

2. SVARBIAUSIOS ŽINIOS APIE ATMOSFERĄ

Atmosfera. Atmosferos slėgis. Oro temperatūra. Žemės atmosferos kilmė. Sauso oro sudėtis prie žemės paviršiaus. Vandens garai ore. Oro drėgmę apibūdinantys dydžiai. Oro tankis. Hidrostatinės pusiausvyros lygtis. Barometrinės formulės taikymas. Barinis žingsnis. Oro temperatūros kaita vertikalia kryptimi. Oro tankio kaita vertikalia kryptimi. Vertikalusis atmosferos skirstymas ir specifiniai atmosferos sluoksniai. Terminiai atmosferos sluoksniai. Oro sudėties kaita vertikalia kryptimi. Paribio sluoksnis ir laisvoji atmosfera. Magnetosfera.

Atmosfera

Atmosfera – tai dujinis Žemės apvalkalas drauge su jame esančiais aerozoliais ir judantis kartu su Žeme. Dėl didelės Žemės masės (kartu ir traukos jėgos) bei santykinai žemos dujų temperatūros šis dujinis apvalkalas išsilaiko prie Žemės paviršiaus. Žemės atmosferą sudarantis dujų mišinys vadinamas **oru**. Ore yra daug pakibusių skystųjų ir kietųjų dalelių (**aerolių**), bet jų masė, palyginti su visa atmosferos mase, yra nedidelė. Oras, kaip ir kitos dujos, gali būti suspaudžiamas, todėl jo tankis didėjant aukščiui mažėja. Aiškios ribos tarp atmosferos ir išorinės kosminės erdvės nėra. Aeronautika formaliai viršutinę atmosferos ribą apibrėžia 100 km (Karmano linija), nes virš jos beveik visiškai išnyksta aerodinaminis poveikis skriejantiems objektams. Antra vertus, Žemės atmosferos liekanų randama ir keliolikos tūkstančių kilometrų atstumu nuo paviršiaus. Aukščiausiai su atmosfera susijęs reiškinys yra poliarinė pašvaistė, kurios apatinė riba yra 80–100 km aukštyje, o viršutinė siekia 500–600 km. Praktiniu požiūriu ypač svarbūs atmosferos procesai, vykstantys apatiniame 30–40 km atmosferos sluoksnyje, todėl jis daugiausia ir nagrinėjamas šiame vadovėlyje.

Žemės atmosferos masė – apie $5,27 \times 10^{15}$ t. Didžioji atmosferos masės dalis yra siaurame priežeminiame sluoksnyje: 50 % visos atmosferos masės susitelkusi apatiniame 5,5 km, 95 % – 20 km sluoksnyje. Apskaičiuota, jog virš santykinės atmosferos ribos (100 km) yra vos 0,00003 % atmosferos masės.

Nors atmosferos storis daug kartų mažesnis už Žemės rutulio spindulį, būtų sunku pervertinti Žemės atmosferos reikšmę (žr. priedą „[Žemės atmosferos funkcijos](#)“). Meteorologija dažniausiai analizuoja tik turinčias tiesiogines įtakos orų režimui atmosferos savybes.

Atmosferos slėgis

Kaip ir bet kurių kitų dujų, oro savybes apibūdina slėgis, temperatūra, tankis ir cheminė sudėtis. Visos dujos slėgia jas ribojančius paviršius. **Slėgis** (p) parodo suminį atsitiktine kryptimi judančių molekulių smūgių į įsivaizduojamas sienelės stiprumą ir priklauso nuo molekulių judėjimo greičio. Kylant temperatūrai, o dujų tūriui nesikeičiant, molekulių judėjimo greitis didėja, o kartu didėja ir slėgis. Tame pačiame taške slėgis vienodai veikia sienelę, nepriklausomai nuo jos orientacijos, todėl dujų slėgis – ne vektorinis, o skaliarinis dydis.

Kiekvieną tašką atmosferoje veikia tam tikras slėgis. Nejudančio oro slėgis tam tikrame taške lygus virš jo esančio oro stulpo svoriui. SI sistemoje slėgis matuojamas paskaliais (Pa). 1 Pa – tai slėgis, veikiantis 1 m² plotą 1 N (niutono) jėga. Praktikoje dažniausiai naudojamas vienetas yra hektopaskalis (hPa). Anksčiau meteorologijoje buvo naudojami kitokie vienetai – milibarai (mb; 1 mb = 100 Pa = 1 hPa) arba milimetrai (mm; 1 mm = 1,33 mb = 1,33 hPa). 1 mm slėgis lygus 1 mm storio gyvsidabrio stulpelio svoriui, kuris tenka 1 m² jūros lygyje 45° platumoje.

Atmosferos slėgis nuolat kinta. Jo dydis labai priklauso nuo aukščio. Todėl išmatuotas slėgis yra perskaičiuojamas į jūros lygį, t. y. pasaulinio vandenyno paviršiaus aukštį. Vidutinis slėgis jūros lygyje yra 1013,25 hPa, o išmatuoti ir į jūros lygį perskaičiuoti dydžiai kinta nuo 830,0 iki 1083,8 hPa.

Oro temperatūra

Oro temperatūra – tai oro molekulių judėjimo greičio, arba jų kinetinės energijos, išraiška. Kuo greičiau juda oro molekulės, tuo aukštesnė oro temperatūra. Temperatūra, kurioje nutrūksta chaotiškas oro molekulių judėjimas, vadinama **absoliučiuoju temperatūros nuli**. Oras, kaip ir bet kuris kūnas, visada turi temperatūrą, aukštesnę už absoliutųjį nulį.

Vidutinė globali oro temperatūra prie žemės paviršiaus yra apie 15 °C, o meteorologijos stotyse išmatuota svyravimo amplitudė siekia net 147 °C (nuo –89,2 °C iki 57,8 °C).

Ir oro, ir paklotinio paviršiaus temperatūra yra matuojama SI sistemos vienetais – laipsniais pagal Celsijaus skalę (°C). Šios skalės 0° prilygintas vandens užšalimo, o 100° – vandens virimo temperatūrai, kai atmosferos slėgis lygus 1 atmosferai (atm) arba 1013,25 hPa. Atliekant meteorologinius skaičiavimus dažniau naudojama absoliučioji temperatūros skalė – Kelvino skalė, kurios vienetas yra kelvinas (K). Abiejų skalių padalos vertė vienoda, t. y. vienas laipsnis atitinka vienodus aplinkos temperatūros pasikeitimus. Kelvino skalės nulis sutampa su absoliučiuoju temperatūros nuli. Pagal Celsijaus skalę tai bus –273,16 °C. Iš vienos skalės į kitą perskaičiuojama taip: $T = t + 273,16$.

Meteorologijoje absoliučioji temperatūra pagal Kelvino skalę žymima T , o temperatūra pagal Celsijų – t .

JAV iki šiol plačiai naudojama Farenheito skalė. Pagal ją, 0 °C atitinka +32 °F, o 100 °C – 212 °F. Perėjimas nuo Farenheito skalės prie Celsijaus atliekamas taip: $t\text{ °C} = (5/9)(t\text{ °F} - 32)$.

Meteorologijoje dažnai vartojama sąvoka *standartinės sąlygos*. Dažniausiai standartinėmis sąlygomis laikoma 0 °C temperatūra ir 1000 hPa slėgis, tačiau egzistuoja ir kitų kiek skirtingų standartinių sąlygų variantų. Pavyzdžiui, artimesni vidutiniams dydžiams 15 °C ir 1013,25 hPa (žr. priedą „[Tarptautinė standartinė atmosfera](#)“).

Žemės atmosferos kilmė

Prieš 4,5 mlrd. metų formuojantis Žemei susikūrė ir *pirminė* atmosfera, kurią daugiausia sudarė vandenilis (H₂), helis (He). Pastarieji elementai buvo ir medžiagos, iš kurios formavosi Žemė, liekana, ir hidridinės Žemės degazacijos produktas. Ši laikina atmosfera dingo dėl Saulės vėjo poveikio, nes tuo metu dar nebuvo išsiskyrę kietas Žemės branduolys ir skysta jį supanti mantija, todėl nebuvo susiformavęs nuo Saulės vėjo apsaugantis magnetinis Žemės laukas. Be to, vandenilio ir helio molekulių judėjimo greitis yra pernelyg didelis, kad jas Žemė ilgą laiką išlaikytų savo gravitaciniame lauke. Vėliau kurį laiką Žemė atmosferos neturėjo. Prieš 4,4 mlrd. metų planetos paviršius atvėso tiek, jog pradėjo formotis kieta Žemės pluta.

Pastovi *antrinė* atmosfera susiformavo prieš 4,2 mlrd. metų. Dėl intensyvios vulkaninės veiklos iš mantijos į paviršių pateko daugiausia anglies dioksido ir vandens garų, taip pat amoniako (kuris tapo azoto šaltiniu) ir metano. Manoma, jog per tų laikų vulkanų išsiveržimus į atmosferą patekusių dujų sudėtis yra artima nūdienos vulkanizmo produktams.

Prieš 3,8 mlrd. metų, oro temperatūrai nukritus žemiau 100 °C, pradėjo formotis skystas vanduo ir atsirado primityvių gyvybės formų. Pirmykščiai anaerobiniai organizmai, eikvodami metaną ir amoniaką, didino azoto ir anglies dioksido kiekį. Būtent šie elementai sudarė didžiąją vėlyvosios antrinės atmosferos tūrio dalį. Egzistuoja prielaida, jog Saulės spinduliuotei veikiant dalis vandens garų skaidėsi į vandenilį (kuris atmosferoje ilgai neužsilaikydavo) ir deguonį. Taip galėjo atsirasti ir labai nedidelis pradinis kiekis gyvybiškai svarbaus ozono, kuris suformavo apsauginį skydą pirmykštėms gyvybės formoms.

Anglies dioksido kiekis ilgainiui pradėjo mažėti. Didelė dalis ištirpo besiformuojančiuose vandenynuose. Jo perteklių surišo besiformuojantys karbonatų klodai ir toliau skaidė prieš 2 mlrd. metų prasidėjęs fotosintezės procesas. Vykstant šiam procesui organizmai, Saulės šviesoje naudodami anglies dioksidą ir vandenį, išskiria biogeninį deguonį. Didėjant tokių organizmų kiekiui, didėjo ir deguonies koncentracija. Pastarasis, reaguodamas su amoniaku, išlaisvindavo azotą. Vis dėlto bene svarbiausiu azoto šaltiniu atmosferoje tapo fotolizės procesas, kurio metu Saulės spindulių skaldomas vulkaninės kilmės amoniakas virto inertišku azotu.

Maždaug prieš 600 mln. metų susiformavo panaši į *šiuolaikinę* atmosfera, sudaryta iš aktyviojo deguonies ir palyginti inertiško azoto. Argono kilmė kol kas lieka ne visai aiški. Manoma, jog tai galėjo būti arba mantijos lydymosi produktas ankstyvosiose Žemės raidos stadijose, arba jis pateko į orą vykstant paviršinio Žemės plutos sluoksnio erozijai.

Sauso oro sudėtis prie žemės paviršiaus

Į oro sudėtį kartu su kitomis dujomis patenka ir vandens garai. Tačiau skirtingai nuo kitų dujų, vandens garų dalis ore kinta labai stipriai: nuo šimtųjų procento dalių iki keleto procentų. Todėl meteorologijoje dažnai atskirai nagrinėjamas sausas (be vandens garų) ir drėgnas oras.

Sausą orą daugiausia sudaro dvi pagrindinės dujos: azotas (N_2) ir deguonis (O_2). Jų dalinio tūrio suma siekia 99 % (2.1 lentelė). Argonas (Ar) ir anglies dioksidas (CO_2) užima beveik visą likusią sauso oro tūrio ir masės dalį. Pavyzdžiui, penktosios pagal kiekį dujos – neonas (Ne) – sudaro vos dviejų šimtatūkstantųjų dalinį tūrį.

2.1 lentelė. Sauso oro sudėtis prie žemės paviršiaus (%). Dėl apvalinimo bendroji suma lentelėje labai nežymiai viršija 100 %

Sudėtis	N_2	O_2	Ar	CO_2	Ne, He, CH_4 , Kr, SO_2 , H_2 , N_2O , Xe, O_3 , NO_2 , I_2
Pagal tūrį	78,08	20,95	0,93	0,04	0,01
Pagal masę	75,52	23,15	1,28	0,05	0,004

Nors ir sudaro didžiausią oro tūrio ir masės dalį, azotas (N_2) yra mažai chemiškai aktyvus, nes du jo atomai yra susijungę labai sunkiai suardomu ryšiu. Gamtoje azoto molekulės gali būti suardomos per elektros iškrovas, tada atmosferoje formuojasi azoto oksidai. Dirvos bakterijos taip pat naudoja molekulinį azotą ir išskiria amoniaką (NH_3) bei azoto oksidus (NO_2 ir N_2O), kurių vieną dalį pasiima augalai, o antra patenka į atmosferą. Dabar didelis amoniako ir azoto oksidų kiekis į aplinką patenka ir pramoninių procesų metu. Molekulinis azotas (N_2) į atmosferą sugrįžta irstant organinėms medžiagoms.

Priešingai nuo azoto, deguonis (O_2) yra labai chemiškai aktyvus. Jis yra daugelio organinių ir neorganinių junginių komponentas. Deguonis palaiko degimą, be to, yra būtina augalų ir gyvūnų gyvybinio ciklo dalis. Todėl didelė dalis deguonies nuolat sunaudojama vykstant natūralios ir antropogeninės kilmės cheminėms reakcijoms. Taip pat didelis kiekis šių termodinamiškai aktyvių dujų į atmosferą patenka vykstant jūrų ir sausumos augalų fotosintezei.

Deguonis yra ir ozono (O_3) formavimosi šaltinis. Ozonas sudarytas iš trijų deguonies atomų ir termodinamiškai dar aktyvesnis. Šios dujos viršutiniuose atmosferos sluoksniuose sulaiko didelę dalį ultravioletinių spindulių ir taip apsaugo gyvybę Žemėje. Antra vertus, net menkas ozono kiekis prie žemės paviršiaus yra labai kenksmingas gyviesiems organizmams (žr. priedą „[Ozonas](#)“).

Ozono galima aptikti atmosferos sluoksnyje, kuris tęsiasi nuo žemės paviršiaus iki 70 km, tačiau jo pagrindinis kiekis susitelkęs 15–35 km aukštyje. Ozonas skirstomas į *troposferinį* ir *stratosferinį*. Skiriasi ne tik jo genezė, bet ir poveikio aplinkai pobūdis. 90 % viso ozono kiekio yra susikaupę stratosferoje.

Stratosferoje ozonas daugiausia formuojasi didesniame kaip 15 km aukštyje. Maksimali koncentracija fiksuojama apytiksliai 25 km aukštyje. Šis aukštis kinta priklausomai nuo platumos ir yra didžiausias ties pusiauju. Dažniausiai naudojamas dydis bendrajai ozono koncentracijai vertikalajame oro stulpe parodyti yra Dobsono vienetas. Vidutiniškai ozono kiekis oro stulpe yra lygus 300 DU (atitinka 0,3 cm sluoksnį) ir kinta nuo 100 iki 600 DU.

Į žemesnius atmosferos sluoksnius ozono patenka turbulentinio maišymosi būdu, susidaro vykstant elektros išlydžiui arba fotocheminėms reakcijoms. Manoma, jog troposferoje vyrauja per fotochemines reakcijas susidaręs ozonas, ir tik apie 10 % priežeminio ozono atkeliauja iš stratosferos. Troposferinio ozono formavimasis prie žemės paviršiaus daugiausia susijęs su į orą patekusiais teršalais, atsiradusiais dėl žmogaus ūkinės veiklos. Ozono koncentracijos didėjimas prie žemės paviršiaus kelia grėsmę ir žmonių sveikatai, ir visai gamtinei aplinkai (žr. priedą „[Smogas](#)“).

Argonas (Ar) yra inertinės dujos ir dėl labai stabilios molekulinės struktūros natūraliomis sąlygomis nesudaro pastovių junginių su kitais cheminiais elementais. Šių dujų įtaka meteorologiniams procesams atmosferoje visiškai nežymi.

Priešingai nuo kitų pagrindinių atmosferos dujų, anglies dioksido (CO_2) koncentracija kinta. Dėl antropogeninės veiklos (daugiausia dėl organinio kuro deginimo) šių dujų procentinė dalis auga. Kadangi anglies dioksidas stipriai sugeria ilgabangę Žemės spinduliuotę, stiprėja šiltnamio efektas, o atmosfera vis labiau šyla (žr. priedą „Šiltnamio efektas“). Šiltnamio dujoms taip pat priskiriamos ir kitos į sauso oro sudėtį įeinančios dujos: metanas (CH_4), diazoto monoksidas (N_2O) ir vien tik antropogeninės kilmės chlorfluorangliavandeniliai (CFC), tačiau mažesnė jų koncentracija ir bendrasis efektas.

Anglies dioksidas yra labai svarbus organinio pasaulio vystymuisi, nes naudojamas fotosintezės procese. Dėl fotosintezės proceso intensyvumo kaitos anglies dioksido koncentracija nuolat kinta: per intensyvią vegetaciją ji mažesnė nei šaltuoju metų laiku, o dieną – nei naktį. Kadangi anglies dioksidas gerai tirpsta vandenyje, virš sausumos jo daugiau nei virš vandens. Natūraliomis sąlygomis į atmosferą anglies dioksido patenka kvėpuojant augalams ir gyvūnams, ypač organinėms medžiagoms.

Smulkios kietosios ir skystosios dalelės, pakibusios ore, vadinamos aerozoliais. Kadangi absoliučios daugumos aerozolių šaltinis yra paklotinis paviršius, jų koncentracija dažniausiai greitai mažėja didėjant aukščiui. Be to, aerozoliams tostant nuo vietos, kur pateko į orą, jų koncentracija mažėja ir horizontalia kryptimi. Į orą patekusius aerozolių aukštyneigiai oro srautai pakelia į viršų ir gali nunešti toli. Per vulkanų išsiveržimus į orą pakilę aerozoliai gali iškristi beveik bet kurioje Žemės rutulio vietoje. Vienintelis mažai reikšmingas išorinis aerozolių šaltinis yra kosminės dulkės.

Aerozoliai būna gamtinės ir antropogeninės kilmės. Dažniausiai pasitaikantys gamtinės kilmės aerozoliai yra nuo paklotinio paviršiaus pakeltos dulkės, žiedadulkės, druskos, likusios ore išgaravus jūros vandens lašeliams, miško gaisrų, taip pat vulkanų išsiveržimų produktai. Išsiveržus galingiems vulkanams, daug aerozolių patenka į viršutinę troposferą ar net stratosferą.

Labai didelis aerozolių kiekis į orą patenka ir dėl žmogaus ūkinės veiklos. Įvairių šaltinių duomenimis, antropogeninės kilmės aerozoliai sudaro 10–20 % viso aerozolių kiekio. Pramonės įmonės, elektrinės, autotransportas yra bene svarbiausi tokio tipo aerozolių šaltiniai – deginant kurą į orą išmetamas milžiniškas kiekis aerozolių. Todėl daugiausia aerozolių dažniausiai būna šalia stambių pramonės įmonių ar dideliuose miestuose (žr. priedą „Smogas“). Dėl gravitacijos poveikio į orą patekę aerozoliai po kurio laiko nusėda ant paklotinio paviršiaus: stambūs aerozoliai nusileidžia per keliolika minučių, o pačios smulkiausios dalelės ore gali išsilaikyti daug ilgiau. Ypač ilgai (kartais net kelerius metus) ore išsilaiko į stratosferą patekę aerozoliai.

Aerozoliai skirstomi į pirminius ir antrinius. Pirminiai aerozoliai tiesiogiai patenka į orą, o antriniai aerozoliai susiformuoja ore vykstant cheminėms reakcijoms. Pavyzdžiui, sieros dioksidas (SO_2) – dujos, kurios nėra aerozolis, jungdamosios su vandeniu, sudaro sieros rūgštį (H_2SO_4) – aerozolinį skystį.

Daugelis aerozolių kenksmingi gyviesiems organizmams, todėl pastaruoju metu atmosferos užteršimas kelia didelę grėsmę užterštose vietovėse gyvenančių žmonių sveikatai.

Kai kurie aerozoliai turi didelę reikšmę vandens garų kondensacijai atmosferoje, nes apie juos formuojasi vandens lašeliai. Todėl ten, kur jų kiekis yra ypač didelis, susidaro palankesnės sąlygos debesims formotis, gali iškristi didesnis kritulių kiekis. Aerozoliai taip pat mažina Saulės spinduliuotės intensyvumą prie žemės paviršiaus, todėl apatiniai troposferos sluoksniai atvėsta. Per galingų vulkanų išsiveržimus (Tambora, 1815; Krakatau, 1883; Pinatubo, 1991) dideliame aerozolių kiekiui patekus į stratosferą, poveikį patyrė viso pasaulio klimatas – vidutinė globali temperatūra buvo laipsnio dalimis ar net keliais laipsniais žemesnė.

Didelį pavojų kelia atmosferos užterštumas radioaktyviosiomis medžiagomis. Skildamos radioaktyviosios medžiagos spinduliuoja kenksmingas aplinkai ir žmonių sveikatai daleles (alfa, beta, gama). Skiriamas natūralusis ir dirbtinis radioaktyvumas. Natūraliojo radioaktyvumo priežastis – kosminė spinduliuotė ir gamtoje esančių radioaktyviųjų medžiagų skilimas. Dirbtinis radioaktyvumas atsiranda valdomųjų (branduolinėse jėgainėse, medicinos įstaigose) ar nevaldomųjų

(pavyzdžiui, avarijos branduolinėse jėgainėse) branduolinių reakcijų metu. Radioaktyviosios medžiagos oro srautų pernešamos dideliais atstumais ir išlieka ore dešimtmečius.

Vandens garai ore

Ankstesniame skyrelyje buvo kalbama apie sauso oro sudėtį. Tačiau ore visada būna tam tikras vandens garų kiekis. Šaltuose Arkties rajonuose jo tūrinė dalis sudaro kelias dešimtasias procento, o labai šiltame ir drėgname tropiniame ore – net iki 4 %.

Vandens garų į atmosferą patenka garavimo nuo žemės paviršiaus ir transpiracijos metu. Vykstant oro maišymuisi dalis vandens garų patenka į aukštesnius atmosferos sluoksnius, bet vis dėlto didžioji jų dalis susikoncentravusi prie žemės paviršiaus. Vandens garų koncentracija didėjant aukščiui greitai mažėja, o daugiau kaip 99 % visų vandens garų yra sukaupta troposferoje. Oro srautai juos perneša iš vieno Žemės rajonų į kitus.

Su vandens garais ore ir su jų virsmu iš dujinės į skystąją ar kietąją būseną susiję svarbiausi atmosferos procesai. Kondensuojantis vandens garams formuojasi lašeliai, kurie kritulių pavidalu gali pasiekti paklotinį paviršių. Iš debesų krintantys krituliai yra vienas svarbiausių meteorologinių parametrų. Tie patys debesys yra vienas reikšmingiausių Saulės spinduliuotės prietaką lemiančių faktorių. Vandeniui garinti nuo paviršiaus sunaudojamas didelis šilumos kiekis, o jam kondensuojantis (dažnai toli nuo ten, kur jis išgaruoja) ta pati šiluma atiduodama į aplinką. Todėl galima teigti, jog vandens garai aktyviai dalyvauja ir energijos mainuose. Vandens garai stipriai sugeria ilgabangę Žemės spinduliuotę (kaip ir anglies dioksidas, metanas ir kt.), taip mažindami naktinį oro atšalimą. Kadangi vandens garų kiekis ore žymiai didesnis nei anglies dioksido, jie yra svarbiausios šiltnamio dujos (žr. priedą „Šiltnamio efektas“).

Vandens garų kiekis tam tikrame oro tūryje negali didėti be galo. Egzistuoja kiekvienos temperatūros reikšmės ribinis įmanomas vandens garų kiekis. Kai ši riba pasiekama, vandens garai vadinami **sočiaisiais**, o oras – **prisotintu**.

Kuo aukštesnė oro temperatūra, tuo daugiau ore gali būti vandens, esančio garų būsenos.

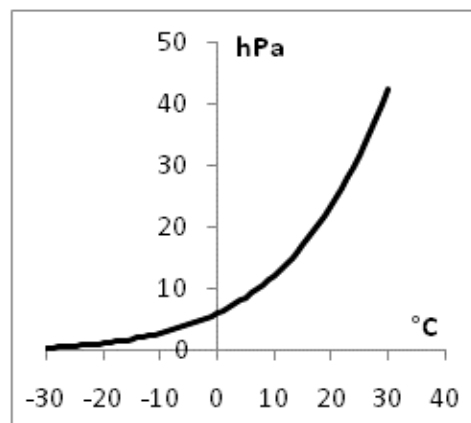
Vidutinė tam tikro vandens tūrio molekulių kinetinė energija (kartu ir judėjimo greitis) yra tiesiogiai proporcinga vandens temperatūrai. Tačiau atskirų molekulių judėjimo greitis gali būti didesnis arba mažesnis už vidutinį. Molekulės, kurių judėjimo greitis yra mažesnis už vidutinį, negali atitrūkti nuo skysčio paviršiaus, o kai kurios kitos turi pakankamai energijos nugalėti skysčio molekulių tarpusavio traukos jėgas. Šios molekulės palieka skystį (garuoja) ir padidina vandens garų kiekį ore virš vandens paviršiaus.

Ore esančios vandens molekulės elgiasi panašiai, tik šiuo atveju molekulės, kurių kinetinė energija mažesnė už skysčio molekulių tarpusavio traukos jėgą, yra absorbuojamos skysčio paviršiaus (kondensuojasi) ir sumažina vandens garų kiekį ore.

Tam tikroje temperatūroje gali nusistovėti pusiausvyra (prisotinimas) tarp garavimo ir kondensacijos. Pakilus oro temperatūrai, atsiranda daugiau molekulių, kurių kinetinė energija didesnė už kritinę, todėl vandens garų molekulių kiekis ore padidėja. Oro temperatūrai mažėjant, vandens garų kiekis esant prisotinimo būsenai sumažėja (2.1 pav.). Visiškai tiksliai **sočiųjų vandens garų slėgio E** priklausomybė nuo oro temperatūros kol kas yra sunkiai matematiškai išreiškiama. Todėl sukurta nemaža tam tikslui skirtų empirinių formulų.

Vieną pirmųjų ir ganą tikslią išraišką pasiūlė vokiečių mokslininkas H. Magnusas (1844):

$$E = c \times 10^{\frac{at}{b+t}}, \quad (2.1)$$



2.1 pav. Sočiųjų vandens garų slėgio priklausomybė nuo oro temperatūros

kuriai kiek skirtingus koeficientus a , b ir c pasiūlė daugelis mokslininkų, tarp jų ir rusų meteorologas L. T. Matvejevas:

$$E = 6,11 \times 10^{\frac{7,63t}{241,9+t}}, \quad (2.2)$$

čia t – oro temperatūra (°C).

Koeficientas c (6,11 hPa) yra sočiųjų vandens garų slėgis, kai oro temperatūra lygi 0 °C.

Kai oro temperatūra teigiama, sočiųjų vandens garų slėgio virš vandens paviršiaus reikšmė priklauso tik nuo temperatūros. Jei oro temperatūra neigiama, rodiklio reikšmė priklauso ir nuo garuojančio paviršiaus būsenos. Toje pačioje temperatūroje sočiųjų vandens garų slėgio reikšmė virš ledo paviršiaus mažesnė nei virš peršaldyto vandens paviršiaus, nes vandens molekulių tarpusavio traukos jėgos skystyje yra mažesnės nei lede. Todėl nuo ledo atsiplešia mažiau molekulių nei nuo vandens. Sočiųjų vandens garų slėgį (E) virš ledo paviršiaus galima apskaičiuoti taip:

$$E = 6,11 \times 10^{\frac{9,5t}{265,5+t}}, \quad (2.3)$$

Prisotinimo būseną dažniausiai pasiekama žemėjant temperatūrai. Temperatūrai toliau krintant, vandens garų kiekis, viršijantis reikiamą kiekį prisotinimo būsenai pasiekti, kondensuojasi arba kristalizuojasi, t. y. pereina į skystąją ar kietąją būseną (susidaro rūkas, iškrinta krituliai ir t. t.). Taip pat oro prisotinimas gali būti pasiekiamas vykstant intensyviai garavimui nuo paklotinio paviršiaus.

Oro drėgmę apibūdinantys dydžiai

Dažniausiai meteorologijoje oro drėgmę charakterizuojama toliau pateiktais kintamaisiais.

1. **Sočiųjų vandens garų slėgis E (hPa)** – maksimaliai įmanomo vandens garų kiekio ore tam tikroje temperatūroje slėgis.

2. **Vandens garų slėgis e (hPa)** – tai realus vandens garų, esančių dujų mišinyje, slėgis. Šis dydis dažniausiai yra mažesnis už sočiųjų vandens garų slėgį (E), ir tik kai oras yra prisotintas, e tampa lygus E . Lietuvoje vandens garų slėgis svyruoja nuo 1 hPa (nusistovėjus labai šaltiems ir sausiesiems orams) iki 25 hPa (užslinkus karštai ir drėgnai oro masei).

3. **Absoliučioji drėgmė a (kg/m³ arba g/m³)** – vandens garų masė tūrio vienetė. Lietuvoje vandens garų masė kubiniame metre svyruoja nuo gramo dalių iki 20 gramų. Absoliučiąją drėgmę, vandens garų slėgį ir absoliučiąją temperatūrą (T) sieja toks ryšys:

$$a = 0,217 \frac{e}{T}. \quad (2.4)$$

4. **Specifinė, arba lyginamoji, drėgmė s** – vandens garų masės santykis su drėgno oro mase tame pat tūryje:

$$s = \frac{0,622 e}{(p - 0,378 e)}. \quad (2.5)$$

Šis santykinis dydis išreiškiamas kg/kg. Tačiau meteorologijoje jis dažniausiai pateikiamas g/kg, nes vandens garų masė yra labai nedidelė, palyginti su drėgno oro mase.

5. **Mišinio santykis r** – vandens garų masės santykis su sauso oro mase tame pat tūryje:

$$r = \frac{0,622 e}{(p - e)}. \quad (2.6)$$

Kaip ir specifinės drėgmės, mišinio santykis išreiškiamas kg/kg arba g/kg.

6. **Santykinė drėgmė f (%)** – santykis tarp esamo vandens garų ir sočiųjų vandens garų slėgio (toje pačioje temperatūroje):

$$f = \frac{e}{E} \times 100. \quad (2.7)$$

Dažniausiai išreiškiamas procentais, tačiau kartais gali būti pateikiama ir vieneto dalimis.

7. **Drėgmės deficitas d (hPa)** – skirtumas tarp sočiųjų vandens garų ir esamo vandens garų slėgio (toje pačioje temperatūroje):

$$d = E - e. \quad (2.8)$$

8. **Rasos (šarmos) taškas t_d (°C)** – temperatūra, kurioje ore esantys vandens garai (esant tam tikram slėgiui) taps sočiaisiais ($e=E$). Oro temperatūrai išliekant pastoviai, o vandens garų kiekiui kintant, rasos taško temperatūra gali labai stipriai svyruoti. Į (2.2) ar (2.3) formules vietoj oro temperatūros įrašę rasos taško temperatūrą, galime nustatyti vandens garų slėgį e .

9. **Rasos (šarmos) taško deficitas Δt_d (°C)** – oro ir rasos (šarmos) taško temperatūros reikšmių skirtumas:

$$\Delta t_d = t - t_d. \quad (2.9)$$

Oro tankis

$p = \frac{\rho}{\mu} R^* T$ Visos dujos gali būti suspaudžiamos, todėl jų tankio reikšmė smarkiai kinta priklausomai nuo slėgio ir temperatūros. Ryšys tarp šių elementų idealiosiose dujose yra apibrėžiamas šia lygtimi:

$$p = \frac{\rho}{\mu} R^* T, \quad (2.10)$$

čia p – slėgis, ρ – tankis, μ – dujų molio masė, T – temperatūra (K), R^* – universalioji dujų konstanta, lygi darbui, kurį esant pastoviam slėgiui atlieka vienas dujų molis pakilus temperatūrai 1 °C. Skaitinė R^* reikšmė lygi 8,314472 J/(mol×K).

Jeigu šią lygtį pritaikysime sausam orui, kurio molinė masė lygi 0,02897 kg/mol, ir vietoj universaliosios dujų konstantos imsime specifinę dujų konstantą $R = R^*/\mu = 287$ J/(mol×K), gausime sauso oro būvio lygtį:

$$\rho = \frac{p}{RT}, \quad (2.11)$$

Remdamiesi šia lygtimi, galime apskaičiuoti sauso oro tankį, kai žinome temperatūrą ir slėgį. Kadangi tankis $\rho = 1/v$ (v – specifinis dujų tūris, kurį užima 1 kg dujų), lygtį galima rašyti taip:

$$dp = -g\rho dz. \quad (2.12)$$

Šią lygtį 1831 metais išvedė prancūzų mokslininkas B. Klapeironas.

Ore visada būna tam tikras vandens garų kiekis. Todėl, norint nustatyti drėgno oro tankį, reikia prie sauso oro tankio pridėti vandens garų tankį.

Jei drėgno oro slėgis lygus p , o vandens garų slėgis – e , tai sauso oro slėgis ($p-e$). Taigi šiuo atveju sauso oro tankis:

$$\rho_s = \frac{(p-e)}{RT}, \quad (2.13)$$

o vandens garų tankis:

$$\rho_v = \frac{e}{R_v T}. \quad (2.14)$$

Kadangi $R = R_v/0,622$ ((0,622 yra molinių vandens garų (0,01801 kg/mol) ir sauso oro (0,02897 kg/mol) masių santykis)), tai vandens garų tankis gali būti išreikštas taip:

$$\rho_v = \frac{0,622e}{RT}. \quad (2.15)$$

Sudėję (2.13) ir (2.15) lygtis, gauname drėgno oro tankį:

$$\rho = \frac{p}{RT} \left(1 - 0,378 \frac{e}{p}\right), \quad (2.16)$$

e/p – labai mažas dydis, realiomis sąlygomis neviršijantis 0,04. Šiuo atveju galima pritaikyti matematinę išraišką $1 - a = 1/(1 + a)$, kuri tinka tuo atveju, kai a reikšmė labai maža, nes tada $(1 - a)(1 + a) = 1 - a^2 \approx 1$. Todėl

$$1 - 0,378 \frac{e}{p} \approx \frac{1}{1 + 0,378 \frac{e}{p}}, \quad (2.17)$$

o drėgno oro tankis gali būti užrašytas taip:

$$\rho = \frac{p}{RT(1 + 0,378 \frac{e}{p})}. \quad (2.18)$$

Dydį $T(1 + 0,378 e/p)$ pažymėję T_v , gauname:

$$\rho = \frac{p}{RT_v}. \quad (2.19)$$

Dydis T_v vadinamas *virtualiąja temperatūra*. Taigi drėgno oro tankis nusakomas sauso oro būsenos lygtimi, bet tik pakeitus tikrąją temperatūrą į virtualiąją temperatūrą.

