ilma järel temperatuuri tõusu, tugevamat tuult ja suurt pilvitust sademetega, s. t. ilm muutub pehmemaks.

Antitsüklonis (joon. 44) puhub tuul keskosast äärte

poole. Selline olukord saab püsida ainult sel põhjusel, et õhk laskub kõrgematest õhukihtidest pidevalt maapinnale. Et antitsüklonis ei ole isobaarid üksteisele nii lähedal nagu tsüklonis, on tuuled siin tsükloni tuultest palju nõrgemad, kusjuures antitsükloni äärealadel on tuuled tugevamad kui keskel. Kui antitsükloni lähedusse ilmub kasvav tsüklon, tekivad antitsüklonis selles osas tugevad tuuled, mis võivad puhuda paar päeva, ilma et õhurõhk antitsüklonis langeks.

Läänest itta liikuva antitsükloni eesmises osas puhuvad jahedad põhjakaarte tuuled, tagumises osas soojad lõunatuuled. Nende tuulte mõjul on antitsükloni eesmine osa tagumisest jahedam.

Temperatuur on antitsüklonis suvel kõrge ja talvel madal. Euroopa antitsükloni keskmine temperatuur on



Joon. 44. Antitsüklon 10. jaan. 1913

maapinnast kuni üheksa kilomeetri kõrguseni ligi 5° kõrgem kui tsüklonis. Kuna antitsüklonis laskub õhk kõrgematest õhukihtidest allapoole, millega õhutemperatuur adiabaatiliselt tõuseb, on seal õhu suhteline niiskus ja pilvitus väike.

Suvel on antitsükloni keskmises osas öösel ja hommikul udu ning päeval tekivad nõrkade konvektsioonivoolude korral ka pilved. Antitsükloni lääneosas, kus temperatuur on kõrgem, võivad õhurõhu langemisel tekkida konvektsioonipilved sademete ja äikesega.

Talvel on antitsüklonis tavaliselt selge ilm, kuigi ka udud on võimalikud ning tihti ilmuvad kihtpilved.

Antitsüklonis valitsevad üldiselt head ilmad, igatahes paremad kui tsüklonis, temperatuur on suvel kõrge, talvel madal, tuuled nõrgad, pilvitus väike ja sademeid vähe.

206. Isallobaarid. Meteoroloogilistes telegrammides antakse teateid ka sellest, kuidas õhurõhk kolme tunni vältel enne vaatluste tähtaega on muutunud — kas tõusnud või langenud ja kui palju. Vahel antakse ülevaade õhurõhu muutumisest kuue tunni ja isegi veel pikema ajavahemiku kohta. Õhurõhu muutust kolme või kuue tunni jooksul nimetatakse baromeetriliseks tendentsiks.

Õhurõhu muutustest teatava aja vältel annab ülevaate isallobaaride kaart. Esimese sellise kaardi koostas ja kasutas seda ilmade ennustamise juures P. J. Brounov aastal 1878. Selle meetodi üksikasjalisema väljatöötamise alal on suured teened endisel Tartu Ülikooli professoril B. I. Sreznevskil.

Isallobaaride kaardi valmistamiseks kantakse ilmakaardi plangile andmed õhurõhu muutuse kohta suuremal maa-alal. Need andmed võib kanda ka peakaardile ühes teiste meteoroloogiliste andmetega. Seejärel ühendatakse kõrverjoonega need kohad, kus õhurõhu muutus on olnud võrdne. Isallobaarid tõmmatakse tavaliselt iga 1 mb (mm) õhurõhu muutuse järele. Nii näeme kaardilt, kus õhurõhk on muutunud, mis suunas ja kui suur see muutus antud ajavahemikul on olnud.

Isallobaarid moodustavad kaardil harilikult ellipseid.

Tsüklon ja antitsüklon on teineteisest tavaliselt kaugel, isallobaaride kaardil on tõusu ja languse ala aga teineteise läheduses. Tsükloni puhul on need alad alati paa-

ris ja liiguvad nii, et õhurõhu languse ala on tsükloni keskkoha ees ja sellele järgneb kohe õhurõhu tõusu ala. Tsükloni keskkohas toimub üleminek õhurõhu languse alalt tõusu alale.

Et isallobaaride meetod andis ilmade ennustamisel häid tulemusi, hakati seda meetodit hiljem ka välismaal kasutama.

207. Troopilised tsüklonid. Tsüklonite erilise tüübi moodustavad troopilised tsüklonid. Need erinevad keskmiste ja suuremate laiuste tsüklonitest esiteks oma mõõtmete poolest. Kui meie laiustel võib tsükloni läbimõõt olla tuhandeid kilomeetreid, siis troopiliste tsüklonite läbimõõt on ainult 200—500 km ja mõnikord isegi veel väiksem. Teiseks erinevad troopilised tsüklonid selle poolest, et õhurõhu horisontaalne gradient on neis väga suur — sageli kuni 20 mm, s. t. iga 100 km järel muutub õhurõhk 20 mm võrra. Parasvööndi tsükloneis ei ületa gradient tavaliselt 5 mm. Suure õhurõhu horisontaalse gradiendi tõttu puhuvad troopilistes tsüklonites erakordselt tugevad tuuled — tihti kuni kaksteist palli. Seejuures on tsükloni keskkohas nõrgad muutliku suunaga tuuled — seal asub nn. «tormi silm». Keskkohast eemal esinevad aga kohutavalt tugevad tormid suurte vihmavalingute ja äikesega.

Troopilised tsüklonid tekivad ookeanide kohal 6.—20. lõunalaiuse piirkonnas, peamiselt mandrite idapoolsel küljel. Oma tekkekohta ei jää tsüklonid kauaks, vaid lahkuvad troopikast kiirusega 16—32 km tunnis. Merelt mandrile jõudes liikumiskiirus väheneb ja tsüklon hakkab täituma.

Troopilised tsüklonid on tugevate tormide tõttu väga ohtlikud. Eriti ohtlik on orkaan. Näiteks hävitas orkaan aastal 1932 Grozi linna Kuuba saarel, kus sai surma 2500 inimest. Septembris 1935 lükkas torm Floridas raudteerongi ümber.

Ameerikas, kus troopilised tsüklonid teevad igal aastal palju kahju, hoiatatakse elanikke tsükloni lähenemisel lennukitelt.

208. Ilmakaartide analüüs. Ilmakaartide joonestamine on vajalikuks eeltööks ilmade ennustamisel sünoptilise meetodi alusel. Mida täiuslikumad ja ülevaatlikumad on kaardid, diagrammid, tabelid ja teised joonised, seda kergemini saab sünoptik ilmade seisust ülevaate ja seda sel-

gemini näeb ta eelolevat ilma. Ilmade ennustamisel tuleb arvestada tekkinud olukorda ja selle põhjal teha oletusi ilmade tulevasest seisust. Olukorra õige hindamine on ilmade ennustamise aluseks. Viimasel ajal rakendatakse ka arvutusmeetodeid.

Sünoptilise analüüsi esimeseks ülesandeks on kõrg- ja madalrõhkkondade asukohtade kindlaksmääramine. Tähtis on selgusele jõuda, kust ja millisest õhumassist need rõhkkonnad on tulnud, kui suure kiirusega ja mis suunas nad eelmistel päevadel on liikunud. See aitab rõhkkondade edaspidisest liikumisest teha mõningaid oletusi, mis on ilmade ennustamiseks tingimata vajalik. Tuleb hoolega kaaluda küsimust, kas rõhkkondade liikumine oletatavas suunas on üldse võimalik ja kas rõhkkondade teel pole nende liikumist takistavaid tõkkeid. Eriti tähtis on selgitada, kas läheduses pole tekkimas mõni tsüklon ja kas on eeldusi kohaliku tsükloni kujunemiseks. Selleks tuleb õhurõhu kõrval analüüsida ka tuule suunda ja kiirust, mis võib olla suureks abiks tsükloni edaspidise liikumissuuna ja -kiiruse kindlaksmääramisel.

Ilmade ennustamisel on eriti tähtis ülevaate saamine frontide asukohtadest, nende liikumisest ja muundumisest. Oluline on ka temperatuuri muutumise küsimus.

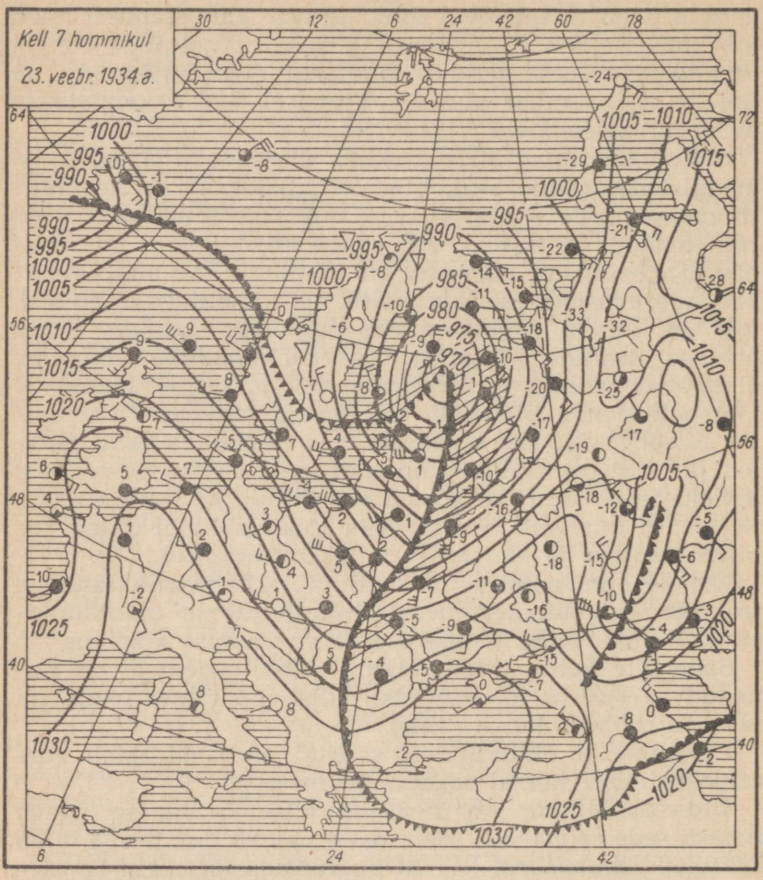
Sademete kohta tuleb selgitada, kus sademeid on esinenud ja kui palju. Pilvituse kohta on tähtis teada nii pilvede rohkust kui ka liike.

Kõrgematest õhukihtidest saadud andmeid tuleb võrrelda eelmisel korral saadud andmetega.

Mida täiuslikum on ülevaade eilse ja tänase päeva ilmast, seda selgemaks saab meile homne ilm. Seega tuleb käesoleva ilmakaardi kõrval analüüsida ka eelmiste päevade kaarte.

Väga kasulik on vanade ilmakaartide seas leida selliseid, kus ilmade seis sarnaneb käesoleva ilmaga. Need kaardid võivad ennustajale tõhusaks abiks olla, sest kui lähtekohad on analoogilised, võib ka analoogilist ilma oodata. Vanu kaarte tuleb kasutada siiski ettevaatlikult, sest kaartide sarnasus võib olla ainult väline ja seega viia ennustaja eksiteele.

Alles siis, kui eelmiste päevade ilmadest ja nende muutumisest ning käesoleva aja olukorrast on saadud põhjalik ülevaade, võib asuda ilma ennustamisele. Seejuures tuleb sünoptikul arvestada veel selle piirkonna iseära-



Joon. 45. Ilmakaart 23. veebr. 1934

susi, mille kohta ta ennustuse annab, sest üks ja seesama meteoroloogiline protsess võib kohalikkudest oludest mõjutatuna ilmades erinevalt avalduda.

Ilmaennustused on määratud kas üldsusele või on erialased — laevanduse, kalurite jne. veoks. Tavaliselt antakse ennustusi 24 tunniks. Need on lühiajalised ilmaennustused.

209. Ilma ennustamise näide. Joonistel 45 ja 46 on sügavad tsüklonid. 1934. aasta 23. veebruari tsükloni kesk-

osas oli õhurõhk alla 727 mm (970 mb) ja sama aasta 24. veebruari tsükloni keskosas alla 735 mm (980 mb). Ka maa-alaliselt on need tsüklonid suured.

Nendele kaartidele on märgitud ainult väheste selle piirkonna ilmade ennustamiseks kasutatavate meteoroloogiajaamade andmed. Meteoroloogilistest elementidest on kaardile kantud ainult pilvede hulk, tuule suund ja kiirus ning õhutemperatuur. Õhurõhu suurust näeme isobaaridest. Kui tahaksime kaardile kanda kõigi selle territooriumi meteoroloogiajaamade andmed, peaks hästi loetava kaardi suurus olema ligikaudu üks ruutmeeter, sest sellele kaardile tuleks kanda kuni 600 jaama andmed, s. o. kokku umbes 7000 arvu ja märki.

Püüame nüüd nende kaartide järgi 25. veebruariks ilma ennustada. 23. veebruari ilmakaardil (joon. 45) näeme Kesk-Soomes sügavat tsüklonit, mille keskkohal on õhurõhk madalam kui 970 mb. See tsüklon ulatub Põhja-Jäämerest kuni 50. laiuskraadini ja katab suurema osa Nõukogude Liidu Euroopa-osa territooriumist. Uraali jõe ja Volga vahel on täituv tsüklon, mille keskkohal on õhurõhk 1000 mb ümber.

Lääne-Euroopa lõunaosas levib laialdane antitsüklon, mille keskkoht õhurõhuga üle 1030 mb asub Lõuna-Itaalias. Selle antitsükloni üks hari on suunatud Musta mere poole, teine hari Inglismaa poole. Islandis on tekkimas uus tsüklon. Kaukaasia lõunaosas on kõrgrõhualal kujunemas madalrõhkkond.

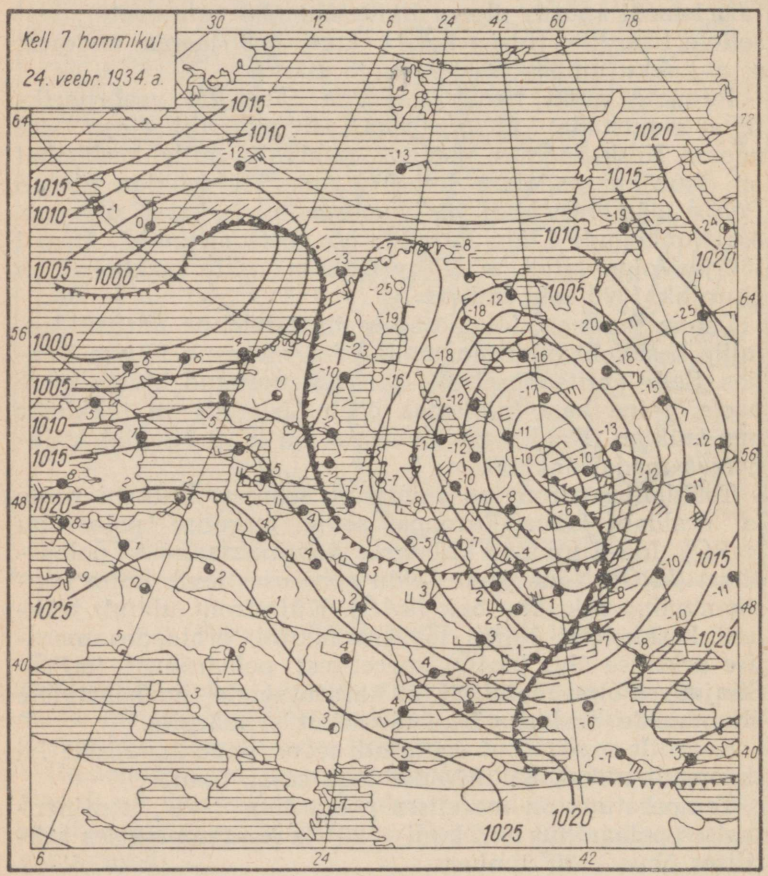
Tsükloni soefront on suunatud Soomest Balkani poole ja eraldab Lääne-Euroopa sooja merelise polaarõhu (*mPÕ*) Ida-Euroopa külmast kontinentaalsest polaarõhust (*kPÕ*). Nõukogude Liidu põhjaosas levib külm kontinentaalne arktiline õhk (*kAÕ*). Külmfront ulatub tsükloni keskkohast Norra läänerannikuni, eraldades merelise arktilise õhu (*mAÕ*) merelisest polaarõhust (*mPÕ*). Siinjuures olgu mainitud, et kaasaegsetele ilmakaartidele õhumasside eraldusmärke tavaliselt ei märgita.

Kaardilt on näha, et soefrondi eel on nagu tavaliselt lai sademete vöönd. Külmfrondi taga sajab lund.

Temperatuur on merelises polaarõhus 1—9°, kontinentaalses polaarõhus −2 kuni −20° ja kontinentaalses arktilises õhus −30° ümber.

Vaatleme nüüd 24. veebruari hommiku kl. 7 kaarti (joon. 46). Ööpäevaga on olukord palju muutunud.

Tsüklon on liikunud Kesk-Soomest ligi 1000 km Kesk-Volga poole. Samal ajal on tsüklon hakanud täituma, sest õhurõhk on tsentrumis eelmise päevaga võrreldes 10 mb tõusnud. Tsükloni taha on tekkinud kõrgrõhuhari, mis on vallutanud Läänemere. Eelmisel päeval oli see kõrgrõhuhari Inglismaa kohal. Islandi kohal tekkinud tsüklon on nihkunud 500—600 km ida poole. Volga-tagune tsüklon on kaardilt kadunud. Lõuna-Euroopas on antitsüklon nõrgenenud.



Joon. 46. Ilmakaart 24. veebr. 1934

Nii soe- kui ka külmfront on liikunud kagu poole ja frondid on osaliselt ühinenud. Islandi tsükloni soefront ulatub juba üle Läänemere lõunaosa Nõukogude Liiduni. Mereline arktiline õhk (*mAÕ*) on vallutanud suurema osa Nõukogude Liidu Euroopa-osa territooriumist. Lõunas püsib ikka veel soe mereline polaarõhk (*mPÕ*) temperatuuriga 2—6°. Merelise arktilise õhu (*mAÕ*) lõunapoole nihkumisega on temperatuur Läänemere idarannikul langenud. Selle õhu piirkonnas on rohkesti lumesadusid.

Millist ilma on kõige selle põhjal 25. veebruaril oodata?

Oletame, et tsükloni liikumine ja ilmade muutumine jätkub endises suunas ja endise kiirusega. Eelmise kahekümne nelja tunniga nihkus Soome kohal asuva tsükloni keskkoht 1000 km kagu poole. Kui see liikumissuund ja -kiirus jäävad endiseks, jõuab tsüklon 25. veebruari hommikuks Uraali jõe keskjooksu taha.

Soefront liigub sel korral Kaspia mere poole, kus külmfront talle järele jõuab ja soefrondiga liitub. Nõukogude Liidu Euroopa-osa vallutab mereline arktiline õhk (*mAÕ*). Skandinaavia soefront jõuab üle Läänemere Nõukogude Liidu kohale.

Mis saab Läänemere kohale jõudnud kõrgrõhuharjast?

Kui oletada, et kõrgrõhuhari liigub samas suunas ja sama kiirusega, mis eelmisel päevalgi, jõuab ta 25. veebruaril Arhangelsk-Moskva joonele.

Et tsüklon liigub oma sademete ja tugevate tuultega Uraali jõe taha, on seal tuulist sademetega ilma oodata. Nõukogude Liidu äärmine lääneosa satub Islandist läheneva uue soefrondi mõjupiirkonda, mistõttu siin on oodata sompus ilma lumesajuga. Osa Nõukogude Liidu territooriumist jääb külma merelise arktilise õhu piirkonda.

Moskvast läheb 25. veebruari hommikul üle kõrgrõhuhari. Järelikult on seal oodata selget ilma, mil õhutemperatuur langeb kuni —15°-ni. Tuul on nõrk. Leningradi kohale peaks jõudma soefront sompus ilmade ja lumesadudega. Tuul on mõõdukas, temperatuur —10 kuni —12°.

See ilmaennustus on õige ainult sel juhul, kui tsüklonite ja antitsüklonite liikumine ja arenemine toimub ennustatud suunas ja kiirusega. Kui aga rõhkkondade edaspidine liikumine toimub teisiti, kujunevad ka ilmad teistsuguseks.

210. Pikaajalised ilmaennustused. Kõik see, mida eespool ilmade ennustamisest lugesime, on kehtiv ainult niisugusel juhul, kui ilma tahetakse ennustada järgmiseks päevaks. Vähem tähtis ei ole aga ka ilmade ennustamine pikemaks ajaks.

Pikaajaliselt ilmaennustuselt ei saa nõuda, et see annaks ilmade seisu näiteks kaheks kuni kolmeks nädalaks iga päeva kohta eraldi, vaid see ennustus saab eelolevat ilmastikku iseloomustada ainult üldjoontes, s. o. saab öelda, kas eelolev ajajärk on kuiv või sademeterohke, kas temperatuur on kõrge või madal jne. Kui nimetatud ajavahemikul toimub mingi suurem ilmade muutus, peab ilmaennustus seda ette nägema ja ligikaudu ka murrangu aja ja ulatuse ära määrama.

Pikaajaliste ilmaennustuste meetodi suhtes pole teadlased veel selgusele jõudnud. Ainult selles suhtes ollakse ühisel arvamusel, et ilmade pikemaks ajaks ennustamisel tuleb õhkkonda vaadelda ruumiliselt veel ulatuslikumalt ja ajaliselt veel kestvamalt, kui seda vajab lühiajaline ennustus. Siin ei saa piirduda üksiku rõhkkonna ja õhumassi liikumise ning ümberkujunemise jälgimisega, vaid tuleb palju kaugemale ette näha.

Ilmade pikemaks ajaks ennustamise katseid on tehtud palju. Eriti tuleks selles suhtes mainida Saksamaal ilmunud «Saja-aastast kalendrit», kus astroloogid ja teised taolised võhikud koostasid pikaajalisi ilmaennustusi. Samalaadiline kalender — «Astronoomiline teleskoop» — ilmus ka Venemaal. Selle kalendri 1814. aasta väljaandes oli koostatud ilmaennustusi 336-ks aastaks. Veel käesoleva sajandi algul leidus Venemaal rida isikuid, kes koostasid pikaajalisi ilmaennustusi, mis loomulikult varisesid kokku.

211. B. P. Multanovski meetod. Uus ajajärk ilmade ennustamisel algas Venemaal aastal 1912, kui Füüsika Peaobservatooriumi ilmade ennustamise osakonna juhatajaks sai B. P. Multanovski, kes hiljem omandas sel alal ülemaailmse kuulsuse.

Multanovski oli seisukohal, et pikaajaliste ilmaennustuste puhul tuleb samuti kasutada sünoptilist meetodit. Uurinud seda küsimust üle kümne aasta, jõudis ta aastal 1922 nii kaugele, et võis anda juba süstemaatiliselt pikaajalisi ilmaennustusi.

Multanovski leidis, et pikaajalisteks ennustusteks

tuleb jälgida rõhkkondade asukohti suurel maa-alal. Seda ala nimetas ta loomulikuks sünoptiliseks piirkonnaks. See piirkond ulatus Gröönimaalt Jenissei jõeni ja Põhja-Jäämerest kuni 30. põhjalaiuseni. Edasi leidis ta, et rõhkkondade asukohad ja liikumissuund püsivad teatava aja. Seda aega nimetas ta loomulikuks sünoptiliseks perioodiks. Selle perioodi vältust uurides selgus, et see muutub vastavalt aastaajale ja kestab keskmiselt 6—8 päeva.

Rõhkkondade asukohtade ja liikumise pikemaajaliseks jälgimiseks loomulikus sünoptilises piirkonnas tuleb lehitseda rohkesti sünoptilisi kaarte, mis on esiteks liialt tülikas ja teiseks ei anna olukorrast ülevaatlikku pilti. Selle ebamugavuse kõrvaldamiseks hakkas Multanovski koostama koondkaarte. Koondkaardile kandis ta iga päev väikese valge ringikesena antitsükloni keskkoha ja musta ringikesena tsükloni keskkoha. Päevast päeva koondkaarti täiendades ilmnes, et tekib kaks ringikeste rühma, kus ühes rühmas on antitsüklonid, teises tsüklonid. Seega kujunes kaks rõhkkondade välja.

Koondkaarte koostati mitte ainult õhurõhu kohta, vaid ka temperatuuri, tuule jne. kohta.

Õhurõhu koondkaarte pidevalt täiendades märkas Multanovski, et mustad ja valged ringid viimaks segunesid, nii et mõned mustad ringid sattusid valgete hulka ja ümberpöördult. Seega oli alanud uus sünoptiline periood, mis tõi ilmade muutuse.

Sellised kaardid on sünoptikule suureks abiks, sest neist ilmneb, kui põhjalik on antud olukorras meteoroloogiliste elementide muutus. Kui meil õhurõhk näiteks langeb, aitab õhurõhu koondkaart selgitada, kas õhurõhu langus veel jätkub või on see ainult kohalik mööduv õhurõhu häire, mis ilmade edaspidist kujunemist ei mõjuta. Suurem muutus õhurõhu koondkaardis tähendab aga ka ilmade edaspidist põhjalikumat muutust.

Multanovski leidis, et ilmade kujunemisel on suur tähtsus nn. õhkkonna tegevuse keskustel.

NSV Liidu Euroopa-osa territoorium on kahe sellise suure keskuse mõjupiirkonnas. Üheks niisuguseks keskuseks on Assoori kõrgrõhuala, kust meile saabuvad kõrgrõhkkonnad. Teiseks mõjutab meie ilmu polaarne keskus. Selle nime all mõistab Multanovski mitut polaarset kõrgrõhu- ja samuti ka madalrõhuala. Loomu-

liku sünoptilise perioodi vältel lahkuvad rõhkkonnad nendest keskustest ainult kindlas suunas. Kui keskuse tugevus ja asukoht aja jooksul muutuvad, siis muutuvad sellega ka keskusest lahkuvate rõhkkondade teed ja see toob meile ilmade muutumise. Nii on pikaajaliste ilmaennustuste koostamisel väga tähtis jälgida õhkkonna tegevuse keskustes toimuvaid protsesse.

Ilmade kujunemisel on suur tähtsus ka sellel, kust antitsüklonid saabuvad ja milliseid teid mööda nad liiguvad. Multanovski liigitas antitsüklonite teed Euroopas kolme rühma ja nimetas nende tüüpilise liikumissuuna teljeks. Kui antitsüklonid on hakanud käima mingit teed mööda, liiguvad nad seda teed kogu sünoptilise perioodi vältel. Antitsüklonite tee muutumine tähendab ilmade muutust.

Nendest seisukohtadest lähtudes koostas Multanovski pikaajalisi ilmaennustusi tulemusrikkamalt, kui seda oli tehtud endiste meetoditega. Viimastel aastakümnetel on Multanovski järglased seda meetodit mitmeti täiendanud ja muutnud ning saavutanud ilmade pikaajalises ennustamises veelgi paremaid tulemusi.

XIV PEATÜKK

ILMADE ENNUSTAMINE KOHALIKE TUNNUSTE JÄRGI

212. Kohalikud tunnused. Peale ilmakaartide võib ilmade ennustamiseks kasutada kohalikke tunnuseid. Kohalikkudeks tunnusteks nimetatakse mingis väiksemas piirkonnas tähele pandud loodusnähtusi, mille põhjal peetakse võimalikuks ilmu ennustada.

