

## 4. VESI JA ÕHK

### 4.1. Vee omadused on erandlikud

Üllatab, et tavatingimustel on vesi **vedelas olekus**, mitte aga **gaasilises**. Kirjutame välja vesiniku ja perioodilisuse süsteemi **VI rühma** elementide ühendite sulamis- ja keemistemperatuurid, viimaste vahele jääb vedel olek. Alustame temperatuuride võrdlemist alumisest reast.

**Tabel 4.1. Vesinikuühendite sulamis- ja keemistemperatuurid**

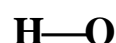
VI rühma element	VI rühma elemendi ühend vesinikuga	Sulamistemperatuur, °C	Keemistemperatuur, °C
nr 8, O <sub>2</sub> (hapnik)	H <sub>2</sub> O (hapnikvesinik ehk vesi)	0	100
nr 16, S (väävel)	H <sub>2</sub> S (väävelvesinik)	-83	-63
nr. 34, Se (seleen)	H <sub>2</sub> Se (seleenvesinik)	-65	-45
nr. 52, Te (telluur)	H <sub>2</sub> Te (telluurvesinik)	-53	-5

Analoogia põhjal peaks vee **sulamistemperatuur** olema madalam kui **-83 °C** ja **keemistemperatuur** madalam kui **-63 °C**. Seega, kui tabeli alumise kolme rea loogika kehtiks ka ülemise rea, hapniku jaoks, peaks vesi meie planeedil esinema põhiliselt gaasilisena, veeauru kujul, välja arvatud polaaralad talvel, kui harukordadel (temperatuur alla **-63 °C**) esineks vett vedelas olekus.

Anomaalselt suured on vee erisoojus, võime lahustada teisi aineid jne.

### 4.2. Vee mikrostruktuur

Hapniku aatom ja vesiniku aatom ühinevad **polaarse kovalentse** (kovalentne = samaväärne) sidemega, kumbki aatom annab ühe elektroni elektronpaari moodustamiseks,

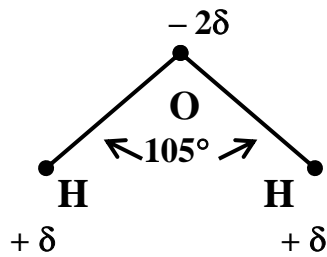


seejuures on elektronpaar tõmmatud suurema elektronegatiivsusega elemendi (samas ka raskema elemendi), hapniku aatomi, poole.

**elektronegatiivsus** – elemendi võime siduda endaga elektrone; USA teadlase Linus Paulingi termin (1901–1994; Nobeli keemiapreemia 1954, Nobeli rahupreemia 1962, seni ainukesena kaks Nobeli üksikpreemiat saanud isik).

Ka vee molekulis **H—O—H** on mõlemad elektronpaarid nihkunud raskema hapniku aatomi poole ning 3 aatomit ei paikne ühes reas, nagu üleskirjutuses **H—O—H**, vaid moodustavad kolmnurga (joon. 4.1), mistõttu vee molekul on elektriliselt dipool.

Dipoolse struktuuri tõttu tekitab vee molekul elektrivälja, millega mõjustatakse nii vee naabermolekule kui vees olevate lisandite molekulidele, ning ollakse ise mõjustatav. Piltlikult öeldes on vee molekul “suhtlemisaldis”.



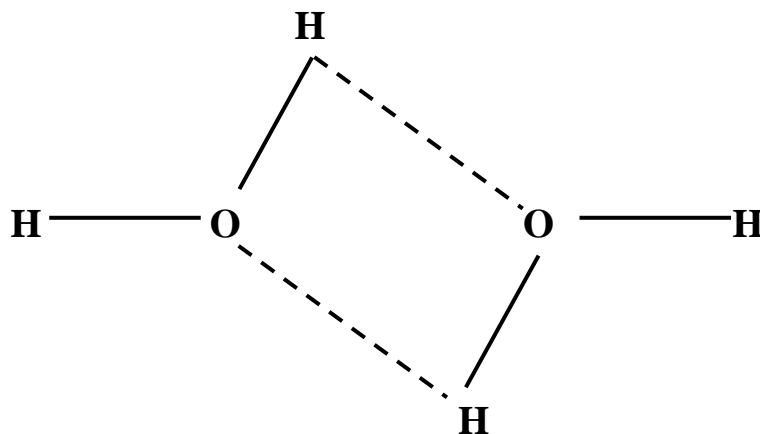
Joon. 4.1. Vee molekuli kujutab endast dipooli.

Vesiniksideme tõttu moodustavad vee molekulid kogumeid  $(\text{H}_2\text{O})_n$  ehk *assotsiaate* ehk *klastreid*. Kui liituvad kaks vee molekuli, nimetatakse tekkinud ühendit *dimeeriks*,  $(\text{H}_2\text{O})_2$  (joon. 4.2).

Edasi järgnevad trimeer  $(\text{H}_2\text{O})_3$ , tetrameer  $(\text{H}_2\text{O})_4$ , pentameer  $(\text{H}_2\text{O})_5$  jne.

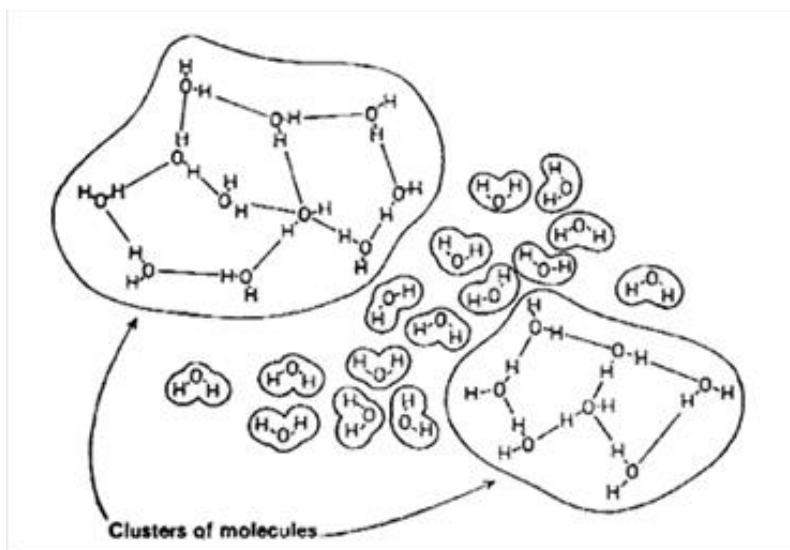
Mida madalam on temperatuur, seda rohkem molekule on koondunud klastritesse, milles igäühes võib olla ca **10** veemolekuli.

NB! Assotsiaatide lõhkumiseks on vaja energiat, seetõttu omandab vesi kõrgema sulamis- ja keemistemperatuuri kui peaks vastama vee koostisele liitumata  $\text{H}_2\text{O}$  aatomitest.

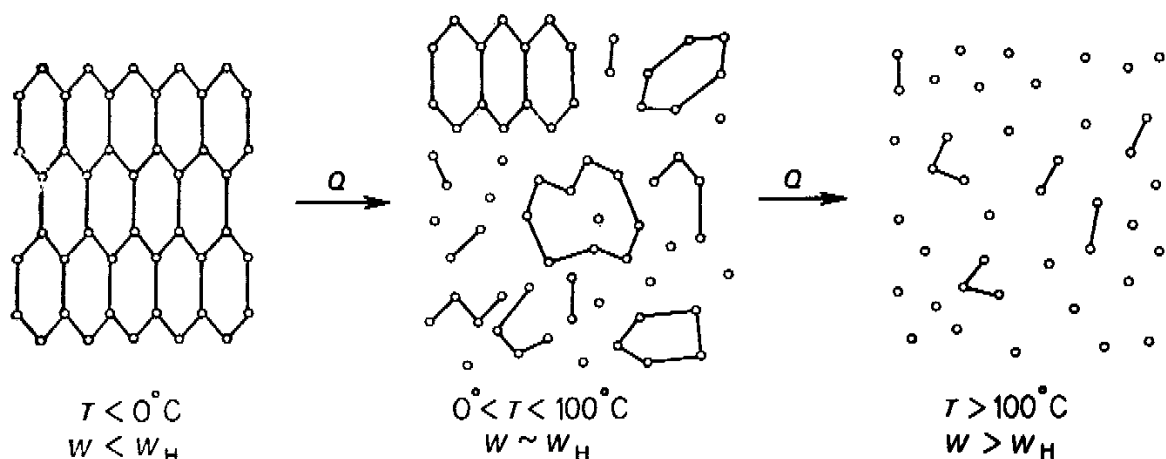


Joon. 4.2. Kaks vee molekuli moodustavad liitudes dimeeri. Arvatakse, et dimeere on suhteliselt palju magevee suurima tiheduse, + 4 °C juures.

Esmapilgul võib tunduda, et temperatuuri alanedes soodustavad klastrid kristallvõre tekkimist ning jäätumist. Samas võib vett ettevaatlikult ja aeglaselt jahutades säilitada vedela oleku isegi temperatuurini kuni  $-40^\circ\text{C}$ . Klastriteooria pooldajad väidavad, et erinevate klastrite servad on erineva struktuuriga ja võivad küll haakuda, kuid tekkinud struktuur on erinev kristallvõre omast. Et klastrite struktuur kohanduks kristallvõre struktuuriks, tuleb allajahutatud vett raputada.



Joon. 4.3. Veemolekulide koondumine klastriteks.



Joon. 4.4. Jää, vee ja veeauru mikrostruktuur, iga punkt kujutab üht veemolekuli,  $W_H$  on vesiniksidemete summaarne seoseenergia,  $W$  kineetiline energia,  $Q$  lisatud soojus.

**Vee tihedus on suurim  $3.98\text{ }^\circ\text{C} \approx 4\text{ }^\circ\text{C}$  juures.** Klastrid on pidevas liikumises ja muutumises, nende eluiga hinnatakse olevat vaid  $10^{-10}$ – $10^{-11}$  sekundit. On modelleeritud 280-st molekulist koosnevate ikosaedriliste (20-tahuliste) klastrite kujunemist, mis hõlmavad suhteliselt suure ES-struktuurilise ruumala (*ES – Expanded Structure*). Seejärel suur ES-struktuuriline klaster “variseb kokku, kollapseerub” väiksemaks CS-struktuuriliseks klastriks (*CS – Collapsed Structure*). Kui vee temperatuur on jäätumisele lähedane, siis molekulid on väheliikuvad, kollaps leiab harvemini aset ja vee eriruumala on suhteliselt suur. Kui aga temperatuur on jäätumisest oluliselt kõrgem, siis molekulid “eelistavad iseseisvat eksistentsi” väljaspool klastreid ja vastavalt vee eriruumala on jälle suurem. Minge vahepealse temperatuuri juures vee eriruumala on minimaalne, see ongi  $3.98\text{ }^\circ\text{C}$ .