Virtualioji drėgno oro temperatūra – tai temperatūra, kurią turėtų turėti sausas oras, kad jo tankis būtų lygus drėgno oro tankiui, esant temperatūrai T , slėgiui p ir vandens garų slėgiui e . Kadangi dydis e/p , nors ir labai mažas, tačiau visada teigiamas, virtualioji temperatūra yra aukštesnė už realiąją temperatūrą.

Kai vienodi p ir T , drėgno oro tankis mažesnis už sauso oro tankį, nes vandens garų molekulės lengvesnės už azoto ar deguonies (žr. priedą „Kodėl drėgnas oras lengvesnis už sausą?“). Jei $t = 0^\circ\text{C}$, o $p = 1000$ hPa, sauso oro tankis lygus $1,276$ kg/m³, o drėgno prisotinto oro – $1,273$ kg/m³. Didėjant temperatūrai, šis skirtumas taip pat didėja, bet vis dėlto išlieka gana mažas.

Hidrostatinės pusiausvyros lygtis

Hidrostatinės pusiausvyros esmė yra ta, jog slėgis bet kuriame statinės būsenos (nejudančių) dujų taške yra virš jo esančių dujų svorio funkcija. Ši 1647 metais prancūzų mokslininko B. Paskalio pasiūlyta skysčių pusiausvyrą nusakanti lygtis yra viena svarbiausių meteorologijoje. Kita vertus, jos pritaikymas atmosferai yra kiek komplikuoatas, nes dujos yra lengvai suspaudžiamos ir jų tankis kinta priklausomai nuo slėgio ir temperatūros.

Hidrostatinės pusiausvyros lygtis nusako slėgio kaitos dėsningumus kintant aukščiui virš jūros lygio. Daromos trys pagrindinės prielaidos:

- 1) oras yra ramybės būsenos žemės atžvilgiu (nejuda nei vertikalia, nei horizontalia kryptimi). Nors atmosfera dažniausiai juda žemės paviršiaus atžvilgiu, tačiau nustatyti statinės atmosferos sandaros dėsningumai tinka ir dinamiškai atmosferai;
- 2) oras yra sausas ir be priemaišų (idealosios dujos);
- 3) oro sudėtis didėjant aukščiui nesikeičia (tai tinka apatiniam 80 km storio atmosferos sluoksniui).

Imkime oro stulpo skersinį pjūvį, kurio plotas 1 m^2 . Išskirkime tame stulpe ploną oro sluoksnį, kurio apatinė riba aukštyje z , o viršutinė – $z+dz$ (2.2 pav.). Taigi tiriamojo sluoksnio storis dz . Apatinė plokštuma yra veikiamas slėgio p , nukreipto iš apačios į viršų. Viršutinę plokštumą veikia slėgis $-p+dp$. Slėgis abiejuose paviršiuose skiriasi dydžiu dp . Oras tiriamajame sluoksnyje yra veikiamas sunkio jėgos, kuri nukreipta iš viršaus į apačią ir kuri lygi laisvojo kritimo pagreičio g ir šio sluoksnio oro masės m sandaugai. Oro tūrio masė 1 m^2 plote yra lygi oro tankio ir sluoksnio storio sandaugai $m = \rho dz$. Kadangi judėjimas vertikalia kryptimi nevyksta, tai tiriamajame sluoksnyje nusistovėjusi jėgų pusiausvyra. Šiuo atveju visų jėgų suma lygi 0:

$$-(p + dp) + p - g\rho dz = 0. \quad (2.20)$$

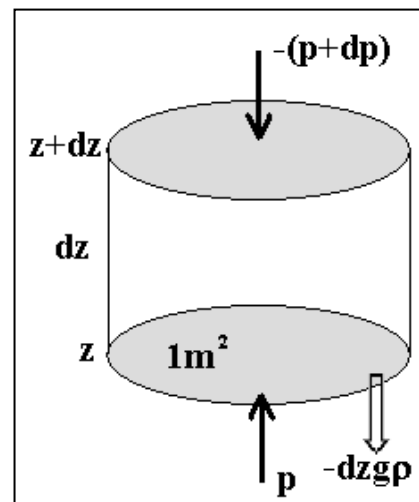
Atlikę elementarius matematinius veiksmus gauname:

$$dp = -g\rho dz. \quad (2.21)$$

Ši lygtis vadinama **hidrostatinės pusiausvyros lygtimi**. Remiantis šia lygtimi, galima daryti išvadą, jog didėjant aukščiui slėgis mažėja, o slėgio skirtumas ties apatine ir viršutine nagrinėjamo oro tūrio riba lygus sunkio jėgai, veikiančiai orą šiame tūryje. Šią lygtį galima užrašyti dar ir taip:

$$-dp/dz = g\rho. \quad (2.22)$$

Pastarojoje lygtyje galima skirti dvi jėgas: sunkio jėgą ($g\rho$), nukreiptą žemyn, ir jam priešingą **vertikaliajo barinio gradiento** jėgą (dp/dz), suteikiančią masės vienetui pagreitį į viršų.



2.2 pav. Jėgos, veikiančios oro tūrį vertikalyje

Taip pagrindinė statikos lygtis nusako pusiausvyros sąlygas tarp dviejų jėgų: sunkio jėgos ir vertikaliojo barinio gradiento, veikiančių oro masės vienetą vertikaloje. Minuso ženklas lygties pradžioje parodo, jog atmosferos slėgis didėjant aukščiui mažėja. Dešinėje lygties pusėje yra didėjant aukščiui greitai kintantis tankis ρ , todėl šią lygtį galima taikyti tik ploniems oro sluoksniams, kuriuose oro tankį galima laikyti nekintamu. Norėdami gauti lygties išraišką, kurią būtų galima naudoti didesniems aukščių skirtumams, sujungiamo (2.11) ir (2.22) lygtis:

$$-\frac{dp}{dz} = \frac{gp}{RT}. \quad (2.23)$$

Atlikę pertvarkymus gauname:

$$-\frac{dp}{p} = \frac{g}{RT} dz. \quad (2.24)$$

Toliau lygtį integruojame nuo vieno lygio z_1 , kur slėgis p_1 , iki kito aukštesnio lygio z_2 , kur slėgis p_2 . Oro temperatūra keičiasi didėjant aukščiui, tačiau realioje atmosferoje vertikalioji oro temperatūros kaita yra sunkiai funkciškai apibrėžiama. Todėl mes naudojame vidutinę sluoksnio temperatūrą. Kadangi pastaroji analizuojamame sluoksnyje nesikeičia, mes ją, kaip ir laisvojo kritimo pagreitį, (laikydami, jog g išlieka pastovus) iškeliamo prieš integralą:

$$\int_{p_1}^{p_2} \frac{dp}{p} = -\frac{g}{RT} \int_{z_1}^{z_2} dz. \quad (2.25)$$

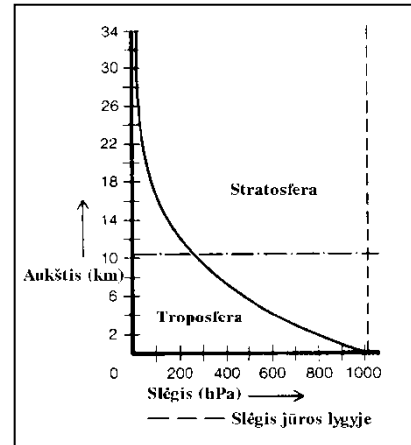
Išintegravę ir atlikę pertvarkymus gauname:

$$\ln \frac{p_2}{p_1} = -\frac{g}{RT} (z_2 - z_1), \quad (2.26)$$

$$p_2 = p_1 e^{-\frac{g}{RT}(z_2 - z_1)} \quad (2.27)$$

(2.27) lygtis vadinama **barometrine formule** ir rodo slėgio kaitos vertikalėje priklausomybę nuo oro temperatūros, veikiant sunkio jėgai; čia p_1 – slėgis apatiniame lygyje z_1 , p_2 – slėgis viršutiniame lygyje z_2 , e – natūrinio logaritmo pagrindas, R – specifinė dujų konstanta, g – laisvojo kritimo pagreitis, T – vidutinė sluoksnio temperatūra.

Remdamiesi barometrine formule, galime daryti apytikslę išvadą, jog, didėjant aukščiui aritmetine progresija, atmosferos slėgis mažėja geometriškai. Jau 5 km aukštyje atmosferos slėgis yra beveik 2 kartus, 10 km – beveik keturis, o 15 km aukštyje – beveik aštuonis kartus mažesnis už slėgį jūros lygyje (2.3 pav.).



2.3 pav. Atmosferos slėgio vertikalioji kaita (Moran, Morgan, 1986)

Barometrinės formulės taikymas

Barometrine formule galima išspręsti kelis labai svarbius uždavinius.

1. Žinodami slėgį viename aukštyje, aukščių skirtumą ir vidutinę sluoksnio temperatūrą, galime rasti slėgį kitame aukštyje. Dažniausiai tai yra taikoma perskaičiuojant vietovės slėgį į jūros lygį, norint palyginti atmosferos slėgį meteorologijos stotyse, kurių aukštis virš jūros lygio skiriasi. Slėgis jūros lygyje apskaičiuojamas pagal formulę:

$$p_{jl} = p_{st} e^{\frac{gz_{st}}{RT}}, \quad (2.28)$$

čia p_{jl} – slėgis jūros lygyje, p_{st} – slėgis meteorologijos stotyje, z_{st} – stoties aukštis virš jūros lygio, T – temperatūros jūros lygyje (t_{jl}) ir temperatūros stotyje (t_{st}) vidurkis:

$$T = \frac{(t_{jl} + t_{st})}{2} + 273,15. \quad (2.29)$$

Temperatūra jūros lygyje apskaičiuojama taip:

$$t_{jl} = t_{st} + 0,5 \times 0,01 z_{st}. \quad (2.30)$$

0,5 °C – vidutinė vertikalojo temperatūros gradiento apatinėje troposferos dalyje reikšmė.

Būtina atkreipti dėmesį, jog perskaičiuojant iš didesnio aukščio į žemesnį, barometrinėje formulėje nebelieka minuso ženklo. Tais retais atvejais, kai meteorologijos stotis yra žemiau jūros lygio, atliekant perskaičiavimą taikoma (2.27) lygtis.

2. Žinant slėgį dviejuose lygiuose ir vidutinę oro stulpo temperatūrą, galima nustatyti aukščių skirtumą. Tai vadinama **barometrine niveliacija**. Meteorologijoje aukščių skirtumui nustatyti dažniausiai taikoma ši formulė:

$$z_2 - z_1 = B(1 + \alpha t) \lg \frac{p_1}{p_2}, \quad (2.31)$$

čia t – vidutinė sluoksnio oro temperatūra °C, $\alpha = 1/273 = 0,00366$ – temperatūrinis oro plėtimosi koeficientas, $B = 18\,400$ m – barometrinė konstanta.

Esant mažam aukščių skirtumui, gali būti naudojama Ž. Babinė pasiūlyta formulė:

$$z_2 - z_1 = 16000(1 + \alpha t) \frac{(p_1 - p_2)}{(p_1 + p_2)}, \quad (2.32)$$

čia p_1 – slėgis apatiniame lygyje z_1 , p_2 – slėgis viršutiniame lygyje z_2 .

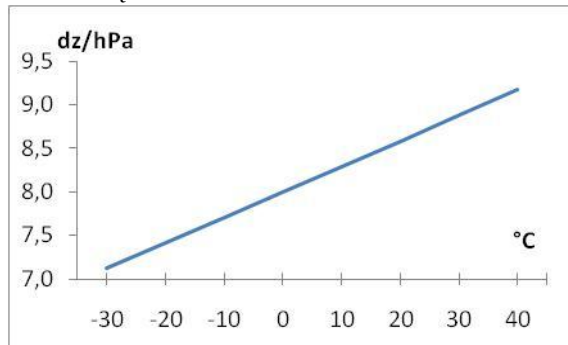
3. Žinant slėgį dviejuose lygiuose ir aukščio skirtumą, galima nustatyti vidutinę oro stulpo temperatūrą.

Barinis žingsnis

Atmosferos slėgio kaitą vertikalia kryptimi nusako vertikalusis barinis gradientas dp/dz . Be to, atliekant įvairius meteorologinius skaičiavimus naudojamas ir atvirkščias jam **barinis žingsnis** dz/dp . Bariniu žingsniu vadiname aukštį, į kurį reikia pakilti (arba nusileisti), kad slėgis pasikeistų 1 hPa. Tada pagal hidrostatinės pusiausvyros lygtį:

$$-\frac{dz}{hPa} = \frac{RT}{gp}, \quad (2.33)$$

čia dz/hPa – barinis žingsnis. Iš pateiktos lygties matosi, kad barinis žingsnis yra tiesiog proporcingas oro temperatūrai ir atvirkščiai proporcingas atmosferos slėgiui. Standartinėmis sąlygomis (0 °C; 1000 hPa) jūros lygyje jis apytiksliai lygus 8 m/hPa. Tai reiškia, jog reikia pakilti apie 8 m, kad atmosferos slėgis sumažėtų 1 hPa.



2.4 pav. Barinio žingsnio priklausomybė nuo oro temperatūros, kai atmosferos slėgis 1000 hPa

Pakilus temperatūrai 1 °C, barinis žingsnis padidėja apie 0,4 % (2.4 pav.). Mažėjant slėgiui, barinis žingsnis taip pat didėja: 5,5 km aukštyje, kur slėgis apie 500 hPa, barinis žingsnis bus apytiksliai 16 m/hPa (jei oro temperatūra 0 °C).

Sujungus (2.33) ir (2.11) lygtis, barinį žingsnį galima išreikšti ir per tankį:

$$-\frac{dz}{dp} = \frac{1}{\rho g}. \quad (2.34)$$

Jei laikysime, jog laisvojo kritimo pagreitis g kinta labai mažu diapazonu, tai barinis žingsnis tampa oro tankio funkcija. Kuo mažesnis oro tankis, tuo didesnis barinis žingsnis.

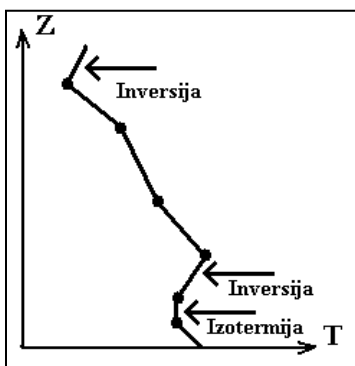
Tarkim, jog šiltame retesniame ir šaltame tankesniame ore slėgis jūros lygyje yra vienodas. Barinis žingsnis retesniame ore yra didesnis, todėl didėjant aukščiui slėgis šiltame ir šaltame ore tame pačiame lygyje taps nevienodas. Šiltame ore slėgis bus didesnis, nes, pakilus į tam tikrą aukštį,

slėgis sumažės mažiau nei šaltame ore. Todėl aukštesniuose atmosferos sluoksniuose šilto oro sritys yra aukšto, o šalto – žemo slėgio.

Oro temperatūros kaita vertikalia kryptimi

Gradientas – vektorius, kurio skaitinė reikšmė ir kryptis apibūdina didžiausią skaliarinio dydžio kitimo greitį. Meteorologijoje svarbiausi ir dažniausiai naudojami yra horizontalusis barinis (slėgio) gradientas ir vertikalusis temperatūros gradientas.

Vertikalusis oro temperatūros pasiskirstymas nėra susijęs su kokių nors vienu gerai žinomu dėsniumu, todėl ir kreivė, rodanti temperatūros kaitą vertikalia kryptimi, dažniausiai yra sudėtinga. Vertikaliojo faktinio temperatūros tam tikru laiko momentu pasiskirstymo kreivė vadinama **stratifikacijos kreive**. Stratifikacijos kreivę apibūdina **vertikalusis temperatūros gradientas** $\gamma = -(dT/dz)$, t. y. temperatūros kaita vertikalia kryptimi. Paprastai aukščio skirtumo vienetu laikoma 100 m. Kadangi lygtyje yra minuso ženklas, tai didėjant aukščiui ir krintant temperatūrai, kai dT neigiamas, o dz teigiamas, gradientas yra teigiamas, o didėjant aukščiui ir temperatūrai kylant gradientas – neigiamas.



2.5 pav. Apatinio atmosferos sluoksnio stratifikacijos kreivės pavyzdys

Realioje atmosferoje vertikalusis temperatūros gradientas būna labai įvairus. Jo dydis priklauso nuo paros bei metų laiko, aukščio virš paklotinio paviršiaus ir kitų veiksnių. Apatiniame kelių ar keliolikos kilometrų atmosferos sluoksnyje jis dažniausiai būna teigiamas, nes oras įšyla nuo paklotinio paviršiaus, o didėjant aukščiui oro temperatūra mažėja.

Tačiau dažnai pasitaiko, jog temperatūra kažkuriame sluoksnyje didėjant aukščiui ne krinta, o kyla. Toks temperatūros pasiskirstymas vertikalyje vadinamas **inversija**. Inversijų formavimosi priežastys aptariamose skyrelyje „Inversijos“. Atmosferoje gali susiformuoti ir **izotermija**, t. y. sluoksnis, kuriame temperatūra didėjant aukščiui nesikeičia.

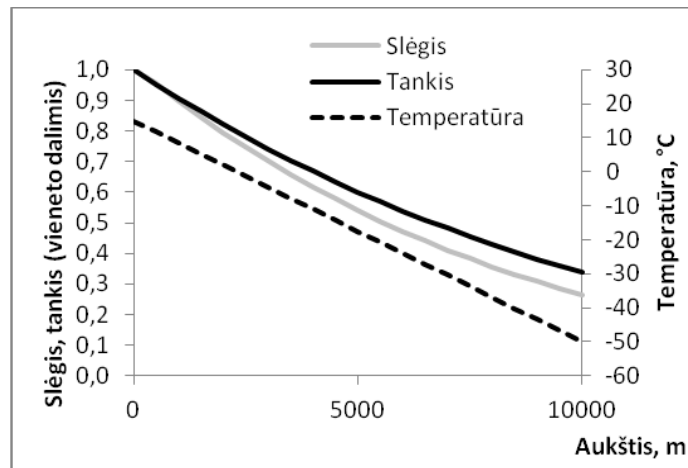
Vertikalia kryptimi dažniausiai oro temperatūra kinta ne daugiau kaip $1^\circ\text{C}/100\text{ m}$. Tačiau kartais, daugiausia priežeminiame atmosferos sluoksnyje, vertikalieji (teigiamieji ar neigiamieji) gradientai labai padidėja ir gali siekti kelis laipsnius.

Oro tankio kaita vertikalia kryptimi

Kadangi oro tankis yra tiesiogiai proporcingas atmosferos slėgiui ir atvirkščiai proporcingas oro temperatūrai, o pastarieji dydžiai kinta didėjant aukščiui, oro tankis taipogi kinta ir vertikalia kryptimi. Didžiausią įtaką šiai kaitai daro atmosferos slėgis, kuris didėjant aukščiui visada mažėja. Temperatūra apatinėje atmosferos dalyje taip pat dažniausiai mažėja didėjant aukščiui (tankis didėja). Tačiau jos poveikis tankio kaitai nėra toks didelis kaip atmosferos slėgio. Pavyzdžiui, apatiniame atmosferos kilometro sluoksnyje oro temperatūrai sumažėjus 5°C (tai artimas vidutiniam dydis), oro tankis padidėja daugiau kaip 2 g/m^3 , tuo tarpu slėgiui sumažėjus 125 hPa (barinis žingsnis 8 m/hPa) tankis sumažėja apie 16 g/m^3 . Todėl didėjant aukščiui oro tankis mažėja, nors ir ne taip greitai kaip slėgis. Vidutiniškai mūsų platumose prie žemės paviršiaus oro tankis yra $1,25\text{ kg/m}^3$; 5 km aukštyje – 0,74; 10 km – 0,41; 20 km – $0,09\text{ kg/m}^3$.

Tam, kad oro tankis nesikeistų didėjant aukščiui, oro temperatūra turi kas 100 m sumažėti po $3,42^\circ\text{C}$. Realioje atmosferoje tokios sąlygos atskirais atvejais gali susidaryti tik saulėtomis vasaros dienomis priežeminiame atmosferos sluoksnyje. Todėl oro tankio didėjimas didėjant aukščiui fiksuojamas ypač retai.

Jei tankis didėjant aukščiui nesikeistų, tai 0°C temperatūroje vidutinį slėgį (1013 hPa) sudarytų 7991 m aukščio atmosferos stulpas. Šis dydis vadinamas **vienalytės atmosferos aukščiu**.



2.6 pav. Atmosferos slėgio, tankio ir temperatūros kaita apatiniame 10 km storio atmosferos sluoksnyje. Slėgis ir tankis išreikštas vieneto dalimis, čia 1 yra lygus standartiniams dydžiams jūros lygyje ($p = 1000 \text{ hPa}$; $\rho = 1,275 \text{ kg/m}^3$)

Vertikalusis atmosferos skirstymas ir specifiniai atmosferos sluoksniai

Yra keletas vertikaliojo atmosferos skirstymo galimybių.

Pagal **oro temperatūros kaitą vertikalioje kryptimi** skiriami šie sluoksniai:

- 1) troposfera;
- 2) stratosfera;
- 3) mezosfera;
- 4) termosfera;
- 5) egzosfera.

Pagal **cheminę oro sudėtį** atmosfera skaidoma į:

- 1) homosferą;
- 2) heterosferą.

Pagal **sąveikos su žemės paviršiumi stiprumą** atmosfera skirstoma į:

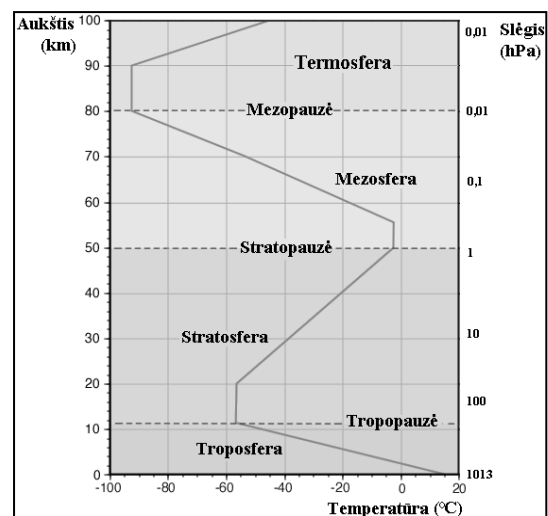
- 1) paribio sluoksnį;
- 2) laisvąją atmosferą.

Taip pat atmosferoje skiriami keli specifiniai sluoksniai: ozonosfera, jonosfera (žr. skyrelį „[Jonosfera](#)“), magnetosfera, radiacinės Van Aleno juostos.

Terminiai atmosferos sluoksniai

Meteorologinių matavimų eros pradžioje buvo manoma, jog oro temperatūra didėjant aukščiui mažėja, ir ši tendencija išlieka visoje atmosferos storumėje. Tačiau 1902 metais prancūzų meteorologas Leonas Teisesrenas de Bortas, atlikdamas matavimus oro balionu, nustatė, jog nuo apytiksliai 11 km aukščio oro temperatūra pradeda palapsniui kilti. Vėlesni tyrimai parodė, jog egzistuoja daugiau negu du atmosferos sluoksniai (2.7 pav.).

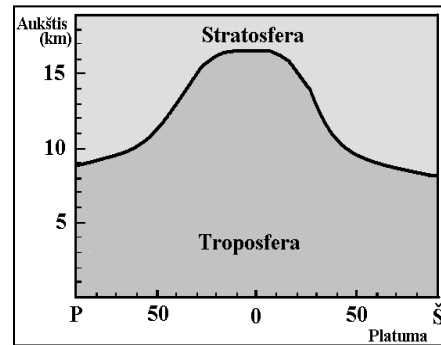
Apatinis atmosferos sluoksnis pavadintas **troposfera** (graikiškas žodis *tropos* reiškia maišymąsi). Ji prasideda nuo paklotinio paviršiaus ir apima apie 8 km ties ašigaliais ir apytiksliai 16 km ties pusiauju (2.8 pav.).



2.7 pav. Atmosferos terminiai sluoksniai (pagal Pidwirny, 2006)

Troposferos aukštis yra proporcingas vidutinei jos temperatūrai. Todėl vasarą jos aukštis didesnis nei žiemą. Troposferoje vyksta intensyvūs horizontalūs ir vertikalūs oro maišymasis. Čia susikaupę beveik visi atmosferos vandens garai, susidaro absoliuti dauguma debesų.

Pagrindinis šio sluoksnio bruožas – oro temperatūros mažėjimas didėjant aukščiui. Vidutiniškai troposferoje kas 100 m oro temperatūra sumažėja $0,65\text{ }^{\circ}\text{C}$. Vertikalūs temperatūros gradientas yra kiek mažesnis apatinėje troposferos dalyje (apie $0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$) nei viršutinėje (apie $0,7\text{--}0,8\text{ }^{\circ}\text{C}$). Realūs dydžiai konkrečiame troposferos sluoksnyje gali labai skirtis nuo vidutinių ir jie priklauso nuo paros, metų laiko, oro masės tipo ir kt. Neretai oro temperatūra didėjant aukščiui kyla (žr. skyrelį „Inversijos“) arba mažėja daugiau nei $1^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$. Troposferos viršuje oro temperatūra nukrinta iki $-50\text{--}-80\text{ }^{\circ}\text{C}$.

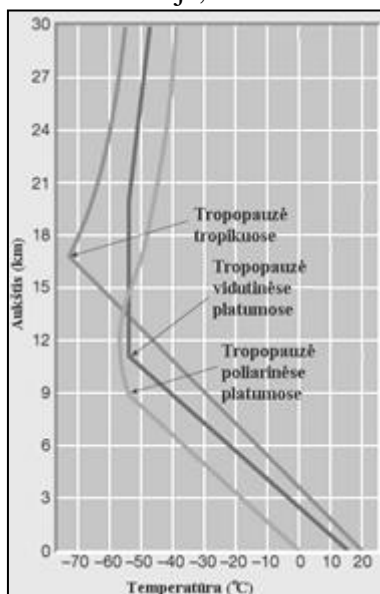


2.8 pav. Troposferos storio ir platumos ryšys

Ties viršutine troposferos riba oro temperatūros kritimas sulėtėja, o dar aukščiau – pradeda kilti. Pereinamasis sluoksnis, kuriame vertikalūs temperatūros gradientas artimas $0^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$, vadinamas **tropopauze**. Tropopauzės storis nuolat kinta ir svyruoja nuo kelių šimtų metrų iki kelių kilometrų. Oro judėjimas šiame pereinamajame sluoksnyje nėra intensyvus, tačiau tam tikrose platumose tropopauzės aukštyje susidaro santykinai siauri, bet labai stiprūs oro srautai, vadinami atmosferos sraujymėmis (žr. skyrelį „Atmosferos sraujymės“), kuriose vėjo greitis gali viršyti net 100 m/s .

Virš tropopauzės prasideda iki 50 km aukščio besitęsianti **stratosfera** (lot. *strato* – sluoksnis), pasižyminti temperatūros kilimu didėjant aukščiui. Pirmuosius kilometrus (iki 20 km aukščio) stratosferoje oro temperatūra kyla labai iš lėto (beveik nesikeičia), o vėliau – greitai didėja. Ties viršutine stratosferos riba oro temperatūra svyruoja nuo -20 iki $+10\text{ }^{\circ}\text{C}$ (vidutinis dydis $-3\text{ }^{\circ}\text{C}$).

Temperatūros didėjimas aiškinamas tuo, kad ultravioletinę Saulės spinduliuotę intensyviai sugeria ozonas. Stratosferoje yra daugiau kaip 90% viso atmosferos ozono kiekio. Nors didesnis ozono kiekis fiksuojamas visoje stratosferoje, didžiausia koncentracija yra $20\text{--}25\text{ km}$ aukštyje. Tačiau net ir čia ozono molekulių koncentracija yra vos kelios (iki dešimties) milijoninės dalys. Dažnai ši atmosferos dalis (daugiausia sutampanti su stratosfera), pasižyminti santykinai didele ozono koncentracija, vadinama **ozonosfera**, arba **ozono sluoksniu**.



2.9 pav. Oro temperatūros kaita troposferoje bei apatinėje stratosferoje (Lutgen, Tarbuck, 2001)

Kadangi tropopauzė ties pusiauju yra aukščiau nei virš ašigalio, stratosferos temperatūra vasarą virš ašigalio yra aukštesnė nei virš pusiaujo (2.9 pav.). Be to, vasarą apatinės troposferos poliarinėse srityse daug didesnis ozono kiekis, kuris intensyviai sugeria ultravioletinius Saulės spindulius. Žiemą temperatūros skirtumai stratosferos įvairiose platumose nedideli.

Stratosferoje labai susilpnėja vertikalūs oro maišymasis. Nors įprasti debesodaros procesai stratosferoje praktiškai nevyksta, šaltuoju metų laiku gali susidaryti **perlamutrinių debesų**.

Skiriamasis sluoksnis tarp stratosferos ir aukščiau esančios mezosferos vadinamas **stratopauze**. Čia atmosferos slėgis vos siekia 1 hPa .

Mezosfera tęsiasi iki $80\text{--}85\text{ km}$ aukščio. Joje oro temperatūra mažėja didėjant aukščiui ir 80 km aukštyje nukrinta iki $-90\text{--}-100\text{ }^{\circ}\text{C}$ (tai pati šalčiausia atmosferos vieta).

Žema oro temperatūra aiškina tuo, jog atmosfera sugeria labai mažai Saulės spinduliuotės. Temperatūros svyravimus lemia platumai ir metų laikas.

Apatinėje mezosferoje susidaro dideli terminiai kontrastai tarp vasaros ir žiemos polių (siekiantys net 35 °C), o sluoksnio viršuje dėl atmosferos cirkuliacijos mezosferoje ypatumų ties vasaros poliūmi oro temperatūra žemesnė negu ties žiemos.

Mezosfera pasižymi intensyviu vertikaliuoju oro maišymusi ir didelėmis vėjo greičio vertėmis. Vidutinis horizontaliojo oro judėjimo greitis 65–70 km aukštyje gali būti net 60–70 m/s. Mezosferoje susidaro **sidabriniai debesys**.

Virš **mezopauzės** (atmosferos slėgis yra mažesnis nei 0,01 hPa) prasideda **termosfera**. Oro temperatūra termosferoje labai stipriai kyla ir, priklausomai nuo Saulės aktyvumo, gali būti 600–2000 K. Toks oro temperatūros didėjimas sietinas su tuo, jog pačias trumpiausias Saulės spinduliuotės bangas sugeria molekulinio deguonies likučiai. Kadangi oras yra visiškai išretėjęs (artimas vakuumui), pavienės, net ir labai greitai judančios, molekulės neperneša bent kiek didesnio šilumos kiekio, todėl tame aukštyje esantį kūną aplinkos oras nesušildytų.

Virš **termopauzės** (400–500 km aukštyje) prasideda **egzosfera**. Tai išorinis atmosferos sluoksnis, palengva pereinantis į kosminę erdvę. Šiame aukštyje į viršų judanti molekulė ištrūksta iš Žemės gravitacinio lauko, o jos susidūrimo su kita molekule tikimybė yra labai menka.

Oro sudėties kaita vertikalia kryptimi

Pagal sudėtį atmosfera skirstoma į homosferą ir heterosferą. **Homosfera** apima sluoksnį iki 80–100 km aukščio ir pasižymi tuo, kad šiame sluoksnyje pagrindinių atmosferos dujų procentinė sudėtis (taip pat jų molinė masė) išlieka pastovi. Virš jos esančioje **heterosferoje** atmosferos sudėtis didėjant aukščiui kinta. Greitai didėja lengvųjų dujų (H₂, He), o mažėja sunkiųjų dujų (Ar) procentinė dalis (2.2 lentelė). Šias dalis skiria pereinamasis sluoksnis, vadinamas **turbopauze**.

XIX amžiaus pradžioje J. Daltonas suformulavo dėsnį, jog *bendras dujų, susidedančių iš dujų mišinio, slėgis yra lygus atskirų dujų dalinių slėgiui sumai, kai tos atskiros dujos pasiskirsto bendrame mišinio tūryje*. Tai reiškia, kad visos į oro sudėtį įeinančios dujos sudaro tarytum savarankišką atmosferą ir jų slėgis didėjant aukščiui mažėja, nepriklausomai nuo kitų dujų slėgio. Todėl teoriškai, vykstant gravitaciniam dujų pasiskirstymui, sunkiųjų dujų kiekis nuo pat žemės paviršiaus turėtų mažėti greičiau nei lengvųjų, o procentinė oro sudėtis keistis. Tokiu atveju jau 100 km aukštyje atmosfera turėtų susidaryti vien iš vandenilio ir helio. Tačiau oras nebūna ramybės būsenos ir dėl oro vertikaliojo maišymosi iki 80–100 km aukščio atmosferos dujų procentinė sudėtis praktiškai nekinta.

2.2 lentelė. Oro sudėties kaita vertikalia kryptimi

Aukštis (km)	Vyraujančios dujos	Sluoksnis
1000	H, He, O	Heterosfera
750	He, O, H	
500	O, He, N ₂	
300	O, N ₂ , He	
180	O, N ₂ , O ₂	
110	N ₂ , O, O ₂	
85	N ₂ , O ₂ , Ar	
0	N ₂ , O ₂ , Ar	Homosfera

Dar aukščiau vertikalusis maišymasis labai susilpnėja, o atmosferos sudėtis pradeda smarkiai keistis pagal anksčiau minėtą dėsnį. Svarbi ypatybė yra ta, kad termosferoje dėl trumpabangės spinduliuotės poveikio prasideda deguonies molekulių disociacija į įelektrintus atomus. 200 km aukštyje praktiškai visas molekulinis deguonis jau yra suskilęs į atomus. Toks procesas taip pat būdingas ir azotui, bet jis skyla lėčiau ir 1000 km aukštyje dar randama molekulinio azoto pėdsakų. 1000 km aukštyje atmosfera (tiksliau, menkutės jos liekanos) susideda beveik vien iš vandenilio ir helio atomų, kurie gali išlėkti į tarpplanetinę erdvę.

Heterosfera dažnai skirstoma į keturias zonas pagal vyraujančias dujas: šio sluoksnio apačioje vis dar vyrauja molekulinis azotas, aukščiau ilgai tęsiasi deguonies atomų dominavimo zona, dar aukščiau pradeda vyrauti helio ir galų gale – vandenilio atomai (2.2 lentelė).