Kohalikud tunnused aitavad ilmakaartide põhjal koostatud ilmaennustust täpsustada, sest suurele piirkonnale ilmu ennustades pole võimalik ilmade seisus kõiki kohalikke pisiasju ette näha. Nii näiteks on kohalikkude öökülmade ennustamine ilmakaardi põhjal õige raske ja tihti koguni võimatu. Samuti on lugu paljudel kordadel ka sademetega. Sel juhul abistavad ilma ennustamist kohalikud tunnused. Näiteks õhurõhu suur ja kiire langus, õhu niiskuse suurenemine, halo päikese ja kuu ümber jne. kõnelevad madalrõhkkonna lähenemisest ja seega ilmade halvenemise võimalusest.

Peale meteoroloogiliste tunnuste saab ilmade ennustamiseks kasutada veel hulka teisi eluta ja elava loodusega seotud tunnuseid. Järsk meretaseme tõus, merelt kostev eriline kohin, lindude tulek merelt maale jne. kuulutavad halba ilma või vähemalt mere poolt tugevat tuult.

Kõik kohalikud tunnused ei ole ilmade ennustamiseks üheväärsed, vaid mõned neist väärivad teistest rohkem tähelepanu. Kõige väärtuslikumad on kahtlemata puht meteoroloogilised tunnused, nagu näiteks valgusnähtused, õhurõhk, tuul jne. Muid tunnuseid tuleb vähem usaldada.

Peale üldtuntud kohalikkude tunnuste on igal ilmade jälgijal omad, veel kitsamas mõttes kohalikud tunnu-

sed. Näiteks kui talvel suure külmaga hakkab mets kauguses sinama, läheb ilm pehmemaks, või kui suvel mäed eemal sinakas udus virvendavad, on ilma halvenemist oodata.

Kasutades ilmade ennustamisel kohalikke tunnuseid, tuleb meeles pidada, et ei saa lähtuda ainult ühest tunnusest. Ennustuse täideminek on seda kindlam, mida rohkem tunnuseid selle poolt kõneleb ja mida mitmekesisemad need tunnused on.

Kes tahab kohalikkude tunnuste põhjal ilmu ennustada, see peab ilmu pidevalt jälgima. Võimaluse korral on soovitav hankida mõned lihtsamad meteoroloogilised mõõteriistad, nagu aneroidbaromeeter, termomeeter, tuulelipp ja ka juushügromeeter.

213. Vanasõnad ilmadest. Meie esivanemail on ilmadest arvukalt tähelepanekuid, mida on vanasõnadena põlvest põlve edasi pärandatud. Paljud usuvad, et nendes vanasõnades on säilinud vanarahva sajandite jooksul saadud kogemused ilmade ennustamise alal ning seepärast tuleb neid usaldada.

Kõige väärtuslikumaks tuleb pidada puht meteoroloogilistel nähtustel põhinevaid vanasõnu. Niisugustes vanasõnades räägitakse valgusnähtustest, tuultest ja reast teistest meteoroloogilistes nähtustest.

Ka kõie lühenemine, soola märgumine, suitsu valgumine maa poole, kaugete häälte hea kuuldavus ja hulk teisi sääraseid nähtusi aitavad ilmade ennustamise küsimuses orienteeruda.

Ilmade ennustamise seisukohalt väiksema väärtusega on loomariigi eluavaldustel põhinevad vanasõnad. Vähemalt seni pole neid vanasõnu osatud põhjendada.

Üldiselt aga tuleb vanasõnu ilmade ennustamisel õige ettevaatlikult kasutada.

214. Ilmade püsivus. Ilmade ennustamisel järgmiseks päevaks tuleb arvestada seda, et ilmadel on püsivuseks suurem kalduvus kui muutumiseks, sest ilmadel on teatav inertsus, mis avaldub ilmade püsivuses mitte ainult mõne päeva jooksul, vaid koguni kuude ja sesoonide vältel. Näiteks talvel kestab käre külm mõnikord nädalaid ja samuti võib kogu suvi olla põuane. Ilmad kalduvad teisel päeval muutuma tavaliselt kolm kuni viis korda vähem kui püsima.

Kõik meteoroloogilised elemendid ei ole aga ühevõrra

inertsed, vaid mõnedel on tung püsivusele suurem kui teistel. Näiteks temperatuur on sademeist, tuulest ja pilvitusest palju püsivam. Temperatuuri püsivus järgmiseks päevaks on Euroopas 65—80%.

215. Ilmade ennustamine õhurõhu järgi. Üheks tähtsamaks kohalikuks tunnuseks ilmade ennustamisel on õhurõhk.

Vanematel aneroidbaromeetritel on õhurõhku näitavale astmikule märgitud peale millimeetrite veel sõnad «selge», «külm», «tuuline» jne. Seda ärilisel otstarbel kirjutatud teksti ei tule arvestada, sest aneroidbaromeeter ei ennusta mitte ilmu, vaid näitab ainult õhurõhu suurust.

Kõrgrõhkkondade puhul on ilm harilikult hea, madalrõhkkondade puhul aga tuuline ja sademetega. Väga tähtis on teada, kas õhurõhk tõuseb või langeb ja kui kiiresti see toimub, sest vastavalt sellele muutub ka ilm.

Kui juba mõnda aega on püsinud hea ilm ja õhurõhk hakkab ühel päeval pidevalt langema, siis on see ilma halvenemise tunnuseks.

Kui õhurõhk oma kõrgusele vaatamata väga kiiresti langeb, siis on oodata tormi.

Kui õhurõhk mitu päeva aeglaselt, kuid pidevalt tõuseb, on oodata head ilma. Talvel toob see külma, suvel kuuma.

Õhurõhu kiire muutumine ühes ja teises suunas on ebakindlate ilmade tunnuseks.

216. Ilmade ennustamine pilvede järgi. Pilvede põhjalikum muutumine tähendab rõhkkondade ja sellega ühtlasi ka ilmade muutumist. Seepärast tuleb pilvi ilmade ennustamisel väga väärtuslikeks pidada.

Kui võrdlemisi vaikse ilma korral tekivad kiiresti liikuvad pilved, ennustab see tuule tugevnemist. Tuult võib oodata pilvede liikumise suunast.

Kui läänest ilmuvad selgesse taevasse üha tihenevad kiudpilved, tähendab see kas madalrõhkkonna lähenemist samalt poolt või vähemalt seda, et madalrõhkkond asub lääne pool. Mida kiiremini kiudpilved liiguvad ja mida kiiremini nende kuju muutub ning nad tihenevad, seda kindlamalt võib oodata madalrõhkkonna lähenemist.

Kui kiudpilvi asendavad aeglaselt madalamad pilved, võib ühe kuni kahe päeva pärast esineda sademeid.

Kui pilvisesse taevasse ilmuvad rünkpilved, mis muutuvad järjest massiivsemaks, ning sellele kaasneb õhurõhu langus, siis on oodata vihma.

Kui suure rünkpilve kohal on õhuke pilveloorike, mida nimetatakse rünkpilve mütsiks, võib mõne tunni pärast kindlasti äikest oodata. Äikest ennustavaks tunnuseks on ka suvehommikul selgesse sinisesse taevasse ilmunud väikesed valged lumepalle meenutavad pilved. Need pilvekesed ilmuvad sagarikus ja nende iga kestab ainult mõne minuti.

Mustjas-hallikad massiivsed pilved, mille ülemine serv on hambuline ja kohati võrdlemisi suurte sälkudega, on samuti äikest ennustavateks tunnusteks. Tavaliselt ilmuvad need pilved paar tundi enne äikest.

Äikest ennustavaks tunnuseks on ka kottidena allarippuvad pilved. Neid nimetatakse udarpilvedeks.

Kui rünkpilved õhtuks ei vähene, tuleb oodata ilma halvenemist.

Kui pärast madalrõhkkonna möödumist võib rebitud rünkpilvede vahelt näha kiiresti jooksvaid kiudpilvi, siis on uus madalrõhkkond lähenemas, kuigi õhurõhk tõuseb.

Kuiva ilmaga, mis on kestnud juba tükk aega, pole üksikute lamedate valgete rünkpilvede tekkimine ilma halvenemise tunnuseks. Ka kõige suurema ja kestvama põua ajal ning samuti haruldaselt kõrge õhurõhu puhul esineb taevas lamedaid rünkpilvi. Neid pilvi nimetatakse hea ilma rünkpilvedeks.

217. Ilmade ennustamine tuule järgi. Rõhkkondade vaatlemisel selgus, et kui seista seljaga vastu tuult, siis on madalrõhkkonna keskkoht meie ees pisut vasakul. Nii saab tuule abil määrata rõhkkonna keskosa asukoha suunda. Selleks peab aga tuule tugevus olema küllaldane, sest nõrk tuul, mis vaevalt puulehti liigutab, seda suunda ei näita. Meenutagem siin ka seda, et mandril kaldub tuul põhjapoolkeral õhurõhu horisontaalsest gradiendist 45—60° paremale poole (lõunapoolkeral vasakule poole).

Oletame, et tuul puhub kagust. Reegli järgi on madal-

rõhkkonna keskkoht meie ees, tuule suunast 45—60° vasakul pool — seega kusagil läänes. Kui mõne tunni pärast näeme, et tuul on pöördunud kagust lõunasse, siis tähendab see, et madalrõhkkonna keskkoht on liikunud ida poole. Kui edaspidi pöördub tuul üle lõuna edelasse, näitab see, et madalrõhkkonna keskkoht on liikunud veel rohkem ida poole ja möödunud meist seega põhja poolt.

Nii näitas tuule pöördumine päripäeva, et madalrõhkkond möödus meist põhja poolt, riivates meid oma lõunapoolse sooja ja sademeterohke küljega.

Vaatleme nüüd teist juhtu. Oletame, et esialgu puhub jällegi kagutuul. See tähendab, et madalrõhkkonna keskkoht asub kusagil läänes. Edasi näeme, et tuul on pöördunud itta, mis näitab, et madalrõhkkonna keskkoht on liikunud edelasse. Järgmisel vaatlusel näeme, et tuul on pöördunud kirdesse. Seega pöördus tuul vastupäeva, näidates, et madalrõhkkond möödus meist lõuna poolt ning riivas meid oma jaheda ja hoogvihmade küljega.

Analoogiliselt pöördub tuul ka antitsükloni liikumisel.

Seega näitab tuule suuna pöördumine kas vastu- või päripäeva madalrõhkkonna liikumissuunda ja aitab nii ilma ennustada.

Kui tuule suund ei muutu ja õhurõhu langus jätkub, on põhjust arvata, et tsüklon liigub keskkohaga meie poole.

Kui selge ilmaga on tuul puhunud mitu päeva ühest suunast ja järsku suunda muudab, siis on oodata ilmade muutust.

Kui tuul suvel selge ilmaga õhtuks tõuseb ja päike loojub pilvedesse, siis ilm lähemal ajal halveneb.

Kui öösel on tuulevaikus ja keskpäeval tuul tõuseb ning õhtuks jällegi vaibub, on see hea ilma tunnuseks.

218. Ilmade ennustamine optiliste nähtuste järgi. Optilisi nähtusi tuleb ilmade ennustamisel pidada kindlateks tunnusteks.

Halod päikese ja kuu ümber kõnelevad sellest, et kõrgemates õhukihtides on jääkristallidest koosnevad kiudkihtpilved, kuigi palja silmaga neid ei näe. Teatavasti on need pilved madalrõhkkondade eelkäijaiks. Halode

ilmumise järel võib ühe kuni poolteise päeva pärast oodata sademeid.

Kui päike loojub punetades, tähendab see, et õhus on palju veeauru. Seda võib öelda ka päikesetõusu kohta. Siin tuleb aga tähele panna, et see värvus oleks tõesti vaskpunane, sest kollane värvus on hea ilma tunnuseks.

Suvel osutab tähtede intensiivne vilkumine vihma lähenemisele. Vihma eel on tähtede värvuses rohkesti sinist, põua eel rohelist.

Kui kuud ja tähti katab õhuke pilvekord, võib mõnikord nende kõige lähemas ümbruses näha värvilist helendust, mida nimetatakse taraks. Tara põhjustavad pilve veepiisad ja jääkristallid. Tara suurus ja heledus oleneb veepiiskade suurusest. Väike tara näitab, et pilves on suured veepiisad, suur tara tõendab, et pilv koosneb väikestest veepiiskadest. Tara muutumine ühes või teises suunas tähendab veepiiskade suuruse muutumist. Kui piisad suurenevad, läheneb sadu.

Astronoomid on märganud, et mitu päeva enne ilmade halvenemist muutuvad tähtede vaatlustingimused halvaks.

219. Mitmesuguseid teisi tunnuseid. Kui hea ilma korral suits korstnast maa poole valgub, siis on oodata ilma halvenemist.

Kui sool tõmbub niiskeks, on oodata sadu.

Kui köied ja linased paelad tõmbuvad lühemaks, on sadu tulemas.

Kui vaikse ilmaga hakkab meri kohisema, on mere poolt oodata tuult.

Suur kaste hommikul on hea ilma tunnuseks.

Kui õhtul ja öösel on madalamates kohtades udu, mis hommikul päikesetõusuga kaob, tuleb hea ilm.

Kui öösel on metsas märgatavalt soojem kui lagedal põllul, on head ilma oodata.

220. Kas Kuu mõjutab ilmu? Palju vanasõnu ilmadest kõneleb Kuu mõjust ilmadele. Veel praegugi leidub inimesi, kes räägivad noor- ja vanakuu ilmadest.

Astrometeoroloogia ehk õpetus sellest, kuidas taevakehad mõjutavad ilmu, on väärõpetus, sest taevakehade liikumise järgi ei saa keegi ilmu ennustada. Usk Kuusse on õige vana ja tekkis ammu enne meie ajaarvamist. Eriti aktiivseks muutus see XVI sajandil. Kuid uurimised

näitavad, et pole mingit alust arvata, nagu oleneksid ilmad kuidagi Kuust.

Vastavatest arvutustest selgub, et õhurõhk võib Kuu mõjul muutuda 0,02 mm võrra, mis aga ilmadele mingit märgatavat mõju ei avalda.

221. Meri hoiatab. Rohkesti vanasõnu ilmadest kõneleb sellest, et enne tormi tulevad linnud merelt maale. Teadlased on tähele pannud, et see on üldiseks nähtuseks kõikide merede rannikutel.

Seni püüti seda nähtust seletada järgmiselt. Linnud lendavad tavaliselt kaugele merele ja tõusevad seal kõrgele õhku. Tormide uurimisel on selgunud, et kõrgemates õhukihtides tekib torm harilikult enne kui mere- ja maapinna lähedal. Nii tabab torm merel kõrgele tõusnud linde ja sunnib neid maale põgenema. Seega pole lindudel mingit tormi ennustavat organit, vaid torm ise sunnib neid põgenema. Nüüd on aga selgunud, et lindude maale põgenemisel on koguni teine põhjus.

On tähele pandud, et lindude kõrval on tormi suhtes tundlikud ka mõned mere ääres elunevad putukad, kes enne tormi põgenevad merest eemale. Ranna läheduses madalas vees elunevad kalad põgenevad aga enne tormi sügavamasse vette, sest tormiga võivad suured lained neid kergesti kuivale paisata.

Merede uurimisel on selgunud, et tormi eel hoiatab meri ise linde, putukaid ja kalu. Nimelt on leitud, et merel on hääli, mis tekivad ilma inimese ja loomariigi kaastegevuseta. See on tuule poolt laineharjadel tekitatud mere hääl, mida inimese kõrv ei taju.

Teatavasti on hääl õhu lainetus ja inimese kõrv tajub seda ainult siis, kui laine võngete arv on sekundis 16 kuni 20 000. Kui võngete arv sekundis on vähem kui 16, nimetatakse seda häält infrahääleks ja inimene seda ei kuule. Loomade kuulmisaparaat aga tajub nii madalaid hääli. Tugevate tuultega kandub see mere hääl kaugele ja nii hoiatab meri loomariiki tormi eest.

222. Kas suvi oleneb eelnenud talvest? Väga laialdaselt on levinud arvamus, et suveilmad olenevad eelnenud talve ilmadest. Arvatakse, et külmale talvele järgneb kuum suvi ja soojale talvele jahe suvi. Kui see nii oleks, võiks iga kohalike ilmade jälgija sesoonideks ilmu ennustada.

Eri aastaaegade ilmade omavahelise seose küsimust on uurinud paljud teadlased. Kesk-Euroopas kasutati kolme meteoroloogiajaama vaatlusandmeid aastatest 1761—1952 ja püüti nende põhjal leida üksikute kuude ilmade suhet. Selgus, et kui oktoober on Kesk-Euroopas vähemalt 2° normaalsest soojem ja sademeid on normaalsest vähem või normi piires, siis võib tõenäoliselt oodata, et jaanuar kujuneb normaalsest külmemaks. Kui oktoober on enam kui 1,5° normaalsest jahedam ja ka november on külmem, siis võib kaunis kindlalt oodata normaalsest soojemat veebruari.

Oxfordis uuriti 1821.—1950. aastate andmete põhjal küsimust, kas külma sügise põhjal saab midagi öelda eeloleva talve ilmastiku kohta. Leiti, et kui sügiskuude temperatuur ei kaldu normaalsest üle 1,6° kõrvale, ei esine sügise ja talve ilmastiku vahel mingit seost. Kuid väga soojale või väga külmale sügisele järgneb enamasti vastavalt soe või külm talv.

Uurides Berliini suve- ja talveilmade omavahelist seost, on teadlased jõudnud järgmistele tulemustele.

Keskmiselt soojale suvele järgneb keskmiselt soe talv. Väga soojale suvele järgneb külm talv. Keskmiselt külmale talvele järgneb jahe suvi. Väga külmale talvele järgneb väga jahe suvi. Edasi väidetakse Berliini suhtes, et pehmed talved ei esine siin üksikult, vaid neid järgneb üksteisele mitu, eriti veel siis, kui pehmeid talvi pole pikemat aega olnud. Pehme talv on külmast talvest tavaliselt pikem ja algab mitte detsembris, vaid juba novembris ja kestab märtsini.

Göttingenis on leitud, et külm suvi ja külm talv korduvad sagedamini kui soe suvi ja pehme talv. Pehmele talvele järgneb aprillis ja mais külm.

NSV Liidu Euroopa-osa territooriumi talve- ja suveilmade omavahelist sõltuvust on uurinud nõukogude teadlane L. I. Blumina, kes kasutas 55 aasta vaatlusandmeid. Oma töös jõudis ta järgmistele tulemustele.

Erakordselt soojale talvele ei järgne väga külma kevadet ja erakordselt külmale talvele ei järgne väga sooja kevadet. Haruldaselt soojale talvele võib järgneda haruldaselt soe kevad, kuid mitte alati. Väga külma talve järel võib tulla haruldaselt külm kevad, kuid samuti mitte alati.

Nii ei saa suveilmade järgi ennustada talveilmu ja talve põhjal teha põhjendatud oletusi suve kohta.

Kuid siiski aitavad mitme kuu ilmad teha järgnevate kuude ilmade kohta oletusi. Nii näiteks on nõukogude teadlane G. J. Wangenheim leidnud, et kui talvekuudel (jaanuaris ja veebruaris) liigub õhk peamiselt läänest, siis märtsis ja aprillis on õhuvool põhjast ja mais idast. Vastavalt sellele kujuneb ka õhutemperatuur. Samuti võimaldavat ka õhu liikumine teistel kuudel neile järgnevate kuude ilmade seisu ette näha.

XV PEATÜKK

PÕLLUMAJANDUS JA ILMAD

223. Agrometeoroloogia. Taime- ja loomariigi suure sõltuvuse tõttu ilmadest peab põllumajandus teistest inimese tegevusaladest rohkem ilmu jälgima. Põllumajanduse huvi meteoroloogiliste küsimuste vastu on nii suur, et aja jooksul on välja kujunenud vastav teadusharu — põllumajanduse meteoroloogia ehk agrometeoroloogia.

Milles seisneb agrometeoroloogia ülesanne?

Agrometeoroloogia ülesandeks on selgitada põllukultuuride kasvamise ja arenemise sõltuvust meteoroloogilistest teguritest. Meteoroloogiliste vaatluste ja viljakasvu jälgimisega tuleb lahendada küsimus, kuidas ilmastikutingimused mõjutavad taimekasvu.

Kõiki agrometeoroloogilisi küsimusi ei saa siiski lahendada ainult vaatlustega, vaid paljude probleemide selgitamiseks on vaja korraldada katseid. Selleks peavad olema vastavad katsepõllud ja laboratooriumid.

Et taimede nõuded klimaatiliste tingimuste suhtes on väga erinevad, tuleb iga taimeliigi kasvu vaadelda eraldi. Vaatlused näitavad, mil määral mingi meteoroloogiline element taime arenemist ja kasvu soodustab ning millal see hakkab kahjulikult mõjuma. Selleks on vaja põllukultuure ja meteoroloogilisi elemente jälgida üheaegselt.

Agrometeoroloogia ei saa aga viljakasvu ainult ükskõikselt jälgida, katseid korraldada ja viimaste tulemusi protokollida, vaid tema peamiseks ülesandeks on kaasa aidata viljasaagi suurendamisele ja vilja kvaliteedi tõstmisele. Neid ülesandeid saab ta täita ainult siis, kui ta oma uurimistulemusi igakülgselt levitab.

Põllumajanduse alal töötajad peavad olema informee-

ritud eelolevatest ilmadest, sest ilmad ei määra ainult kevadiste põllutööde algust ja sügiseste lõppu, vaid ilmadest oleneb kogu põllutööde käik ja viljade kasvamine ning arenemine. Seega on ilmade ennustamisel põllumajanduses suur tähtsus ja see on tihedalt seotud agrometeoroloogiliste uurimistega, kusjuures viimased aitavad omalt poolt põllumajanduse jaoks ennustusi täpsustada.

Põllumajanduse korraldajatel peavad olema andmed viljade seisundist alates külvist kuni viljakoristuseni. Talve saabumisel peab olema ülevaade, millises olukorras läksid viljad lume alla, varakevadel tuleb juba ammu enne lumikatte sulamist saada ülevaade viljade olukorrast.

Väga tähtis on kevadel viljade seemendamisel teada pinnase temperatuuri ja edaspidi saada süstemaatiliselt andmeid pinnase niiskusest, sest viljakasvule on niiskus suure tähtsusega, eriti suve esimesel poolel.

Juba ammu enne viljakoristust peab agrometeoroloogia koguma andmeid loodetava saagi kvaliteedi ja suuruse kohta ning ennustama saaki.

224. Venemaa on agrometeoroloogia sünnimaa. Venemaal algasid esimesed agrometeoroloogilised vaatlused juba aastal 1884. Vaatluste organiseerijaks oli klimatoloog A. I. Vojeikov. Ta avaldas agrometeoroloogiliste vaatluste kava ja üleskutse vaatluste korraldamiseks. Järgmisel aastal algasid vaatlused juba viiekümnes kubermangus.

Eriti suured teened agrometeoroloogia arendamisel Nõukogude Liidus on professor P. I. Brounovil (1852—1927), keda peetaksegi agrometeoroloogia rajajaks.

Brounovi ettepanekul loodi aastal 1897 Põllutööministeeriumi juurde Põllumajanduse Meteoroloogia Büroo, mille ülesandeks oli kogu riigis vastavate vaatluste ja katsete korraldamine. See oli esimene taoline asutus maailmas. Brounovi algatusel asutati hulk meteoroloogiajaamu ja vaatluspunkte.

Brounov ei olnud agrometeoroloogiliste vaatluste rajajaks ja korraldajaks ainult Venemaal, vaid teda tunti ka väga laialdaselt välismaal. Tema juhtimisel organiseeriti mitmes Lääne-Euroopa riigis agrometeoroloogiajaamade võrk.

225. Agrometeoroloogilised vaatlused kolhoosis. Et meteoroloogiliste vaatluste andmed oleksid põllumajanduses kasutatavad, tuleb põllukultuuride kasvu ja arenemist ning ilmastikku jälgida paralleelselt. Lähtudes vajadusest parandada põllumajanduse varustamist meteoroloogiliste andmetega, võttis Eesti NSV Ministrite Nõukogu 1959. aasta sügisel vastu otsuse agrometeoroloogiliste vaatluspunktide rajamise kohta kolhoosides ja sovhoosides.

Taolistes vaatluspunktides tehtavate vaatluste kava tuleb koostada nii, et vaatlused oleksid lihtsad ja võtaksid võimalikult vähe aega. Nii näiteks koosnevad meteoroloogilised vaatlused maksimaalse ja minimaalse temperatuuri ning sademete mõõtmisest üks kord päevas (kl. 8 hommikul), milleks kulub aega umbes kümmekond minutit.

Põldudel tehakse vaatlusi vastavalt kolhoosi või sovhoosi vajadustele ja võimalustele, nagu näiteks künnikihi temperatuuri mõõtmine kevadel, mulla niiskuse hindamine, kultuuride seisukorra ja arenemisfaaside vaatlused, lumikatte ja kultuuride talvitumise olukorra jälgimine jne. Seega vaadeldakse seda, mida majandi juhtkonnal, eriti aga agronoomil tööde edukaks organiseerimiseks on vaja teada. Vaatlusi põllul peaks tegema kas agronoom või mõni teine agronoomilise ettevalmistusega töötaja, meteoroloogilisi vaatlusi võiks teha näiteks kolhoosi kontori töötaja. Soovitav on, et vaatlusi teeksid need töötajad, kes ka ise selle töö vastu huvi tunnevad, siis on tulemused paremad.

226. Pinnase niiskuse mõõtmine. Taim saab niiskuse, mida ta vajab kogu kasvuperioodi vältel, pinnasest. Taimede veevajadus on vastavalt taimeliikidele ja taime arenemisfaasidele erinev.

Pinnas peab olema küllaldaselt niiske kuni selle sügavuseni, kuhu ulatuvad taimede juured. Vaatlused näitavad, et taimede juured pikenevad õige kiiresti. Nii näiteks on mesika juured seitsmendal päeval pärast idanemise algust juba 20 cm pikkused ja õitsemise alguses on juurte pikkus koguni üle meetri. Mõnel teraviljal võivad juured tungida isegi 2 m sügavuseni.

Pinnase niiskust tuleb mõõta seal, kus tehakse taimede vaatlusi. Niiskust on soovitav määrata iga kümne päeva järel, 10., 20. ja 30. kuupäeval, ja mõõtmisi teos-

tada lume äraminekust kuni lume tulekuni. Niiskust tuleb mõõta iga 10 cm sügavuse järel kuni 1,5 m sügavuseni. Ka talvel on vaja niiskust määrata, ja seda vähemalt kord kuus.

Üks pinnase niiskuse mõõtmise viise seisneb selles, et puuriga võetakse soovitavast sügavusest pinnaseproovid, pannakse need purkidesse ja kaalutakse. Selle järel asetatakse purgid kuivatusahju, kus temperatuur on 100—105°, ja kuivatatakse proove vastavalt nende iseloomule 6—12 tundi, mille järel need uuesti kaalutakse. Kui on teada tühja purgi kaal ja kuivatamata ning kuivatatud mullaga purgi kaal, võib sellest leida kuivatamisel ära auranud vee kaalu. Teades purkide mahtu, on kerge leida, kui palju vett grammides või kilogrammides sisaldab üks kuupmeeter pinnast, mis ongi pinnase niiskuseks.

227. Öökülmade ennustamine. Öökülmaks nimetatakse õhu miinimumtemperatuuri langemist öösel alla 0° perioodil, mil ööpäeva keskmine temperatuur on positiivne. Selline temperatuuri langus võib meie oludes saada aedviljale ohtlikuks.

Öökülmade kahjuliku mõju vastu võitlemiseks peab oskama kõigepealt öökülmi ennustada.

