

TARTU ÜLIKOOL  
KESKKONNAFÜÜSIKA INSTITUUT

**ÜLDMETEOROLOGIA**  
**(ATMOSFÄÄRIFÜÜSIKA)**

Loengukonspekt  
I osa

**Koostanud H. Ohvri**

*September 2003*

Tartu

## SISUKORD

SISSEJUHATUS.....	3
1. METEOROLOOGIA MÕISTE JA STRUKTUUR.....	4
1.1. Meteoroloogia – nii teadus kui igapäevatöö.....	4
1.2. Meteoroloogia struktuur.....	4
1.3. Klimatoloogia.....	5
1.4. Meteoroloogia ajalugu.....	6
1.4.1. Termomeetri ajalugu.....	7
1.4.2. Baromeetri ajalugu.....	8
1.4.3. Meteovaatluste algus Eestis.....	12
1.4.4. Telegraafside.....	12
1.4.5. Telefonside.....	12
1.4.6. Raadioside.....	12
1.4.7. Ühtne ajasüsteem.....	13
1.4.8. Ühtne geograafiliste koordinaatide süsteem.....	13
1.4.9. Ilmakaartide koostamine.....	13
1.4.10. Hüdrodünaamika võrrandid meteoroloogias.....	13
1.4.11. Elektronarvutid meteoroloogias.....	14
1.4.12. Satelliidid meteoroloogias.....	14
1.4.13. Internet meteoroloog-sünoptiku teenistuses.....	14
1.5. Meteoroloogia koht geofüüsikaliste teaduste hulgas.....	14
2. ÜLDANDMED ATMOSFÄÄRIST.....	15
2.1. Meteoroloogilised elemendid.....	15
2.2. Hüdrostaatika valem.....	15
2.3. Atmosfääri vertikaalne ulatus.....	17
2.4. Atmosfääri kihistus.....	17
2.5. Homogeenne atmosfäär.....	19
2.6. UV-kiirgus ja osoon atmosfääris.....	21
2.7. Dobsoni ühik (DU – Dobson Unit, total ozone).....	22
2.8. Osoon Eesti kohal.....	22
2.9. Bidoosi kogunemise kiirus.....	23
2.10. UV-indeks.....	24
2.11. Standardatmosfäärid.....	26
3. KUIV JA NIISKE ÕHK.....	27
3.1. Olekuvõrrand.....	27
3.2. Kuiva õhu olekuvõrrand.....	28
3.3. Veeauru olekuvõrrand.....	30
3.4. Niiske õhu olekuvõrrand.....	31
3.5. Virtuaalse temperatuuri mõiste molekulaarkineetiline selgitus.....	34
3.6. Õhuniiskuse karakteristikud.....	36

## SISSEJUHATUS

Aeg-ajalt demonstreerib loodus oma aukartustäratavat jõudu. Kasvavad piirtemperatuuride ja äärmuslike sademete rekordid. Oleme üsna abitud üleujutuste, põudade, ulatuslike metsatulekahjude, ootamatult sadanud lume, suuri territooriume tabanud kiilasjääd, kevadise öökülma jne korral. Paljude riikide majandus on otseses sõltuvuses ilmast, eeskätt selliste riikide, mis tuginevad põllumajandusele, kalandusele, turismile.

Kuigi ekstreemsed ilmaolud on olnud inimkonda saatvaks pidevaks nuhtluseks (meenutame veeuputust ja Egiptuse nälja-aastaid piiblilugudest), tundub nende sagedus viimastel aastakümnetel olevat kasvanud. Osaliselt tulenevad suurenenud ilmastikuanomaaliad inimeste kasvanud arvust. Viimase **200 aasta** jooksul on planeedi elanikkond kasvanud **seitsmekordseks** – umbes **900 miljonilt 1800. a.** enam kui **6 miljardini 2000. aastal**. Inimesed, nagu iga teinegi populatsioon, on oma vajaduste rahuldamiseks kõhklematult loodust ümber korraldanud. Me räägime küll Lõuna-Ameerika ja Aafrika vaeste riikide territooriumil kasvavate vihmametsade kahanemisest, kuid oleme millegipärast unustanud Vahemere põhjakaldal laiunud metsad, Egiptuse savannid jne.

Radikaalseimaks ja haavatavaimaks inimese poolt loodud tehiskeskkonnaks on linn, eriti jõesuudmes või madalikul asuv suurlinn, kus kujuneb välja spetsiifiline temperatuuri-, päikesekiirguse ja õhukoostise režiim ning kus teatud meteoroloogiliste ja hüdrooloogiliste tingimuste korral võib vesi tõusta tänavapinnast paar meetrit kõrgemale.

Piiratud ulatusega tehiskeskkondade tekitamise kõrval on mõjustatud kogu atmosfääri seisund. Inimeste võime toota atmosfääri tasakaalust välja viivaid gaase (CO<sub>2</sub>, freoonid, jne) seab ohtu mitte ainult vastavate gaaside tekitamise koha, vaid planeedi tervikuna.

Teisalt on vähe tegevusi, kus inimkond on sunnitud olema nii ühtne kui ilmastiku jälgimisel ja uurimisel. Võimsate arvutite ja Maa tehiskaaslaste konstrueerimine 1960ndatel andsid selleks uued võimalused. Tulemuseks on ilmaennustuse täpsuse aeglane, kuid järjekindel suurenemine, 4–5-päevased, kuni nädalased täidaminevad prognoosid on saanud tavalisteks.

Tunnetades kasvavaid keskkonnaprobleeme kogunevad poliitikud (*decision makers*) juba aeg-ajalt korda ülemaailmsetele nõupidamistele (Ülemaailmne Säästliku Arengu Konverents – **WORLD SUMMIT ON SUSTAINABLE DEVELOPMENT Johannesburg, South Africa, Aug. 26 – Sept. 04, 2002**). Paljude aastakümnete (ja isegi aastasadade) jooksul tehtud vigade parandamiseks ja omaseks saanud, kuid keskkonnale ebasobivate harjumuste muutmiseks ei saa olema häid retsepte. Vigade parandamine ja elustiili korrigeerimine on kallid, ebameeldiv ning võtab palju aega. Inimene tahaks oma elu ära elada loodust säästmata.

Üheks paremaks keskkonnanahoiule suunatud investeeringuks on loodusteemaline, keskkonnaprobleeme teadvustav haridus, eriti väikeses ja vaeses riigis nagu Eesti seda on. Käesolev konsept püüab anda teadmisi atmosfäärist kõigile, kes soovivad rohkem mõista õhukeskkonnas toimuvat, eriti aga tulevastele lennundustöötajatele.

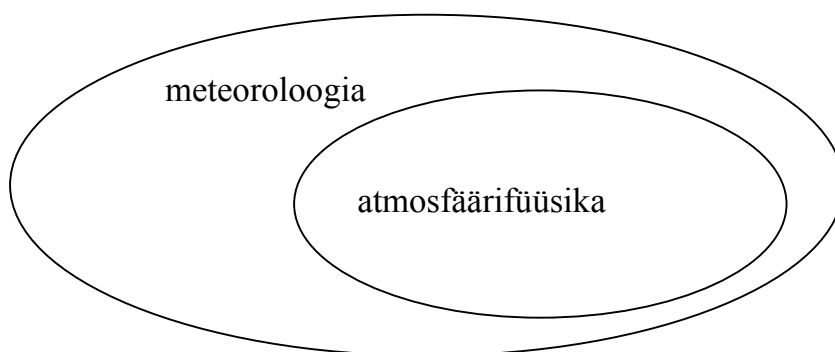
## 1. METEOROLOOGIA MÕISTE JA STRUKTUUR

### 1.1. Meteoroloogia – nii teadus kui igapäevatöö

<i>meteōros</i> (kr. k.)	– õhus hõljuv
<i>meteōra</i>	– õhunähtused, atmosfäärinähtused
<i>logos</i>	– õpetus

Seega on meteoroloogia õpetus Maa atmosfäärist.

Pidades terminiga *meteoroloogia* silmas vaid teadust, on selle mõiste sünonüümiks *atmosfäärifüüsika*. Kuid meteoroloogia hõlmab ka massiliselt tehtavaid igapäevaseid vaatlusi ja mõõtmisi, mida teeb meteoroloogideks nimetatav tehniline personal, mitte aga füüsikud. Seega, pidades silmas ka igapäevast rutiinset andmete kogumist, on *meteoroloogia* laiem mõiste kui *atmosfäärifüüsika*. Kuid need mõisted on lähedasemad kui järgneva joonise proportsioonidest järelduks.



Joon. 1.1. Meteoroloogia ja atmosfäärifüüsika vahekord.

### 1.2. Meteoroloogia struktuur

Meteoroloogia alaliigid on kujunenud vastavalt meteoroloogia kui teaduse arengule, vastavalt meteoroloogia õpetamisele, vastavalt atmosfääri kihistumisele, vastavalt meteoroloogia rakendustele jne.

**Üldmeteoroloogia.** Annab ülevaate kogu atmosfäärist ja kõikidest seal toimuvatest protsessidest. On aluseks meteoroloogia ülejäänud alajaotuste õppimiseks ja nendega tegelemiseks.

**Dünaamiline meteoroloogia.** Õhu liikumise kirjeldamine lähtudes hüdrodünaamika (täpsemalt – pideva keskkonna mehhanika, ignoreeritakse aine mikrostruktuuri) võrranditest rakendatuna pöörlevale keskkonnale.

**Sünoptiline meteoroloogia.** Atmosfääri seisundi prognoosimine e. ennustamine.

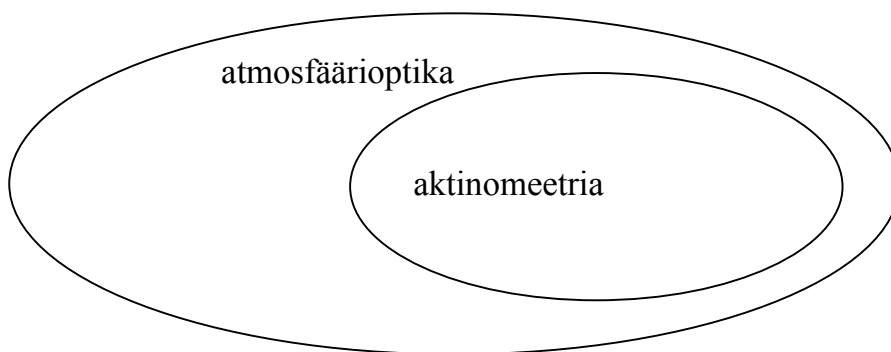
**Atmosfäärioptika.** Kiirguse, nii loodusliku kui tehiskiirguse levi atmosfääris.

**Aktinomeetria**, kr. k. *aktis* – kiir, päikesekiirguse levi atmosfääris (ja hüdrofääris).

**aktinomeetriaajaam** – meteoajaam, kus mõõdetakse ka Päikese kiirgusvoogusid

**Tõravere aktinomeetriaajaam**

**Tiirikoja järveajaam**



Joon. 1.2. Atmosfäärioptika ja aktinomeetria vahekord.

**Õhuelekter, atmosfäärielekter.** Atmosfääri elektrivälja, ionisatsiooni, elektrijuhtivuse, pilvede, sademete, äikese jms kirjeldamine.

**Agrometeoroloogia.** Põllumajandusega (ja metsandusega) seotud atmosfäärinähtuste kirjeldamine. Klassikaliseks agrometeoroloogia probleemiks on öökülmade ennustamine temperatuuri ja õhuniiskuse järgi. Agrometeoroloogiat võiks defineerida kui taimede eluks vajalike atmosfääritingimuste uurimist (taimede säilimine talvel, fotosünteesiks piisav valgus- ja temperatuurirežiim, mullastiku niiskus- ja temperatuurirežiim). Agrometeoroloogia on tihedalt seotud mullateaduse ja taimefüsioloogiaga.

**Lennundus- e. aviometeoroloogia.** Lennuliikluse kindlustamisega seotud atmosfäärinähtuste uurimine.

Näit. **CAT** – Clear Air Turbulence, Bermuuda kolmnurk.

### 1.3. *Klimatoloogia*

Paljuaastane ilmastiku laad mingis piirkonnas. Klimatoloogia on meteoroloogia ja füüsilise geograafia piiriteadus.

Teadlaste hulgas pole üksmeelt selles kui pikk peaks olema keskmistamise vahemik, et ilmastikuparameetrid muutuksid meteoroloogilistest klimatoloogilisteks.

### 1.4. *Meteoroloogia ajalugu*

Meeleelunditega tunnevad elusolendid temperatuuri, rõhu, niiskuse, valgustatuse jt atmosfääri seisundit iseloomustavate parameetrite muutusi. Ilmselt suudavad loomad alateadvuslikult ilmamuutusi teatud määral prognoosida, kasutades selleks organismis toimuvaid muutusi. Näiteks putukad lendavad vihma eel maapinnale lähemal (ilmselt nende keha siserõhu ja välisrõhu erinevuse muutuse tõttu), vastavalt lendavad madalamal putuktoidulised linnud. Jahimehed omakorda prognoosivad ilma saakloomade siseelundite järgi, tuntud sesoonsete prognooside tegija oli Vellaveres elanud ilmatark Vadim Želnin, kellele jahimehed viisid saakloomade siseelundeid.

Inimolendid ise on organismi seisundi halvenemise või paranemise järgi samuti võimeline piiratud ulatuses ilma prognoosima (näit. liigese- ja südamehaiguste ägenemine või leevenemine vastavalt õhurõhule).

Süsteematilised loodusvaatlused algasid tõenäoliselt seoses põlluharimise ja meresõiduga.

**Aristoteles (384–322 e.m.a.)** – kreeka filosoof, Platoni õpilane, Aleksander Suure kasvataja, vana-aja suurimad teadlasi, süstematiseeris peaaegu kõik oma aja teadmised, pani aluse mitmele uuele teadusharule, tema seisukohad, millest paljud olid ekslikud, olid ometi nii autoriteetsed, et jäid ligi 2000 aastaks domineerima, neid ei juletud uuendada. Kirjutas traktaadi *Meteorologia*, mis sisaldas arutlusi ilmast (pilved, sademed, tuul, äike jne), aga ka astronoomiast, geograafiast, keemiast.

Meteoroloogia kui teaduse algusajaks loetakse 17.–18. s., mil leiutati termomeeter, baromeeter, sademetemõõtja, õhuniiskuse mõõtja jt meteoroloogiliste vaatluste instrumendid, mis võimaldasid atmosfääri olekut objektiivselt mõõta ja hiljem modelleerida (valemitega kirjeldada).

