5. TEMPERATUURI VÄHENEMINE KÕRGUSEGA

5.1. Temperatuuri gradient homogeenses, kuivas atmosfääris

Atmosfääri mudelitest on lihtsaim **tiheduslikult homogeenne kuiv atmosfäär.** Selline **konstantse tihedusega atmosfäär** sarnaneks ookeanile, sest vesi on ainult väga vähesel määral kokkusurutav. Kui homogeenses kuivas atmosfääris teame mingil kõrgusel rõhku, saame arvutada Clapeyron-Mendelejevi valemi järgi ka temperatuuri.

Arvutame meeldetuletuseks uuesti **homogeense kuiva atmosfääri** paksuse $\boldsymbol{H}$. Sellises hüpoteetilises atmosfääris õhu tihedus $\rho(z)$ kõrgusega ei muutu:

$$\rho(z) = \rho_0 = \text{const} = 1.293\ \frac{\text{kg}}{\text{m}^3},$$

rõhk aluspinnal:

$$p_0 = \rho_0 g H = 1013.25\ \text{hPa} = 1.01325 \cdot 10^5\ \text{Pa},$$

homogeense atmosfääri paksus, $\boldsymbol{H}$:

$$H = \frac{p_0}{\rho_0\, g} = \frac{1.01325 \cdot 10^5}{1.293 \cdot 9.8} \approx 7996\,(\text{m}) \approx 8\,\text{km}, \tag{5.1.1}$$

mida kutsutakse ka *scale height*, *шкала высот*; skaleeriv kõrgus, skaala ulatus; atmosfäärifüüsikas esineb see suurus sageli murru nimetajas, seega normeeriva parameetrina.

Et arvutada temperatuuri kõrgusprofiili $\boldsymbol{T(z)}$ hüpoteetilises, **tiheduslikult homogeenses kuivas atmosfääris,** rakendame **ideaalse gaasi olekuvõrrandit kuivale õhule**:

$$p(z)\, V = \frac{m}{\mu_{\text{kuiv}}} R\, T(z), \qquad \Big|: V$$

jagame võrrandit V-ga ja nihutame kuiva õhu moolimassi μ_{kuiv} gaasikonstandi $\boldsymbol{R}$ alla:

$$p(z) = \underbrace{\frac{m}{V}}_{\rho_0 \text{ – homogeense kuiva atmosfääri tihedus, ei muutu kõrgusega}} \frac{R}{\mu_{\text{kuiv}}} T(z),$$

$$p(z) = \rho_0\, R_{\text{kuiv}}\, T(z), \tag{5.1.2}$$

kus kuiva õhu **erigaasikonstant (gaasikonstant antud gaasi massiühiku kohta)**:

$$R_{\text{kuiv}} = \frac{R}{\mu_{\text{kuiv}}} = \frac{8.314\ \text{J} \times \text{mol}}{\text{mol} \cdot \text{K} \times 28.97\,\text{g}} = 0.287\frac{\text{J}}{\text{g} \cdot \text{K}} = 287\frac{\text{J}}{\text{kg} \cdot \text{K}}. \tag{5.1.3}$$

Teisalt, kuna tihedus homogeenses atmosfääris on konstantne, siis õhurõhk kahaneb kõrgusega lineaarselt:

$$p(z) = p_0 - \rho_0\, g\, z. \tag{5.1.4}$$

Võrrandist (5.1.2) avaldub temperatuur: **const,** ei sõltu kõrgusest z

$$T(z)=\frac{p(z)}{\rho_o\, R_{kuiv}}=\frac{p_0-\rho_0 g\, z}{\rho_o\, R_{kuiv}}=\frac{p_0}{\rho_o\, R_{kuiv}}-\frac{g}{R_{kuiv}}z\,. \tag{5.1.5}$$

Temperatuuri käigu kõrgusega saame, kui diferentsime viimast temperatuuri valemit kõrguse z järgi (konstandi tuletis on null):

$$\frac{dT(z)}{dz}=-\frac{g}{R_{kuiv}}\frac{d}{dz}(z)=-\frac{g}{R_{kuiv}}\,, \tag{5.1.6}$$

seega, kuna rõhk kõrgusega homogenses atmosfääris väheneb, siis peab ka temperatuur kõrgusega vähenema. **NB!** Reaalses atmosfääris võib ajutiselt esineda vastupidine nähtus, **temperatuuri inversioon**, sest: 1) külm õhk võib tungida olemasoleva sooja õhu alla; 2) alumised õhukihid võivad jahtuda rohkem, kui ülemised.