Öökülmad võivad tekkida põhiliselt kahel viisil: külma õhu juurdevoolamisel madala temperatuuriga alalt või öise soojuse väljakiirgamise tagajärjel pinnasest, millega temperatuur langeb alla 0°. Esimesi öökülmi nimetatakse *advektiivseteks*, teisi *kiirgamise ehk radiatsioonilisteks* öökülmadeks. Enamus öökülmi on põhjustatud nii külma õhu juurdevoolamisest kui ka pinnase temperatuuri langusest tekkinud jahenemisest.

Advektiivseid öökülmi ennustab ilmakaartide põhjal vastav keskasutus ja neid ennustusi antakse regulaarselt iga päev raadio kaudu edasi, nii et aiandus on öökülmade saabumisest õigeaegselt informeeritud. Palju raskem on aga ilmakaartide alusel kiirgamisest põhjustatud öökülmi ennustada, sest need olenevad kohalikkudest oludest. Seepärast mainitakse raadio teel antavates ilmaennustustes ainult rajoonid, kus need öökülmad on võimalikud.

Kiirgamisest tingitud öökülmi ennustatakse sageli kogemuste põhjal.

Viimastel aastatel on Nõukogude Liidus ilmunud öökülmade ennustamise alal mitmeid väärtuslikke töid, kus

antakse öökülmade ennustamiseks vastavaid valemeid, mis on leidnud ka üldist kasutamist.

Valemite mitmekesisust põhjustab asjaolu, et öökülmade ennustamiseks kasutatakse erinevaid võimalusi. Brounov näiteks jõudis oma uurimistes otsusele, et kui kell 21 on õhutemperatuur 10° ja kella 13 ning 21 temperatuuride vahe on 5°, siis on öökülm eeloleval ööl võimalik. Teise reegli järgi võib öökülma oodata siis, kui kell 21 langeb kastepunkt 2°-st madalamale ja ilm on selge ning tuuleta. Kolmas reegel ütleb, et mida väiksem on õhu absoluutne niiskus, seda enam on põhjust öökülma oodata.

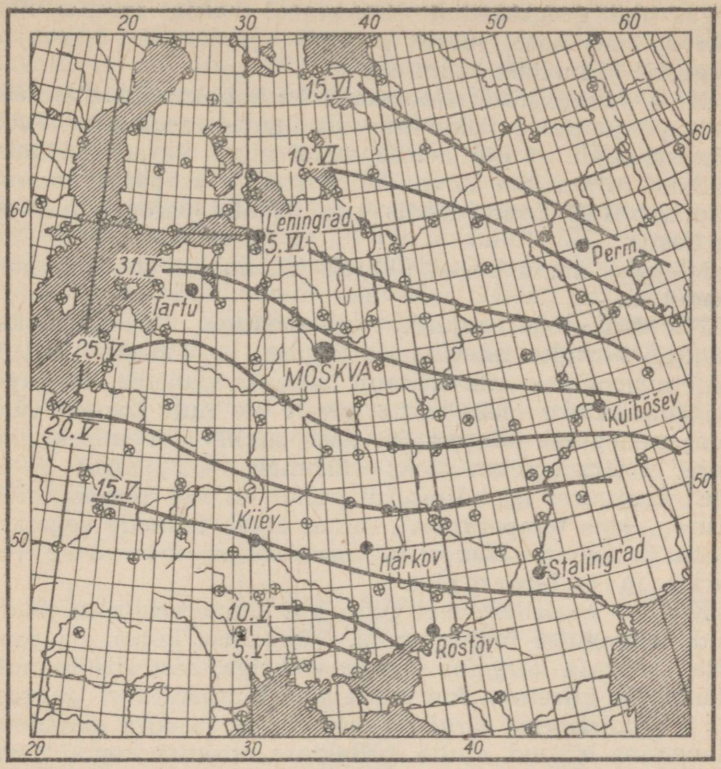
228. **Kevade saabumine.** Põllumajandusele on väga tähtis teada, millal on võimalik põllutöid alustada ja millal algab tegelik vegetatsiooniperiood taimede talvepuhkusest vabanemise ja uuele elule ärkamisega. Suvel on tähtis teada, millal algavad taimede arenemisfaasid, kui kaua iga üksik faas vältab ja mis ajaks vili valmib.

Kõige selle õigeaegne ennustamine on agrometeoroloogiale tähtsaks, kuid ühtlasi ka raskeks ülesandeks. Kuigi nende sündmuste ettenägemine pole kerge, on Nõukogude Liidu agrometeoroloogia saavutanud sel alal siiski niivõrd tähelepanuväärseid tulemusi, et see on saanud üldise tunnustuse osaliseks. Et saada kujutlust nende sündmuste ennustamise võimalustest, peatume lühidalt nende küsimuste juures.

Temperatuuri vaatlemisel nägime, et suurel maa-alal temperatuuri seisust ja muutustest parema ülevaate saamiseks joonestatakse temperatuuri kaardid, millel võrdse temperatuuriga kohad ühendatakse kõverjoonega.

Samuti võib koostada ka *fenoloogiliste* ehk elava looduse sesoonsete nähtuste kaarte. Selleks tuleb geograafilisel kaardil ühendada kõverjoonega need kohad, kus mingi fenoloogiline nähtus on toimunud ühel ja samal ajal. Kaardid võib valmistada näiteks selle kohta, millal lõokesed tulid tagasi, millal rukkil algas pealoomine, millal õitsemine jne. Nii võib kõikidest fenoloogilistest nähtustest kaarte koostada. Neid kaarte nimetatakse *isofeenide* kaartideks.

Nõukogude Liidu Euroopa-osa kohta joonestatud rukki pealoomise kaardilt (joon. 47) näeme, et lõunapoolsetes rajoonides algab pealoomine palju varem kui põhja pool. Nii algab see Rostovis Doni ääres keskmiselt 10. mail,



Joon. 47. Rukki pealoomise isofeenid

Kiievis 15. mail, Kuibõševis 25. mail, Leningradis 5. juunil jne. Nõukogude Liidu Euroopa-osa keskmistes rajoonides liigub rukki pealoomise isofeen lõunast põhja poole kiirusega viiskümmend kilomeetrit ööpäevas, läbides seega ühe geograafilise laiuskraadi kahe ööpäevaga.

Isofeenide põhja poole liikumise kiirus on iga taime ja arenemisfaasi puhul erinev. Näiteks hirsi vahaküpsuse isofeeni kiirus on 30 km ööpäevas, nisul keskmiselt 40 km jne.

Skandinaavias teostatud vaatlused näitavad, et ka seal liiguvad isofeenid kevadel lõunast põhja poole. Kuid seal toimub see liikumine teisiti kui Nõukogude Liidu territooriumil. Kesk-Skandinaavias hilineb taimede õitsemise

algus ühe geograafilise laiuskraadi kohta aprillis neli päeva, mais kaks, juunis poolteist, juulis pool päeva ja augustis hilinemist enam ei ole.

Meie vabariigi territooriumil toimub kevadine isofeenide põhja poole liikumine võrdlemisi aeglaselt. Juba vanasti öeldi, et Põhja-Harjumaal algab kevad ligi kaks nädalat hiljem kui Lõuna-Võrumaal ja seepärast valmivad ka viljad Lõuna-Eestis kaks nädalat varem kui Põhja-Eestis.

Mägedes algab kevad üldiselt hiljem kui madalamatel aladel.

229. Viljadele vajalik temperatuur. Temperatuur määrab kevadel taimekasvu alguse ja lõpetab sügisel vegetatsiooniperioodi. Et taim hakkaks idanema, on vaja, et temperatuur oleks mitte ainult üle null kraadi, vaid veel mõnevõrra kõrgem. Näiteks rukki idanemiseks on vaja, et temperatuur oleks vähemalt 1—2°, nisul 3—4° jne., kusjuures iga viljasordi puhul on see temperatuur erinev. Seda temperatuuri, milles algab taimede vegetatsioon ja seemne idanemine, nimetatakse *bioloogiliseks miinimumiks*.

Külviks on sellest veel vähe, kui temperatuur on jõudnud bioloogilise miinimumini. Võimaluse korral on soovitav külvata kõrgema temperatuuriga, sest siis toimub idanemine kiiremini kui madalama temperatuuri juures. G. Z. Ventskevitši järgi on nisu, kaera ja odra massiline idanemine alanud mulla küllaldase niiskuse korral seda varem, mida kõrgem on õhutemperatuur. Järgmised arvud näitavad, kuidas päevade arv, mis on vajalik tõusmete teatava tasemeni jõudmiseks, sõltub õhutemperatuurist.

Ööpäeva keskmine temperatuur	6°	8°	10°	12°	14°	16°	18°
Päevade arv külvist	25	17	12	10	8	7	6

Nii on 18°-lise õhutemperatuuri korral tõusmed kerkinud umbes 4 korda kiiremini kui 6° puhul.

Vaatlustest nähtub, et temperatuuri tõusmisel vilja kasv kiireneb. See kehtib aga ainult temperatuuri tõusu kohta teatava kõrguseni, millest kõrgemal kasvamine aeglustub. Kasvamiseks kõige soodsamat temperatuuri nimetatakse optimaalseks temperatuuriks, kõige madalam kasvamist võimaldav temperatuur on minimaalne, kõige kõrgem — maksimaalne temperatuur.

Möödunud sajandi lõpul oletasid mitmed teadlased, et vili vajab valmimiseks teatavat temperatuuride summat. Arvati, et kui liita vilja idanemisest kuni valmimiseni esinevad null kraadist kõrgemad ööpäeva keskmised temperatuurid, siis saab iga vilja kohta temale vastava temperatuuride summa, mis on püsiv suurus. Hiljem aga leiti, et selline positiivsete temperatuuride summa üksi ei ole küllaldane taime kasvu termiliste tingimuste selgitamiseks, vaid viljadele on tähtis ainult see temperatuur, mis võimaldab idanemist, kusjuures viimane võib olla mitu kraadi üle nulli. Lähtudes sellest, hakati arvutama viljadele vajalikkude temperatuuride summasid, et viimaste põhjal ennustada viljade arenemisfaaside saabumise päevi ja viljade valmimist.

Tabelis 11 on antud mõnede põllukultuuride kasvamiseks ja arenemiseks vajalik temperatuur ning vegetatsiooni ajajärgu pikkus viimastel aastatel kogutud andmete järgi.

Tabel 11

Põllukultuur	Vegetatsioon päevades	Üle 10° ööpäeva keskmiste temperatuuride summa
Talirukis	140—180	1600—1900
Suvinisu	90—120	1700—1900
Hernes	60—130	1500—2500
Suhkrupeet	150—170	2200—2400
Mais		2100—2500

Neid andmeid varasematel aastatel kogutud andmetega võrreldes nähtub, et nad on ligikaudu võrdsed.

230. Viljade jaroviseerimine. Taime kasvamist jälgides näeme, et taime nõudlikkus meteoroloogiliste elementide suhtes muutub taime kasvu ajal. Teatud kasvuperioodil vajab taim võrdlemisi madalat temperatuuri, mõnel teisel ajavahemikul aga endisest tunduvalt kõrgemat temperatuuri. Samuti erinev on taime nõudlikkus ka teiste meteoroloogiliste elementide, nagu niiskuse, valguse jne. suhtes. Sellest näeme, et taime elus on erilised arenemisstaadiumid, kusjuures igas staadiumis vajab taim teatavaid kindlaid meteoroloogilisi tingimusi. Nimetatud asjaolust lähtudes lõi akadeemik T. D. Lõs-

senko taimede stadiaalse arenemise teooria. Jälgides pikemat aega taimede kasvamist ja arenemist, jõudis Lõssenko otsusele, et teravilja üheaastane arenemine seisneb üksikute arenemisstaadiumide ehk etappide läbimises. Staadiumi läbimisel toimub mitte ainult taime massi suurenemine, vaid tekivad ka sügavamad kvalitatiivsed muutused. Seni on näiteks talinisul avastatud kaks arenemisstaadiumi: jaroviseerumis- ja valgusstaadium.

Teoreetilised uurimised ja vastavad katsed näitavad, et mõnede viljade seemneid on võimalik selliselt mõjutada, et nad juba enne külvi läbivad esimese arenemisstaadiumi, mis tegelikult tuleks läbida alles mullas. Selleks tuleb seemneid jaroviseerida.

Milles seisneb jaroviseerimine? Näiteks talinisu jaroviseerimisel laotatakse nisu seemned aida põrandale, nii et ühel ruutmeetril ei oleks rohkem kui 50 kg seemet. Laialilaotatud seemet niisutatakse teatud vaheaegade järel kolm korda. 5—10°-lise temperatuuri juures hakkab seeme idanema 2—3 päeva möödumisel. Kui mõnedel teradel on idud juba välja tulnud, alandatakse temperatuuri 0—2°-ni ja hoitakse seemet paarkümmend päeva sellises olukorras. Seda seemne paisunud olekus hoidmist nimetataksegi jaroviseerimiseks (suvitumiseks).

Jaroviseerimise eesmärgiks on põllukultuuride saagi suurendamine, valmimise kiirendamine ja teatud viljade viimine põhjapoolsematesse laiustesse. On selgunud, et jaroviseerimine on tähtis ka kaitsel põua vastu. Viljad, mille seemned ei ole jaroviseeritud kas enne külvi või mis pole jaroviseerunud mullas, ei õitse ega kanna vilja.

231. Viljade valgusstaadium. Pika ja lühikese päeva taimed. Jaroviseerumisstaadiumile järgneb valgusstaadium. See on ajajärk, mille vältel vili vajab rohkesti valgust. Valgusenõudlikkuse poolest on taimed erinevad — ühed vajavad normaalseks kasvamiseks pikemat päeva kui teised. Kui valguse suhtes ühtedes tingimustes kasvanud taim asetada teistesse tingimustesse, ei kasva ta enam normaalselt. Vaadeldes taimede valgusenõudlikkust vastavalt geograafilisele laiusele, näeme, et troopilised taimed vajavad normaalseks kasvamiseks lühikest päeva, parasvööndis kasvavad taimed aga pikemat päeva. Neid taimi, mis läbivad valgusstaadiumi kiiresti ja hakkavad õitsema seda kiiremini, mida lühem on päev ja pikem öö,

nimetatakse lühikese päeva taimedeks. Sellised on näiteks mais, päevalill, kurk, tomat jne. Taimi, mis vajavad arenemiseks pikemat päeva, nimetatakse pika päeva taimedeks. Niisugused on nisu, rukis, kaer, oder, lina, ristik jne.

Mida lähemal poolusele, seda pikemad on suvel päevad, s. t. seda enam saab taim valgust. Tabel 12 annab ülevaate sellest, kuidas geograafilise laiuse kasvamisega päevad suvel pikenevad.

Tabel 12

Päeva pikkus tundides erinevatel geograafilistel laiustel

Laius kraadides	11. mail	10. juunil	10. juulil
66	18.38	23.26	21.58
60	16.50	18.46	18.26
54	15.46	17.02	16.52
42	14.26	15.12	14.56
36	13.58	14.34	14.28

Valguse rohkusest oleneb viljasaagi väärtus. Kui on palju päikesepaisteta ilmu, väheneb suhkrupeedi suhkrusisaldus, kartulis tärklise hulk jne. Tähtis on nii valguse kestus kui ka intensiivsus. Valguse intensiivsust mõõdetakse rahvusvahelise küünlaga, mida nimetatakse *luksiks*. Valgustus on üks luks, kui asetada üks küünal pinnast ühe meetri kaugusele ja kiired langevad pinnale risti. Keskpäeval selge ilmaga on päikesevalgus 130 000 luksi, Kuu kõige heledam valgus on ainult 0,25 luksi. Viljade valgusenõudlikkuse hindamisel on leitud, et kõige väiksem valgus, milles taim veel õitseb ja vilja kannab, on hernel ja tatral 850—1100 luksi, maisil 1400—1800, odral ja nisul 1800—2000 luksi jne. Normaalsest väiksem valgus suurendab vilja varre kasvamist lehtede arvel. Nii võib kevadel pimedavõitu keldris näha, kuidas kartuli kahvatud varred on ilma lehtedeta õige pikaks kasvanud.

232. Viljasaak ja sademed. Taim vajab kasvamiseks ja arenemiseks valgust, soojust, niiskust. Ükski nendest elementidest ei tohi puududa ega ka ülikülluses olla.

Taime kasvu mõjutavatest meteoroloogilistest elementidest saab inimene kõige olulisemalt muuta pinnase niiskust.

Thales (624—547 e. m. a.), üks kõige vanematest

kreeka loodusteadlastest, väitis, et kõige aluseks on vesi, kõik on veest tekkinud. Kuigi see Thalese seisukoht on ekslik, on tõsi, et ilma veeta pole ühtegi elavat organismi.

Eriti suur tähtsus on taimede elus veel, sest mõnedes taimedes on vett kuni 90% taime koostisest. Sellega on seletatav, et taimede veetarvidus on erakordselt suur, ja seda suurendab veel asjaolu, et taimest käib läbi palju rohkem vett, kui taim oma organismi ehitamiseks vajab. Hektar suvinisu vajab 2,5 tonni terade ja 3 tonni õlgede kasvatamiseks vähemalt 2500 tonni vett. Ka teiste taimede veenõudlikkus pole väiksem. Näiteks vajab päevalill suvel 200—250 liitrit vett, millest taime organismile jääb ainult 1—2%. Pärast seda, kui taime rakud on veest saanud vajalikud toitained, aurab suurem osa vett taimest välja. Suur auramine kaitseb taime lehti ka liigsoojenemise eest.

Taimede veenõudlikkus oleneb taimeliikidest, samuti ka taime arenemisfaasist ja kliimast. Kõige rohkem vett vajab taim kevadel, ja kuna ta saab vett ainult juurte kaudu mullast, on väga tähtis, et kevadkuudel oleks muld küllaldaselt niiske. Selleks on vaja sademeid. Kevadine sademete vähesus ennustab väikest viljasaaki. Eriti mõjub see siis, kui eelnenud sügis oli sademetevaene.

Tuntud statistik V. M. Obuhhov on teinud kokkuvõtte endises Samaara kubermangus asuva Bessentšuki katsejaama viljasaagi ja sademete kohta aastail 1905—1929, kus on arvestatud sademeid aprilli viimasest dekaadist kuni juuni lõpuni. Kui selle perioodi enam-vähem võrdsete sademete hulkadega aastad liita viiekaupa gruppidesse, arvutada keskmine sademete hulk ja nisusaak, kujuneb pilt sademete hulgast ja nisusaagist järgmiseks.

Tabel 13

Sademete hulk ja suvinisu saak Bessentšuki katsejaamas

Keskmine sademete hulk mm	Keskmine nisusaak tsentrites ühe ha kohta
23,6	3,52
68,8	7,95
93,4	10,8
109,0	11,36
140,1	13,3

Neist andmeist nähtub, et mida rohkem on suve esimesel poolel sademeid, seda suurem on nisusaak. Järelikult on hea nisusaagi üheks eelduseks kevadine niiske põld. Seepärast tuleks seal, kus see on vajalik ja võimalik, juba talvel pinnase niiskust mõõta ja tarviduse korral lume kogumist organiseerida.

Samal ajal tuleb hoiduda ka maa üleniisutamise eest, sest siis täitub pinnas sedavõrd veega, et õhk ei pääse juurteni, mis raskendab juurte hingamist.

233. Nisu erinevatel geograafilistel laiustel. Meil kehtib üldiselt arvamus, et lõunas valmivad kõik viljad kõrgema temperatuuri tõttu palju kiiremini kui põhjas. Tegelikult ei ole see nii, sest viljade arenemises on faase, mis kõrgemas temperatuuris vajavad valmimiseks isegi rohkem aega kui madalamas temperatuuris.

Vaatleme näiteks maailma kõige tähtsama teravilja — nisu kasvamist erinevatel geograafilistel laiustel. Tabelis 14 on toodud andmeid nisu tähtsamate arenemisfaaside saabumisaja kohta.

Tabel 14

Suvinisu kasvamine ja valmimine

Põhjalaius	45°00′ kuni 47°30′	57°30′ kuni 60°00′
Idapikkus	25°00′ „ 30°00′	25°00′ „ 30°00′
Külv	31. III	15. V
Orase tärkamine	16. IV	26. V
Pealoomine	5. VI	8. VII
Vahaküpsus	4. VII	17. VIII

Tabeli esimeses püsttulbas antud geograafilised koordinaadid vastavad ligikaudu Odessa piirkonnale, teises tulbas antud koordinaadid — Nõukogude Eesti asendile.

Neist andmeist näeme, et 45. põhjalaiusel algab nisukülv keskmiselt märtsi viimastel päevadel, kuna meil saabub külviaeg ligi poolteist kuud hiljem, s. o. mai keskel. Külviaja hilinemine meil ei ole tingitud ainult kevade hilinemisest, vaid ka sellest, et meil külvatakse suvinisu tavaliselt kõrgema temperatuuriga (8—10°) kui lõunas, kus nisukülvi ajal on temperatuur 5—6°. (Kas meie suvinisu hiline külviaeg on õigustatud ja kas ka meil ei tuleks üle minna varajasemale külviajale, seda peavad otsustama agronoomid.)

Põhjas on külvi hilinemine tingitud ka osalt sellest, et siin on kevadel maa palju niiskem kui lõunas ja vajab

kuivamiseks rohkesti aega. Arhangelski piirkonnas külvatakse suvinisu alles mai lõpul.

Kuna külv tehakse erinevatel aegadel, toimub ka taimede kasv erinevalt.

Arhangelski rajoonis (65° põhjalaiusel) möödub nisukülvist pealoomiseni 40 ööpäeva, kusjuures päeva pikkus on 20 tundi ja temperatuur 10—16°. Keskmistel laiustel (54° põhjalaiusel), kus päev kestab 17 tundi ja temperatuur on 12—18°, vältab see aeg 50 ööpäeva. Lõunas (45° põhjalaiusel) möödub külvist pealoomiseni 61 ööpäeva ja päev on 15 tundi pikk. Temperatuur on võrdlemisi kõrge ning tõuseb perioodi lõpul kuni 20°-ni.

Siit selgub, et vastavalt päeva lühenemisele, seoses geograafilise laiuse vähenemisega, pikeneb oraste tärkamise ja pealoomise vaheline periood.

234. Fenoloogilised vaatlused. Fenoloogia on oma ülesannete poolest väga lähedane agrometeoroloogiale. Fenoloogiaks nimetatakse teadust, mis uurib looduse sesoonset arenemist ja muutumist, jälgides taimede arengut kevadisest tärkamisest kuni hilissügiseni, uurib lindude rände ja seostab neid hüdrometeoroloogiliste nähtustega.

Juba kreeka luuletaja Hesiodos, kes elas mitusada aastat enne meie ajaarvamist, jälgis sesoonseid loodusnähtusi. Ta leidis, et kui horisondile ilmuvad Atlase poolt sünnitatud sõeltähed, mis juhtub mais, siis tuleb kohe asuda viljalõikusele. Kui aga need tähed hakkavad novembris loojuma, ei tohi külviga hilineda. Edasi märgib Hesiodos, et kui taevas kisendavad kured, tähendab see, et läheneb talv ja antakse märk maa üleskündmiseks.

Hulk fenoloogia-alaseid tähelepanekuid on säilinud vanasõnadena, millest nii mõnegi vanus on sadu aastaid. Nendesse vanasõnadesse suhtuti veel hiljuti suure tõsiduse ja usaldusega. Nii valitses üldine arvamus, et kui mets läheb kevadel vara lehte, tuleb ka külviga vara alata. Veel mõnikümmend aastat tagasi oli kevadine mets paljudele maaharijatele ainsaks külviaja määrajaks.

Väga rikas fenoloogiliste vanasõnade poolest on vene rahva looming. Vene vanasõna ütleb, et kui kasel on lehed väikesed, siis külva julgesti suvivilja, kui aga lehed saavad täiskasvanuks, peab külv olema lõpetatud. Kui õunapuu on jõudnud õitsemisjärku, hakka kohe kartuleid panema.

Esitatud vanasõnad on ainult illustreerivaks näiteks, kuidas rahvas inimpõlvi tagasi põllutöödel sesoonsetesse loodusnähtustesse suhtus. Tänapäeva agrotehnikas ei saa neist vanasõnadest muidugi enam lähtuda.

Juba Peeter I sai aru fenoloogiliste vaatluste suurest tähtsusest ja aastal 1721 andis ta minister Menšikovile käsu, et kui puud lähevad lehte, siis lasku too igal nädalal lehti saata, mis olgu paberile kleebitud ja kuupäevaga varustatud, et oleks näha, kus kevad algas varem. 1730. aastast alates jälgis akadeemik Krafft Peterburis pääsukeste rändu. 1760. aastast alates korraldas Peterburi botaanikaaia juhataja akadeemik Falk süstemaatilisi taimede vaatlusi.

Lääne-Euroopas algasid fenoloogilised vaatlused paar aastakümmet hiljem kui Venemaal. Rootsis oli nende vaatluste algatajaks ja korraldajaks kuulus taimeteadlane Karl Linné (1707—1778), kelle juhtimisel algasid vaatlused aastal 1748. Prantsusmaal peetakse fenoloogiliste vaatluste algaastaks aastat 1741.

Möödunud sajandi lõpul oli Venemaal fenoloogiliste vaatluste korraldamise alal eriti silmapaistev D. N. Kaigorodov (1846—1924). Aastal 1871 alustas ta Peterburi ümbruses sesoonsete loodusnähtuste jälgimist. Tema vaatlused kestsid 50 aastat.

Kaigorodov ei olnud ainult ise vaatlejaks, vaid ergutas ka teisi vaatlustele. Nii tekkis fenoloogiliste vaatluspunktide võrk. Aastal 1925 oli selles võrgus juba 617 vaatluspunkti. Kõiki vaatlusi tehti vabatahtlikkuse alusel ja seepärast vaatluspunktide töö erines. Pearõhk pandi andmete kogumisele, kuna nende läbitöötamine ja järelduste tegemine oli kõrvaliseks asjaks.

Alates aastast 1941 hakkas fenoloogilisi töid juhtima ja korraldama Üleliiduline Geograafia Selts. Vaatlused jäid aga endiselt vabatahtlikkuse alusele.

Aastatega on vaatluspunktide töökava palju muutunud. Nüüd peetakse rohkem silmas taimede neid eluavaldusi, mis huvitavad rahvamajandust.

235. Looduse kalender. Fenoloogilisi vaatlusi tuleb alata juba varakevadel üheaegselt lume kadumisega põldudelt, aasadelt ja metsadest.

Järjekindlal looduse sesoonsete eluavalduste vaatlemisel koguneb vaatlejale aastate jooksul hulk huvitavaid ja väärtuslikke andmeid. Nende andmete põhjal koosta-

takse nn. looduse kalender, kus iga kuupäeva kohta on märgitud, mida uut sel päeval taimede elus nähti. Koostades kalendreid paljude aastate kohta, näeme, kunas mingi fenoloogiline nähtus keskmiselt esineb ja millised on selle nähtuse kõige varasema ja hilisema ilmumise kuupäevad.

Looduse kalendri maht ja täiuslikkus oleneb loodusevaatleja huvist ja hoolest loodusnähtuste jälgimisel. Tabelis 15 on toodud lühike väljavõte kümme aastat kestnud vaatluste põhjal koostatud looduse kalendrist Moskva rajooni kohta.