#### 1.4.1. Termomeetri ajalugu

- **1597** – termoskoop (õhktermomeeter), G. Galilei
- **1632** – vesitermomeeter
- **1641** – piiritustermomeeter
- **1657** – Hg-termomeeter
- **1714** – Fahrenheiti Hg-termomeeter

Saksa füüsiku **Gabriel Daniel Fahrenheiti (1628–1736)** temperatuuriskaala püsipunktid:

- 1) **0 °F**, madalaim temperatuur, mida Fahrenheit suutis tekitada segades lund ja soola (salmiaaki), Celsiuse skaala vastava temperatuuri arvutame allpool,
- 2) **96 °F**, inimese normaalne kehatemperatuur (Celsiuse vaste arvutame allpool).

Fahrenheiti skaala järgi on Celsiuse skaala püsipunktid:

- 32 °F**, jää sulamistemperatuur, vastab **0 °C**,
- 212 °F**, vee keemistemperatuur, (vastab **100 °C**,

seega, vee keemistemperatuuri ja jää sulamistemperatuuri erinevus on **180 °F**, siit ka suhe praeguse Celsiuse skaala ja Fahrenheiti skaala kraadide vahel:

$$100 : 180 \quad \text{ehk} \quad 5 : 9,$$

teisiti öeldes, mingit temperatuurimuutust saab Celsiuse skaalas väljendada väiksemate arvudega. Üleminekuks Fahrenheiti skaalalt Celsiuse skaalale tuleb:

- 1) korrigeerida nullpunkt (lahutada Fahrenheiti skaala näidust **32**),
- 2) korrutada tulemust  $\frac{5}{9}$ -ga,

vastav valem

$$t \text{ °C} = \frac{5}{9} (t \text{ °F} - 32) \approx \frac{1}{2} (t \text{ °F} - 30), \quad (1)$$

siit on lihtne saada vastupidine valem (Fahrenheiti skaala Celsiuse kaudu):

$$t \text{ °F} = \frac{9}{5} (t \text{ °C} + 32) \approx 2 (t \text{ °C} + 30). \quad (2)$$

Fahrenheiti skaala on praeguseni laialdaselt kasutusel Inglismaal ja USA-s.

**Näide 1.** Väljendame Celsiuse skaalas lume ja salmiaagi segu temperatuuri, mis on Fahrenheiti skaalas **0 °F**. Kasutades valemit (1), saame:

$$t\text{ °C} = \frac{5}{9} (0 - 32) = -\frac{5}{9} 32 = -17.77. \quad (3)$$

**Näide 2.** Väljendame Celsiuse skaalas inimese normaalse kehatemperatuuri, mis on Fahrenheiti skaalas **96 °F**. Kasutades jällegi valemit (1), saame:

$$t\text{ °C} = \frac{5}{9} (96 - 32) = -\frac{5}{9} 64 = 35.55. \quad (4)$$

**Näide 3.** Meditsiinilise teadaande järgi oli Inglise kuninganna kehatemperatuur **100 °F**, kui suur oli kuninganna kehatemperatuur Celsiuse skaalas? Valemi (1) järgi:

$$t\text{ °C} = \frac{5}{9} (100 - 32) = -\frac{5}{9} 68 = 37.77. \quad (5)$$

### Termomeetri ajalugu (järg)

- **1730** – Reamuri piiritustermomeeter (Réamur, Réne, 1683–1757, prantsuse füüsik, zooloog ja insener)

Praegu harva kasutatav, kuid oli Eestis tuntud enne sõda. Jää sulamistemperatuuri (**0 °R**) ja vee keemistemperatuuri vahe jaotati 80-ks osaks, seega suhe praeguse Celsiuse skaala ja Reamuri skaala kraadide vahel:

$$100 : 80 \quad \text{ehk} \quad 5 : 4,$$

teisiti öeldes, mingi temperatuurimuutus väljendub Reamuri skaalas väiksemate arvudega.

Üleminekuks Reamuri skaalalt Celsiuse skaalale tuleb:

$$\text{korrutada tulemust } \frac{5}{4} \text{ -ga,}$$

vastav valem

$$t\text{ °C} = \frac{5}{4} t\text{ °R}, \quad (6)$$

vastupidine valem (Reamuri skaala Celsiuse kaudu):

$$t\text{ °R} = \frac{4}{5} t\text{ °C}. \quad (7)$$

### Termomeetri ajalugu (järg)

- **1742** – Celsiuse piiritustermomeeter

**Celsius, Anders (1701–1744)** – Rootsi füüsik ja astronoom. Võttis 1742. a. kasutusele Hg-termomeetri 100-kraadise skaala, mille püsipunktid olid (!):

**jää sulamistemperatuur 100 °C,**

**vee keemistemperatuur 0 °C,**

seega skaala püsipunktide vahe on **100 °C**. Celsiuse õpilase Strömeri (mõnede allikate järgi Carl Linne ???) soovitusel pöörati skaala 1750. a. ümber:

**jää sulamistemperatuur 0 °C,**

**vee keemistemperatuur 100 °C,**

see skaala on püsinud tänapäevani.

### 1.4.2. Baromeetri ajalugu

kr. k. *baros* raskus, *metreo* mõõdan

**Torricelli katse (1643).** Ligikaudu 1 m pikkune ühest otsast kinnine klaastoru täidetakse ääreni elavhõbedaga. Lahtine ots suletakse ajutiselt (arvatavasti pandi lihtsalt näpp ette, NB! praegu oleks see lubamatu). Toru pööratakse ringi ja asetatakse anumasse, mis on pooleldi täidetud elavhõbedaga. Seejärel, kui ajutiselt suletud ava on Hg pinna all, avatakse ajutine ava. Ainult osa torus olevast elavhõbedast voolab välja. Torusse jääb püsima ca **76 cm** kõrgune sammas. Selle raskuse tasakaalustab õhurõhk. Torusse tekib nn *Torricelli tühik* (täidetud Hg-aurudega). Sellega kummutati arusaam, et “loodus kardab tühjust”.

Torricelli katseseade kujutas endast esimest baromeetrit, korralikult varustatud meteojaamades on selline baromeeter kasutusel absoluutse mõõteriistana tänapäevani.

**Torricelli, Evangelista (1608–1647)** – itaalia füüsik ja matemaatik, Galilei järglane Toscani hertsogi õukonna filosoofi ja matemaatikuna. Peale õhurõhu olemasolu demonstreerimise uuris vedeliku väljavoolamist anuma külgeinast (Torricelli valem):

$$v = \sqrt{2gh}, \quad (8)$$

rangelt võttes kehtib valem väikeste avade ja ideaalse vedeliku korral. Vaatamata Torricelli katsele ei tahetud tollal õhurõhu olemasolu uskuda, sest meeleeelunditega me õhu rõhumist ei taju.

**magdeburgi poolkerad** – Magdeburgi linnapea Otto v. Guericke lasi valmistada lihvitatud servadega flantsiga poolkerad, millest sai õhku välja pumbata ja mida 8 hobust ei suutnud lahti tõmmata (katse toimus 1854 Regensburgis).

**Näidisülesanne 1.** Arvutada **76 cm** kõrguse **Hg-samba** rõhk paskalites ja millibaarides. Kasutada hüdrostaatilise rõhu valemit

$$p = \rho g h.$$

Hg tihedus normaaltingimustel

$$\rho = 13.5951 \frac{\text{g}}{\text{cm}^3}. \quad (\text{Aruksaar, lk 40: } \rho = 13.5960 \frac{\text{g}}{\text{cm}^3})$$

Vastus esitada kujul

$$p = 76 \text{ cm Hg} = \dots \quad \text{Pa} = \dots \quad \text{hPa} = \dots \quad \text{mbar}.$$

**Lahendus.** Kasutame valemit

$$p = \rho g h.$$



Algandmed: 1) Hg tihedus  $\rho = 13.5951 \frac{\text{g}}{\text{cm}^3} = 13.5951 \cdot 10^3 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3}$ ,

2) raskuskiirendus  $g = 9.806 \frac{\text{m}}{\text{s}^2}$  (laiuskraad  $45^\circ$ ),

3) vedelikusamba kõrgus  $h = 0.76 \text{ m}$ ;

paigutame algandmed valemisse:

$$p = \rho g h = 13.5951 \cdot 10^3 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3} \cdot 0.76 \text{ m} \cdot 9.806 \frac{\text{m}}{\text{s}^2} =$$

$$= 101318 \frac{\text{kg m}}{\text{s}^2 \text{ m}^2} = 101318 \frac{\text{N}}{\text{m}^2} = 101318 \text{ Pa} = 1013.18 \text{ hPa} = 1013.18 \text{ mbar}.$$

Tegelikult on õige tulemus

$$76 \text{ cm Hg} = 101325 \text{ Pa} = 1013.25 \text{ hPa} = 1013.25 \text{ mbar},$$

sellise tulemuse saaksime, kui Hg tiheduseks võtta

$$\rho = 13.596 \frac{\text{g}}{\text{cm}^3} = 13.596 \cdot 10^3 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3},$$

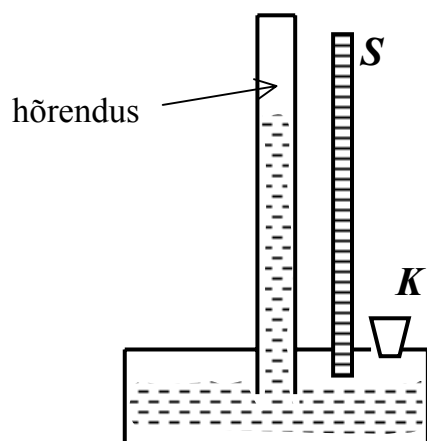
sellisel juhul tuleks rõhk

$$p = 1013.250058 \text{ hPa} = 1013.250058 \text{ mbar}.$$

**Ülesanne:** Esitada õhurõhk **1013.25 mbar** ühikutes **at** (tehniline atmosfäär), mis on defineeritud kui jõukilogramm ruutsentimeetri kohta:

$$1 \text{ at} = 1 \frac{\text{kgf}}{\text{cm}^2}.$$

**Baromeetri täiustamine.** Torricelli baromeetrit nimet. *anumbaromeetriks*. Baromeetrilt lugemi võtmisega tekib huvitav tehniline probleem. Nimelt muutub õhurõhu muutudes Hg-nivoo anumal, seega tuleks iga mõõtmise eel korrigeerida nullpunkti. On kasutatud skaala nihutamise asemel erineva pikkusega ühikuid, seda tehakse järgmiselt. Õhurõhu tõusmisel üle normaalrõhu tõuseb nivoo torus, aga langeb anumal. Seega tuleks nullpunkti nihutada allapoole, mis suurendaks lugemist. Lugemist saab aga suurendada ka jaotisi vähendades (näiteks tihedamalt kui 1 mm järel). Õhurõhu alanedes langeb Hg-sammal, aga nivoo anumal tõuseb. Skaala (nullpunkti) tõstmist saab asendada jaotiste suurendamisega. Seega peaks skaala eri piirkondades olema jaotiste vahekaugus erinev. Tehniliselt oli erineva pikkusega ühikute kandmine skaalale käsitsi juhitud tööpinkide korral keerukas (tööoperatsioonid 'polnud tehnoloogilised'), arvutijuhitud tööpinkide korral on see lihtne.



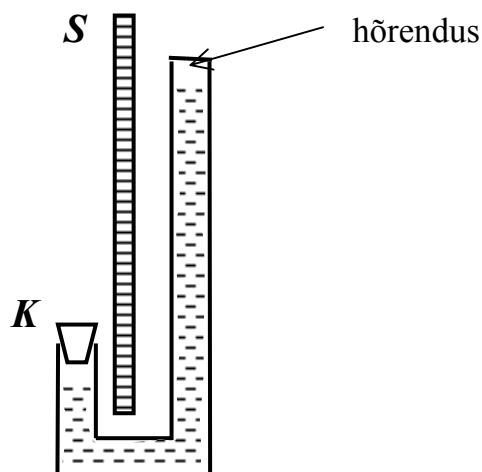
Joon. 1.3. Anumbaromeeter, *S* – skaala, *K* – mittetihe kork välisõhu pääsemiseks anumasse.

Skaala nihutamise seisukohast on anumbaromeetrist pisut lihtsam nn *sifoonbaromeeter*.

**Sifoonbaromeeter.** Toru on painutatud J-tähe kujuliseks anumat pole vaja.

*sifoon* – kr. k. *siphōn* ‘toru’

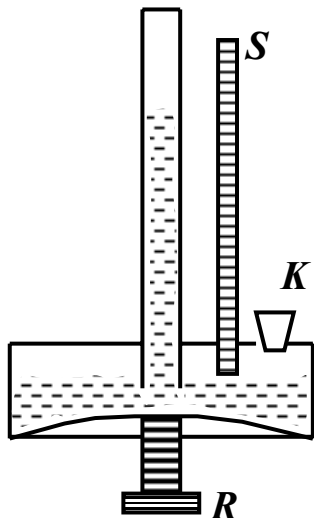
Harilikult mõeldakse termini ‘sifoon’ all kõverat elastset toru, millega saab vedelikku juhtida üle takistuse (näit tünni või paagi seina) kõrgemalt tasemelt madalamale.



Joon. 1.4. Sifoonbaromeeter, *S* – skaala, *K* – mittetihe kork välisõhu pääsemiseks anumasse.

Kuid ka sifoonbaromeetril säilisid probleemid skaalaga – ikkagi oli vaja kas nihutada skaalat või valmistada ebahütlane skaala.

**Anum-sifoonbaromeeter.** Skaala nihutamise vältimiseks konstrueeriti nn anum-sifoonbaromeeter, kus elavhõbe paikneb elastse põhjaga anumal, põhja kumerust saab muuta ja taastada iga mõõtmise eel algne tase anumal.



Joon. 1.5. Anumbaromeeter, **S** – skaala, **K** – mittetihe kork välisõhu pääsemiseks anumasse, **R** – reguleerimiskruvi anuma elastse põhja kumeruse muutmiseks (põhja keskosa tõstmiseks ja langetamiseks), et reguleerida Hg pind etteantud tasemele.

**Aneroidbaromeeter.** Hg-baromeeter on küll täpne ja absoluutne mõõduriist (täpsel valmistamisel ei vaja ta põhimõtteliselt esmast kaliibrimist), kuid ta on kohmakas, raskesti transportitav. Sobib kasutamiseks vaid statsionaarses meteojaamas fikseeritud olekus. Tänapäeval teame ka, et elavhõbe on mürgine. Teisaldamiseks, väliolukorras, laevadel, lennukitel jne kasutamiseks leiutati nn aneroidbaromeeter.