Niisiis, valemi (5.1.5) järgi: **homogeenses atmosfääris kahaneks temperatuur kõrgusega, analoogselt rõhuga, lineaarselt, kahanemise kiirus ehk gradient on negatiivne ja konstantne** (jättes tähele panemata raskuskiirenduse g vähenemise kõrgusega)**:**

$$\boxed{\frac{dT(z)}{dz}=-\frac{g}{R_{kuiv}}}\,. \tag{5.1.7}$$

NB! Meteoroloogias jäetakse temperatuuri vertikaalsest gradiendist rääkides miinusmärk ära!

Peetakse silmas, et kõik seda miinusmärki niikuinii teavad ja et arvutustes see miinusmärk vajadusel lisatakse. Tegemist on **professionaalse lohakusega,** mis võib tekitada ja tekitabki segadust nagu igasugune lohakus.

Seega kasutavad meteoroloogid, troposfääri temperatuuri vertikaalsest gradiendist rääkides, plussmärgiga suurust, homogeense atmosfääri korral on see suurus, γ_{homog} (Matv, 81):

$$\boxed{\gamma_{homog}=-\frac{dT(z)}{dz}=\frac{g}{R_{kuiv}}}=\frac{9.8}{287}=0.034\left(\frac{K}{m}\right)=3.4\frac{K}{100\ m}=3.4\frac{{}^0C}{100\ m}\,. \tag{5.1.8}$$

Temperatuuri vertikaalne käik (ehk vertikaalne profiil) hüpoteetilises **homogeenses kuivas atmosfääris** on (5.1.5) järgi lineaarselt kahanev suurus:

$$T(z) = T_0 - \gamma_{hom}\, z. \tag{5.1.9}$$

Segaduste vältimiseks on soovitav temperatuuri vertikaalsest gradiendist γ rääkides lisada kommentaar, mis selgitab, kas temperatuur kõrgusega kasvab või kahaneb.

Küsimus. Kui homogeense kuiva atmosfääri põhjas on temperatuur **0°C,** siis milline see on kuiva atmosfääri ülapiiril?

5.2. Termodünaamika 1. seadus atmosfäärifüüsikas

Anname termodünaamika esimesele seaduse traditsioonilisele esitusele kaks eri, mis hiljem võimaldavad meil tuletada temperatuuri vertikaalse gradiendi nii reaalses kuivas kui reaalses niiskes atmosfääris, kus õhu tihedus kõrgusega langeb. Olgu gaasikogus **1 mool**, lähtume kolmest valemist:

1) **TD 1. seadus dif-kujul**:
$$\underbrace{dQ}_{\text{gaasile antud diferentsiaalne soojakogus}} = \underbrace{dU}_{\text{siseenergia kasv}} + \underbrace{dA}_{\text{töö välisjõudude vastu}} = C_V\,dT + p\,dV, \qquad (5.2.1)$$

2) **Mayeri valem** (gaasikogus **1 mool**):
$$C_p = C_V + R, \qquad (5.2.2)$$

3) **Clapeyron-Mendelejevi valem** (gaasikogus **1 mool**):
$$pV = RT. \qquad (5.2.3)$$

Avaldame Mayeri valemist isokoorse soojusmahtuvuse C_V isobaarse C_p kaudu:

$$C_V = C_p - R,$$

paigutame selle TD 1. seaduse valemisse (5.2.1):

$$dQ = (C_p - R)\,dT + p\,dV,$$

avame sulud:

$$dQ = C_p\,dT \underbrace{- R\,dT + p\,dV.}_{\text{avaldame need liikmed teisiti}} \qquad (5.2.4)$$