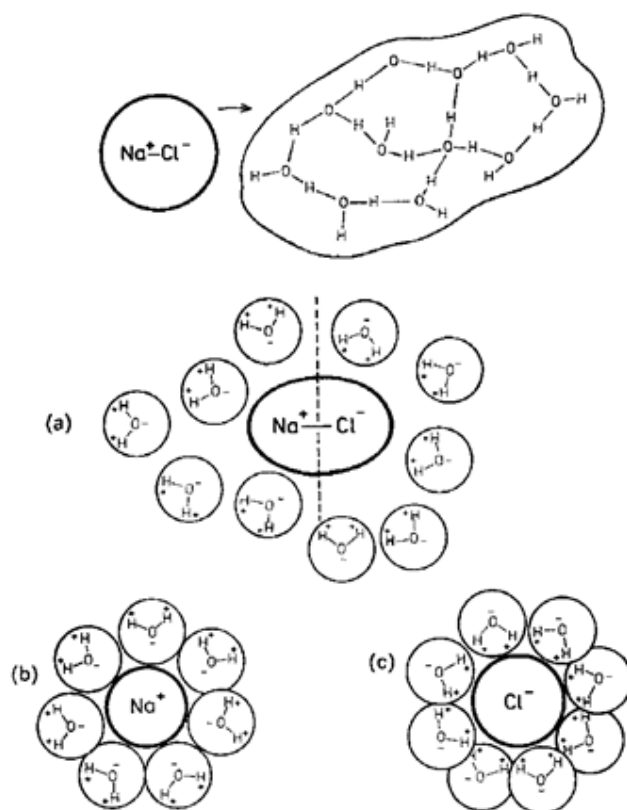
[http://www1.lsbu.ac.uk/water/icosahedral\\_water\\_clusters.html#ES](http://www1.lsbu.ac.uk/water/icosahedral_water_clusters.html#ES)

### 4.3. Ioonide hüdraadid merevees

*hüdraat* – vee molekulidega ümbritsetud osake

Ühes kilogrammis merevees on keskmiselt **35 g** soolaid. Kui soolaks oleks vaid **NaCl**, siis **89** veemolekuli kohta on ainult **1** soolamolekul.

Kui paigutada soolakristall puhtasse vette, siis oma polaarsuse tõttu tungivad vee dipoolsed molekulid soola kristallvõresse ja ümbritsevad üksikuid soolamolekule arvukate veemolekulidega. Seejärel soolamolekulid dissotsieeruvad (lahutuvad, lagunevad) veemolekulide survel ioonideks.



Joon. 4.5. Veekeskkonnas dissotsieerub soola molekul ioonideks. Veemolekulide poolt ümbritsetud iooni nimetatakse ionhüdraadiks.

Soola koostisosade tekkinud ioonid ümbritsetakse veemolekulide *solvaatmantli* poolt, tekivad *ioonhüdraadid*. Viimased, omades iooni laengut, pole enam elektriliselt neutraalsed. Seega on vette ilmunud laetud osakesed, laengukandjad, mis oluliselt suurendavad vee elektri juhtivust.

Puhta vee elektri juhtivuse suurusjärk on ainult  $10^{-8} \Omega^{-1} \text{cm}^{-1}$ .

**Miks pole puhta vee elektri juhtivus ikkagi null?** Sellepärast, et destilleeritud vesi on siiski äärmiselt nõrk elektrolüüt, **555 miljoni** vee molekuli kohta dissotsieerub (laguneb) **üks molekul vett**:



**Ülesanne 4.1. Ioonid destvees.** Väljendada vesinikioonide kontsentratsioon destvees ühikutes ppb. **ppb =  $10^{-9}$  – parts per billion**

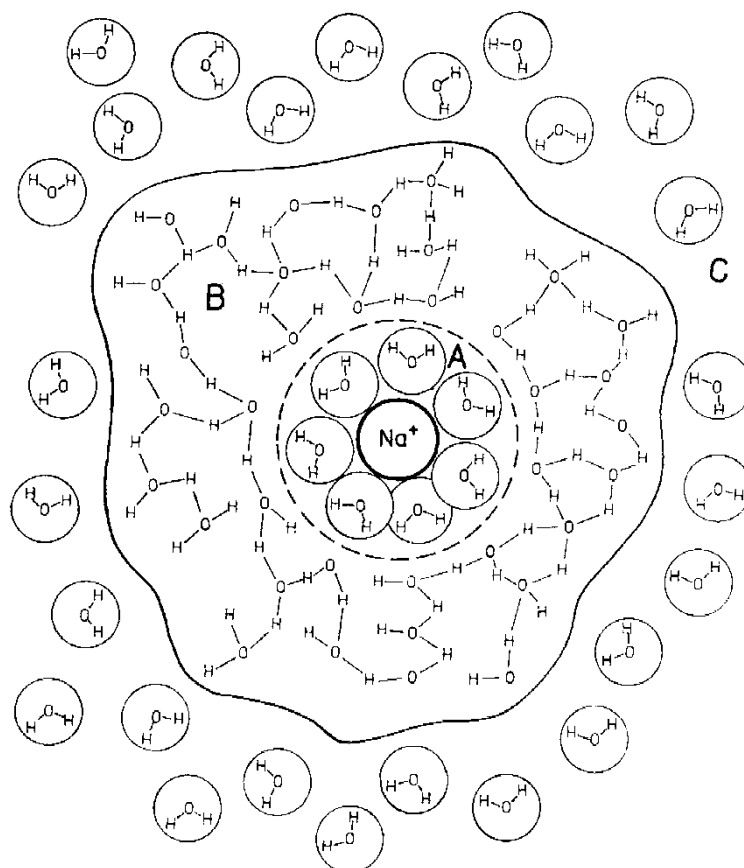
**Täpsustus.** Destilleeritud vees dissotsieerub (laguneb) üks molekul vett **555 miljoni** vee molekuli kohta. Keskkonnauuringutes kasutakse vee happelisuse ja aluseliseuse hinnanguks **vesinikekspONENTI** – negatiivne kümnendlogaritm vesinikioonide moolkontsentratsioonist ühes liitris vees, **pH =  $-\log[\text{H}^+]$** . Saab näidata, et destvees, **pH = 7**.

Merevee elektrijuhtivus on destvee omast ca miljon korda suurem,  $10^{-1} \Omega^{-1} \text{cm}^{-1}$ .

Üldistavalt võib nimetada **neli tähtsat muutust**, mida soola lisamine põhjustab vee mikrostruktuuris:

- 1) suur osa puhta vee klastreid hävib, loovutades oma molekulid ioonhüdraatidele;
- 2) uut tüüpi klastrid – **ioonhüdraadid** – on stabiilsemad puhta vee klastritest, sest seos *ioon–veemolekul* on tugevam kui seos, *veemolekul–veemolekul*;
- 3) elektrostaatilisest tõmbest tõttu paigutuvad molekulid soolvees tihedamalt kui puhtas vees, seepärast vee tihedus soolade lisamisel kasvab (eriruumala väheneb), nn vee *soolsuslik kokkusurumine*;
- 4) soolane vesi juhib elektrit.

Nagu öeldud, nimetatakse klastrit, mis koosneb ioonist ja seda ümbritsevatest vee molekulidest, *ioonhüdraadiks* või *ioonagregaadiks*. Arvatakse, et see koosneb kolmest erinevast tsoonist iooni ümber.



Joon. 4.6. Veemolekulide tsoonid  $\text{Na}^+$  iooni ümber.

Vahetult iooni ümbritsevad veemolekulid moodustavad **tsooni A**. Tugeva elektrostaatilisest tõmbest tõttu on selles tsoonis kõige suurem aine tihedus ja kõige väiksem kokkusurutus.

Järgmises, **B tsoonis**, on iooni elektrivälja nõrgem ning vee molekulid moodustavad ka omavahelisi seoseid. Tihedus on väiksem kui **tsoonis A**.

**Tsoonis C** on iooni mõju vaevumärgatav, kuid osa vee molekulid on siiski orienteeritud vastavalt iooni elektriväljale.

Molekulide arv tsoonides sõltub temperatuurist, kõrgematel temperatuuridel on vee molekulide kineetiline energia suurem ning nad on raskemini hõivatavad tsoonidesse.

Hinnanguliselt on tabelis toodud molekulide üldarv tsoonides **A** ja **B**:

Temperatuur	Molekulide arv tsoonides A ja B kokku
5 °C	52
20 °C	34
50 °C	21

Kas merevees toimub ka soolaioonide rekombinatsioon (taasühinemine) näiteks valemi



järgi ning soolamolekulide taasmoodustumine?

Kuna merevesi kujutab endast lahjat lahust, siis on iga soola koostisosa ioon ( $\text{Na}^+$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{K}^+$  jne) ümbritsetud paljudest vee molekulidest ning rekombinatsioonide osa on tühine.

#### 4.4. Osmoos, adapteerumine soolsusega, Läänemere elustik

*osmos* (kr k) – tõe, lahustimolekulide eelistatud liikumine (imbumine) läbi poolläbilaskva vaheseina

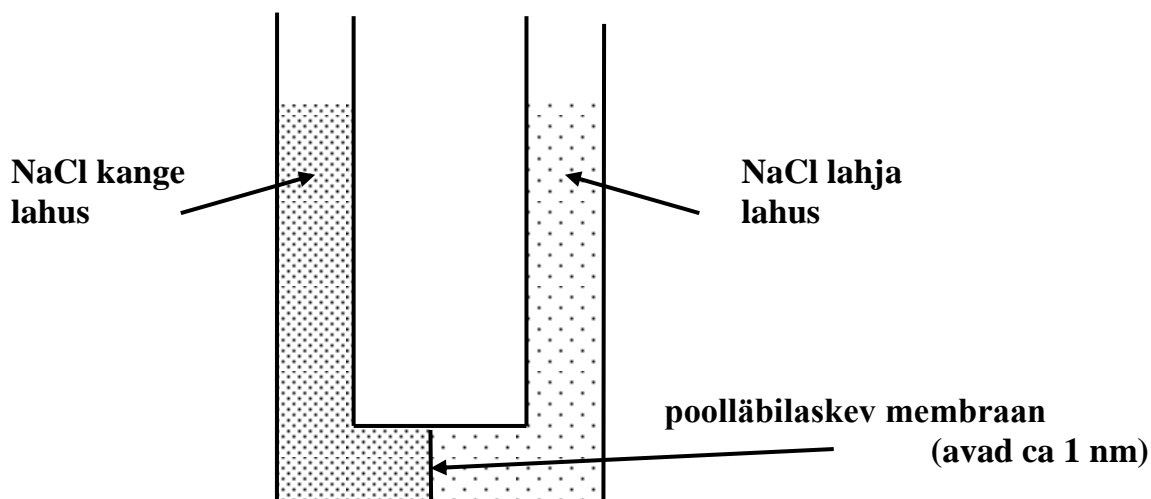
osmoos on difusiooni üks eriliikidest

##### Osmootne rõhk

Osmootne rõhk on osmoosi tagajärjel tekkiv täiendav rõhk. Vaatleme  $\text{NaCl}$  lahuseid U-torus, mis on jaotatud poolläbilaskva membraaniga kaheks osaks. Vasakul vaheseinast on kange  $\text{NaCl}$  lahus, paremal pool lahja lahus.