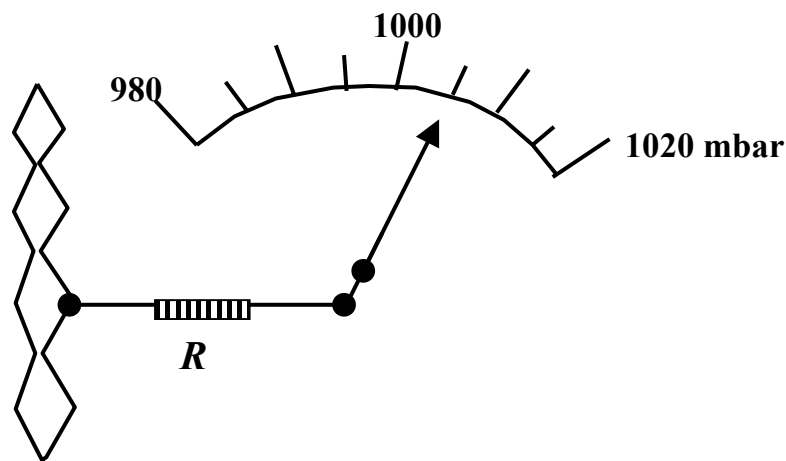
Aneroidbaromeetri põhidetailiks on nn *aneroidkarp*.

*a-* – kr. k. eitust väljendav eesliide (täishääliku ees *an-*),

*nēros* – kr. k. ‘märg’,

*idos* – kr. k. ‘kuju, välimus’.

Aneroidkarp kujutab endast kahest lainelisest metall-lehest koosnevat peaaegu õhutühja (0.01 mm Hg) õhukest karp, mille paksus pisut muutub sõltuvalt välisrõhust. Kangide süsteemiga võimendatakse paksuse muutumise nihe nähtavaks ja mõõdetavaks.



Joon. 1.6. Aneroidbaromeetri põhimõtteline skeem, **R** – reguleerimiskruvi.

Aneroidbaromeeter ei ole absoluutne, vaid suhteline mõõduriist. Pärast tehases valmistamist ning ka eksploatatsioonis vajab kangidesüsteem reguleerimist etalonbaromeetri järgi. On talvaline, et pikemat aega kasutusel olnud aneroidbaromeetri näit on nihkunud mitme millibari võrra.

Aneroidbaromeetrid olid kergesti transporditavad ja võimaldasid õhurõhu muutumise järgi pisut ilma ennustada. Kolonistid, misjonärid ja lihtsalt maadevallutajad kasutasid seda instrumenti oma üleoleku tõendamiseks.

Baromeetrist loodeti palju ja selles lootuses hakati mitmel pool ilma jälgima ning õhurõhku ja temperatuuri mõõtma. Vaimustusega asutati Itaalias ja mujal Euroopas, hiljem Indias ning teistes kaubanduslikult tähtsates ja toorainetelt rikastes asumaades ilmade jälgimiseks meteoroloogiajaamu. Ühe meteojaama järgi ilma ennustamine ei andnud siiski soovitud tulemusi ja mõne aasta pärast lõpetas enamus meteojaamu oma tegevuse. Meteojaamade võrgu järgi ilma ennustamine vajab teistsugust sidesüsteemi kui semafoortelegraaf (sümbioos tuulikust ja semafoorist).

#### 1.4.3. *Meteovaatluste algus Eestis*

- **1865** – TÜ Meteojaam
- **1876** – TÜ Meteoroloogia Observatoorium ('metobs')

Tänapäeval korraldab Eestis meteoroloogilisi ja hüdrooloogilisi vaatlusi, tulemuste arhiveerimist ja prognooside koostamist Eesti Meteoroloogia ja Hüdroloogia Instituut (EMHI).

#### 1.4.4. *Telegraafside*

- **1832–1833** – esimesed elektrilised (traatside) telegraafiaparaadid (P. Schilling, C.F. Gauss, W. Weber)
- **1837** – elektriline morsetelegraaf

**Morse, Samuel (1791–1872)** – USA leidur, elukutselt maalikunstnik. Võttis kasutusse pikkadest ja lühikestest signaalidest koosneva telegraafikoodi (kriips-punktkoodi), nn morse tähestiku, rajas 1844 Washington-Baltimore'i telegraafiliini

- **1857–1865** – paigaldatakse esimene telegraafiliin Atlandi ookeani põhja, USA ja Inglismaa vahele

#### 1.4.5. *Telefonside*

- **1875** – esimene kasutuskõlblik telefon (patent 1876, Alexander Graham Bell)
- **1877** – süsimikrofon (Thomas Alva Edison, ca 1300 patenti el-magn, trükimasinate, keemiliste seadmete jm aladelt)

#### 1.4.6. *Raadioside*

*radio* – lad. k. 'kiirgan'

- **1873** – J. Maxwelli võrranditest järeldub elektromagnetlainete olemasolu
- **1888** – H. Hertz tõestab katseliselt elektromagnetlainete olemasolu
- **1894** – inglise füüsik O. Lodge demonstreerib el.-magn.-lainete vastuvõttu 36.6 m kauguselt

- **1895** – A. Popov kordab O. Lodge'i katset, 64.4 m
- **1895** – G. Marconi 3400 m, 1896 patendiavaldu, 1901 side üle Atlandi
- **1906** – Berliini raadiotelegraafikonventsioon kinnitab üleüldiseks (mere)hädast teatamise lainepikkuseks 500 m ja signaaliks punktide ja kriipsude kombinatsiooni

... — — — ... — — — ... jne (3 punkti, 3 kriipsu, 3 punkti jne)

Sellisele punktide ja kriipsude kombinatsioonile vastavad morse tähestikus tähed **SOS-OSOS...**, millest hiljem eraldati 3 tähte, **SOS**, ja anti sisu 'save our souls'. Raadiotelefonis on praegu hädasignaaliks 'mayday'.

Raadioside võimaldas meteorinformatsiooni vahendada praktiliselt mistahes planeedi punktist ning ka rongidelt, laevadelt, lennuparaatidelt jne.

#### 1.4.7. Ühtne ajasüsteem

- **GMT – Greenwich Mean Time (Greenwich Meridian Time, Zulu Time, Z-Time, Z)**, alates 1884, Z = Zulu (military and aviation); näit 13:46 GMT = 1346Z

<http://greenwichmeantime.com/>    **GMT+ 1 = A (Alpha) = CET (Central European)**

**GMT + 2 = B (Bravo) = EET (East European)**

.....

- **UT, UT1 – Universal Time**, samaväärne GMT-ga, tagatud astronoomiliste vaatlustega, kuid Maa pöörlemiskiirus muutub, üldiselt aeglustub: 1820 oli päikeseööpäeva pikkus 86400.000 s, praegu 86400.002 s, astronoomiline kell aeglustub.

<http://aa.usno.navy.mil/faq/docs/UT.html>

- **UTC – Universal Time Coordinated**, tagatud aatomkelladega, korrigeeritakse, harilikult liigsekundi (leap second) lisamisega kvartali lõpus, et säiliks  $|UT1 - UTC| < 0.9$  s, 27 aasta jooksul (1972–1999) lisati 22 sekundit (aatomkell käib ette, keerati 22 sekundit tagasi), st, et ca iga 500 päeva ehk 1.5 aasta kohta 1 sekund.

<http://tycho.usno.navy.mil/leapsec.html>

<http://www.worldtimeserver.com/> (**Atomic Clock Sync**, tasuta arvutikella seadja)

#### 1.4.8. Ühtne geograafiliste koordinaatide süsteem

**1884** – Rahvusvaheline Meridiaanikongress Washingtonis, **Greenwichi meridiaan**, varem Hierro (Ferro) meridiaan ja rahvuslikud meridiaanid

**The International Meridian Conference, Washington DC, USA - October 1884**

#### 1.4.9. Ilmakaartide koostamine

Uued sidevahendid ja ühtne aja- ja geograafiliste koordinaatide süsteem võimaldas sünkroniseerida ilmavaatlusi ja vahetada nende tulemusi. Riiklikesse meteokeskustesse hakkas saabuma infot temperatuuri, rõhu, õhuniiskuse, tuulekiiruse jt parameetrite kohta tervel kontinendil ja lähisookeanidel, mis võimaldas koostada erinevate kellaaegade ilmakaarte ning teha järeltõlge võimalike järgnevate ilmapuutuste kohta.

#### 1.4.10. Hüdrodünaamika võrrandid meteoroloogias

**20. s. algus** – norralane Bjerknes, Vilhelm (1862–1951), hüdrodünaamika võrrandite rakendaja mere ja atmosfääri jaoks, dünaamilise meteoroloogia rajaja. Tegelikult tuletati mitmed seosed ja efektid enne merekeskkonna jaoks (vesi on lihtsam keskkond kui õhk: praktiliselt mittekokkusurutav, sisehõrde ignoreerimine õigustatum jne). Norra (Bergeni) koolkond meteoroloogias.

#### 1.4.11. Elektronarvutid meteoroloogias

- **1945** – esimene elektronarvuti (USA, ENIAC), arvutas 24 h prognoosi 33 ööpäeva, 3 aasta pärast 24 h prognoos 24 tunniga – arvutused käisid sammu ilmaga.
- **1950** – esimene elektronarvuti NSVL-s
- **1951** – elektronarvutite seeriatootmine USA-s
- **1953** – elektronarvutite seeriatootmine NSVL-s
- **1980ndad** – personaalarvutid, ühendatuna võimsama arvutiga võimaldasid rutiin-tööna ilma prognoosimist

#### 1.4.12. Satelliidid meteoroloogias

- **1957** – esimene satelliit (sputnik, NSVL, 4. okt 1957)
- **1961** – J. Gagarin kosmoses (12. apr. 1961)

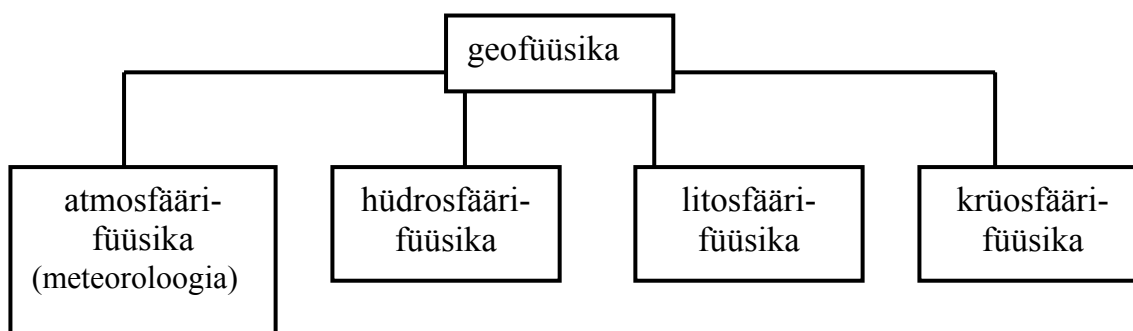
#### 1.4.13. Internet meteoroloog-sünoptiku rutiinvarustuses

**1990ndad** – Internet võimaldas uut kvaliteeti infovahetuses, eriti info operatiivsuses ja personaalsuses, kujutise edasiandmises (satelliidipildid) jne, meteoprognoside kvaliteedi oluline tõus. Aasta 2003 – kriisi algus Internetis?

### 1.5. Meteoroloogia koht geofüüsikaliste teaduste hulgas.

**geofüüsika** – laiemas tähenduses kogu planeediga Maa seotud füüsika, planeedi ja selle osade füüsikaline kirjeldamine

Geofüüsika jagunemist kirjeldab järgmine skeem.



Joon. 1.7. Geofüüsika jagunemine.

## 2. ÜLDANDMED ATMOSFÄÄRIST

### 2.1. Meteoroloogilised elemendid

Meteoroloogilised elemendid – atmosfääri seisundit ja atmosfääris toimuvaid protsesse ning nähtusi kirjeldavad suurused, parameetrid ja karakteristikud, mida võib väljendada kas numbriliselt (kui tegemist on füüsikalise parameetriga), tekstina (pilvede tüüp) või sümbolina (sademed, päikeseketta seisund jne):

- temperatuur (°C)
- õhurõhk (mbar)
- veeauru osarõhk (mbar)
- suhteline niiskus (%)
- pilvisuse hulk ja tüüp (9/3 Ci, Ac, Cu)
- päikeseketta seisund (☉, ☉<sup>2</sup>)

Nii ilma prognoosimise kui minevikus esinenud või hetkel esineva ilma analüüsimiseks on vaja teada võimalikult palju meteolemente.

### 2.2. Hüdrostaatika valem

Hüdrostaatika valem väljendab rõhku  $p$  vedelikus (gaasis) sügavusel  $h$ . Teisisõnu on see kõrgust  $h$  omava ühikulise ristlõikega vedeliku- või gaasisamba kaal.

Praktikas antakse hüdrostaatika valem sageli lihtsustatud kujul, eeldusel, et vedeliku või gaasi tihedus on kogu samba ulatuses konstantne. Leiame sellisel eeldusel samba kaalu  $P$ :

$$P = m g = V \rho g = S h \rho g, \quad (1)$$

kus  $m$  – vedeliku- või gaasisamba mass,

$V$  – samba ruumala,  $V = S h$ ,

$S$  – samba ristlõike pindala,

$h$  – samba kõrgus,

$\rho$  – vedeliku või gaasi tihedus,

$g$  – raskuskiirendus.

Jagades samba kaalu  $P$  põhja pindalaga  $S$ , saame otsitava rõhu (jõu pindalaühikule):

$$p = \frac{P}{S} = \rho g h. \quad (2)$$

Valemit

$$p = \rho g h \quad (3)$$

nimetatakse hüdrostaatika (põhi)valemiks. Kui see valem on kujul (3), sisaldub selles eeldus tiheduse  $\rho$  konstantsuse kohta. Nimetatud lihtsustus ei mõju oluliselt rõhu arvutamise täpsu-

sele vedelike korral. Seepärast kasutatakse valemit vedelikmanomeetritega rõhkusi mõõtes ja siis kõrgusi arvutades, arvutades rõhku veekogudes teatud sügavusel jne.

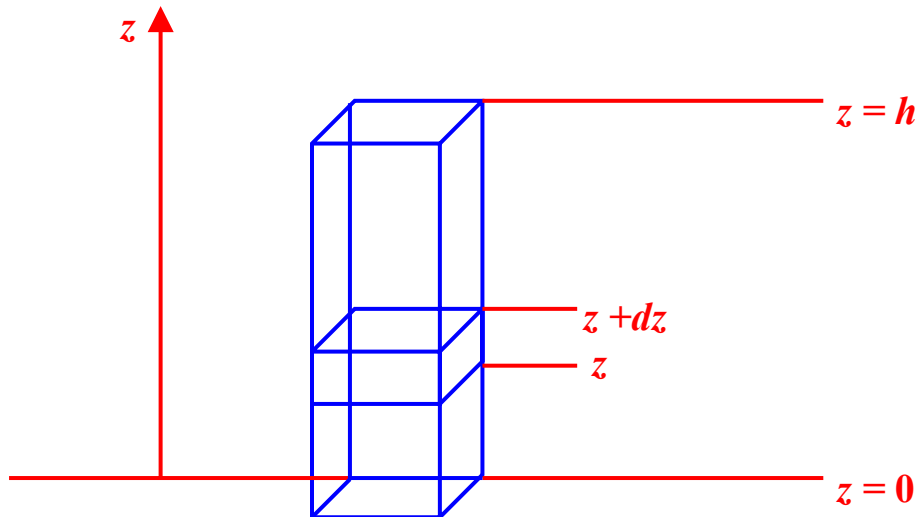
Rangelt võttes vedeliku või gaasi tihedus  $\rho$  ikkagi sõltub vertikaalsest parameetrist  $h$ . Näiteks meres muutub vee tihedus sügavusega nii vee kokkusurutavuse, erineva temperatuuri kui keemilise koostise (sh soolsuse) muutumise tõttu.