Saadud valemi kahe viimase liikme teisendamiseks tuletame ühe abiseose. Võtame Clapeyron-Mendelejevi valemi:

$pV = RT$, diferentsime mõlemat poolt temperatuuri T järgi (vasakul korrutise tuletis):

$$V\frac{dp}{dT} + p\frac{dV}{dT} = R,$$

korrutame võrduse mõlemaid pooli dT -ga:

$$V\,dp + p dV = R\,dT,$$

$$-R\,dT + p dV = -V\,dp,$$

tulemus ongi abivalemiks, mis võimaldab asendada (5.2.4) kaks viimast liiget ja esitada TD 1. seadus kujus

$$\boxed{dQ = C_p\,dT - V\,dp.} \qquad (5.2.5)$$

Valemis 3 argumenti, T, V, p

Tuletame TD 1. seadusele veel teise kuju. Kasutame uuesti Clapeyron-Mendelejevi valemit ja avaldame sellest ruumala V:

$$pV = RT,$$

$$V = RT\frac{1}{p}$$

paigutame saadud V avaldise valemisse (5.2.5) ning saame TD 1. seadusele kuju, kus ruumala V asemel on rõhk p (edaspidi võimaldab see analüüsida temperatuurimuutusi kõrguse järgi, sest rõhk on kõrgusega lihtsamalt seotud):

$$\boxed{dQ = C_p\, dT - RT\,\frac{dp}{p}.}$$ Valemis 2 argumenti, T ja p (5.2.6)

Valemeid (5.2.5) ja (5.2.6), kui TD 1. seaduse võimalikke esitusi, kasutatakse atmosfäärifüüsikas vertikaalsete temperatuuriprofiilide arvutusteks.

5.3. Adiabaatiline protsess

Protsesse nimetatakse *adiabaatilisteks*, kui need toimuvad soojusvahetuseta ümbritseva keskkonnaga.

Kui näiteks tumeda aluspinna kohal päikesepaistel soojenenud õhumass (teatud kogus õhku ehk suur õhumull) muutub kergemaks ümbritsevast õhust, siis kerkib ta vastavalt Archimedese seadusele. Õhumassi tõustes tema ruumala suureneb, rõhk õhumassi sees langeb, seega langeb ka temperatuur. Kui õhumassi tõusmine jätkub, algab mingist kõrgusnivoost alates veeauru kondenseerumine ja pilve teke. (**Demo**: adiabaatika plastpudelis.)

Molekulide suure kiiruse tõttu (ca **500 m/s**) täidavad molekulid tõusvas õhumassis väga kiiresti suurenenud ruumala. Seega toimub ka rõhu langusest tingitud temperatuuri alanemine väga kiiresti, ilma et jõuaks toimuda märkimisväärset energiavahetust ümbritseva õhuga (ümbritseva õhuga võib toimuda nii kiirguslik kui molekulaarne soojusvahetus).

Sellisel juhul ei ole gaasimassi paisumistöö seotud välise soojushulgaga ning TD 1. seaduse valemites (5.2.5) ja (5.2.6) võib lugeda väljastpoolt antud soojushulga nulliks

$$dQ = 0,$$

need valemid vastavalt lihtsustuvad:

$$C_p\, dT - V\, dp = 0, \qquad (5.3.1)$$

$$C_p\, dT - RT\frac{dp}{p} = 0, \qquad (5.3.2)$$

kus T on adiabaatiliselt tõusva (langeva) õhumassi temperatuur. Minnes saadud valemites rõhu muutustelt dp kõrguse muutustele dz, tuletame järgnevates alajaotustes temperatuuri vertikaalsed gradiendid reaalsetes (st mittehomogeensetes) atmosfäärides.