Katse alguses on katseklaasi vasemas ja paremas harus vedelikunivoode kõrgused võrdsed. Mõne aja pärast ühes harus nivoo tõuseb, teises langeb. Tekivad osmootne rõhk ja osmootne rõhulangus.

Millises katseklaasi harus vedelikunivoo tõuseb, vasakus või paremas?



Joon. 4.7. Osmoos  $\text{NaCl}$  kange ja lahja lahusega.

Vesilahuste korral annab osmootse rõhu tekkimisele vastuse veemolekuli erandlik ehitus.

Nagu eespool öeldud, ei paikne  $\text{H}_2\text{O}$  molekulis aatomid reas, vaid  $105^\circ$  nurga all, molekul kujutab endast elektrilist dipooli. Kui vette lisada soola, siis  $\text{H}_2\text{O}$  dipoolid lõhuvad soolamolekulid ioonideks ja ümbritsevad igat tekitatud soolaiooni mitmekihilise kobarana (*solvaatmantliga*). Tekkinud klaster, mille tsentris on soolaioon, ei mahu difundeeruma läbi membraani. Ka solvaatmantlis olevad veemolekulid on hõivatud ega pääse difundeeruma, kuid soolalahuses on vabu veemolekule, mis difundeeruvad sennapoolse membraani, kus vett vähem on, st sinna, kus soolade kontsentratsioon on suurem. Seega tõuseb tase **vasakpoolses** harus.

### **Turgor**

*turgor* – lad k *turgēre* turgestsents, turdus, kudede pingus

Loomsetes kudedes reguleeritakse osmootset rõhku rakkudevahelise vedeliku ehk ekstratsellulaarse vedeliku kontsentratsiooni abil. Rakuvälise vedeliku soolade kontsentratsioon on pisut madalam kui raku sees. Seega tungib vesi raku, hoides seda “täispuhutuna”, nagu kilekotti. Vedeliku kontsentratsiooni kahel pool rakuseina reguleerib organism sellisena, et rakk liigselt ei paisuks.

Taimsete rakkude erinevuseks on nende tugev tselluloosist ja pektiinidest koosnev rakusein, mis ei luba rakul osmootse rõhu tõttu suureks venida. Rakkudes oleva rõhu tõttu on varred ja lehed püsti.

Rakusisest rõhku nimetatakse *turgoriks*.

### **Osmootne šokk, osmootne stress**

*choc* – pr k, järsu ning tugeva vapustuse halvav, vahel ka surmav toime organismi; organismi regulatsiooni pidurdumisest tingitud vereringe ja ainevahetuse häired

Looduslikes veekogudes (jões, järved, mered, ookeanid) on põhiliselt kahesuguse soolsusega vett:

- 1) praktiliselt null-soolsusega vesi ehk magevesi ( $S \approx 0$ ), mis on enamikes siseveekogudes (välja arvatud soolajärved),
- 2) ookeanivesi soolsusega  $S \approx 35$ ; soolsuse ühikut (%o, g/kg, ppt  $\equiv 10^{-3}$ , psu) UNESCO soovitus järgi (1970tel) polnud vaja lisada, viimaste aastate teaduskirjanduses lisatakse siiski ühikuna psu (*practical salinity unit*), märkimaks soolsuse spetsiifilist mõõtmist elektrijuhtivuse kaudu.

Pidevalt veekeskkonnas elavad loomsed ja taimsed organismid on kohastunud kahele soolsuse väärtusele, kas  $S \approx 35$  või  $S \approx 0$ .

Läänemeri oma vähese soolsusega (pinnakihtides  $S \approx 5-12$ ), on erandlik. Vähese soolsusega vett kutsutakse *riimveeks*.

Elusorganismide rakuvedelike ja ekstratsellulaarsete (rakkude vahel olevate) vedelike soolsus on magevee ja ookeanivee vahepealne.

Kui magevee loom või taim satub ookeanivette, või vastupidi – ookeanis kohastunud organism satub magevette – siis muudab suunda läbi naha toimuv osmootne difusioon.

Näiteks ookeanivette sattunud magevee konn kaotab kaalus, sest tema sisemusest hakkab vesi läbi naha välja imbuma, üritades ookeanivee kõrget soolsust alandada. Magevette sat-

tunud ookeanikala soolasesse sisemusse hakkab aga tungima veekogu magevesi, suurendades kala massi.

Luustikku omavate kalade koevedelike soolsus on,  $S \approx 7-8$ .

*hüpertooneilised* kalad – organismi soolsus on suurem kui ümbritseval veekeskkonnal; mageveekalad magevees on hüpertooneilised;

*hüpotooneilised* kalad – organismi soolsus väiksem kui ümbritseval veekeskkonnal; ookeanikalad ookeanivees on hüpotooneilised;

*isotooneilised* kalad – organismi soolsus samasugune kui ümbritseval veekeskkonnal; haid ookeanivees on isotooneilised; tuurad magevees on isotooneilised.

Mageveekalad ei joo vett, selleks puudub vajadus. Läbi naha osmoosi tõttu sisseimbuva üleliigse vee väljutamiseks eritavad mageveekalad neerude kaudu suures koguses **lahjat uriini**. **Kui mageveekala satub ookeanivette**, siis hakkab vesi tema naha kaudu organismist **välja** difundeeruma. Selle tagajärjel väheneb uriini eritumine ja laguproduktide tavapärase välja viimine organismist on takistatud. **Laguproduktide kuhjumine põhjustab mürgituse**. Sellele lisandub suurenenud soolasisalduse mürgine toime. Organism vähehaaval hukkub.

Ookeanikalade organismis olevad veemolekulid difundeeruvad šamuti läbi naha ookeani, otsekui üritades ookeani soolsust vähendada. Ookeanikalade organismis tekib veepuudus. Vedelikukao kompenseerimiseks joovad ookeanikalad suures koguses ookeanivett, millest veemolekulid imuvad sooltoru kaudu organismi. Kuid ookeanivee joomise tõttu koguneb ookeanikalade organismi liigset soola. Üleliigsete soolade eritamiseks on kolm mehhanismi.

1. Eritavad soolalahust eriliste rakkude kaudu, mis paiknevad lõpustes. Nii eritatakse ühevalentseid ioone ( $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Cl}^-$ ).
2. Eritavad neerude kaudu väheses koguses **väga kontsentreeritud uriini**. Nii eritatakse ka kahevalentseid ioone ( $\text{Mg}^{++}$ ,  $\text{Ca}^{++}$ ).
3. Soolade eritumine toimub ka väljaheidetega.

**Kui ookeanikala satub magevette**, hakkab magevesi läbi tema naha organismi **sisse** tungima. Kehamass suureneb, organismi vedelike kontsentratsioon väheneb (lahjeneb). Organism tõenäoliselt hukkub **kehavedelike kontsentratsiooni liigse alanemise tõttu**.

### Inimorganism vees

Inimorganismi koevedelike soolsus on ca **9‰**. Osmoosi suhtes kõige tundlikumad osad on silmad ja lõikehaavad. Nii magevette kui ookeanivette ujuma minnes hakkavad silmad kipitama. Kui vee soolsus on aga ca **9‰**, siis on ebameldiv tunne silmades minimaalne, lõikehaavad (klaasikild jalas) kipitavad sellises vees vähem.

Läänemere kui riimveelise veekogu pinnakihtide soolsus on **5–12‰**, osmoosi arvestades on Läänemeri sobivam ujumiseks (silmad ei kipita) kui magevesi või ookean.

### Füsioloogiline lahus tilgutitega vereringesse

*physiological saline – a solution of a salt or salts that is essentially isotonic with tissue fluids or blood*

*an approximately 0.9 percent solution of sodium chloride*

*called also normal saline solution, normal salt solution, physiological saline solution, physiological salt solution*

*the first known use of physiological saline was in 1927*



Füsioloogilist lahust manustatakse tilgutiga veeni, organismis ringleva vedelikuhulga taastamiseks suure vere- või vedelikukaotuse puhul, aga ka vere puhastamiseks, vedeldamiseks, toitainete ja ravimite lisamiseks. See on standardne protseduur, mida rakendatakse juba kiirabiautos.

Soolsus ca **8.5–9%** (meditsiinilises praktikas kasutatakse protsente, **0.85–0.9%**).

Lihtsaima füsioloogilise lahuste koostises on ainult **NaCl**. Keerukamates füsioloogilistes lahustes on ka teisi sooli, glükoosi, vitamiine, ravimeid jm.

**Küsimus:** miks füsioloogilist lahust ei manustata arteritesse? Peamiselt kahel põhjusel:

1) .....

2) .....

### **Füsioloogiline lahus nõrgalt desinfitseerivana**

Kasutatakse **NaCl** lahust, **0.9%**. Tavakodaniku jaoks pakendatakse **5 ml** plastikampullidesse või turustatakse apteekides ka liitritena. Väga sobiv silmade, ninakäikude, haavade jm puhastamiseks, ka imikutel, lemmikloomadel jne.

### **Organismide adapteerumine soolsusega**

Veeorganismid, nii taimsed kui loomsed, kohanduvad halvasti teistsuguse soolsusega. Ellujäänutel asendub osmootne šokk osmootse stressiga.

Erineva soolsusega vees elavad üksikud kalaliigid (lõhe, lest, tursk jt) suudavad reguleerida vee omastamist (joomist) ja uriini ning soolade eritumist. Kuid ookeanis elavad lõhed peavad aeg-ajalt käima magedamas vees oma soolaeritusrakke puhastamas.

Suuri soolsuse muutusi talub angerjas. Angerja kehapinda kattev limakiht piirab vee- ja soolavahetust naha kaudu.

Kuid isegi ellujäämine ei pruugi ühesuguse soolsusega veekogust teistsugusesse siirdunud kalale (või muule mereloomale) tähendada liigilist kohastumist, sest soolsuse muutus tingib peale osmootse veevahetuse ka teistsuguseid raskusi. Näiteks paljuneb tursk halvasti madala soolsusega Läänemeres. Põhjuseks on tursamarja läbivajumine väiksema tihedusega vees ja sattumine põhjakihtidesse, kus Läänemeres napib hapnikku.