Tabel 15

Looduse kalender

(Moskva rajooni kohta)

Loodusnähtus	Esinemisaeg		
	Keskmine	Kõige varajasem	Kõige hilisem
Kuldnokkade tulek	30. III	7. III	15. IV
Mahla liikumise algus kases	4. IV	24. III	18. IV
Talvetee lõpp	9. IV	25. III	28. IV
Kurgede tulek	11. IV	25. III	17. IV
Kase õitsemise algus	9. V	22. IV	23. V
Karusmarjade õitsemise algus	17. V	25. IV	2. VI
Toominga õitsemise algus	18. V	4. V	4. VI
Vahtra „ „	20. V	2. V	7. VI
Pirni „ „	21. V	5. V	4. VI
Kirsi „ „	22. V	6. V	5. VI
Tamme „ „	23. V	5. V	10. VI
Õunapuu „ „	24. V	6. V	6. VI
Sireli „ „	27. V	8. V	14. VI
Rukki pealoomine	1. VI	15. V	12. VI
Vaarika õitsemise algus	12. VI	23. V	1. VII
Rukki „ „	16. VI	25. V	3. VII
Pärna „ „	13. VII	15. VI	30. VII
Kurgede äralend	27. IX	14. VIII	2. X
Esimene lumi	12. X	17. IX	7. XI
Püsiv lumikate	23. XI	26. X	24. XII

236. Fenoloogiliste andmete kasutamine. Fenoloogilistel andmetel on mitte ainult teoreetiline tähtsus, vaid ka suur praktiline väärtus, mistõttu paljud rahvamajanduse harud on neist andmeist huvitatud. Suurt huvi fenoloogiliste vaatluste vastu tunneb põllumajandus, sest feno-

loogilised andmed on osa sellest, mida võiks nimetada elutarkuseks või kogemusteks.

Põllumajanduse eriteadlased väidavad, et ei ole peaaegu ühtegi agrotehnilist reeglit, mida saaks kasutada kõikidel aladel ja igasuguses olukorras. Olenevalt ilmadest, taimede kasvust jne. on nii mõnelgi korral vaja kavatsetud töövõtetes teha «parandusi». Sel puhul saabki tihti häid näpunäiteid varemate aastate fenoloogilistest vaatlustest.

Kevadel on põllumehele üheks tähtsamaks ülesandeks õige külviaja määramine, sest nii varajase kui ka hilise külvi korral on saak võimalikust väiksem. Varematel aegadel oli põlluharijale õige külviaja määramisel suureks abiks metsikult kasvav taimestik ja mõned puuliigid. Kui näiteks endiste aastate kogemustest oli selgunud, et kõige sobivamaks külviajaks on mingi taime või puu õitsemise algus, siis arvestati seda ka järgmistel aastatel. Nii on näiteks Nõukogude Liidu mõnedes rajoonides märgatud, et võilille ja kase õitsemise algus on varajase peedi ja porgandi soodsaks külviajaks.

Ka metsanduses kasutatakse fenoloogilisi andmeid. Nii on segametsade rajoonis leitud, et metsade kultuuristamisega seotud tööde, nagu istutamise, seemendamise, vääristamise jne. kõige kohasem aeg on pähklipõõsa õitsemise ja kultiveeritavate puude pungade puhkemise vahel.

Mesinikud on tähele pannud, et Nõukogude Liidu Euroopa-osa keskrajoonides algab nende puude ja taimede õitsemine, millelt mesilased mett võivad saada, teatav hulk päevi pärast paiselehe õitsemist. Nii algab kirsi õitsemine 29 päeva hiljem, rootsi ristiku õitsemine 47, lõhmuse õitsemine 75 päeva möödumisel jne.

Suur tähtsus on fenoloogilistel andmetel ka aianduses taimekahjurite vastu võitlemisel. Agronoomi ülesanne seisneb esiteks, kahjurite ilmumisaja ettenägemises ja teiseks, kahjurite vastu võitlemiseks kõige sobivama aja määramises. Siin on fenoloogilised vaatlused jällegi abiks, sest nendest teame, et näiteks lehetäi ilmumist ennustab õunapuudel pungade puhkemine jne.

Sageli eksitakse heinateo algusega. Sellega alatakse kas enne, kui taimed on jõudnud maksimaalse söödasisaldavuseni, või lastakse see aeg mööda. Siingi aitaksid fenoloogilised vaatlused eksitusi ära hoida.

XVI PEATÜKK

KLIIMA

237. Ilm. Ilmastik. Kliima. Kõik meteoroloogilised elemendid on muutlikud. Tänane ilm erineb millegi poolest eilsest ja ka järgmiste päevade ilmad pole üksteisega sarnased. Ilmad muutuvad teatava seaduspärasusega, kindlais raames. Selle raamistiku, milles toimub ilmade muutus, annab kliima.

Meteoroloogiliste elementide kogumõjul tekkivat õhkkonna seisundit antud momendil või lühikeses ajavahemikus (üks või paar päeva) nimetatakse i l m a k s. Mitme päeva ilmu nende üksteisele järgnevate muutustega nimetatakse i l m a s t i k u k s. Keelepruuk ei tee kindlat vahet ilmade ja ilmastiku vahel. Ühe või paari päeva ilmu ei saa aga veel ilmastikuks nimetada, nii nagu paari kaske ei saa nimetada kaasikuks. Ilmastiku moodustavad suurema hulga päevade ilmad.

Veel ebaõigem oleks nädalate või kuude ilmu nimetada kliimaks. Täiesti ekslik on öelda, et möödunud suve kliima oli karm, sest sel juhul on meil tegemist ainult ilmastikuga, s. t. möödunud suve ilmastik oli karm.

Sõna «kliima» on tuletatud kreeka keelest ja tähendab otseses tõlkes «kallak». Vanad kreeklased olid üle paari tuhande aasta tagasi märganud, et maakoha kliima oleneb sellest, kui suure nurga moodustavad päikesekiired maapinnaga, s. t. kui suur on kiirte kallak. Seda kallakut nimetasid kreeklased kliimaks. Nii tähendab suur kliima, et päikesekiired langevad maapinnale võrdlemisi suure nurga all, ja väike kliima, et kiirte langemisnurk on väike. Veel möödunud sajandi esimestel aastakümnetel räägiti meteoroloogilises kirjanduses suurest ja väikesest kliimast.

Aastakümneid tagasi öeldi, et kliima on meteoroloogiliste elementide paljuaastane keskmine seis. Nõukogude teadlaste määratluse järgi nimetatakse kliimaks paljuaastast ilmastiku režiimi, mis on põhjustatud päikesekiirgusest, aluspinna iseloomust ja õhu tsirkulatsioonist. Režiim tähendab siin seda raamistikku, mille piires toimub meteoroloogiliste elementide muutus.

238. Kliimat kujundavad tegurid. Antud koha kliima on tingitud mitmesugustest teguritest, mis oma tähtsuselt pole kõik võrdsed. Neid kliimat kujundavaid tegureid võib liigitada põhi- ja täiendavaiks tegureiks. Põhitegurid on antud kliima määratluses, kus esimesel kohal on päikesekiirgus, teisel aluspind ja kolmandal kohal õhu tsirkulatsioon.

Kuigi kliima ei olene ainult sellest, kui palju soojust saab mingi maakoht Päikeselt, on päikesekiirgus kliima kujunemisel siiski kõige mõjuvamaks teguriks. Selle teguri suur mõju selgub eriti siis, kui võrrelda päikesekiirguse poolest erinevate maakohtade õhutemperatuure. Ekvaatori piirkonnas on maismaal aasta keskmine temperatuur üle +25°. Antarktises, mis saab ainult 40% ekvaatorile langenud päikesekiirgusest, on kõige soojema kuu keskmine temperatuur —10° ja kõige külmema kuu keskmine temperatuur —45°.

Teiseks kliimat kujundavaks põhiteguriks on aluspind. On tähtis, kas aluspinnaks on maismaa või veekogu, mäed või tasandikud. Eespool nägime, et maismaal on temperatuuri ööpäevane ja aastane kõikumine palju suurem kui merede kohal.

Kolmandaks kliimat kujundavaks põhiteguriks on õhu tsirkulatsioon, mis võib palju kaasa aidata päikesekiirguse mõju ühtlustamisele maapinnal. Tuultega on tihti nii külmad kui ka soojad õhumassid liikvel. Kui külm õhumass liigub soojale alale, jahutab ta sealset õhku, samuti nagu soe õhumass tõstab külmema piirkonna õhutemperatuuri. Sellega on ka seletatav, et Vladivostokis, kus puhuvad külmad loodetuuled, on jaanuari keskmine temperatuur −14°, Prantsusmaal, samal geograafilisel laiusel asuvas Bayonis on jaanuari keskmine temperatuur tänu soojale edelatuulele aga +8°.

Kliimat kujundavate põhitegurite kõrval esinevad veel mitmed täiendavad tegurid. Nimetame siin ainult merehoovusi. Ligikaudu pool sellest soojusest, mida põh-

japoolsed alad saavad lõunast, tuleb merehoovuste kaudu.

Nii nagu hoovused on soojuse edasikandjaiks, võivad nad ka kliima jahenemisele kaasa aidata. Kanada idarannikut uhub külm Labradori hoovus, mistõttu Kanada idaosas valitseb tundra. Kõige soojema kuu keskmine temperatuur ei tõuse seal üle +10°. Euroopa rannikut uhub samal laiusel soe Golfi hoovus, mistõttu siinne kliima on palju soojem.

239. Maa soojusvööndid. Kreeka ajaloolane Polübios (201—120 e. m. a.) olevat esimesena jaotanud Maa soojusvöönditeks. Tema seletuse järgi on Maal viis soojusvööndit: üks palav-, kaks paras- ja kaks külmavööndit. See jaotus püsis kuni möödunud sajandi teise pooleni.

Selles liigituses lähtuti astronoomilisest seisukohast ja arvestati ekslikult ainult päikese kõrgust, nagu oleneks õhutemperatuur ainult sellest. Nii ei vastanud see jaotus tegelikule olukorrale.

Küsimuse esimene põhjalikum revideerimine toimus vene teadlaste algatusel möödunud sajandi viimasel veerandil, mil Maa soojusvöönditeks liigitamisel lähtuti isotermidest, seega temperatuuri tegelikust seisust.

Kõige lähedasem endisele Maa soojusvööndite liigitamisele on liigitus, mille järgi Maal on seitse soojusvööndit:

1. Ekvaatori piirkonnas esineb sooja- ehk palavvöönd, mis nii põhja kui ka lõuna poolt on piiritletud +20° aasta isotermiga. See isoterm asub 30. laiuskraadi läheduses.

2—3. Soojale vööndile järgneb parasvöönd. Seda eraldab järgnevast külmavööndist aasta kõige soojema kuu +10° isoterm.

4—5. Edasi on külmavöönd, mida piirab ühelt poolt parasvöönd, teiselt poolt kõige soojema kuu 0° isoterm.

6—7. Kõige külmemaks vööndiks on ala, kus kõige soojema kuu keskmine temperatuur on alla 0°. See on igikeltsa vöönd. Maa põhjapoolkeral kuuluvad sellesse vööndisse Gröönimaa ja pooluse ümbrus, lõunapoolkeral 60. laiusjoonest lõuna pool asuvad alad.

Ülaltoodud liigituse koostajad on lähtunud olukorrast maismaal, kuid viimast on ümmarguselt ainult 29% Maa üldpindalast. Nii on suurem osa maakera pinnast jäänud täiesti arvestamata. Ookeanide soojusvööndite

küsimus on seni aga veel võrdlemisi puudulikult läbi töötatud. Siiski võib arvata, et ookeanide soojusvööndid maismaa omadest eriti palju ei erine.

240. Kliima klassifikatsioon. Maa jaotamine kliimapiirkondadeks on palju keerulisem kui soojusvööndiks jaotamine. Seepärast on esitatud hulk erinevaid klassifikatsioone. Ühed klassifitseerijad on lähtunud sellest, millised taimed kusagil kasvavad, teistel on aluseks sademete hulk ja niiskus, kolmandad lähtuvad õhutemperatuurist jne.

Suure tähelepanu osaliseks said omal ajal A. I. Vojeikovi tööd kliimast, milles esitati omapärane kliima klassifikatsioon. A. I. Vojeikov pidas kliimat iseloomustavateks teguriteks relatiivset niiskust, sademeid ja auramist. Nende elementide seisukorrast annavad ülevaate jõed, sest jõed on kliima produkt. Vojeikov leidis, et vastavalt toitumisele võib jõed jaotada kaheksaks tüübiks. See omapärane klassifikatsioon esitati aastal 1882.

Aastal 1900 ilmus V. P. Köppeni (1846—1940) klassifikatsioon, mida autor hiljem paljude aastakümnete vältel täiendas ja osaliselt muutis. See klassifikatsioon sai suure poolehoiu osaliseks.

V. P. Köppen leidis, et kliimas on otsustav tähtsus mitte aasta keskmisel temperatuuril, vaid külma ja sooja aastaaja olemasolul või selle puudumisel, kuna see mõjutab orgaanilist elu. Peale selle pidas Köppen vajalikuks kliima klassifitseerimisel arvestada ka pinnase tagatust niiskusega. Nendest seisukohtadest lähtudes jaotas Köppen kliima 11 tüüpi, milles on veel hulk alaliike.

1. Troopiliste metsade kliima.
2. Savannide kliima.
3. Steppide kliima.
4. Kõrbete kliima.
5. Parassoe kuiva talvega kliima.
6. Parassoe kuiva suvega kliima (Vahemere piirkond).
7. Parassoe ühtlase niiskumusega kliima.
8. Paraskülm kuiva talvega kliima.
9. Paraskülm ühtlase niiskumusega kliima.
10. Tundrate kliima.
11. Igikülma kliima.

Ehkki Köppeni klassifikatsioonil oli teadlaste peres rohkem pooldajaid kui ühelgi teisel varem esitatud klassifikatsioonil, ei suutnud ta siiski veel kõiki teadlasi rahuldada.

Selle klassifikatsiooni täiendamiseks ja osaliseks muutmiseks esitas nõukogude akadeemik L. S. Berg (1876—1950) aastal 1924 kliima maastikulise klassifikatsiooni, milles ta lähtub mitte ainult meteoroloogilistest teguritest, vaid ka teistest kliimat mõjutavatest asjaoludest, nagu mandri ja mere mõjust, reljeefist, taimkattest jne. Ühtlasi eraldab ta madaliku kliima kõrgustiku kliimast. Selles klassifikatsioonis on 12 kliimatsooni.

241. Makrokliima. Meteoroloogiajaamade asutamisel pannakse suurt rõhku sellele, et kõik jaamad oleksid meteoroloogiliste elementide suhtes enam-vähem ühesuguses olukorras. Pole lubatud, et ühes kohas asub vaatluskoht metsaserval, teisal aga lagedal põllul või veekogu ääres, või et mõni jaam asub orus, teine mäetipul jne. Asukoha poolest väga erinevates olukordades olevatest meteoroloogiajaamadest ei saa kõrvutamiseks ja võrdluseks kõlblikke vaatlusandmeid.

On võetud seisukoht, et meteoroloogiajaamad peavad asuma majadest ja veekogudest eemal lagedal kohal, tasasel madala rohuga kaetud maapinnal. Termomeetrid, termograaf ja hügrograaf peavad asetsema meteoroloogilises onnis. Tuulelipp peab olema maapinnast 10—15 m kõrgusel, nii et ümbruskonna majad ja puud ei mõjutaks tuulelipu näite.

Kui meteoroloogiajaama asukoht on õige, mõõteriistu kontrollitakse õigeaegselt ja vaatlusi teostatakse kindlatel kellaaegadel ühtegi vaatlusaega vahele jätmata, saab paljuaastaste vaatlusandmete põhjal ülevaate suurema maa-ala kliimast ehk makrokliimast.

242. Mikrokliima. Suuremat maa-ala vaadeldes näeme, et seal võivad esineda vastavalt aluspinnale ja maastikule täiesti erinevad meteoroloogilised tingimused. Nii on näiteks ühes kohas paljas liivane pinnas, teises lopsaka rohuga kaetud aas, kolmandas kuiv põllumaa mäenõlvakul, neljandas niiske peenar madalas aias; ühes kohas on nõlvak suunatud põhja, teisal lõunasse jne. Need maastikulised ja aluspinna erinevused muudavad teatud määral ka vastavate paikade meteoroloogilisi tingimusi.

Makrokliima uurimisel püütakse kõiki neid erinevusi vältida ja saada andmeid, mis iseloomustaksid võimalikult suurema maa-ala kliimat. Mikrokliima uurimisel on, vastupidi, ülesandeks saada ülevaade antud maa-ala kliima mitmesugustest erinevustest.

Seega kujutab makrokliima endast geograafilise tsooni või piirkonna kliimat, mida iseloomustavad meteoroloogiliste jaamade andmed sellele tsoonile või piirkonnale tüüpilistes maastikes. Seevastu mikrokliima kujutab endast väikese piirkonna kliimat geograafilises maastikus ja tegeleb nende kliima iseärasuste uurimisega, mille poolest antud väikese piirkonna kliima erineb naaberpiirkondade omast. Kuna mikrokliima erinevused sõltuvad peamiselt aluspinna iseärasustest, siis esinevad nad maapinnalähedastes õhukihtides ja tasanduvad kiiresti kõrguse suurenedes.

Makrokliimal on vaatlusteks kindlad tähtajad, mikrokliima aga teostab oma vaatlusi vajadust mööda. Nii tuleb öökülmade ootel õhtul korduvalt vaatlusi teha ja kuni hommikuni valvel olla.

Makrokliimal on vaatlusteks kindlad kohad, mikrokliima vaatlusi tehakse seal, kus seda vajalikuks peetakse.

243. Mandriline ja mereline kliima. Maismaal toimub meteoroloogiliste elementide ööpäevane ja aastane muutumine teisiti kui merede kohal ja nende lähemas ümbruses. Seepärast nimetatakse mandri mõjul kujunenud kliimat *mandriliseks* ehk *kontinentaalseks* ja merede mõjul kujunenud kliimat *mereliseks* ehk *maritiimseks*.

Veekogude kohal on temperatuuri ööpäevane kõikumine palju väiksem kui maismaal. Ka aasta vältel muutub õhutemperatuur merede kohal vähem kui mandril. Näiteks mere ääres asuvas Valentias (Iirimaa) (52. põhjalaiusel, on õhutemperatuuri aasta keskmine amplituud 8°, Euroopa sisemaal samal laiusel asuvas Hannoveris (Saksamaa) aga 17°.

Mere ääres on talv üldiselt soe ja suvi jahe. Meredest kaugemal mandril on talv külm ja suvi palav. Vee kohal on temperatuur öösel ja talvel kõrgem ning päeval ja suvel madalam kui maismaal. Mida kaugemale merest, seda vähem mõjutab viimane õhutemperatuuri.

Kuidas temperatuur merelises ja mandrilises kliimas aasta vältel muutub, seda iseloomustab tabel 16, kus on antud kuude keskmine temperatuur Inglismaa lääneranniku lähedal asuvatel Hebriidi saartel ja Aasia sisemaal Kirenskis.

Tabel 16

Kuude keskmine temperatuur merelises ja mandrilises kliimas

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
Hebriidid (57°3' p.-l.)	5,4	5,2	5,0	6,7	8,9	11,2	12,6	12,8
Kirensk (57°47' p.-l.)	—27,3	—22,4	—13,0	—2,2	6,9	15,1	18,7	15,6

	IX	X	XI	XII	Aasta keskmine	Amplituud
Hebriidid (57°3' p.-l.)	11,9	9,3	7,1	6,2	8,6	7,8
Kirensk (57°47' p.-l.)	7,0	—2,8	—15,7	—21,6	—3,8	46,0

Need arvud näitavad, et õhutemperatuuri kõikumine on mandrilise ja merelise kliima puhul tugevasti erinev. Nii on Kirenskis temperatuuri aastane amplituud üle kuue korra suurem kui Hebriididel.

Ka pilvituse poolest erineb mereline kliima mandrilisest — merelises kliimas on pilvitus suurem. Samuti esineb udu mere läheduses sagedamini kui sisemaal. Üldiselt põhjustab meri rohkem sompus ilmu.

Relatiivne niiskus on merelises kliimas suurem kui mandrilises ja seda eriti suvel. Merelise kliimaga maad on üldiselt ka sademete poolest rikkamad kui mandrilise kliimaga maad. Näiteks Uraali taga Akmolinskis on aasta keskmine sademete hulk 330 mm, peaaegu samal laiusel asuvas Killarneys Iirimaa läänerannikul on aastas aga 1440 mm sademeid. Üldiselt on Lääne-Euroopas rohkem sademeid kui Atlandi ookeanist kaugemal Euroopa idaosas. Sademete suhtes on siiski palju erandeid, nii et merest eemaldumisel sademete hulk alati ei vähene.

Merel on tuul tugevam kui mandril, sest mere tasane pind pidurdab õhu liikumist vähem kui ebatasane maapind.

Taimeriigi seisukohalt on suur tähtsus sellel, kas

kliima on mereline või mandriline, sest andmed näitavad, et mereline kliima on metsade kasvamiseks ebasoodsam kui mandriline. B. P. Alissovi andmeil võib mets kasvada merelises kliimas kuni 60. põhjalaiuseni, mandrilises kliimas kuni 70. põhjalaiuseni. Näiteks Fääri saared Atlandi ookeanis (62. põhjalaiusel) on peaaegu metsata, kuigi pinnase pärast võiks mets seal kasvada. Ka Komandöri saartel, Kamtšatka lähedal (55. põhjalaiusel), puuduvad metsad peaaegu täiesti. Seevastu Siberis Leena kallastel ulatuvad metsad kuni 71. põhjalaiuseni.

Kliima avaldab mõju ka taimede koostisele. Mandriline kliima soodustab näiteks teraviljades valgusisalduse suurenemist. Ka suhkrupeetide ja puuviljade kasvamiseks on mandriline kliima soodsam, sest kuiva suvega suureneb suhkrusisaldus.

244. Mägede kliima. Suurt mõju kliima kujunemisele avaldab koha kõrgus merepinnast. Mägede kliima erineb madalamate alade kliimast kõigepealt selle poolest, et mägedes on õhurõhk madalam kui orgudes ja merepinnal. Õhurõhk määrab mägedes inimestele ja loomadele elamisvõimalused.

Mägedes väheneb õhutemperatuur keskmiselt 0,5—0,6° iga 100 m võrra kõrgemale tõusmisel. Absoluutne niiskus on mägedes madalama temperatuuri tõttu väiksem kui madalamates kohtades. Pilvitus on mägedes suurem kui orgudes. Sademete hulk suureneb ainult teatava kõrguseni, kusjuures sademete maksimum ei esine kõrgmägedes mäetipul, vaid madalamal.

Madala temperatuuri mõjul algab mägedes teatavast kõrgusest piirkond, kus lumi kunagi ei kao. Lumepiirkonna alumist piiri nimetatakse *igilume piiriks* ja selle kõrguse määrajaks on õhutemperatuur, sademete hulk ja mäe reljeef. Merelises kliimas asub igilume piir madalamal kui mandrilises kliimas, sest merelise kliima puhul on temperatuur suvel madalam ja sademeid tuleb rohkem.

Mida rohkem põhja poole, seda madalamalt algab igilume piir. Mäe lõunanõlval on see kõrgemal kui põhjanõlval. Nii asub igilume piir 80.—90. laiusjoone vahel mäe põhjapoolsel küljel keskmiselt 650 m kõrgusel, 40.—50. laiusjoone vahel 3170 m ja ekvaatoril 4675 m kõrgusel.

245. Linnade kliima. Vaatlusandmed näitavad, et suurlinnad saavad päikesekiirgust üldiselt vähem kui nende ümbruskond, sest linnade õhus on rohkesti tolmu, nõge ja sageli ka udu. Selle mõjul väheneb päikesekiirgus suurtes tööstuslinnades kuni 20%.

Päikese otsekiirguse vähenemisele vaatamata ei ole õhutemperatuur linnas siiski madalam kui ümbruskonnas, vaid pigemini isegi kõrgem. See on tingitud sellest, et linnades kulub vähe päikesekiirgust vee aurumiseks ja vähe vajab seda ka taimkate. Seevastu neelavad majade seinad, plekk-katused, tänavasillutis jne. palju soojust, mida nad õhutemperatuuri langemisel jälle välja kiirgavad ja sellega õhutemperatuuri tõstavad. See ongi põhjuseks, et suurlinnades on õhutemperatuur ümbruskonna temperatuurist keskmiselt 0,5° kõrgem.

Veeaur vajab kondenseerumiseks tuumi, milleks nõgi on oma hügroskoopiliste omaduste tõttu väga sobiv. Seetõttu on pilvitus linnade kohal suurem ja udusid rohkem kui ümbruskonnas. Ka sademeid on suurlinnades rohkesti.

Kuna linnade õhus on palju nõge, kattub lumepind talvel nõega. Selle mõjul algab lume sulamine kevadel linnades 1—2 nädalat varem kui ümbruskonnas, sest must nõepind neelab valge lumepinnaga võrreldes rohkem päikesekiirgust, mis soodustab lume sulamist.

Tuuled on linnades suuna ja kiiruse poolest sageli ebamäärased ja olenevad tänavate ning väljakute rohkusest, majade suurusest jne. Suurte tuulte korral on tuulekeerised tavaliseks nähtuseks.

246. Metsad ja sademete hulk. Nii meil kui ka mujal on levinud arvamus, et metsarikastes kohtades on palju sademeid ja et metsade maharaiumisega ka sademete hulk väheneb.

Kui Baltimaade suurmaapidajad hakkasid möödunud sajandi lõpul oma metsi müüma, mida soodustas ka suure puupapivabriku ehitamine Pärnusse, tõusis põlluharijate keskel üldine nurin, sest kardeti, et metsade laastamisega vähenevad ka sademed.

Venemaal on aastasadu kehtinud arvamus, et metsadel on suur tähtsus sademete hulga ja jõgede kevadise suurvee kujunemisel. Juba Peeter I võitles metsade laastamise vastu ja püüdis soodustada isegi metsade istutamist.

Kuigi metsade massiline raiumine oli Venemaal keelatud, algas möödunud sajandi teisel poolel põllumaa suurendamiseks siiski nii hoogne metsade hävitamine, et aastal 1888 kehtestati metsade kaitseseadus.

Et metsad mõjutavad pinnase veesisaldust, seda tõendas juba F. Engels möödunud sajandi viimasel veerandil. Engels väitis, et need põllumehed, kes Mesopotaamias, Kreekas, Väike-Aasias ja ka veel mujal raiusid põllumaa suurendamiseks metsi, ei taibanud, et koos metsadega hävitasid nad ka maapinnas niiskuse kogunemise ja säilitamise võimalused. Kui itaallased raiusid Alpide lõunapoolsel nõlval okaspuumetsi, mida mägede põhjanõlval suure hoolega hoiti, siis ei aimanud need metsaraiujad, et nad sellega ka mägedes karjatamise võimalused hävitavad. Veel vähem taipasid nad seda, et suurema osa aastast jäävad nende mägede allikad veeta.

Juba möödunud sajandi lõpul näitasid jõgede kevadise suurvee uurimised Venemaal, et metsadel on suurvee kujunemisel suur tähtsus. Nii leiti Volga kevadise suurvee uurimisel, et sajandi lõpul tuli see varem kui aastail 1827—1868 ja ka suurvee tase oli sajandi viimaseil aastail tõusnud. Selle nähtuse selgitamisel leiti, et see oli põhjustatud metsade hävitamisest Volga jõgikonnas.

Esimesed põhjalikumad sademete mõõtmised metsas ja põllul näitasid, et metsas tuleb raiesmikule kuni 25% rohkem sademeid kui metsast eemale lagedale põllule. Sellest järeldasid mõned, et mets suurendab sademete hulka ja metsade maharaiumisega sademed vähenevad. Küsimusse üksikasjalisemal süvenemisel aga selgus, et metsade mõju pole kaugeltki nii suur, nagu see esialgseist andmeist paistis, sest sademetemõõtjad polnud raiesmikul ja põllul võrdses olukorras. Raiesmikul oli sademetemõõtja tuulte eest kaitstud, kuna lagedal põllul puhus tuul palju sademeid sellest eemale. Kui aga põllul sademetemõõtja kaitset täiendati, kadus ka sademete hulga suur vahe põllul ja raiesmikul. Siis leiti, et raiesmikule tuli ainult 2—3% rohkem sademeid kui põllule.