5.4. Temperatuuri kuivadiabaatiline gradient

Kasutame TD 1. seaduse valemit (5.3.1) mitte **mooli**, vaid **massiühiku** jaoks (sümbolid selles konspektis nüüd vastavalt väiketähed, c_p ja v):

$$c_p\, dT - \mathrm{v}(z)\, dp = 0, \qquad (5.4.1)$$

kus c_p on **niiske õhu isobaarne erisoojus** ja **v – niiske õhu eriruumala (tiheduse pöördväärtus, sõltub kõrgusest).**

Tõustes atmosfääris z-nivoolt dz võrra, väheneb rõhk $p(z)$ hüdrostaatika valemi järgi

$$dp = -g\,\rho(z)\,dz = -g\,\frac{1}{v(z)}\,dz, \tag{5.4.2}$$

paigutades selle dp avaldise valemisse (5.4.1), taandub sealt välja niiske õhu eriruumala **v**:

$$c_p\,dT + g\,dz = 0, \tag{5.4.3}$$

millest temperatuurimuutus ühikulise kõrgusemuutuse kohta z-telje positiivses suunas (jagame valemit dz -ga):

$$\boxed{\left(\frac{dT}{dz}\right)_{\mathbf{a}} = -\frac{g}{c_p},} \tag{5.4.4}$$

püstkirjas indeks "**a**" on selgitus, rõhutamaks, et tegemist on ruumala adiabaatilise muutusega. Valemist näeme, et kõrguse kasvades on adiabaatiline temperatuurimuutus alati kahanev. Viimane valem on omamoodi tähelepanuväärne, sest selles avaldatakse praktikas suhteliselt vähekasutatava suuruse, õhu isobaarse soojusmahtuvuse c_p kaudu, praktika jaoks väga tähtis suurus, temperatuuri muutus kõrgusega.

Rangelt võttes on c_p mitte kuiva, vaid niiske õhu **(kuiv õhk + veeaur)** erisoojus, mis kondensatsiooninivoost allpool aga erineb vähe kuiva õhu omast, seepärast võetakse hinnangulistes arvutustes c_p väärtuseks kuiva õhu isobaarne erisoojus:

$$c_p = 1006\ \frac{\mathrm{J}}{\mathrm{kg\cdot K}}\quad \text{(kuiva) õhu isobaarne erisoojus.}$$

Nagu eespool öeldud, väljendavad meteoroloogid temperatuuri vertikaalset gradienti positiivse suurusena. Seepärast kasutatame adiabaatilise vertikaalse gradiendi jaoks tähistust γ_{a} ja arvutame selle numbrilise väärtuse:

$$\boxed{\gamma_{\mathrm{a}} = \frac{g}{c_p}} = \frac{9.8\ \mathrm{m\cdot kg\cdot K}}{\mathrm{s^2\cdot\ 1006\,J}} = 0.0097\,\frac{\mathrm{m\ \cdot kg\cdot K}}{\mathrm{s^2\cdot\ N\cdot m}} = 0.0097\,\frac{\mathrm{kg\cdot K\cdot s^2}}{\mathrm{s^2\cdot kg\cdot m}}\ ,$$

$$\gamma_{\mathrm{a}} = 0.0097\,\frac{\mathrm{K}}{\mathrm{m}} = 0.97\,\frac{\mathrm{K}}{100\ \mathrm{m}} \approx 1\,\frac{\mathrm{K}}{100\ \mathrm{m}} = 1\,\frac{^{\mathrm{o}}\mathrm{C}}{100\ \mathrm{m}}\ ,$$

$$\boxed{\gamma_{\mathrm{a}} = 1\,\frac{^{\mathrm{o}}\mathrm{C}}{100\ \mathrm{m}}\,.} \tag{5.4.5}$$

Tulemust nimetatakse temperatuuri kuivadiabaatiliseks gradiendiks. Sõna **kuiv** tähendab siin sisuliselt seda, et temperatuuri langedes ei toimu õhus oleva niiskuse väljakondenseerumist, õhu absoluutne niiskus jääb samaks (suhteline niiskus kasvab, sest temperatuur langeb). Eesti suvises õhus, päevasel ajal, võib temperatuur kuivadiabaatiliselt langeda kuni kõrguseni **ca 800 m**. Kõrgemal algab niiskuse väljakondenseerumine, mis on visuaalselt jälgitav udu, st (rünk)pilvede tekkimisena. Veeauru kondenseerumisega vabaneb soojust, mis vähendab temperatuurigradienti. Kondendsatsiooninivoost kõrgemal on seetõttu tegemist teistsuguse, nn **märgadiabaatilise gradiendiga**.