Eriti kokkusurutavad on gaasid. Näiteks atmosfäärisamba kaalu või rõhku arvutades tuleb kindlasti arvestada tiheduse muutumist kõrgusega. Seega üldjuhul on vedeliku või gaasi tihedus sõltuv vertikaalparameetrist (sügavusest meres, kõrgusest atmosfääris jne).

Vaatleme lihtsustuseks **ühikulise ristlõikega** vedeliku- või gaasisammast. Konkreetse mõttes võime oletada, et tegu on Maa atmosfääriga. Tähistame vertikaalmõõdme  $z$  -ga, seega on tihedus kõrguse  $z$  funktsioon

$$\rho = \rho(z) . \quad (4)$$

Eraldame atmosfääris kõrgusel  $z$  õhukese vahekihi diferentsiaalse paksusega  $dz$  (joon. 5.1). Kiht  $dz$  peab olema nii õhuke, et selle ulatuses võib tiheduse lugeda konstantseks.



Joon. 5.1. Integreerimine atmosfääri- või veesamba vertikaalses ulatuses.

Elementaarse kihi  $dz$  kaal suurendab ühikulise ristlõikega samba kaalu ehk rõhku  $dp$  võrra

$$dp = \rho(z) g dz . \quad (5)$$

Samba kogurõhu saamiseks tuleb viimast valemit integreerida aluspinnast kõrguseni  $h$ :

$$p = \int_0^h \rho(z) g dz . \quad (6)$$

Saadud valem ongi hüdrostaatika valemiks üldjuhul, s.t. siis, kui vedeliku või gaasi tihedus vertikaalsihis ei ole konstantne.

**Näide 1.** Laboratooriumikatses mõõdeti kinnises katseklaasis (kolvis) olevat ülerõhku atmosfäärirõhust U-kujulise toruga, milles oli vesi. Nivoode vahe torus oli 10 cm.

Väljendada ülerõhk paskalites.



**Lahendus.** Kasutame hüdrostaatika valemit (3) kujus

$$\Delta p = \rho g \Delta h,$$

$$\Delta p = \frac{1000 \text{ kg} \cdot 9.8 \text{ m} \cdot 0.1 \text{ m}}{\text{m}^3 \text{ s}^2} = \frac{9.8 \cdot 10^2 \text{ kg m}}{\text{m}^2 \cdot \text{s}^2} = 9.8 \cdot 10^2 \frac{\text{N}}{\text{m}^2} = 9.8 \cdot 10^2 \text{ Pa}.$$

**Ülesanne 1.** Kui suur on rõhk vees **10 m** sügavusel? Väljendada tulemus järgmistes ühikutes: 1) **Pa**, 2) **at** (tehniline atmosfäär, jõukilogramm ruutsentimeetrile), 3) **bar**, 4) **cm H<sub>2</sub>O**, 5) **m H<sub>2</sub>O**,

**Lahendus.** Seos rõhuühikute **at** ja **Pa** vahel:

$$1 \text{ at} = 1 \frac{\text{kgf}}{\text{cm}^2} = 9.8 \frac{\text{N}}{\text{cm}^2} = 9.8 \cdot 10^4 \frac{\text{N}}{\text{m}^2} = 9.8 \cdot 10^4 \text{ Pa}.$$

Edasi kasutame hüdrostaatika valemit ... (lahendada iseseisvalt).

**Ülesanne 2.** Arvutada Hg tihedus kasutades hüdrostaatika valemit ja seost **760 mm Hg = 1013.25 mbar**.

### 2.3. Atmosfääri vertikaalne ulatus

*atmos* – kr. k. aur, õhk

*sphaira* – kr. k. kera

Atmosfääri vertikaalse ulatuse määramine on suuresti kokkuleppe küsimus – millisel kõrgusel loeme atmosfääri lõppenuks ja maailmaruumi algavaks?

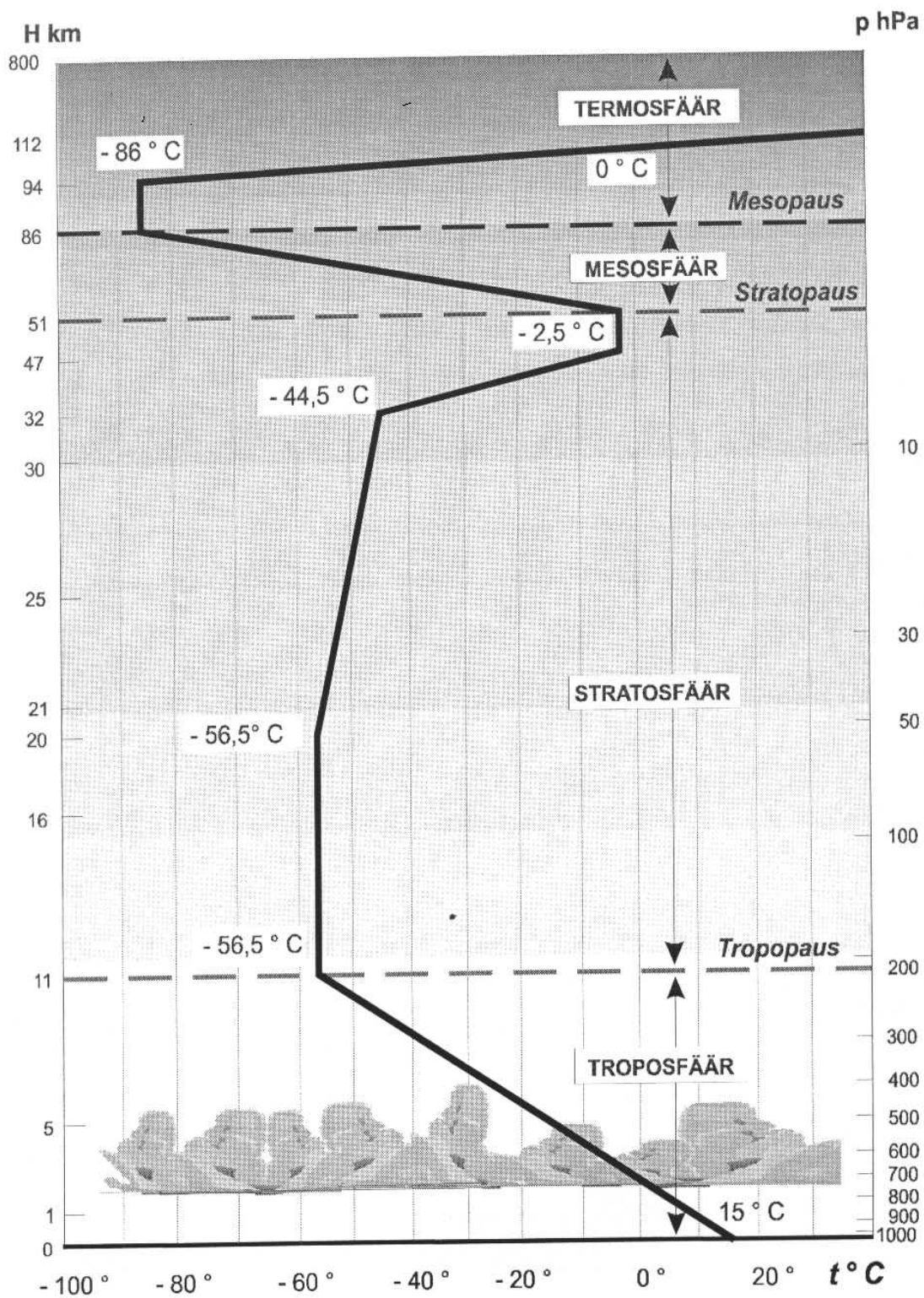
Lugedes atmosfääri ülemiseks piiriks kõrgust, kus atmosfääri tihedus on võrdne maailmaruumi tihedusega ( $100 \text{ iooni/cm}^3$ ), saaksime atmosfääri kõrguseks umbes 20 000 km. Sellisel kõrgusel ei esine aga ühtki atmosfäärinähtust. Mõned virmalised ulatuvad 1200 km kõrguseni. Seda kõrgust loeti pikka aega atmosfääri kõrguseks. Praegu loetakse atmosfääri välimist kihti, eksosfääri ulatuvat kõrguseni 3000 km.

### 2.4. Atmosfääri kihistus

Atmosfäär ei ole ühtlane keskkond, tema koostis ja omadused muutuvad vertikaalsuunas, võimaldades jaotamist kihtidesse. Kihtideks jaotamisel on tähtsaim temperatuuri vertikaalne käik.

**Troposfäär.** Atmosfääri kõige alumine osa, ulatub aluspinnast umbes 10 km kõrguseni (8–18 km). Troposfääri kõrgus oleneb geograafilisest laiusest ja aastaajast. Kõige kõrgem on ta ekvaatori kohal. Külmal aastaajal on troposfäär madalam kui soojal.

Õhu hõrenemise tõttu temperatuur langeb kõrgusega, keskmiselt **6 °C/km**. Sellest keskmisest esineb kõrvalekaldeid, troposfääris võib olla õhukihte, kus kõrguse kasvamisel temperatuur püsib (isotermiline kiht) või isegi tõuseb (inversioonikiht). Troposfääris asub 3/4



Joon. 2.1. Atmosfääri kihistuse skeem (*International Standard Atmosphere, 1981*).

atmosfääri massist, siin tekivad ja kaovad pilved, leiab aset intensiivne õhu horisontaalne ja vertikaalne liikumine, esinevad jugavoolud (100–700 km/h), kujuneb ilm.

Nimetus pärineb kreeka keelest: *tropein* – pöörduma, muutuma.

**Tropopaus.** Vahekiht troposfääri ja selle kohal asuva kihi (stratosfääri) vahel, paksus 1–3 km. Iseloomulikuks tunnuseks temperatuuri langemise aeglustumine kõrgusega. Väga tugevad jugavoolud.

**Stratosfäär.** Algab kõrguselt ca 11 km ja ulatub kõrguseni ca 50 km. Temperatuur jääb esialgu samaks (–55 kuni –60 °C), kuni kõrguseni ca 20 km, isothermia, seda osa stratosfäärist nimet. **isofääriks**. Edasi temperatuur kasvab, ca 3 °C/km. Põhjuseks on Päikese UV-kiirguse neeldumine osoonis. Kui osoon ei oleks, siis temperatuur tõenäoselt langeks kõrgusega, st et troposfäär jätkuks.

**Stratopaus.** Kõrgusel ca 50 km. Temperatuuri kasv peatub väärtusel ca 0 °C.

**Mesosfäär.** Algab 50–55 km kõrguselt. Temperatuur uuesti langeb, jõudes 80 km kõrgusel väärtuseni ca –80 kuni –90 °C. Stratosfäär ja mesosfäär kokk moodustavad nn *keskmise atmosfääri*.

**Mesopaus.** Kõrgusel 75–80 km, temperatuur enam-vähem konstantne.

**Termosfäär.** Algab kõrguselt ca 85 km ja ulatub umbes kõrguseni 500 km. Temperatuur kasvab pidevalt, muutub kõrgusel ca 110 °C positiivseks, seejärel kasvab kuni 1500–2000 °C. Gaasid on ioniseeritud olekus ja reageerivad Maa magnetvälja muutustele. Hõreda õhu tõttu ei ole temperatuur otseselt (kontaktse soojusvahetusena) mõõdetav, arvutatakse kaudselt. Molekulid (ioonid) võivad läbida õhus mitukümmend km ilma pörkumata (maapinna lähedal on õhumolekulide vaba tee keskmine pikkus  $10^{-4}$  mm,  $5 \cdot 10^9$  pörget/s).

**Termopaus.** Kõrgusel ca 500 km. Temperatuuri tõus lakkab.

**Eksosfäär.** Algab kõrguselt ca 500 km ja ulatub kõrguseni kuni 300 km. Kõrge temperatuur püsib või isegi kasvab. Toimub ionide hajumine maailmaruumi ning sealsete ionide saabumine Maa atmosfääri.

Esitatud atmosfääri kihistus on saadud temperatuuri muutuste järgi. Pidades silmas teisi parameetreid, võib saada teistsuguseid kihistusi. Levinuim on kõrgemal kui 80 km asuva kihi nimetamine **ionosfääriks**. Põhjuseks on elektriliselt laetud osakeste – ionide ja elektronide rohkus. Ionosfäär mõjutab oluliselt raadio kaugsidet.

## 2.5. Homogeenne atmosfäär

Atmosfääris toimuvate protsesside modelleerimiseks tehakse atmosfääri kohta mitmesuguseid lihtsustavaid eeldusi, mis tegelikkuses ei pruugi üldse täituda või siis leiavad aset juhtudel ja piiratud ulatuses (näit. *isotermiline atmosfäär*).

Üheks lihtsustavaks eelduseks on **homogeense atmosfääri** mõiste, mis seisneb selles, et kas kogu atmosfäär, või mõni komponentgaas, loetakse kokkusurumatuks, tema tiheduseks kogu vertikaali ulatuses võetakse tihedus maapinna (üldisemalt aluspinna) lähedal. Tegelikuses võib atmosfäär olla ühesuguse tihedusega vaid mõnekümne meetri paksuses kihis tugevasti kuumenenud aluspinna (asfalt, kõrbeliiv) lähedal, sellisel juhul väheneb õhu tihedus aluspinna juures kõrge temperatuuri tõttu, kõrgemale tõustes temperatuur langeb kiiremini kui harilikult ja õhu tihedus võib jääda konstantseks või isegi kasvada.

Normaalsest suurem temperatuurigradient võib püsida tunde ja põhjustada atraktiivseid optilisi nähtusi (miraaž).

Homogeense atmosfäärimudeli kasutamine võimaldab ka näitlikustada üksikute gaaside paksust õhurõhu suurusesse maapinnal.

Võtame homogeense atmosfääri tiheduseks kuiva õhu tiheduse normaaltingimustel (**0 °C, 760 mm Hg**):

$$\rho = 1.293 \text{ kg / m}^3$$

(niiske õhk on pisut kergem).