Riimveelisi veekogusid, ka Läänemerd, iseloomustavad liigivaesus ja organismide mõõtmete vähenemine. Need organismid, kes on riimveega kohastunud (näiteks kilu ja räim), on aga tänu headele toitumistingimustele arvuka populatsiooniga. Läänemerest on kaluritel suured väljapüügid.

### **Konserveerimine**

Soola- ja suhkrulahuseid kasutatakse konserveerimiseks. Vesi lahkub osmoosi tõttu bakterite organismidest, et suurendada lahuste veesisaldust. Bakterid hukuvad “kuivamise tõttu”.

Märkus: suhkrulahuses on osmoosi üheks põhjuseks suhkru molekulide suuremad mõõtmed vee molekulidega võrreldes (kuigi **solvaatmantel** tekib OH rühmade tõttu ka suhkrumolekuli ümber).

### **Pöördosmoos, merevee magestamine**

Kui joonisel 4.7 kujutatud katses muuta algtingimusi ja tõsta vasakpoolses, suurema sool-  
susega katseklaasi harus rõhk oluliselt kõrgemale tasakaalulisest osmootselt rõhust (näiteks  
vastava pumbamehhanismiga), siis hakkavad vee molekulid liikuma kangemast soolalahu-  
sest lahjema soolalahuse poole. Nähtust nimetatakse *pöördoosmoosiks* ehk *inversioon-  
osmoosiks* ja sellel põhineb üks merevee magestamise skeemidest – pressides soolast vett  
läbi ülitiheda membraani, võib saada magedat vett. Tehnilisteks raskusteks on membraani  
valmistamine, selle puhastamine ummistustest jne. Merevee magestamist kasutatakse sooja  
ja kuiva kliimaga saartel. Maailmas on tuntumaid merevee magestajaid Malta, samuti  
Kariibi mere väikesaared (Curaçao). Ka Hispaanias Vahemere rannikul ja Kanaari saartel,  
eriti katmikpõllunduse piirkondades on tekkinud tohutu vajadus magevee järele. Senised  
põhjaveevarud on ammendumas, sest pumbates magevett üles sügavalt pinnasest, tungib  
sinna asemele merevesi. Soojades ja kuivades piirkondades on vajadus ka tehnilise mage-  
vee järele, nii olmes (WC- ja mitmesugune tehniline pesuvesi ehk ‘hallvesi’) kui ehituses.  
Suurriikidest on hallvesi kasutuses näiteks Austraalias, kus massiliselt kogutakse vihmavett.  
Eestis on hallvesi kasutuses vaid üksikutes hoonetes (Tartus Vanemuise 45, Kernel AS).

Betooni- ja mördisegud, mis magevee puudusel on valmistatud merevee abil, porsuvad aast-  
takümnete jooksul, eriti karbonaatsed materjalid (CO<sub>3</sub>-sisaldusega). See on eriti väiksemate  
ookeanisaarte probleem. **Küsimus** – miks ainult väikeste saarte?

### **Kui Maailmameri poleks soolane?**

Siis tõenäoliselt hakkaksid vohama mitmesugused bakterid, plankton ja vetikad, ning Maa-  
ilmamere kaldad, eriti lõunamaise tiheda asustuse (loe, *reostuse*) lähedal kasvaks kinni,  
analoogselt paljude Eesti järvede ja jõgedega.

Soolsus hoiab Maailmamere suhteliselt steriilsena.

### **Kas merelinnud joovad merevett?**

Arvatakse, et nädalate kaupa merel viibivad linnud (näiteks albatrossid) joovad ookeanivett  
ning eritavad kuidagi üleliigseid sooli. Täpset mehhanismi ei teata.

**Ülesanne 4.2.** Mitu H<sub>2</sub>O-molekuli tuleb võtta ühe NaCl-molekuli kohta, et saavutada sool-  
sus 35‰? (Soolsus ≡ soolade suhteline mass.)

**Algandmed, aatommassid:**  $M(\text{Na}) = 23$ ;  $M(\text{Cl}) = 35$ ;  $M(\text{H}) = 1$ ;  $M(\text{O}) = 16$ .

(89 veemolekuli)

## **4.5. Ideaalse gaasi eeldus meteoroloogias**

Termodünaamikast tuntud *ideaalse gaasi olekuvõrrand* ehk Clapeyron-Mendelejevi  
võrrand seob gaasi seisundit iseloomustavad kolm füüsikalist parameetrit, milleks on:

- tihedus,
- temperatuur,
- rõhk,

$$pV = \frac{m}{\mu} RT, \quad (4.5.1)$$

$p$  – gaasi rõhk,  $V$  – gaasi ruumala,  $m$  – gaasi mass,  $\mu$  – gaasi (kilo)mooli mass.

Koefitsient  $\frac{m}{\mu}$  näitab moolide (või kilomoolide) arvu ideaalses gaasis.

**NB!** Nagu eespool öeldud, ei pea **ideaalne gaas** olema **keemilise ja füüsikalise “näota”**, tal võivad olla mistahes gaasi keemilised omadused, füüsikalistest on tal mass, moolimass, soojusmahtuvus, ta neelab ja hajutab valgust jne, kuid ta **ei kondenseeru ning on lõpmatuseni kokkusurutav**, seega ideaalse gaasi molekulidel puuduvad mõttmed.

$T$  – gaasi temperatuur absoluutse (Kelvini) skaala järgi,  $R$  – universaalne gaasikonstant, arvuline väärtus sõltub gaasi kogusest, kui gaasi on koguseliselt **üks mool** või üks **kilomool**, siis vastavalt:

$$R = 8.314 \frac{\text{J}}{\text{mol} \cdot \text{K}} = 8.314 \cdot 10^3 \frac{\text{J}}{\text{kmol} \cdot \text{K}}.$$

Tegelikult on gaasid reaalsed, mitte ideaalsed. Reaalsed molekulid omavad mõõtmeid. Kuivõrd õigustatud ikkagi on gaaside lugemine ideaalseteks? Praktikas kasutatakse ideaalse gaasi lähendust kui kahest eeldusest on vähemalt üks täidetud:

- 1) gaaside temperatuur on kõrgem nn *kriitilisest temperatuurist*  $T_{kr}$ , sellisel juhul on kondenseerumine võimatu,
- 2) gaas on hõre, tema rõhk on väiksem nn *küllastava auru rõhust*.

Nimetatud eelduste täitumisel jääb gaas gaasiks võimalike temperatuuri ja rõhu muutuste korral (tähtis on mitte kondenseerumine).

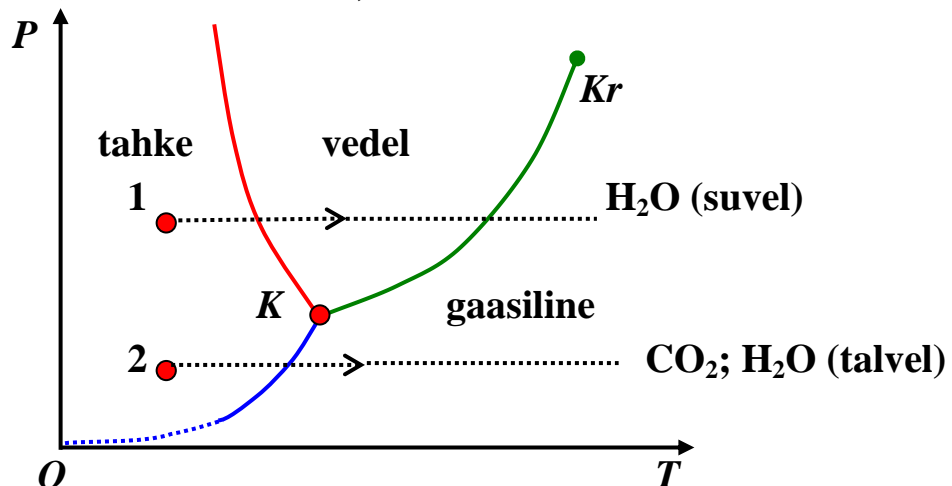
Loetleme õhku moodustavate gaaside kriitilised temperatuurid (Матвеев, 1984, с. 43).

Tabel 4.2. Gaaside kriitilised temperatuurid

Gaas	He	H <sub>2</sub>	N <sub>2</sub>	O <sub>2</sub>	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O
$T_{kr}$ (°C)	-268	-240	-147	-119	31	374

Tabelist nähtub, et atmosfääri moodustavate tähtsamate gaaside, **välja arvatud CO<sub>2</sub> ja H<sub>2</sub>O**, kriitilised temperatuurid on väga madalad, seega harilikult õhutemperatuur ületab kriitilist temperatuuri,  $T > T_{kr}$  ning tabeli neli esimest gaasi (**He, H<sub>2</sub>, N<sub>2</sub>, O<sub>2</sub>**) on kindlasti gaasilises olekus.

süsihappegaas (CO<sub>2</sub>),  $T_K = -56.6$  °C,  $P_K = 5.11$  at.



Joon. 4.8.  $\text{H}_2\text{O}$  ja  $\text{CO}_2$  faasiüleminekute skitseerimine olekudiagrammil. NB! Tegemist on illustreeriva skeemiga, kolmikpunktide (**K**) väärtused ja skaalade mastaabid on kummagi aine jaoks erinevad.

Küsimusele, kas antud temperatuuri  $T$  ja rõhu  $P$  korral on mingi homogeenne (ühest ainest koosnev) gaas ikka gaasiline, saab vastata olekudiagrammi abil (joon. 4.8). Kolmikpunktide väärtused vee ja süsihappegaasi jaoks:

vesi ( $\text{H}_2\text{O}$ ),  $T_K = 0.0075 \text{ }^\circ\text{C}$ ,  $P_K = 4.58 \text{ mm Hg} = 6.11 \text{ hPa} = 0.00623 \text{ at}$ ;  
süsihappegaas ( $\text{CO}_2$ ),  $T_K = -56.6 \text{ }^\circ\text{C}$ ,  $P_K = 5.11 \text{ at}$ .

Veeauru (osa)rõhk on Eestis talvel tavaliselt 3–4 ja suvel 12–15 hPa. Seega võib suvel isobaarilist jää soojendamist modelleerida lähtumisega tahke faasi **punktist 1**, mis on kõrgem kolmikpunkti rõhust, liikumisega paremale, saame olekute rea: **tahke, vedel, gaasiline**. Talvel jää sublimeerub veeauruks, tingimusel et ilm on piisavalt külm, veeauru osarõhk alla **6.11 hPa**. Modelleerimine lähtuks **punktist 2** paremale. Külmal talveilmal välja kuivama viidud märg pesu esmalt jäätub, seejärel sublimeerub aeglaselt kuivaks.

Süsihappegaasi ( $\text{CO}_2$ ) osarõhk atmosfääris on oluliselt madalam kolmikpunkti rõhust. Liikudes **punktist 2** isobariliselt paremale, kõrgemate temperatuuride poole, on olekute jada vaid: **tahke ja gaasiline** (vedel faas jääb vahele).