Öösel, selge taeva korral, jahtuvad päeval soojenenud aluspind (lähendatav musta kehaga) ja ka õhk aluspinna lähedal kiiremini kui kõrgemal asuvad õhukihid (gaaside kiirgamisvõime on väiksem). Võib saabuda olukord, kus aluspinnalähedane õhutemperatuur kõrgusega isegi kasvab (nn *temperatuuri inversioon*). Sellistel juhtudel on termin "adiabaatiline temperatuurigradient" segadusttekitav, mistõttu on soovitav üldse loobuda sümbolist γ ja asendada see temperatuuri tavalise tuletisega kõrguse järgi:

$$\frac{dT}{dz} \text{ (temperatuuri muutus kõrgusega, märgiprobleemi ei teki).}$$

5.5. Temperatuuri märgadiabaatiline gradient

Lähtume TD 1. seadusest meteoroloogilisel üldkujul, kus valemis on veel alles gaasile juurdeantav (või äravõetav) energia dQ (valem (5.2.5), lk 80), kopeerime selle valemi:

$$dQ = C_p\,dT - V\,dp \quad \Big| : \mu . \tag{5.5.1}$$

Oletame jälle, et vaadeldav õhukogus pole **üks mool** ja jagame võrrandit moolimassiga μ kilogrammides. Vastavalt toimub valemis muutus tähistustes, võtame jälle kasutusele väiketähed:

$C_p \to c_p$ molaarne soojusmahtuvus asendub erisoojusega,

$V \to \mathrm{v}$ mooli ruumala asendub massiühiku ruumalaga ehk eriruumalaga,

$Q \to q$ soojushulk mooli kohta asendub soojushulgaga massiühiku kohta:

$$dq = c_p\,dT - \mathrm{v}(z)\,dp. \tag{5.5.2}$$

Eespool selgitasime, et tõustes atmosfääris dz võrra, väheneb rõhk hüdrostaatika põhivalemi järgi

$$dp = -g\;\rho(z)\,dz = -g\;\frac{1}{\mathrm{v}(z)}\,dz\,, \tag{5.4.2}$$

paigutades tulemuse eelmisse valemisse, dp asemele, taandub sealt välja niiske õhu eriruumala $\mathrm{v}(z)$, valem teiseneb kujule:

$$dq = c_p\,dT + g\,dz, \tag{5.5.3}$$

mis on valemi (5.4.3) analoog, kuid õhumassile juurdeantav soojus ei võrdu enam nulliga.

Märkus. Väga tähelepanelikul tudengil võib tekkida küsimus saadud valemi liikmete ühikute kohta. On lihtne näidata, et valemi viimase liikme, $g\,dz$ ühikuks on

$$[g\,dz] = \frac{\mathrm{m}\cdot\mathrm{m}}{\mathrm{s}^2} = \frac{\mathrm{m}^2}{\mathrm{s}^2}, \text{ (tegemist on kinemaatilise suurusega, puudub } \mathbf{kg}\text{)}$$

aga kas see langeb kokku esimese liikme, dq ühikuga, mis nagu peaks avalduma soojuse (energia) ühiku **J** kaudu? Kuid soojushulk dq kehtib massiühiku, **kg** kohta, seega dq ühik on samuti kinemaatiline:

$$[dq] = \frac{\mathbf{J}}{\mathbf{kg}} = \frac{\mathbf{N \cdot m}}{\mathbf{kg}} = \frac{\mathbf{kg\, m \cdot m}}{\mathbf{s^2\ kg}} = \frac{\mathbf{m^2}}{\mathbf{s^2}},$$

teisisõnu, muutuja normeerimine massiühikuga, **kg**, võib dünaamilisest suurusest teha kinemaatilise.