Kui kõrgele ulatuks sellise püsiva tihedusega atmosfäär? Homogeense atmosfääri paksuse arvutamisel kasutame õhurõhu suurust maapinnal, mille teisendame paskalitesse:

$$\begin{aligned} p &= 760 \text{ mm Hg} = 1013.25 \text{ mbar} = 1013.25 \text{ hPa} = \\ &= 1013.25 \cdot 10^2 \text{ Pa} = 1.01325 \cdot 10^5 \text{ Pa} . \end{aligned}$$

Veel kasutame hüdrostaatika valemit

$$p = \rho g h ,$$

millest otsitav atmosfääri kõrgus (paksus)  $h$  :

$$h = \frac{p}{\rho g} = \frac{1.01325 \cdot 10^5}{1.293 \cdot 9,8} = 7994 \text{ m} \approx 8 \text{ km} .$$

Kui mõtteliselt koguda homogeenses atmosfääris eraldi kihtidesse üksikud atmosfääri moodustavad gaasid, siis saaksime ligikaudu järgmised kihid (15 °C, 760 mmHg):

**N<sub>2</sub>** – **6200 m**

**O<sub>2</sub>** – **1700 m**

**Ar** – **74 m**

**H<sub>2</sub>O-aur** - nähtamatu, muutuv, **6–75 m** gaasilisena, **0.1–6 cm** (arvutuslikult taandatud vedelikukihina, nn *precipitable water*); NB! udu ≠ veeaur

**CO<sub>2</sub>** – **2.5 m**, kiht kasvab aeglaselt, põhjustab nn kasvuhooneefekti

**Ne** – **0.014 m = 14 cm**

**CH<sub>4</sub> (metaan)** – **0.005–0.010 m = 5–10 mm**

**O<sub>3</sub>** – **0.001–0.006 m = 1–6 mm**

Koguseliselt kõige muutlikum atmosfääri moodustavatest gaasidest on veeaur, mida on õhus minimaalselt ( $\approx 1$  mm kiht veeldatud kujul, *precipitable water*) külmal ajal talvekuudel, suvel võib Eestis veeldatud veeauru olla kuni 4 cm, troopikas kuni 6 cm.

Toodud gaaside loetelus hämmastab osooni **O<sub>3</sub>** üliväike kogus (1–6 mm). Õhus olevat osooni võib võrrelda maitseainega (näit pipraga) toidus – üliväikesed osakogused põhjustavad suuri terviku (nii toidu kui atmosfääri) omaduste muutusi.

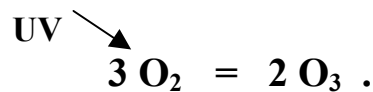
## 2.6. UV-kiirgus ja osoon atmosfääris

Osooni leidub atmosfääris kõigil kõrgustel, alates maapinnast kuni kõrguseni umbes 95 kilomeetrini. Ligemale 90 % osoonikogusest paikneb stratosfääris, kus tema suhteline sisaldus õhu ruumalaühikus on palju suurem kui stratosfäärist madalamal ja kõrgemal.

Terminit *osoonikiht* kasutatakse seetõttu, et enamus osoonist mahub suhteliselt kitsasse, mõnekilomeetrilisse kõrguste vahemikku. Meie laiuskraadil on selleks kihiks 20–22 km.

Troposfääri piiridesse mahub praegu vaid 10 % kogu atmosfääris leiduvast osoonist, kuid üleelmise sajandivahetuse paiku (1899–1901) oli teda siin veelgi (ca 2 korda) vähem. Osooni suhteliselt kiire juurdekasvu põhjuseks peetakse põlemisgaase, mida tekitavad transpordivahendid, soojusenergeetika ja tööstus (CO, lõpuni oksüdeerumata süsivesinikud, NO<sub>x</sub> ja päikesekiirgus 40 nm ümbruses).

Kuidas tekib osoon UV mõjul? Osoon tekib UV-kiirguse mõjul ja paikneb põhiliselt kõrgustel 15–30 km, vastav fotokeemiline protsess:

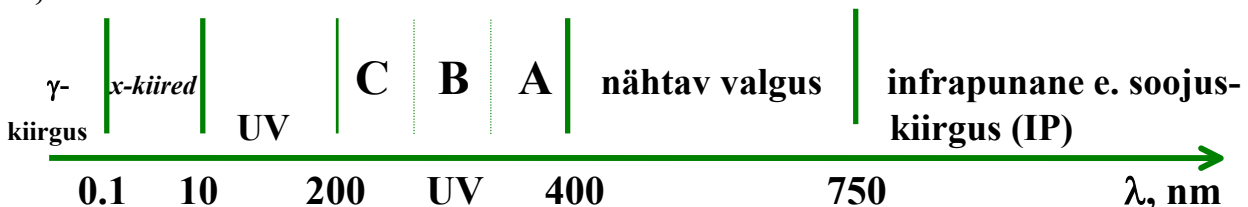


Osooni tähtsaimaks omaduseks on mitte läbi lasta UV-kiirgust – **planetaarne kaitsekilp** UV eest. Osooni lagundavad freoonid – Cl ja F ühendid, mis aurustuvad/veelduvad kergesti toatemperatuuril (külmutuskappide, konditsioneeride, aerosoolpakendite, kaablite täitevedelik).

Kui UV-kiirgus jõuab madalamatesse õhukihtidesse, tekitab ta ikkagi osooni. Samuti tekib osooni fotokeemilistes reaktsioonides mittetäieliku põlemise saadustest (CO, NO, OH-rühm jne). Väikestes kogustes osoon mõjub desinfitseerivalt: männimets – tuberkuloosi raviks, osoneerimine joogi- ja basseinivee desinfitseerimiseks jne. Suurtes kogustes mõjub osoon mürgina, paljud taimekahjustused (pruunid laigud kartulilehtedel) võivad olla põhjustatud osoonist.

### UV-kiirguse bioloogiline toime

Elektromagnetilist kiirgust lainepikkusega **10–400 nm** nimetatakse ultraviolettkiirguseks. Omab väga tugevat bioloogilist toimet, mis on seletatav fotokeemiliste protsessidega. Bioloogiline toime sõltub UV-kiirguse lainepikkusest. Sagedusvahemik **200–400 nm** jagatakse, rahvusvahelise valgustuskomisjoni (CIE) soovitusel kolmeks alapiirkonnaks – **A, B, C**.



**A (320–400 nm)** – aluspinnani jõudmine sõltub vähe O<sub>3</sub>-st, ühtlaselt (mahedalt) pruunistav, sobiv päevitamiseks, rahhiidi profülaktikaks;

**B (280–320 nm)** – aluspinnani jõudmist reguleerib vähe O<sub>3</sub>, erüteemselt pruunistav, kasutatakse ka kurgu- ja neelupõletike raviks;

**C (< 280 nm)** – aluspinnani praktiliselt ei jõua, tekitatakse kunstlikult, “tugevad, , kalgid” kvandid, bakteritsiidne toime (kr. k. *bakteria* – kepp, sau; lad. k. *caedere* – tapma); kasutatakse ruumide desinfitseerimiseks ja steriilse keskkonna loomiseks;

NB! tekitab konjunktiviiti – silma sidekesta põletikku. Kui haiglapalatis või operatsioonitoas lülitatakse desinfitseerimiseks sisse kvartslamp, tuleb ruumist lahkuda või kanda kaitseprille. Probleemid spordisaalide jne ereda valgustusega teleülekannete ajaks – osade lampide spektris on UV–C.

Päikseprillide kvaliteet – peavad tõkestama UV, sest silmaava (pupill) on tumeda prilli taga rohkem avatud ja kaitsetu.

Üledoseerituna on UV kiirus (päevitumine villideni) kantserogeenne, põhjustab nahavähki. Nahavähi peiteperiood 10–15 aastat.

**Biodoos (MED – minimaalne erüteemne doos)** – teatava lainepikkusega kiirusenergia kogus pinnaühikule, mis on vajalik päevitumata naha kerge nahareaktsiooni tekkimiseks. Kuna praktikas ei ole kiirusenergia mõõtmine harilikult võimalik, hinnatakse MED-i ajaga, mis on kulub punetuse tekkimiseks. Meedikute soovitus – organismi normaalseks talitluseks oleks igapäevaselt vaja saada kogu kehale ca 1/10 biodoosi või katmata kehaosadele vastavalt rohkem. See soovitus on väga ligikaudne ja ei arvesta nahatüüpi, tumedam nahk talub UV-kiirgust paremini. Kuid samas on tumedamanahalistel haigusi, mida seostatakse liiga suurte UV-dosisidega (*luupus* – ‘hunt’ lad. k.).

## 2.7. Dobsoni ühik (DU – Dobson Unit, total ozone)

See on ühik atmosfäärisambas oleva osooni üldkoguste (tähistatakse  $\sum O_3$  – total ozone) väljendamiseks nn taandatud osoonikihi paksuse kaudu:

- 1) osoon (põhimõtteliselt ka mingi teine atmosfääris olev uuritav gaas) taandatakse arvutuslikult rõhule 1013.25 hPa (1 hPa = 1 mb) ja temperatuurile 298 K (25 °C),
- 2) saadud gaasikihi paksus väljendatakse **sajandikmillimeetrites**.

Näit.: osoonikihile **3 mm** vastab **300 Dobsoni ühikut (300 DU)**.

USA-s kasutatakse sama ühiku tähisena ka **tuhandik e. millisentimeetrit (mcm)**, kuid kahekordse kümnendkordaja kooskasutamine (*milli* + *sent*) pole soovitatav.

Kogu atmosfäärisambas oleva osoonikihi taandatud paksuse määramise aluseks on spektraalsed optilised mõõtmised. Arvulisi andmeid osoonikihi paksuse kohta:

$\sum O_3 = 300 \text{ DU}$  – planetaarne keskmine, tüüpiline väärtus, kasutatakse päiksekiirguse nõrgenemise arvutustes ja atmosfääri kiirgusmudelites;

**min  $\sum O_3 < 100 \text{ DU}$**  – Antarktikas septembri lõpus, oktoobris;

**min  $\sum O_3 < 200 \text{ DU}$**  – troopikas, äiksepilve kohal (kuigi osoon ise tekib ekvatoriaalses tsoonis);

**max  $\sum O_3 > 600 \text{ DU}$**  – polaaraladel (absoluutne rekord Arktikas **675 DU**).

Osooniauk – tekib Antarktika kohal sealse kevade ajal (Arktikas oluliselt väiksemal määral). Stratosfäärise tsirkulatsiooniga triivib osooniauk planeedi muudele aladele.

## 2.8. Osoon Eesti kohal

Minimaalsed väärtused – sügisel, oktoobris-novembris, ca **290 DU**:

28. jaanuaril 1992 langes väärtuseni **190 DU**.

Maksimaalsed väärtused – talve lõpul ja varakevadel, veebruaris, märtsis, aprillis, ca **390 DU**:

21. veebruaril 2002 tõusis osoonikihi paksuse hetkväärtus Eesti kohal väärtuseni **546 DU**.

Viimaste aastate osoonikihi paksused Eesti jaoks on graafikuna Tartu Observatooriumi internetilehel <http://www.aai.ee/~rutt/uvb/osoon.html#osoon>.

## 2.9. Bidoosi kogunemise kiirus

*Bidoos e. minimaalne erüteemne doos (MED)* kui päikesepõletuse (ja miks ka mitte, päevitamise) biofüüsikaline ühik, on väikseim kiiritusdoos, mis kutsub esile päevitamata naha punetuse.

Päevitamisel on oluline teada kui kiiresti MED võiks koguneda e. teisisõnu, kui kiiresti toimub päevitamine või põletuse saamine. Kasutatakse doosi kogunemise kiirust, ühik MED/h.

Punetuse tekkimine oleneb naha omadustest, põhjamaalase nahk on päikesepõletuse suhtes õrnem, seega on MED-le vastav energeetiline kiiritusdoos sõltuv naha tüübist. Erinevate nahatüüpide jaoks on MED ja sellele vastav energiahulk/pinnaühikule ( $J/m^2$ ) erinev:

- **1 MED (põhjamaalase nahk) = 200 J/m<sup>2</sup>**
- **1 MED (kaukaasia nahk, loetakse keskmiseks nahatüübiks) = 250 J/m<sup>2</sup>,**
- **1 MED (tume nahk) = 350 J/m<sup>2</sup>**

Doos koguneb kiiremini keskpäeval tõelise päikeseaja järgi (TST – *True Solar Time*), mil Päike on kõige kõrgemal. Kuna keskpäeva ümbruses Päikese kõrgus muutub vähe, võib lugeta, et keskpäevane Päikese kõrgus säilib meil ajavahemikus kell 11–13 TST ( $\approx$  12:30–13:30 nn seinakella järgi suveajal).

Millised on doosi kogunemise arvulised väärtused suvise keskpäeva ümbruses? Vastus sõltub päevitamiskoha geograafilisest laiusel ja nahatüübist.

Keskmiel laiustel on keskmise (kaukaasia) nahatüübi jaoks doosi kogunemise e. päevitamise kiirus  $\approx$  3 MED/h keskpäeva ümbruses (11–13 TST).

Esmasel päevitamisel on soovitatav piirduda 1 MED-ga seega ajaliselt 20 minutiga keskpäeva ümbruses (11–13 TST) või 30 minutiga ajal kell 10–11, 13–14, 40 minutiga 8–10, 14–16.

Tundide kaupa koguneb suvel esmasel päevitamisel doos hinnanguliselt järgmiselt:

- kell 6–7 TST,           0.5 MED
- kell 7–8 TST,           1.0 MED
- kell 8–9 TST,           1.5 MED
- kell 9–10 TST,         1.5 MED
- kell 10–11 TST,        2.0 MED

- kell 11–12 TST, 3.0 MED
- kell 12–13 TST, 3.0 MED
- kell 13–14 TST, 2.0 MED
- kell 14–15 TST, 1.5 MED
- kell 15–16 TST, 1.5 MED
- kell 17–18 TST, 1.0 MED
- kell 18–19 TST, 0.5 MED

**Kokku: 19.0 MED**

Kuigi toodud tabel on hinnanguline, vastab ta Tõraveres teostatud mõõtmistele. Nimelt on Tõraveres mõõdetud maksimaalseks päevitamisdosisiks 19 MED. Lõunapoolsematel aladel võib päevane doos ulatuda üle 20 MED.

Nii meedikute kui füüsikute soovitus on piirduda keskmise nahatüübi korral esmasel päevitamisel keskpäeval 20 minutiga, õrnema naha korral veelgi lühema ajaga.