Paribio sluoksnis ir laisvoji atmosfera

Pagal sąveikos su žemės paviršiumi pobūdį atmosfera skirstoma į **paribio** sluoksnį (iki 2 km) ir **laisvąją** atmosferą. Paribio sluoksnyje vyksta ypač stipri oro turbulencija, atsirandanti dėl judančio oro trinties į paklotinį paviršių ir kylant nuo paviršiaus įkaitusiam orui. Sluoksnio storis daugiausia priklauso nuo vėjo greičio, paklotinio paviršiaus šiurkštumo ir jo išilimo. Pučiant stipriam vėjui, paribio sluoksnis išauga. Dieną dėl paviršiaus išilimo šio sluoksnio storis pasiekia maksimalų dydį, o naktį gali sumažėti iki šimto metrų. Paribio sluoksnyje ryški meteorologinių elementų paros eiga, kuri greitai silpnėja, artėjant prie viršutinės sluoksnio ribos. Apatinė paribio sluoksnio dalis (iki 50–100 m), pasižyminti ypač stipria meteorologinių elementų (temperatūros, absoliučiojo drėgnumo, vėjo krypties ir greičio) kaita vertikalia kryptimi, vadinama **pažemio** sluoksniu.

Laisvojoje atmosferoje tiesioginis atmosferos paviršiaus poveikis nėra jaučiamas. Oro judėjimo pobūdis yra artimas geostrofiniam (žr. skyrelį „[Geostrofinis vėjas](#)“), o meteorologinių elementų dydžių kaita per parą – labai silpna.

Magnetosfera

Magnetosfera – tai erdvė, kurioje Žemės magnetinis laukas sąveikauja su įelektrintų kosminių dalelių srautais. Magnetosfera prasideda 1000 km aukštyje virš Žemės paviršiaus. Iš dieninės pusės magnetosfera nutolsta iki 70 000 km, iš naktinės – daugiau nei 5 mln. km.

Žemės magnetinis laukas atstumia dideliu greičiu judančias elektringąsias daleles. Todėl didžioji Saulės vėjo dalis, susidūrusi su Žemės magnetiniu lauku, pastarąjį deformuoja, tačiau neprasiskverbia Žemės link. Šis srautas, spausdamas į Saulės pusę atkreiptą magnetosferos dalį, apteka mūsų planetą ir sklinda tolyn į kosmosą.

Visų įsismagnetinusių kūnų sukurto magnetinio lauko jėgos linijos sueina į du polius. Taip pat ir Žemės magnetinės linijos ties magnetiniais poliais priartėja prie Žemės paviršiaus. Kadangi tam tikra įelektrintų kosminių dalelių dalis kerta magnetinį Žemės barjerą ir yra sugaunamos vidiniuose magnetosferos sluoksniuose, jos pradeda judėti pagal magnetinio lauko linijas tarp abiejų polių. Ypač didelis tokių dalelių kiekis į vidinius magnetosferos sluoksnius patenka, esant dideliame Saulės aktyvumui ir tuo laiku vykstant galingiems Saulės plazmos išmetimams į aplinką.

Šios palei magnetinio lauko jėgos linijas judančios dalelės sudaro vadinamąją radiacinę **Van Aleno juostą**. Juostos viduryje kaupiasi protonai, o viršuje ir apačioje – elektronai. Prie kosminės kilmės dalelių prisideda ir jonizacijos jonosferoje produktai. Dideliu greičiu judančių elektronų ir protonų srautas kelia pavojų dirbtiniams kosminėje erdvėje skriejantiems objektams ir jų iguloms.

Ties poliais įelektrintų kosminių dalelių srautas per susiaurėjimus gali pasiekti viršutinius atmosferos sluoksnius, įkaitinti ir jonizuoti dujas. Esant ypač stipriai jonizacijai, susidaro gerai matomos **poliarinės pašvaistės**.



2.10 pav. Magnetinis Žemės laukas (NASA sukurtas paveikslas)

Žinių patikrinimas

Kontroliniai klausimai

1. Kodėl argono ir anglies dioksido svoris oro sudėtyje yra didesnis už užimamą tūrį?
2. Kuo skiriasi klasikinis ir fotocheminis smogas?

3. Kodėl skiriasi sočiųjų vandens garų slėgis virš vandens ir ledo paviršių?
4. Kaip, ore mažėjant vandens garų slėgiui, keičiasi rasos taško temperatūra?
5. Kas yra barometrinė niveliacija?
6. Kuo skiriasi izotermija nuo inversijos?
7. Kokių atveju oro tankis, didėjant aukščiui, didėja?
8. Kodėl stratosferoje oro temperatūra didėjant aukščiui kyla?
9. Kokie debesys susidaro aukščiausiai?

Uždaviniai

1. Apskaičiuokite oro temperatūrą, kada termometrai, matuojantys pagal Celsijaus ir Farenheito skales, rodys tą patį dydį.
2. Kiek skiriasi sočiųjų vandens garų slėgis virš vandens ir virš ledo, kai oro temperatūra yra lygi $-12\text{ }^{\circ}\text{C}$.
3. Apskaičiuokite sauso oro tankį ties stratopauze. Oro temperatūra joje yra $0\text{ }^{\circ}\text{C}$.

3. SPINDULIUOTĖ ATMOSFEROJE

Elektromagnetinis spinduliavimas. Saulės spinduliuotės spektras. Pagrindiniai spinduliavimo dėsniai. Saulės konstanta. Tiesioginė Saulės spinduliuotė. Saulės spinduliuotės srauto silpnėjimas atmosferoje. Saulės spinduliuotė ties žemės paviršiumi. Albedas. Sugertoji spinduliuotė. Žemės paviršiaus spinduliavimas. Priešpriešinis spinduliavimas. Efektyvusis spinduliavimas. Spinduliuotės balansas.

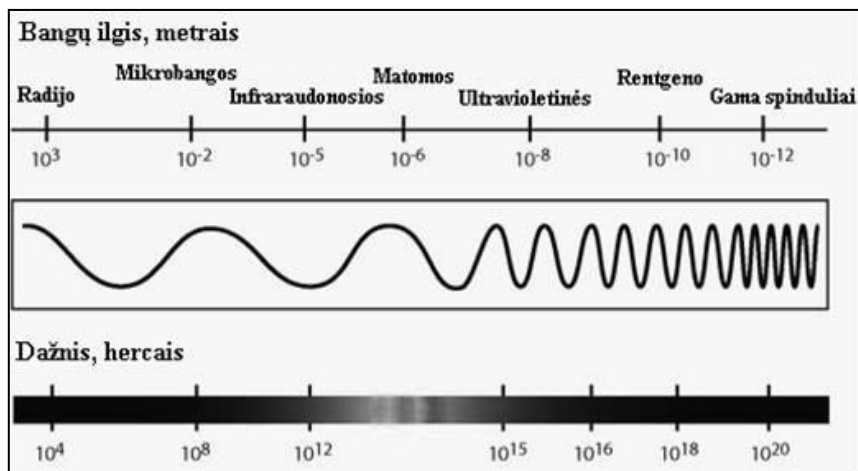
Elektromagnetinis spinduliavimas

Visi kūnai, kurių temperatūra aukštesnė už absoliutųjį nulį, skleidžia elektromagnetines bangas. Elektromagnetinis spinduliavimas apibūdinamas bangų ilgiu, dažniu ir pernešamos energijos kiekiu. Bangų ilgis ir energija priklauso nuo dažnio. Kuo didesnis dažnis, tuo trumpesnės sklinda bangos ir pernešamas didesnis energijos kiekis. 3.1 paveiksle pateiktas elektromagnetinių bangų spektras.

Spinduliavimo energija sudaro dalį spinduliuojančiojo kūno vidinės energijos, todėl pastarosios kiekis ir kūno temperatūra mažėja. Antra vertus, spinduliuojantysis kūnas pats sugeria energiją, sklindančią link jo iš aplinkinių kūnų. Kūno terminės būklės kaita priklauso nuo spinduliuojamos ir sugeriamos energijos skirtumo.

Sugėrimas – fizikinis reiškinys, kurio metu spindulinė energija virsta kitomis energijos formomis, dažniausiai šilumine energija.

Elektromagnetiniai spinduliai gali skliti kosmoso vakuumu ar prasiskverbti per kietąją, skystąją ar dujinę materiją. Taip pat jie gali būti sugeriami, atspindimi, išsklaidomi, o dviejų skirtingo tankio terpių sandūroje keičia judėjimo kryptį.



3.1 pav. Elektromagnetinių bangų spektro skaidymas pagal bangų ilgį ir dažnį. Matomoji spinduliuotė (arba šviesa), į kurią reaguoja įvairių gyvųjų Žemės organizmų akys, sudaro tik labai menką viso elektromagnetinių spindulių srauto dalį (Introduction..., 2009)

Saulės spinduliuotės spektras

Saulės spinduliuojama energija vadinama **Saulės spinduliuote**. Saulės spinduliuotė yra pagrindinis ir beveik vienintelis Žemės energijos šaltinis (žr. priedą „Saulė“). Energijos kiekis, žemės paviršiaus ir atmosferos gaunamas iš vidinių Žemės gelmių (antrasis pagal svarbą energijos šaltinis), yra net 5000 kartų mažesnis. Dar mažesnę kiekį Žemė gauna išsisklaidant potvynių energijai ir iš kitų kosminių kūnų (žvaigždžių, planetų). Iš šių šaltinių gaunama energija atitinkamai 10^5 ir 3×10^7 kartų mažesnė už Saulės.

Saulės energija Žemę pasiekia elektromagnetinių bangų forma, bangos skiriasi ilgiu ir dažniu. Šių bangų ilgis kinta nuo 0,1 iki 1000 μm . Spinduliuotė, kurios bangų ilgis yra nuo 0,10 iki 0,39 μm , vadinama **ultravioletine**. Šis elektromagnetinio srauto diapazonas savo ruožtu

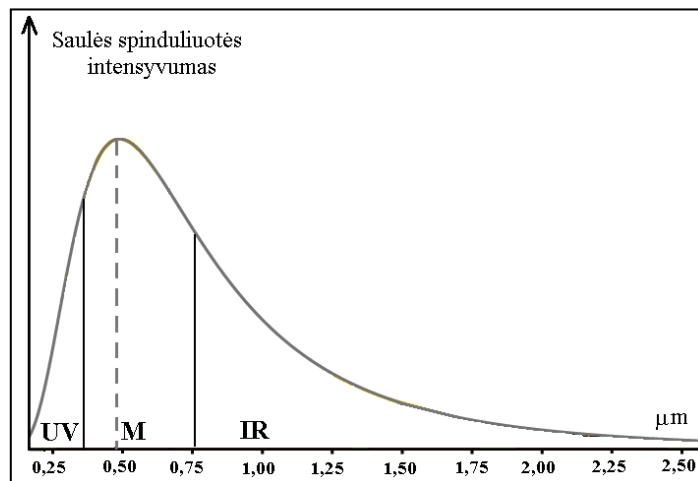
meteorologijoje skirstomas į tris dalis: atmosferos beveik visiškai sugeriamą UVC (0,10–0,28 μm), iš dalies atmosferos sugeriamą eriteminę (t. y. sukeliančią odos paraudimą) UVB (0,28–0,32 μm), santykinai mažai atmosferos sugeriamą ir mažesnę įtaką sveikatai darančią UVA (0,32–0,39 μm).

Bangų diapazonas nuo 0,39 iki 0,76 μm vadinamas **matomąja** spinduliuote. Šią spinduliuotę prisitaikę skirti mūsų regos organai. Matomosios spinduliuotės (šviesos) dalis, kurios bangų ilgis apie 0,39 μm , yra violetinės spalvos, o bangas, kurių ilgis apie 0,76 μm , mes suvokiame kaip raudoną šviesą. Tai ribinės sritys, o tarp jų išsidėsčiusios visos matomosios spinduliuotės dalies spektro spalvos (3.1 lentelė). Matomojoje spektro dalyje Saulė spinduliuoja nevienodo intensyvumo šviesos pluoštą bangų, kurių spalvų suma sudaro balkšvą spalvą, nors energijos maksimumas tenka bangai, kurios ilgis 0,48 μm (mėlynas spindulys).

3.1 lentelė. Matomosios spinduliuotės spektro spalvų bangų ilgis

Spalva	Bangos ilgis, μm
Violetinė	0,39–0,46
Mėlyna	0,46–0,49
Žydra	0,49–0,51
Žalia	0,51–0,58
Geltona	0,58–0,59
Oranžinė	0,59–0,62
Raudona	0,62–0,76

Galiausiai bangos, kurių ilgis kinta nuo 0,76 iki 1000 μm , vadinamos **infraraudonosiomis**. Šios bangos skirstomos į tris grupes: infraraudonosios A (0,76–1,4 μm), infraraudonosios B (1,4–3 μm), infraraudonosios C (3–1000 μm). Apie 9 % Saulės spinduliavimo energijos sudaro ultravioletinė, 47 % – matomoji ir 44 % – infraraudonoji Saulės spektro dalis (3.2 pav.).



3.2 pav. Saulės spinduliuotės intensyvumo priklausomybė nuo bangos ilgio. UV – ultravioletinė spinduliuotė, M – matomoji, IR – infraraudonoji spinduliuotė. Intensyvumo maksimumas tenka 0,48 μm ilgio bangai

Meteorologijoje spinduliuotę dar priimta skirstyti į **trumpabangę** (0,1–4 μm) ir **ilgabangę** (4–1000 μm). Trumpabangę spinduliuotę daugiausia sklinda nuo Saulės (99 % Saulės spinduliuotės yra trumpabangė), ilgabangė – nuo žemės paviršiaus ar atmosferos sklindanti spinduliuotė.

Didžioji dalis (apie 95 %) Saulės spinduliuotės tenka 0,29–2,4 μm diapazonui. Šiam diapazonui priklausančios matomosios bei artimos ultravioletinės ir infraraudonosios bangos ypatingos tuo, jog atmosfera joms sklirti yra skaidri (praleidžia apie 80 %), o tolimesios ultravioletinio ir infraraudonojo spektro dalies bangas (kurioms priklauso atitinkamai 1 ir 3,6 % Saulės spinduliuotės) visiškai arba beveik visiškai sugeria. Be anksčiau minėto bangų diapazono, atmosfera yra skaidri ir 1–20 cm ilgio radijo bangoms sklirti.

Pagrindiniai spinduliavimo dėsniai

Bet kuris elektromagnetines bangas spinduliuojantis kūnas išskiria energiją ir skleidžia šilumą. Meteorologijoje šis spinduliavimas vadinamas **šilumine spinduliuote**. Spinduliuotės srauto intensyvumu vadiname energijos kiekį (įvertinamą W/m^2), einantį per kūno ploto vienetą. Norint išsamiai charakterizuoti spindulinę energiją, būtina žinoti energijos pasiskirstymą pagal bangų ilgį (λ), kadangi skirtingo ilgio bangų pernešamas energijos kiekis skiriasi.

Bendrasis visų skirtingo ilgio bangų spinduliuotės srauto intensyvumas F apskaičiuojamas taip:

$$F = \int_0^{\infty} F_{\lambda} d\lambda, \quad (3.1)$$

čia F_{λ} – bangos ilgiui λ artimos spinduliuotės ($d\lambda$) srauto intensyvumas ($W/(m^2 \times \mu m)$). F_{λ} vadinamas **monochromatinio srauto intensyvumu**.

Jeigu ant kūno paviršiaus krinta monochromatinės spinduliuotės srautas, tai jis iš dalies yra sugeriamas a_{λ} , iš dalies atspindimas r_{λ} ir iš dalies prasiskverbia per paviršių d_{λ} . Todėl:

$$a_{\lambda} + r_{\lambda} + d_{\lambda} = 1. \quad (3.2)$$

Skirtingo ilgio bangos, sąveikaudamos su kūno paviršiumi, nevienodai yra sugeriamos, atspindimos ar praleidžiamos. Tai priklauso ir nuo kūno savybių. Kai $a_{\lambda} = 1, o r_{\lambda} = d_{\lambda} = 0$, reiškia, jog visa ant kūno krintanti energija yra sugerama. Kūnas, sugeriantis visą ant jo patenkančią spinduliuotę, vadinamas **absoliučiai juodu kūnu**. Mus supančioje aplinkoje tokių kūnų neegzistuoja, artimiausi jiems – suodžiai. Kai $r_{\lambda} = 1, o a_{\lambda} = d_{\lambda} = 0$, reiškia, jog kūnas atspindi visą ant jo krintančią spinduliuotę. Toks kūnas vadinamas **veidrodimiu**. Mus supančioje natūralioje aplinkoje artimiausias veidrodiniam kūnui yra šviežiai iškritęs sniegas.

Atspindėjimas – fizikinis reiškinys, vykstantis ties dviejų terpių riba, kai spinduliuotė, pasiekusi kitos terpės ribą, yra iš dalies arba visiškai atmetama atgal.

Tyrimai parodė, jog bangos, kurių ilgis λ , sugėrimas a_{λ} ir spinduliavimas F_{λ} , yra labai susijusios tarpusavyje. Esant termodinaminei pusiausvyrai, jų santykis nepriklauso nuo kūno savybių ir yra bangos ilgio bei temperatūros funkcija $B(\lambda, T)$ (**Kirchhofo dėsnis**):

$$\frac{F_{\lambda}}{a_{\lambda}} = B(\lambda, T) \quad (3.3)$$

Tai reiškia, jog kūno spinduliavimo geba yra proporcinga jo sugėrimo gebai. Absoliučiai juodo kūno a_{λ} yra lygi 1. Kitų kūnų sugėrimo geba yra mažesnė už vienetą, todėl galima daryti išvadą, kad absoliučiai juodas kūnas spinduliuoja didžiausią energijos kiekį (toje pačioje temperatūroje). Daugelis kūnų (taip pat ir dujos) pasižymi selektyviu sugėrimu, t. y. sugeria tik tam tikro ilgio bangas. Todėl ir spinduliuoja tik tam tikro ilgio bangas.

Funkcijos $B(\lambda, T)$ analitinė išraiška, tinkanti absoliučiai juodam kūnui, yra tokia (**Planko dėsnis**):

$$B(\lambda, T) = \frac{c_1 \lambda^{-5}}{\exp(c_2/\lambda T) - 1}, \quad (3.4)$$

čia $c_1 = 3,741832 \times 10^{-16} Wm^2$ ir $c_2 = 1,438786 \times 10^{-2} mK$ (pirmoji ir antroji spinduliavimo konstantos), T – absoliučioji kūno temperatūra (K).

Keičiantis spinduliuojančiojo absoliučiai juodo kūno temperatūrai, kinta ir jo spinduliavimo spektro maksimumo bangos ilgis: kylant temperatūrai jis slenka link trumpesnių bangų. Nustatyta, jog atvirkštinę priklausomybę tarp spinduliavimo spektro maksimumo bangos ilgio ir absoliučiosios spinduliuojančiojo kūno temperatūros galima apibrėžti taip (**Vino dėsnis**):

$$\lambda_m T = 2898 \mu m \times K. \quad (3.5)$$

Esant santykinai žemai mus supančios aplinkos kūno temperatūrai, jo spinduliavimo maksimumas pasislenka į infraraudonąją spektro dalį ir kūnas daugiausia skleidžia akiai nematomus

spindulius. Šiuo atveju matomajai spektro daliai priklausančių spindulių intensyvumas yra toks menkas, jog šio spinduliavimo regos organai nefiksuoja.

Kūno spinduliavimo intensyvumas greitai didėja kylant temperatūrai. Nustatyta, jog absoliučiai juodo kūno spinduliavimo intensyvumas proporcingas jo absoliučiosios temperatūros vertei, pakeltai ketvirtuoju laipsniu (**Stefano ir Bolcmano dėsnis**):

$$B = \sigma T^4, \quad (3.6)$$

čia σ – Stefano ir Bolcmano konstanta ($5,67032 \times 10^{-8} \text{ W}/(\text{m}^2 \times \text{K}^4)$); T – spinduliuojančiojo paviršiaus temperatūra (K).

Natūralių paviršių spinduliavimo intensyvumas esant tai pačiai temperatūrai yra mažesnis nei absoliučiai juodo. Todėl Stefano ir Bolcmano dėsnis, taikomas natūraliems paviršiams, užrašomas taip:

$$B = \sigma \delta T^4, \quad (3.7)$$

čia δ – kūno spinduliavimo geba. Vidutiniškai žemės paviršiaus spinduliavimo geba lygi 0,95.

Saulės konstanta. Tiesioginė Saulės spinduliuotė

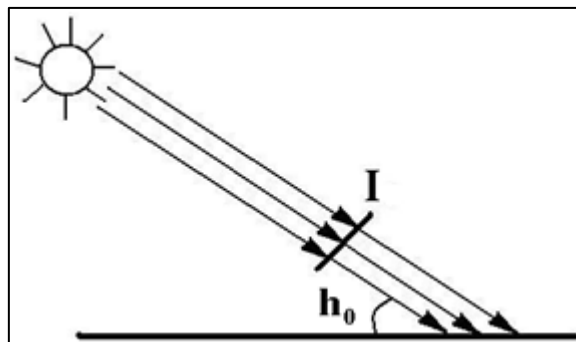
Saulės konstanta (I_0) – Saulės spinduliuotės intensyvumas, pasiekiantis viršutinę atmosferos ribą, esant vidutiniam atstumui tarp Žemės ir Saulės ($r = 149,6 \times 10^6 \text{ km}$).

Saulės spinduliuotės spektras artimas absoliučiai juodo kūno, kurio temperatūra apie 5800 K, spinduliavimo spektrui. Labai menka dalis Saulės spinduliuojamos energijos pasiekia Žemę. Dirbtinių Žemės palydovų išmatuota vidutinė Saulės konstantos reikšmė, kai Saulės spinduliai krinta statmenai paviršiui, yra $1,361 \text{ kW}/\text{m}^2$ ir svyruoja $\pm 3,5\%$, priklausomai nuo atstumo nuo Saulės. Didžiausia Saulės konstantos reikšmė fiksuojama sausio mėnesį ($1,412 \text{ kW}/\text{m}^2$), nes Žemė yra perihelyje, o mažiausia liepos mėnesį ($1,321 \text{ kW}/\text{m}^2$).

Ant paviršiaus patenkantis neišsklaidytų Saulės spindulių srautas vadinamas **tiesiogine Saulės spinduliuote (I)**. Viršutinę atmosferos ribą Saulės spinduliai pasiekia tiesioginių spindulių pavidalu. Tiesioginė Saulės spinduliuotė, patenkanti ant horizontalaus paviršiaus, vadinama **insoliacija**; ji apskaičiuojama pagal formulę:

$$I' = I \sin h_0 \quad (3.8)$$

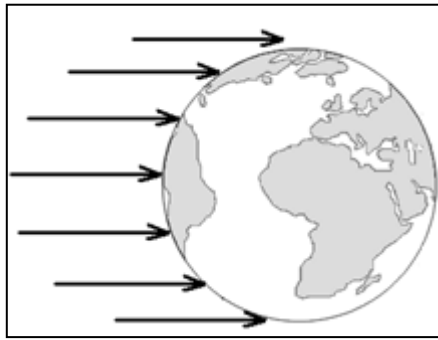
čia h_0 – kampinis Saulės aukštis virš horizonto (3.3 pav.).



3.3 pav. Saulės spinduliuotės srautas į statmeną ir horizontalų paviršių

Žemės gaunamas bendrasis Saulės spinduliuotės kiekis gali būti apskaičiuojamas, dauginant Saulės konstantos reikšmę iš rutulio paviršiaus ploto ($4\pi R^2$). Tačiau reikia atsižvelgti, jog vidutinis ploto vienetui tenkantis Saulės spinduliuotės intensyvumas yra mažesnis, nes spinduliai dažniausiai nėra statmeni paviršiui, o kiekvienu laiko momentu pusės planetos ploto spinduliai visai nepasiekia (3.4 pav.). Todėl vidutinis intensyvumas siekia vos vieną ketvirtąją Saulės konstantos (apie $340 \text{ W}/\text{m}^2$).

Konkrečioje vietovėje gaunamas Saulės spinduliuotės kiekis priklauso nuo metų laiko, platumos (tai lemia Saulės aukštį virš horizonto) ir atmosferos būklės. Pastarasis faktorius gali lemti staigius insoliacijos pasikeitimus, kai per kelias minutes spinduliuotės intensyvumas prie paviršiaus kinta kelis ar keliolika kartų.



3.4 pav. Saulės spinduliuotės srautas konkrečiu laiko momentu (tik maža dalis Saulės spindulių krinta statmenai paviršiumi)

Saulės spinduliuotės srauto silpnėjimas atmosferoje

Atmosferoje tiesioginė Saulės spinduliuotė yra atmosferos dujų ir aerozolių atspindima, išskleidoma arba sugerama.

Išsklaidymas – su šviesos ir medžiagos sąveika susijęs fizikinis reiškinys, kurio metu performuojama dalis Saulės spinduliuotės, kuri iki išsklaidymo sklido lygiagrečių spindulių pavidalu, o po išsklaidymo virto į visas puses sklindančiais spinduliais.

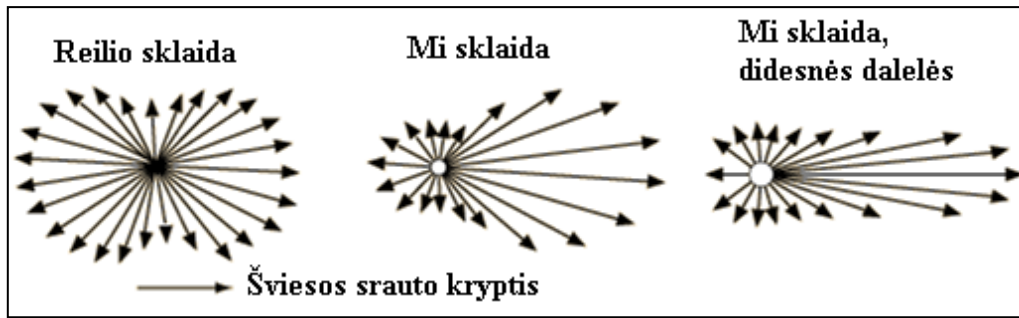
Atmosferoje išskleidoma apie 25 % bendrojo Saulės spinduliuotės srauto. Apie du trečdalius išsklaidytosios spinduliuotės patenka ant žemės paviršiaus, o kita išsklaidytosios spinduliuotės dalis sklinda į tarpplanetinę erdvę. Išsklaidymo laipsnis priklauso ir nuo bangų ilgio, ir nuo išsklaidančiųjų dalelių dydžio. Jei išsklaidančiosios dalelės mažesnės už bangų ilgį, tai skirtingo ilgio bangos išsklaidomos nevienodai (**molekulinė, arba Reilio, sklaida**): kuo mažesnės išsklaidančiosios dalelės, tuo stipriau išsklaidomi trumpabangiai spinduliai, palyginti su ilgabangiais. Todėl žemės paviršių pasiekiančios išsklaidytosios spinduliuotės maksimumas – violetiniai spinduliai. Šio srauto suma – mėlyna dangaus skliauto, nuo kurio mus pasiekia išsklaidytoji spinduliuotė, spalva. Infraraudonoji spinduliuotė yra beveik neišskleidoma, o ultravioletiniai spinduliai išsklaidomi labai stipriai.

Molekulinį išsklaidymą absoliučiai šviriame (be aerozolių) ore nusako **Reilio dėsnis**, pagal kurį **išsklaidymas yra atvirkščiai proporcingas išsklaidomų spindulių bangos ilgiui, pakeltam ketvirtuoju laipsniu**. Raudonosios matomojo spektro dalies bangos net 14 kartų išsklaidomos mažiau nei violetinės.

Kai Saulė zenite, jos spindulių nueinamas per atmosferą kelias ir išsklaidymas yra mažiausias, Saulė įgauna gelsvą atspalvį (žvelgiant iš kosmoso Saulė yra balta). Rytą arba vakarą Saulės spinduliai pereina per storesnę atmosferos sluoksnį ir violetinės bei mėlynos spektro dalies spinduliai yra išsklaidomi tiek, jog mūsų akis pasiekia labai maža jų dalis. Tuo tarpu mus pasiekiantis tiesioginės ir išsklaidytos spinduliuotės intensyvumo maksimumas pasislenka oranžinės ir raudonos spalvos link. Todėl neretai ir Saulės diskas, ir dangaus skliautas aplink jį nusidažo raudonos ar oranžinės spalvos tonais.

Dalelės (dulkės, žiedadulkės, vandens lašeliai), kurių dydis yra artimas arba nedaug didesnis už sklindančių bangų ilgį, spinduliuotę išsklaido jau kitaip (**Mi sklaida**). Šiuo atveju išsklaidymo dydžio proporcingumas mažėja, didėjant išsklaidančiosioms dalelėms: kažkurios spalvos dominavimas išsklaidytosios spinduliuotės sraute silpnėja, o vėliau ir visai išnyksta. Be to, didžioji dalis išsklaidytosios spinduliuotės toliau sklinda pradinio šviesos srauto kryptimi. Kuo didesnės išsklaidančiosios dalelės, tuo labiau išlaikomi tiesiaeigiai srautai (3.5 pav.). Debesų lašeliai, kurių dydis 10–20 μm, gali vienodai išsklaidyti visas matomojo spektro bangas. Šviesos srautui patekus į debesį, spinduliuotė išskleidoma, o per debesį perėjęs išsklaidytosios spinduliuotės srautas yra baltos spalvos (todėl debesys balti). Jei debesys stori ir vandeningi, tai per juos prasiskverbia daug mažesnis Saulės spinduliuotės kiekis, o debesys nusidažo tamsia spalva.

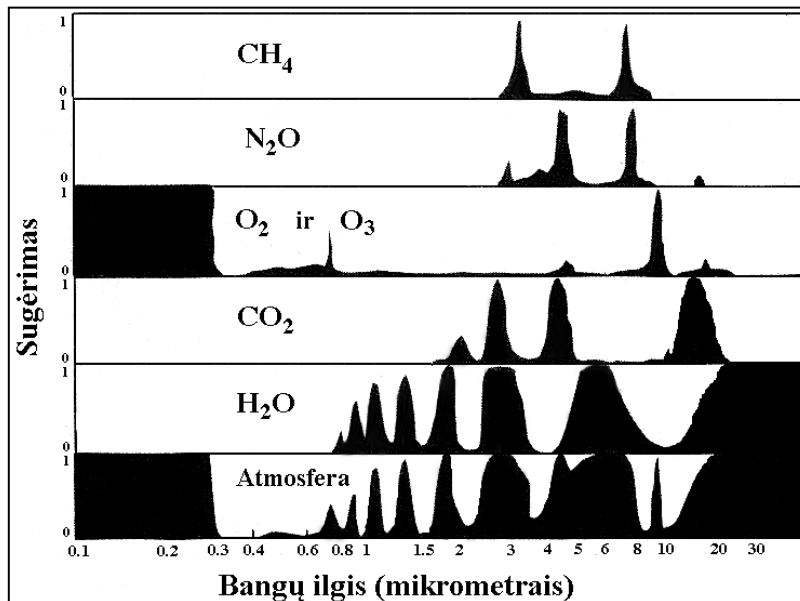
Dar didesnės dalelės jau ne išsklaido, o atspindi šviesos srautą, nekeisdamos jo spektrinės sudėties. Pavyzdžiui, debesų sluoksnis gali atspindėti net iki 80 % visos ant jo krintančios spinduliuotės.



3.5 pav. Šviesos srauto išsklaidymo atmosferoje tipai: Reilio ir Mi sklaida (Nave, 2006)

Dalis Saulės spinduliuotės atmosferoje yra sugeriama ir virsta šiluma, t. y. šildo atmosferą. Iš viso atmosfera (bei joje esantys debesys) sugeria apie 19 % Saulės spinduliuotės. Daugiausia spinduliuotės sugeria santykinai stambūs skystieji ir kietieji aerozoliai, o pastoviosios atmosferos dujos sugeria tik gana nedidelę spinduliuotės dalį, be to, skiriasi ir sugeriamų bangų ilgis, ir sugėrimo intensyvumas (3.6 pav.).

Azotas ir deguonis sugeria tik labai trumpų bangų diapazono spinduliuotę: nedidelis gama, rentgeno ir ultravioletinių spindulių iki $0,20 \mu\text{m}$ srautas yra jų visiškai sustabdomas viršutiniuose atmosferos sluoksniuose. Saulės energija šioje spektro dalyje yra labai maža, todėl bendrasis sugertosios spinduliuotės kiekis nedidelis. Deguonis sugeria ir didesnę, bet taip pat mažai reikšmingą dviejų siaurų matomojo spektro dalies juostų spinduliuotės kiekį.



3.6 pav. Selektyvus įvairaus ilgio elektromagnetinių bangų sugėrimas atmosferoje. Pateiktos kai kurios daugiausia spinduliuotės sugėriamosios atmosferos dujos (Nese, Grenči, 2001)

Stratosferoje ultravioletinę Saulės spinduliuotę sugeria ir ozonas. Nors jo koncentracija atmosferoje ir labai maža, Saulės spinduliai, kurių bangos ilgis $0,20\text{--}0,28 \mu\text{m}$, žemės paviršiaus iš viso nepasiekia. Ozonas sugeria apie 3 % Saulės spinduliuotės. Dalį infraraudonosios Saulės spinduliuotės apatiniuose atmosferos sluoksniuose sugeria vandens garai (priklauso nuo jų kiekio), anglies dioksidas, metanas ir azoto suboksidas (3.6 pav.). Apskaičiuota, jog Saulei pakilus į aukščiausią giedro dangaus tašką, atmosferoje sugeriama vos 6–7 % krintančios spinduliuotės. Matomosios elektromagnetinio spektro dalies spinduliuotė pastoviųjų atmosferos dujų beveik nesugeriama.

Spinduliuotės srauto susilpnėjimas atmosferoje dėl sugėrimo ir išsklaidymo yra proporcingas spinduliuotės srauto dydžiui (kuo stipresnis srautas, tuo didesnė spinduliuotės netektis) ir išsklaidančiųjų bei sugeriančiųjų dalelių kiekiui. Didėjant spindulio kelio ilgiui ir oro tankiui, didėja ir minėtų dalelių skaičius. Atskirų Saulės spinduliuotės spektro dalių srauto susilpnėjimas atmosferoje nėra vienodas, nes dalelės nevienodai sugeria ir išsklaido skirtingo ilgio bangas.