Analüüsime nüüd hoopis keerukamat olukorda, kus ühikulise massiga õhukogus jätkab tõusmist kondensatsiooninivoost kõrgemal. Olgu õhumassi eriniiskus ehk veeauru suhteline mass, s. Kuna kogu õhumass on ühikuline, siis s on arvuliselt võrdne veeauru massiga vaadeldavas õhukoguses. Kondensatsiooninivoo saabumisel algab osa niiskuse väljakondenseerumine. Edasisel tõusul muutub (väheneb) eriniiskus:

kui kõrgus kasvab dz võrra, siis eriniiskus väheneb ds võrra.

Tähistame aurustumis-kondenseerumissoojuse sümboliga L (kokkuleppeliselt $L > 0$).

Ühikulise massiga õhukoguse tõusmisel, kui osa veeaurust kondenseerub, väheneb eriniiskus ds võrra, seega on tegemist negatiivse suurusega, $ds < 0$. Et väljendada kondenseerumissoojuse, dq, lisandumist positiivsena (see soojakogus on formaalselt võrdne väljast antava soojusega), tuleb lisada "–" märk, seega

$$dq = -L\, ds \tag{5.5.4}$$

ning valemi (5.5.3) asemel saame:

$$-L\, ds = c_p\, dT + g\, dz. \tag{5.5.5}$$

Saadud valem ongi nn *märgadiabaatilise protsessi* võrrand.

Jagades kogu valemit dz-ga, tekib võrrandisse $\frac{dT}{dz}$ (ehk temperatuurimuutus ühikulise kõrgusemuutuse kohta z-telje positiivses suunas):

$$-L\frac{ds}{dz} = c_p\frac{dT}{dz} + g \quad \Big|: c_p$$

$$-\frac{L}{c_p}\frac{ds}{dz} = \underbrace{\frac{dT}{dz}} + \frac{g}{c_p},$$

Kasutame märgadiabaatilise gradiendi jaoks tähistust:

$$\gamma'_a = -\frac{dT}{dz},$$ (NB! Ülaindeks "prim" märgib märgadiabaati, mitte tuletist.)

$$-\frac{L}{c_p}\frac{ds}{dz}\, ds = -\gamma'_a + \frac{g}{c_p},$$

$$\gamma'_a = \underbrace{\frac{g}{c_p}}_{\gamma_a} + \frac{L}{c_p}\frac{ds}{dz}. \qquad (5.5.6)$$

kuivadiabaatiline gradient, sest $\gamma_a = \frac{g}{c_p}$

seega

$$\boxed{\gamma'_a = \gamma_a + \frac{L}{c_p}\frac{ds}{dz}.}$$ (vrdl Matv, 107–108) (5.5.7)

Õhumassi tõustes eriniiskus väheneb, seega $ds < 0$, seega on ka kogu märgadiabaatiline parandusliige negatiivne

$$\frac{L}{c_p}\frac{ds}{dz} < 0,$$

järelikult on märgaadiabaatiline temperatuurimuutus alati väiksem kuivadiabaatilisest

$$\gamma'_a < \gamma_a.$$

Kui valemis (5.5.7) sisalduvad keerukad eriniiskuse muutuse arvutused läbi teha, saaksime järgneva tabeli.

Tabel 5.1. Märgaadiabaatilised temperatuurigradiendid ühikutes **°C/100 m** sõltuvalt õhurõhust ja temperatuurist (Matv, 108)

	– 60 °C	**– 10 °C**	**0 °C**	**10 °C**	**20 °C**
1000 hPa	**0.973**	**0.763**	**0.658**	**0.532**	**0.435**
600 hPa (≈ 4 km)	**0.970**	**0.674**	**0.557**	**0.436**	**0.356**
400 hPa (≈ 7 km)	**0.968**	**0.594**	**0.478**	**0.371**	**0.307**

Meenutame, et kuivadiabaatiline gradient oli praktiliselt konstantne, **ca 1 °C/100 m**, märg-adiabaatiline sõltub temperatuurist ja õhurõhust (kõrgusest). Madalatel temperatuuridel (talv), mil õhus on vähe temperatuurilangust kompenseerivat niiskust, **suurenevad märg-adiabaatilise gradiendi väärtused** ja lähenevad kuivadiabaatilisele.