Seega atmosfääris  $\text{CO}_2$ -jäät ( $\text{CO}_2$ -**lumi**) ei sula, vaid sublimeerub otse gaasiks. Viimane asjaolu teeb  $\text{CO}_2$ -jäät kasutamise otstarbekaks jahutamistel (jäätisemüügil, tulekahjude kustutamisel jne). Arvestades veel  $\text{CO}_2$  väikest osarõhku atmosfääris, mis on kaugel küllastusest, võib  $\text{CO}_2$  suhtes kasutada ideaalse gaasi eeldust ja olekuvõrrandit.

*sublimatsioon* (ld k *sublimāre* – üles tõstma) – tahke aine muutumine soojendamisel gaasiliseks, ilma vahepealse vedela olekuta  
(religioosse terminina – vaimu, tunnete kommete jne õilistamine)

**Märkus.** On mõneti kummaline, et keemikud defineerivad:

*sublimatsioon* on nähtus, mille puhul aur kiirel jahtumisel kondenseerub ja muutub tahkeks, vedelat olekut vahele jättes; sublimatsiooninähtus esineb näiteks joodi ning naftaleeni puhul. **Hergi Karik, Üldine keemia, 1987, 24.**

Pöördume tagasi veeauru juurde. Võrreldes teiste atmosfäärigaasidega on kaks probleemi:

- 1) veeaur võib jahtudes kondenseeruda ja jäätuda, seega ajutiselt lahkuda atmosfääri gaaside hulgast;
- 2) veeauru kogus atmosfääris on ajalis-ruumiliselt väga muutlik.

Veeauru tuleb käsitleda teistest gaasidest eraldi. Ülejäänud gaase saab aga käsitleda ideaalsetena ja nende summaarse rõhu arvutamisel rakendada Daltoni seadust.

**Daltoni seadus.** Ideaalse gaasi eeldus ei välista gaasi kuuluvate molekulide erinevat keemilist koostist, tegemist võib olla seguga nagu on atmosfääris. **Ideaalsetest gaasidest koosneva segu rõhk võrdub segu koostisse kuuluvate gaaside osarõhkude summaga:**

$$p = p_1 + p_2 + p_3 + \dots + p_N. \quad (4.5.2)$$

Merevee termodünaamikas on analoogseks tülikaks lisandiks soolad.

#### 4.6. Kuiva õhu olekuvõrrand

Oletame esmalt, et meil on tegemist **kuiva õhuga, veeaur puudub**, teised gaasid, kokku  $N$  erinevat gaasi, on olemas. Oletame veel, et atmosfäärigaaside segust koosneva kuiva õhu vaadeldava koguse parameetrid on järgmised:

- gaaside segu summaarne **mass on ühikuline,  $m = 1 \text{ kg}$  (või  $1 \text{ g}$ )**,
- kogu segu ruumala tähistame  $v_{\text{kuiv}}$  (**NB!** väiketäht,  $v$ , tähistame selliselt käesolevas konspektis **massiühiku ruumala, nn eriruumala**),
- gaaside segu temperatuur on  $T$ .

Vastava võrrandi koostamiseks võtame uuesti Clapeyron-Mendelejevi võrrandi (4.5.1):

$$pV = \frac{m}{\mu} RT, \quad (4.5.1)$$

ja jagame selle mõlemaid pooli gaasikoguse massiga  $m$ :

$$p \frac{V}{m} = \frac{1}{\mu} RT, \quad (4.6.1)$$

tähistame:  $p = p_{\text{kuiv}}$ ,

$$\frac{V}{m} = v_{\text{kuiv}}, \text{ kogu ühikulise massiga kuiva gaasisegu ruumala ehk eriruumala,}$$

$$\mu = \mu_{\text{kuiv}} = 28.97 \text{ g/mol}, \text{ kuiva õhu moolimass,} \quad (4.6.2)$$

$$\frac{R}{\mu_{\text{kuiv}}} = R_{\text{kuiv}}, \text{ kuiva õhu erigaasikonstant,} \quad (4.6.3)$$

arvutame selle väärtuse:

$$R_{\text{kuiv}} = \frac{R}{\mu_{\text{kuiv}}} = \frac{8.314 \text{ J} \times \text{mol}}{\text{mol} \cdot \text{K} \times 28.97 \text{ g}} = 0.287 \frac{\text{J}}{\text{g} \cdot \text{K}} = 287 \frac{\text{J}}{\text{kg} \cdot \text{K}}. \quad (4.6.4)$$

Clapeyron-Mendelejevi võrrand saab nüüd kuju:

$$p_{\text{kuiv}} v_{\text{kuiv}} = R_{\text{kuiv}} T. \quad \text{NB! Siin kuiva õhu mass, } m = 1. \quad (4.6.5)$$

Saadud võrrand kujutab endast kuiva õhu olekuvõrrandi üht esituskuju. Võrreldes ideaalse gaasi olekuvõrrandi tavaesitusega (4.5.1) on siin oluline erinevus:

nimelt oli võrrandis (4.5.1) tegemist gaasi **suvalise massiga  $m$** , võrrandis (4.6.5) on aga gaasimass **ühikuline (1 kg või 1 g)**.

Anname viimasele võrrandile kuju, kus eriruumala asemel on tihedus. Selleks jagame võrrandit eriruumalaga  $v_{\text{kuiv}}$  (eriruumala pöördväärtus ongi tihedus,  $\rho_{\text{kuiv}}$ ):

$$p_{\text{kuiv}} = \frac{1}{v_{\text{kuiv}}} R_{\text{kuiv}} T = \rho_{\text{kuiv}} R_{\text{kuiv}} T \quad (4.6.6)$$

siit kuiva õhu tihedus:

$$\rho_{\text{kuiv}} = \frac{p_{\text{kuiv}}}{R_{\text{kuiv}} T}, \quad (4.6.7)$$

kaks viimast valemit on kuiva õhu olekuvõrrandi enamlevinud kujud atmosfäärifüüsikas.

#### 4.7. Veeauru olekuvõrrand

Niiske õhk kujutab endast kuiva õhu molekulide koosseisu kuuluvate erinevate gaaside molekulide ja veeauru molekulide ( $\text{H}_2\text{O}$ ) mehhaanilist segu.

Veeaur on visuaalselt täiesti läbipaistev, värvitu ja lõhnatu gaas. **Mitte segi ajada uduga**, mille teevad nähtavaks kondenseerunud veeaurutilgad. See, mida kõnekeeles peetakse auruks, on tegelikult **udu, aerosool**. Väljend “teekann aurab” ei ole füüsikaliselt korrektne, korrektne oleks, “teekann udutab”.

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 (ideaalset gaasi aga võib lõputult kokku suruda)

Samas on atmosfääris olev veeaur suhteliselt hõre gaas, tema molekulid paiknevad harilikult piisavalt kaugel üksteisest ega moodusta massiliselt klastreid (üksikute molekulide kogumeid, mis kasvades muutuvad veepiiskadeks). Seepärast, kõrgematel temperatuuridel kui kondenseerumistemperatuur (meteoroloogias on termin *kastepunkt* ehk *kastepunkti temperatuur*), kasutatakse ka veeauru jaoks ideaalse gaasi eeldust, vastavalt veeauru olekuvõrrand

$$eV_{\text{veeaur}} = \frac{m_{\text{veeaur}}}{\mu_{\text{veeaur}}} RT, \quad (4.7.1)$$

kus  $e$  – veeauru rõhk, traditsiooniline tähistus,

$m_{\text{veeaur}}$  – vaadeldava veeaurukoguse mass,

$\mu_{\text{veeaur}} = 18.015 \text{ g/mol}$  – veeauru moolimass.

Võrrandis (4.7.1) näitab suhe  $\frac{m_{\text{veeaur}}}{\mu_{\text{veeaur}}}$  moolide arvu vaadeldavas veeaurukoguses, kuid

nihutame võrrandis suuruse  $\mu_{\text{veeaur}}$  universaalse gaasikonstandi alla:

$$eV_{\text{veeaur}} = m_{\text{veeaur}} \frac{R}{\mu_{\text{veeaur}}} T, \quad (4.7.2)$$

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

$$R_{\text{veeaur}} = \frac{R}{\mu_{\text{veeaur}}} = \frac{8.314 \text{ J} \cdot \text{mol}}{\text{mol} \cdot \text{K} \cdot 18.015 \text{ g}} = 0.4615 \frac{\text{J}}{\text{K} \cdot \text{g}} = 461.5 \frac{\text{J}}{\text{K} \cdot \text{kg}}, \quad (4.7.3)$$

$R_{\text{veeaur}}$  on gaasikonstant ühikulise massiga veeaurukoguse jaoks ehk veeauru erigaasikonstant. Veeauru olekuvõrrandi (4.8.2) kirjutame nüüd lühemalt:

$$eV_{\text{veeaur}} = m_{\text{veeaur}} R_{\text{veeaur}} T, \quad (4.7.4)$$

jagame seda võrrandit veeauru massiga  $m_{\text{veeaur}}$ :

$$e \frac{V_{\text{veeaur}}}{m_{\text{veeaur}}} = R_{\text{veeaur}} T, \quad (4.7.5)$$

tekkinud murd, mille tähistame väiketähega,  $v_{\text{veeaur}}$ :

$$v_{\text{veeaur}} = \frac{V_{\text{veeaur}}}{m_{\text{veeaur}}} \quad (4.7.6)$$

kujutab endast ühikulise massiga veeaurukoguse ruumala ehk **veeauru eriruumala** (ehk veeauru tiheduse pöördväärtust).

**Ühikulise massiga** veeaurukoguse jaoks on nüüd olekuvõrrand:

$$e v_{\text{veeaur}} = R_{\text{veeaur}} T. \quad \text{NB! Siin veeauru mass, } m = 1. \quad (4.7.7)$$

#### 4.8. Niiske õhu olekuvõrrand

Eelnevates alapunktides esitasime kuiva õhu olekuvõrrandi ja veeauru olekuvõrrandi vastavate erigaasikonstantide kaudu. Vaatleme nüüd nimetatud gaaside, **kuiva õhu ja veeauru, segu** ehk **niisket õhku**.

Olgu ühikulise massiga niiske õhu kogus **1 kg**, selle rõhk  $p$ , temperatuur  $T$ , ruumala  $v$ .

Olgu selles **ühikulise massiga niiskes õhus**:

- 1)  $s$  suhtelist osa veeauru (**eriniiskus**, *special humidity*), seega on antud juhul veeauru mass  $s$  **kg**, see veeaurukogus põhjustab niiskes õhus veeauru osarõhu,  $e$ ,
- 2)  $(1 - s)$  suhtelist osa kuiva õhku, seega on antud juhul kuiva õhu mass  $(1 - s)$  **kg**, see kuiva õhu kogus põhjustab niiskes õhus kuiva õhu osarõhu  $p - e$ .