Tiesioginės Saulės spinduliuotės susilpnėjimą nusako *Bero, Lamberto ir Bugero dėsnis*, pritaikytas atmosferai:

$$I = I_0 \exp(-m\tau), \quad (3.9)$$

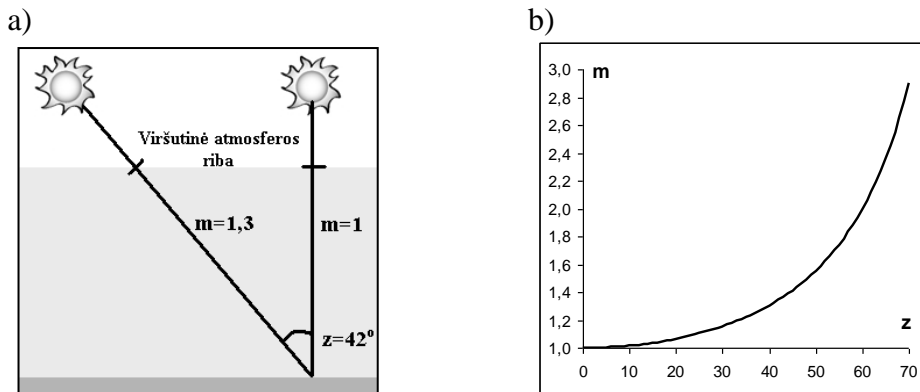
čia I – Saulės spinduliuotės srautas, pasiekiantis žemės paviršių; I_0 – Saulės konstanta; m – optinė atmosferos masė; τ – optinis storis (nedimensinis dydis, parodantis šviesos srauto susilpnėjimą atmosferoje). Srauto silpnėjimą atmosferoje galima išreikšti ir įtraukus atmosferos skaidrumo koeficiento (p) sąvoką:

$$p = \exp(-\tau). \quad (3.10)$$

Tada (3.9) formulę galima užrašyti taip:

$$I = I_0 p^m. \quad (3.11)$$

Optinė atmosferos masė – tai santykinis kelio, kurį spindulys nueina per atmosferą, vienetas. Ji priklauso nuo Saulės zenito kampo (z – kampas, kurį sudaro Saulė su zenito tašku) ir yra prilyginta 1, kai žemės paviršių jūros lygyje pasiekia statmenai krintantys Saulės spinduliai (3.7 pav.). Didėjant Saulės zenito kampui, optinė masė taip pat auga. Kai Saulė prie pat horizonto, spinduliai nueina apie 38 kartus ilgesnį kelią ($m \approx 38$), nei esant Saulei zenite. Nors praktiškai optinė masė gali būti ir mažesnė už vienetą (aukštikalnėse Saulei esant zenite), tačiau atliekant teorinius skaičiavimus į tai beveik neatsižvelgiama.



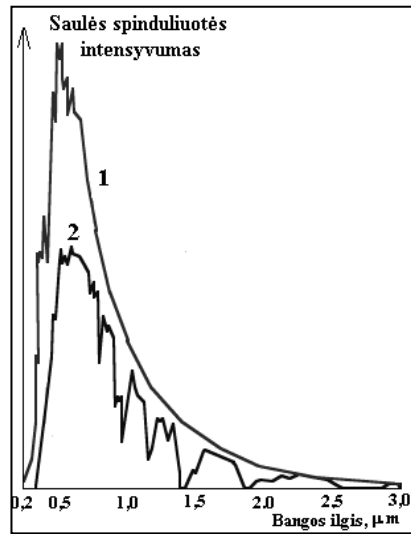
3.7 pav. Atmosferos optinė masė m didėja, didėjant Saulės zenito kampui z (a). Ypač greitai optinė masė auga Saulei artėjant prie horizonto (b). Apskaičiuota pagal F. Kasteno ir A. T. Jongo (Kasten, Young, 1989) pasiūlytą formulę

Atmosferos skaidrumo koeficientas yra santykinis dydis, parodantis, kuri Saulės spinduliuotės, ateinančios iki viršutinės atmosferos ribos, dalis pasiekia žemės paviršių, kai optinė masė lygi 1. Idealyje (tik iš pastoviųjų atmosferos dujų sudarytoje) atmosferoje šis dydis gali siekti 0,9. Tačiau jis kinta, priklausomai nuo spinduliuojamos bangos ilgio: $p = 0,55$, kai $\lambda = 0,35 \mu\text{m}$, ir $p = 0,99$, kai $\lambda = 1,0 \mu\text{m}$. Suprantama, jog pagrindinis faktorius, lemiantis spinduliuotės srauto silpnėjimą idealyje (be aerozolių) atmosferoje, yra išsklaidymas, todėl tokia atmosfera mažiau skaidri sklįsti trumposioms Saulės spektro bangoms. Vis dėlto labiausiai koeficiento dydį lemia vandens garų ir aerozolių kiekis atmosferoje: kuo jų daugiau, tuo mažesnis atmosferos skaidrumas. Realioje atmosferoje koeficiento reikšmė svyruoja tarp 0,5–0,85 (Saulės disko nedengia debesys).

Saulės spinduliuotė ties žemės paviršiumi

Tiesioginė Saulės spinduliuotė, kuri nėra išsklaidoma ir sugerama atmosferoje, pasiekia žemės paviršių. Taip pat paviršių pasiekia ir dalis atmosferoje išsklaidytosios spinduliuotės. Tačiau

ant žemės paviršiaus patenkanti spinduliuotė skiriasi nuo Saulės spinduliuotės ties viršutine atmosferos riba, tiek srauto dydžiu, tiek spektrine sudėtimi (3.8 pav.). Pastarieji spinduliuotės rodikliai priklauso nuo fizinės atmosferos būklės (priemaišų kiekio) ir nuo Saulės aukščio virš horizonto. Kai Saulė aukštai ir atmosfera skaidri, žemės paviršių pasiekiančios spinduliuotės intensyvumas gali būti 1,05–1,10 kW/m². Kalnuose šis dydis išauga iki 1,2 kW/m².



3.8 pav. Energijos pasiskirstymas Saulės spinduliuotės spektre ties viršutine atmosferos riba (1) ir prie žemės paviršiaus (2) (Brasseur, Solomon, 1986)

Visa ant horizontalaus žemės paviršiaus patenkanti Saulės spinduliuotė, tiesioginė ($I' = I \sin h_0$) ir išsklaidytoji (i), vadinama **bendrają Saulės spinduliuote**. Taigi bendroji Saulės spinduliuotė (Q):

$$Q = I \sin h_0 + i, \quad (3.12)$$

čia h_0 – Saulės aukštis virš horizonto.

Esant giedrai, bendroji Saulės spinduliuotė maksimalų dydį pasiekia apie pusiaudienį, o einant metams – birželio mėnesį. Tokiomis sąlygomis išsklaidytosios spinduliuotės dalis sudaro apie 10 % bendrojo Saulės spinduliuotės srauto. Jei ore daug priemaišų arba Saulė arti horizonto, išsklaidytosios spinduliuotės dalis išauga. Tuo atveju, kai Saulės diskas yra debesų sluoksnio uždengtas, bendroji Saulės spinduliuotė labai stipriai sumažėja. Jei debesys stori, tiesioginės Saulės spinduliuotės srautas lygus 0, o bendroji spinduliuotė lygi išsklaidytajai.

Dalinis debesuotumas, kai Saulės diskas nėra uždengtas, didina bendrąją Saulės spinduliuotę, palyginti su giedra, kadangi nuo žemės paviršiaus atsispindėjusi trumpabangė spinduliuotė gali būti dar kartą atspindima nuo debesų ir vėl pasiekti žemės paviršių. Be to, paviršių konkrečiame taške gali pasiekti ir kita kryptimi sklidusių, tačiau debesų pakraščiu išsklaidytų ir atspindėtų spindulių srautas.

Albedas. Sugertoji spinduliuotė

Albedas (A) – atspindėtojo ir bendrojo Saulės spinduliuotės srauto, krintančio ant paklotinio paviršiaus, santykis. Išreiškiamas vieneto dalimis arba procentais.

Krintanti ant Žemės bendroji Saulės spinduliuotė yra sugerama paviršiniame ploname sausumos ar storesniame vandens sluoksnyje arba yra atspindima.

Albedas priklauso nuo paklotinio paviršiaus pobūdžio. Ypatingai didelę reikšmę turi spalva: šviesūs paviršiai atspindi didesnę spinduliuotės dalį nei tamsūs. Todėl tamsūs paviršiai išyla žymiai greičiau. Be to, albedo reikšmės priklauso nuo Saulės aukščio virš horizonto: kuo ji aukščiau, tuo albedas mažesnis. Todėl albedas turi aiškiai išreikštą kaitą ir per metus, ir per dieną.

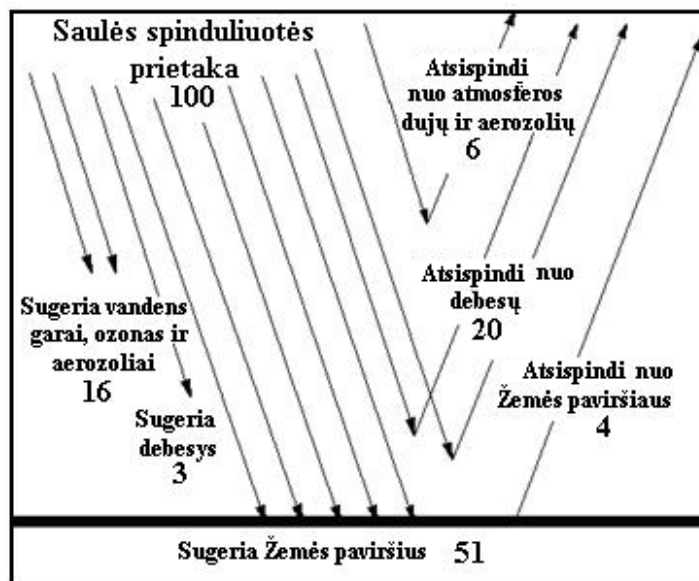
Daugumos paklotinio paviršiaus tipų albedas svyruoja nedaug (3.2 lentelė). Išimtis – sniegas ir vanduo. Susigulėjusio sniego albedas gali būti vos 0,4–0,5; o šviežiai iškritęs sniegas atspindi

daugiau kaip devynias dešimtas ant jo krintančio Saulės spinduliuotės srauto. Vandens albedas ypač stipriai priklauso nuo spindulių kritimo kampo. Kai Saulė yra arti horizonto, albedo reikšmė greitai artėja prie 1, o Saulei būnant zenite šis dydis sumažėja iki 0,05–0,10. Vidutiniškai vandens paviršiaus albedas yra mažesnis nei sausumos. Todėl ir drėgna dirva atspindi mažesnę spinduliuotės kiekį nei sausa.

3.2 lentelė. Kai kurių natūralių paviršių albedo reikšmės

Paviršius	Albedas (vieneto dalimis)
Pieva	0,15–0,25
Javai	0,10–0,25
Juodžemis	0,05–0,15
Smėlis	0,25–0,45
Miškas	0,10–0,20
Šviežiai iškritęs sniegas	0,75–0,95
Susigulėjęs sniegas	0,40–0,70
Jūrų ledas	0,30–0,50
Žemyninis ledas	0,20–0,40
Vanduo (Saulė zenite)	0,03–0,10
Vanduo (Saulė prie pat horizonto)	0,10–1,00

Labai didelę dalį link žemės paviršiaus sklindančios spinduliuotės atspindi debesys. Debesų albedas labiausiai priklauso nuo jų storio: ploni vos keliasdešimties metrų storio debesys atspindi apie trečdalį ant jų krintančios spinduliuotės, o galingi kamuoliniai lietaus debesys – net 80–90 %.



3.9 pav. Saulės spinduliuotės sugėrimas bei atspindėjimas atmosferoje ir ant žemės paviršiaus (Moran, Morgan, 1986)

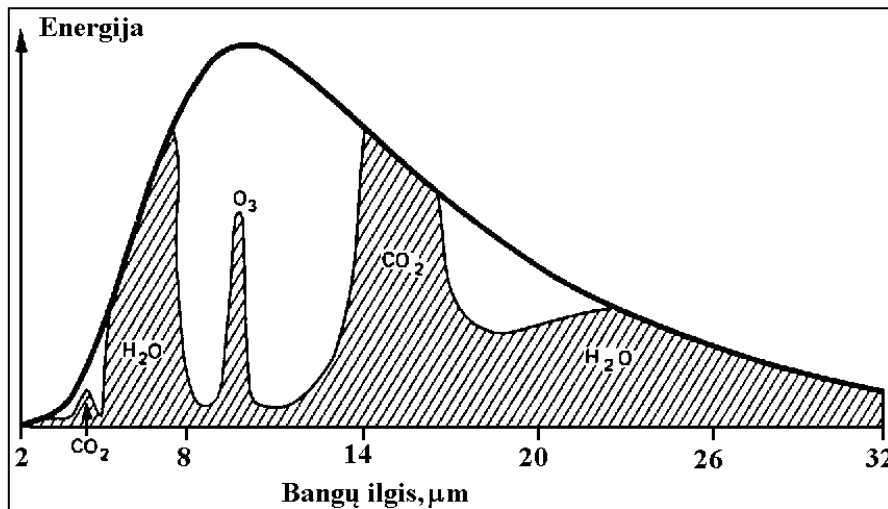
Patenkančios į kosmosą atspindėtosios ir išsklaidytosios spinduliuotės bei bendrojo į atmosferą patenkančio spinduliuotės kiekio santykis vadinamas **Žemės albedu**. Vidutinė Žemės albedo reikšmė dėl santykinai didelio debesų poveikio yra didesnė nei planetoje vyraujančių vandenynų – apie 30 %.

Bendrosios Saulės spinduliuotės srauto dalis $(I'+i) \times A$ yra atspindima. Likusi dalis $(I'+i) \times (I-A)$ yra žemės paviršiaus sugeriama ir naudojama viršutiniams dirvos ir vandens sluoksniams šildyti. Ši spinduliuotė vadinama **sugertąja spinduliuote**. Vidutiniškai žemės paviršius sugeria pusę viršutinę atmosferos ribą pasiekiančios spinduliuotės (3.9 pav.).

Žemės paviršiaus spinduliavimas. Priešpriešinis spinduliavimas

Jei žemės paviršius ir atmosfera tik sugertų Saulės spinduliuotę be jokio kompensuojančio šilumos srauto, tai oro temperatūra nuolat augtų. Iš tikrųjų globali oro temperatūra metai iš metų kinta mažai, kadangi panašus energijos kiekis yra išspinduliuojamas atgal į tarpplanetinę erdvę.

Kaip ir visi kūnai, kurių temperatūra aukštesnė už absoliutųjį temperatūros nulį, viršutiniai dirvos ir vandens sluoksniai, sniegas ir augalija spinduliuoja energiją, vadinamą **žemės paviršiaus spinduliavimu** (B_0). Anot Vino dėsnio, kuo žemesnė spinduliuojančiojo kūno temperatūra, tuo ilgesnės jo skleidžiamos spinduliuotės bangos ((3.5) formulė). Absoliučioji žemės paviršiaus temperatūra kinta nuo 190 iki 330 K (vidutinė apie 288 K). Esant tokiai temperatūrai, visos spinduliuojamos bangos priklauso infraraudonosioms. Didžiausias energijos kiekis spinduliuojamas 4–30 μm bangų diapazonu, o energijos maksimumas tenka 12 μm (3.10 pav.).



3.10 pav. Žemės spinduliuotės intensyvumo pasiskirstymas pagal bangų ilgį ir šios spinduliuotės sugėrimas atmosferoje, kai žemės paviršiaus temperatūra 285 K. Užbrūkšniuotas plotas žymi diapazoną bangų, kurias sugeria vienos ar kitos atmosferos dujos (Garvey, 1982)

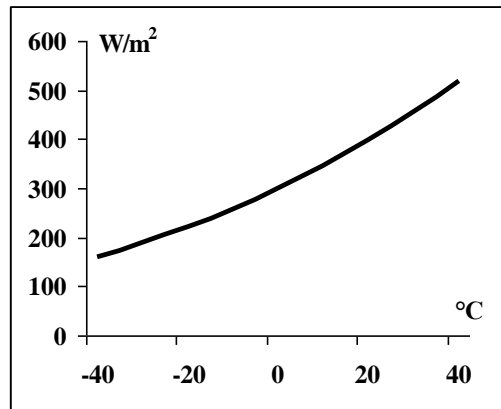
Kūno spinduliuojamas energijos kiekis gali būti apskaičiuojamas pagal Stefano ir Bolcmano dėsnį ((3.6) formulė). Kadangi jis yra tiesiogiai proporcingas spinduliuojančiojo kūno temperatūrai, pakeltai ketvirtuoju laipsniu, Saulės spinduliuojamas energijos kiekis iš ploto vieneto yra net 10^5 kartų didesnis nei Žemės. Tačiau Saulės spinduliuotė, keliaudama per kosminę erdvę, labai greitai silpnėja, ir jos kiekis, pasiekiantis Žemės paviršių, yra lygus Žemės spinduliuojamam. Be to, reikia prisiminti, kad Saulės spinduliuotė vienu metu apšviečia tik pusę mūsų planetos, o paviršius energiją spinduliuoja ir dieną, ir naktį.

Žinant absoliučiąją žemės paviršiaus temperatūrą, galima nesunkiai apskaičiuoti jos paviršiaus spinduliavimo intensyvumą ((3.7) formulė). Nors Žemė nėra absoliučiai juodas kūnas, bet ilgabangės spinduliuotės spektre ją galima laikyti artimą pilkam kūnui. Tai reiškia, kad visų bangų ilgių žemės spinduliavimas skiriasi nuo absoliučiai juodo kūno spinduliavimo tam tikru daugikliu (δ), proporcingu sugėrimo gebai (Kirchhofo dėsnis) ir vidutiniškai lygiu 0,95. Žemės paviršius gerai sugeria ilgabangę spinduliuotę (geriausiai sniegas; 3.3 lentelė).

3.3 lentelė. Kai kurių natūralių paviršių ilgabangės spinduliuotės sugėrimo geba

Paviršius	Sugėrimo geba (δ)
Vanduo	0,90
Smėlis	0,95
Dirva	0,96
Miškas	0,97
Žolė	0,98
Sniegas	0,99

Didėjant žemės paviršiaus temperatūrai, spinduliuojamos energijos kiekis didėja (3.11 pav.). Vidutinė planetos paviršiaus temperatūra yra $+15\text{ }^{\circ}\text{C}$ arba 288 K , todėl nesunku apskaičiuoti, jog vidutiniškai ji išspinduliuoja 371 W/m^2 . Šis dydis yra artimas Žemę pasiekiančio Saulės spinduliuotės srauto intensyvumui.



3.11 pav. Žemės paviršiaus spinduliuojamo energijos srauto intensyvumo (B_z) priklausomybė nuo paviršiaus temperatūros

Atmosferos dujos sugeria didelę Žemės ir labai mažą Saulės spinduliuotės dalį. Be to, tam tikrą energijos kiekį jos gauna nuo žemės paviršiaus turbulentinės apykaitos metu ar vykstant vandens garų kondensacijai atmosferoje. Kaip ir bet kuris kitas kūnas, įšilusi atmosfera spinduliuoja energiją pati. Tačiau spinduliavimo pobūdis yra daug sudėtingesnis: pagal Kirchhofo dėsnį, energiją spinduliuoja tik tos į oro sudėtį įeinančios dujos, kurios ją sugeria, t. y. daugiausia vandens garai, anglies dioksidas ir ozonas, daug mažiau – metanas ir azoto oksidai. Kiekvienos iš jų sugeria tik tam tikro ilgio bangas.

Saulės spinduliuotės sugėrimas atmosferoje buvo aptartas jau anksčiau (žr. skyrelį „[Saulės spinduliuotės srauto silpnėjimas atmosferoje](#)“). Ilgabangį žemės paviršiaus spinduliavimą $4,5\text{--}80\text{ }\mu\text{m}$ bangomis stipriausiai sugeria vandens garai (3.6 pav.). Esant vidutiniam vandens garų kiekiui atmosferoje, spinduliuotė, kurios bangų ilgis $5,5\text{--}7,0\text{ }\mu\text{m}$, sugeriama praktiškai visa, kitokio ilgio – iš dalies, ir tik $8,5\text{--}12,0\text{ }\mu\text{m}$ intervalo vandens garai yra beveik visiškai skaidrūs ilgabangei žemės spinduliuotei sklisti. Pastarasis bangų diapazonas vadinamas **atmosferos skaidrumo langu** (3.10 pav.).

Anglies dioksidas labai stipriai sugeria spinduliuotę, kurios bangų ilgis $12,9\text{--}17,1\text{ }\mu\text{m}$. Šio intervalo Žemės spinduliavimas vis dar labai stiprus. Nors anglies dioksido kiekis atmosferoje nedidelis, bet jo koncentracijos augimas virto globaline problema (žr. priedą „[Šiltnamio efektas](#)“). Ozonas turi kelis siaurus ilgabangės spinduliuotės sugėrimo intervalus. Ypač svarbus yra siaurasis bangų intervalas (centras – $9,7\text{ }\mu\text{m}$ ilgio banga) pačiame atmosferos skaidrumo lango centre (3.10 pav.). Atmosferos dujų nesugeriama ilgabangė Žemės spinduliuotė patenka į tarpplanetinę erdvę. Kai dangus giedras, praleidžiamos spinduliuotės dalis sudaro $17\text{--}35\%$.

Atmosferos dujos, kaip ir bet kuris kitas įšilęs kūnas, spinduliuoja energiją. Jų spinduliuojamų bangų diapazonas panašus į žemės paviršiaus. Didžioji (apie 70%) atmosferos spinduliuotės dalis pasiekia žemės paviršių, likusi patenka į tarpplanetinę erdvę. Atmosferos spinduliuotė, patenkanti ant paklotinio paviršiaus, vadinama **priešpriešiniu spinduliavimu** (B_a), nes yra nukreipta prieš žemės paviršiaus spinduliavimą. Žemė ilgabangį priešpriešinį spinduliavimą sugeria praktiškai visą ($90\text{--}99\%$; 3.3 lentelė). Priešpriešinį spinduliavimą auga didėjant debesuotumui, nes debesys Žemės spinduliuotę stipriai sugeria ir patys spinduliuoja.

Efektyvusis spinduliavimas

Skirtumas tarp žemės paviršiaus spinduliavimo ir atmosferos priešpriešinio spinduliavimo vadinamas **efektyviuoju spinduliavimu** (B_e):

$$B_e = B_0 - \delta B_a, \quad (3.13)$$

čia B_0 – žemės paviršiaus spinduliavimas, B_a – atmosferos priešpriešinis spinduliavimas, δ – ilgabangės spinduliuotės sugėrimo geba (3.3 lentelė). Priešpriešinis spinduliavimas beveik visada mažesnis nei žemės paviršiaus spinduliavimas, todėl efektyviojo spinduliavimo reikšmės dažniausiai yra teigiamos. Tik labai retais atvejais atmosferoje susidarius stipriai priežeminei oro temperatūros inversijai (t. y. oro temperatūros kilimui didėjant aukščiau) ir esant dideliame drėgmės kiekiui ore, δB_a gali būti didesnis už B_0 .

Efektyviojo spinduliavimo stiprumas labai priklauso nuo debesuotumo, kiek mažiau – nuo vandens garų kiekio. Pastarieji veiksniai lemia priešpriešinio srauto intensyvumą. Kuo giedresnis dangus bei sausesnis oras, tuo didesnės ir B_e reikšmės.

Nustatyta, jog mažas bendrasis debesuotumas nedaro didelės įtakos B_e dydžiui, tačiau debesuotumui augant šio rodiklio reikšmės staigiai mažėja.

Dar viena svarbi charakteristika – vertikalusis debesų išsivystymas. Kelių šimtų metrų storio vandeningas debesis apatinėje troposferoje sugeria beveik visą žemės spinduliuojamų ilgabangių spindulių srautą ir taip mažina B_e , o reti plunksniniai debesy daro nedaug įtakos efektyviojo spinduliavimo dydžiui.

Efektyvusis spinduliavimas turi aiškią paros ir metų kaitą. Labiausiai kinta žemės paviršiaus spinduliavimo intensyvumas (B_0), kadangi jo temperatūros svyravimai yra patys didžiausi. Todėl didžiausios B_e reikšmės fiksuojamos vasaros dienomis, kada paviršiaus temperatūra didžiausia. Priešpriešinio spinduliavimo kaita nėra tokia stipri ir daugiausia nulemta debesuotumo pokyčių.

Efektyviojo spinduliavimo dydis vidutinėse platumose dažniausiai kinta nuo 0,05 iki 0,15 kW/m². Koks yra efektyvusis spinduliavimas, tampa ypač svarbu naktį, nes, nutrūkus Saulės spinduliuotės prietakai, jis lemia paklotinio paviršiaus atvėsimo greitį.

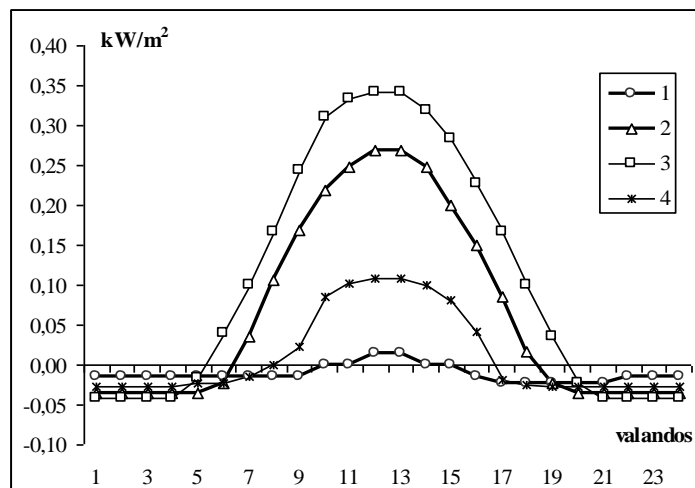
Spinduliuotės balansas

Skirtumas tarp sugertosios spinduliuotės ir efektyviojo spinduliavimo vadinamas **žemės paviršiaus spinduliuotės balansu (R)**:

$$R = (I' + i) \times (1 - A) - B_e. \quad (3.14)$$

Žemės paviršiaus spinduliuotės balansas yra vienas iš pagrindinių klimatą formuojančių faktorių, o nuo jo dydžio ir kaitos priklauso dirvos, vandens telkinio ir apatinių atmosferos sluoksnių terminis režimas. Kai spinduliuotės balansas teigiamas, paklotinis paviršius šyla, o kai neigiamas – vėsta.

Spinduliuotės balanso dydis priklauso nuo platumos, metų ir paros laiko, orų sąlygų, žemės paviršiaus pobūdžio. Pastarieji veiksniai tiesiogiai lemia spinduliuotės balansą ir jo sudedamąsias dalis sąlygojančius faktorius, iš kurių svarbiausi yra Saulės aukštis, albedas ir debesuotumas.



3.12 pav. Vidutinė spinduliuotės balanso kaita Kaune sausio (1), balandžio (2), liepos (3) ir spalio (4) mėnesiais

Ryte spinduliuotės balansas tampa teigiamas, kai Saulė pakyla virš horizonto apie $10\text{--}15^\circ$, o neigiamas – tokiam pačiame Saulės aukštyje vakare. Dieną spinduliuotės balansas kinta, kartu kintant Saulės aukščiui, t. y. didžiausios jo reikšmės dažniausiai fiksuojamos vidurdienį (3.12 pav.). Vidutinės spinduliuotės balanso reikšmės vasaros vidurdienį Lietuvoje viršija $0,30 \text{ kW/m}^2$. Naktį, kai Saulės spinduliai nepasiekia žemės paviršiaus, spinduliuotės balansas yra neigiamas ir lygus efektyviajam spinduliavimui. Naktį jis kinta mažai, nebent įvyksta didelių debesuotumo pokyčių.

Žiemą, kai labai didelis sniego albedas, spinduliuotės balansas tampa teigiamas tik tada, kai Saulė pakyla $20\text{--}25^\circ$ virš horizonto. Todėl žiemos mėnesiais ypač sutrumpėja paros metas, kai balansas yra teigiamas. Lietuvoje jis trunka vos porą valandų, o trumpiausiomis metų dienomis gali išlikti neigiamas visą parą.

Debesys mažina ir bendrąją Saulės spinduliuotę, ir efektyvųjį spinduliavimą. Tačiau absoliutus poveikis bendrajai spinduliuotei yra didesnis, todėl apsiniukusiomis dienomis šiltuoju metų laiku spinduliuotės balansas sumažėja. Kai balansas neigiamas, didelis debesuotumas lemia balanso reikšmių artėjimą prie 0.

Žinių patikrinimas

Kontroliniai klausimai

1. Kodėl dieną matomas Saulės diskas yra balkšvai geltonas?
2. Kaip kūno spinduliavimo intensyvumas priklauso nuo jo paviršiaus temperatūros?
3. Kodėl Saulės konstantos dydis turi metinį kaitos ciklą?
4. Kuo skiriasi Reilio ir Mi sklaida?
5. Ką reiškia frazė „optinė masė lygi 2“?
6. Kodėl metinis sugertosios spinduliuotės maksimumas labiausiai tikėtinas birželio mėnesį?
7. Kokie veiksniai daugiausia lemia efektyviosios spinduliuotės intensyvumą?

Uždaviniai

1. Žemiausia oro temperatūra, t. y. $-89,2^\circ\text{C}$, 1983 metais užfiksuota Antarktidoje stotyje „Vostok“, o aukščiausia, t. y. $57,8^\circ\text{C}$, – 1922 metais Libijoje. Kokių diapazonu kinta priežeminio oro spinduliuotės spektro maksimumo bangos ilgis?
2. Apskaičiuokite, kiek procentų susilpnės tiesioginės Saulės spinduliuotės srautas, optinei atmosferos masei nuo 1,5 padidėjus iki 2,5. Atmosferos skaidrumo koeficientas lygus 0,7.

4. ŠILUMOS APYKAITA ATMOSFEROJE IR PAKLOTINIAME PAVIRŠIUJE

Oro temperatūros kaitos priežastys. Adiabatiniai procesai ore. Sausieji adiabatiniai procesai. Drėgnieji adiabatiniai procesai. Potencialioji temperatūra. Pseudoadiabatinis procesas. Turbulencija. Atmosferos konvekcija. Inversijos. Periodiniai temperatūros svyravimai dirvos paviršiuje ir ore. Šalna. Šilumos sklidimas į dirvos gilumą. Paklotinio paviršiaus šilumos balansas.

Oro temperatūros kaitos priežastys

Oro temperatūros kaitą daugiausia lemia spinduliuotės prietakos prie žemės paviršiaus intensyvumas. Dieną paklotinis paviršius dėl Saulės spinduliuotės poveikio įšyla, naktį spinduliuotės balanse pradėjus vyrauti ilgabangei Žemės spinduliuotei – atvėsta.

Kaip minėta, troposferoje oras silpnai sugeria trumpabangę Saulės spinduliuotę – dėl šios priežasties oro temperatūra per parą kinta ne daugiau kaip 1° C. Pagrindinė apatinių atmosferos sluoksnių įšilimo priežastis – šiluma, gaunama nuo paklotinio paviršiaus. Dieną paklotinis paviršius dažniausiai yra šiltesnis ir šiluma nuo jo perduodama į orą. Naktį paklotinis paviršius stipriau atvėsta ir šilumos srautas yra nukreiptas žemyn. Oro temperatūra pradeda kristi. Šilumos apykaita tarp atmosferos ir paklotinio paviršiaus vyksta šiais būdais:

- 1) spinduliniu;
- 2) molekulinu;
- 3) turbulentiniu (konvekciniu);
- 4) per vandens fazinius virsmus.

Vykstant šilumos apykaitai **spinduliniu būdu**, atmosfera sugeria ir pati spinduliuoja Saulės, Žemės ir kitų atmosferos sluoksnių spinduliuojamą energiją. **Molekulinu būdu** šilumos apykaita vyksta tarp žemės paviršiaus ir oro, o **turbulentiniu būdu** – tarp skirtingų atmosferos sluoksnių. Šilumos apykaita tarp paklotinio paviršiaus ir atmosferos bei atskirų atmosferos sluoksnių vyksta ir per **vandens fazinius virsmus**: šiluma, sunaudojama garinti, į aplinką išsiskiria vykstant kondensacijai.

Oro temperatūra gali kisti ir nepriklausomai nuo šilumos apykaitos, t. y. adiabatiškai. Tada temperatūros pokyčiai yra susiję su atmosferos slėgio kaita (ypač vertikaliųjų oro judesių metu).

Advekcija – oro ir jo savybių permaša horizontalia kryptimi.

Temperatūra vietovėje gali keistis ir dėl oro judėjimo horizontalia kryptimi (advekcinė kaita). Vykstant šilumos advekcijai, į vietovę patenka aukštesnės, o vykstant šalčio advekcijai – žemesnės temperatūros oras. Šilumos (arba šalčio) advekcija yra labai svarbus temperatūros kaitą lemiantis faktorius.

Adiabatiniai procesai ore

Adiabatiniai procesai – tai procesai, vykstantys be šilumos apykaitos su supančia aplinka. Grynai adiabatinių procesų gamtoje nepasitaiko, tačiau kadangi oras pasižymi blogu šilumos laidumu, o atmosfera yra beveik visiškai skaidri trumpabangei saulės spinduliuotei skliti, kai kuriuos atmosferoje vykstančius procesus sąlygiškai galima vadinti adiabatiškais.

Pirmasis termodinamikos (arba energijos tvermės) dėsnis teigia, jog *termodinaminės sistemos vidinės energijos pokytis dU , atsiradęs keičiantis sistemos būsenai, lygus išorinių jėgų atliekamo darbo A ir sistemai suteikto šilumos kiekio Q sumai:*

$$dU = dQ - dA. \quad (4.1)$$

Minuso ženklas formulėje rodo, jog atliekant darbą energija sistemoje prarandama. Pagal pirmąjį termodinamikos dėsnį, taikomą idealiosioms dujoms (dėsnį šiuo atveju taikome sausam ir neprisotintam orui), šilumos prietaka (dQ) į vienetinį oro tūrį yra naudojama vidinei dujų energijai didinti (todėl išauga oro temperatūra $dU = c_v dT$) ir mechaniniam darbui, nukreiptam prieš išorinį slėgį (todėl išauga dujų tūris $dA = p dV$), atlikti. Kadangi šilumos prietakos adiabatinio proceso

metu neegzistuoja ($dQ = 0$), tai vidinės energijos pokyčiai yra proporcingi atliktam mechaniniam darbui:

$$-dU = dA. \quad (4.2)$$

Iš to išplaukia, kad oro temperatūros pokyčiai yra proporcingi oro tūrio pasikeitimui:

$$-c_v dT = p dv, \quad (4.3)$$

čia dT – oro temperatūros pokytis; c_v – specifinė oro šilumos talpa, kai tūris pastovus ($\text{J}/(\text{kg} \times \text{K})$); dv – specifinio dujų tūrio pokytis; p – atmosferos slėgis.

Specifinė šilumos talpa – tai šilumos kiekis, reikalingas vieno medžiagos kilogramo temperatūrai pakelti vienu laipsniu (pagal Celsijaus arba Kelvino skalę). Specifinė sauso oro šilumos talpa standartinėmis sąlygomis ($p = 1000 \text{ hPa}$, $t = 0 \text{ }^\circ\text{C}$) yra lygi $1,005 \text{ kJ}/(\text{kg} \times \text{K})$.

Išena: jei oras plečiasi adiatiškai, tada jis atlieka darbą, nukreiptą prieš išorinį slėgį; todėl jo vidinė energija (t. y. molekulių kinetinė energija) ir oro temperatūra mažėja. Adiatiškai oro tūris suspaudžiamas dėl išorinių jėgų (atmosferos slėgio) poveikio, kuris didina vidinę energiją ir kartu įšildo orą. Taigi:

1. Kai oro tūris adiatiškai kyla į viršų, jis patenka į mažesnio išorinio slėgio sluoksnius ir plečiasi, naudodamas vidinę energiją. Oro tūrio temperatūra mažėja.