5.6. Föön

föön – mägedest alla puhuv soe ja kuiv tuul

Meenutame tõusva õhu adiabaatilist jahtumist:

- vahetult aluspinna lähedal on jahtub tõusev õhk kuivadiabaatiliselt, see tähendab, kaotades temperatuuri **ca 1 °C/100 m**,

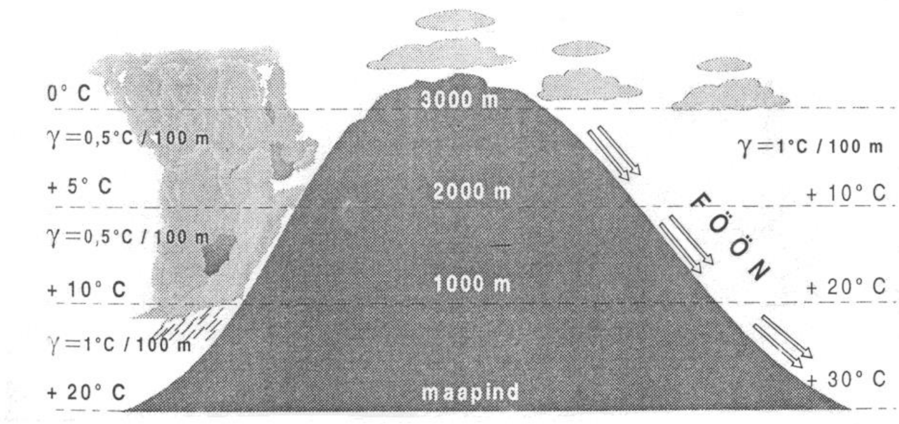
- alates kondensatsiooninivoost hakkab niiskus välja kondenseeruma ja õhku eraldub tagasi varem aurustumisele kulunud soojus; edaspidi tõusu jätkates alaneb tõusva õhu temperatuur juba märgadiabaatiliselt, **ca 0.4–0.7 °C/100 m** (märgadiabaatiline temperatuurigradient ei ole konstantne, sõltub õhu niiskussisaldusest).

Fööni tekkimiseks peab olema piisavalt kõrge mägi, ulatuma vähemalt mitusada meetrit kõrgemale kondensatsiooninivoost, näiteks üldkõrgusega **2.5–3 km**. Kui niiske õhk tõuseb piki mäekülge, siis kondensatsiooninivoost kõrgemal toimub temperatuuri alanemine aeglasemalt, märgadiabaatilise gradiendi järgi.

Kui mäel on piisavalt kõrgust, võib tõusev õhk juba mäeküljel kondenseeruda pilvedeks ja sademeteks. Kui pilvi ja sademeid mäeküljel ei teki, siis võib neid tekkida vaid mäe kohale, harilikult *Altocumulus lenticularis*. Tekkinud pilved võivad "iseseisvuda", st liikuda mäe kohalt ära, harilikult nad sellisel juhul peagi haihtuvad.

Ületanud mäeharja, hakkab **laskuv kuivenenud õhk soojenema aga kuivadiabaatiliselt, ca 1 °C/100 m**.

Seega, õhu laskudes kuni kondensatsiooninivooni võib **temperatuuri tõus olla kiirem** kui oli **temperatuuri langus** piki mäekülge tõusmisel (joon. 5.1).



Joon. 5.1. Fööni tekkimise skeem, vasakul mäeküljel on kondensatsiooninivoo kõrgusel ca 1000 m. (M. Jürissaar, 1998, lk 79.)

Föön on oma nime saanud Alpidest (sks k *der Föhn*). Analoogseid tuuli esineb loomulikult ka mujal mäestikes. Põhja-Ameerika Kaljumägedes, USA ja Kanada territooriumil kannab selline kuum, sagedamini talvel esinev tuul nime *chinook* (tšinuuk – indiaani k 'lumeõgija'). Laskuva õhumassi temperatuur võib tõusta **10–20 kraadi võrra mõnekümne minuti jooksul** ja tuua kaasa ilma kiire soojenemise. Kuum tuul Argentiina mägedest – *zonda*.