Eriruumalad avalduva üldruumala ja eriniiskuse kaudu:

- 1)  $v_{\text{veeaur}}$  – veeauru eriruumala (ehk veeauru massiühiku, **1 kg**, ruumala),

$$v_{\text{veeaur}} = \frac{v}{s}; \quad (4.8.1)$$

- 2)  $v_{\text{kuiv}}$  – kuiva õhu eriruumala (ehk kuiva õhu massiühiku, **1 kg**, ruumala),

$$v_{\text{kuiv}} = \frac{v}{1-s}; \quad (4.8.2)$$

- 3)  $v_{\text{niiske}} = v$  – niiske õhu eriruumala (ehk niiske õhu massiühiku, **1 kg**, ruumala).

Meenutame kuiva õhu ja veeauru erigaasikonstantide arvulisi väärtusi:

$$R_{\text{kuiv}} = 287 \frac{\text{J}}{\text{kg K}}, \quad R_{\text{veeaur}} = 461.5 \frac{\text{J}}{\text{kg K}},$$

nende suhe:

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

seega kuiva õhu gaasikonstant veeauru oma kaudu ja vastupidi:

$$R_{\text{kuiv}} = \underline{0.622} R_{\text{veeaur}}, \quad R_{\text{veeaur}} = \underline{1.608} R_{\text{kuiv}}. \quad (4.8.3)$$

Kasutame nüüd veeauru olekuvõrrandit (4.7.7) veeauru massiühiku kohta,

$$e v_{\text{veeaur}} = R_{\text{veeaur}} T, \quad (4.7.7)$$

teisendame seda, asendame veeauru eriruumala  $v_{\text{veeaur}}$  valemiga (4.8.1) ja veeauru erigaasikonstandi valemist (4.8.3), seega on asendatavad suurused:

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

saame niiskes õhus oleva veeauru olekuvõrrandi kuiva õhu gaasikonstandi kaudu:

$$e \frac{v}{s} = 1.608 R_{\text{kuiv}} T, \quad | \times s \quad (\text{korrutame võrrandi mõlemat poolt } s\text{-ga}),$$

$$\boxed{e v = 1.608 s R_{\text{kuiv}} T}, \quad (4.8.4)$$

siin iseloomustavad niiskes õhus olevat veeauru **kaks suurust**:

- veeauru osarõhk  $e$ ,
- eriniiskus ehk veeauru suhteline mass,  $s$ .

Järgnevalt vabaneme veeauru olekuvõrrandis veeauru osarõhust  $e$ . Selleks kulub mitu sammu.

Teisendame esmalt kuiva õhu olekuvõrrandit.

Rõhul  $(p - e)$  ja temperatuuril  $T$  oleva **ühikulise massiga** kuiva õhu olekuvõrrand  
kuiva õhu rõhk

$$(p - e) v_{\text{kuiv}} = R_{\text{kuiv}} T, \quad (4.8.5)$$

asendame siia kuiva õhu eriruumala  $v_{\text{kuiv}}$  vastavalt niiske õhu üldruumalale  $v$  ja eriniiskusele  $s$  valemist (4.9.2):

$$v_{\text{kuiv}} = \frac{v}{1-s}, \quad (4.8.2)$$

saame

$$(p - e) \frac{v}{1-s} = R_{\text{kuiv}} T, \quad | \times (1-s)$$

ehk niiskes õhus oleva kuiva õhu olekuvõrrandi uus kuju:

$$(p - e) v = (1-s) R_{\text{kuiv}} T. \quad (4.8.6)$$

Kirjutame uuesti välja viimased tähtsamad vahetulemused: veeauru olekuvõrrandi (4.8.4) ja kuiva õhu olekuvõrrandi (4.8.6) ning liidame võrrandid:

$$e v = 1.608 s R_{\text{kuiv}} T, \quad (4.8.4)$$

$$+ (p - e) v = (1-s) R_{\text{kuiv}} T. \quad (4.8.6)$$

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



Veeauru osarõhk  $e$  taanduski välja, kokkuvõttes saime **niiske õhu** (ehk kuiva õhu ja veeauru segu) **olekuvõrrandi**, milles veeaur on esindatud vaid oma suhtelise massi ehk eriniiskusega  $s$ . Lõpptulemus, niiske õhu olekuvõrrand veelkord:

$$p v = (1 + 0.608 s) R_{\text{kuiv}} T. \quad (4.8.7)$$

**NB!** Selles valemis on niiske õhu mass ühikuline,  $m = 1 \text{ kg}$  (või  $m = 1 \text{ g}$ , vastavalt millise kuiva õhu gaasikonstandi  $R_{\text{kuiv}}$  esituse oleme valinud).

Suluavaldise,  $(1 + 0.608 s)$ , võib lugeda kuuluvaks kas gaasikonstandi  $R_{\text{kuiv}}$  juurde või temperatuuri  $T$  juurde.

Lugedes suluavaldise kuuluvaks kuiva õhu gaasikonstandi  $R_{\text{kuiv}}$  juurde, saab defineerida **ühikulise massiga niiske õhu gaasikonstandi**

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

sel juhul oleks **niiske õhu olekuvõrrand** analoogne Clapeyron- Mendelejevi võrrandile,

$$p v = R_{\text{niiske}} T, \quad (4.8.8)$$

kuid tuleb silmas pidada, et niiske õhu gaasikonstant  $R_{\text{niiske}}$  sõltuks õhus oleva niiskuse suhtelisest massist (ehk eriniiskusest)  $s$ . Selline sõltuvus teeks niiske õhu gaasikonstandi  $R_{\text{niiske}}$  kasutamise keerukaks. Meteoroloogilises praktikas pole seda kasutama hakatud.

Teine, praktikasse levinud võimalus on: lugeda valemi (4.8.7) suluavaldis  $(1 + 0.608 s)$  kuuluvaks temperatuuri  $T$  juurde, vastavalt defineeritakse uus, nn *virtuaalne temperatuur*:

$$T_{\text{virtuaalne}} = (1 + 0.608 s) T. \quad (4.8.9)$$

**NB! Saadud valemist järeldub, et virtuaalne temperatuur on alati kõrgem tavalisest temperatuurist!**

Virtuaalse temperatuuri abil saab kirjutada niiske õhu olekuvõrrandi (4.8.7) lühemalt

$$p v = R_{\text{kuiv}} T_{\text{virtuaalne}} \quad (4.8.10)$$

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

Rõhu ja temperatuuri seos tihedusega tuleb paremini esile, kui jagada viimast võrrandit eriruumalaga  $v$  (eriruumala pöördväärtus on tihedus,  $\rho$ ), saame vahetulemuse:

$$p = \frac{1}{v} R_{\text{kuiv}} T_{\text{virtuaalne}} = \rho R_{\text{kuiv}} T_{\text{virtuaalne}}, \quad (4.8.11)$$

ehk niiske õhu tihedus (lisame tihedusele selgitava indeksi “niiske”):

$$\rho = \rho_{\text{niiske}} = \frac{p}{R_{\text{kuiv}} T_{\text{virtuaalne}}} \quad (4.8.12)$$

Kirjutame võrdluseks uuesti välja kuiva õhu tiheduse valemi (4.6.7):

$$\rho_{\text{kuiv}} = \frac{p_{\text{kuiv}}}{R_{\text{kuiv}}T} \quad (4.6.7)$$

Kuna  $T_{\text{virtuaalne}} > T$  (kuigi erinevused ei ole suured), siis järeldub viimase kahe valemi võrdlusesst, et samal temperatuuril ja rõhul on **niiske õhu tihedus pisut väiksem kuiva õhu tihedusest**.

Järgnevas tabelis on esitatud **kuiva õhu tihedus** ja **maksimaalselt niiske õhu** (mille suhteline niiskus on **100%**) **tihedus** sõltuvalt temperatuurist (Твер, 1962, с. 33). Tabelist näeme tiheduste erinevust alles **kolmandas** või **neljandas numbrikohas**. Kui õhuniiskus pole **100%**, vaid väiksem, siis on ka kuiva ja niiske õhu tiheduste erinevus veelgi väiksem. Kuid üldine seaduspärasus: **niiske õhu tihedus on alati väiksem kuiva õhu omast**, millega seletub ka niiskete õhumasside pisut madalam õhurõhk kuivemate õhumassidega võrreldes.

Tabel 4.3. Kuiva õhu ja küllastunud niiske õhu tihedused (**kg/m<sup>3</sup>, 1000 mbar**)

	Temperatuur, °C					
	-20	-10	0	10	20	30
<b>Kuiva õhu tihedus</b>	<b>1.3764</b>	<b>1.324</b>	<b>1.276</b>	<b>1.231</b>	<b>1.189</b>	<b>1.150</b>
<b>Maksimaalselt niiske õhu tihedus</b>	<b>1.3760</b>	<b>1.322</b>	<b>1.273</b>	<b>1.225</b>	<b>1.178</b>	<b>1.132</b>

**Virtuaalse temperatuuri kasutamine võimaldab säilitada niiske õhu olekuvõrrandis kuiva õhu gaasikonstandi.**

**Küsimus.** Miks tabelis 4.3 pole kuiva õhu tihedus 0 °C juures võrdne **1.293 kg/m<sup>3</sup>**?

Virtuaalset temperatuuri võib esitada ka tavatemperatuurile  $T$  parandit  $\Delta T_{\text{virtuaalne}}$  liites:

$$T_{\text{virtuaalne}} = (1 + 0.608 s) T = T + \Delta T_{\text{virtuaalne}}, \quad (4.8.13)$$

$$\Delta T_{\text{virtuaalne}} = 0.608 s T. \quad (4.8.14)$$

Virtuaalsed temperatuuriparandid sõltuvad sellest, kui suur on niiskes õhus oleva veeauru suhteline osa  $s$ . Atmosfääriõhus ei saa viimane kasvada väärtuseni  $s = 1$ , sest:

- 1) atmosfääris on alati ka teisi gaase,
- 2) veeauru suhtelise osa,  $s$ , kasv on igal temperatuuril ja rõhul piiratud veeauru küllastumisega, mille järel veeaur hakkab niiskest õhust välja kondenseeruma.

Järgnevas tabelis ongi antud, kümnendikkraadi täpsusega, **küllastava veeauru** vastavad virtuaalsed temperatuuriparandid, mis on maksimaalsed selles mõttes, et ületavad mitte-küllastavale olekule vastavaid parandeid (Твер, 1962, с 33).