2. Kai oro tūris adiatiškai leidžiasi, jis patenka į didesnio išorinio slėgio sluoksnius ir yra suspaudžiamas, o išorinių jėgų atliekamas darbas pereina į vidinę energiją. Oro tūrio temperatūra auga.

Sausieji adiatiniai procesai

Sauso ar neprisotinto oro būvio pokyčiai apibūrinami sausojo adiatinio proceso, arba Puasono, lygtimi (žr. priedą „[Puasono lygties išvedimas ir sausojo adiatinio temperatūros gradiento dydžio nustatymas](#)“):

$$\frac{T}{T_0} = \left(\frac{p}{p_0}\right)^{\frac{R}{c_p}} \quad (4.4)$$

čia T_0 ir T – oro temperatūra proceso pradžioje ir pabaigoje (K), p_0 ir p – atmosferos slėgis proceso pradžioje ir pabaigoje (hPa), R – specifinė dujų konstanta ($\text{kJ}/(\text{kmol} \times \text{K})$), c_p – specifinė oro šilumos talpa, kai slėgis pastovus ($\text{kJ}/(\text{kg} \times \text{K})$). Pastaroji lygtis vadinama Puasono lygtimi. Santykis R/c_p yra pastovus dydis ir lygus 0,286.

Remdamiesi šia lygtimi, galime teigti: jei procesas yra adiatinis ir slėgis kinta nuo p_0 iki p , tai žinant pradinę oro temperatūrą T_0 galima apskaičiuoti temperatūrą T proceso gale.

Atmosferoje oro plėtimasis ir dėl to vykstantis temperatūros bei slėgio kritimas dažniausiai yra susijęs su aukštyneigiu oro judėjimu (4.1 pav.). Aukštyneigis judėjimas dažniausiai vyksta:

- 1) šiltam orui kylant į viršų dieninės konvekcijos metu ar dėl oro turbulencijos;
- 2) lengvesniam šiltam orui kylant virš šalto;
- 3) orui kylant kalnų šlaitais;
- 4) orui konverguojant prie žemės paviršiaus;

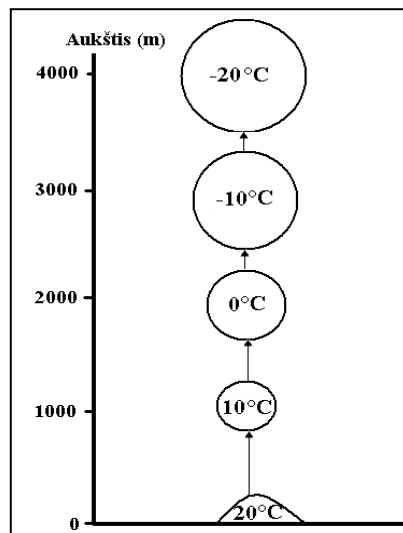
vykstant banginiams procesams atmosferoje.

Kai oras juda žemyn, jis suspaudžiamas, todėl didėja slėgis ir temperatūra. Žemyneigiai oro judesiai daugiausia siejami su:

- 1) vėsesnio oro leidimusi dieninės konvekcijos metu ar dėl oro turbulencijos;
- 2) oro leidimusi šaltos oro masės priekinėje dalyje;
- 3) oro leidimusi kalnų šlaitais;
- 4) oro konvergencija viršutinėje troposferoje;
- 5) banginiais procesais atmosferoje.

Realioje atmosferoje vykstančius vertikaliuosius judesius, kurių trukmė – nuo kelių valandų iki paros, galima sąlyginai laikyti adiatiškais, t. y. vykstančiais be oro apykaitos su aplinka.

Teoriškai nustatyta, kad adiatiškai kylant sausam, neprisotintam orui temperatūra nukrinta ($0,98 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ m}$), o adiatiškai sausam orui leidžiantis – tiek pat pakyla. Šis dydis vadinamas **sausuoju adiatiiniu temperatūros gradientu** γ_a .



4.1 pav. Oro tūrio plėtimasis ir temperatūros mažėjimas, kai oras kyla sausuoju adiabatiniu būdu

Adiabinis gradientas parodo oro tūrio temperatūros kaitą orui judant vertikalia kryptimi. Jo negalima painioti su **vertikaliuoju temperatūros gradientu** (žr. skyrelį „[Oro temperatūros kaita vertikalia kryptimi](#)“). Pastarasis dydis rodo temperatūros kaitą didėjant aukščiui nejudančiame aplinkos ore ir priklauso nuo daugelio priežasčių. Kaip jau minėta, vertikalusis temperatūros gradientas gali skirtis ne tik dydžiu, bet ir ženklu.

Drėgnieji adiabatiniai procesai

Drėgnaisiais adiabatinais vadinami procesai, vykstantys vandens garų prisotintame ore. Tarp adiabatiškai kylančio sauso ir drėgno neprisotinto oro yra vienas svarbus skirtumas. Adiabatiškai kylančiame sausame ore krinta tik temperatūra. Jei kyla drėgnas neprisotintas oras, krinta ne tik temperatūra – ore esantys vandens garai artėja prie sočiųjų vandens garų būsenos, t. y. didėja santykinis oro drėgnumas. Tam tikrame aukštyje garai tampa sočiais (santykinis drėgnumas tampa lygus 100 %). Šis aukštis vadinamas **kondensacijos lygiu**.

Jei oras kyla aukščiau, toliau mažėja jo temperatūra, todėl atsiranda vandens garų perteklius ir prasideda kondensacija. Tada išsiskiria šiluma. Vykstant kondensacijai išsiskiriantis šilumos kiekis priklauso nuo kondensacijos proceso intensyvumo ir **kondensacijos šilumos dydžio**.

Skiriasi skirtingų agregatinių būsenų vandens molekulių aktyvumas: lede jis mažiausias, dujose didžiausias. Todėl reikia papildomos išorinės energijos pereiti iš pasyvesnės į aktyvesnę termodinaminę būseną, pavyzdžiui, iš ledo į vandenį. Ledo temperatūrai pasiekus 0 °C, reikalingas didelis papildomas energijos kiekis egzistuojantiems ryšiams tarp ledo molekulių sutraukti (4.1 lentelė).

4.1 lentelė. Slaptoji vandens faziųjų virsmų šiluma, kJ/kg arba J/g

	Tirpimas (užšalimas)	Garavimas (kondensacija)	Sublimacija
Vanduo, 0 °C	334	2501	2835
Vanduo, 25 °C		2441	
Vanduo, 100 °C		2258	

Pavyzdžiui, vienam kilogramui ledo sušildyti 1 °C reikia apie 2,03 kJ, o norint ištirpinti tokią pat ledo masę reikalingas labai didelis papildomas 334 kJ energijos kiekis. Pastarojo energijos kiekio užtektų vandeniui sušildyti nuo 0 iki 80°C. Tirpstant ledui, kol jis visai neištirpo, ir vandens, ir ledo temperatūra lieka artima 0 °C, nes visa gaunama energija sunaudojama faziniam virsmui. Ir tik ledui visai ištirpus vandens temperatūra pradeda kilti. Agregatinei būsenai pasikeisti sunaudojama energija vadinama **slaptąja vandens faziųjų virsmų šiluma**.

Antra vertus, pereinant į ne tokią aktyvią būseną, analogiškas šilumos kiekis yra išskiriamas į aplinką. Energijos kiekis, kurio reikia pereiti iš kietosios būsenos į skystąją ir iš skystosios į

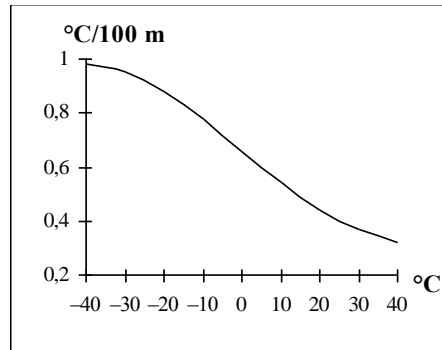
dujinę, skiriasi, o energijos kiekis, išsiskiriantis į aplinką kondensuojantis vandeniui, yra identiškas kiekiui, sunaudotam vandens garinimo metu. Taip pat sutampa ledui tirpdyti ir užšaldyti sunaudojamas (išskiriamas) šilumos kiekis.

Sublimacija meteorologijoje – tai vandens garų perėjimas į kietąją būseną arba garavimas nuo kieto paviršiaus, praleidžiant skystąją agregatinę būseną. Garų (kaip ir skysčio) perėjimas į kietąją būseną dar vadinamas **kristalizacija**. Slaptoji sublimacijos šiluma yra apskaičiuojama kaip tirpimo (užšalimo) ir garavimo (kondensacijos) fazinių virsmų šilumos suma.

Chemijoje sublimacija vadinamas tik garavimas nuo kieto paviršiaus.

Taigi kylančiame prisotintame ore išsiskyrus dideliame kondensacijos šilumos kiekiui, oro temperatūros kritimas sulėtėja: dalis būtinos orui plėstis energijos gaunama iš kondensacijos proceso, o oro molekulių vidinė energija mažėja ne taip greitai. Žemiau kondensacijos lygio orui plėstis buvo naudojama tik vidinė energija.

Toks adiabatiniis prisotinto oro kilimas vadinamas **drėgnuoju adiabatiniu procesu**. Vykstant sausajam adiabatiniui procesui oro temperatūros kitimo greitis visada yra vienodas ($0,98\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$), o per drėgnąjį adiabatinių procesą oro temperatūros kitimo greitis varijuoja ir priklauso nuo kondensacijos proceso intensyvumo. Šis kitimo greitis vadinamas **drėgnuoju adiabatiniu gradientu**. Kadangi drėgnojo adiabatiniio proceso metu oro tūrio vidinė energija keičiasi ne taip greitai, tai ir drėgnasis adiabatiniis gradientas yra visada mažesnis už sausąjį adiabatinių gradientą.



4.2 pav. Drėgnojo adiabatiniio gradiento priklausomybė nuo vandens garų prisotinto kylančio oro tūrio temperatūros ($p = 1000\text{ hPa}$)

Drėgnojo adiabatiniio gradiento dydis priklauso nuo kylančio oro temperatūros. Jei toks procesas vyksta žemoje temperatūroje, sočiųjų vandens garų kiekis E nedidelis (E yra temperatūros funkcija). Tada išsiskiria nedaug kondensacijos šilumos, o drėgnasis adiabatiniis gradientas mažai skiriasi nuo sausojo adiabatiniio. Esant aukštai kylančio prisotinto oro temperatūrai, išsiskiria labai didelis šilumos kiekis ir oro tūrio temperatūros kritimas stipriai sumažėja. Pavyzdžiui, jei jūros lygyje kylančio prisotinto oro temperatūra $20\text{ }^{\circ}\text{C}$, drėgnasis adiabatiniis gradientas yra lygus $0,43\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$. Galima daryti išvadą, jog *žemėjant temperatūrai drėgnasis adiabatiniis gradientas artėja prie sausojo adiabatiniio* (4.2 pav.).

Būtina paminėti, jog drėgnojo adiabatiniio gradiento dydis, nors ir daug mažiau, tačiau priklauso ir nuo atmosferos slėgio: mažėjant slėgiui, mažėja ir drėgnasis adiabatiniis gradientas. Tokio mažėjimo priežastis – slaptosios fazinių virsmų šilumos priklausomybė nuo išorinio slėgio. Mažėjant slėgiui, faziniams virsmams sunaudojama (arba atiduodama į aplinką) daugiau energijos. Todėl drėgnasis adiabatiniis gradientas labiau nutolsta nuo sausojo adiabatiniio.

Leidžiantis prisotintam orui, temperatūros kaita priklauso nuo to, ar liko ore kondensacijos produktų, ar jie iškrito kaip krituliai. Jei ore nėra kondensacijos produktų, tai vos pradėjus orui leisti ir jį spausti, temperatūra pradeda iš karto augti pagal sausąjį adiabatinių dėsni – $0,98\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$. Jei ore išliko kylant susidariusių kondensacijos produktų (lašelių ir kristalų), tai dalis vidinės besileidžiančio oro energijos bus sunaudojama jiems tirpinti ir garinti. Todėl oro temperatūra kils lėčiau, nei orui leidžiantis sausuoju adiabatiniu būdu. Oras iki tol liks prisotintas, kol visi kondensacijos produktai pereis į dujinę būseną. Tuo metu oro temperatūra kils drėgnuoju

adiabatiniu būdu (mažiau kaip $0,98\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$), o temperatūros kilimo greitis priklausys nuo besileidžiančio oro temperatūros (4.2 pav.). Kai visi kondensacijos produktai išgaruos, orui toliau besileidžiant, temperatūra kils jau pagal sausąjį adiabatiniį dėsnį.

Ekvivalentinė temperatūra – tai temperatūra, kurią įgautų oro tūris, jei visi jame esantys vandens garai susikondensuotų į vandens lašelius.

Meteorologijoje dažnai vartojama ekvivalentinės temperatūros sąvoka. Dėl išsiskyrusios fazinių virsmų energijos oro tūrio temperatūra pakiltų. Ekvivalentinė temperatūra apskaičiuojama taip:

$$T_e = T + \frac{L}{c_p} r, \quad (4.5)$$

čia T_e – ekvivalentinė temperatūra (K); T – realioji oro temperatūra (K); L – slaptoji (kondensacijos) šiluma (kJ/kg); c_p – oro specifinė šilumos talpa, esant pastoviam slėgiui (kJ/(kg×K)); r – mišinio santykis.

Potencialioji temperatūra

Potencialioji temperatūra – temperatūra, kurią įgautų oro tūris, jei jis sausuoju adiabatiniu būdu nusileistų arba pakiltų iki 1000 hPa slėgio izobarinio paviršiaus.

Potencialioji temperatūra leidžia palyginti oro, esančio skirtingame aukštyje virš jūros lygio, terminę būklę. Tarkim, tam tikrame aukštyje yra oro tūris, kurio slėgis p ir temperatūra T . Sausuoju adiabatiniu būdu nuleiskime jį į lygį, kuriame slėgis p_0 . Pasirinkime 1000 hPa slėgį. Naują jo temperatūrą galima apskaičiuoti pagal Puasono lygtį. Potencialioji temperatūra (Θ) bus lygi:

$$\Theta = T \left(\frac{1000}{p} \right)^{0,286} \quad (4.6)$$

Žinant, kad, orui leidžiantis sausuoju adiabatiniu būdu, temperatūra auga apytiksliai $1\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$, potencialiąją temperatūrą galima gana tiksliai apskaičiuoti pagal supaprastintą formulę:

$$\Theta = T + 0,01z, \quad (4.7)$$

čia z – oro tūrio aukštis virš jūros lygio (m).

Potencialioji temperatūra dinaminio požiūriu yra svarbesnis dydis už faktinę. Pavyzdžiui, vertikaliųjų judesių metu, kai oras apeina kliūtis, ar vykstant intensyviai turbulentiniam maišymuisi, faktinė temperatūra kinta, o potencialioji temperatūra išlieka nepakitusi ir išsaugo informaciją apie oro termines savybes. Dėl to potencialioji temperatūra yra geras skirtingame aukštyje esančio oro tūrio terminės būklės palyginimo matas.

Potencialioji temperatūra pasižymi labai svarbiu ypatumu: ji nesikeičia orui kylant arba leidžiantis sausuoju adiabatiniu būdu. Jei orui judant, jo potencialioji temperatūra keičiasi, tai reiškia, jog procesas nėra adiabatinis ir vyksta šilumos mainai su aplinkos oru. Taip pat potencialioji temperatūra gali kisti per vandens fazinius virsmus sunaudojant ar išskiriant šilumą.

Potencialiosios temperatūros vertikaliją kaitą galima apskaičiuoti taip:

$$\frac{d\Theta}{dz} = \frac{\Theta}{T} (\gamma_a - \gamma), \quad (4.8)$$

čia γ_a – sausasis adiabatinis gradientas, o γ – vertikalusis temperatūros gradientas.

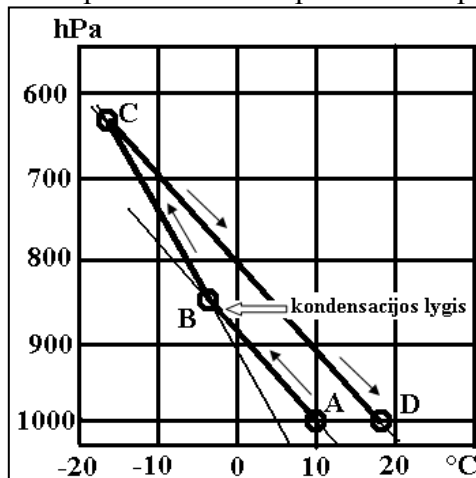
Tais atvejais, kai temperatūra kylant aukštyn mažėja $0,98\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$, potencialioji temperatūra nesikeičia ($\frac{d\Theta}{dz} = 0$), o stratifikacijos kreivė sutampa su sausąja adiabatine. Jei vertikalusis gradientas yra mažesnis negu $0,98\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ (taip būna dažniausiai), potencialioji temperatūra auga didėjant aukščiui ($\frac{d\Theta}{dz} > 0$) tuo greičiau, kuo mažesnis γ . Izoterminiame sluoksnyje potencialioji temperatūra auga $0,98\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$. Dar daugiau potencialioji temperatūra didėja, kai vertikalusis temperatūros gradientas yra neigiamas, t. y. inversijos sluoksnyje. Ir tik tais atvejais, kai vertikalusis temperatūros gradientas didesnis negu $0,98\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$, potencialioji temperatūra didėjant aukščiui mažėja ($\frac{d\Theta}{dz} < 0$) tuo greičiau, kuo didesnis γ .

Dar viena terminė oro tūrio charakteristika yra **ekvivalentinė potencialioji temperatūra** (Θ_e). Tai tokia temperatūra, kurią įgautų oro tūris, jei susikondensavus jame esantiems vandens garams, jis sausuoju adiabatiniu būdu nusileistų iki 1000 hPa izobarinio paviršiaus.

Pseudoadiabatinis procesas

Pseudoadiabatinis procesas – tai prisotintame ore vykstantis adiabatinis procesas, kai iš oro tūrio pasišalina susikondensavę vandens lašeliai.

Įsivaizduokime, kad drėgnas neprisotintas oras pradeda kilti. Jo temperatūra iš pradžių krinta sausuoju adiabatiniu būdu, o pasiekus kondensacijos lygį – drėgnuoju adiabatiniu būdu. Tarkim, kad visas vanduo, susidarantis vykstant kondensacijai, iš karto iškrinta kaip krituliai, o oras pradeda leisti. Kadangi kondensacijos produktų ore jau nėra, jis iš karto šils sausuoju adiabatiniu būdu. Todėl į pradinį lygį grįš aukštesnės temperatūros oras, nei buvo iš pradžių. Vadinasi, nors pseudoadiabatinio proceso metu oro tūris grįžo į pradinį tašką, jo terminė būklė negrįžo į pradinį lygį: proceso pabaigos temperatūra tapo aukštesnė už pradžios temperatūrą (4.3 pav.).



4.3 pav. Pseudoadiabatinis procesas: nuo taško A iki B temperatūra mažėja pagal sausą adiabatą, nuo taško B iki C – pagal drėgną adiabatą, nuo taško C iki D – auga pagal sausą adiabatą (Khromov, Petrosianc, 1994)

Turbulencija

Judėjimas, kai atskiri dujų ar skysčio tūriai juda lygiagrečiai su aplinkiniais tūriais ir tarpusavyje nesimaišo, vadinamas **laminariniu**. Tačiau realioje atmosferoje oro judėjimas labai retai būna laminarinis. Jame nuolat atsiranda netvarkingai judančių įvairaus dydžio sūkurinių ir tėkmių. Tai reiškia, jog oro judėjimas pasižymi **turbulentiškumu**, t. y. oro tūriai maišosi, judėdami nelygiagrečiais keliais.

Atskirų oro tūrių, vadinamų **turbulencijos elementais**, judėjimas yra labai sudėtingas, palyginti su bendrąja oro pernaša. Jie gali judėti statmenai ar net prieš bendrąją oro pernašos kryptį, o elementų dydis gali siekti dešimtis metrų. Be to, jų judėjimo greitis nuolat kinta. Galima daryti išvadą, kad kryptingos bendrosios oro pernašos fone egzistuoja daugybė chaotiškų turbulencijos elementų judesių, kurie sukelia momentines vėjo greičio ir krypties pulsacijas.

Viena svarbiausių kiekybinių charakteristikų, aprašančių skysčio ir dujų srauto judėjimo pobūdį, yra **Reinoldso skaičius** (Re). Tai yra nedimensinis dydis, tinkamas oro turbulencijos stiprumui vertinti; 1883 metais airių mokslininkas O. Reinoldsas pasiūlė tokį skaičiavimo būdą:

$$Re = \frac{\rho v l}{\eta}, \quad (4.9)$$

čia ρ – oro tankis (kg/m^3), v – oro judėjimo greitis (m/s), l – linijinė srauto arba turbulenciją sukeliančios kliūtis dydį apibūdinanti charakteristika (m) (pavyzdžiui, turbulencinio srauto skersmuo), η – dinaminis klampos koeficientas ($\text{kg/(m}\cdot\text{s)}$), parodantis dviejų skystosios arba dujinės aplinkos sluoksnių gebėjimą priešintis slydimui vienas kito atžvilgiu. Oro dinaminis klampos koeficientas, esant normaliam atmosferos slėgiui, svyruoja $1,5\text{--}2 \times 10^{-5} \text{ kg/(m}\cdot\text{s)}$.

Kuo Reinoldso skaičius didesnis, tuo stipresnis turbulentiškumas. Jei Re mažas (< 2300), judėjimas laikomas artimu laminariniam. Dydžiai nuo 2300 iki 4000 parodo pereinamąjį srauto pobūdį, jei $Re > 4000$, judėjimas laikomas absoliučiai turbulentišku. Laminarinis judėjimas dažniausiai virsta turbulentišku didėjant oro tūrio judėjimo greičiui arba srauto linijinėms charakteristikoms.

Dėl turbulencijos vyksta intensyvus oro maišymasis. Kadangi turbulencijos metu maišosi ne atskiros molekulės, o palyginti dideli oro tūriai, tai ir turbulentiškas maišymasis (**turbulentiškos difuzija**) dešimtis tūkstančių kartų yra intensyvesnis už molekulinį (**molekulinė difuzija**). Turbulentiškos difuzijos metu vyksta vandens garų ir kitų aerozolių, judesio kiekio (mv) bei šilumos mainai su aplinkos oru (ypač vertikalia kryptimi).

Vėjo greičio skirtumas tarp gretimų oro tūrių vadinamas **vėjo poslinkiu** (dv/dz). Ypač stiprus vėjo poslinkis apatiniuose atmosferos sluoksniuose, kur jaučiamas trinties į paklotinį paviršių poveikis. Todėl trinties sluoksnis pasižymi ypač dideliu turbulentiškumu, kuris gali formuotis ir termiškai vienaalytėje oro masėje. Toks turbulentiškumas vadinamas **dinamine turbulencija**.

Be to, turbulencijai formuotis didelę reikšmę turi ir **plūdrumo (Archimedo) jėga**. Šiltesni ir drėgnesni tankūs oro tūriai kyla į viršų, o šaltesni ir sausesni – leidžiasi žemyn. Toks oro maišymasis vyksta tuo intensyviau, kuo greičiau oro temperatūra žemėja didėjant aukščiui, t. y. kuo didesnis vertikalusis temperatūros gradientas. Tokia turbulencija vadinama **terminė turbulencija**.

Realioje atmosferoje turbulentiškumą visada nulemia abu faktoriai, ir galima kalbėti tik apie vieno kurio turbulencijos tipo vyravimą. Vienas iš svarbių dydžių, nusakančių atmosferos turbulentiškumo potencialą, yra nedimensinis anglų matematiko L. Ričardsono pasiūlytas skaičius (Ri):

$$Ri = \frac{g}{\theta} \frac{\gamma_a - \gamma}{(dv/dz)^2}, \quad (4.10)$$

čia g – laisvojo kritimo pagreitis (m/s^2), θ – potencialioji temperatūra (K), $\gamma_a - \gamma$ – sausojo adiabatinio ir vertikaliojo temperatūros gradientų skirtumas ($^{\circ}C/100m$), dv/dz – vėjo poslinkis (m/s). Jei stratifikacija pastovi ($\gamma_a - \gamma > 0$), Ričardsono skaičius yra teigiamas, o jei nepastovi – neigiamas. Kuo mažesnė Ri reikšmė, tuo palankesnės sąlygos turbulencijai vystytis. Ričardsono skaičius sujungia dinaminę (dv/dz) ir terminę turbulencijos dedamąsias.

Dėl turbulencijos atsiranda vėjo gūsių, dėl kurių vyksta vėjo krypties ir greičio pulsacija apie vidutinę reikšmę. Vėjas, kuriame jaučiamos stiprios tokio pobūdžio pulsacijos, vadinamas gūsingu. Kuo didesnis turbulentiškumas, tuo stipresnis vėjo gūsingumas.

Kadangi vėjo greitis didėjant aukščiui stiprėja, judesio kiekis (mv) dažniausiai yra pernešamas žemyn. Esant intensyviai turbulencijai, vėjo greičio skirtumai vertikalyje greitai mažėja.

Kaip jau žinome, atmosferą sudaro daug elementų (vandens garai, aerozoliai ir kt.), kurių kiekis vertikalia ir horizontalia kryptimi gali stipriai keistis. Bet kokios substancijos kiekį atmosferoje nusako **substancijos masės dalis** (s), t. y. substancijos masė oro masės vienetu.

Dėl turbulentiškos apykaitos bet kuri substancija, esanti ore, sklis ta kryptimi, kuria jos kiekis mažėja. Substancijos masės dalies kiekybinis mažėjimas erdvėje vadinamas **substancijos gradientu** (ds/dz). Kadangi atmosferoje vandens garų, aerozolių kiekis dažniausiai mažėja didėjant aukščiui, tai ir šių substancijų gradientas, ir substancijos pernaša dažniausiai nukreipta į viršų.

Substancijos judėjimo intensyvumą nusako **turbulentiškas substancijos srautas** Q – substancijos masė, pernešama per ploto vienetą per laiko vienetą ($kg/s \times m^2$). Substancijos srautas yra proporcingas substancijos gradientui. Vykstant substancijos pernašai vertikalia kryptimi,

$$Q = -A \frac{ds}{dz}, \quad (4.11)$$

čia Q – substancijos srautas, A – turbulentiškos apykaitos koeficientas ($kg/s \times m$), priklausantis nuo oro sąlygų (terminių ir dinaminų charakteristikų) ir žemės paviršiaus pobūdžio, $-ds/dz$ – vertikalusis substancijos gradientas. Jei ds yra neigiamas (t. y. substancijos masės dalis mažėja didėjant aukščiui), turbulentiškas substancijos srautas Q įgauna teigiamąją reikšmę; jei ds – teigiamas, tai $Q < 0$.

Kartu su turbulentiniais ore susidaro ir molekulinį srautų Q_m , kuriuos lemia šiluminiai molekulių judesiai. Molekulinio srauto intensyvumas tai pat yra proporcingas substancijos gradientui:

$$Q_m = -\rho D \frac{ds}{dz}, \quad (4.12)$$

čia ρ – oro tankis (kg/m^3), o D – molekulinės difuzijos koeficientas (m^2/s). Tik labai ploname oro sluoksnyje prie pat žemės paviršiaus (jo aukštis siekia vos kelis cm) molekulinis ir turbulentinis srautai yra panašaus dydžio. Aukščiau atmosferoje molekulinės difuzijos koeficientas ir srauto intensyvumas yra dešimtis tūkstančių kartų silpnesni už turbulentinį ir atliekant praktinius skaičiavimus jo galima nepaisyti.

Dėl adiabatinių temperatūros pokyčių orui judant vertikalia kryptimi apie šilumos pernašą negalima spręsti pagal vertikaliojo temperatūros gradiento kryptį. Vykstant sausajam adiabatiniam procesui išliekanti oro tūrio terminės būklės charakteristika yra jo potencialioji temperatūra θ , todėl šilumos srautas lygus:

$$Q = -A c_p \frac{d\theta}{dz}, \quad (4.13)$$

čia c_p – specifinė oro šilumos talpa esant pastoviam oro slėgiui ($\text{kJ}/(\text{kg}\times\text{K})$). Jei $-d\theta/dz=0$, vertikalioji šilumos pernaša lygi 0. Jei kylant aukštyne potencialioji temperatūra auga (temperatūros gradientas mažesnis už adiabatinį), šilumos srautas nukreiptas žemyn. Jei potencialioji temperatūra mažėja didėjant aukščiui (temperatūros gradientas didesnis už adiabatinį), šilumos srautas nukreiptas į viršų.

Troposferoje potencialioji temperatūra paprastai didėja didėjant aukščiui, nes vertikalusis temperatūros gradientas dažniausiai yra mažesnis už adiabatinį ($0,98\text{ }^\circ\text{C}/100\text{ m}$). Vadinasi, turbulentinis šilumos srautas dažniausiai nukreiptas žemyn. Tačiau žemės paviršius vidutiniškai yra šiltesnis už orą virš jo, todėl didesnis šilumos kiekis pernešamas į viršų. Tai aiškinama taip: kai vertikalusis temperatūros gradientas didesnis už adiabatinį, turbulentinės apykaitos koeficientas A yra labai didelis. Todėl į viršų šilumos yra pernešama daugiau nei žemyn, nors tokios krypties pernaša pasitaiko rečiau.

Atmosferos konvekcija

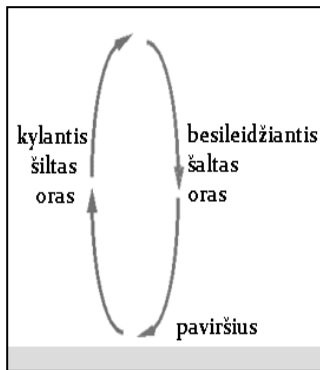
Atmosferos konvekcija – oro tūrių judėjimas vertikalia kryptimi (aukštyneigis ar žemyneigis), atsirandantis dėl tankio skirtumų. Retesnis (šiltas ir drėgnas) oras kyla į viršų, o tankus oras (šaltas ir sausas) leidžiasi žemyn.

Konvekcijos metu į viršų pernešami dideli šilumos kiekiai: nors oras kildamas adiabatiškai vėsta, tačiau jo potencialioji temperatūra nesikeičia. Tai reiškia, jog į aukštesnius atmosferos sluoksnius patenka oras, išsaugantis šilumą, gautą nuo paklotinio paviršiaus.

Vienas svarbiausių veiksnių, lemiančių konvekcijos pradžią, yra nevienodas paklotinio paviršiaus ir virš jo esančio oro įšilimas. Šiltesnis oras pradeda kilti į viršų, o jo vietą užima vėsesnis oras, kuris, savo ruožtu, taip pat paklotinio paviršiaus yra šildomas. Nevienodą pažemio oro temperatūrą daugiausia lemia paklotinio paviršiaus struktūros skirtumai. Dieną greta esančių paviršių įšilimas daugiausia priklauso nuo jų albedo (tai reguliuoja sugeriamos energijos kiekį) ir šiluminės talpos.

Konvekcija taip pat gali prasidėti, kai šaltas oras juda virš šiltesnio paviršiaus ir palengva šyla iš apačios. Tokio tipo konvekcija gali vykti ir naktį.

Kitas atmosferos konvekcijos formavimosi mechanizmas yra susijęs su atmosferos frontų judėjimu. Šaltas oras į viršų išstumia šiltą orą, kuris adiabatiškai vėsta. Galingų konvekcinių srautų formavimasis būdingas šaltiesiems ir pirmojo tipo okliuzijos frontams (žr. skyrelį „[Atmosferos frontai](#)“).



4.4 pav. Konvekciniai srautai

Konvekcija, kuri formuojasi dėl savaiminio įšilusio oro tūrio kilimo į viršų, vadinama **laisvąja** (arba **termine**) **konvekcija**. Konvekcija, vykstanti dėl išorinių jėgų poveikio, vadinama **priverstine** (arba **dinamine**) **konvekcija**.

Laisvosios konvekcijos metu oras kyla tol, kol jo temperatūra būna aukštesnė už aplinkos oro. Kaip jau minėta, kildamas oras adiabatiskai vėsta. Konvekcija nutrūksta tokia aukštyje, kur kylančio oro ir aplinkos oro temperatūra išsilygina (**konvekcijos lygis**). Nors konvekcijos metu oras juda turbulentiškai, tačiau kai vertikalusis temperatūros gradientas yra artimas adiabatiniam, judėjimas tampa tvarkingas ir virsta galingais vertikaliaisiais oro judesiais. Retais atvejais oro judėjimo greitis gali siekti net 20 m/s.

Oras konvekcijos metu juda su pagreičiu (**konvekcijos pagreitis**), kuris priklauso nuo judančio (T_{vj}) ir aplinkos oro (T_{va}) virtualiosios temperatūros skirtumo. Virtualioji temperatūra apima abu rodiklius, nuo kurių priklauso oro tankis tame pačiame lygyje: oro temperatūrą ir drėgmę. Jei skirtumas ($T_{vj}-T_{va}$) yra teigiamas, tai konvekcijos pagreitis – taip pat teigiamas, ir oras greitėdamas juda aukštyn; jei neigiamas – oras juda žemyn. Jei skirtumas lygus 0, konvekcija nevyksta.

Konvekcijos pagreitis gali būti apskaičiuojamas pagal formulę:

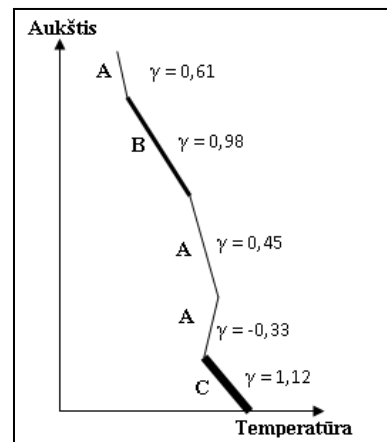
$$\frac{d^2 z}{dt^2} = \frac{T_{vj}-T_{va}}{T_{va}} g, \quad (4.14)$$

čia g – laisvojo kritimo pagreitis. Nesunku apskaičiuoti, jog tuo atveju, kai aplinkos virtualioji temperatūra artima 0°C , o judančio oro virtualioji temperatūra aukštesnė už aplinkos 1°C , konvekcijos pagreitis siekia 3 cm/s^2 .

Kad konvekcija vyktų ilgesnį laiką, temperatūrų skirtumas $T_{vj}-T_{va}$ turi išlikti toks pat arba didėti. Tam reikia, kad kylančio vandens garų prisotinto oro aplinkoje temperatūros kitimas vertikalia kryptimi būtų didesnis arba lygus sausajam adiabatiniam gradientui, t. y. $0,98^\circ\text{C}/100\text{ m}$. Jei vertikalusis temperatūros gradientas mažesnis už $0,98^\circ\text{C}/100\text{ m}$ (**pastovioji stratifikacija**), konvekcija silpnėja, kol pagaliau sustoja; jei lygus $0,98^\circ\text{C}/100\text{ m}$ (**neutralioji stratifikacija**) – konvekcinio srauto greitis išlieka vienodas, jei didesnis (**nepastovioji stratifikacija**) – konvekcija stiprėja (4.5 pav.). Kuo stratifikacija nepastovesnė, t. y. kuo daugiau vertikalusis temperatūros gradientas viršija adiabatinį, tuo stipresnė konvekcija.