Mõõdukal päevitamisel jääb domineerima UV kiirguse soodne toime. Ta soodustab **D-vitamiini** sünteesi ja hävitab õhus haiguste tekitajaid. Sellepärast ei tulegi päevitamist vältida vaid päevitada parajal määral. Õrna nahatüübi korral võib päevitamist alustada varjus olles. Nimelt läbib ultraviolettkiirgus atmosfääri palju halvemini kui nähtav valgus. Põhjuseks on **molekulaarse e. Rayleigh hajumise** proportsionaalsus  $\lambda^{-4}$  astmega. Õhu molekulidel hajumise tõttu jõuab UV-kiirgus päevitajani kõikvõimalikest suundadest. Otsekiirguse osa küünib pooleni summaarsest vaid südasuvises keskpäeva paiku, madalama päikese korral on otsekiirguse osatähtsus summaarses kiirguses väiksem.

Ka lauspilves ilmaga jõuab aluspinnani teatav kogus UV-d. Mägedes (ca 2 km) koguneb lauspilvisuse korral biodoos 4–5 tunniga, lume olemasolul kiiremini.

## 2.10. UV-indeks

Pidades silmas teavitada üldsust (suvitajad, ehitus- ja teetöölised jne) lühidalt ja arusaadavalt UV-kiirguse intensiivsusest, on viimastel aastatel, peamiselt Euroopa Liidu maades, hakatud kasutama nn *UV-indeksit*, mis on seotud aparatuurset mõõdetava kiirguse intensiivsusega.

UV-indeks on seotud erüteemse kiiritustiheduse skaalaga ühikutes  $\text{mW/m}^2$  ja indeksi väärtused ei sõltu nahatüübist.

- **UV-indeks = 1:** sellele vastab **25  $\text{mW/m}^2$**  erüteemset UV-kiirgust
- **UV-indeks = 2:** **50  $\text{mW/m}^2$**
- **UV-indeks = 3:** **75  $\text{mW/m}^2$**
- .....
- **UV-indeks = 10:** **250  $\text{mW/m}^2$**
- **UV-indeks = 20:** **500  $\text{mW/m}^2 = 0.5 \text{ W/m}^2$**

Indeksi suuremad väärtused näitavad suuremat ohtu kui väikesed. Meditsiinilised soovitused on järgmised.



- **UV-indeks < 2:** ei tarvitse midagi karta (võib päikese käes olla üle tunni)
- **UV-indeks = 3:** esmakordsel päevitamisel piirduda 45–60 minutiga
- .... jne, vt kokkuvõtvat tabelit allpool

Eestis on registreeritud maksimaalseks **UV-indeksi** väärtuseks **7.5** (26. juunil 1998. a.). Sellest veel suuremaid väärtusi võiks Eestis esineda haruharva.

Täpsemalt tasub UV-indeksi väärtusi jälgida lõunamaistes supelrandades ja muudes päikeselistes paikades. Asustatud piirkondadest on suurimaid **UV-indeksi väärtusi**, kuni **20**, registreeritud Tiibeti platool. Leiame, kui ruttu koguneb seal keskmisel nahatüübil doos **1 MED** ehk **250J/m<sup>2</sup>**. Nagu nähtub eespool toodud loetelust, vastab UV-indeksile 20 kiiritustihedus

$$0.5 \text{ W/m}^2 = 0.5 \text{ J/(s m}^2\text{)}.$$

Kiiritusdoosi **250J/m<sup>2</sup>** kogunemiseks kulub aega (jagame doosi kiiritustihedusega):

$$\frac{250 \text{ J} \cdot \text{s} \cdot \text{m}^2}{\text{m}^2 \cdot 0.5 \text{ J}} = 500 \text{ s} \approx 8.33 \text{ min}.$$

Seega, asudes Tiibeti platool, ei tohiks esimene päevitusseanss kesta üle 8 minuti. Teisisõnu, iga 8.33 minutiga koguneks seal 1 MED. Tunni jooksul kogunev doos

$$\frac{60 \text{ min} \cdot \text{MED}}{8.33 \text{ min}} = 7.2 \text{ MED}.$$

Kaheksatuhandelistel mäetippudel on keskmised UV-indeksi väärtused veelgi suuremad.

#### Orienteeruvad lubatavad päevitamiskestused

UV-indeks	Hinnang kiirgusele	Aeg liigpõletuseni	
		Õrn nahk	Tumedam nahk
1	Nõrk	2.25 h	3.25 h
2	Nõrk	1.25 h	1.75 h
3	Nõrk	45 min	1 h
4	Keskmine	35 min	50 min
5	Keskmine	25 min	40 min
6	Keskmine	22 min	35 min
7	Tugev	20 min	30 min
8	Tugev	17 min	25 min
9	Väga tugev	15 min	22 min
10	Väga tugev	13 min	20 min

## **2.11. Standardatmosfäärid**

Standardatmosfäärid väljendavad meteoelementide (peamiselt õhurõhk, temperatuur, niiskuse parameetrid) keskmisi väärtusi erinevatel kõrgustel. Käesolevas konspektis on üks võimalik standardatmosfäär esitatud lk 18, joon. 2.1.

Erinevates riikides ja organisatsioonides koostatud standardatmosfäärid erinevad pisut üksteisest. Tuntumad on veel US Standard Atmosphere ja endises NSVL-s koostatud standardatmosfäär.

Peamine kasutamine: 1) atmosfääris toimuvate protsesside (näit päikesekiire liikumistee ja nõrgenemise) modelleerimiseks, 2) lennuaparaatide ja atmosfääri ülakehtidesse saadetavate instrumentide (mõõtesondid) konstrueerimiseks ja katsetamiseks.

### 3. KUIV JA NIISKE ÕHK

#### 3.1. Olekuvõrrand

Termodünaamika kursusest tuntud *gaasi olekuvõrrand* seob gaasi seisundit iseloomustavad kolm füüsikalist parameetrit, milleks on:

- tihedus,
- temperatuur,
- rõhk.

Atmosfäär on gaaside segu. Et lihtsustada gaaside segusse kuuluvate üksikute gaaside omaduste analüüsi, kasutatakse kahte lihtsustust.

**Esimene lihtsustus – gaasid loetakse ideaalseteks.** Ideaalsete gaaside kohta kehtib Mendelejev-Clapeyroni võrrand e. *ideaalse gaasi olekuvõrrand*

$$pV = \frac{m}{\mu} RT \quad (3.1)$$

kus  $p$  – gaasi rõhk,  $V$  – gaasi ruumala,  $m$  – gaasi mass,  $\mu$  – gaasi kilomooli mass,

seega näitab murd  $\frac{m}{\mu}$  kilomoolide arvu ideaalses gaasis (NB! ideaalne gaas ei pea olema

keemilise ja füüsikalise “näota”, tal võivad olla mistahes gaasi keemilised omadused, ta omab massi, moolimassi jne, kuid ta ei kondenseeru),  $T$  – gaasi temperatuur absoluutse (Kelvini) skaala järgi,  $R$  – universaalne gaasikonstant (gaasikoguse üks kilomool jaoks):

$$R = 8.31441 \cdot 10^3 \frac{\text{J}}{\text{kmol} \cdot \text{K}}.$$

Tegelikult gaasid on reaalsed, mitte ideaalsed. Kui õigustatud on siis nende lugemine ideaalseteks? Vajalik on kahest eeldusest vähemalt ühe täitumine:

- 1) gaaside temperatuur on kõrgem nn *kriitilisest temperatuurist*  $T_{kr}$ ,
- 2) gaasi rõhk on väiksem nn *küllastava auru rõhust*.

Nimetatud eelduste täitumisel jääb gaas gaasiks võimalike temperatuuri ja rõhu muutuste korral.

Loetleme õhku moodustavate gaaside kriitilised temperatuurid ( $^{\circ}\text{C}$ , Матвеев, с. 43).

Gaas	He	H <sub>2</sub>	N <sub>2</sub>	O <sub>2</sub>	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O
$T_{kr}$ ( $^{\circ}\text{C}$ )	– 268	– 240	– 147	– 119	31	374

Tabelist nähtub, et atmosfääri moodustavate tähtsamate gaaside, v.a. CO<sub>2</sub> ja H<sub>2</sub>O, kriitilised temperatuurid on väga madalad, seega harilikult  $T > T_{kr}$ . Kuid CO<sub>2</sub> osarõhk on kaugel küllastunud olekust. Veeauru korral pole nimetatud kaks eeldust täidetud. Seepärast saab veeauru korral rakendada ideaalse gaasi olekuvõrrandit ainult olukorras, kus veeaur käitub

gaasina, st piisavalt kõrge temperatuuri ja piisavalt madala veeauru rõhu korral. Vastasel juhul veeaur kondenseerub veeks või sublimeerub jääks.

**Teine lihtsustus – kasutatakse Daltoni seadust** (ideaalsetest gaasidest koosneva segu rõhk võrdub segu koostisse kuuluvate gaaside osarõhkude summaga):

$$p = p_1 + p_2 + p_3 + \dots + p_N . \quad (3.2)$$

Tegelikult järeldub teine lihtsustus esimesest automaatselt, sedavõrd, kuivõrd on tegemist ideaalsete gaasidega.

### 3.2. Kuiva õhu olekuvõrrand

Oletame nüüd, et meil on tegemist kuiva õhuga (veeaur puudub). Oletame veel, et kuiva õhu mass on ühikuline,  $m = 1$ , ja et kuivas õhus oleva  $i$ -nda gaasi mass on  $m_i$ .

Kirjutame võrrandi (3.1) atmosfääri moodustava iga gaasi ( $i$ -nda gaasi) jaoks

$$p_i V = \frac{m_i}{\mu_i} RT = m_i \frac{R}{\mu_i} T , \quad i = 1, 2, 3, \dots, N, \quad (3.3)$$

Murd

$$\frac{R}{\mu_i} = R_i \quad (3.4)$$

kujutab endast  $i$ -nda gaasi nn erigaasikonstanti e. gaasikonstanti vastava gaasi massiühiku kohta. Seega saame võrrandi (3.3) nüüd ümber kirjutada kujul

$$p_i V = m_i R_i T . \quad (3.5)$$

Summeerides üle kõikide  $i$  väärtuste eraldi kokku võrrandite (3.5) vasakud, ja eraldi paremad pooled, saame

$$V \sum_{i=1}^N p_i = T \sum_{i=1}^N m_i R_i . \quad (3.6)$$

Võrrandi vasak pool lihtsustub vastavalt Daltoni seadusele (3.2). Võrrandi paremas pooles toome sisse kuiva õhu erigaasikonstandi  $R_{\text{kuiv}}$  :

$$\sum_{i=1}^N m_i R_i = R_{\text{kuiv}} , \quad (3.7)$$

seega saame võrrandi (3.6) ümber kirjutada lühemalt

$$\boxed{pV = R_{\text{kuiv}} T} \quad \text{NB! } m = 1. \quad (3.8)$$

Saadud võrrand kujutabki endast kuiva õhu olekuvõrrandit. Võrreldes ideaalse gaasi olekuvõrrandiga (3.1) on esituses oluline erinevus:

nimelt on võrrandis (3.1) tegemist gaasi suvalise massiga  $m$ , võrrandis (3.8) on aga gaasimass ühikuline, seega on ruumalal  $V$  võrrandis (3.8) eriruumala tähendus.

Kui suur on kuiva õhu kui gaaside segu summaarne erigaasikonstant  $R_{\text{kuiv}}$  ?

Teades:

- 1) kuivas õhus oleva iga gaasi erigaasikonstanti, mis on arvatav valemi (3.4) järgi,
- 2) kuivas õhus olevate gaaside kilomoolimasse  $\mu_i$ ,
- 3) ühikulise massiga kuivas õhus olevate gaaside masse  $m_i$ ,

võib valemi (3.7) järgi arvutada kuiva õhu erigaasikonstandi  $R_{\text{kuiv}}$ , tulemuseks saaksime

$$R_{\text{kuiv}} = 287 \frac{\text{J}}{\text{kg K}}. \quad (3.9)$$

Analüüsime veel kuiva õhu olekuvõrrandit (3.8). Kuna selles võrrandis gaasimass on ühikuline, siis ruumala  $V$  on ühikulise kuiva õhu gaasimassi ruumala. Kui formaalselt oletada, et kuiv õhk on homogeenne gaas (mitte segu) ja tal on olemas kilomoolimass  $\mu_{\text{kuiv}}$ , siis korrutades kuiva õhu olekuvõrrandit (3.8) selle kilomoolimassiga saame

$$p \mu_{\text{kuiv}} V = \mu_{\text{kuiv}} R_{\text{kuiv}} T. \quad (3.10)$$

Saadud võrrandis korrutis  $\mu_{\text{kuiv}} V$  kujutab endast ideaalse gaasi kilomooli ruumala (22.4 m<sup>3</sup>). Seega korrutis

$$\mu_{\text{kuiv}} R_{\text{kuiv}}$$

peab olema võrdne universaalse gaasikonstandiga gaasikoguse üks kilomool jaoks, seega

$$\mu_{\text{kuiv}} R_{\text{kuiv}} = R, \quad (3.11)$$

millest saame arvutada kuiva õhu hüpoteetilise kilomoolimassi süsinikskaalas

$$\mu_{\text{kuiv}} = \frac{R}{R_{\text{kuiv}}} = \frac{8.31441}{287} = 28.9645 \left( \frac{\text{kg}}{\text{kmol}} \right). \quad (3.12)$$

Kirjutame veelkord välja kuiva õhu olekuvõrrandi (3.8):

$$pV = R_{\text{kuiv}} T \quad (3.8)$$

ja anname sellele kuju, kus eriruumala asemel on tihedus. Selleks jagame võrrandit eriruumalaga  $V$ :

$$p = \frac{1}{V} R_{\text{kuiv}} T \quad (3.13)$$

ehk

$$p = \rho R_{\text{kuiv}} T, \quad (3.14)$$

mis on kuiva õhu olekuvõrrandi üks enamlevinud kujusid.

### 3.3. Veeauru olekuvõrrand

Niiske õhk kujutab endast kuiva õhu molekulide koosseisu kuuluvate erinevate gaaside molekulide ja veeauru molekulide mehhaanilist segu.

Veeaur on värvitu ja lõhnatu gaas. Mitte segi ajada uduga, viimases on veeauru kondenseerunud tilgad. See, mida kõnekeeles peetakse auruks, on tegelikult udu. Väljend “teekann aurab” ei ole füüsikaliselt korrektne!

Veeauru kriitiline temperatuur on väga kõrge,  $T_{kr} = 374 \text{ °C}$ , seega rangelt võttes ei saa tavalistel temperatuuridel rakendada veeauru jaoks ideaalse gaasi eeldust – veeaur võib kondenseeruda ja jäätuda.

Samas on veeaur suhteliselt hõre gaas, tema molekulid paiknevad harilikult piisavalt kaugel üksteisest ega moodusta klastreid (molekulide kogumeid e. kondenseerunud piisku). Seepärast kasutatakse ka veeauru jaoks ideaalse gaasi eeldust, vastavalt olekuvõrrand

$$eV_{\text{veeaur}} = \frac{m}{\mu_{\text{veeaur}}} RT, \quad (3.15)$$

kus  $m$  – veeauru mass,

$\mu_{\text{veeaur}} = 18.015 \text{ kg/kmol}$  – veeauru kilomooli mass.