Tabel. 4.4. Maksimaalsed virtuaalsed temperatuuriparandid atmosfääriõhul **1000 mbar**

°C	-40	-30	-20	-10	0	10	20	30	40
$\Delta T_{\text{virtuaalne}}$	<b>0.0</b>	<b>0.0</b>	<b>0.1</b>	<b>0.3</b>	<b>0.6</b>	<b>1.3</b>	<b>2.6</b>	<b>4.9</b>	<b>8.8</b>

Tabelist näeme, et suviste temperatuuride juures ulatub virtuaalne temperatuuriparand mitme kraadini, talvistel temperatuuridel piirdub mõne kraadikümnendikuga. Praktikas harilikult loobutakse virtuaalsetest temperatuuriparanditest miinustemperatuuridel ja kõrgustel üle **3–4 km** (näiteks aeroloogilistel sondeerimistel).

**Ülesanne 4.3.** Lähtudes kuiva õhu erigaasikonstandist,  $R_{\text{kuiv}} = 287 \frac{\text{J}}{\text{kg K}}$ ,

ja kuiva õhu olekuvõrrandist,  $p = \rho_{\text{kuiv}} R_{\text{kuiv}} T$ ,  
teostada kaks arvutust:

1) kontrollida Tabeli 4.3 kuiva õhu tihedust temperatuuril **0°C** ja rõhul **1000 mbar**;

2) arvutada kuiva õhu tihedus nn normaaltingimustel (**0°C, 1013.25 mb**).

#### 4.9. Õhuniiskuse karakteristikud

Õhus olev veeaur ja selle kontsentratsiooni muutlikkus muudab atmosfääri termodünaamilise käsitluse keerukaks. Õhuniiskuse kogust õhus kirjeldab terve rida karakteristikuid: veeauru osarõhk, suhteline niiskus, absoluutne niiskus, eriniiskus jt.

**Küllastava veeauru rõhk –  $E$ ,  $e_{\text{küllast}}$ , mbar, mmHg.** Mida kõrgem on õhutemperatuur, seda rohkem võib õhk sisaldada veeauru ehk, seda rohkem üksikuid veemolekule “mahub” kuiva õhu molekulide vahele, kondenseerumine lükkub edasi. Kuid igal temperatuuril on õhus liikuvatele veemolekulidele teatav kontsentratsiooniline piir, mida iseloomustatakse *küllastava veeauru rõhuga*. Kui see piir on saavutatud, siis täiendavate veemolekulide õhku lisamisel algab kondenseerumine, osa veeauru molekulid liitub õhus juba olemasolevatele veepiiskade või kondensatsioonituumadega. Võib toimuda ka sadenemine anuma või ruumi seintele, maapinnale või lähedal olevale veekogule. Erandina võib madalatel temperatuuridel ja tuulevaikusel tekkida ka niiskuse üleküllastus, käesolevas kursuses seda ei käsitle.

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

$$E = 6.107 \cdot 10^{\frac{7.665t}{243.33+t}}, \text{ Magnuse valem.} \quad (4.9.1)$$

Tabel. 4.5. Küllastava veeauru rõhk temperatuuri funktsioonina

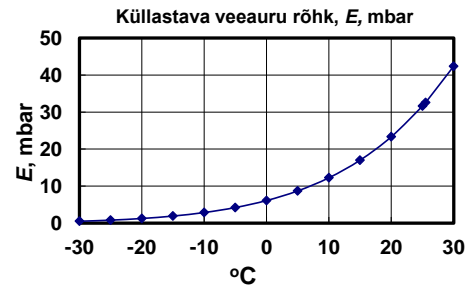
$t, \text{ }^\circ\text{C}$	$E, \text{ mbar}$
-30	0.5104
-20	1.257
-10	2.866
-5	4.217

<b>0</b>	<b>6.107</b>
<b>5</b>	<b>8.713</b>
<b>10</b>	<b>12.257</b>
<b>20</b>	<b>23.334</b>
<b>30</b>	<b>42.375</b>

Joon. 4.9.

Magnuse valemi järgi arvatud küllastava vee-  
 auru rõhk  $E$  sõltuvana temperatuurist  $t$  °C.

Data(D:)D-ketas\HANNO-D\Yldmeteor\VARIA\Magnus.xls



**Õhus oleva veeauru (osa)rõhk** —  $e$ , mbar. Soojal aastaajal päeval on õhus harilikult vähem niiskust kui oleks vaja küllastamiseks. Õhus kui gaaside segus parajasti oleva veeauru rõhk (täpsemalt, veeauru osarõhk ehk partsiaalne rõhk), on üks meteojaamades arvutatavatest õhuniiskuse karakteristikitest. Arvutamiseks on kaks võimalust:

1) antud temperatuuril veeauru küllastava rõhu  $E$  ja suhtelise niiskuse  $RH$  korrutamine:

$$e = E \times RH \quad (\text{korrutamistehteks peab suhteline niiskus } RH \text{ olema määratud});$$

2) psühromeetriga mõõdetud **kuiva ja märja termomeetri** näitude sisestamine psühromeetrisse valemisse.

Nagu eespool mainitud, on Eestis veeauru rõhu **kuukeskmised** väärtused:

$$\begin{aligned} e &\approx 3\text{--}4 \text{ mbar} && \text{– talvekuudel,} \\ e &\approx 12\text{--}15 \text{ mbar} && \text{– suvekuudel.} \end{aligned}$$

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

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

Mitmed looduses toimuvad füüsikalised protsessid (nt materjalide pikenemine-lühenemine, auramine jne) sõltuvad suhtelisest niiskusest, see võimaldab kaliibrida instrumente suhtelise niiskuse kiireks mõõtmiseks, ilma veeauru osarõhu ja küllastava auru rõhuta. Näiteks meteoroloogilises praktikas mõõdetakse suhtelist niiskust jätkuvalt ka juushügromeetriga, tundlikuks elemendiks on kimp inimese juukseid või hobusejõhvi, mis on tehtud rasvavabaks.

**Absoluutne niiskus** —  $a$ ,  $\rho$ , g/m<sup>3</sup>. Veeauru mass grammides 1 m<sup>3</sup> niiske õhu kohta, teisisõnu on see veeauru tihedus ühikutes g/m<sup>3</sup>:

$$\text{absoluutne niiskus} = \frac{\text{veeauru mass grammides}}{\text{niiske õhu ruumala kuupmeetrites}} \left( \frac{\text{g}}{\text{m}^3} \right)$$

Kui veeauru osarõhk  $e$  on määratud, saab veeauru olekuvõrrandist leida ka veeauru tiheduse ehk veeauru eriruumala pöördväärtuse. Tuletame vastavad valemid:

$$\begin{aligned}
 e v_{\text{veeaur}} &= R_{\text{veeaur}} T \quad | : v_{\text{veeaur}} \\
 e &= \frac{1}{v_{\text{veeaur}}} R_{\text{veeaur}} T, \\
 e &= \rho_{\text{veeaur}} R_{\text{veeaur}} T, \\
 \rho_{\text{veeaur}} &= \frac{e}{R_{\text{veeaur}} T}. \tag{4.9.2}
 \end{aligned}$$

Paigutades siia valemisse veeauru gaasikonstandi arvulise väärtuse

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

saame veeauru tiheduse, kuid esialgu SI-süsteemi põhiühikutes  $\text{kg/m}^3$ :

$$\rho_{\text{veeaur}} = \frac{e}{461.5 T} \quad [\rho \text{ ühik } \text{kg/m}^3; e \text{ ühik } \text{Pa}; T \text{ ühik } \text{kelvin}]. \tag{4.9.3}$$

Viimasest valemist algab niiskusvalemitega seotud professionaalne lohakus. Nimelt “unustatakse” numbrile **461.5** ühik lisamata. Seega, rangelt võttes pole see valem füüsikaliselt korrektne, vasaku ja parema poole dimensioonid ja ühikud ei ole omavahel võrdsed. Kuid (meteoroloogilises) praktikas on selline professionaalne lohakus väga levinud. Segaduste vältimiseks tuleb lisada selgitus kasutatavate ühikute kohta nagu seda antud konspektis on püütud teha.

Kuna veeauru tihedus on väike, siis ühik  $\text{kg/m}^3$  annaks väga väikesed numbrilised väärtused, sobivam veeauru tiheduse ühik oleks  $\text{g/m}^3$ , sellisel juhul tiheduse valem

$$\rho_{\text{veeaur}} = \frac{1000 e}{461.5 T}. \quad [\rho(\text{g/m}^3); e(\text{Pa}); T(\text{K})]. \tag{4.9.4}$$

Valemities (4.9.3) ja (4.9.4) on veel vaikiv eeldus, et veeauru rõhu  $e$  ühikuks on **paskal**, meteoroloogilises praktikas kasutatakse aga rõhkude esitamiseks **100 korda** “tugevamat, vingemat” ühikut, **hektopaskalit** ehk **millibaari**:

$$1 \text{ mbar} = 1 \text{ hPa} = 100 \text{ Pa},$$

milles väljendatud rõhu väärtused on aga numbriliselt **100 korda väiksemad** paskalitega võrreldes. Seega, andes valemi (4.9.4) lugejas veeauru rõhu,  $e$ , **hektopaskalites**, peame **paskalite** mõtteliseks säilitamiseks korrutama lugejat sajaga:

$$\rho_{\text{veeaur}} = \frac{1000 \cdot 100 e}{461.5 T} = 216.68 \frac{e}{T} \approx 217 \frac{e}{T}. \quad [\rho(\text{g/m}^3); e(\text{mbar}); T(\text{K})]. \tag{4.9.5}$$

Harilikult tähistatakse **veeauru tihedust** ehk **absoluutset niiskust** tähega  $a$ , ning konstant antakse kolme numbrikohaga, seega absoluutse niiskuse valem:

$$a = 217 \frac{e}{T} \quad [a(\text{g/m}^3); e(\text{hPa}); T(\text{K})]. \quad (4.9.6)$$

Saadud valem on kujult lihtne ning meteoroloogilises praktikas väga populaarne. Füüsikalise esituse poolest ei ole aga ka see valem korrektne. Valemi vasaku ja parema poole ühikute klapitamiseks tuleks koefitsient **217** varustada sobiva ühikuga. Praktikas pole seda aga tehtud. Seepärast, et valemi (4.9.6) esitamisel mitte eksida, tuleb alati lisada, et selles valemis on veeauru rõhu  $e$  ühikuks **hektopaskal** ehk **millibaar**, temperatuur  $T$  on **absoluutses skaalas, kelvinites**, ning tulemus, veeauru tihedus, saadakse ühikutes  $\text{g/m}^3$ .