Ka paljudes teistes kohtades korraldatud sademete mõõtmised tõendasid, et metsad mõjutavad sademete hulka võrdlemisi vähe.

Seejuures tuleb aga mainida, et vihmapilvede üleminekul metsadest suureneb sademete hulk tuulealusel poolel metsadest mõnevõrra eemal asuvatel lagedatel ala-

del. Nii on leitud, et Eesti NSV-s on suuremate metsamassiivide idapoolsetel lagedamatel aladel suurem sademete hulk kui metsades.

247. Metsade osatähtsus sisemandrilises veeringluses. Ülaltoodust võib tekkida arvamus, et metsal ei olegi mainimisväärset tähtsust maa niisutamisel. Võimalikkude eksiarvamuste vältimiseks anname põgusa ülevaate sisemandrilisest veeringlusest.

Sisemandriliseks veeringluseks nimetatakse veeringlust õhu ja pinnase vahel, ilma et vesi vahepeal voolaks merre.

Vihma tekkimiseks on vaja, et õhk oleks veeaurust küllastunud ja et temperatuuri langusega algaks veeauru tihenemine veepiiskadeks.

Õhku rikastavad veeauruga nii veekogud kui ka pinnas ja taimestik, sest nendelt toimub pidev vee auramine.

Veekogudest kaugel steppides on mõõdetud õhus hõljuva veeauru hulka ja sademeid ning leitud, et sademeid tuleb palju rohkem, kui õhus on veeauru ja kui seda veekogudelt aurab. Küsimuse üksikasjalisemal uurimisel nähtub, et see sademete rohkus on tingitud asjaolust, et üks ja seesama vesi sajab mitu korda sademetena alla. On selgunud, et kuupmeeter veekogudelt auranud vett sajab enne veekogusse tagasijõudmist kuni neli korda vihmana maapinnale, s. t. kord vihmana mahatulnud vesi aurub õhku tagasi, kus ta uuesti vihmaks muutub ja maha sajab, ning see ringlus kordub neli korda.

Auramine toimub ka pinnaselt ja taimedelt. Nagu juba varem nägime, imab taim enesesse pinnasest palju rohkem vett, kui ta seda oma organismi ehitamiseks vajab, sest veega saab taim pinnasest toitaineid. Ülejäänud vesi aurab taimest välja. Seda protsessi nimetatakse transpiratsiooniks.

Mets on tähtsaks õhu veeauruga rikastajaks. Metsandusteadlane V. I. Rutkovski on vastavatest mõõtmistest leidnud, et kui heinamaade ja viljapõldude taimestikult aurab vegetatsiooniperioodil teatud pindalalt 300 mm paksune veekiht, siis aurab mets samas olukorras 400—500 mm vett.

Mets vajab transpiratsiooniks rohkem vett kui põld ja heinamaa, kuid metsaalune pinnas aurab vähem kui põld, sest auramine toimub peamiselt puude kaudu. Ühe

Šveitsi katsejaama andmeil vajas segametsa üks hektar aastas transpiratsiooniks 3000 m^3 vett, heinamaa ja põld 1296 m^3 ning karjamaa kehva taimkatte tõttu ainult 688 m^3. Nii rikastavad metsad õhku veeauruga ja suurendavad seega sademete tekkimise võimalust.

Kogu metsast auranud vesi ei saja sinna vihmana tagasi, vaid osa veeauru kandub tuultega kaugele, nii et tegelikult niisutavad metsad mitte ainult oma lähemat ümbrust, vaid annavad sademeid ka kaugemal asuvatele aladele. Sellel on põllumajanduses suur tähtsus.

248. Mineviku kliima. Kauges minevikus oli kliima Maa põhjapoolkera põhjapoolsemas osas praegusest palju soojem, nagu seda tõendavad kaevamistel leitud taimede ja loomade kivistised. Nii on Teravmägedelt, Grööni-maalt jt. põhjapoolsetelt aladelt leitud praegu lõunas kasvavate taimede kivistisi. Ka liikide poolest oli mineviku taimeriik põhjamaades palju mitmekesisem, kui see on praegu. Nii on Grööni-maal kasvanud kauges minevikus 200 taimeliiki, kuna nüüd on seal ainult 20 liiki.

NSV Liidu territooriumilt on samuti leitud praegu lõunamail kasvavate taimede kivistisi.

Maa mineviku uurimine kõneleb ka sellest, et on olnud ajajärke, mil temperatuur oli põhjamaades praegusest tunduvalt madalam. Külmale perioodile järgnes soojenemine, sellele uuesti jahenemine, siis jälle soojenemine jne.

Euroopa kliimas on viimase miljoni aasta vältel olnud tõenäoliselt kolm või neli suuremat ja kestvamat temperatuuri langust. Neid temperatuuri languse ajajärke nimetatakse jääaegadeks. Jääaegade hulga ja esinemise aja suhtes Euroopa ja kogu Nõukogude Liidu territooriumil valitseb teadlaste hulgas palju erinevaid arvamusi.

249. Kauge mineviku kliima uurimise võimalusi. Kuna meteoroloogilised vaatlused algasid alles paarsada aastat tagasi, ja ka siis peamiselt Euroopas, on kauge mineviku kliima uurimine nii lühikese perioodi vaatlusandmete põhjal võimatu. Nõukogude teadlasel, professor S. V. Kalesnikul on õigus, kui ta ütleb, et see, kes asub Maa mineviku uurimisele, sarnaneb inimesega, kes tahab lugeda raamatut, millel puudub algus ja paljud leheküljed ning mis on ajahambast sedavõrd rikutud, et ka säilinud lehekülgedest on raske aru saada.

Maa vanust hinnatakse vähemalt kahele kuni kolmele

miljardile aastale, mille vältel on olnud viis erinevat aegkonda. Aegkonnad jaotatakse perioodideks ehk ajastuteks. Praegu on kainosoiline aegkond, milles on kaks ajastut: tertsiaar ja kvaternaar. Meie elame viimases ajastus ja see on kestnud juba üle miljoni aasta. Eelmine ajastu vältas ligikaudu 54 miljonit aastat.

Mida kaugemale minevikku püüame vaadata, seda ebaselgemaks muutub pilt tolleaegsest kliimast.

Kauge mineviku kliimast saame ettekujutuse kivimite, maakihtide ja maakera pinna reljeefi uurimisel. Suur tähtsus on mineviku kliima selgitamisel kivististel, mis näitavad, et elu on kestnud Maal juba üle ühe miljardi aasta.

Kivististest leiame, milline taimeriik on kunagi Maad katnud ja kuidas see on muutunud, millised loomad elasid tollal maismaal ja missugune oli elu meredes. Kivististe põhjal saab ka kliima suhtes juba mõningaid kindlamaid oletusi teha. Nii jutustavad korallid sellest, et meredes, kus nad asusid, oli soe vesi. Suured kivisöelademed tõendavad, et tolleaegne kliima oli niiske, soe jne.

Väärtuslikke andmeid mineviku kliima kohta annavad merede, järvede ja jõgede suuruse muutumise ning setete uurimine. Rohkesti andmeid mineviku taimeriigist ja seega ühtlasi ka temperatuurist ja sademeist annavad turbasood.

Puude kasvurõngastest näeme, kuidas kuivadel aladel on sademete rohkus aja jooksul muutunud, sest kasvurõngaste laius oleneb teatava piirini sademete hulgast.

Meie ajaarvamise algpäevist alates suureneb ka kliimat selgitavate esemete hulk. Isegi vanast rahvaluulest võib leida üksikuid väärtuslikke viiteid tolleaegsele kliimale ja suurimatele meteoroloogilistele sündmustele. Paljude idamaa rahvaste luulesalvest leiame jutustusi suurtest veeuputustest. Kui neid jutustusi kõrvutada teiste andmetega, aitab see selgitada tolleaegseid sademeteolusid. Ka vanades kiilkirjades leidub märkmeid nii üksikute päevade kui ka aastaaegade ilmadest.

Mida lähemale käesolevale ajale, seda täpsemaks kujuneb pilt tolleaegsest kliimast.

250. Taimede õietolmu terakesed. Huvitavateks ja võrdlemisi täpseteks mineviku kliima iseloomustajateks on taimede õietolmu terakesed.

Taimede õietolmu mikroskoobiga uurides on näha, et

igal taimel on isesugused tolmuterad. Õitsemise ajal kannab tuul tolmuterad taimest eemale, kus nad veekogudesse sattumisel koos teiste ainetega põhja langevad. Siin säilivad tolmuterakesed oma vastupidava kesta tõttu aastatuhandeid. Osa terakestest satub soo pinnale, kus nad aja jooksul kattuvad sootaimede kõduga ja kaugemalt tuulega kantud ainetega ning jäävad sinna lamama. Kate kasvab iga aastaga ja igal suvel tuleb uusi tolmuteri juurde. Varem tulnud terakesed asuvad sügavamates kihtides. Kui kattekihtide tekkimise aega õnnestub kindlaks teha, siis on ühtlasi teada ka tolmuterade sinna sattumise aeg.

Taimed erinevad nõuete poolest temperatuuri suhtes, nii et mõned taimed vajavad kasvamiseks ja arenemiseks kõrgemat temperatuuri kui teised. Kui teame, millised taimed on kunagi kasvanud, siis teame ka, kui kõrge on olnud temperatuur. Sama võib öelda niiskuse kohta.

Seega võime soost või mõne veekogu põhjast leitud taime õietolmu terakeste põhjal teha kauge mineviku kliima suhtes kaunis kindlaid oletusi. Selle uurimismeetodi kasutamine on andnud teadusele väärtuslikke andmeid.

251. Kliima muutumise põhjusi. Vastavalt nõukogude teadlaste seisukohale tuleb kliima muutumise all mõista nii kliima ühesuunalist muutust kui ka kliima kõikumist. Kliima muutub mitte ainult aastatuhandete vältel, vaid kliimas näeme ka aastasadu ja veel palju lühemat aega kestvaid muutusi ja kõikumisi. Nii esineb ajajärke, mil temperatuur aastakümneid tõuseb või langeb ja millele järgneb temperatuuri vastassuunaline muutus.

Kliima pikaajalise muutumise põhjuste suhtes on teadlased erinevatel seisukohtadel ja selle kohta on esitatud kümneid oletusi. Kokku võttes saab neid tõekspidamisi koondada kolme rühma.

Ühed väidavad, et kliima muutumine on tingitud päikesekiirguse intensiivsuse muutumisest. Teised oletavad, et Maa õhkkonna koostis on muutunud ja see on põhjustanud ka kliima muutumise. Kolmandad teadlased väidavad, et kliima muutumine on tingitud geoloogilistest protsessidest.

252. Kas päikesekiirgus on muutunud? On avaldatud arvamust, et päikesekiirguse intensiivsuse muutumine ei ole võimatu ja et see muutus võis minevikus väga ajutise iseloomuga olla.

Teatavasti ei ole maailmaruum, kus Päike oma planeetidega rändab, täiesti tühi, vaid seal hõljuvad suured hõredad tolmupilved. Kohati on see tolm koondunud nii tihedaks pilveks, et kui Päike oma planeetkonnaga sellesse pilve satuks, nõrgeneks päikesekiirgus Maale tunduvalt. Pole võimatu, et oma rännakul sattus Päike mõnesse tolmupilve, mis oli nii suur, et selle läbimiseks vajas Päike sadu või isegi sadu tuhandeid aastaid, millal päikesekiirgus Maale pikemaks ajaks nõrgenes. Mõned tolmupilved võisid olla tiheduse poolest ebaühtlased, millest tekkisid aastatuhandeid kestnud jääajad ja jäätumise vaheajad.

On avaldatud ka arvamust, et Päike on muutlik täht, mille kiirgus regulaarselt väheneb ja suureneb. Seni pole see oletus astronoomide poolt kinnitust leidnud.

Vaatlustega on selgitatud, et Päikesel tekivad väga erineva suurusega laigud, mille arv perioodiliselt muutub. Päikeselaikude arv suureneb keskmiselt 4,5 aastat ja väheneb 6,5 aastat, nii et tsükkel kestab ligikaudu 11 aastat.

Kaunis levinud on oletus, et päikeselaikude rohkuse muutumisega muutub ka ilmastik. Vastavate andmete läbitöötamisel on saadud aga väga lahkuminevad tulemused. Ühed uurijad väidavad, et päikesekiirguse suurenemise ajal, mis väljendub laikude arvu kasvamises, on ilmastik üldiselt jahedam ja vihmasem ning äikest on rohkem kui Päikese aktiivsuse nõrgenemise perioodil. Teised teadlased on aga teinud sellele otse vastupidiseid oletusi. Mitmed teadlased väidavad, et kliima muutumise põhjusi tuleb otsida päikesekiirguse muutumisest ainult sel juhul, kui kuidagi teisiti ei saa kliima muutumist seletada. Nii leiab päikesekiirguse uurija, nõukogude professor P. N. Tverskoi, et Päikese aktiivsuse muutumise mõju meteoroloogilistele protsessidele on seni lahendamata. Paljude teadlaste katsed leida seost Päikese aktiivsuse ja meteoroloogiliste elementide vahel on andnud vasturääkivaid tulemusi ja võib öelda, et sellist küllalt selgesti väljendatud seost ei ole leitud.

253. Õhutemperatuur oleneb õhu koostisest. Mõned teadlased peavad kliima muutumise üheks põhjuseks õhu koostises toimunud muutusi. On olnud ajajärke, kus see muutus on tunduvalt mõjutanud päikesekiirguse intensiivsust.

Kuigi õhu koostis on võrdlemisi stabiilne, ei saa seda siiski täiesti muutumatuks pidada. Nii on näiteks veeauru, tolmu ja mõnede gaaside hulk õhus küllaltki muutlik. Nende ainete hulgast õhus oleneb õhu läbipaistvus.

Õhu läbipaistvust mõjutab suurel määral veeaur, mille rohkenemisega õhu läbipaistvus väheneb. Pavlovski observatooriumis korraldatud katsed näitasid, et kui päike oli 30° horisondist kõrgemal, muutus päikesekiirgus olenevalt veeauru hulgast õhus järgmiselt.

Veeauru rõhk mm	2,8	4,8	6,4	8,7	11,6
Kiirgus cal/cm^{2}min	1,35	1,25	1,15	1,05	0,95

Siit nähtub, et veeauru rohkenemisega õhus päikesekiirgus võrdlemisi kiiresti väheneb. Kuna veeaur neelab mitte ainult päikesekiirgust, vaid ka suure osa maapinnalt tulnud soojuskiiri, siis õhutemperatuur, eriti maapinnalähedastes õhukihtides, ei lange. Kui aga õhus hõljuv veeaur neelab päikesekiirgust rohkem kui maapinnalt tulnud soojuskiiri, siis õhutemperatuur langeb.

Rootsi teadlane Svante Arrhenius (1859—1927) väitis, et õhutemperatuur oleneb suurel määral süsihappegaasi hulgast õhus, sest see gaas imab enesesse palju päikesekiirgust. Mida rohkem õhus on süsihappegaasi, seda kõrgem on õhutemperatuur.

Õhus on mahu järgi arvestades 0,03% süsihappegaasi. Arrhenius arvutas välja, et kui süsihappegaasi hulk õhus väheneks poole võrra, alaneks õhutemperatuur 4—5° ja meil algaks jääaeg. Kui aga süsihappegaasi hulk kasvaks kolmekordseks, tõuseks õhutemperatuur ligikaudu 8°. Sel korral kasvaksid Teravmägedel ja Gröönimaal kõrgeväärtuslikud puuliigid. Arrheniuse arvates oligi temperatuuri tõus kauges minevikus tingitud süsihappegaasist, mida tollal olevat õhus olnud märgatavalt rohkem kui praegu.

Hiljem on mõned teadlased seletanud, et ka käesoleval sajandil põhjamaades toimuv õhutemperatuuri tõus olevat tingitud süsihappegaasi rohkenemisest õhus, mida põhjustavat kivisõe tarbimise suurenemine.

Käesoleva sajandi algul leidis Arrheniuse hüpotees teadlaste peres rohkesti pooldajaid. Viimaseil aastakümneil ei peeta aga võimalikuks seletada suuri muutusi mineviku kliimas süsihappegaasi rohkuse muutumisega.

Teised õhus leiduvad gaasid ei avalda õhutemperatuurile nii suurt mõju kui veeaur ja süsihappegaas.

Päikesekiirgust vähendab ka õhus hõljuv tolm, mida õhus on alati. Tuulega tõuseb maapinnalt, eriti liivakõrbeis, rohkesti peenikest tolmu õhku, mis kandub sealt sageli sadade ja isegi tuhandete kilomeetrite kaugusele. Kõrgematesse õhukihtidesse satub tolm vulkaanidest, mis paiskavad tuha kümnete kilomeetrite kõrgusele. Maal on ligikaudu 500 tegevat vulkaani ja aastas heidavad nad õhku üle kuupkilomeetri tuhka. Krakatau vulkaan (Jaava saare lähedal) üksinda paiskas aastal 1883 ühe päevaga 50 kuupkilomeetrit tuhka välja.

Vulkaanide tuhk võib päikesekiirgust tunduvalt nõrgendada. Nii näiteks paiskas Alaska vulkaan Katmai aastal 1912 õhku nii palju tuhka, et Pavlovskis (ligikaudu 10 000 km kaugusel) vähenes õhu läbipaistvuse koefitsient, mis seal on keskmiselt 0,745, kuni 0,570-ni. Õhu läbipaistvuse vähenemisel vähenes muidugi ka päikesekiirgus.

1783/84. aasta talv oli Põhja-Ameerikas erakordselt külm, mida seletati sellega, et Islandi vulkaan olevat tegutsenud väga aktiivselt ja pursanud korduvalt palju tuhka atmosfääri kõrgematesse kihtidesse. Ka käesoleval sajandil näitab vulkaanide aktiivse tegevuse ja talviste temperatuuride kõrvutamine, et vulkaanide korduvatele võimsatele pursetele on järgnenud külmad talved.

Samuti vähendavad päikesekiirgust metsapõlemisel kõrgematesse õhukihtidesse tõusnud tuhk ja nõgi. Kui palju suur metsapõlemine õhutemperatuuri võib mõjutada, sellest jutustab geomorfoloog K. K. Makarov järgmist.

Kuival 1915. aasta suvel olid Siberis 1 600 000 km^2 suurusel maa-alal metsapõlemised. Tulekahju pindala oli kolm korda suurem Prantsusmaa territooriumist. Tulekahjudega tõusis õhku nii palju tuhka ja nõge, et augustikuul vähenes päikesekiirgus 65%. Põlemised kestsid 50 ööpäeva, mille tulemusena taliviljade valmimine hilines 10—15 päeva. Päeval oli kohati nii pime, et rongid olid sunnitud sõitma tuledega.

Nii näeme, et õhu koostis avaldab õhutemperatuurile suurt mõju, ja kui minevikus oli õhu koostis mõnevõrra teistsugusem kui käesoleval ajal, pidi ka tolleaegne kliima praegusest erinema.

254. Kliima muutumise astronoomilised põhjused. Soojuse hulk, mida Maa pind saab Päikeselt, oleneb ka sellest, kas päikesekiired langevad maapinnale risti või kaldu. Mida suurema nurga all langevad kiired maapinnale, seda rohkem soojendavad nad pinnast. Kiirte langemisnurga suurenemisega kasvab ühtlasi ka maapinnale tulev soojuse hulk.

Soojuse hulk, mida Maa saab Päikeselt, oleneb samuti viimase kaugusest: mida kaugemal on Päike, seda vähem ta soojendab ja vastupidi.

Uurides Maa liikumist ümber Päikese, on leitud, et käesoleval ajal moodustab ekvaatori tasapind Maa liikumistee tasapinnaga 23°27′ suuruse nurga. Vastavatest astronoomilistest mõõtmistest on leitud, et selle nurga suurus kõigub 24°36′ kuni 21°58′ ja muutuse periood kestab 40 000 aastat. Teoreetilised kaalutlused näitavad, et mida suurem on see nurk, seda rohkem erineb suvekuude temperatuur talvekuude temperatuurist. Nurga suurenemisel temperatuur polaaraladel tõuseb, troopikas langeb. Nurga vähenemisel polaarmaad jahenevad, ekvaatori piirkond aga soojeneb. Kui see nurk jõuab miinimumini, langeb suvekuude keskmine temperatuur 80. laiuskraadil praegusega võrreldes viis kraadi, mis võib põhjustada jääaja tekkimist. Nurga maksimumi ajal on aga suvekuude keskmine temperatuur 80. laiuskraadil praegusest kolme kraadi võrra kõrgem. Kui selle nurga muutumine oleks ainukeseks kliima muutumise põhjuseks, esineks Maal õhutemperatuuri tõusus ja languses kindel perioodsus, kusjuures perioodi kestvus oleks 40 000 aastat.

Maa tiirleb ümber Päikese mitte ringi, vaid ellipsit mööda. Ellipsil on kaks teineteisega risti olevat telge, millest üks on pikk, teine lühike. Päike ei asetse ellipsi telgede ristumispunktis, vaid sellest natuke eemal — ellipsi fookuses, mis asub pikemal teljel. Mõõtmistel on leitud, et ellipsi lapikus perioodiliselt muutub ja et perioodi pikkus on 90 000 aastat.

Päikesele kõige lähemat punkti Maa liikumisteel nimetatakse *periheeliks* ja kõige kaugemat punkti *afeeliks*. Periheelis liigub Maa Päikese läheduse mõjul kiiremini kui afeelis. Seepärast on see aastaaeg, mil Maa liigub periheeli lähedal, lühem sellest aastaajast, mil Maa on afeeli lähedal.

Käesoleval ajal liigub Maa nii, et ta on periheelis põhjapoolkera talvel ja afeelis suvel. Lõunapoolkeral on olukord vastupidine. Seetõttu peaks temperatuuri aastane kõikumine olema praegusel ajal Maa põhjapoolkeral väiksem kui lõunapoolkeral. Peale selle on talv põhjapoolkeral suvest kaheksa päeva lühem.

Käesoleval ajal on Maa afeelis juuli ja periheelis jaanuari esimestel päevadel. See olukord aga muutub perioodiliselt, kusjuures perioodi pikkus on 21 000 aastat. Nii oli Maa 10 500 aastat tagasi jaanuaris afeelis ja juulis periheelis. Selle tulemusena vahelduvad iga 10 500 aasta järel Maa poolkerade pikad talved lühikeste talvedega ja lühikesed suved pikkade suvedega. Vastavalt sellele peaks ka kliima perioodiliselt muutuma.

Nii võiks astronoomilistel põhjustel olla kliima muutumises kolm perioodi pikkusega 40 000, 90 000 või 21 000 aastat. Kuna aga ülalnimetatud astronoomilised tegurid võivad mõjuda üksteisele vastassuunaliselt, pole alust oletada, et mainitud perioodid langeksid kokku kliima muutustega.

Serbia matemaatik M. Milankovitš püüdis astronoomiliste tegurite mõju kliima kõikumises matemaatiliselt kindlaks teha. Ta leidis, et viimase 650 tuhande aasta vältel on päikesekiirguses olnud astronoomiliste tegurite mõjul neli miinimum- ja kolm maksimumperioodi. Neid ajajärke Alpides esinenud jääaegade ja jäätumise vaheaegade aastatega võrreldes selgub, et Milankovitši poolt leitud temperatuuri miinimumi perioodid langevad ühte alpi jääaegadega ja temperatuuri maksimumi perioodid jäätumise vaheaegadega.

Siit võiks järeldada, et jääaegade esinemine on põhjustatud astronoomilistest teguritest. See oletus on aga ekslik, nagu väidab klimatoloog L. S. Berg, sest need astronoomilised tegurid olid ka eelmistel geoloogilistel ajastutel, kuid siis ei esinenud ühtegi jääaega.

Nii ei saa ainult astronoomiliste teguritega jääaegade tekkimist ja kadumist seletada.

255. Maismaa ja ookeanid. Meteoroloogiliste elementide jaotust Maa pinnal vaadeldes nägime, et see oleneb peale muu ka aluspinnast, s. t. kas aluspinnaks on maismaa või veekogud, tasandik või mäed jne.

Maa minevikust on teada, et maismaa ja veekogud

on pidevalt muutunud nii suuruse, asukoha kui ka kuju poolest. Vähe pole muutunud ka maapinna reljeef.

Kõige tõenäolisemateks kliima muutusi põhjustavateks teguriteks on maapinnal ja maakoores toimunud muudatused. Suur tähtsus on selles suhtes veekogude ja maismaa vahekorral ning nende asendi muutumisel.

Suure soojusemahutavuse ja liikuvuse tõttu ühtlustavad ja pehmendavad veekogud kliimat. Ühegi veekogu kohal ei esine nii suurt temperatuuri kõikumist nagu maismaal, kus temperatuuri aastane amplituud tõuseb paljudes kohtades üle kuuekümne kraadi. Peale selle kannavad veed oma suure liikuvuse tõttu soojust lõunast põhja poole, kust jahedam vesi jälle lõunasse voolab. Sellisel vee ringvoolul on kliima kujunemisel suur tähtsus.

Oli kord aeg, kus suur osa Maa põhjapoolkerast oli ookeani all ja maismaa oli koondunud rohkem lõunapoolkerale ning polaarala veebassein ei olnud suletud maismaa kinnisesse rõngasse, nagu see on käesoleval ajal. Beringi väin oli siis praegusest mitu korda laiem, nii et Vaikse ookeani veed ulatusid kaugele põhja. Euroopat lahutas Aasiast suur meri praeguse Obi jõe kohal, mis ühendas sooja India ookeani polaarmeredega. Ka Atlandi ookeanist pääsesid veed polaarmeredesse vabamalt kui praegu. Seega voolas soe vesi tollal võrdlemisi vabalt lõunast polaaraladele, mistõttu põhjas kasvasid sellised taimed, mida tänapäeval leidub ainult lõunas. Kui ka käesoleval ajal avaneks soojale troopika veele vaba juurdepääs Põhja-Jäämerele, ei kataks Arktikat paksud lume- ja jääväljad.

Veekogude ja maismaa välise kuju muutumine on põhjustanud suuri kliima muutusi mitte ainult miljonite ja kümnete miljonite aastate eest, vaid isegi ajaloolisel ajal, ainult mõned aastatuhanded tagasi. Nii tekkis Läänemerel ligikaudu kümme tuhat aastat tagasi lai ühendus Atlandi ookeaniga, mistõttu viimase veed ulatusid Soomeni. See veekogude ja maismaa piiride muutus mõjutas ka Põhja-Euroopa kliimat, mille tulemusena talved pehmenesid, suved jahenesid ja sademete hulk suurenes. Isegi läänest tulevad madalrõhkkonnad hakkasid liikuma lõunapoolsemaid teid mööda.

Kuid juba 3000 aastat enne meie ajaarvamist oli Läänemere ühendus ookeaniga muutunud kitsaks ja Atlandi veed tagasi tõmbunud, mistõttu ka kliima jahenes.