Tuo atveju, kai oras prisotintas, konvekcijai vykti reikalingas vertikalusis temperatūros gradientas turi būti didesnis nei drėgnasis adiabatinis. Kadangi drėgnojo adiabatinio temperatūros gradiento reikšmė mažesnė nei sausojo adiabatinio, pastovioji atmosferos stratifikacija, esant neprisotintam orui, gali tapti nepastovi, esant prisotintam orui. Taip gali atsitikti tada, kai vertikalusis temperatūros gradientas yra artimas sausajam adiabatiniam. Tokiu atveju išskiriama **sąlygiškai nepastovi stratifikacija**.

Pastoviosios stratifikacijos sluoksnis – atmosferos sluoksnis, kuriame vertikalusis sauso oro temperatūros gradientas yra mažesnis už sausąjį adiabatinį ($0,98^\circ\text{C}/100\text{ m}$) neprisotintame ore ar mažesnis už drėgnąjį adiabatinį gradientą prisotintame ore. Ypač didelis stratifikacijos pastovumas yra izotermiuose ir inversiniuose sluoksniuose.



4.5 pav. Atmosferos stratifikacijos tipai: A – pastovioji stratifikacija, B – neutralioji stratifikacija, C – nepastovioji stratifikacija

Neutraliosios stratifikacijos sluoksnis – atmosferos sluoksnis, kuriame vertikalusis oro temperatūros gradientas yra lygus sausajam adiabatiniam ($0,98\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$) neprisotintame ore ar drėgnajam adiabatiniam gradientui prisotintame ore.

Nepastoviosios stratifikacijos sluoksnis – atmosferos sluoksnis, kuriame vertikalusis oro temperatūros gradientas yra didesnis už sausąjį adiabatinį ($0,98\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$) neprisotintame ore ar didesnis už drėgnąjį adiabatinį gradientą prisotintame ore.

Meteorologijoje išskiriama ir **sąlygiškai nepastovi stratifikacija**, kai vertikalusis oro temperatūros gradientas tam tikrame atmosferos sluoksnyje yra mažesnis už sausąjį adiabatinį, bet didesnis už drėgnąjį adiabatinį. Jei dėl išorinių jėgų poveikio (pavyzdžiui, trinties) oras, pradėjęs kilti, stabilioje atmosferoje pasiekia kondensacijos lygį, jis gali patekti į nepastoviosios stratifikacijos sluoksnį, kuriame toliau kiltų jau dėl paties oro terminų savybių.

Žodžiai *pastovumas* ir *nepastovumas* šiuo atveju nusako vertikaliosios sąmaišos atmosferoje galimybes. Stratifikacijos nepastovumas parodo, jog dėl konvekcinių šilumos srautų konkrečiu laiko momentu egzistuojantis vertikalusis oro temperatūros pasiskirstymas gali labai pasikeisti.

Sąlygiškai nepastovios stratifikacijos sluoksnis patenka į **laisvosios konvekcijos sluoksnį**. Apatinė pastarojo sluoksnio riba sutampa su apatine sąlygiškai nepastovios stratifikacijos sluoksnio riba ir vadinama **laisvosios konvekcijos lygiu**. Ši riba yra virš kondensacijos lygio ir ties ja išsilygina kylančio oro ir aplinkos oro virtualiosios temperatūros (virš jos kylantis oras tampa šiltesnis). Viršutinė laisvosios konvekcijos sluoksnio riba vadinama **pusiausvyros lygiu**, nes ties ja dar kartą išsilygina virtualiosios kylančio ir aplinkos oro temperatūros, tik virš jos jau yra šiltesnis aplinkos oras. Esant ypač stipriai konvekcijai, dėl inercijos oro maksimalus pakilimo aukštis gali kiek viršyti pusiausvyros lygį, tačiau vėliau iki jo nusileidžia.

Sausumoje giedromis šiltojo laikotarpio dienomis apatiniai oro sluoksniai stipriai išyla nuo paviršiaus. Vertikalusis temperatūros gradientas apatiniame kelių šimtų metrų ar net poros kilometrų sluoksnyje neretai būna artimas ar didesnis nei sausasis adiabatinis. Šiuo atveju atmosferos stratifikacija tampa nepastovi, prasideda konvekcija. Ir stratifikacijos nepastovumas, ir konvekcija maksimalias reikšmes pasiekia kiek po pusiaudienio. Todėl ir su galinga konvekcija susiję kamuoliniai debesys, liūtiniai krituliai, perkūnija dažniausiai formuojasi po vidurdienio. Vakarėjant mažėja Saulės spindulių prietaka ant paklotinio paviršiaus, todėl vertikalieji temperatūros gradientai taip pat mažėja – stratifikacija tampa pastovi. Naktį dėl efektyviojo spinduliavimo poveikio neretai priežeminiame sluoksnyje formuojasi inversija, tuomet stratifikacijos pastovumas ypač didelis.

Šiltas oras, patekęs ant šalto paklotinio paviršiaus, vėsta iš apačios ir vertikalusis temperatūros gradientas mažėja. Tipiškoje šiltoje oro masėje jo reikšmė apie $0,2\text{--}0,4\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$, t. y. mažesnis už drėgnąjį adiabatinį. Oro masės stratifikacija tampa pastovi ir susidaro nepalankios sąlygos konvekcijai formotis. Šaltas oras, patekęs ant šilto paklotinio paviršiaus, pradeda šilti iš apačios. Todėl susidaro dideli vertikalieji temperatūros gradientai ($0,7\text{--}0,8\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$), oro masės stratifikacija gali tapti nepastovi ir pradėti formotis stipri konvekcija.

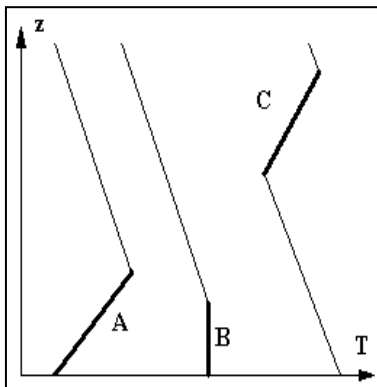
Inversijos

Kaip jau minėta skyrelyje „Oro temperatūros kaita vertikalia kryptimi“, **temperatūros inversija** – oro temperatūros didėjimas tam tikrame atmosferos sluoksnyje didėjant aukščiui. Jei temperatūra didėjant aukščiui išlieka pastovi, tai vadinama **izotermija**. Inversija turi įtakos daugeliui procesų, vykstančių atmosferoje. Priežeminiuose inversiniuose sluoksniuose formuojasi rūkas, inversijos yra svarbios debesų evoliucijos ir kai kurių kritulių rūšių susidarymo procesuose. Temperatūros inversijos yra bene pagrindinis meteorologinis veiksnys, lemiantis didelę oro taršą urbanizuotose vietovėse.

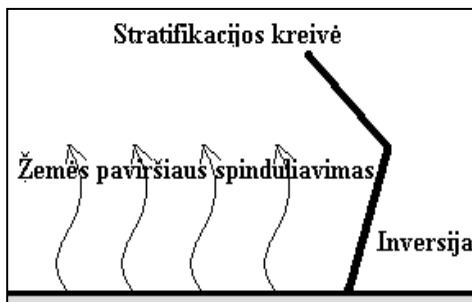
Bet kurį inversijos sluoksnį galima apibūdinti šiais parametrais:

- 1) inversijos sluoksnio apatinės ribos aukščiu;
- 2) inversijos sluoksnio storiui;
- 3) temperatūros pasikeitimu inversijos sluoksnyje (temperatūros šuoliu).

Pagal formavimosi sąlygas inversijas galima skirstyti į **termines** ir **dinamines**. Terminiam formavimosi tipui priskirtinos spindulinio atvėsimo ir advekcinės, dinaminiam – žemyneigių srautų, turbulentinės ir frontinės inversijos. Inversijos gali susidaryti ir vykstant keliems joms formuotis palankiems procesams vienu metu (pavyzdžiui, advekcinės spindulinio atvėsimo inversijos).



4.6 pav. Temperatūros vertikaliosios kaitos tipai: A – priežeminė inversija, B – priežeminė izotermija, C – pakilioji inversija



4.7 pav. Spindulinio atvėsimo inversija

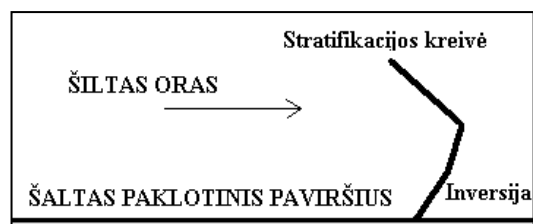
Vasarą spindulinio atvėsimo inversijos paprastai pradeda formuotis vakare iškart po saulėlydžio. Maksimalų išsivystymo laipsnį pasiekia paryčiais. Naktinių priežeminių inversijų storis svyruoja nuo 10–15 m iki 200–300 m. Temperatūros šuolis inversijos sluoksnyje siekia kelis laipsnius (labai retais atvejais gali viršyti net 10 °C).

Žiemą vidutinėse ir ypač arktinėse platumose, kai paklotinio paviršiaus vėsimas diena iš dienos stiprėja (spinduliuotės balansas dažnai būna neigiamas ir šviesiu paros metu), inversijos gali išsilaikyti keletą dienų ar net savaitių. Tokių inversijų storis sudaro kelis šimtus metrų, o kartais net daugiau kaip kilometrą. Temperatūros šuolis inversiniame sluoksnyje gali viršyti 20 °C.

Spindulinio atvėsimo inversijos, susijusios su vietovės reljefo ypatumais, vadinamos **orografinėmis**. Orografinės inversijos būdingos žemesnėms reljefo vietoms, į kurias suteka tankesnis šaltas oras.

Advekcinės inversijos formuojasi šiltam orui užslinkus ant šalto paklotinio paviršiaus, t. y. šilto oro advekcijos metu (4.8 pav.). Pavyzdžiui, tokios inversijos dažnai susidaro žiemą santykinai šiltam jūriniam orui užslinkus ant atvėsusios sausumos.

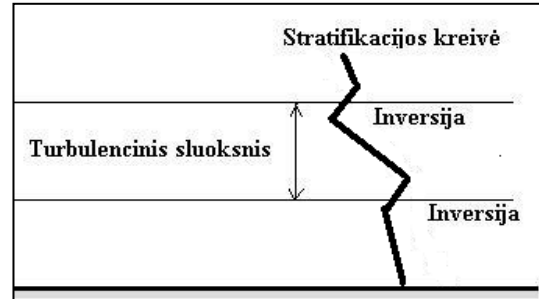
Dėl molekulinės ir turbulentinės apykaitos atvėsta priežeminis oro sluoksnis. Tačiau dėl to, jog paklotinis paviršius pats yra oro šildomas, poveikis pamažu silpnėja. Dažniausiai praėjus 2–3 paroms nuo šilto oro įsiveržimo paviršiaus temperatūra išsilygina su virš jo esančio oro temperatūra ir inversijos formavimosi procesas visai nutrūksta.



4.8 pav. Advekcinė inversija

Dažnai šilto oro advekcijos metu dar vyksta ir spindulinis priežeminio sluoksnio vėsimas, tada formuojasi **advekcinės spindulinio atvėsimo inversijos**.

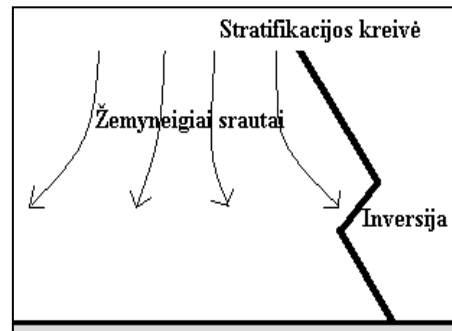
Turbulentinės inversijos susidaro tuo atveju, jei virš turbulentinio yra nesimaišančio oro sluoksnis. Turbulencija ypač stipri priežeminiame sluoksnyje, debesyse, atmosferos sraujymėse. Turbulentiniame sluoksnyje šiluma yra pernešama žemyn, todėl viršutinė jo dalis stipriai atvėsta ir gali tapti šaltesnė nei virš jo esantis nejudantis oras. Jei turbulencijos sluoksnis yra laisvojoje atmosferoje, jo apatinė dalis dėl adiabatiskai žemyn judančio oro įšyla ir tampa šiltesnė nei žemiau jo esantis oras.



4.9 pav. Turbulentinės inversijos

Tokiu būdu gali susiformuoti dvi pakiliosios inversijos: viena ties apatine, kita ties viršutine turbulencijos sluoksnio riba (4.9 pav.), o pačiame turbulencijos sluoksnyje vertikalusis temperatūros gradientas būna teigiamas ir neretai artimas adiabatiniam (t. y. oro temperatūra greitai mažėja didėjant aukščiui). Dėl priežeminiame sluoksnyje nuolat vykstančios turbulencijos (dėl kurios vertikalusis temperatūros gradientas didėja) žemyneigių srautų inversijos nepasiekia paklotinio paviršiaus. Jų apatinė riba dažniausiai sutampa su paribio sluoksnio aukščiu.

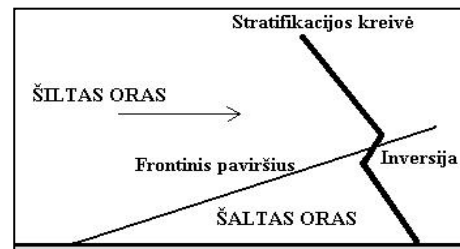
Žemyneigių srautų inversijos formuojasi ten, kur dideli oro sluoksniai leidžiasi (pavyzdžiui, anticiklone) ir oras adiabatiskai šyla. Greičiausiai oras leidžiasi vidurinėje troposferoje, artėdamas prie aukščio, kuriame jis pradeda diverguoti, t. y. ne tik leisti žemyn, bet ir sklisti į šalis (4.10 pav.). Kiek žemiau vertikalioji oro judesių dedamoji mažėja, o horizontalioji auga. Todėl oro dalelei nuėjus vienodą kelią, jos temperatūra per adiabatinių procesą išauga mažiau.



4.10 pav. Žemyneigių srautų inversija

Oro sluoksniui leidžiantis žemyn, jo stratifikacijos pastovumas didėja, vertikalusis temperatūros gradientas mažėja ir susidaro inversijos (išsamesnis paaiškinimas priede „[Žemyneigių srautų inversijų formavimasis](#)“). Šio tipo inversijos apima dideles teritorijas aukšto slėgio zonose. Ypač stiprios inversijos formuojasi žemyninėse vidutinių platumų dalyse žiemą. Žemyneigių srautų inversijos žiemą gali būti sustiprinamos ir spindulinio paklotinio paviršiaus vėsimo, o abiejų tipų procesai suformuoja vientisą priežeminį inversinį sluoksnį, kurio storis gali būti 2–4 km, o temperatūros šuolis 20–25 °C.

Frontinės inversijos susidaro tada, kai retesnis šiltas oras kyla virš šalto (tai būdinga visų tipų frontams). Siaura pereinamoji zona, vadinama fronto paviršiumi, skiria žemiau esantį šaltą orą nuo aukščiau esančio šilto. Šioje zonoje ir susidaro pakilioji inversija (4.11 pav.).



4.11 pav. Frontinė inversija

Periodiniai temperatūros svyravimai dirvos paviršiuje ir ore

Pagrindinis veiksnys, lemiantis periodinių paros ir metinių temperatūros svyravimų dydį, yra Saulės spinduliuotės prietakos kaita. Astronominiai faktoriai (Žemės sukimasis apie savo ašį, ašies polinkis, Žemės padėtis orbitoje) lemia Saulės aukščio virš horizonto ir kartu spinduliuotės intensyvumo skirtumus tam tikroje vietoje per parą ir per metus. Saulės aukštis virš horizonto priklauso ir nuo vietovės platumos. Tačiau net ir toje pačioje platumoje esančiose vietovėse Saulės

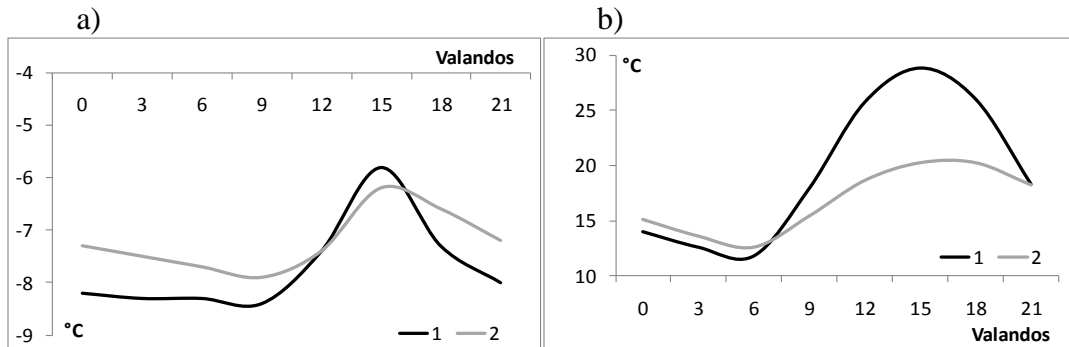
spinduliuotės intensyvumas prie paklotinio paviršiaus gali labai skirtis. Tai lemia ir orų sąlygos (debesuotumas, vandens garų ir aerozolių kiekis ore), ir topografiniai vietovės aspektai (pavyzdžiui, šlaito polinkis, absoliutusias aukštis). Todėl periodinė oro temperatūros kaita per parą ir per metus yra labai nevienoda.

Išnagrinėkime tipinę dirvos ir oro temperatūros kaitą per parą (4.12 pav.). Dirvos paviršiuje temperatūros minimumas dažniausiai fiksuojamas praėjus pusvalandžiui po Saulės patekėjimo, nes iki tol efektyvusis spinduliavimas vis dar viršija Saulės spinduliuotės prietaką. Paskui žemės paviršiaus temperatūra greitai kyla ir kiek po vidurdienio pasiekia maksimalų dydį. Nors ir vėliau spinduliuotės balansas išlieka teigiamas, bet dėl padidėjusios oro turbulencijos ir stipraus garavimo nuo paklotinio paviršiaus (tam sunaudojama energijos) temperatūra pradeda mažėti. Temperatūros kritimas sustiprėja pavakare, kai Saulės spinduliuotės prietaka staigiai mažėja, kol galų gale spinduliuotės balansas tampa neigiamas. Naktį temperatūros kaita yra labiausiai veikiamą efektyviojo spinduliavimo. Kuo jis stipresnis, tuo labiau atvėsta paklotinis paviršius.

Skirtumas tarp paros temperatūros maksimumo ir minimumo vadinamas **paros temperatūros amplitude**. Skirtumas tarp vidutinės šilčiausio ir šalčiausio mėnesių temperatūros vadinamas **metine temperatūros amplitude**.

Didžiausią šilumos kiekį oras spinduliniu, molekulinu ir, svarbiausia, turbulentiū būdu gauna nuo dirvos. Todėl jos temperatūra per parą kinta taip pat kaip ir dirvos paviršiaus. Kadangi orui šiluma perduodama nuo dirvos paviršiaus, tai oro temperatūros ekstremumai šiek tiek vėluoja, o temperatūros svyravimo amplitudė yra mažesnė.

Oro temperatūra 2 m aukštyje pradeda kilti vidutiniškai 15 min vėliau negu žemės paviršiuje. Saulei kylant virš horizonto temperatūra kelias valandas sparčiai auga. Paskui kilimo greitis sumažėja. Oro temperatūros maksimumas fiksuojamas pora valandų po vidurdienio. Vėliau temperatūra mažėja: iš pradžių lėtai, paskui greitai. Naktį oro temperatūros kaita vėl sulėtėja.



4.12 pav. Vidutinė temperatūros kaita per parą dirvos paviršiuje (1) ir ore 2 m aukštyje (2) Vilniuje: a) sausio mėnesį; b) liepos mėnesį

Maksimali dirvos paviršiaus temperatūra dieną yra aukštesnė negu oro, nes dieną Saulė visų pirma įšildo dirvą. Naktiniai temperatūros minimumai dirvos paviršiuje žemesni nei ore, nes dėl efektyviojo spinduliavimo vėl pirmiau atšąla dirvos paviršius. Todėl oro temperatūros amplitudė yra mažesnė nei dirvos paviršiaus, ir ji mažėja didėjant aukščiui. Apskaičiuota, jog 2 m aukštyje oro temperatūros paros amplitudė yra vidutiniškai vienu trečdaliu mažesnė nei dirvos paviršiuje. Oro temperatūros amplitudė tam tikrame aukštyje z gali būti apskaičiuojama analogiškai kaip ir dirvos:

$$A_z = A_0 e^{-z \sqrt{\frac{\pi}{kP}}}, \quad (4.15)$$

tik šioje formulėje A – oro temperatūros amplitudė aukštyje ($^{\circ}\text{C}$) z (m), A_0 – dirvos paviršiaus temperatūros amplitudė ($^{\circ}\text{C}$), o k – turbulencijos (m^2/s) koeficientas. Su skyrelyje „Turbulencija“ minėtu turbulentiū apykaitos koeficientu A ((4.11) formulė) jis siejasi tokiu santykiu:

$$k = \frac{A}{\rho}, \quad (4.16)$$

čia ρ – oro tankis (kg/m^3). Kuo didesnis turbulencijos koeficientas k , tuo lėčiau mažėja temperatūros amplitudė didėjant aukščiui. Antra vertus, pučiant stipriam vėjui ir dirvos, ir oro temperatūros kaita per parą susilpnėja, nes dėl intensyvaus oro maišymosi temperatūros kontrastai išsilygina. Kaip ir dirvoje, oro temperatūros ekstremumai vėluoja dirvos paviršiaus atžvilgiu, tačiau kadangi ore vyrauja turbulentinė, o dirvoje – daug lėtesnė molekulinė šilumos pernaša, vėlavimai ore yra daug kartų mažesni.

Temperatūros paros amplitudei didelę įtaką daro vietovės reljefas. Dirvos temperatūros kaita per parą priklauso nuo šlaito polinkio, nes dieną labiau įšyla pietiniai šlaitai. Labai svarbų vaidmenį vaidina ir pačios dirvos spalva (nuo jos priklauso dirvos albedas), ir drėgnumas. Tamsios ir sausos dirvos paviršiaus temperatūros svyravimai yra daug didesni.

Iškiliose vietovės reljefo formose oro temperatūros paros amplitudė mažesnė nei lygumoje, o įgaubtosiose formose – didesnė. Tai susiję su tuo, kad pirmuoju atveju oro ir dirvos paviršiaus sąlyčio plotas yra mažesnis ir oras greitai yra stipresnio vėjo nunešamas. Įgaubtose reljefo formose oras mažai judrus ir dieną labiau įšyla, o naktį atšąla. Be to, šaltesnis ir tankesnis oras šlaitais teka žemyn ir kaupiasi žemesnėse reljefo vietose.

Žiemą dirvos ir oro temperatūros paros amplitudė mažesnė nei vasarą. Didėjant platumai, ji taip pat mažėja. Abiem atvejais tai lemia mažesnis vidudienio Saulės aukštis virš horizonto.

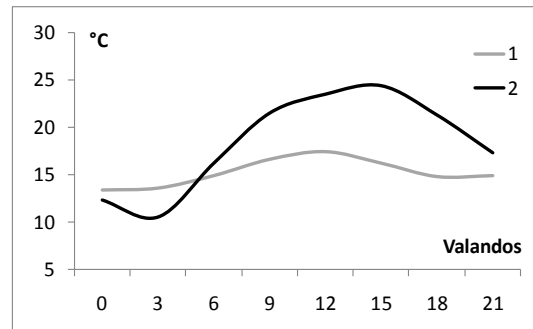
Vandens paviršiaus temperatūros amplitudė yra daug mažesnė nei dirvos. Yra kelios priežastys. Dieną tiesioginę Saulės spinduliuotę sugeria ne tik skaidraus vandens paviršius, bet ir gilesni sluoksniai. Be to, dėl bangavimo ir srovių vyksta vertikalusis paviršinio sluoksnio maišymasis ir didesnis šilumos kiekis perduodamas gilyn. Taip pat didesnė nei dirvoje energijos dalis sunaudojama garinti. O svarbiausia yra tai, jog vanduo pasižymi daug didesne šilumine talpa negu įvairūs dirvos paviršiai. Vandens šiluminis talpumas net penkis kartus didesnis nei sauso smėlio. Didelė vandens šiluminė talpa, vertikaloji sąmaiša ir didesnis dėl kondensacijos gaunamas šilumos kiekis lemia silpnesnį vandens paviršiaus vėsimą naktį.

Šiluminis sausumos ir vandens paviršiaus poveikis atmosferai yra nevienodas: sausuma atiduoda orui daug didesnę gaunamos šiluminės energijos dalį nei vanduo, nes pastarasis didesniąją dalį gaunamos šilumos sunaudoja gilesniems vandens sluoksniams šildyti. Be to, kaip jau minėta, didelė vandens telkinių gaunamos šiluminės energijos dalis yra naudojama garinti. Dėl šių priežasčių oras labiau įšyla virš sausumos negu virš vandens. Tačiau sausuma ir stipriau atvėsta, nes nesukaupia pakankamo kiekio šilumos. Todėl vasarą naktimis oro temperatūra virš stambių vandens telkinių aukštesnė nei virš sausumos, o dienomis oras virš sausumos yra šiltesnis. Žiemą Lietuvoje oro temperatūra virš neužšalusių vandens telkinių yra visą parą aukštesnė nei virš sausumos.

Virš vandens oro temperatūros paros amplitudė taip pat daug mažesnė nei virš dirvos. Tačiau, priešingai nei sausumoje, oro temperatūros amplitudė virš vandens paviršiaus yra didesnė nei vandens paviršiaus, nes oras virš vandens yra labiau prisotintas vandens garų, kurie patys sugeria Saulės spinduliuotę dieną ir spinduliuoja ilgabangę spinduliuotę naktį. Oro temperatūros paros svyravimai virš sausumos dažniausiai pasiekia didesnę aukštį (1–1,5 km) nei virš vandens. Antra vertus, stiprios atmosferos konvekcijos metu paros temperatūros svyravimai gali būti jaučiami visoje troposferoje.

Tipinė dirvos ir oro temperatūros kaita per parą dažnai būna pažeidžiama. Tai daugiausia susiję su debesuotumo pasikeitimu (pakinta paviršiaus spinduliuotės balansas) ir šiltų ar šaltų orų įsiveržimu (advekcija), pavyzdžiui: žiemos naktį įsiveržus šiltai oro masei oro temperatūra gali būti net aukštesnė nei dieną. Tokie temperatūros pokyčiai vadinami **neperiodiniais**.

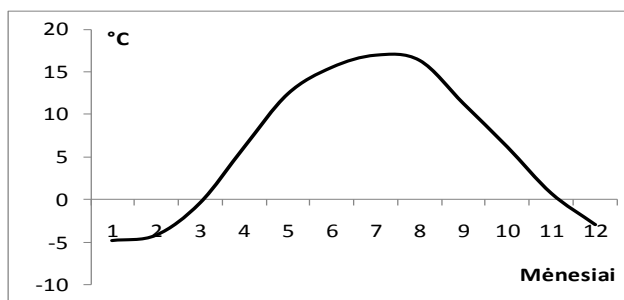
Neperiodinius temperatūros svyravimus gali charakterizuoti **tarpparinė temperatūros kaita**, t. y. paros vidutinės oro temperatūros pasikeitimas. Jei nebūtų neperiodinių svyravimų, vidutinė temperatūra, taip pat ir dirvos bei oro temperatūros amplitudės diena iš dienos kistų labai nedaug. Tarppariniai temperatūros svyravimai iškart padidėja sustiprėjus šiltų ir šaltų oro masių advekcijai. Įvairių oro masių vidutinė temperatūra labai skiriasi ir šie temperatūros skirtumai didėja didėjant platumai, o virš sausumos yra didesni nei virš vandenyno. Todėl tarppariniai temperatūros svyravimai didžiausi žemyninėse poliarinių platumų dalyse. Lietuvoje vidutinis tarpparinių temperatūros svyravimų dydis yra 2–3 °C.



4.13 pav. Oro temperatūros kaita per parą Vilniuje tipiską apsiniaukusią (1) ir giedrą (2) vasaros dieną

Dviejų gretimų parų (šiuo atveju astronominių faktorių įtaka minimali) dirvos paviršiaus temperatūros amplitudė visų pirma priklauso nuo debesuotumo. Debesuotumas mažina temperatūros maksimumą ir didina minimumą, nes debesys stipriai sugeria ir atspindi Saulės spinduliuotę, o sugerdami ilgabangį Žemės spinduliavimą mažina efektyvumą. Todėl giedrą dieną amplitudė daug didesnė nei apsiniaukusią (4.13 pav.). Panašų, nors ir daug silpnesnį, poveikį daro ore esantys vandens garai.

Augalija mažina dirvos paviršiaus temperatūros amplitudę. Dieną ji sulaiko Saulės spinduliuotę, naktį – mažina efektyvų spinduliavimą. Todėl, pavyzdžiui, miške ir dirvos, ir oro temperatūros svyravimai silpnesni. Blogu šilumos laidumu pasižyminti sniego danga apsaugo dirvą nuo pernelyg didelės šilumos netekties žiemą, todėl ir paros, ir metinė paviršiaus temperatūros amplitudė labai sumažėja. Sniegas žiemą ir augalija vasarą apie 10 °C sumažina metinę dirvos paviršiaus temperatūros amplitudę.



4.14 pav. Vidutinė oro temperatūra 2 m aukštyje Vilniuje

Vidutinė atskirų mėnesių dirvos paviršiaus ir oro temperatūra priklauso nuo Saulės spinduliuotės intensyvumo: aukščiausia vasarą, o žemiausia žiemą (4.14 pav.). Metinė dirvos temperatūros amplitudė didėja, didėjant platumai: Šiaurės pusrutulyje ties 10° platumu amplitudė yra apie 3 °C, o ties 50° platumu – 25 °C. Metinė temperatūros amplitudė virš sausumos didesnė nei virš vandens.

Šalna

Šalna – tai oro temperatūros kritimas iki 0 °C ir žemiau, kai vidutinė paros temperatūra yra teigiama. Tais atvejais, kai oro temperatūra 2 m aukštyje dar yra teigiama, o dirvos paviršiuje – 0 °C ir žemesnė, susiformuoja **šalnos dirvos paviršiuje**. Toks temperatūrinis režimas Lietuvoje gali būti fiksuojamas visais metų laikais (vasarą retai), tačiau šalnos terminas daugiausia vartojamas augalų vegetacijos periodo (balandžio–rugsejo mėnesiai) terminams sąlygoms nusakyti.

Šalnos skirstomos į:

- 1) spindulinio atvėsimo;
- 2) advekcines.

Spindulinio atvėsimo šalnos formuojasi dėl efektyviojo spinduliavimo atšalant dirvai ir gretimiems atmosferos sluoksniams. Tokioms šalnomis susidaryti palankios giedros naktys, kai vėjas labai silpnas, o ore mažai vandens garų. Giedromis mažai vėjuotomis naktimis formuojasi gerai išreikštos priežeminės inversijos, kuriose turbulentinė šilumos pernaša yra ypatingai silpna.

Vėjas didina turbulentiškumą, todėl didėja šilumos pernaša iš aukštesnių atmosferos sluoksnių prie dirvos paviršiaus, o debesų sluoksnis bei vandens garai ore mažina efektyvų spinduliavimą ir kartu šalnų susidarymo galimybę. Spindulinio atvėsimo šalnų susidarymas labai priklauso nuo vietos sąlygų (reljefo, dirvos būklės ir kt.) ir dažnai šalnos apima ne visą teritoriją, kurioje yra palankios meteorologinės sąlygos joms formuotis. Pavyzdžiui, didesnė turbulentinė apykaita mažina šalnų formavimosi tikimybę pakilesnėse reljefo formose, tačiau jos labai tikėtinos daubose, į kurias suteka dar ir šaltas tankus oras. Šalnos retesnės ir virš tankios, drėgnos, pasižyminčios gera šilumos talpa dirvos, nes joje dieną susikaupia didesnis šilumos kiekis.

Advekinės šalnos susidaro dėl šalto oro, kurio temperatūra žemesnė už 0 °C, advekcijos (pavyzdžiui, vėlyvą pavasarį į Lietuvą įsiveržus šaltam arktiniam orui). Advekinės šalnos apima didelius plotus ir mažai priklauso nuo vietinių sąlygų. Jos gali susidaryti ne tik naktį, bet ir dieną.

Dažniausiai vykstant šalto oro, kartais turinčio teigiamąją temperatūrą, advekcijai temperatūra naktį dar labiau nukrinta dėl efektyviojo spinduliavimo poveikio. Tada formuojasi **advekinės spindulinio atvėsimo šalnos**.

Šilumos sklidimas į dirvos gilumą

Kai spinduliuotės balansas teigiamas, dirvos paviršius šyla, o dirvos temperatūra didėjant gyliui mažėja. Šiuo atveju šilumos srautas nukreiptas gilyn. Kai spinduliuotės balansas neigiamas, atvirkščiai, dirvos paviršius vėsta, o dirvos temperatūra didėjant gyliui auga. Tada šilumos srautas nukreiptas paviršiaus link. Todėl dieną šiluma dažniausiai sklinda žemyn, o naktį – į viršų. Vasarą dirvos paviršius didesnę kiekį šilumos atiduoda gilesniems sluoksniams, o žiemą sukaupia šilumą atiduodama paviršiumi.

Šilumos sklidimą dirvoje nusako bendroji molekulinė šilumos laidumo teorija, XIX amžiaus pradžioje pasiūlyta J. Furje. Jis suformulavo dėsnį, pagal kurį šilumos sklidimo greitis per bet kokią medžiagą priklauso nuo temperatūros gradiento medžiagoje bei medžiagos šiluminio laidumo koeficiento:

$$dQ = \lambda \frac{dT}{dz}, \quad (4.17)$$

čia dQ – šilumos srautas į dirvą, λ – šilumos laidumo koeficientas (W/(K×m)), dT/dz – temperatūros gradientas (K/m).

Šiluma sklinda iš aukštesnės temperatūros sluoksnių į žemesnės temperatūros sluoksnius, greičiau judančioms molekulėms perduodant savo šiluminę energiją kaimyninėms. Šilumos laidumo koeficientas priklauso nuo medžiagos savybių. Dirvoje šilumos perdavimo vertikalia kryptimi greitis taip pat priklauso nuo dirvos savybių. Kuo didesnis dirvos tankis ir drėgmė, tuo ji laidesnė šilumai, tuo greičiau šiluma skverbiasi į gilumą ir tuo giliau juntami paros bei metiniai temperatūros svyravimai. Tai yra susiję su tuo, jog oras yra labai blogas šilumos laidininkas, todėl mažėjant dirvoje porų skaičiui arba joms prisipildant vandens dirvos šiluminis laidumas sparčiai didėja.