Nihutame viimases võrduses suurust  $\mu_{\text{veeaur}}$ :

$$eV_{\text{veeaur}} = m \frac{R}{\mu_{\text{veeaur}}} T \quad (3.16)$$

ja tähistame uue murru  $R_{\text{veeaur}}$  ning arvutame selle väärtuse

$$R_{\text{veeaur}} = \frac{R}{\mu_{\text{veeaur}}} = \frac{8.31441 \cdot 10^3 \text{ J} \cdot \text{kmol}}{\text{kmol} \cdot \text{K} \cdot 18.015 \text{ kg}} = 461.5 \frac{\text{J}}{\text{K} \cdot \text{kg}}, \quad (3.17)$$

$R_{\text{veeaur}}$  on ideaalse gaasi konstant ühikulise massiga veeauru jaoks. Veeauru olekuvõrrand (3.16) on nüüd kujus:

$$eV_{\text{veeaur}} = m R_{\text{veeaur}} T, \quad (3.18)$$

jagame seda võrrandit veeauru massiga  $m$ :

$$e \frac{V_{\text{veeaur}}}{m} = R_{\text{veeaur}} T, \quad (3.19)$$

tekkinud murd

$$v_{\text{veeaur}} = \frac{V_{\text{veeaur}}}{m} \quad (3.20)$$

kujutab endast ühikulise massiga veeauru koguse ruumala. Ehk teisiti öeldes, see on veeauru eriruumala (eriruumala pöördväärtus on tihedus). Ühikulise massi veeauru jaoks on nüüd olekuvõrrand:

$e v_{\text{veeaur}} = R_{\text{veeaur}} T.$	<b>NB! <math>m = 1.</math></b>	(3.21)
--	--------------------------------	--------

kus, vastavalt valemile (3.17), on universaalne gaasikonstant ühikulise massiga veeauru jaoks

$$R_{\text{veeaur}} = 461.5 \frac{\text{J}}{\text{K} \cdot \text{kg}}.$$

Kui õigustatud ikkagi on veeauru vaatlemine ideaalse gaasina?

Kui eksperimentaalselt mõõta erinevatel temperatuuridel  $T$  atmosfääris oleva veeauru rõhku küllastunud olekus  $E$  (kõige suurem võimalik veeauru molekulide kontsentratsioon) ja eriruumala  $v_{\text{veeaur}}$ , siis saab valemi (3.21) abil arvutada veeauru gaasikonstandi  $R_{\text{veeaur}}$  antud tingimustel. Kui selgub, et saadakse lähedane tulemus väärtusele  $461.5 \text{ J}/(\text{K} \cdot \text{kg})$ , siis antud temperatuuri  $T$  juures on veeauru vaatlemine ideaalse gaasina õigustatud, vastasel juhul mitte. Tulemused on järgnevas tabelis (Матвеев, с. 47).

$T, ^\circ\text{C}$	0	10	20	30	40	100
$E, \text{mbar}$	6.11	12.27	23.37	42.43	73.77	1013.2
$v_{\text{veeaur}}, \text{m}^3/\text{kg}$	206.3	106.4	57.84	32.93	19.55	1.67
$R_{\text{veeaur}}, \text{J}/(\text{K} \cdot \text{kg})$	<b>461.3</b>	<b>461.1</b>	<b>461.0</b>	<b>460.6</b>	<b>460.3</b>	<b>451.3</b>

Näeme, et veeauru gaasikonstant ei ole temperatuuri tõustes konstantne, kuid väärtused on lähedased ideaalse gaasi omadele, temperatuuril  $40 ^\circ\text{C}$  on suhe ideaalsesse väärtusesse

$$\frac{460.3}{461.5} \cdot 100\% = 99.7\%,$$

seega on erinevus vaid 0.3%, mis õigustab ideaalse gaasi eelduse kasutamist veeauru olekuvõrrandis (3.21).

### 3.4. Niiske õhu olekuvõrrand

Eraldame atmosfäärist mõtteliselt teatud väikese koguse, näit.  $1 \text{ kg}$  niisket õhku, rõhuga  $p$ , temperatuuriga  $T$  ja paigutame selle kinnisesse anumasse püsiva ruumalaga  $v$ .

Olgu selle õhukoguse massis:

- 1)  $s$  osa veeauru (nn *eriniiskus*), veeauru osarõhk  $e$ ,
- 2)  $(1 - s)$  osa kuiva õhku, osarõhk  $p - e$ .

Tähistame:

- 1)  $v_{\text{veeaur}}$  – veeauru eriruumala,
- 2)  $v_{\text{kuiv}}$  – kuiva õhu eriruumala,
- 3)  $v$  – niiske õhu eriruumala.

Et antud juhul on nii  $s \text{ kg}$  veeauru kui  $1 - s \text{ kg}$  kuiva õhu ruumala  $v$ , siis vastavalt eriruumalad veeaurule ja kuivale õhule:

$$v_{\text{veeaur}} = \frac{v}{s}, \quad v_{\text{kuiiv}} = \frac{v}{1-s}. \quad (3.22)$$

Meenutame ühikulise massiga kuiva õhu ja ühikulise massiga veeauru gaasikonstantide arvuks väärtusi (3.9) ja (3.17):

$$R_{\text{kuiiv}} = 287 \frac{\text{J}}{\text{kg K}},$$

$$R_{\text{veeaur}} = 461.5 \frac{\text{J}}{\text{kg K}},$$

jagades esimese võrrandi teisega

$$\frac{R_{\text{kuiiv}}}{R_{\text{veeaur}}} = \frac{287}{461.5} = 0.622$$

seega kuiva õhu gaasikonstant veeauru oma kaudu ja vastupidi

$$R_{\text{kuiiv}} = 0.622 R_{\text{veeaur}}, \quad R_{\text{veeaur}} = R_{\text{kuiiv}} 1.608. \quad (3.23)$$

Kasutame nüüd veeauru olekuvõrrandit (3.21):

$$e v_{\text{veeaur}} = R_{\text{veeaur}} T \quad (3.21)$$

ja teeme selles asendused vastavalt (3.22) ja (3.23):

$$v_{\text{veeaur}} = \frac{v}{s}, \quad R_{\text{veeaur}} = R_{\text{kuiiv}} 1.608,$$

veeauru olekuvõrrand saab kuju

$$e \frac{v}{s} = 1.608 R_{\text{kuiiv}} T,$$

millest veeauru olekuvõrrand kuiva õhu gaasikonstandi kaudu:

$$e v = 1.608 s R_{\text{kuiiv}} T. \quad (3.24)$$

Pöördume tagasi kuiva õhu olekuvõrrandi juurde. Rõhul  $(p - e)$  ja temperatuuril  $T$  oleva ühikulise massiga kuiva õhu olekuvõrrand

$$(p - e) v_{\text{kuiiv}} = R_{\text{kuiiv}} T, \quad (3.25)$$

asendame siia kuiva õhu eriruumala vastavalt (3.22):

$$v_{\text{kuiiv}} = \frac{v}{1-s},$$

saame

$$(p - e) \frac{v}{1-s} = R_{\text{kuiiv}} T,$$

ehk



$$(p - e) v = (1 - s) R_{\text{kuiiv}} T . \quad (3.26)$$

Liidame nüüd kokku veeauru olekuvõrrandi (3.24) ja kuiva õhu oma (3.26):

$$e v = 1.608 s R_{\text{kuiiv}} T, \quad (3.24)$$

$$+ (p - e) v = (1 - s) R_{\text{kuiiv}} T . \quad (3.26)$$

$$p v = (1 + 0.608 s) R_{\text{kuiiv}} T ,$$

mis ongi niiske õhu olekuvõrrand. Kirjutame selle tulemuse uuesti välja

$$\boxed{p v = (1 + 0.608 s) R_{\text{kuiiv}} T .} \quad \text{NB! } m = 1. \quad (3.27)$$

Saadud tulemuses võib kordaja  $(1 + 0.608 s)$  lugeda kuuluvaks nii gaasikonstandi kui temperatuuri juurde.

Lugedes selle kordaja kuiva õhu gaasikonstandi  $R_{\text{kuiiv}}$  juurde, saab defineerida ühikulise massiga niiske õhu gaasikonstandi

$$R_{\text{niiske}} = (1 + 0.608 s) R_{\text{kuiiv}} ,$$

sel juhul avaldub niiske õhu olekuvõrrand samas kujus kui Mendelejev-Clapeyroni võrrand

$$p v = R_{\text{niiske}} T, \quad (3.28)$$

kuid tuleb silmas pidada, et niiske õhu gaasikonstant  $R_{\text{niiske}}$  sõltub õhus oleva niiskuse kogusest  $s$ . Viimasel põhjusel niiske õhu gaasikonstanti praktikas ei kasutata.

Lugedes suluavaldise  $(1 + 0.608 s)$  kuuluvaks temperatuuri  $T$  juurde, on otstarbekas defineerida nn *virtuaalne temperatuur*:

$$T_{\text{virtuaalne}} = (1 + 0.608 s) T \quad (3.29)$$

ning kirjutada niiske õhu olekuvõrrand (3.27) lühemalt

$$\boxed{p v = R_{\text{kuiiv}} T_{\text{virtuaalne}} .} \quad \text{NB! } m = 1. \quad (3.30)$$

Virtuaalne temperatuur on selline temperatuur, mida peaks omama kuiv õhk, et tema rõhk ja tihedus oleksid samasugused nagu niiskel õhul.

Seos tihedusega tuleb paremini esile, kui jagada võrrandit (3.30) eriruumalaga  $v$ :

$$p = \frac{1}{v} R_{\text{kuiiv}} T_{\text{virtuaalne}} = \rho R_{\text{kuiiv}} T_{\text{virtuaalne}}, \quad (3.31)$$

ehk

$$\boxed{\rho = \frac{p}{R_{\text{kuiiv}} T_{\text{virtuaalne}} .} \quad (3.32)$$

Virtuaalse temperatuuri kasutamine võimaldab säilitada niiske õhu olekuvõrrandis kuiva õhu gaasikonstanti. Valemist (3.29) näeme, et virtuaalne temperatuur on alati kõrgem tavalisest temperatuurist  $T$ .

Virtuaalset temperatuuri võib esitada ka temperatuuriparandit  $\Delta T_{\text{virtuaalne}}$  kasutades:

$$T_{\text{virtuaalne}} = (1 + 0.608 s) T = T + \Delta T_{\text{virtuaalne}}, \quad (3.33)$$

$$\Delta T_{\text{virtuaalne}} = 0.608 s T. \quad (3.34)$$

Tabel. Maksimaalsed virtuaalsed temperatuuriparandid (Тверской, 1962, с. 33).

$p, \text{ mb}$	°C								
	-40	-30	-20	-10	0	10	20	30	40
1000	0.0	0.0	0.1	0.3	0.6	1.3	2.6	4.9	8.8
500	0.0	0.1	0.2	0.3	1.2	–	–	–	–

Tabelist näeme, et maapinnal suviste temperatuuride juures ulatub virtuaalne temperatuuriparand mõne kraadini, madalatel temperatuuridel piirdub mõne kraadikümnendikuga.

### 3.5. Virtuaalse temperatuuri mõiste molekulaarkineetiline selgitus

Miks virtuaalne temperatuur on kõrgem tavalisest ehk niiske õhu temperatuurist? Vastata saab tuginedes ideaalse gaasi molekulaarkineetilisele teorialle. Selle teooria põhivõrrand:

$$p = \frac{1}{3} m n \overline{v^2}, \quad (3.35)$$

vasemal pool on makroparameeter – rõhk  $p$ , paremal pool mikroparameetrid:

$m$  molekuli mass,

$n$  molekulide kontsentratsioon (arv ruumiühikus),

$\overline{v^2}$  molekulide ruutkeskmine kiirus.

Et molekuli massi  $m$  ja molekulide kontsentratsiooni  $n$  korrutis annab tiheduse  $\rho$ :

$$\rho = m n,$$

siis molekulaarkineetilise teooria põhivõrrand teiseneb:

$$p = \frac{1}{3} \rho \overline{v^2}. \quad (3.36)$$

Rakendame võrrandit (3.3.6) mingile gaasile, näit. veeaurule, mille tihedus on  $\rho$  ja mille molekule tähistame indeksiga "1":

$$p_1 = \frac{1}{3} \rho \overline{v_1^2}. \quad (3.37)$$

Vahetame nüüd anumas oleva gaasi mingi teise gaasiga (indeks "2"), mille molekulide mass on teistsugune, konkreetseuse pärast eeldame, et uued molekulid on raskemad

$$m_2 > m_1.$$

Kuid teise gaasi molekulide arvu vähendame, et tihedus oleks sama nagu esimesel gaasil,  $\rho$ . Seega molekulaarkineetilise teooria põhivõrrand teise gaasi jaoks saab kuju

$$p_2 = \frac{1}{3} \rho \overline{v_2^2}. \quad (3.38)$$

Oletame, et rõhud gaasides on võrdsed

$$p_2 = p_1 = p,$$

sellisel juhul peavad valemid (3.3.7) ja (3.3.8) andma sama tulemuse

$$p = \frac{1}{3} \rho \overline{v_1^2} = \frac{1}{3} \rho \overline{v_2^2},$$

millest järeldub, et võrdse tiheduse korral peab võrdse rõhu saavutamiseks teise gaasi molekulide ruutkeskmise kiirus olema võrdne esimese gaasi molekulide ruutkeskmise kiirusega

$$\overline{v_2^2} = \overline{v_1^2} = \overline{v^2}.$$

Hindame nüüd mõlema gaasi temperatuuri. Temperatuur on molekulaarkineetilise teooria järgi seotud molekulide keskmise kineetilise energiaga järgmiselt:

$$\text{esimene gaas} \quad \overline{E_1} = \frac{m_1 \overline{v^2}}{2} = \frac{3}{2} k T_1 \quad (k - \text{Boltzmanni konstant}), \quad (3.39)$$

$$\text{teine gaas} \quad \overline{E_2} = \frac{m_2 \overline{v^2}}{2} = \frac{3}{2} k T_2. \quad (3.40)$$

Kuna teise gaasi molekulid olid raskemad ( $m_2 > m_1$ ), kiirused aga samad, siis ka teise gaasi molekulide keskmine kineetiline energia on suurem

$$\overline{E_2} > \overline{E_1},$$

järelikult teise gaasi temperatuur on kõrgem

$$T_2 > T_1.$$

Jagame võrrandi (3.40) võrrandiga (3.39):

$$\frac{m_2}{m_1} = \frac{T_2}{T_1},$$

millest teise gaasi temperatuur esimese oma kaudu

$$T_2 = \frac{m_2}{m_1} T_1. \quad (3.41)$$

Kui niiskes õhus olevad veeauru molekulid asendada kuiva õhu koostisse kuuluvate raskemate molekulidega (hapnik, lämmastik), siis sama tiheduse korral tuleb rõhu säilitamiseks tõsta temperatuuri.