Uurides maismaa osatähtsust kliima kujunemisele, on klimatoloogid jõudnud otsusele, et suurematel laiustel põhjustab maismaa suurenemine õhutemperatuuri langust, väiksematel laiustel aga õhutemperatuuri tõusu. Kui maismaa pindala väheneks 10% võrra, muutuks õhu keskmine temperatuur vastavalt geograafilisele laiusele järgmiselt:

Geograafiline laius kraadides	0	10	20	30	40	50	60	70	80
Temperatuuri muutus kraadides	−2,0	−1,8	−1,5	−1,0	−0,3	+0,3	+1,0	+1,5	+1,8

Kui kauges minevikus oli põhjapoolsetel aladel praegusest kõrgem temperatuur, siis mitte ainult sellepärast, et lõunamerede soojad veed ulatusid polaaraladele, vaid ka seetõttu, et maismaa pindala oli põhjapoolkeral väiksem.

Nõukogude geoloogi J. Levitese järgi on maismaa piirid muutunud Euraasias viimase miljoni aasta vältel järgmiselt.

Euroopa oli Vahemere lääneosas ühendatud Aafrikaga. Egeuse merd, Dardanellide ja Bosporuse väina veel ei olnud ja nende asemel oli Kreekat Väike-Aasiaga ühendav maismaa. Briti saared olid mandriga ühendatud. Reini üheks harujõeks oli Thames, sest praeguse Põhjamere kohal oli maismaa, kust Rein läbi voolas. Balti merd ei olnud. Atlandi ookeani põhjapoolne osa oli küll olemas, kuid teisel kujul kui praegu. Euroopa oli Islandi piirkonnas ühendatud Põhja-Ameerikaga. Beringi väina ei olnud. Must meri oli praegusest palju väiksem, Kaspia meri aga märgatavalt suurem, kattes peaaegu kogu ümbritseva madaliku.

Kliima kujunemisele on tähtis mitte ainult maismaa ulatus, vaid ka maapinna kõrgus ja reljeef. Teadlased on jõudnud üksmeelsele otsusele, et mäed ja kõrgustikud

jahutavad õhku. Juba see, et kõrged mäed kattuvad igilume ja jääga, näitab, et seal on madal temperatuur, mis kahtlemata mõjutab ka ümbruskonda. Vastavate arvutuste järgi tõuseks õhutemperatuur mägede tasandamisel ligi üks kraad.

256. Mandrite ja pooluste nihkumine. Mandrite suurus ja reljeef on tuhandete ja miljonite aastate vältel palju muutunud ja muutub edasi. Kõik see mõjutab kliimat.

Aastal 1912 esines kuulus saksa geofüüsik A. Wegener (1880—1930) hüpoteesiga, et mandrid muutuvad mitte ainult oma reljeefi ja suuruse, vaid ka asukoha poolest maakeral. Kauges minevikus olevat olnud ainult üks manner, mida nüüd nimetatakse Pangeaks. See manner lagunes mitmesugustel põhjustel osadeks, mis aja jooksul üksteisest eemale nihkusid. Samal ajal olevat toimunud ka pooluste teisale nihkumine.

Mandrite nihkumise mõte tekkis Wegeneril Atlandi ookeani kaardi vaatlemisel, kust on näha, et Brasiilia ja Aafrika rannajooned on väga sarnased, nii et seal, kus ühel on kühm, on teisel vastav lohk ja vastupidi. Sellest oletas Wegener, et kunagi moodustas Lõuna-Ameerika Aafrikaga ühise mandri. Kriidi ajastul, s. o. üle saja miljoni aasta tagasi, lõhustus see hiiglasuur manner kaheks osaks, mis nagu jäämäed meres teineteisest eemale nihkusid.

Ka Põhja-Ameerika, Euroopa ja Gröönimaa moodustasid ühe suure mandri, mis hakkas lagunema ligikaudu 2—3 miljonit aastat tagasi.

Et Ameerika on tõesti eraldunud Euroopast ja Aafrikast, selle tõestamiseks viidatakse peale muu ka nende mandrite taimestiku ja loomastiku suurele sarnasusele. Osa teadlasi aga väidab, et Lääne-Euroopa ja Põhja-Ameerika taimestiku sarnasuse seletamiseks pole sugugi vaja, et need mandrid oleksid kunagi moodustanud ühise mandri. Praeguse üldise tõekspidamise põhjal oli Euroopa kauges minevikus ühendatud Gröönimaaga. Ühendajaks oli maariba, mis ulatus Gröönimaalt Islandi ja Fääri saarte kaudu Suurbritanniani. Selle maariba kaudu olevatki taimed ühelt mandrilt teisele rännanud. Kui praegune merepind alaneks 500 m võrra, oleks side Euroopa ja Ameerika vahel jälle loodud. Samuti arvatakse, et ka

Antarktis, Austraalia, Hindustan ja Lõuna-Aafrika kujundasid minevikus ühise mandri.

Wegeneri hüpoteesi järgi toimub mandrite nihkumine veel praegugi. Nii on näiteks Gröönimaa idaranniku lähedal saareke, mis astronoomiliste mõõtmiste järgi on nihkunud 48 aastaga 1,6 km lääne poole. Mandrite nihkumise jälgimiseks teostatakse käesoleval ajal üle maailma kuues astronoomia observatooriumis vastavaid vaatlusi.

Edasi oletas Wegener, et minevikus nihkusid mitte ainult mandrid, vaid ka maakera poolused. Nii olevat põhjapoolus kümned miljonid aastad tagasi asunud Vaikses ookeanis Ameerika ranniku lähedal, ligikaudu 30° ekvaatorist põhja pool. Sealt olevat poolus aeglaselt põhja poole nihkunud ja läbi Alaska poolsaare, Põhja-Jäämere, Gröönimaa ja Teravmägede oma praegusele kohale jõudnud. Vastavad andmed näitavat, et lõunapoolus oli Lõuna-Ameerika läheduses, kust ta läbi Lõuna-Ameerika ja Austraalia liikudes jõudis praegusele asukohale.

Oma hüpoteesi põhjendas Wegener järgmiselt.

Astronoomide seletuse järgi oli Maa väga kauges minevikus kõrge temperatuuri mõjul poolvedelas olekus. Raskemad ained vajusid siis Maa tsentri poole, kergemad jäid pinna lähedale. Et Maa tsentris on tõesti raskemad ained kui pinnal, seda tõendab asjaolu, et maapinnal leiduvate ainete keskmine erikaal on 2,7, kogu Maa erikaal aga 5,5. Maa sisemus pole veel täiesti ära jahtunud, vaid on püdelas olekus ja selle poolvedela massi pinnal liiguvad Maa jahtunud osad, s. o. mandrid. Maa külgetõmbejõu, pöörlemise ja ellipsoidse kuju mõjul tekivad jõud, millest üks suunab mandreid lääne, teine ekvaatori poole. Nende jõudude koosmõjul ongi sadade miljonite aastate vältel toimunud mandrite nihkumine.

Mandrite ja pooluste nihkumise hüpotees leidis teadlaste peres, eriti botaanikute hulgas esialgu palju pooldajaid. Hüpoteesil on aga veel rohkem vastaseid, sest mitmed hüpoteesi põhialused olevat teaduse andmetega vastuolus. Nii näitavat astronoomilised vaatlused, et Põhja-Ameerika ja Euroopa käesoleval ajal teineteisest ei eemaldu, nagu see peaks hüpoteesi järgi toimuma, vaid, vastupidi, lähenevad. Arvutused näitavat ka, et Wegeneri poolt määratletud jõud on mandrite liikumapanemiseks

liiga väikesed. Et mandreid liikuma panna, peaksid need jõud olema miljard korda suuremad. Seda asjaolu peetaksegi Wegeneri hüpoteesi kõige nõrgemaks küljeks.

Ka paljud kivistised näitavad, et mineviku taimestik ja loomariik on olnud mitmes kohas sellest erinevad, missugused oleksid nad pidanud Wegeneri hüpoteesi põhjal olema. Üks Ameerika nimekas teadlane nimetab seda hüpoteesi muinasjutuks. Kuid Ameerikas ja ka mujal leidub siiski palju selle hüpoteesi pooldajaid.

Kui Wegeneri poolt kirjeldatud mandrite ja pooluste nihkumine minevikus tõesti toimus, siis põhjustas see kogu Maa ulatuses põhjaliku kliima muutumise.

257. Golfi hoovus ja kliima. Põhjamaade kliima viimast pikaajalist muutumist, mis toimus ligi miljon aastat tagasi, on püütud ka sellega seletada, et Golfi hoovuse suund kauges minevikus geoloogilistel põhjustel sedavõrd muutus, et selle soojad veed ei ulatunud enam Atlandi ookeani põhjaossa.

Mis põhjustas Golfi hoovuse suuna muutumist?

Ühe oletuse kohaselt olevat Põhja- ja Lõuna-Ameerikat ühendav Panama maakitsus nii sügavale ookeani vajunud, et Golfi hoovusel avanes vaba väljapääs Kariibi merest Vaiksesse ookeani. See olevat põhjustanud Atlandi põhjaosas ja Euraasias suure temperatuuri languse.

Teise oletuse põhjal oli miljoneid aastaid tagasi Väikeste Antillide saarte asemel suur Antilli manner, mis sundis idast tulnud Golfi hoovust pöörduma tagasi troopikasse.

Väidetakse ka seda, et Lõuna-Ameerika idaranniku kuju oli sedavõrd muutunud, et Ekvatoriaalhoovuse soojad veed pidid pöörduma lõunasse, sest põhjasuunalist liikumist takistas Ameerika manner. Selle tulemusena temperatuur Atlandi põhjaosas ja Euroopas langes.

On avaldatud ka arvamust, et kirdepassaat oli kagupassaadist palju tugevam ja see suunas soojad troopika veed kaugele lõunasse.

Kõige võimsamaks Golfi hoovuse suunda mõjutavaks asjaoluks peetakse seda, et Gröönimaa, Islandi, Fääri saarte, Šotimaa ning Skandinaavia vaheline merepõhi oli kerkinud niivõrd kõrgele, et Golfi hoovus ei pääsenud enam Arktikasse.

Kõikidele nendele oletustele Golfi hoovuse suuna muutumise kohta on esitatud hulk kaaluvaid vastuväiteid.

258. Brückneri 35-aastane periood. Mõned teadlased oletavad, et osa meteoroloogilisi elemente perioodiliselt muutub. Sellel alal on kõige rohkem vaidlusi põhjustanud saksa meteoroloogi E. Brückneri (1862—1927) uurimus, milles autor püüab näidata, et meteoroloogiliste elementide suurus tõesti muutub ligikaudu 35-aastaste perioodide kaupa.

Paljude aastate vältel kogus Brückner andmeid õhurõhu, temperatuuri, sademete, järvede ja jõgede veetaseme ning viljasaagi kohta kogu maailmas perioodil 1700—1880. Nende andmete läbitöötamisel leidis ta, et teatava arvu aastate jooksul toimub meteoroloogiliste elementide muutumine nende kasvu suunas, millele järgneb kindla arvu aastate jooksul nende langus. Selle perioodi keskmine pikkus olevat 35 aastat, üksikutel kordadel aga 20—50 aastat. Nii korduvat meil iga 35 aasta järel soojad ja külmad, kuivad ja vihmased aastad.

Brückner seletas, et kuival perioodil on õhutemperatuur normaalsest kõrgem ja järvede ning jõgede veetase keskmisest madalam, sademeterohkel ajal on aga temperatuur normaalsest madalam, veetase normaalsest kõrgem.

Brückneri suureks teeneks tuleb lugeda seda, et ta näitas, kuidas kliimas toimuvad lühiajalised kõikumised ja et meteoroloogiliste elementide ühesuunaline muutumine vältab aastakümneid. Kuid 35-aastast perioodi ei saa siiski õigeks pidada. Nii näiteks pidi 1928. aasta olema Brückneri järgi väga kuiv. Tegelikult oli aga see aasta kogu Euroopas erakordselt sademeterohke, eriti sügis.

Ka teiste meteoroloogiliste elementide muutumises ei esine 35-aastast perioodi, kuigi need elemendid küll pidevalt kõiguvad.

Veel vähem on teistel teadlastel õnnestunud kliimas lühiajalist perioodilisust tõestada. Nõukogude klimatoloog L. S. Berg väidab, et mõnedel aastakümnetel on perioodilisus kliima muutuses nagu olemas, kuid siis kaob see jälle täiesti.

Viimase aja kokkuvõtete põhjal on väga soojad aastad kordunud Euroopas iga 45 aasta järel. Nii olid erakordselt soojad aastad 1778, 1823, 1868 ja 1913.

259. Euroopa kliima kõikumine. Viimase kümne tuhande aasta vältel on Euroopa kliimas olnud korduvalt suuri muutusi ja kõikumisi. On esinenud väga sooje ja väga külmi ajajärke, kuivi ja niiskeid aastaid; on olnud inimesele elamiseks soodsa ilmastikuga perioode, millele on järgnenud kestev ilmade halvenemine.

7000 aastat enne meie ajaarvamist olid Euroopas soojad ja kuivad suved. Sellele järgnes temperatuuri tõusu ja niiskuse suurenemise periood, mistõttu 6000 aastat enne meie ajaarvamist oli kogu Lääne-Euroopa kaetud tamme- ja teiste lehtpuumetsadega. Suvekuude keskmine temperatuur oli siis praegusest paari kraadi võrra kõrgem. Sajandite möödumisel aga sademete hulk suurenes. See soodustas soode tekkimist, mistõttu 5000 aastat enne meie ajaarvamist hävines suurem osa Euroopa metsadest.

Kuidas Euroopa kliima on muutunud viimase viie tuhande aasta vältel, selles suhtes teadlaste oletused erinevad. Ühed arvavad, et Vahemeremaades on õhutemperatuur langenud ja sademete hulk vähenenud. Teiste oletuste põhjal pole kliima sel ajajärgul ei Itaalias, Kreekas ega Palestiinas märgatavalt muutunud. Need viljapuud, mis seal siis kasvasid, kasvavad ka nüüd ja kannavad endiselt vilja.

Nõukogude teadlase P. P. Predtetšenski andmeil oli Euroopas viimane kestvam kliima kõikumine VIII—XV sajandini. VIII sajandil algas Euroopas ja Atlandi põhjaosas kliima pehmenemine. Island ja Gröönimaa kaotasid osa oma jääkattest, kõnelemata lõunapoolsematest saartest. Gröönimaal tõmbus jääkilp lõunast põhja poole, mis võimaldas lõunarannikul põlluharimist. Sellest sai saar ka oma nime — «roheline maa», mille olevat andnud skandinaavlased. Nimelt skandinaavlased olevat Põhja-Ameerikat tundnud juba VIII sajandil ja sooritanud sinna korduvalt reise. Nendel reisidel tuli sageli peatuda, kusjuures üheks peatuskohaks oli Gröönimaa.

Ülevaate Euroopa kliima kõikumistest viimase 7000 aasta vältel annab tabel 17.

260. Viimase sajandi kliima. Peaaegu üldiselt arvatakse, et viimaseil aastakümneil on kliima meil kaunis tunduvalt muutunud. Sellest kõnelevad eriti vanemad inimesed. Mõnede seletuse järgi olevat talved endise ajaga võrreldes üldiselt soojemad, kuna suvede kohta ei saavat midagi kindlat öelda.

Tabel 17

Kliima kõikumisi Euroopas

Aastad enne meie ajaarvamist	
5460	Niiske ja soe kliima.
5000	Kuiv ja jahe kliima.
4500	Niiske ja kaunis soe kliima.
4000—3000	Kliima jaheneb ja muutub kuivemaks.
2200	Väga kuiv kliima, eriti Kesk-Euroopas.
2000	Sademeterikas ajajärk.
1275	Lühiajaline sademete maksimum. Vaikülade hävimine.
1200—1000	Kuiv ja soe kliima.
850	Niiske ja jahe kliima.
700—500	Kuiv ja soe kliima.
500	Sademete hulga järsk suurenemine, kliima tunduv jahenemine.
Aastad meie ajaarvamise järgi	
0	Kliima sarnaneb praeguse kliimaga.
100	Eelnevast perioodist kuivem ja soojem kliima.
180—350	Niiskem kliima.
800—1200	Jääliustike kasvamine. Rohked vihmad Kesk-Euroopas.
1200—1300	Tugevad tormid. Pehmed ja vihmased talved.
1600	Jääliustike üldise liikumise algus.
1677—1750	Kuiv kliima, pehmed talved.
1850	Jääliustike üldise taganemise algus.

Meteoroloogiliste andmete vaatlemisel selgub, et viimastel aastakümnetel on meie kliima tõesti muutunud ja et oletus talvede soojenemise kohta pole aluseta. Mõned andmed näitavad, et Euroopa kliima on XVIII sajandi keskpaigast kuni käesoleva ajani muutunud merelisemaks, s. o. talved on endistest soojemad ja suved jahedamad. Eriti märgatav olevat see polaarmaades.

Professor S. V. Kalesniku järgi on polaaralade kliima muutunud käesoleva sajandi teisest aastakümnest alates järgmiselt.

Alates XX sajandi algusest on aasta keskmine temperatuur avaldanud enamikel mandreil selget tõusutendentsi. Peaaegu kõikidel kontinentidel on kliima soojenenud. Eriti märgatav on kliima pehmenemine viimasel paarikümnel aastal polaaraladel. Nii on aasta keskmine temperatuur tõusnud Teravmägedel 2°, Gröönimaal 2,5°,

Franz Josephi maal 3,5°. Ka Leningradis on aasta keskmine temperatuur tõusnud 1° võrra.

Kuna kevad- ja suvekuude temperatuur on muutunud vähe, on soojenemine tingitud peamiselt sügis- ja talvekuude temperatuuri tõusust. Jäälõhkuja «Sedovi» triivi ajal 1937. aasta oktoobrist kuni 1940. aasta jaanuarini oli temperatuur Põhja-Jäämeres 6° kõrgem kui 44 aastat varem, s. o. F. Nanseni laeva «Fram» reisi päevil. Kliima soojenemise tulemusena on jääkate polaarmaades 10—20% vähenenud ja jää liikumine kiirenenud.

Aastal 1912 märkisid merede uurijad Laptevite meres Siberi ranniku läheduses kaardile ühe saare. 1935. aastaks oli sellest saarest järele jäänud ainult madalik, sest, nagu hiljem selgus, saar koosnes liivast ja jääst. Nii on ka mõned teised jääsaared vähenenud ning mõned neist täiesti kadunud. See tõestab, et merevee temperatuur on tõusnud.

Nii toimub S. V. Kalesniku seletuse järgi polaaraladel üldine temperatuuri tõus.

Kliima pehmenemine ei piirdu ainult Arktikaga, vaid seda võib märgata ka lõunapoolsematel aladel. Alates 1927. aastast on talve keskmine temperatuur Soomes vastavalt maakohtadele tõusnud 1—5°, kusjuures talv on lühenenud.

Mis põhjustab põhjamaade kliima pehmenemist?

Arvamused selles suhtes on erinevad. Viimasel ajal leiab üha rohkem pooldamist seisukoht, et pooluse ja ekvaatori vaheline õhuvahetus on muutunud intensiivsemaks, nii et ekvaatorilt liigub poolusele endisega võrreldes rohkem sooja õhku. Need suured soojad õhumassid põhjustavatki põhjamaades õhutemperatuuri tõusu.

Vastavad uurimised näitavad, et Atlandi ookeani põhjaosas ja Põhja-Euroopas on madalrõhkkondade tegevus viimasel ajal intensiivistunud.

261. Kauge tuleviku kliima. Minevikust teame, et meil on olnud nii sooje perioode kui ka jääaegu.

Osa klimatoloogе tõendab, et Euroopas on olnud viimase 800 miljoni aasta vältel neli suurt jääajajärku. Nende suurte jääajajärkude vaheajad on kestnud 250 miljonit aastat. Ühe jääajajärgu ajal esineb mitu jääaega, mil suured alad on kaetud jääga, ja jäätumise vaheaega, mil temperatuur tõuseb ja jää kaob. Manner-jäätumise tekkimise kohta on loodud mitmeid hüpoteese.

Osa teadlasi pooldab seda hüpoteesi, mis seob manner-jäätumise tekkimise mäestike sünniga. On leitud, et sadu tuhandeid aastaid või koguni miljon aastat pärast suurte mäestike tekkimist on alanud jääajajärk. Ka viimane jääajajärk olevat alanud pärast Alpide teket. Seost mägede tekkimise ja jääajajärkude alguse vahel seletatakse järgmiselt. Mäestike tekkimisega maapind kerkib, mille tagajärjel õhuvoolud, merehoovused, sademete jaotus maakera pinnal muutuvad. Maapinna kõrgemale tõustes õhutemperatuur langeb ja mägedes tekivad jääliustikud, mis hakkavad aeglaselt orgudesse laskuma.

Nõukogude geoloog S. S. Kuznetsov jutustab viimase jääajajärgu jääaegade tulekust ja minekust järgmist.

Rohkem kui miljon aastat tagasi algas Euroopas suur jahenemine, mille tagajärjel Alpid ja Kaukasus kattusid võrdlemisi paksu jääkorraga. Jahenemisele järgnes lühiajaline kliima soojenemine, mis temperatuuri uue languse tõttu varsti lakkas. Kliima jahenemise tagajärjel kattus maa-ala Skandinaaviast kuni Lihvini laiuseni (Tuula oblastis) paksu jääga. Selline olukord kestis kümneid tuhandeid aastaid. Edasi toimus uus lühiajaline soojenemine ja siis langes temperatuur jälle. Seekord ulatus jää kuni Kiievini. Järgnenud soojenemine sulatas need jääväljad järjekordselt, kuid mitte kauaks, sest peagi toimus uus temperatuuri langus. Algas heitlus külma ja sooja vahel, kuni soojus viimaks võitis ja jää oli sunnitud taganema. Nüüd vabanesid ka Baltimaad jääst.

Nõukogude geoloogi V. A. Obrutševi andmeil kestsid need jääajad 400 000 ja vaheajad 300 000 aastat.

Kauge mineviku kliima uurijad ei pea normaalseks jääaegade kliimat, vaid normaalne olevat jääajajärkude vaheaja kliima, mis kestab sadu miljoneid aastaid. Sellest lähtudes on klimatoloog C. Brooks koostanud kliimaennustuse eelolevaks 250 miljoniks aastaks, oletades, et vähemalt miljoni aasta pärast on meil jääajajärk täiesti möödas ja algab kliima normaalne olukord.

Selle ennustuse kohaselt seisneb kliima esimene suurem muutus pärast jääajajärgu lõppu selles, et mägedest kaovad jääliustikud. Gröönimaal ja Antarktises jäävad liustikud küll veel püsima, kuid vähenevad pidevalt. Beringi väin laieneb ja süveneb ning selle kaudu tungib soe hoovus Vaiksest ookeanist iga aastaga üha kaugemale

pooluse poole. Jääväljad selles piirkonnas vähenevad. Islandi saar väheneb ja Gröönimaa lõunatipp tõmbub põhja poole. Sellega suureneb ka Atlandi ookeanist sooja vee juurdevool Põhja-Jäämerre.

Kuigi päikesekiirguse intensiivsus jääb endiseks, tuleb siiski erakordselt sooje aastaid, nagu neid ka minevikus on korduvalt olnud, ja ühel suvel kaovad jääväljad Põhja-Jäämerest täiesti. Kuna õhutemperatuur kogu aeg tõuseb, saabub viimaks selline talv, millal isegi Põhja-Jäämerel ei teki enam jääd. Lääne-Euroopas muutuvad ilmad väga palavaks ja kuivaks. Temperatuur tõuseb suvekuudel keskmiselt kuni 37°-ni. Gröönimaa 2 km paksune jääkate väheneb õige kiiresti. Jää kaob ka Antarktisest. Vihma sajab vähe, mistõttu valitseb üldine põud.

Ookeanides voolab soe vesi poolusele, mis muudab polaarmaade kliima elamiseks soodsaks. Selline kliima jääb püsima kuni 250 miljoniks aastaks, nagu see on olnud ka minevikus.

Vastavad andmed näitavad, et praegu on 16 miljonit ruutkilomeetrit maakera pinnast kaetud lume ja jääga. Kui kõik see lumi ja jää ära sulab, tõuseb ookeanide pind vähemalt 50 m võrra. Ainult Gröönimaa arvel tõuseb merepind 8 m ja Antarktise jääväljade arvel 40 m. Seega kattuvad tulevikus paljud saared ja mandrite madalamad kohad veega.

Seda kliimaennustust lugedes kerkib tahtmatult küsimus, kas Päike suudab meid üldse nii kaua soojendada. Käesoleva sajandi algul seletasid mõned astronoomid, et päikesekiirgus iga aastaga nõrgeneb, kuna Päike olevat jõudnud juba raugaikka. Päikese temperatuur olevat sedavõrd langenud, et Päike pole enam valge ja hele nagu minevikus, vaid on jahtudes muutunud kollakaks.

Uuemate andmete põhjal tuleb aga oletada, et päikesekiirgus ei nõrgene, vaid, vastupidi, tõuseb. Kiirguse suurenemine toimuvat aga nii aeglaselt, et enne peab mööduma sadu miljoneid aastaid, kuni Maal võib märgata temperatuuri tõusu. Ühe oletuse kohaselt tõusvat õhutemperatuur Maal päikesekiirguse suurenemise tõttu ühe miljardi aastaga 2—3°. Järgneva viie kuni kuue miljardi aastaga võivat temperatuur tõusta isegi nii kõrgele, et elu Maal olevat selles temperatuuris vaevalt mõeldav.

XVII PEATÜKK

VEEKOGUD KLIIMAT MÕJUTAVA TEGURINA

262. Mered ja ookeanid. Mered ja ookeanid kokku moodustavad hiiglasuure veevälja, mille all on 361 milj. km^2 ehk ligikaudu 70,8% maakera pindalast ja milles on 1330 milj. km^3 vett. Veel kaks aastatuhat tagasi olid teadlased arvamisel, et mered on ümbritsetud maismaast, mis jaotab nad üksteisest eraldatud veebasseinideks. Nüüd me muidugi teame, et mandrid on tegelikult saarteks suures veeväljas. Viimast vaadeldakse nüüd kui ühtset pinda, sest igast sellel pinnal vabalt võetud punktist saab minna selle pinna igasse teise punkti, ilma et tarvitseks vähematki osa teest sooritada maismaal. Suuruse ja pidevuse tõttu nimetatakse seda veevälja Maailmamereks.

Maailmamere suurus ja väline kuju on oma miljardeisse aastaisse ulatuva eksisteerimise vältel palju muutunud. Kui käesoleval ajal on maismaa koondunud peamiselt Maa põhjapoolkerale, siis oli kauges minevikus siin maismaad koguni vähe ja veepind suures ülekaalus. Oletatakse, et ligi 1,5 miljardit aastat tagasi oli maismaa koondunud ekvaatori lähedusse suureks Gondvana mandriks. Nagu edaspidi näeme, peitub maismaa ümberasetumises kliima muutumise üks peamisi põhjusi.

Kõik mered ja ookeanid ei ole oma praegusel kujul tekkinud ühel ja samal ajal, vaid väga erinevatel aegadel. Oletatakse, et kõige vanem on Vaikne ookean, mis tekkis ligi paarsada miljonit aastat tagasi, ja kõige noorem arvatavasti Atlandi ookean.

263. Mered kliima mõjutajatena. Õhkkonnas esinevad nähtused on paljude tegurite koosmõju tulemuseks, milles veekogudel on suur tähtsus. Juba Maailmamere suur pindala sunnib õhkkonna probleemidesse süvenemisel

arvestama ka meredes ja ookeanides toimuvaid protsesse. Merede füüsika rajaja, nõukogude akadeemik V. V. Šuleikin ütleb, et mered ja õhkkond on suures sõltuvuses. See ilmneb eriti niisuguste protsesside jälgimisel, mis kulgevad õhkkonnas ja meredes üheaegselt. Seepärast peavad õhkkonna uurijad teadma, mis toimub veekogudes.