4.2 lentelė. Kai kurių medžiagų šilumos laidumo koeficientai

Medžiaga	Šilumos laidumo koeficientas (W/(K×m))
Sausas ir drėgnas molis	0,15–1,8
Prisotintas molis	0,6–2,5
Sausas smėlis	0,15–0,25
Drėgnas smėlis	0,25–2
Prisotintas smėlis	2–4
Vanduo	0,58
Dirvožemis su organinėmis medžiagomis	0,15–2
Prisotintas dirvožemis	0,6–4

J. Furje teorija gali būti taikoma dirvai, laikantis tokių sąlygų:

- 1) šiluma į dirvos gilumą perduodama tik molekulinio būdu;
- 2) dirva yra vienalytė;

3) dirvos temperatūra kinta tik vertikalia kryptimi;

4) dirvos paviršius horizontalus.

Nors realios sąlygos dažniausiai skiriasi nuo šių teorinių prielaidų (pavyzdžiui, tam tikrą šilumos kiekį dirvoje perneša krituliai, net ir plonas paviršinis dirvos sluoksnis retai būna vienalytis, todėl jame šilumos laidumo koeficientas kinta ir kt.), J. Furje teorija gali gana tiksliai apibrėžti bendruosius šilumos sklaidimo į dirvos gilumą ypatumus. Remiantis šia teorija, galima padaryti keletą išvadų:

1. *Temperatūros svyravimo periodas dirvoje nekinta didėjant gyliui.*

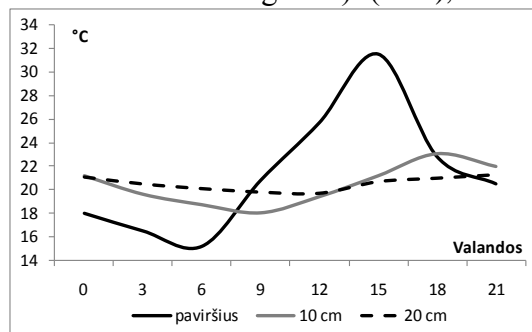
Tai reiškia, kad ne tik dirvos paviršiuje, bet ir įvairiame gylyje išlaikomas paros ir metinių temperatūros svyravimų periodiškumas.

2. *Didėjant gyliui aritmetine progresija, dirvos temperatūros amplitudė mažėja geometrine progresija (4.15 pav.).*

Amplitudę įvairiame gylyje galima apskaičiuoti taip:

$$A_z = A_0 e^{-z \sqrt{\frac{\pi}{kP}}}, \quad (4.18)$$

čia A_0 – dirvos paviršiaus temperatūros svyravimo amplitudė (°C), A_z – temperatūros svyravimo amplitudė (°C) gylyje z (m), P – svyravimo periodas (s), k – dirvos temperatūrinio laidumo koeficientas (priklauso nuo dirvos sudėties ir drėgnumo) (m^2/s), e – natūrinio logaritmo pagrindas.



4.15 pav. Tipinė dirvos temperatūros kaita per parą įvairiame gylyje vasarą (0–20 cm)

Temperatūrinio laidumo koeficiento k dydis parodo, kaip greitai gavus tam tikrą šilumos kiekį keičiasi temperatūra. Jo dydis priklauso nuo medžiagos savybių. Su šilumos laidumo koeficientu λ siejasi taip:

$$k = \frac{\lambda}{\rho c_p}, \quad (4.19)$$

čia ρ – dirvos tankis (kg/m^3), o c_p – specifinė dirvos šilumos talpa, esant pastoviam slėgiui ($\text{J}/(\text{kg} \times \text{K})$).

3. *Paros ir metinių dirvos temperatūros maksimumo ir minimumo vėlavimas įvairiuose gyliuose, palyginti su dirvos paviršiumi, yra proporcingas gylio didėjimui.*

Kadangi reikia laiko šilumai sklisti žemyn, paros ekstremumas vėluoja 2–3 valandomis (priklausomai nuo dirvos temperatūrinio laidumo) kas 10 cm. Metinis ekstremumas vėluoja 20–30 dienų kas kiekvieną gylio metrą. Todėl 3 m gylyje temperatūros ekstremumas, palyginti su paviršiumi, vėluoja 2–3 mėnesiais.

4. *Pastovios paros temperatūros dirvoje gylio santykis su pastovios metinės temperatūros dirvoje gyliu yra .*

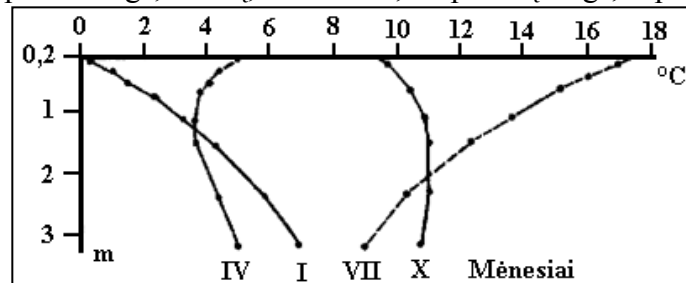
Pasiekus gylį, kuriame paros temperatūros amplitudė tampa lygi 0 (apie 70–100 cm), prasideda **pastovios paros temperatūros sluoksnis**.

Metiniai temperatūros svyravimai prasiskverbia į didesnę gylį. Kadangi $\sqrt{365} = 19,1$, tai reiškia, kad metiniai dirvos temperatūros svyravimai fiksuojami 19,1 karto didesniame gylyje nei paros. Poliarinėse srityse metiniai dirvos temperatūros svyravimai išnyksta 30 m, vidutinėse platumose – 15–20 m, tropikuose – 10 m gylyje. Šiame gylyje minėtose srityse prasideda **pastovios metinės temperatūros sluoksnis**.

Maksimalų gylį dirvoje, kur prasiskverbia periodiniai temperatūros svyravimai, galima apskaičiuoti pagal formulę (kintamieji ir dimensijos kaip ir (4.16) formulėje):

$$z = \sqrt{\frac{kP}{\pi}} \frac{1}{lge} \lg \frac{A_0}{0,1} . \quad (4.20)$$

Su metinės temperatūros įvairiame gylyje skirtumais susijęs temperatūros pasiskirstymas vertikalėje skirtingais metų laikais: vasarą temperatūra einant gilyn mažėja, žiemą – auga; pavasarį ji iš pradžių mažėja, o paskui auga; rudenį, atvirkščiai, iš pradžių auga, o paskui mažėja (4.16 pav.).



4.16 pav. Dirvos temperatūros (po augaline danga) kaita vertikalėje pagal Kauno agrometeorologijos stoties duomenis (Bukantis, 1994)

Šilumos sklaidimas vandens ir dirvos paviršiuje šiek tiek skiriasi. Dirvoje šiluma sklinda vertikalia kryptimi dėl molekulių šiluminio laidumo, o vandenyje – ir dėl turbulentinio vandens sluoksnių maišymosi, susijusio su bangavimu, srovėmis ir vandens tankio skirtumais. Be to, tiesioginiai Saulės spinduliai pasiekia ir įšildo ne tik vandens paviršių, bet ir gilesnius sluoksnius. Dėl šių priežasčių paros temperatūros svyravimai vandenyje neretai fiksuojami kelių dešimčių metrų gylyje, o metiniai temperatūros svyravimai pasiekia kelių šimtų metrų gylį.

Paklotinio paviršiaus šilumos balansas

Paklotinis (veiklusis) paviršius – dirvos, vandens ar augalijos paviršius, kuris betarpiškai sugeria Saulės ir atmosferos spinduliuotę ir pats ją spinduliuoja į atmosferą, taip reguliuodamas gretimų oro ir dirvos sluoksnių terminį režimą.

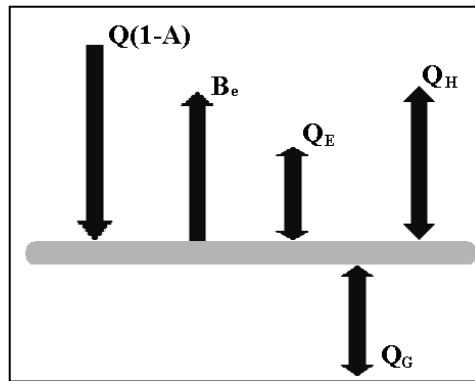
Paklotinis paviršiaus pobūdis turi didelę įtaką oro išilimui ir atvėsimui. Temperatūros kaitą apatiniuose atmosferos sluoksniuose lemia paklotinio paviršiaus temperatūros kaita. Šiluma nuo paklotinio paviršiaus yra perduodama į atmosferą arba į gilesnius dirvos ar vandens sluoksnius.

Visų pirma, ant paklotinio paviršiaus patenka tiesioginė ir išsklaidytoji Saulės spinduliuotė bei priešpriešinis atmosferos spinduliavimas. Spinduliuotė paviršiaus yra sugerama, todėl išyla viršutiniai dirvos bei vandens sluoksniai. Savo ruožtu paklotinis paviršius spinduliuoja pats ir tokiu būdu netenka tam tikro šilumos kiekio. Antra, šiluma ant paklotinio paviršiaus patenka iš atmosferos molekulinio ir turbulentinio maišymosi būdu. Tuo pačiu būdu šiluma į atmosferą patenka ir nuo paklotinio paviršiaus. Taip pat paklotinis paviršius gauna šilumą iš gilesnių dirvos ar vandens sluoksnių ir pats atiduoda ją gilyn. Trečia, paklotinis paviršius gauna šilumą kondensuojantis ant jo vandens garams arba atiduoda ją garindamas vandenį. Tai yra pagrindiniai paklotinio paviršiaus šilumos šaltiniai. Mažiau įtakos turi sniego tirpimo šiluma, kartu su krituliais patenkanti šiluma, biomaseje kaupiama šiluma bei dėl kinetinės energijos išsisklaidymo gaunama šiluma.

Supaprastintą šilumos balanso lygtį galima užrašyti taip:

$$R + Q_H + Q_G + Q_E = 0 , \quad (4.21)$$

čia R – spinduliuotės balansas, išreiškiamas kaip sugertosios $Q(I-A)$ ir efektyviojo spinduliavimo B_e skirtumas; Q_H – jutiminės šilumos srautas (turbulentinis ir molekulinis) tarp paviršiaus ir atmosferos; Q_G – šilumos srautas tarp paviršiaus ir gilesnių dirvos ar vandens sluoksnių; Q_E – slaptosios šilumos srautas, susijęs su faziniais vandens virsmis, apskaičiuojamas kaip vandens fazinių persitvarkymų šilumos L ir turbulentinio drėgmės srauto (garavimo greičio) E sandauga (4.17 pav.).



4.17 pav. Paklotinio paviršiaus balanso sudedamosios dalys ir šilumos srautų kryptys

Nors paklotinio paviršiaus šilumos balansas yra prilygintas 0, tačiau nereiškia, jog paviršiaus temperatūra nesikeičia. Dieną paviršius įšyla, naktį – atvėsta, tačiau dviejų gretimų parų vidutinė temperatūra dažniausiai skiriasi nedaug. Taip pat santykinai mažai kinta ir vidutinė metinė temperatūra. Todėl galima teigti, jog visų šilumos balanso dedamųjų suma ilginiui tampa artima nuliui.

Žinių patikrinimas

Kontroliniai klausimai

1. Kodėl adiabatiškai kildamas oras vėsta?
2. Kodėl didėjant oro temperatūrai drėgnasis adiabatinis gradientas mažėja?
3. Paaškindite, kokia stratifikacija laikoma sąlygiškai nepastovia.
4. Kuo skiriasi potencialioji temperatūra nuo ekvivalentinės potencialiosios temperatūros?
5. Paaškindite, kodėl turbulentinis šilumos srautas dažniausiai nukreiptas žemyn.
6. Paaškindite turbulentinių inversijų formavimosi mechanizmą.
7. Kodėl popiečio valandomis dirvos ir oro temperatūra pradeda mažėti?
8. Kodėl paros temperatūros svyravimai vandenyje prasiskverbia giliau nei dirvoje?
9. Išvardykite paklotinio paviršiaus balanso sudedamąsias dalis.

Uždaviniai

1. Apskaičiuokite oro, kurio $t = 0\text{ }^{\circ}\text{C}$, o $p = 1000\text{ hPa}$, ekvivalentinę temperatūrą. Drėgmės deficitas $2,3\text{ hPa}$.
2. Vidutinė šalčiausio (sausio) mėnesio dirvos temperatūra Vilniuje yra $-7,7\text{ }^{\circ}\text{C}$, šilčiausio (liepos) – $20,6\text{ }^{\circ}\text{C}$. Apskaičiuokite, į kokį gylį prasiskverbia metiniai temperatūros svyravimai, jei dirvos temperatūrinio laidumo koeficientas $9,2 \times 10^{-7}\text{ m}^2/\text{s}$.

5. ATMOSFEROS BARINIS LAUKAS IR VĖJAS

Barinis laukas. Barinės topografijos žemėlapiai. Atmosferos slėgio svyravimai. Vėjo kryptis ir greitis. Srauto linijos ir izotachos. Kliūčių poveikis vėjui. Judantį orą veikiančios jėgos. Barinio gradiento jėga. Barinio gradiento kaita vertikalia kryptimi. Koriolio jėga. Geostrofinis vėjas. Geostrofinio vėjo kaita vertikalia kryptimi. Gradientinis vėjas. Trinties jėga ir jos poveikis vėjo greičiui ir kryptiai. Vėjo kaita per parą.

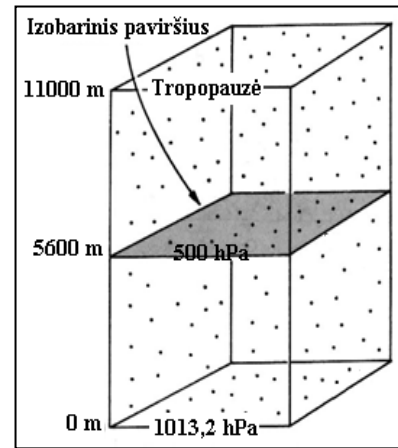
Barinis laukas

Kiekviename atmosferos taške galima išmatuoti atmosferos slėgį. Taigi atmosferos slėgis erdvėje sudaro skaliarinį lauką, kuris vadinamas **bariniu lauku**. Kaip ir visus skaliarinius laukus, taip ir atmosferos slėgio lauką erdvėje galima pavaizduoti kaip vienas virš kito išsidėsčiusius paviršius, kurių visuose taškuose slėgis yra vienodas (5.1 pav.). Bariniame lauke tokie paviršiai vadinami **izobariniais paviršiais**.

Kadangi ir temperatūros, ir slėgio vertikalieji bei horizontalieji gradientai gali labai varijuoti erdvėje, izobariniai paviršiai dažniausiai nėra lygiagretūs vieni su kitais ir su žemės paviršiumi. Vienur izobariniai paviršiai išsigaubia žemyn, kitur – į viršų. Perkirtę izobarinius paviršius horizontalia plokštuma, gautume kreives, vadinamas **izobaromis**.

Izobara – linija, jungianti vienodo slėgio taškus horizontaliame paviršiuje.

Norint įsivaizduoti slėgio lauko išdėstymą erdvėje tam tikru laiko momentu, pasirenkama keletas izobarinių paviršių. Meteorologijoje naudojami šie standartiniai izobariniai paviršiai: 1000, 925, 850, 700, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 50, 30, 10 hPa. Šie paviršiai apima praktiškai visą atmosferos storį: 1000 hPa izobarinis paviršius yra netoli jūros lygio, 500 hPa paviršius yra apie 5 km, o 100 hPa – apie 16 km aukštyje (5.1 lentelė).

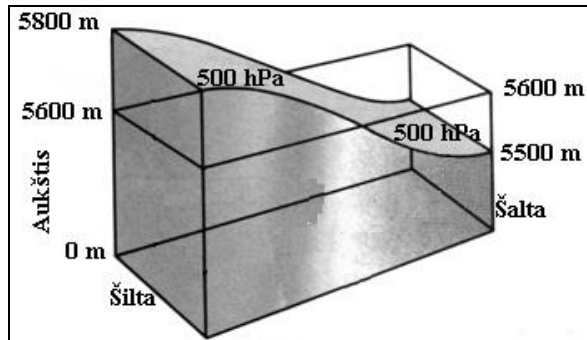


5.1 pav. Izobarinis paviršius, kurio visuose taškuose slėgis lygus 500 hPa (Ahrens, 2007)

5.1 lentelė. Vidutinis izobarinių paviršių aukštis ir vidutinė oro temperatūra jų lygyje

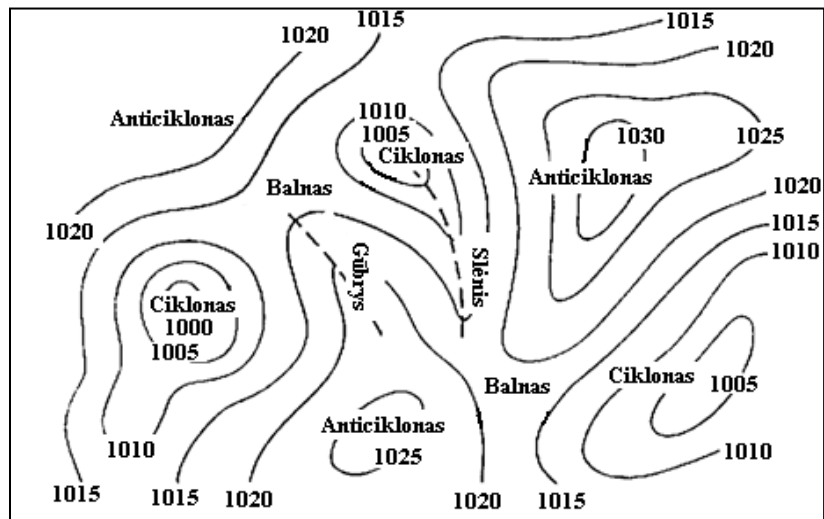
Slėgis izobariniame paviršiuje (hPa)	Vidutinis aukštis (m)	Vidutinė temperatūra (°C)
1013	0	15,0
1000	111	14,3
950	540	11,5
900	988	8,6
850	1457	5,5
800	1949	2,3
700	3012	- 4,6
600	4206	-12,3
500	5574	-21,2
400	7185	-31,7
300	9164	- 44,5
200	11784	-56,5
100	16180	-56,5
50	20576	-55,9
30	23849	-52,7
10	31055	-45,4

Skirtingose planetos vietose tas pats izobarinis paviršius gali būti skirtingame aukštyje. Tai priklauso nuo slėgio pasiskirstymo jūros lygyje ir nuo vidutinės oro stulpo temperatūros, kuri kinta ir laike, ir erdvėje. Jau žinome: kuo žemesnė oro stulpo temperatūra, tuo greičiau mažėja slėgis didėjant aukščiui. Todėl net jei slėgis jūros lygyje būtų visur vienodas, tai aukščiau esantys izobariniai paviršiai būtų žemiau – šaltose, aukščiau – šiltose atmosferos srityse (5.2 pav.).

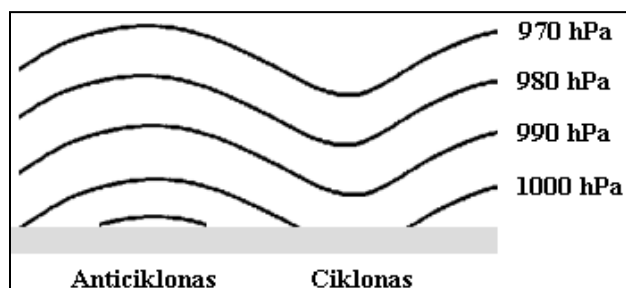


5.2 pav. Izobarinio paviršiaus aukščio kaita priklausomai nuo žemiau esančio oro stulpo temperatūros (Ahrens, 2007)

Atmosfera nuolat juda. Šis judėjimas susijęs su nepaliaujamu atmosferos slėgio persiskirstymu visame Žemės rutulyje. Kita vertus, dėl atmosferos judėjimo nuolat kinta izobarinių paviršių formos. Norint įvertinti slėgio pasiskirstymą Žemės paviršiuje, sudaromi priežeminio slėgio (sinoptiniai) žemėlapiai (žr. priedą „[Sinoptinis ir barinės topografijos žemėlapiai](#)“). Pagal slėgio matavimo rezultatus meteorologijos stotyse (kuriose slėgis yra perskaičiuojamas pagal jūros lygį) yra išvedamos vienodo slėgio taškus jungiančios izobaros. Dažniausiai izobaros vedamos kas 4 arba 5 hPa. Izobaros gali būti įvairių konfiguracijų. Pagal izobarų formą ir slėgio pasiskirstymą horizontaliame paviršiuje skiriamos **barinės sistemos**.



5.3 pav. Barinės sistemos (Gorodeckiy ir kt., 1991)



5.4 pav. Ciklono ir anticiklono vertikalūs izobarinių paviršių pjūvis

Pirmiausia skiriamos uždaros aukštesnio ir žemesnio slėgio sritys – **anticiklonai ir ciklonai** – pagrindiniai barinių sistemų tipai (5.3 pav.). Ciklone slėgis auga judant nuo centro link periferijos, o anticiklone, atvirkščiai, slėgis didėja centro link. Ciklone izobariniai paviršiai išlinkę žemyn, o anticiklone – į viršų (5.4 pav.). Bariniame lauke skiriamos ir tarpinės barinės sistemos: **slėniai, gūbriai ir balnai**. Izobaros, juosiančios šias barines sistemas, nėra uždaros.

Ciklonas (arba barinis minimumas) – uždarų izobarų (dažniausiai apvalios ar ovalios formos) sritis, kurios centre slėgis žemiausias.

Anticiklonas (arba barinis maksimumas) – uždarų izobarų sritis, kurios centre slėgis yra aukščiausias.

Slėnis – žemesnio slėgio juosta, besijungianti su ciklonu ir nutįsusi periferijos link.

Gūbrys – tarp dviejų žemo slėgio sričių susidariusi aukštesnio slėgio juosta, besijungianti su anticiklonu ir nutįsusi periferijos link.

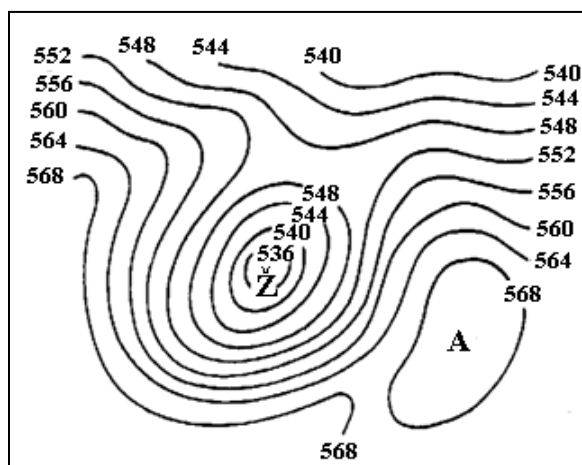
Balnas – barinė sritis, esanti tarp kryžmiškai išsidėsčiusių dviejų aukšto ir žemo slėgio sričių.

Barinės sistemos aukštis siekia kelis kilometrus, o horizontalia kryptimi ji gali nusidrikti tūkstančius kilometrų. Barinės sistemos – tai dinaminiai dariniai, kurie pasižymi tam tikru egzistavimo laiku, nuolat kinta laikui bėgant ir juda erdvėje. Su barinėmis sistemomis ir jų dinamika yra susiję oro sąlygų pokyčiai.

Barinės topografijos žemėlapiai

Barinio ir terminio lauko pokyčiams vertinti pagal aerologinių matavimų rezultatus sudaromi **barinės topografijos žemėlapiai**. Meteorologijoje naudojami absoliučiosios ir santykinės barinės topografijos žemėlapiai (žr. priedą „[Sinoptinis ir barinės topografijos žemėlapiai](#)“).

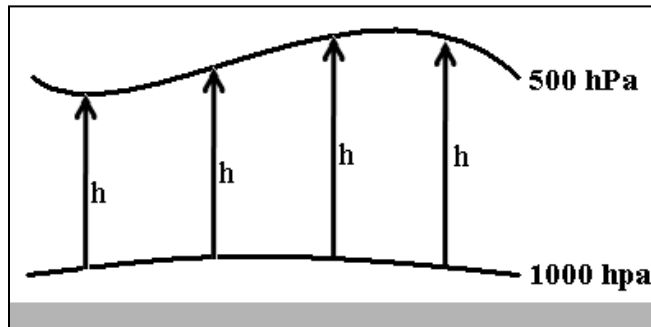
Pasirinkto izobarinio paviršiaus **absoliučiosios barinės topografijos žemėlapiu** vadinamas šio paviršiaus topografinis žemėlapis jūros lygio atžvilgiu, t. y. šis žemėlapis vaizduoja izobarinio paviršiaus aukštį virš jūros lygio (5.5 pav.). Linijos, jungiančios vienodo aukščio virš jūros lygio taškus, vadinamos **absoliučiosios topografijos izohipsomis**. Nors izohipsos rodo aukštį, jos (kaip ir izobaros) taip pat labai gerai atspindi ir slėgio pasiskirstymą tuose atmosferos sluoksniuose, kuriuose yra pasirinktas izobarinis paviršius. Nedidelis izobarinio paviršiaus aukštis parodo regioną, kur atmosferos slėgis yra žemas, o didelis – identifikuoja aukšto slėgio arealus. Taigi absoliučiosios barinės topografijos žemėlapiuose uždarų izohipsų aukštis ciklonuose mažėja, o anticiklonuose – didėja centro link.



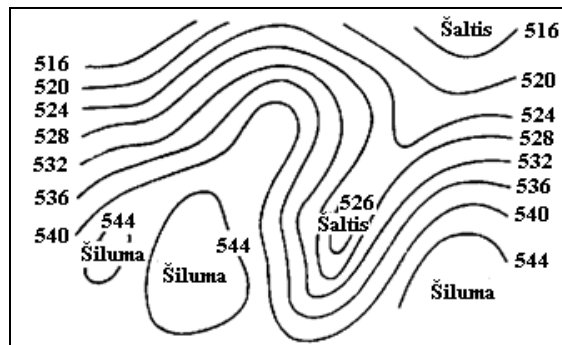
5.5 pav. Aukštuminis ciklonas (Ž) ir anticiklonas (A) 500 hPa absoliučiosios topografijos žemėlapyje (Khromov, Petrosianc, 1994)

Pasirinkto izobarinio paviršiaus **santykinės barinės topografijos žemėlapiu** vadinamas šio paviršiaus žemėlapis mažesniame aukštyje esančio izobarinio paviršiaus atžvilgiu. Šiuo atveju pasirinkto izobarinio paviršiaus aukštis matuojamas ne nuo jūros lygio, o nuo kito, žemiau esančio,

izobarinio paviršiaus (5.6 pav.). Dažniausiai sudaromi 500 hPa izobarinio paviršiaus santykinės barinės topografijos žemėlapiai 1000 hPa izobarinio paviršiaus atžvilgiu. Linijos, jungiančios vienodo aukščio taškus, vadinamos **santykinės topografijos izohipsomis**.



5.6 pav. Santykinis aukštis tarp dviejų banguotų izobarinių paviršių (1000 hPa ir 500 hPa)



5.7 pav. Šilumos ir šalčio sritys santykinės topografijos 500 hPa izobarinio paviršiaus 1000 hPa izobarinio paviršiaus atžvilgiu žemėlapyje (Khromov, Petrosianc, 1994)

Kadangi slėgis abiejuose paviršiuose pastovus, o barinio žingsnio dydis tiesiogiai proporcingas temperatūrai (žr. skyrelį „[Barinis žingsnis](#)“), tai ir *santykinis vieno izobarinio paviršiaus aukštis virš kito paviršiaus priklauso tik nuo vidutinės oro temperatūros tarp šių paviršių*. Todėl pagal santykinį aukštį galima spręsti apie vidutinės oro temperatūros pasiskirstymą tarp dviejų izobarinių paviršių: kuo didesnė vidutinė oro sluoksnio temperatūra, tuo didesnis santykinis aukštis (5.7 pav.).

Kartu nagrinėjant priežeminius slėgio bei absoliučiosios ir santykinės barinės topografijos žemėlapius galima susidaryti vaizdą apie termobarinį atmosferos lauką ir jo pokyčius bėgant laikui.

Meteorologijoje barinės topografijos žemėlapiuose vaizduojamas ne geometrinis, o geopotencialusis izobarinių paviršių aukštis. Skirtingai nuo mums įprasto geometrinio, geopotencialusis aukštis įvertina ir erdvinę Žemės gravitacijos kaitą. Kaip žinoma, laisvojo kritimo pagreičio g dydis priklauso nuo taško atstumo iki Žemės masės centro, planetos sukimosi išcentrinės jėgos poveikio ir kt. Laisvojo kritimo pagreitis g kinta nuo $9,78$ (ties pusiauju) iki $9,83 \text{ m/s}^2$ (ties ašigaliais). Atliekant skaičiavimus dažniausiai naudojamas rodiklio dydis jūros lygyje 45° platumoje – $9,80665 \text{ m/s}^2$.

Izobarinio paviršiaus **absoliutusis geopotencialas** Φ bet kuriame jo taške yra lygus darbui, kurį reikia atlikti prieš sunkio jėgą, norint pakelti masės vienetą nuo jūros lygio iki izobarinio paviršiaus:

$$\Phi = gz, \quad (5.1)$$

čia z – taško aukštis virš jūros lygio (m), g – laisvojo kritimo pagreitis (m/s^2). Dėl laisvojo kritimo pagreičio kaitos darbas, kurį atlieka oro tūris kildamas į tą patį geometrinį aukštį, yra nevienodas. Tai reiškia, jog tame pačiame geometriniam aukštyje absoliutusis geopotencialas virš pusiaujo bus mažesnis nei virš ašigalio. Geopotencialusis aukštis z_g (matuojamas geopotencialiais metrais (gpm)) apskaičiuojamas taip:

$$Z_g = \frac{\Phi}{9,80665} . \quad (5.2)$$

Taigi geopotencialusis aukštis artimas geometriniam, tačiau su juo lygus tik 45° platumoje.

Santykinis geopotencialusis aukštis parodo atstumą tarp dviejų izobarinių paviršių. Jis lygus abiejų izobarinių paviršių absoliučiojo geopotencialio aukščio verčių skirtumui.

Atmosferos slėgio svyravimai

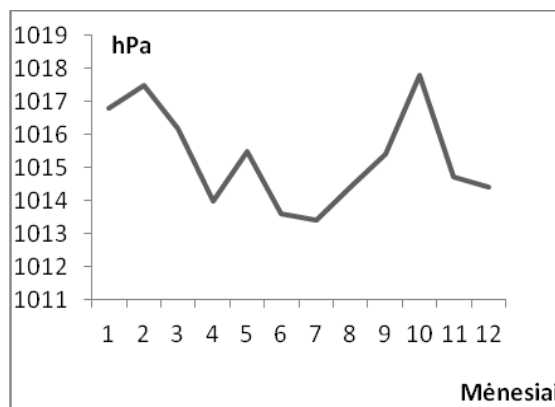
Atmosferos slėgis bet kuriame žemės paviršiaus ar laisvosios atmosferos taške visą laiką kinta. Ši kaita turi periodinį ir neperiodinį pobūdį. Periodiniai svyravimai savo ruožtu skirstomi į paros ir metinius.

Atmosferos slėgio paros ciklas geriausiai išreikštas tropinėse platumose – vidutinė slėgio svyravimo amplitudė gali būti 2–3 hPa, o vidutinėse platumose paros svyravimai sumažėja iki dešimtųjų hektopaskalio dalių ir jie beveik visiškai išnyksta artėjant prie ašigalių. Atmosferos slėgio svyravimo paros eigos kreivė turi du maksimumus ir du minimumus. Maksimalios slėgio reikšmės fiksuojamos prieš vidudienį ir vidurnaktį (apie 10 ir 22 val.), o minimalios – anksti ryte ir po vidudienio (apie 4 ir 16 val.). Šie svyravimai daugiausia siejami su viršutinių atmosferos sluoksnių (daugiausia termosferos) įšilimu dėl Saulės spindulių poveikio. Susiformavusios atmosferos bangos juda vakarų link kartu su Saule. Izobariniai paviršiai viršutinėje atmosferoje keičia savo konfiguraciją, lemdami ir vėjo lauko pasikeitimus. Visa tai lemia slėgio prie žemės paviršiaus pokyčius.

Kita priežastis, lemianti slėgio paros kaitą (daugiausia pusiaujo zonoje), yra troposferos įšilimas dėl kondensacijos šilumos, išsiskiriančios į aplinką dieninės konvekcijos metu, oro leidimasis ir vėsimas rytmečio valandomis. Todėl atmosferos slėgis ryte yra didesnis.

Atmosferos slėgio kaita per metus priklauso nuo barinių darinių aktyvumo (jų pasikartojimo) ir sezoninių globalaus slėgio lauko pokyčių. Lietuvoje žiemos mėnesiais atmosferos slėgis vidutiniškai yra kiek didesnis nei vasarą (5.8 pav.).

Neperiodiniai slėgio svyravimai yra susiję su barinių darinių vystymusi ir judėjimu, atmosferos frontų ėjimu, taip pat su skirtingų higroterminių savybių oro masių advekcija. Vidutinėse platumose neperiodinė slėgio kaita išreikšta žymiai stipriau ir visiškai užgožia periodinę slėgio kaitą. Kartais per parą slėgis gali pasikeisti 20–30 hPa.



5.8 pav. Pagal jūros lygį perskaičiuoto atmosferos slėgio vidutinė kaita per metus Vilniuje

Geriausiai neperiodinius svyravimus apibūdina tarpparinė slėgio kaita. **Tarpparinė slėgio kaita** – vidutinis dviejų viena po kitos einančių parų atmosferos slėgio skirtumas. Žiemą, kai cikloninė veikla intensyvesnė, tarpparinė slėgio kaita didesnė nei vasarą. Neperiodiniai slėgio svyravimai jaučiami visoje troposferos stovymėje, nes barinių sistemų veikla neapsiriboja vien žemiausiais atmosferos sluoksniais.

Kadangi neperiodiniai slėgio svyravimai yra susiję su barinių sistemų judėjimu, tai ženklų atmosferos slėgio pasikeitimų vyksta iškart didelėje teritorijoje. Pažymėjus žemėlapyje slėgio pokyčius įvairiuose punktuose per atitinkamą laiko tarpą (pavyzdžiui, per paskutines 12 ar 24 val.),

galima išskirti dideles sritis, kur slėgis per tą laiką kilo arba krito. Sujungę žemėlapyje taškus su vienodo slėgio pokyčio taškais, gausime izalobarų sistemą.

Izalobara – linija, jungianti vienodo slėgio pokyčio per laiko tarpą taškus.

Izalobaros yra uždaros kreivės, apibrėžiančios slėgio kilimo ar kritimo sritis (izalobarinės sritys). Sričių centruose yra didžiausios slėgio kilimo ar kritimo reikšmės. Pagal izalobarinių sričių susidarymą galima spręsti apie tolesnę barinių darinių judėjimo trajektoriją.