### 3.6. Õhuniiskuse karakteristikud

**Küllastava veeauru rõhk –  $E$ ,  $e_{\text{küllast}}$ , mbar.** Mida kõrgem on õhutemperatuur, seda rohkem võib õhk sisaldada veeauru. Kuid igal temperatuuril on õhus olevatele veemolekulidele teatav kontsentratsiooniline piir, mida iseloomustatakse nn *küllastava veeauru rõhuga*. Kui see piir on saavutatud, siis täiendavate veemolekulide õhku lisamisel kondenseerub osa veemolekule välja.

Saksa teadlane **Heinrich Gustav Magnus** (1802–1870) koostas eksponentsiaalse valemi küllastava veeauru rõhu arvutamiseks. Selle valemi konstante on aastate jooksul pisut muudetud, kuid üldkuju on jäänud samaks. Teatmiku “*Atmosfera*” (1991, lk 76) järgi sõltub küllastava veeauru rõhk (mbar) temperatuurist (°C) järgmiselt

$$E = 6.107 \cdot 10^{\frac{7.665t}{243.33+t}} \quad (\text{Magnuse (tüüpi) valem}).$$

Tabel. Küllastava veeauru rõhk temperatuuri funktsioonina.

$t, ^\circ\text{C}$	$E, \text{mbar}$
– 30	0.5104
– 20	1.257
– 10	2.866
– 5	4.217
0	6.107
5	8.713
10	12.257
20	23.334
30	42.375

**Õhus oleva veeauru rõhk –  $e$ , mbar.** Harilikult on õhus vähem niiskust kui oleks vaja küllastamiseks. Õhus kui gaaside segus parajasti oleva veeauru rõhk (täpsemalt osarõhk  $e$ , partsiaalne rõhk) on üks meteojaamades mõõdetavatest õhuniiskuse parameetritest.

Eestis on veeauru rõhu kuukeskmised väärtused:

$$e \approx 3\text{--}4 \text{ mbar} \quad \text{– talvekuudel,}$$

$$e \approx 12\text{--}15 \text{ mbar} \quad \text{– suvekuudel.}$$

**Psühromeeter.** Kahest ühesugusugusest termomeetrist koosnev seade, milles ühe termomeetri reservuaari niisutatakse (märja marliga). Auramise tõttu langeb märja termomeetri näit. Kuiva ja märja termomeetri näitude vahet nimet. *psühromeetriliseks diferentsiks*. Veeauru rõhk  $e$  arvutatakse psühromeetrilisest diferentsist psühromeetrilise valemi abil.

Vt psühromeetri joonist, M. Jürissaar “*Meteoroloogia*”, lk 22.

Veeauru rõhk  $e$  on tähtsaim õhuniiskuse karakteristik, selle teadmine võimaldab arvutada mitmeid teisi õhuniiskuse karakteristikuid.

**Suhteline e. relatiivne niiskus –  $r$ ,  $RH$ , %.** Õhus tegelikult oleva veeauru rõhu suhe samal temperatuuril õhku küllastava veeauru rõhuse, harilikult väljendatakse protsentides:

$$RH = \frac{e}{E} \cdot 100\% \quad (RH - \text{Relative Humidity}).$$

Mitmed looduses toimuvad füüsikalised protsessid (näit materjalide pikenemine ja lühene-mine jne) sõltuvad suhtelisest niiskusest, see võimaldab suhtelist niiskust mõõta otseselt, ilma veeauru osarõhu ja küllastava auru rõhuta. Meteoroloogilises praktikas mõõdetakse suhtelist niiskust juushügromeetriga, tundlikuks elemendiks on kimp inimese juukseid, mis on tehtud rasvavabaks.

Vt juushügromeetri joonist, M. Jürissaar “Meteoroloogia”, lk 23.

**Absoluutne niiskus –  $a$ ,  $\rho$ ,  $\text{g/m}^3$ .** Veeauru kogus grammides  $1 \text{ m}^3$  niiske õhu kohta, teis-iõnu on see veeauru tihedus ühikutes  $\text{g/m}^3$ .

Kui veeauru osarõhk on määratud, saab veeauru olekuvõrrandist (3.21) leida ka veeauru tiheduse, s.o. eriruumala pöördväärtus:

$$e v_{\text{veeaur}} = R_{\text{veeaur}} T \quad | : v_{\text{veeaur}} \quad (3.21)$$

$$e = \frac{1}{v_{\text{veeaur}}} R_{\text{veeaur}} T,$$

$$e = \rho_{\text{veeaur}} R_{\text{veeaur}} T,$$

$$\rho_{\text{veeaur}} = \frac{e}{R_{\text{veeaur}} T}. \quad (3.42)$$

Paigutades siia valemisse veeauru gaasikonstandi

$$R_{\text{veeaur}} = 461.5 \frac{\text{J}}{\text{kg} \cdot \text{K}},$$

saame veeauru tiheduse SI-süsteemi ühikutes  $\text{kg/m}^3$ :

$$\rho_{\text{veeaur}} = \frac{e}{461.5 T}.$$

Kasutades veeauru tiheduse ühikutena  $\text{g/m}^3$ , on valem

$$\rho_{\text{veeaur}} = \frac{1000 e}{461.5 T}$$

ja arvestades, et veeauru rõhku mõõdetakse millibaarides ( $1 \text{ mbar} = 1 \text{ hPa} = 100 \text{ Pa}$ ):

$$\rho_{\text{veeaur}} = \frac{1000 \cdot 100 e}{461.5 T} = 216.68 \frac{e}{T} \approx 217 \frac{e}{T},$$

harilikult tähistatakse veeauru tihedust ehk absoluutset niiskust tähega  $a$ :

$$a = 217 \frac{e}{T}. \quad (3.43)$$

Viimases valemis on temperatuur  $T$  absoluutses skaalas. Seos Celsiuse skaalaga:

$$T = 273.15 + t = 273.15 \left(1 + \frac{1}{273.15} t\right) = 273.15(1 + \alpha t), \quad (3.44)$$

kus

$$\alpha = \frac{1}{273.15} \approx 0.00366.$$

Absoluutse niiskuse arvutusvalem teiseneb:

$$a = 216.68 \frac{e}{T} = \frac{216.68}{273.15} \frac{e}{1 + \alpha t} = \frac{0.793 e}{1 + \alpha t} \approx \frac{0.8 e}{1 + \alpha t}.$$

Pärast ümardamist absoluutse niiskuse klassikalised arvutusvalemid, kui  $e$  millibaarides

$$\boxed{a = 217 \frac{e}{T} = \frac{0.8 e}{1 + \alpha t}}. \quad (3.45)$$

**Eriniiskus –  $s, q$ .** Veeauru hulk grammides ühe kg niiske õhu kohta, ühik **g/kg**.

Tähistame:  $\rho_{\text{kuiv}}$  – niiskes õhus oleva kuiva õhu (osa)tihedus,

$\rho_{\text{veeaur}}$  – niiskes õhus oleva veeauru (osa)tihedus.

Eriniiskus nende tiheduste kaudu:

$$s = \frac{\rho_{\text{veeaur}}}{\rho_{\text{veeaur}} + \rho_{\text{kuiv}}}. \quad (3.46)$$

Esitame niiskes õhus oleva kuiva õhu ja veeauru tihedused eespool leitud vastavate olekuvõrrandite kaudu. Kuiva õhu jaoks:

$$p = \rho_{\text{kuiv}} R_{\text{kuiv}} T,$$

kuid antud juhul ei ole meil kuiva õhu rõhuks mitte  $p$ , vaid  $p - e$ , seega olekuvõrrand kuivale õhule kui niiske õhu koostisgaasile

$$p - e = \rho_{\text{kuiv}} R_{\text{kuiv}} T,$$

kuiva õhu gaasikonstant veeauru oma kaudu (vt. 3.23):

$$R_{\text{kuiv}} = 0.622 R_{\text{veeaur}},$$

seega

$$p - e = \rho_{\text{kuiv}} 0.622 R_{\text{veeaur}} T ,$$

millest kuiva õhu tihedus

$$\rho_{\text{kuiv}} = \frac{p - e}{0.622 R_{\text{veeaur}} T} . \quad (3.47)$$

Analoogselt veeauru olekuvõrrand ja tihedus

$$e = \rho_{\text{veeaur}} R_{\text{veeaur}} T ,$$

$$\rho_{\text{veeaur}} = \frac{e}{R_{\text{veeaur}} T} . \quad (3.48)$$

Paigutame koostisgaaside tiheduse valemid eriniiskuse valemisse (3.46):

$$s = \frac{\rho_{\text{veeaur}}}{\rho_{\text{veeaur}} + \rho_{\text{kuiv}}} = \frac{\frac{e}{R_{\text{veeaur}} T}}{\frac{e}{R_{\text{veeaur}} T} + \frac{p - e}{0.622 R_{\text{veeaur}} T}} ,$$

saadud keerukas murd lihtsustub, kui korrutame lugejat ja nimetajat suurusega  $R_{\text{veeaur}} T$ :

$$s = \frac{e}{e + \frac{p - e}{0.622}} = \frac{0.622 e}{0.622 e + p - e} = \frac{0.622 e}{p - 0.378 e} ,$$

seega saime tulemuseks

$$s = \frac{0.622 e}{p - 0.378 e} . \quad (3.49)$$

Praktikas kasutatakse seda valemit lihtsustatud kujul. Nimelt

$$p \gg 0.378 e, \text{ erinevus üle 100 korra,}$$

seega õpikutes esitatav eriniiskuse valem ümardatult

$$s = \frac{0.622 e}{p} . \quad (3.50)$$

**Kastepunkt** –  $t_d$ ,  $\tau$ , *dew point*. Temperatuur, mille juures õhus olemasolev niiskus muutub küllastavaks. Teisiti öeldes, kui jahutada õhku, siis teatud temperatuuri juures hakkab niiskus sadestuma õhus olevatele esemetele. Vastav temperatuur ongi kastepunkt ehk kastepunkti temperatuur. Õhuniiskuse kondenseerumine on sagedane nähtus suveõhtutel.

Kastepunkti leidmiseks paigutatakse veeauru osarõhk  $e$  Magnuse valemisse, valemist ‘tagurpidi’ leitav temperatuur  $t_d$  ongi kastepunkti temperatuur:

$$e = 6.107 \cdot 10^{\frac{7.665t_d}{243.33+t_d}}$$

avaldades siit  $t_d$ , saamegi kastepunkti valemi

$$t_d = \frac{243.33(\log e - 0.7858)}{8.4508 - \log e}. \quad (3.51)$$

**Kastepunkti defitsiit.** Vahe tegeliku õhutemperatuuri ja kastepunkti vahel.

**Küllastusvajak –  $d$ .** Antud temperatuuril õhku küllastava veeauru rõhu ja õhus tegelikult oleva veeauru osarõhu vahe

$$d = E - e, \quad \text{kasutatakse harva.} \quad (3.52)$$

**Niiskusvajak  $e$ , niiskusdefitsiit –  $g/cm^3$ .** Vahe küllastava absoluutse niiskuse ja tegeliku absoluutse niiskuse vahel. Kasutatakse harva.

**Psühromeetriline valem.** See on valem veeauru rõhu arvutamiseks kuiva ja märja termomeetri näitude järgi

$$e = E_{\text{märg}} - K(t_{\text{kuiv}} - t_{\text{märg}}) p, \quad \text{kus õhurõhk } p \text{ on millibaarides.}$$

Psühromeetriline koefitsient  $K$  sõltub psühromeetri konstruktsioonist, eriti märja termomeetri ventilatsioonist. Levinuima, nn Assmanni psühromeetri korral

$$K = 0.000662,$$

seega psühromeetriline valem Assmanni psühromeetri jaoks

$$e = E_{\text{märg}} - 0.000662 (t_{\text{kuiv}} - t_{\text{märg}}) p, \quad (3.53)$$

kus õhurõhk  $p$  on millibaarides.

**Arvutusnäide (vt tabel M. Jürissaare õpikust, lk 22).**

$$t_{\text{kuiv}} = 25.5 \text{ } ^\circ\text{C},$$

$$t_{\text{märg}} = 20.1 \text{ } ^\circ\text{C}.$$

Arvutame Magnuse valemi järgi märja termomeetri näidule  $20.1 \text{ } ^\circ\text{C}$  vastava küllastava veeauru rõhu  $E_{\text{märg}}$ :

$$E_{\text{märg}} = 6.107 \cdot 10^{\frac{7.665t_{\text{märg}}}{243.33+t_{\text{märg}}}} = 23.48 \text{ (mbar)},$$

otsitav veeauru osarõhk  $e$  psühromeetrilise valemi järgi:

$$e = 23.48 - 0.000662(25.5 - 20.1) 1013.25 = 20.087 \approx 19.86 \text{ (mbar)}.$$

Arvutame kastepunkti, sisestame valemisse (3.51) veeauru rõhu  $19.86 \text{ mbar}$ , saame

$$t_d = 17.42 \text{ } ^\circ\text{C}.$$

Arvutame absoluutse niiskuse (3.45) järgi



$$a = 217 \frac{e}{T} = 217 \frac{19.86}{25.5 + 273.15} = 217 \frac{19.86}{298.65} = 14.43 \left( \frac{\text{g}}{\text{m}^3} \right).$$

Arvutame Magnuse valemi abil kuiva termomeetri näidule  $25.5 \text{ }^\circ\text{C}$  vastava maksimaalse võimaliku veeauru rõhu  $E$ :

$$E = 32.57 \text{ mbar.}$$

Arvutame suhtelise niiskuse

$$RH = \frac{19.86}{32.57} 100\% = 60.976\% \approx 61\%.$$

**Ülesanne: kontrollida iseseisvalt M. Jürissaare õpiku tabelit lk 22.**

**Selleks:**

- 1) kasutades M. Jürissaare õpiku lõpus (lk 170) olevat graafikut, kontrollida antud ülesande suhtelise niiskuse  $RH$  arvutust,
- 2) arvutada Magnuse valemi järgi (või leida lisatud psühromeetrisest tabelist) maksimaalselt võimalik veeauru rõhk  $E$ , kui  $t = 25.5 \text{ }^\circ\text{C}$ ,
- 3) arvutada suhtelise niiskuse  $RH$  ja küllastava veeauru rõhu  $E$  järgi veeauru osarõhk  $e$ ,
- 4) arvutada absoluutne niiskus  $a$ ,
- 5) leida lisatud psühromeetriselise tabeli järgi kastepunkt  $t_d$ .