Merede ja ookeanide tähtsus õhkkonna suhtes seisneb esiteks selles, et need hiiglasuured veekogud varustavad mandrit veeauruga, kuna mandrite veekogud ei anna nii palju veeauru, et sellest tekiks vajalikul hulgal sademeid.

Teiseks soojendavad mered ja ookeanid õhku, sest iga gramm vett, mis muutub auruks, viib õhku rohkem kui 500 cal soojust. Seetõttu on ka meie vabariigi kliima palju pehmem, kui see oleks ilma Atlandilt saabuva soojuseta.

Isotermid näitavad, et suurem osa Euroopast on talvel palju soojem, kui see oleks ainult päikesekiirgust arvestades, kusjuures ookeani mõju väheneb temast kaugenemisega. Nii talvel kui ka suvel valitsevad Euroopas läänekaarte tuuled, seega tuuled Atlandi ookeanilt, millega mandrile saabub palju soojust. Osa Atlandi ookeanilt saabuvast soojusest kandub Euroopast edasi Aasia lääneossa, kuna Aasia idaosas, kuhu Atlandi mõju ei ulatu ja kus talvel valitseva antitsüklonaalse olukorra tõttu on soodsad tingimused jahtumiseks, on temperatuur nii madal, et seal asub üks Maa külmapoolustest. Skandinaavia poolsaare põhjaosas samal laiusel on keskmine temperatuur talvel 0°. See näitab, kui suur mõju on Atlandi ookeanil Euroopa kliimale.

264. Merevee soolsus ja tihedus. Merevesi erineb järvede, jõgede ja teiste väiksemate maismaa veekogude veest sellepoolest, et ta sisaldab mitmesuguseid sooli, kuna maismaa veed on tavaliselt magedad. Soolsus näitab soola hulka grammides ühes kilogrammis vees. Soolsust väljendatakse promillides (‰). Kui näiteks üks kilogramm vett sisaldab 18,5 g soola, on soolsus 18,5‰.

Ookeanide vee ühes kilogrammis on keskmiselt 35 grammi soola.

Ookeanide vee soolsus on kõige suurem passaatide piirkonnas, kus see ulatub kuni 37,5‰. Sügavusega muutub soolsus võrdlemisi vähe ja 1500 meetrist sügavamal soolsus enam ei muutu.

Mageda vee külmumine algab siis, kui temperatuur

langeb 0°-st madalamale, kuna aga soolane vesi vajab külmumiseks seda madalamat temperatuuri, mida soolasem vesi on. Vesi, mille soolsus on 35‰, külmub temperatuuril —1,91°.

Suur tähtsus on ka vee *tihedusel*. Vee tihedust määratakse grammides, s. o. mitu grammi ainet on ühes kuupsentimeetris. Mõõtmised näitavad, et vee tihedus on kõige suurem temperatuuril +4°; sellest madalamal ja kõrgemal temperatuuril vee tihedus väheneb.

Mida tihedam on vesi, seda raskem ta on. Seetõttu asub jahedam ja ühtlasi tihedam vesi veekogu põhjal ning soojem pinnal. Kui tekib niisugune olukord, et tihedam vesi satub kuidagi pinnale ja väiksema tihedusega vesi on põhjas, siis vajub tihedam vesi alla ja kergem tõuseb peale. Siin toimub seesama, mida võib näha kerge õli ja vee puhul — õli on veepinnal.

265. Ookeanide pindmise veekihi temperatuur. Merede uurija M. I. Šokalski andmeil on ookeanide pindmise veekihi keskmine temperatuur 17,4°, mis on kolme kraadi võrra kõrgem keskmisest õhutemperatuurist Maal. Ülevaate Maailmamere keskmisest temperatuurist annab tabel 18, kus on antud vee temperatuur kraadides laiusvöötmete järgi.

Tabel 18

Maailmamere pindmise veekihi keskmine temperatuur

Laiuskraadides	70—60	60—50	50—40	40—30	30—20	20—10	10—0
t° põhjapoolkeral	3,1	6,1	11,0	18,9	23,9	26,5	27,3
t° lõunapoolkeral	1,4	3,0	9,8	17,0	21,7	25,1	26,4

Üldiselt on 50% Maailmamere pinnavee temperatuur üle 21° ja 16% alla 4,5°. Lõunapoolkera ookeanide pindmine veekiht on põhjapoolkera ookeanide omast külmem. Kolmest ookeanist on kõige külmem Atlandi ookean, mille pinnavee keskmine temperatuur on 16,9°. India ookeani pindmise veekihi keskmine temperatuur on 17,0° ja Vaikses ookeanis 19,1°.

266. Ookeanide pindmise veekihi temperatuuri ööpäevane kõikumine. Ookeanide pinnavee temperatuuri ööpäevane amplituud on väike — tavaliselt 0,5° ümber. Vähestes kohtades läheneb temperatuuri ööpäevane muutus ühele kraadile.

Temperatuuri ööpäevane muutus toimub mitte ainult veekogude pindmises kihis, vaid ka sügavamal, ulatudes kuni 50 m sügavuseni. Siin näeme suurt hilinemist. Kui pinnavee temperatuuri maksimum on kella 13—14 vahel, siis 50 m sügavusel on see alles kell 21; kui miinimum on pinnal kell 4—5, siis 50 m sügavusel on see kell 9.

Vastavad mõõtmised näitavad, et temperatuuri ööpäevane muutus toimub sellise sügavuseni vee segunemise tagajärjel, mitte aga päikesekiirte veekihtidesse tungimise mõjul.

267. Ookeanide pindmise veekihi temperatuuri aastane kõikumine. Ookeanide pindmise veekihi temperatuuri aastast muutust vaadeldes võib täheldada, et Maa põhjapoolkeral on temperatuuri maksimum harilikult juulis või augustis ja kohati koguni septembris. Lõunapoolkeral on maksimum tavaliselt veebruaris. Temperatuuri miinimum on põhjapoolkeral veebruaris ja kohati ka märtsis, lõunapoolkeral augustis.

Ekvaatoril ja selle lähemas ümbruses on ookeanide pindmise veekihi temperatuuri aastane amplituud 2—3°, kusjuures pooluste suunas amplituud suureneb. Kõige suurem on temperatuuri kõikumine keskmistel laiustel, s. o. 30.—40. laiuskraadi piirkonnas, kus see tõuseb kuni 10°-ni. Ookeanide pindmise veekihi temperatuuri aastane amplituud on maismaa pinnakihi temperatuuri kõikumisest palju väiksem ja ulatub keskmiselt kuni 450 m sügavuseni.

Talvel on Atlandi ookeani pinnavee temperatuur (lisa 9) meie laiuse õhutemperatuurist (Läänemere idarannikul) 10—15° kõrgem. Sellest tulenebki, et kui tuul pöördub meil talvel suure külma ajal läände, järgneb sellele külma nõrgenemine või koguni sula, sest Atlandilt saabub sooja õhku. On selge, et üksnes Läänemere mõjul ei tõuseks temperatuur meil nii palju, sest Läänemere pinnavee temperatuur on jaanuaris-veebruaris ainult paar kraadi üle nulli ja õhutemperatuur koguni paar kraadi alla nulli.

268. Süvavee temperatuur. Päikesevalgus tungib vees mõnekümne meetri sügavuseni, soojusenergia neeldub aga peaaegu täielikult juba pindmises veekihis. Sügavamate veekihtide soojenemine toimub osaliselt soojuse edasikandumisel vees, peamiselt aga vee segunemisel,

millele tuul palju kaasa aitab. Vee segunemine tuulega ulatub kuni 200 m sügavuseni.

Erinevates sügavustes vee temperatuuri mõõtes on leitud, et sügavusega temperatuur üldiselt langeb, kusjuures langus jääb seda aeglasemaks, mida sügavamal veekiht asub.

100—400 m sügavuseni langeb temperatuur võrdlemisi kiiresti, sealt edasi kuni 1500 m sügavuseni aga aeglaselt. Atlandi ookeanis näiteks on temperatuur selles sügavuses vastavalt geograafilisele laiusele 3—5°. Edasi alaneb temperatuur sügavuse suurenemisel väga aeglaselt, nii et 5000 m sügavusel on temperatuur 1—2°. Nii on olukord ka teistes ookeanides peale Põhja-Jäämere.

Põhja-Jäämeres on ülemise veekihi temperatuur kuni 150 m sügavuseni 0° kuni —1,8°. Alates 150 m sügavuselt 400—600 m-ni on temperatuur pinnavee temperatuurist kuni 4° soojem. See on seletatav Atlandi ookeanist tuleva hoovusega, mis toob Põhja-Jäämerre palju sooja vett. 800 meetrist sügavamal temperatuur langeb ja jääb kuni ookeani põhjani pisut alla 0°.

Vaadeldes temperatuuri jaotust ookeanide sügavamates veekihtides, on teadlased otsusele jõudnud, et suuremate laiuste ja ekvaatori vahel toimub vee ringvool — soe vesi voolab ülemistes kihtides ekvaatorilt polaarmeredesse ja külm vesi kui raskem liigub põhja lähedal polaarmeredest ekvaatorile. Ekvaatoril tõuseb külm vesi pinnale lähemale, sest sealt toimub pidev sooja vee äravool suurematele laiustele. Nii on ookeanide vesi pidevas ringvoolus.

V. V. Šuleikin ütleb aga, et on ekslik arvata, nagu toimuks veevool ülemistes kihtides ekvaatorilt polaarmeredesse, seal vee jahenemine põhja laskumisel ja põhja lähedal tagasivool ekvaatorile ning siin hoovuse pinnale kerkimine, soojenemine ja uus reis polaarmerre lakkamatult ja häireteta. See on ainult vee liikumise üldine skeem, milles esineb rohkesti suuri hälbeid. Polaarmerede ja ekvaatori vahel ei ole otsest veevahetust, kuigi üldiselt liigub soe hoovus lõunameredest põhjameredesse ja külm põhjalähedane hoovus põhjast lõunasse.

269. Soojad ja külmad hoovused. Ookeanides liiguvad suured veemassid hoovustena. Temperatuurilt liigitatakse hoovused soojadeks ja külmadeks. Hoovus on sel juhul soe, kui ta temperatuur on kõrgem kui piirkonnas, kuhu

ta saabub. Külmaks nimetatakse niisugust hoovust, mis suundub piirkonda, kus vee temperatuur on hoovuse temperatuurist kõrgem.

Hoovustel on kliima kujunemisel suur tähtsus, sest soojad hoovused kannavad soojust ekvaatori piirkonnast suurematesse laiustesse, pehmendades siin kliimat. Külmad hoovused aga seevastu jahutavad kõrgema temperatuuriga ookeani osasid ja mereäärseid maid.

270. Hoovuste tekkimise põhjused. Hoovused võivad tekkida erinevatel põhjustel.

Tuulte vaatlemisel nägime, et Maa põhjapoolkeral puhub ekvaatorile kirdepassaat, lõunapoolkeral kagupassaat. Juba enne ekvaatorit panevad need tuuled suuri veemasse idast läände liikuma. Nii tekib suur ekvatoriaalne ehk passaatide hoovus, mis liigub Aafrika läänerannikult Lõuna-Ameerika suunas. Tuulte mõjul tekkinud hoovusi nimetatakse *triivhoovusteks*.

Vee tihedus suureneb vee soolsuse suurenemisel ja temperatuuri langemisel. Soolane külm vesi on soojast magedast veest raskem. Sel põhjusel langeb külm vesi ookeani põhja ja tõrjub sealt soojema vee pinnale. Niisugune olukord paneb vee ookeani põhjas polaarmeredest ekvaatori suunas liikuma. Sel teel tekivad *gradienthoovused*.

Iga hoovus põhjustab vastassuunalise hoovuse tekkimist, sest vee äravoolamine ühest kohast tekitab veepinna ebatasasuse ja see paneb vee liikuma. Nii sünnivad *kompensatsioonihoovused*.

Ei ole ookeani, kus puuduksid tõusu ja mõõna hoovused.

Peale loetletud tegurite on veel teisi veemasse liikumapanevaid jõude, kuid nendest põhjustatud hoovused on väiksema tähtsusega.

271. Hoovused Aafrikast Ameerikani. Euroopale on hoovuste poolest kõige tähtsamaks Atlandi ookean, kuna Põhja-Jäämere hoovused Euroopa kliima kujunemisel erilist tähtsust ei oma.

Nagu teisteski ookeanides, nii on ka Atlandis hoovuste peamiseks põhjustajaks tuul. Kõige mõjuvamateks tuulteks selles suhtes on passaadid. Passaatide mõjul tekib ekvaatori piirkonnas kaks hoovust Aafrika rannikult Ameerika suunas. Põhjapoolset hoovust nimetatakse Põhja-Ekvatoriaalseks ja lõunapoolset Lõuna-Ekvatoriaalseks

hoovuseks. Nende hoovuste kiirus on alguses väike — mitte üle ühe miili (1,85 km) tunnis. Ameerikale lähenemisel hoovuste kiirus kasvab ja tõuseb kuni 4 km-ni tunnis. Mõlemad hoovused on pinnalähedased, nende sügavus ei ületa 300 m. Hoovuste temperatuur on 25° ümber.

Enne Ameerika rannikule jõudmist jaguneb Põhja-Ekvatoriaalne hoovus kaheks, kusjuures lõunapoolne osa sellest hoovusest suundub Väikeste Antillide vahelt Kariibi merre, põhjapoolne osa liigub Antilli hoovuse nime all põhja poole. Lõuna-Ekvatoriaalne hoovus jaguneb samuti enne Ameerika rannikule jõudmist kaheks. Lõunapoolne osa hoovusest pöördub sooja Brasiilia hoovusena lõunasse; põhjapoolne osa liigub Kariibi merre, siit edasi Mehhiko lahte ja sealt Florida väina kaudu Atlandi ookeani. Florida väinas on hoovuse kiirus suurem kui kusagil mujal, tõustes kuni 8 km-ni tunnis. Hoovuse laius on 70—80 kilomeetrit ja temperatuur 25° ümber.

272. Golfi hoovus. Mehhiko lahest väljunud hoovust nimetatakse Gulf Stream'iks (inglise k. *gulf* — laht, *stream* — vool), s. o. lahest tulnud hoovuseks. Meil nimetatakse seda lihtsalt Golfi hoovuseks. Florida väinast väljumisel on Golfi hoovusel nii palju vett, et see ületab 22-kordselt kogu maailma jõgede veemassi. 30.—35. laiuskraadi piirkonnas ühineb Golfi hoovusega Antilli hoovus, millega Golfi hoovuse vee hulk tunduvalt tõuseb.

Pärast Florida väina läbimist liigub hoovus algul rööbiti Ameerika rannikuga, pöördudes aeglaselt kirdesse ja laienedes pidevalt. 35. laiuskraadil on hoovuse laius juba 150 km, sügavus 1000 m, kiirus 85—90 km ööpäevas ja pinnavee temperatuur 20° ümber.

Enne 40. laiuskraadile jõudmist hakkab Golfi hoovus jagunema kolmeks ja siit saavad alguse juba teised hoovused. Hoovuse lõunapoolne haru teeb ringi Sargasso mere ümber ja saabub Põhja-Ekvatoriaalsesse hoovusse tagasi. Keskmine haru liigub Lõuna-Euroopa suunas, möödub Assoori saartest põhja poolt ja pöördub Aafrika looderanniku kohal lõunasse. Kolmas haru moodustab Põhja-Atlandi hoovuse, mis möödub Iirimaast lääne poolt kiirusega 1—2 km tunnis. Siin eraldub hoovusest üks haru, mis läheb Islandi poole ja sealt edasi Gröönimaa lõunatipu suunas. Suurem osa Atlandi hoovusest suundub Norra merre ja sealt edasi Barentsi merre. Norra meres on hoovuse laius kuni 185 km, sügavus 500 m ja tempe-

ratuur 13—15°. Ka Barentsi meres on hoovuse temperatuur ikka veel 6—8° ümbritseva vee temperatuurist kõrgem. Põhja-Skandinaavia kohal lahkub üks haru hoovusest Teravmägede suunas. Siin osutub see soe hoovus oma suure soolsuse tõttu ümbritsevast pinnaveest raskemaks ja laskub paarisaja meetri sügavusele.

Atlandi ookeani põhjaosas liigub piki Gröönimaa idarannikut külm hoovus pooluse poolt kuni Gröönimaa lõunatipuni. Baffini lahest suundub suur külm hoovus Davise väina kaudu Labradori idarannikule, ulatudes kuni 40. laiuskraadini.

Atlandi ookeani lõunaosas liigub Ameerika lõunatipust Aafrika suunas külm hoovus. Enne Aafrikani jõudmist jaguneb hoovus kaheks. Lõunapoolne haru liigub edasi India ookeani, põhjapoolne haru suundub külma hoovusena piki Aafrika lääneranniku ekvaatori poole.

Selline on Atlandi ookeani hoovuste üldpilt.

Golfi hoovuse tekkimise põhjuste suhtes on teadlaste arvamused erinevad. Tõestatuks peetakse ainult seda, et Kariibi merre suundub hoovus tuulte tõttu. Kuid mis sunnib suuri veemasse Florida väinast väljumise järel hoovusena edasi liikuma, ei ole veel täiesti selge. Oletatakse, et tuul ei ole siiski ainsaks Golfi hoovuse tekitajaks, vaid siin mõjub veel teisi tegureid, nagu see on paljude teistegi hoovuste puhul.

273. Atlandi ookeani hoovuste mõju kliimale. Atlandi hoovused on Euroopa kliimale suure tähtsusega, sest nad toovad lõunast suurematele laiustele palju soojust. M. I. Šokalski leidis, et kui lõunast tulnud hoovus annaks Norra merre jõudes õhule niigi palju oma soojusest, et selle tagajärjel langeks hoovuse temperatuur 200 m sügavuseni ainult 1° võrra, soojeneks 4 km paksune õhukiht Euroopa kohal 10° võrra. Kui õhk saaks ainult sellise hulga soojust, mis vabaneb Barentsi merre saabuva hoovuse temperatuuri langemisel 0,5° võrra, tõuseks õhutemperatuur Põhja-Euroopas samuti 10° võrra.

Seega saab Põhja-Jäämeri hoovustega suure hulga soojust, mis on Arktika ja kogu Põhja-Euroopa kliima kujunemisel kahtlemata suure tähtsusega.

Mõned teadlased nimetavad Golfi hoovust inimsoole heategevaks loodusjõuks, mis muutis Loode-Euroopa elamiskõlblikuks maaks.

274. Vaikse ookeani hoovused. Vaikse ookeani hoovustel on suur sarnasus Atlandi ookeani hoovustega, sest mõlemates ookeanides tekivad need peamiselt passaatide mõjul.

Vaikse ookeani kõige ulatuslikumaks hoovuseks on soe Lõuna-Ekvatoriaalne hoovus, mille temperatuur on 25—28° ja mis algab Galapagose saartest pisut lõuna pool ning suundub Aasia poole kiirusega 40—185 km ööpäevas. Hoovus liigub 3. lõunalaiuse ja 4. põhjalaiuse vahel. Okeaaniasse jõudmisel jaguneb hoovus mitmeks ja seega nõrgeneb. Uus-Ginea ja Saalomoni saarte juures on hoovuse kiirus 70 km ööpäevas. Selles rajoonis pöördub osa hoovusest Ida-Austraalia hoovusena lõunasse ja pöördub Uus-Meremaast mööda veelgi vasakule ning liigub 40. ja 45. lõunalaiuse vahel Lõuna-Ameerika lääneranniku poole. Siia jõuab ta külma Peruu hoovusena. Lõuna-Ekvatoriaalsest hoovusest põhja pool liigub Aasiast Ameerika suunas Ekvatoriaalne vastuhoovus.

10.—22. põhjalaiuse vahel liigub Kesk-Ameerikast Aasia poole soe Põhja-Ekvatoriaalne hoovus, mille kiirus on 35 km ööpäevas. Filipiinide juures jaguneb hoovus kolmeks, millest üks haru liigub põhja poole, andes alguse Kurošivo hoovusele. Viimase kiirus on 100 km ööpäevas. Kuigi Kurošivo hoovus on üldiselt soe, lisanduvad sellele sageli külmad veemassid ja seepärast peetakse Kurošivot muutlikuks hoovuseks. Jaapanist kirdes jaguneb hoovus mitmeks haruks, milledest üks suundub Beringi väina, teine Alaska lõunaranniku poole.

Beringi meres tekib külm Kuriili ehk Ojašivo hoovus, mis liigub lõunasse, mööda Kuriili saartest ida poolt. Alguses liigub hoovus pinnakihtides, hiljem laskub aga sügavamale ja liigub pinnakihtide all ligi 400 km lõuna poole. Kuriili hoovusel on suur tähtsus Kuriili saarte kliima kujundamisel. Mida külmem on hoovus kevadel, seda külmem on suvi Kuriilidel ja isegi Lõuna-Jaapanis. Seda on jaapani klimatoloogid juba ammugi märganud ja seepärast püüavad nad Kuriili hoovuse temperatuuri põhjal ennustada Jaapani riisisaaki.

Kuidas hoovuse suuna muutumine võib põhjustada suuri majanduslikke kahjusid, seda näeme Vaikse ookeani idaosas esinevaid hoovusi vaadeldes.

Peruu rannikut uhub Antarktika poolt tulev külm Peruu hoovus, mille laius on 120 km. Hoovuse kiirus on

11 km ööpäevas ja temperatuur ümbritseva vee temperatuurist 8—10° madalam. Hoovuse külm vesi on rikas taime- ja loomaplanktonist. See on ala, kus elab rohkesti külmaarmastavaid loomakesi ja kalu. Kalade rohkuse tõttu elab siin ka väga palju suuri linde, kellest jääb rannikule ja saartele palju sõnnikut, mida kasutatakse nii Lõuna-Ameerika kui ka teiste maade põldude väetamiseks.

Detsembri lõpul liigub Panama kanali piirkonnast Peruu hoovusele vastu soe hoovus, mis jõuab tavaliselt kuni 10. lõunalaiuseni. Mõnel aastal aga liigub soe Panama hoovus kuni 15. lõunalaiuseni, mis on Peruu rannale katastroofiks. Sel korral põgenevad külmavee kalad massiliselt suurematele laiustele tagasi, kes aga ei suuda põgeneda, hukkuvad ja Peruu rand kattub surnud kaladega. Kõige rohkem on lõpnud kalu Callao sadamas. Kalade lagunemisest tekkinud väävelvesinik muudab merevee värvuse, rannas lebavad haisvad jäänused, laevu sadamas katab must ja halvasti lõhnav nõgi. Meremehed nimetavad seda kirmet «Callao värviks».

Muutused toimuvad ka atmosfääris. Tavaliselt on selles rajoonis võrdlemisi vaikne, kuid mõnikord tekivad kohutava jõuga troopika tormid ja äike. Kogu ranniku ulatuses, kuhu ulatuvad Panama hoovuse veed, esinevad suured vihmavalingud, mis purustavad elumaju, teetamme, viivad põldudelt merre viljakandvat mulda jne.

Soojade vihmadega tõuseb temperatuur, mis paneb troopika taimestiku lopsakalt kasvama. Seetõttu kattuvad endised paljandikud ja poolkõrbed ajutiselt taimestikuga.

Selline Panama hoovuse lõunasse tung ei kordu sageli, vaid ainult aastakümnete järel. Õnnetute aastatena on märgitud 1891, 1925 ja 1941.

275. Kui sügavale ulatuvad triivhoovused? Küsimus, kui sügavad veekihid liiguvad hoovustena, on seni veel lõplikult lahendamata. Oletused selles suhtes on väga erinevad.

Nagu nägime, tekib suurem osa hoovustest sellest, et õhu liikumisel toimub õhu ja veepinna vahel hõõrdumine, millega osa õhu liikumist kandub veele edasi ja vesi hakkab õhuga ühes suunas liikuma, kaldudes sellest suunast siiski kuni 50° kõrvale. Neid triivhoovusi kui kõige tähtsamaid me käesoleval juhul vaatlemegi.

Raske on lahendada küsimust, kui kiiresti kandub lii-

kumine veepinnalt järgmistele veekihtidele edasi. Selle küsimuse esimeste uurijate oletuse järgi toimuvat see väga aeglaselt. Nii arvavad mõned, et 41 aastaga on kuni 100 m sügavuseni kandunud ainult 10% liikumisest. Sügavamaid veekihte vaadeldes näeme, et sinna jõuab liikumine veel hiljem, vajades seda rohkem aega, mida sügavamal veekiht asub. On oletatud, et 10 000 aastaga jõuab 2000 m sügavusele ainult 3,7% pinnavee liikumisest.

Nendest endisel ajal rohkesti kõmu tekitanud oletustest on nüüd loobutud. Rootsi teadlane Vagn-Walfrid Ekman (1874—1954) leidis, et esiteks, kandub liikumine ühelt veekihilt teisele palju kiiremini, kui varem oletati, ja teiseks, ei ulatu see liikumine kuigi sügavale. Nii leidis ta, et liikumise edasikandumine sügavamatele veekihtidele väheneb geomeetrilises progressioonis. Maa põhjapoolkeral pöördub liikuv vesi paremale, lõunapoolkeral vasakule. Võib arvata, et paarisaja meetri sügavusel on vee liikumissuund muutunud juba 180°, nii et vesi voolab sinna tagasi, kust ta tuli.

Merede uurija, vene teadlane S. O. Makarov leidis Lõuna-Ekvatoriaalse hoovuse uurimisel, et Vaikses ookeanis lakkab hoovus juba 200 m sügavusel, Atlandi ookeanis 8. põhjalaiusel 150 m sügavusel.

V. Ekmani arvestuse kohaselt ulatuvad triivhoovused vastavalt geograafilisele laiusele järgmiste sügavusteni:

geogr. laius kraadides	8	15	20	40	60	90
hoovuse sügavus m	150	109	95	69	60	55

Nii esinevad need hoovused rohkem ülemistes veekihtides, sügavamad kihid jäävad neist täiesti puutumata. Huvitav on ka see, et geograafilise laiuse suurenemisega liikuva veekihi paksus väheneb.

276. Kui ookeanid ära kuivaksid. V. V. Šuleikin on koostanud diagrammi, millest nähtub, milliseks kujuneks õhutemperatuur vastavalt aastaaegadele ja geograafilisele laiusele siis, kui ookeanid ära kuivaksid. Sel korral oleneks temperatuur peamiselt koha geograafilisest laiusest, sest õhu tsirkulatsioonil poleks õhutemperatuuri mõjutamisel enam praegust tähtsust.

Talvekuudel oleks temperatuur kõikjal palju madalam kui praegu. Meil oleks näiteks jaanuari keskmine tempe-

ratuur −52°. Nii madalat kuu keskmist temperatuuri ei ole Maal seni veel kusagil leitud. 80. paralleeli temperatuur oleks −75°, kuna praegu on see −32°. Suvekuude temperatuur ei muutuks tunduvalt võrreldes praegusega. Kõikjal valitseks aga põud, sest mandrite veekogud ei suudaks maad vajalikul määral niisutada. Taimeriik kaoks peaaegu täiesti, sellega koos aga ka loomastik ja inimene.