Fööni-tüüpi tuuled võivad põhjustada tervisehäireid (peavalu, südame-veresoonkonna haiguste ägenemist jne).

5.7. Boora

boora – külm puhanguline tormituul madalate mägede tuulealusel küljel

Mäe kõrgusest ei pruugi jätkuda fööniefekti tekitamiseks. Külm õhk võib koguneda madala, **madalama kui kondensatsooninivoo**, mäeaheliku taha ja lõpuks sellest (rannikule) üle valguda. Tuulealusel küljel asuv soe õhk tõrjutakse laskuva tihedama külma õhu poolt üles. Temperatuur võib alaneda kümne või rohkem kraadi võrra. Tugev tuul põhjustab merel tormi, temperatuuri alanemisega võib kaasneda laevade ja lennukite jäätumine, põllukultuuride kahjustusi jne.

mistraal – külm mäestikutuul Vahemere rannikul ja Rhone'i orus
sarma – samasugune külm tuul Baikali järve ääres
elvegust (norra k) – mägedest puhuv külm tuul Skandinaavia fjordides

Ülesanne 5.1. Mitu meetrit peab mäehari asuma kõrgemal vasaku mäekülje kondensatsiooninivoost, et tõusva ja paremal pool mäeharja samale kõrgusnivoole laskuva õhu temperatuur tõuseks **10 °C** võrra? Kuivadiabaatiline gradient **1°C/100 m,** märgadiabaatiline **0.6 °C/100 m**, gradientide erinevus, ehk temperatuuri resultantkasv, **0.4 °C/100 m**.

Üritage esmalt peast lahendada, alles siis vaadake järgnevaid valemeid, kus on avaldatud temperatuuri resultantkasv tõusmisel-laskumisel **100 m** kohta:

$$\frac{dT}{dz} = \frac{0.4\,^\circ\mathrm{C}}{100\,\mathrm{m}}; \qquad \Delta T = \frac{dT}{dz} \times \Delta z;$$

$$\Delta z = \frac{dz}{dT} \times \Delta T = \frac{100\,\mathrm{m}}{0.4\,^\circ\mathrm{C}} \times 10\,^\circ\mathrm{C} =$$

(Vastus: 2.5 km)

Ülesanne 5.2. Eespool, lk 82, oli antud (kuiva) õhu isobaarseks erisoojuseks:

$$c_p = 1006\ \frac{\mathrm{J}}{\mathrm{kg \cdot K}}$$ (kuiva) õhu isobaarne erisoojus,

selle suuruse võib leida teatmikest. Kuid selle suuruse saab ligikaudselt ka ise arvutada.
Soovitused: **1)** lähtuda Mayeri valemist erisoojuste vahe kohta, $C_p = C_V + R$;

ja universaalsest gaasikonstandist, $R = 8.314\,\frac{\mathrm{J}}{\mathrm{mol \cdot K}} = 8.314 \cdot 10^3\,\frac{\mathrm{J}}{\mathrm{kmol \cdot K}}$;

2) suhe $\frac{C_p}{C_V} = \frac{i+2}{i}$, sõltub gaasimolekulide vabadusastmete arvust i;

3) õhk on põhiliselt kaheaatomiline gaas;

4) kuiva õhu moolimass on **28.97 g/mol**.

Lahendus. Kaheaatomiliste molekulide vabadusastmete arv, $i =$……

$$\frac{C_p}{C_V} = \frac{i+2}{i} = \ldots\ldots$$

$$C_V = \frac{C_p}{\ldots\ldots},$$

paigutame saadud C_V avaldise Mayeri valemisse, $C_p = C_V + R$, millesse nüüd jäävad vaid C_p ja R; saamegi avaldada C_p (NB! esialgu on tulemus vaid "molaarne" soojusmahtuvus, erisoojuse saamiseks tuleb seda jagada veel kuiva õhu moolimassiga, **28.97 g/mol**).

(Vastus: c_p = 1004 J/(K kg)