Läheme kelvinitelt üle Celsiuse skaalale:

$$T = 273.15 + t = 273.15 \left(1 + \frac{1}{273.15}t\right) = 273.15(1 + \alpha t), \quad (4.9.7)$$

kus

$$\alpha = \frac{1}{273.15} \approx 0.00366 \quad (\text{nn gaaside paisumiskoefitsient}).$$

Absoluutse niiskuse arvutusvalem (4.9.6) teiseneb:

$$a = 216.68 \frac{e}{T} = \frac{216.68}{273.15} \frac{e}{1 + \alpha t} = \frac{0.793e}{1 + \alpha t} \approx \frac{0.8e}{1 + \alpha t}. \quad (4.9.8)$$

Seega absoluutse niiskuse praegused arvutusvalemid:

$$a = 217 \frac{e}{T} = \frac{0.8e}{1 + \alpha t} \quad [a(\text{g/m}^3); e(\text{hPa}); T(\text{K}); t(^{\circ}\text{C})]. \quad (4.9.9)$$

**Milline on levinuim eksimus absoluutse niiskuse valemite kasutamisel?** See on järgmine: aetakse segamini veeauru rõhu kaks võimalikku ühikut, praegune **hPa** ja varem kasutusel olnud ühik, **mmHg**. Kui paigutada valemisse, milles eeldatakse **hektopaskaleid** ehk **millibaare**, veeauru rõhk tugevamates ühikutes, **mmHg**, saadakse vähendatud tulemus.

Kui aga kasutatakse pool sajandit tagasi välja antud meteoraamatuid, teadusartikleid, arhiiviandmeid jms, siis seal ongi valemid, milles vaikivalt eeldati rõhuühikuna **mmHg** kasutamist, seda ühikut aga rõhutamata. Märkime veel, et täiendavalt aetakse meteoroloogilises praktikas segamini ka terminid *veeauru rõhk* ja *absoluutne niiskus*, mille numbrilised väärtused on samuti lähedased.

Teisendame absoluutse niiskuse valemid (4.9.9) kujule, kus veeaururõhk  $e$  on antud ühikutes **mmHg**. Kasutame seost rõhuühikute **mm Hg** ja **hPa** vahel:

$$760 \text{ mm Hg} = 1013.25 \text{ hPa}, \quad | : 760$$

$$1 \text{ mm Hg} = 1.333 \text{ hPa},$$

seega rõhuühikut **mmHg** kui “tugevamat” ühikut kasutades satuks absoluutse niiskuse valemi (4.9.9) lugejasse nõutava suurusega arvu asemel väiksem arv, õige arvu saamiseks tuleb lugejat korrutada konstandiga **1.333**:

$$a = \frac{217 \cdot 1.333 e}{T} = \frac{0.8 \cdot 1.333 e}{1 + \alpha t},$$

$$a = \frac{289 e}{T} = \frac{1.06 e}{1 + \alpha t}$$

[ $a(\text{g/m}^3)$ ;  $e(\text{mmHg})$ ;  $T(\text{K})$ ;  $t(^{\circ}\text{C})$ ]. (4.9.10)

**Eriniiskus** —  $s, q$ . Veeauru suhteline mass niiskes õhus, võiks väljendada lihtsalt kui ühikuta suurust. Praktikas on mugavam kasutada suuremaid numbreid ja seepärast suurendatakse suhtarvu **1000 korda** ja esitakse **eriniiskus** kui **veeauru mass grammides ühe kg niiske õhu kohta**, ühik **g/kg** ehk formaalselt ka ‰ ehk **ppt** (*parts per thousand*, eesti keeles tuhandik), analoogselt merevee soolsusega.

Analüüsime eriniiskust kuiva ja niiske õhu tiheduste kaudu (ei kasuta tuhandikke).

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

Eriniiskus nende tiheduste kaudu:

$$s = \frac{\rho_{\text{veeaur}}}{\rho_{\text{veeaur}} + \rho_{\text{kuiv}}}. \quad (4.9.11)$$

Jättes vahele lehekülje jagu teisendusi, esitame kohe eriniiskuse valemi niiske õhu kogurõhu ja veeauru rõhu kaudu:

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

(4.9.12)

selles valemis on  $e$  ja  $p$  ühikuteks SI-süsteemis **Pa**, kuid võib ka **hPa**, **mmHg** jne, peasi, et valemi lugejas ja nimetajas oleks samad ühikud.

Praktikas (näiteks raadiosondeerimiste korral, aeroloogilistes arvutustes jne) kasutatakse seda valemit lihtsustatud kujul, lähtudes asjaolust, et murru nimetajas

$$p \gg 0.378 e,$$

erinevus on üle **100** korra, seepärast esitatakse eriniiskuse valem sageli ümardatult

$$s = \frac{0.622 e}{p}.$$

(4.9.13)

**Kastepunkt** —  $t_d, \tau, \text{dew point}$ . Temperatuur, mille juures õhus olemasolev niiskus muutub küllastavaks. Teisiti öeldes, kui jahutada õhku, siis teatud temperatuuri juures hakkab niiskus õhust välja kondenseeruma. Õhuniiskus on muutunud küllastavaks. Vastav temperatuur ongi **kastepunkt** ehk **kastepunkti temperatuur**. Õhuniiskuse kondenseerumine on sagedane nähtus hilistel suveõhtudel pärast päikese loojumist, mil maapinna lähedalt hakkab levima udu.

Praktikas saab kastepunkti leida graafiliselt õhuniiskuse nomogrammidele. Kui soovitakse seda teha arvutuslikult, siis harilikult annab piisava täpsuse veeauru osarõhu kasutamine. Antud temperatuuril  $t$  teadaolev veeauru osarõhk  $e(t)$  kui teadaolev suurus paigutatakse Magnuse valemisse. Ehk teisisõnu, olemasolev veeauru osarõhk loetakse küllastavaks:



$$e(t) \approx E(t_d) = 6.107 \cdot 10^{\frac{7.665 t_d}{243.33 + t_d}}, \quad (4.9.14)$$

avaldades siit  $t_d$ , saamegi kastepunkti valemi

$$t_d \approx \frac{243.33(\log e - 0.7858)}{8.4508 - \log e}. \quad (4.9.15)$$

-----  
**Ülesanne 4.4.** Kasutades küllastava veeauru rõhu tabelit (Magnuse valem, tab. 4.5) ning kuiva õhu ja veeauru olekuvõrrandeid:

$$\begin{cases} p_{\text{kuiv}} = \rho_{\text{kuiv}} R_{\text{kuiv}} T, \\ e = \rho_{\text{veeaur}} R_{\text{veeaur}} T, \end{cases}$$

kus erigaasikonstandid:

$$R_{\text{kuiv}} = 287 \frac{\text{J}}{\text{kg K}}, \quad R_{\text{veeaur}} = 461.5 \frac{\text{J}}{\text{kg K}},$$

näidata, summeerides kuiva õhu ja veeauru tihedused, et maksimaalselt niiske õhu tihedus **1000 mbar** ja **-20 °C** juures on,  $\rho = 1.376 \text{ kg/m}^3$  (see arv on võetud tab. 4.3).

**Lahendus.** Avaldame lähtevalemiteest kuiva õhu ja veeauru tihedused, edasi arvestame, et maksimaalselt niiske õhu korral on veeauru rõhk küllastav,  $e = E$ .

$$\begin{cases} \rho_{\text{kuiv}} = \frac{p_{\text{kuiv}}}{R_{\text{kuiv}} T}, & R_{\text{kuiv}} = 287 \frac{\text{J}}{\text{kg K}}, \\ \rho_{\text{veeaur}} = \frac{E}{R_{\text{veeaur}} T}, & R_{\text{veeaur}} = 461.5 \frac{\text{J}}{\text{kg K}}. \end{cases}$$

Niiske õhu tiheduse valem on summa kuiva õhu ja veeauru tihedustest:

$$\rho = \rho_{\text{kuiv}} + \rho_{\text{veeaur}} = \frac{1}{T} \left( \frac{p_{\text{kuiv}}}{R_{\text{kuiv}}} + \frac{E}{R_{\text{veeaur}}} \right).$$

NB! Arvutustes tuleb **mbar** teisendada SI-süsteemi ühikuks, **Pa**.

Maksimaalselt niiske õhu korral on veeauru rõhk küllastav,  $E$ . Magnuse valemi tabelist 4.5 leiame, et **-20 °C** korral,  $E = \dots\dots\dots \text{mbar} = \dots\dots\dots \text{Pa}$ .

Kuiva õhu osarõhk,  $p_{\text{kuiv}} = 1000 - E = 1000 - \dots\dots\dots (\text{mbar}) = \dots\dots\dots \text{mbar} \approx$   
 $\approx \dots\dots\dots \text{Pa}$

Otsitav niiske õhu tihedus:

$$\rho = \frac{1}{T} \left( \frac{p_{\text{kuiv}}}{R_{\text{kuiv}}} + \frac{E}{R_{\text{veeaur}}} \right) = \frac{1}{253.15 \text{ K}} \left( \frac{\dots\dots\dots}{287} + \frac{\dots\dots\dots}{461.5} \right) \frac{\text{N} \cdot \text{kg} \cdot \text{K}}{\text{m}^2 \cdot \text{N} \cdot \text{m}} =$$



**Ülesanne 4.5.** Kasutades eriniiskuse, virtuaalse temperatuuri ja niiske õhu tiheduse valemeid:

$$s = \frac{0.622e}{p - 0.378e}, \quad (4.9.12)$$

$$T_{\text{virtuaalne}} = (1 + 0.608 s) T, \quad (4.8.9)$$

$$\rho = \rho_{\text{niiske}} = \frac{p}{R_{\text{kuiiv}} T_{\text{virtuaalne}}}, \quad (4.9.12)$$

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

ja küllastava veeauru rõhu tabelit (Magnuse valem, tab. 4.5) näidata, et maksimaalselt niiske õhu tihedus **1000 mbar** ja **-20 °C** juures on,  $\rho = 1.376 \text{ kg/m}^3$ .

**Lahendus 1 (lihtsustamata).** Magnuse valemi tabelist 4.5 leiame, et  $E = \dots$

Antud juhul,  $e = E$ , seega eriniiskus:

$$s = \frac{0.622E}{p - 0.378E} = \dots$$

Virtuaalne temperatuur:

$$T_{\text{virtuaalne}} = (1 + 0.608 s) \times T = \dots$$

Niiske õhu kui kuiva õhu ja veeauru segu tihedus:

$$\rho = \frac{p}{R_{\text{kuiiv}} T_{\text{virtuaalne}}} = \dots$$

**Lahendus 2 (lihtsustatud).** Magnuse valemi tabelist 4.5 leiame, et  $E = \dots \text{ Pa}$   
Seega eriniiskus:

$$s = \frac{0.622E}{p - 0.378E} \approx \frac{0.622E}{p} = .$$

Virtuaalne temperatuur:

$$T_{\text{virtuaalne}} \approx T = 253 \text{ (K)}.$$

Niiske õhu tihedus:

$$\rho = \frac{p}{R_{\text{kuiiv}} T_{\text{virtuaalne}}} = \frac{100\,000}{287 \times 253} \approx$$