Asukoht / Kuu	I	II	III	IV
Mobaja 5°19′ p.-l. 21°26′ i.-p.	27,0	26,0	28,1	26,5
Bombay 18°55′ p.-l. 72°54′ i.-p.	23,6	23,0	25,6	27,8
Agra 27°10′ p.-l. 78°05′ i.-p.	15,6	18,2	24,8	31,2
Kašgar 39°30′ p.-l. 76°07′ i.-p.	—5,8	—0,1	8,4	17,3
New-York 40°43′ p.-l. 74°00′ i.-p.	—0,8	—0,5	2,9	9,4
Pariis 48°49′ p.-l. 2°29′ i.-p.	2,2	3,8	5,9	9,6
Aberdeen 57°10′ p.-l. 2°06′ i.-p.	3,3	3,5	4,5	6,4
Reikjavik 64°09′ p.-l. 21°56′ l.-p.	—1,2	—1,2	—0,5	2,4

Lisa 2

Paralleelide õhutemperatuur

Paralleel	Jaanuar	Aprill	Juuli	Oktoober	Aasta keskmine	Amplituud	Aasta keskmine ookeanide kohal
Põhjapoolus	—41	—28	—1	—24	—22,7	40	—1,7
80	—32,2	—22,7	2,0	—19,1	—17,2	34,2	—1,7
70	—26,3	—14,0	7,3	—9,3	—10,7	33,6	—0,7
60	—16,1	—2,8	14,1	0,3	—1,1	30,2	4,8
50	—7,0	5,2	18,1	6,9	5,8	25,2	7,9
40	5,0	13,1	24,0	15,7	14,1	19,0	14,1
30	14,5	20,1	27,3	21,8	20,4	12,8	21,3
20	21,8	25,2	28,0	26,4	25,3	6,2	25,4
10	25,8	27,2	26,9	26,9	26,7	1,4	27,2
Ekvaator	26,4	26,6	25,6	26,5	26,2	1,0	27,1
10	26,3	25,9	23,9	25,7	25,3	2,4	25,8
20	25,4	24,0	20,0	22,8	22,9	5,4	24,0
30	21,9	18,7	14,7	18,0	18,4	7,2	19,5
40	15,6	12,5	9,0	11,7	11,9	6,6	13,3
50	8,1	6,3	3,4	5,4	5,8	4,7	6,4
60	2,1	—2,5	—9,1	—4,0	—3,4	11,2	0,0
70	—3,5	—13,6	—23,0	—14,4	—13,6	19,5	1,3
80	—10,8	—28,3	—39,5	—30,0	—27,0	28,7	
Lõunapoolus	—13,5	—36	—48	—35	—33,1	34,5	

Lisa 1

erinevatel geograafilistel laiustel

V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Aasta keskmine	Amplituud
27,0	25,5	25,0	24,0	25,0	25,0	25,5	26,5	25,9	4,0
29,2	28,0	26,4	26,3	26,3	27,1	26,3	24,7	26,3	5,6
34,4	34,1	30,0	29,0	29,0	26,3	20,4	16,2	25,8	18,8
19,2	24,2	27,5	25,7	19,2	12,3	3,5	—2,7	12,4	33,3
15,5	20,1	22,8	22,5	19,1	13,3	6,7	1,5	11,1	23,6
13,2	16,5	18,2	17,6	14,7	9,7	6,0	3,1	10,0	20,4
8,9	11,8	13,5	13,3	11,5	8,4	5,6	3,7	7,9	16,8
6,0	9,2	10,9	10,3	7,5	4,0	1,0	—1,1	3,9	12,1

Lisa 3

Kõrgemate õhukihtide temperatuur, õhurõhk ja õhu tihedus Euroopa kohal

Kõrgus km	Temperatuur	Õhurõhk mb	Õhu tihedus g/m³	Kõrgus km	Temperatuur	Õhurõhk mb	Õhu tihedus g/m³
0	8	1014	1258	10	—51	262	411
1	4	899	1128	12	—55	192	307
2	—1	794	1017	14	—54	140	223
3	—6	699	913	16	—54	102	162
4	—12	614	819	18	—54	75	119
6	—25	470	661	20	—54	55	87
8	—40	353	528				

Tuule kiirus (m/sek) tuulelipu plaadi näitude järgi

Tuulelipu tahvel kõigub	Tuule kiirus m/sek	
	Kerge plaadiga	Raske plaadiga
0 pulga juures	0	0
0 ja 1. pulga vahel	1	2
1. pulga juures	2	4
1. ja 2. pulga vahel	3	6
2. pulga juures	4	8
2. ja 3. pulga vahel	5	10
3. pulga juures	6	12
3. ja 4. pulga vahel	7	14
4. pulga juures	8	16
4. ja 5. pulga vahel	9	18
5. pulga juures	10	20
5. ja 6. pulga vahel	12	24
6. pulga juures	14	28
6. ja 7. pulga vahel	17	34
7. pulga juures	20	40

Lisa 5

Veeauru rõhk ja mass

Ruumi küllastava veeauru rõhk millimeetrites (mm) ning millibaarides (mb) ja kuupmeetri veeauru mass (g m^3) erinevate temperatuuride puhul

t°	mm	mb	g/m^3	t°	mm	mb	g/m^3
—60	0,0077	0,009	0,0010	12	10,51	14,01	10,66
—55	0,015	0,020	0,020	14	11,98	15,97	12,07
—50	0,029	0,039	0,038	16	13,63	18,17	13,65
—45	0,052	0,069	0,066	18	15,48	20,64	15,39
—40	0,093	0,124	0,116	20	17,54	23,38	17,32
—35	0,167	0,223	0,203	22	19,83	26,44	19,45
—30	0,280	0,373	0,334	24	22,38	29,84	21,79
—25	0,471	0,628	0,550	26	25,21	33,62	24,39
—20	0,95	1,27	1,08	28	28,35	37,80	27,25
—15	1,45	1,91	1,60	30	31,82	42,42	30,38
—10	2,14	2,85	2,35	32	35,66	47,54	33,82
—5	3,16	4,22	3,41	34	39,90	53,19	37,60
0	4,58	6,10	4,86	40	55,3	73,7	51,1
2	5,30	7,05	5,57	45	71,9	95,8	65,4
4	6,10	8,14	6,37	50	92,5	123,3	82,8
6	7,01	9,35	7,27	55	118,0	157,4	104,1
8	8,04	10,71	8,28	60	149,4	199,1	129,8
10	9,21	12,26	9,41				

Lisa 6

Aastane aurumise hulk sentimeetrites

Geograafiline laius kraadides	Põhjapoolkera			Lõunapoolkera		
	Meri	Maismaa	Keskmine	Meri	Maismaa	Keskmine
0—10	100	115	103	114	122	116
10—20	120	79	109	120	90	113
20—30	115	50	91	112	41	96
30—40	96	38	71	89	51	85
40—50	70	33	51	58	(50)	58
50—60	40	36	38	23	(20)	23
60—70	12	(12)	(12)	(9)	(10)	(9)
70—80	(9)	(9)	(9)	(5)	(5)	(7)
80—90	(5)	(5)	(5)	0	(5)	(5)

Lisa 7

Aasta keskmine sademete hulk sentimeetrites vastavalt geograafilisele laiusele

Geograafiline laius kraadides	Põhjapoolkera			Lõunapoolkera		
	Meri	Maismaa	Keskmine	Meri	Maismaa	Keskmine
0—10	199	140	186	141	153	144
10—20	125	81	114	118	109	116
20—30	90	68	81	92	66	88
30—40	111	59	88	98	56	93
40—50	135	51	91	122	80	121
50—60	112	49	77	107	97	107
60—70	68	31	42	49	17	46
70—80	21	15	19	10	8	9
80—90	11	11	11	3	2	2

Meteoroloogilised elemendid Kesk-Euroopa kohal (talvel)

Kõrgus km	Õhurõhk mb	Temperatuur	Temperatuuri vertikaalne gradient	Tuule kiirus m/sek
0,0	1017,7	1,7		
			1,0	
0,5	956,4	1,2		
			1,2	
1,0	898,7	0,6		5,8
			5,6	
1,5	844,1	—2,2		
			3,8	
2,0	792,4	—4,1		7,3
			4,6	
2,5	743,5	—6,4		
			5,4	
3,0	697,3	—9,1		8,8
			6,2	
4,0	611,8	—15,3		10,3
			6,9	
5,0	539,9	—22,2		12,2
6,0	466,1	—31,3	0,1	14,0
7,0	404,4	—36,6		15,7

Atlandi ookeani kesk- ja põhjaosa pind

Geograafiline laius / Kuu	I	II	III	IV	V	VI
10° l.-l. kuni 10° p.-l.	26,3	26,4	26,8	27,2	27,0	26,4
10 — 20° p.-l.	23,5	22,4	22,3	22,6	23,1	24,2
35° p.-l.	17,4	16,7	17,0	17,5	18,7	20,6
45° p.-l.	12,8	12,2	12,7	13,2	14,5	16,4
60° p.-l.	6,9	6,6	6,6	7,4	8,4	10,2

Kõrgus mm	Õhurõhk mb	Temperatuur	Temperatuuri vertikaalne gradient	Tuule kiiru m/sek
			5,3	
8,0	349,2	—43,6		17,6
			6,0	
9,0	300,5	—49,6		18,6
			4,7	
10,0	257,6	—54,3		19,0
			2,5	
11,0	220,2	—56,8		18,5
			0,4	
12,0	188,1	—57,2		17,4
			0,9	
13,0	160,7	—56,3		15,8
			0,2	
14,0	137,3	—56,5		15,5
			0,6	
15,0	117,3	—57,1		15,4
			0,2	
16,0	100,2	—57,3		14,6
			0,3	
17,0	85,6	—57,6		13,9
			0,0	
18,0	73,2	—57,6		12,9
			0,0	
19,0	62,6	—57,6		12,5
			0,3	
20,0	53,4	—57,9		14,1

Lisa 9

mise veekihi keskmine temperatuur

VII	VIII	IX	X	XI	XII	Aasta keskmine	Aasta amplituud
25,7	25,2	25,5	26,0	26,3	26,1	26,2	2,0
25,3	26,1	26,6	26,6	26,0	24,0	24,4	4,3
22,7	24,0	23,2	22,0	19,7	18,4	19,8	7,3
18,3	19,5	18,6	16,7	15,2	13,7	15,3	7,3
11,8	12,4	11,9	10,5	8,9	7,7	9,1	5,8

KASUTATUD KIRJANDUS

1. Александров С. Г. и Феодоров Р. Е. Советские спутники и космическая ракета. Москва 1959.
2. Алисов Б. П., Дроздов Е. С. и Рубинштейн Е. С. Курс климатологии. Часть I и II. Гидр. мет. изд. Ленинград 1952.
3. Алисов Б. П., Берлин И. А. и Михель В. М. Курс климатологии. Часть III. Гидр. мет. изд. Ленинград 1954.
4. Анеркиев М. С. Метеорология. Изд. Московского Университета 1951.
5. Астанович И. С. и Каплан С. А. Визуальные наблюдения искусственных спутников земли. Москва 1957.
6. Берг Л. С. Основы климатологии. Гос. Уч.-пед. издательство. Наркомпроса РСФСР. Ленинград 1938.
7. Брукс К. Климаты прошлого. И-Л издательство. Москва 1952.
8. Валло К. Общая география морей. Гос. Уч.-пед. изд. Министерство просвещения РСФСР. Москва-Ленинград 1948.
9. Венцкевич Г. З. Агрометеорология. Ленинград 1958.
10. Воейков А. И. Избранные сочинения. Ак. Наук СССР. Москва-Ленинград 1948.
11. Дзердзеевский Б. Л. Воздушный океан и погода. Москва 1949.
12. Зверев А. С. Синоптическая метеорология. Ленинград 1957.
13. Истомин Ю. В. Океанография. Гидр. мет. изд. Ленинград 1953.
14. Кидроливанский В. Н. и Стрензат М. С. Метеорологические приборы. Гидр. мет. изд. Ленинград 1953.
15. Кеппен В. Основы климатологии. Москва 1938.
16. Костин И. С. Основы метеорологии и климатологии. Гидр. мет. изд. Ленинград 1951.
17. Кричак О. Г. Синоптическая метеорология. Гидр. мет. изд. Ленинград 1956.
18. Ланге О. К. Основы гидрогеологии. Москва 1958.
19. Левантовский В., Летковцев В. и Рахлин И. Советская ракета исследует космос. Москва 1959.
20. Максимов С. А. Метеоролия и сельское хозяйство. Гидр. мет. изд. Ленинград 1951.
21. Оболенский В. Н. Курс метеорологии. Гидр. мет. изд. Москва-Свердловск 1944.
22. Петров В. Искусственный спутник земли. Москва 1958.
23. Погосян Х. П. Очерки об атмосфере. Гидр. мет. изд. Ленинград 1955.

24. Сапожникова С. А. Микроклимат и местный климат. Гидр. мет. изд. Ленинград 1950.
25. Тверской П. Н. под редакцией. Курс метеорологии. Гидр. мет. изд. Ленинград 1951.
26. Тверской П. Н. Атмосферное электричество. Гидр. мет. изд. Ленинград 1948.
27. Хромов С. П. Основы синоптической метеорологии. Гидр. мет. изд. Ленинград 1948.
28. Хромов С. П. и Мамонтова Л. И. Метеорологический словарь. Гидр. мет. изд. Ленинград 1955.
29. Шулейкин В. В. Очерки по физике моря. Изд. Ак. Наук СССР. Москва-Ленинград 1949.
30. Hann-Süring. Lehrbuch der Meteorologie. Erster Band. Leipzig 1939.
31. Tõllassepp A. Vanasõnad ilmadest. Tallinn 1920.
32. Географический сборник IX. Вопросы фенологии. Москва и Ленинград 1957.
33. Использование солнечной энергии. Сборник 1. Москва 1957.
34. Международный атлас облаков и состояний неба. Москва 1940.

SISUKORD

Lk.

Saateks 5
Sissejuhatus 6
1. Ilmad ja igapäevane elu 6
2. Meteoroloogia ülesanded 7
3. Meteoroloogilised vaatlused 7
4. Meteoroloogiliste asutuste süsteem 11

I PEATÜKK

Õhkkond ehk atmosfäär

5. Atmosfääri kõrgus 15
6. Õhu koostis 15
7. Õhkkonna sfäärid 17
8. Maa gaasist saba ja atmosfääri hajumine . . . 19

II PEATÜKK

Päikesekiirgus

9. Päikese võimsus 22
10. Päikesekiirguse nõrgenemine atmosfääris . . . 22
11. Maakera albeedo 23
12. Maa efektiivne kiirgus 24
13. Kiirte tee pikkus atmosfääris 25
14. Õhu läbipaistvus 26
15. Kiirgus horisontaal- ja ristpinnale 26
16. Päikesekiirguse mõõtmine 27
17. Solaarkonstant 29
18. Kiirgus erinevatel geograafilistel laiustel . . . 29
19. Otse-, hajus- ja kogukiirgus 30
20. Kiirguse päevane käik 30
21. Kiirguse aastane käik 31
22. Kiirguse jaotus Maal 32
23. Energia kasutamine maailmas suureneb . . . 33
24. Seniseid tulemusi päikeseenergia kasutamisel . . 34

III PEATÜKK

Temperatuur meteoroloogilise elemendina

25. Temperatuur 36
26. Termomeetrid 36

27. Absoluutne temperatuuriskaala 36
28. Maksimum- ja miinimumtermomeeter . . . 37
29. Termograaf 38
30. Meteoroloogiline ehk psühromeetrionn . . . 40
31. Pinnase soojusemahutavus ja -juhtivus . . . 41
32. Soojad ja külmad põllud 41
33. Pinnase temperatuuri ööpäevane käik 42
34. Pinnase temperatuuri aastane käik 43
35. Igikelts 44
36. Õhutemperatuuri ööpäevane käik 45
37. Õhutemperatuuri aastane käik 46
38. Külma- ja soojapoolused 48
39. Paralleelide temperatuur 48
40. Solaarkliima 49
41. Isotermide kaart 50
42. Temperatuuri anomaalia 51
43. Temperatuuri horisontaalne gradient 51
44. Kõrgemate õhukihtide temperatuur 52
45. Temperatuuri vertikaalne gradient 53
46. Isotermiline kiht 54
47. Temperatuuri inversioon 54
48. Jaanuari ja juuli isotermid 54

IV. PEATÜKK

Õhurõhk

49. Õhk rõhub 58
50. Elavhõbedabaromeeter. Aneroidbaromeeter . . 59
51. Barograaf 61
52. Õhurõhk ja vee keemistemperatuur 62
53. Millimeeter ja millibaar 62
54. Õhu kaal 63
55. Füüsikaline ja tehniline atmosfäär 63
56. Õhu tiheduse vähenemine kõrgusega 64
57. Õhurõhu vertikaalne gradient ja baromeetriline kõrgusaste 64
58. Õhurõhu taandamine merepinnale 65
59. Baromeetri õiendid 66
60. Kõrguse mõõtmine baromeetriga 67
61. Õhurõhk on muutlik 68
62. Isobaarid ehk samarõhujooned 68
63. Õhurõhu horisontaalne gradient 69
64. Õhurõhu jaotus maakera pinnal 69
65. Õhurõhk ja elu 72

V. PEATÜKK

Õhu vertikaalne tasakaal

66. Õhu vertikaalne tasakaal 75
67. Õhu vertikaalne liikumine 75
68. Õhu adiabaatilised protsessid 76

69. Veeaurust küllastumata õhu vertikaalne tasakaal . 78
70. Veeaurust küllastunud õhu vertikaalne tasakaal . 79
71. Küllastumata niiske õhk muutub üles tõustes küllastunud niiskeks õhuks 79
72. Mägedelt puhub soe tuul 80

VI PEATÜKK

Tuul

73. Tuule iseloom 81
74. Tuule kiiruse mõõtmine 81
75. Wild'i tuulelipp 82
76. Anemomeeter. Anemograaf 83
77. Ilmakaared ja nende märkimine 85
78. Tuulteroos 87
79. Tuul ja õhurõhu horisontaalne gradient . . . 88
80. Tuul pöördub paremale poole 88
81. Tuule-õhurõhu reegel 90
82. Tuule ööpäevane ja aastane käik 90
83. Kõrgemate õhukihtide tuuled 91
84. Õhuaugud 93
85. Boora. Mistraal 94
86. Samuum. Siroko 94
87. Tuulepöörised 95
88. Suhhovei 96
89. Pugi 96
90. Torm 97
91. Rannikutuuled ehk briisid 98
92. Mussoonid 98
93. Passaat ja antipassaat 99
94. Õhkkonna üldine tsirkulatsioon 100
95. Tuule töö 104

VII PEATÜKK

Auramine, niiskus, udu

96. Vee ringvool õhus 106
97. Vee aurumine 106
98. Mis soodustab auramist? 107
99. Auramise mõõtmine 108
100. Auramise suurus 108
101. Veeauru rõhk 109
102. Õhu niiskus 109
103. Kuiv ja märg termomeeter. Psühromeeter . . . 110
104. Juushügromeeter 112
105. Hügrograaf 112
106. Niiskuse ööpäevane käik 113
107. Niiskuse aastane käik 114
108. Niiskus erinevatel geograafilistel laiustel . . 114
109. Veeaur kõrgemates õhukihtides 114
110. Udu 114
111. Udu tekkimise tingimused ja kondensatsioonituu-

mad 115
112. Piiskade suurus 116
113. Udu jääkristallidest 116
114. Udu liigid 116
115. Katsed udu kaotamiseks 117

VIII PEATÜKK

Pilvitus

116. Pilved 119
117. Udu ja pilved 119
118. Konvektsioonipilved 120
119. Õhumassi ülesnihkumine 121
120. Pilvede liigid 122
121. Pilvede väline kuju 123
122. Lainjad pilved 125
123. Pilvede vertikaalne läbimõõt 125
124. Pilved ülalt vaadatuna 125
125. Pilvede kõrgus 126
126. Pilvede koostis 126
127. Veepiisad pilvedes 127
128. Miks veepiisad pilvest maha ei lange? . . . 127
129. Pilvituse vaatlused 127
130. Pilvitus Maal 128

IX PEATÜKK

Sademed

131. Sademete tähtsus 131
132. Sademete mitmekesisus 131
133. Vesi piiskades ja pilvedes 132
134. Jääkristallist lumeräitsakaks 133
135. Rahe tekkelugu 133
136. Jäide ehk kiilasjää 134
137. Kaste 134
138. Hall 135
139. Härm 135
140. Sademete hulga mõõtmine 136
141. Vihmasajud 137
142. Värvilised sademed 139
143. Lumikate 139
144. Lumikatte mõõtmine 140
145. Lumikatte tähtsus 141
146. Sademete hulk ja jaotus Maal 142

X PEATÜKK

Atmosfääri valgusnähtused

147. Valgusnähtused 144
148. Valguskiirte peegeldumine ja murdumine . . 144
149. Spekter 145
150. Miks taevas sinab? 146
151. Taeva õine helendus 147

152. Koit ja eha 147
153. Tähtede vilkumine 149
154. Nähtavus 150
155. Alumine miraaž 151
156. Ülemine miraaž 151
157. Valguskiirte murdumine ja peegeldumine veetilgas 153
158. Vikerkaar 154
159. Jääkristallid valgusnähtuste põhjustajatena . . 155
160. Pilvede iriseerumine 156
161. Tara 156
162. Päikese ja kuu halod 157
163. Ebapäikesed, sambad, loogad 157

XI PEATÜKK

Õhuelekter

164. Elekter sademeis 159
165. Äikesepilv 160
166. Äike 161
167. Välk 162
168. Välgu tekkimine 162
169. Välgu töölerakendamine 163
170. Müristamine 163
171. Piksevarras 164
172. Äikese sagedus 165
173. Virmalised 166

XII PEATÜKK

Kõrgemate õhukihtide uurimine

174. Teel kõrgusesse 168
175. Aerostaat meteoroloogia teenistuses 169
176. Tuulelohed 169
177. Meteorograaf 171
178. Pilootpallid 171
179. Sondpallid 172
180. Lennuk meteoroloogia teenistuses 173
181. Inimene stratosfääris 173
182. Raadiosond 174
183. Rakett õhkkonna uurimiseks 174
184. Esimesed meteoroloogilised raketid 175
185. Häälelained stratosfäärist 176
186. Meteoriidid 177
187. Miniatuurne dirižaabel ja lennuk 177

XIII PEATÜKK

Ilmade ennustamine

188. Ilmateenistus 179
189. Sünoptiline meetod 179
190. Meteoteadete levitamine 180

191. Ilmakaart 181
192. Õhumassid 183
193. Õhumasside tüübid ja nende omadused . . . 184
194. Front 186
195. Soefront 187
196. Külmfront 187
197. Oklusioonifront 187
198. Madalrõhkkond ehk tsüklon 188
199. Kõrgrõhkkond ehk antitsüklon 189
200. Teised baarilised süsteemid 190
201. Tsüklonite tekkimine 191
202. Ilmad noores tsüklonis 193
203. Tsüklonite liikumine 195
204. Antitsüklonite liikumine 196
205. Ilmad tsüklonis ja antitsüklonis 197
206. Isallobaarid 199
207. Troopilised tsüklonid 200
208. Ilmakaartide analüüs 200
209. Ilma ennustamise näide 202
210. Pikaajalised ilmaennustused 206
211. B. P. Multanovski meetod 206

XIV PEATÜKK

Ilmade ennustamine kohalike tunnuste järgi

212. Kohalikud tunnused 209
213. Vanasõnad ilmadest 210
214. Ilmade püsivus 210
215. Ilmade ennustamine õhurõhu järgi 211
216. Ilmade ennustamine pilvede järgi 211
217. Ilmade ennustamine tuule järgi 212
218. Ilmade ennustamine optiliste nähtuste järgi . . 213
219. Mitmesuguseid teisi tunnuseid 214
220. Kas Kuu mõjutab ilmu? 214
221. Meri hoiatab 215
222. Kas suvi oleneb eelnenud talvest? 215

XV PEATÜKK

Põllumajandus ja ilmad

223. Agrometeoroloogia 218
224. Venemaa on agrometeoroloogia sünnimaa . . . 219
225. Agrometeoroloogilised vaatlused kolhoosis . . 220
226. Pinnase niiskuse mõõtmine 220
227. Öökülmade ennustamine 221
228. Kevade saabumine 222
229. Viljadele vajalik temperatuur 224
230. Viljade jaroviseerimine 225
231. Viljade valgusstaadium. Pika ja lühikese päeva taimed 226

232. Viljasaak ja sademed 227
233. Nisu erinevatel geograafilistel laiustel 229
234. Fenoloogilised vaatlused 230
235. Looduse kalender 231
236. Fenoloogiliste andmete kasutamine 232

XVI PEATÜKK

Kliima

237. Ilm. Ilmastik. Kliima 234
238. Kliimat kujundavad tegurid 235
239. Maa soojusvööndid 236
240. Kliima klassifikatsioon 237
241. Makrokliima 238
242. Mikrokliima 238
243. Mandriline ja mereline kliima 239
244. Mägede kliima 241
245. Linnade kliima 242
246. Metsad ja sademete hulk 242
247. Metsade osatähtsus sisemandrilises veeringluses . 244
248. Mineviku kliima 245
249. Kauge mineviku kliima uurimise võimalusi . . 245
250. Taimede õietolmu terakesed 246
251. Kliima muutumise põhjusi 247
252. Kas päikesekiirgus on muutunud? 247
253. Õhutemperatuur oleneb õhu koostisest . . . 248
254. Kliima muutumise astronoomilised põhjused . . 251
255. Maismaa ja ookeanid 252
256. Mandrite ja pooluste nihkumine 255
257. Golfi hoovus ja kliima 257
258. Brückneri 35-aastane periood 258
259. Euroopa kliima kõikumine 259
260. Viimase sajandi kliima 259
261. Kauge tuleviku kliima 261

XVII PEATÜKK

Veekogud kliimat mõjutava tegurina

262. Mered ja ookeanid 264
263. Mered kliima mõjutajatena 264
264. Merevee soolsus ja tihedus 265
265. Ookeanide pindmise veekihi temperatuur . . . 266
266. Ookeanide pindmise veekihi temperatuuri ööpäevane kõikumine 266
267. Ookeanide pindmise veekihi temperatuuri aastane kõikumine 267
268. Süvavee temperatuur 267
269. Soojad ja külmad hoovused 268
270. Hoovuste tekkimise põhjused 269
271. Hoovused Aafrikast Ameerikani 269

272. Golfi hoovus 270
273. Atlandi ookeani hoovuste mõju kliimale . . . 271
274. Vaikse ookeani hoovused 272
275. Kui sügavale ulatuvad triivhoovused 273
276. Kui ookeanid ära kuivaksid 274

Lisad 276
Kasutatud kirjandus 282

Тыллассепп Аугуст
МЕТЕОРОЛОГИЯ ДЛЯ ВСЕХ
На эстонском языке

Эстонское Государственное Издательство
Таллин, Пярнуское шоссе, 10

*

Toimetajad H. Rehemaa ja E. Kadai
Kunstiline toimetaja I. Torn
Tehniline toimetaja H. Kohu
Korrektorid Ü. Rattur ja E. Bitter

Ladumisele antud 8. VIII 1960. Trükkimisele antud 5. XI 1960. Paber 54×84, 1/16. Trükipoognaid 18,25 + 2 kleebist. Formaadile 60×92 kohaldatud trükipoognaid 15,17. Arvutuspoognaid 16,11. Trükiarv 7000. MB-06180. Tellimise nr. 7480. Hans Heidemanni nimeline trükikoda, Tartu, Ülikooli 17/19. I.

Hind rbl. 7.30 (73 kop.)

2—5

Samas sarjas
on ilmunud:

Alschner, G.
Loomade ränded

Üksvärav, R.
Turvas

Järgnevalt
ilmuvad:

Agur, U.
Mõtlevad masinad

Bauer, H.
Seiklusrikas süvameri

Einstein, A., Infeldt, L.
Füüsika evolutsioon

Plavilštšikov, N.
Homunculus

Šternfeld, A.
Tehiskaaslased

Rbl. 7.30
1961. a. — 73 kop.

A
23495
5241718