Vėjo kryptis ir greitis

Vėjas – oro judėjimas žemės paviršiaus atžvilgiu. Dažniausiai vėju vadinami horizontalieji oro judesiai, nors neretai vertinama ir vertikaliąji šių judesių dedamoji. Vėjas yra nusakomas vektoriumi ir, kaip kiekvienas vektorius, turi dydį ir kryptį.

Vėjo greitis – oro tūrio nueitas kelias žemės paviršiaus atžvilgiu per laiko vienetą.

Vėjo kryptis – taško, iš kurio pučia vėjas, azimutas.

Meteorologijoje dažniausiai analizuojamas vidutinis vėjo greitis, t. y. vidutinė greičio reikšmė per tam tikrą, paprastai neilgą (pavyzdžiui, 10 min) laiko tarpą, ir momentinis greitis, t. y. vėjo stiprumas tam tikru laiko momentu. Vėjo greitis matuojamas metrais per sekundę (m/s) arba kilometrais per valandą (km/h). Jūrininkystėje neretai vėjo greitis išreiškiamas mazgais.

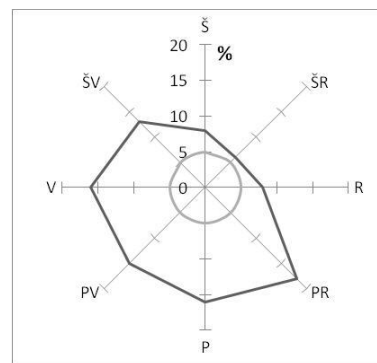
Dažniausiai vidutinis vėjo greitis prie žemės paviršiaus (10 m aukštyje) yra 3–7 m/s ir nedaug kur viršija 10 m/s. Tačiau oro judėjimas pasižymi labai dideliu netolygumu ir vėjo greitis stipriai svyruoja apie vidutinę reikšmę. Per smarkias audras gali pūsti stipresnis negu 30 m/s vėjas, o vėjo gūsiai – net 60 m/s. Be to, labai dažnai horizontalusis oro judėjimas prie pat žemės paviršiaus visai nutrūksta (**tyka**).

Atmosferos judesiams yra būdingas kvazihorizontalumas. Tai reiškia, kad oro horizontaliojo judėjimo greitis dažniausiai šimtus kartų viršija vertikalųjį. Tik stiprios atmosferos konvekcijos metu oro vertikaliojo judėjimo greitis gali siekti kelis ar keliolika metrų per sekundę.

Neretai vėjo greitis vertinamas balais pagal Boforto skalę (žr. priedą „[Boforto skalė](#)“): pagal vėjo poveikį antžeminiams objektams ir jūros bangavimą vėjo greitis suskirstytas į 13 gradacijų.

Nusakyti vėjo kryptį galima arba nurodant horizonto, iš kurio pučia vėjas, tašką, arba nurodant kampą (azimutą), kurį sudaro vėjo kryptis su dienovidiniu. Pirmuoju atveju yra nurodomas vienas iš 8 arba 16 horizonto rumbų, antruoju atveju vėjo kryptis nusakoma laipsniais (žr. priedą „[Vėjo kryptys](#)“). Kaip ir vėjo greitis, vėjo kryptis gali būti vidutinė ir momentinė. Momentinė kryptis svyruoja apie tam tikrą vidutinę kryptį.

Norint apibūdinti vietovės vėjo režimą, nustatomas kiekvienos vėjo krypties pasikartojimas per tam tikrą laiko tarpą. Pagal tai sudaroma diagrama: čia nuo koordinatų sistemos pradžios horizonto rumbų kryptimi atidedamos atkarpos, kurių ilgis proporcingas tos krypties vėjo pasikartojimo dažniui. Atkarpų galai yra sujungiami linija, o tykos pasikartojimo dažnis atitinka apskritimo, brėžiamo apie koordinatų sistemos pradžią, spindulio ilgį. Tokia diagrama vadinama **vėjų rože** (5.9 pav.).

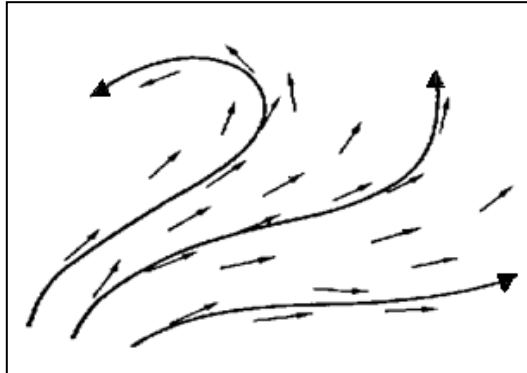


5.9 pav. Vilniaus vėjų rožė (pagal Vilniaus užmiesčio meteorologijos stoties duomenis)

Srauto linijos ir izotachos

Vėją, kaip vektorių, galima pavaizduoti rodykle, kurios ilgis proporcingas vėjo greičiui, o rodyklės kryptis sutampa su vėjo judėjimo kryptimi. Erdvinis vėjo pasiskirstymas atmosferoje sudaro vektorių lauką. Net ir artimuose taškuose vėjo kryptis ir greitis gali labai varijuoti. Todėl vektoriniame vėjo lauke išvedamos **srauto linijos**. Jos vedamos taip, kad srauto linija kiekviename taške sutaptų su vėjo krypties liestinės, einančios per tą tašką, kryptimi (5.10 pav.).

Srauto linijos brėžiamos tuo arčiau viena kitos, kuo didesnis vėjo greitis toje lauko dalyje. Tai reiškia, kad *atstumas tarp srauto linijų yra atvirkščiai proporcingas vėjo greičiui*. Srauto linijos parodo vėjo lauką tam tikru laiko momentu, todėl negalima jų painioti su oro dalelių judėjimo trajektorija, nes pastarosios juda nuolat kintančiame lauke ir jų nueitas kelias per tam tikrą laiką gali nesutapti su srauto linijų kryptimi. Galima išbrėžti ir vidutinių charakteristikų vėjo srauto linijas.



5.10 pav. Srauto linijos (Khromov, Petrosianc, 1994)

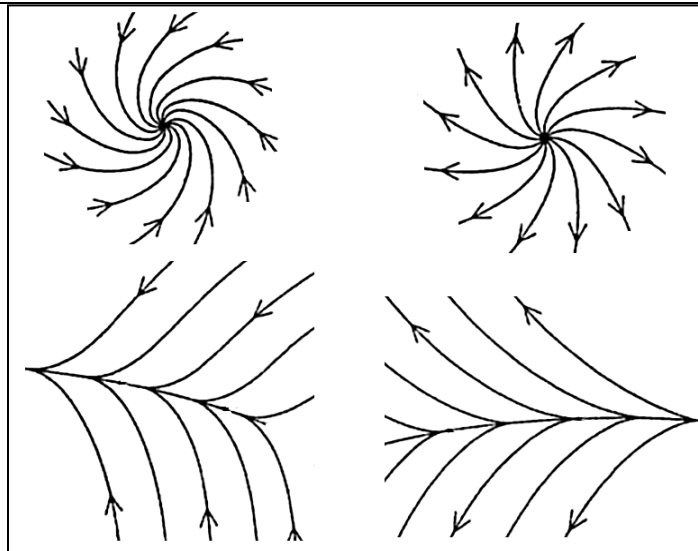
Izotacha – linija, jungianti vienodo vėjo greičio taškus.

Nagrinėjant erdvinį vėjo greičio pasiskirstymą, taip pat braižomos **izotachos**. Dažniausiai izotachos yra išvedamos absoliučiosios topografijos žemėlapiuose.

Analizuojant srauto linijų žemėlapius, galima pastebėti, kad kai kuriose vietose srauto linijos artėja viena prie kitos, kitose – tolsta. Taškai arba linijos, į kuriuos sueina arba nuo kurių tolsta srauto linijos, vadinamos konvergencijos arba divergencijos taškais arba linijomis (5.11 pav.).

Konvergencija – tai oro masės padidėjimas tam tikrame erdvės taške dėl srauto linijų suartėjimo ar oro judėjimo greičio skirtumų išilgai srauto linijos.

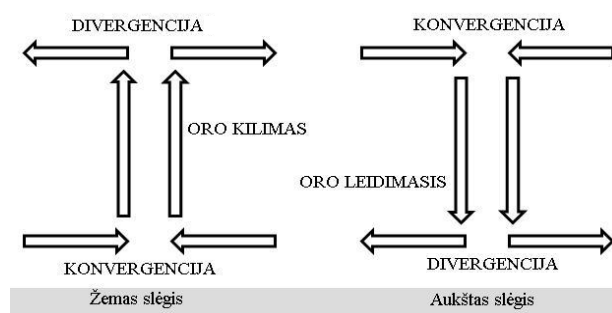
Divergencija – tai oro masės sumažėjimas tam tikrame erdvės taške dėl srauto linijų išsiskyrimo ar oro judėjimo greičio skirtumų išilgai srauto linijos.



5.11 pav. Konvergencijos taškas ir linija (kairėje) bei divergencijos taškas ir linija (dešinėje)

Pagal masės tvermės dėsnį, medžiagos kiekis gamtinių procesų metu nesikeičia. Todėl oro srautams konverguojant netoli paklotinio paviršiaus formuojasi aukštyneigiai oro srautai, kurie savo ruožtu diverguoja aukštesniuose troposferos sluoksniuose (5.12 pav.). Kaip vėliau paaiškės, tai yra būdinga žemo slėgio sritims (žr. skyrelį „[Trinties jėga ir jos poveikis vėjo greičiui ir kryptčiai](#)“). Jei prie žemės paviršiaus oro srautai diverguoja, vyksta žemyneigis oro judėjimas (tai siejama su aukšto slėgio sritimis). Tuo atveju aukštesniuose atmosferos sluoksniuose vyksta konvergencija.

Konvergencijos ir divergencijos priežastis gali būti slėgio pasiskirstymo ar orografiniai paviršiaus ypatumai, trinties jėgos poveikis ir kt.



5.12 pav. Konvergencijos ir divergencijos ryšys su vertikaliaisiais oro srautais

Jei konvergencijos ir divergencijos procesų intensyvumas apatinėje ir viršutinėje barinio darinio dalyje yra vienodas, atmosferos slėgis prie paklotinio paviršiaus nesikeičia. Tačiau jei, pavyzdžiui, divergencija viršutinėje ciklono dalyje viršija konvergenciją prie žemės paviršiaus, tai balansas pažeidžiamas ir slėgis ciklono centre mažėja. Priešingu atveju slėgis auga ir ciklonas užsipildo.

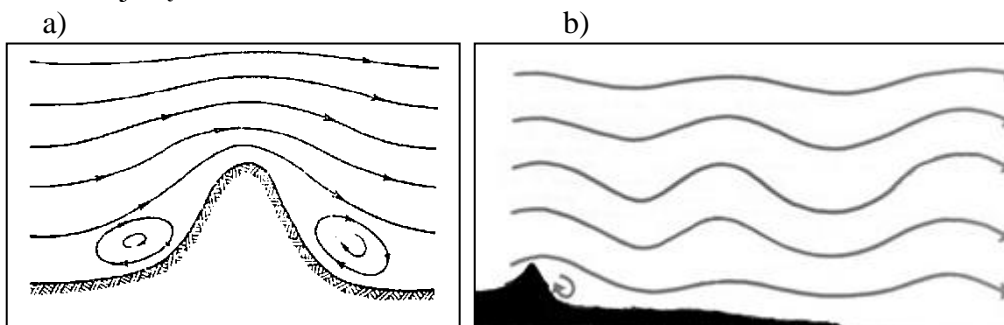
Kliūčių poveikis vėjui

Dėl žemės paviršiaus nelygumų ir ant jos esančių objektų oro srautai susiduria su kliūtimis. Kliūčių dydis ir forma, oro srauto stratifikacija lemia tai, kaip oro srautas apeina kliūtis: iš šono ar per viršų. Kliūtis poveikis oro srautui pasireiškia 10–20 kartų didesniu atstumu nei pačios kliūtis aukštis.

Vėjo kryptis ir greitis ties kliūtimis labai keičiasi: netoli kliūčių atsiranda sukurių, stiprėja turbulencija. Tai priklauso nuo kliūčių pobūdžio, vėjo krypties ir greičio, atmosferos būklės. Aplenkdamas kliūtis, vėjas prieš jas susilpnėja, bet kliūtis šonuose ir virš jos vėjas greitėja, nes srauto linijos tose vietose tankėja. Iš karto už kliūtis vėjo greitis yra mažesnis, o nuo jos tostant vėjo greitis didėja.

Didelę įtaką turi atmosferos terminė stratifikacija. Kai stratifikacija pastovi (temperatūra didėjant aukščiui auga mažiau negu adiabatini gradientas), judantis oras stengiasi aplenkti kliūtis iš šonų. Ypač sustiprėja vėjas oro srautui patekus į siaurėjantį orografinį slėnį (pavyzdžiui, tarp dviejų artėjančių kalnų grandinių). Kai stratifikacija nepastovi, formuojasi galingi aukštyneigiai srautai priešvėjinėje pusėje ir žemyneigiai pavėjinėje pusėje.

Tai, jog oro srautas, susidūręs su kliūtimi, kyla, lemia jo adiabatinių vėsimą ir debesų formavimąsi priešvėjinėje kalnų grandinių ar aukštumų dalyje, čia dažniausiai iškrinta didesnis kritulių kiekis. O leisdamasis žemyn oras šyla, prisotinimas mažėja, o tai lemia debesuotumo ir kritulių kiekio mažėjimą.



5.13 pav. Kalnų grandinės poveikis oro srauto judėjimui: a) priežeminių sukurių šlaituose susidarymas (Gorodeckiy ir kt., 1991), b) bangų pastoviai stratifikuotame ore formavimas (Aviation Weather, 1975)

Kartais prieš kalnagūbrį ir už jo formuojasi priešvėjiniai ir pavėjiniai sūkūriai, turintys horizontalią ašį, lygiagrečią su gūbriu (5.13 pav., a). Tada priežeminiame atmosferos sluoksnyje susiformuoja kartais net labai stiprus vėjas, pučiantis nuo kliūtis priešvėjinėje gūbrio dalyje ar kliūtis link užovėjinėje dalyje.

Kuo stipresnis vėjas pučia, tuo didesnis ir kliūtis poveikis. Jei oro stratifikacija pastovi, pučiant stipriam vėjui už kliūtis gali susiformuoti bangos atmosferoje (5.13 pav., b).

Miško masyvai susilpnina vėjo greitį prie žemės paviršiaus 50–100 m prieš jį ir 100–500 m atstumu už jo, bet virš miško vėjo greitis ir gūsingumas, oro turbulentiškumas (siekiantis kelis šimtus metrų) stiprėja.

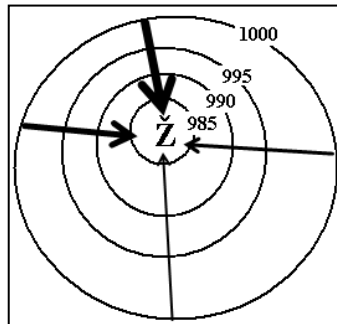
Judantį orą veikiančios jėgos

Pagal Niutono dėsnį, *kūnas yra rimties būsenos arba juda tolygiai ir tiesiaieigiškai, jei jį veikiančių jėgų atstojamoji lygi nuliui*. Tai reiškia, kad oras pradeda judėti, jo judėjimo greitis auga arba mažėja, ir net jo kryptis keičiasi tik tada, kai jis yra papildomai veikiamas išorinių jėgų. Pagal kitą Niutono dėsnį, *kūno įgyjamas pagreitis yra tiesiogiai proporcingas kūną veikiančių jėgų atstojamai ir atvirkščiai proporcingas kūno masei* ($a = F/m$). Iš šio dėsnio aišku, kad jei kūno masė yra nekintanti, pagreitis, kurį įgauna kūnas, yra tiesiogiai proporcingas jį veikiančiai jėgai. Kadangi judantį kūną gali veikti daugiau negu viena jėga, yra vertinama šių jėgų atstojamoji. Horizontalia kryptimi judantį orą (vėją) vienu metu gali veikti šios jėgos:

- 1) barinio gradiento jėga;
- 2) Koriolio jėga;
- 3) išcentrinė jėga;
- 4) trinties jėga.

Barinio gradiento jėga

Vėjas kyla dėl netolygaus atmosferos slėgio pasiskirstymo. Jei atmosferos slėgis kiekviename horizontalios plokštumos taške būtų vienodas, oras nejudėtų. Esant netolygiam atmosferos slėgio pasiskirstymui, oras siekia judėti trumpiausiu keliu iš aukšto slėgio srities į žemo slėgio sritį.



5.14 pav. Horizontaliojo barinio gradiento G kryptys ciklone. Izobarų sutankėjimo vietose išauga barinio gradiento dydis

Žvelgiant į priežeminio barinio lauko žemėlapius, nesunku pastebėti, kad vietomis izobaros išvestos arčiau viena kitos, o vietomis jos nutolsta (5.14 pav.). Tose vietose, kur izobaros sutankėja, atmosferos slėgis horizontalia kryptimi kinta stipriau, o kur praretėja – silpniau.

Kiekybinis bet kokio skaliarinio dydžio (taip pat ir slėgio) kitimas erdvėje yra vadinamas šio dydžio **gradientu**.

Horizontaliuoju bariniu gradientu (G) vadiname vektorium, kuris yra nukreiptas statmenai izobarai slėgio mažėjimo kryptimi ir lygus slėgio pokyčiui, tenkančiam ilgio vienetui:

$$G = \frac{-dp}{dn} . \quad (5.3)$$

Kadangi nustatyti barinį gradientą konkrečiame erdvės taške yra sudėtinga, nustatomas vienos ar kitos barinio lauko srities vidutinis barinis gradientas. Tam tikslui bariniuose

žemėlapiuose matuojamas atstumas tarp dviejų kaimyninių izobarų, ir šis atstumas dažniausiai yra dalijamas iš 100 km. Todėl barinis gradientas (dp/dn) išreiškiamas hPa/100 km.

Iš to išeina, kad horizontaliojo barinio gradiento modulis atvirkščiai proporcingas atstumui tarp izobarų. Slėgio pokyčio vienetas dp rašomas su minuso ženklu, nes horizontalusis barinis gradientas nukreiptas slėgio mažėjimo kryptimi.

Horizontalusis barinis gradientas yra viso barinio gradiento dedamoji dalis. Kita dedamoji – **vertikalusis barinis gradientas**. Vertikalia kryptimi slėgis kinta daug greičiau nei horizontalia – normaliomis sąlygomis prie žemės paviršiaus vertikalusis barinis gradientas apytiksliai lygus 1 hPa/8 m. Šis dydis yra dešimtis tūkstančių kartų didesnis negu horizontalusis barinis gradientas. Vis dėlto oras milžinišku greičiu nejuda į viršų, nes dažniausiai būna vertikalojo barinio gradiento jėgos ir sunkio jėgos hidrostatinė pusiausvyra, todėl oro vertikalojo judėjimo greitis tik retais atvejais (dažniausiai esant stipriai konvekcijai) yra artimas horizontaliajam. Be to, vertikalusis barinis gradientas neturi įtakos horizontaliajam oro judėjimui, todėl meteorologijoje yra priimta horizontalųjį barinį gradientą vadinti tiesiog **bariniu gradientu**.

Barinis gradientas ($-dp/dn$) suteikia judančiam orui pagreitį. Kuo didesnis barinis gradientas, tuo didesnis pagreitis. Kad apskaičiuotume jėgą, kuria barinis gradientas veikia masės vienetą, gradiento dydis dalijamas iš oro tankio ($-\frac{1}{\rho} \frac{dp}{dn}$, čia ρ – oro tankis). Kai slėgis 1000 hPa, temperatūra

0 °C, pagreitis, kurį judančiam orui suteikia 1 hPa/100 km (arba 100 Pa/100 km) barinis gradientas, nėra didelis – apie 10^{-3} m/s^2 , bet dėl ilgalaikio poveikio vėjo greitis gali įgauti dideles reikšmes.

Jeigu orą veiktų tik barinio gradiento jėga, tai oras judėtų tolygiai greitėjančiai ir, nors pagreitis nėra labai didelis, per ilgą laiką vėjas taptų labai stiprus, o jo stiprėjimui nebūtų ribos. Iš tikrųjų atmosferoje to nėra: vėjas juda kelių ar keliolikos metrų per sekundę greičiu ir tik kartais pasiekia kelias dešimtis m/s. Tai rodo, kad oro judėjimą veikia ir kitos jėgos, kurios vienaip ar kitaip atsveria barinio gradiento poveikį.

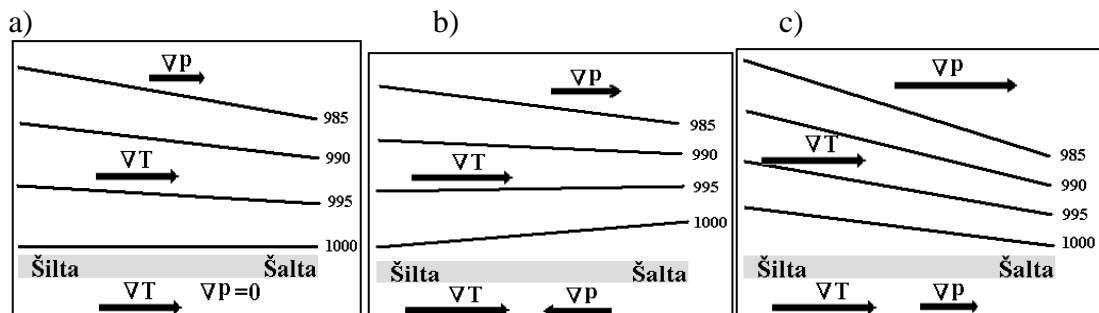
Barinio gradiento kaita vertikalia kryptimi

Kintant aukščiui atmosferos barinis laukas keičiasi. Tai reiškia, kad keičiasi izobarų forma ir jų padėtis viena kitos atžvilgiu, o kartu barinio gradiento kryptis ir dydis. Šie pokyčiai yra susiję su netolygiu temperatūros pasiskirstymu atmosferoje.

Horizontalusis temperatūros gradientas – tai vektorius, nukreiptas statmenai izotermiai temperatūros mažėjimo kryptimi.

Izoterma – linija, jungianti taškus, kuriuose vienoda temperatūra jūros lygyje, žemės paviršiuje ar pasirinktame izobariniame paviršiuje.

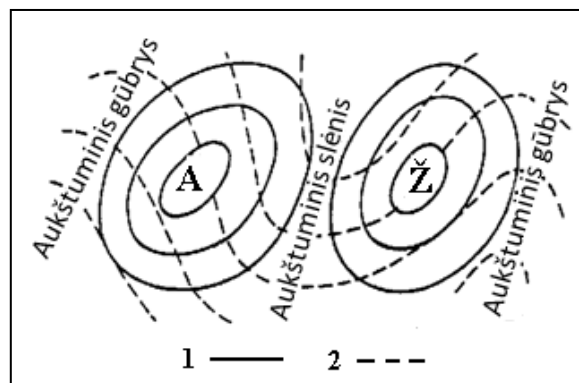
Įsivaizduokime, kad jūros lygyje barinis gradientas lygus nuliui, t. y. slėgis visose nagrinėjamos srities taškuose vienodas. Tačiau temperatūra pasiskirsčiusi netolygiai, t. y. vienoje srities dalyje ji yra aukštesnė nei kitoje. Kadangi barinis žingsnis šaltame ore yra mažesnis nei šiltame, tai ir izobariniai paviršiai virš jūros lygio nebus horizontalūs. Aukščiau esantys izobariniai paviršiai bus pasvirę šalto oro link ir šis pasvirimas didės didėjant aukščiui, o horizontalusis barinis gradientas jau nebebus lygus nuliui (5.15 pav., a).



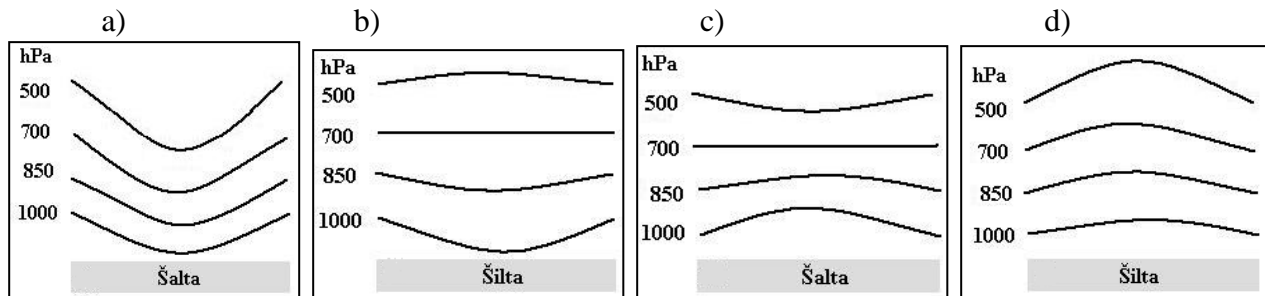
5.15 pav. Barinio gradiento krypties kaita didėjant aukščiui: a) barinis gradientas pri paviršiaus lygus 0, b) barinio gradiento kryptis pri paviršiaus yra priešinga temperatūros gradiento krypti, c) barinio gradiento kryptis pri paviršiaus sutampa su temperatūros gradiento kryptimi

Iš to išeina, kad *didėjant aukščiui barinio gradiento kryptis artėja prie horizontaliojo temperatūros gradiento krypties* ir tam tikrame aukštyje šios kryptys praktiškai sutaps, o izobariniai paviršiai bus pasvirę temperatūros gradiento kryptimi. Jei jūros lygyje barinio ir temperatūros gradiento kryptys priešingos, tai didėjant aukščiui barinis gradientas mažės, tam tikrame aukštyje taps lygus 0, o vėliau, pakeitęs kryptį į priešingą, augs (5.15 pav., b). Jei jūros lygyje barinio ir temperatūros gradiento kryptys sutampa, tai barinio gradiento reikšmė didės nuo pat jūros lygio (5.15 pav., c).

Norint suvokti, kaip kinta barinis laukas didėjant aukščiui ciklonuose ir anticiklonuose, reikia žinoti terminio lauko pobūdį, nes barinio gradiento kryptis didėjant aukščiui artėja prie temperatūros gradiento krypties, o izobaras – prie izotermų. Dažniausiai ciklonams ir anticiklonams Šiaurės pusrutulyje būdingas nesimetriškas temperatūros pasiskirstymas: *ciklonuose šiltesnė rytinė, o anticiklonuose – vakarinė dalis*. Taip yra todėl, jog rytinėje ciklonų ir vakarinėje anticiklonų periferijoje iš pietų į šiaurę juda šiltesnio oro srautas. Šiuo atveju izotermos nėra uždaros ir yra bangos formos. Izobaras tam tikrame aukštyje taip pat nebėra uždaros ir įgauna bangos formą (5.16 pav.).



5.16 pav. Izobaras anticiklone (A) ir ciklone (Ž) jūros lygyje (1) ir viršutinėje troposferoje (2) (Khromov, Petrosianc, 1994)



5.17 pav. Vertikalūs izobarinių paviršių pjūvis: a) aukštame (šaltame), b) žemame (šiltame) ciklone, c) žemame (šaltame), d) aukštame (šiltame) anticiklone

Kartais temperatūra ciklonuose ir anticiklonuose didėjant aukščiui pasiskirsto simetriškai priežeminio centro atžvilgiu. Jei žemiausia ciklono temperatūra yra jo centrinėje dalyje, tai barinio ir temperatūros gradientų kryptys sutampa. Barinio gradiento dydis didėjant aukščiui auga, cikloninis izobarinių paviršių išlinkimas didėja, o uždarų izobarų sritys nusidriekia iki pat viršutinių troposferos sluoksnių (5.17 pav., a). Todėl šaltas ciklonas yra vadinamas aukštu. Jei ciklono centre temperatūra aukščiausia, tai barinio ir temperatūros gradiento kryptys yra priešingos viena kitai. Didėjant aukščiui barinio gradiento dydis mažės, kol galiausiai taps lygus nuliui. Šiame aukštyje ciklonas išnyks. Dar aukščiau temperatūros ir barinio gradiento kryptys sutaps. Šiltas ciklonas yra žemas barinis darinys, o virš jo formuojasi anticiklonas (5.17 pav., b). Nesunku pastebėti, kad šalti anticiklonai yra žemi, o šilti anticiklonai – aukšti bariniai dariniai (5.17 pav., c ir d).

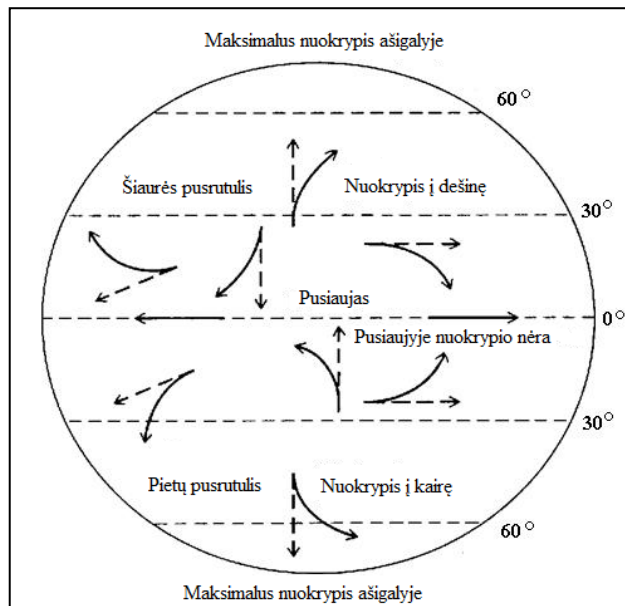
Koriolio jėga

Analizuojant oro judėjimą žemės paviršiaus atžvilgiu, būtina atkreipti dėmesį, kad Žemė pati sukasi apie savo ašį kampiniu greičiu, lygiu ω , o oras juda kartu su Žeme. Koordinačių sistema, kurios atžvilgiu mes nagrinėjame oro judėjimą, sukasi po judančiu oru, todėl pats judėjimas nukrypsta nuo pirminės krypties stebėtojo atžvilgiu.

Nukreipiančioji jėga visada sudaro statų kampą su oro judėjimu ir yra nukreipta į dešinę Šiaurės bei į kairę Pietų pusrutulyje. Ši jėga nei greitina, nei lėtina oro judėjimą, o tik keičia jo kryptį ir vadinama **Koriolio jėga** (žr. priedą „Kodėl ir kaip veikia Koriolio jėga“). Šiame skyriuje nagrinėjamas horizontalusis oro judėjimas, todėl įvertinama tik horizontalioji Koriolio jėgos dedamoji (A), kuri lygi:

$$A = 2v\omega \sin\varphi, \quad (5.4)$$

čia v – vėjo greitis, ω – kampinis Žemės judėjimo greitis, φ – platumas. Kadangi Žemė apie savo ašį apsisuka per astronominę parą (23 h 56 min 4 s = 86164 sekundės, tai $\omega = 2\pi / 86164\text{s} = 7,29 \times 10^{-5}$ rad/s).

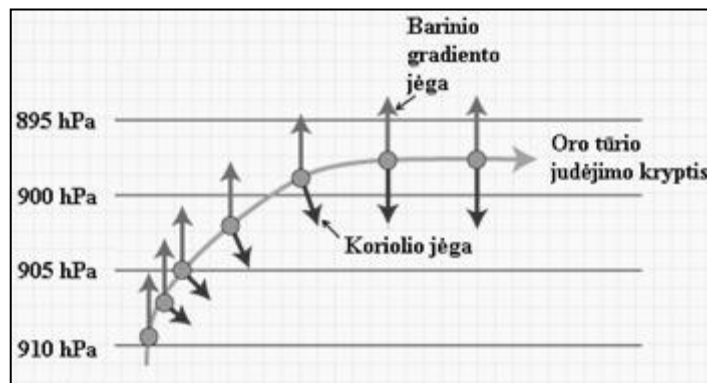


5.18 pav. Koriolio jėgos poveikis įvairiose Žemės rutulio vietose (Moran, Morgan, 1986)

Pusiaujyje ($\sin 0^\circ = 0$) Koriolio jėga lygi 0, o poliuose, kur $\sin 90^\circ = 1$, ji pasiekia maksimalų dydį (5.18 pav.). Ji taip pat proporcinga vėjo greičiui ir tampa lygi 0, kai vėjo nėra.

Geostrofinis vėjas

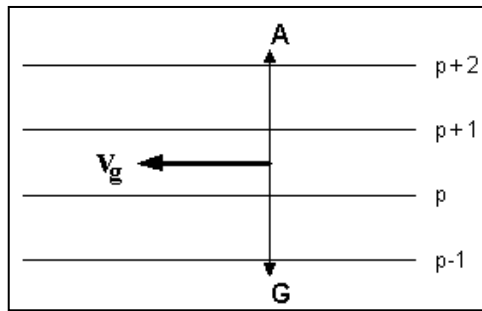
Laisvojoje atmosferoje, kur judančio oro neveikia trinties jėga (virš 1 km aukščio), dėl horizontaliojo barinio gradiento poveikio oras pradeda judėti iš aukšto slėgio į žemo slėgio sritį, statmenai kirsdamas izobaras.



5.19 pav. Geostrofinio vėjo virš trinties sluoksnio vystymosi schema (Engle, 2003)

Vos tik oras ima judėti, jį pradeda veikti Koriolio jėga, kuri kreipia judantį orą į dešinę (Šiaurės pusrutulyje) nuo pradinės judėjimo krypties. Barinis gradientas didins vėjo greitį, bet augant greičiui, stiprės ir Koriolio jėgos poveikis, todėl oro judėjimo kryptis vis labiau nutols nuo pradinės trajektorijos (5.19 pav.). Galų gale judantis oras pateks į tokią padėtį, kada horizontalųjį barinį gradientą atsvers Koriolio jėga, *kuri bus nukreipta į priešingą nuo barinio gradiento pusę ir su juo lygi*. Jei izobaros yra tiesios ir atstumas tarp jų nesikeičia, prasideda tiesiaiegis tolygus (pastovaus greičio) oro judėjimas. Toks oro judėjimas vadinamas **geostrofiniu vėju** (5.20 pav.).

Geostrofinio judėjimo metu barinio gradiento ir Koriolio jėgos vektorių moduliai yra lygūs ir nukreipti priešingomis kryptimis, o oro judėjimas – tiesiaiegis, tolygus ir lygiagretus su izobaromis. Šiaurės pusrutulyje žemas slėgis yra į kairę nuo judėjimo krypties.



5.20 pav. Geostrofinis vėjas: G – barinio gradiento jėga, A – Koriolio jėga, v_g – geostrofinis vėjas

Geostrofinio vėjo greitį galima apskaičiuoti taip:

$$-G = A, \quad (5.5)$$

$$-\frac{1}{\rho} \frac{dp}{dn} = 2v_g \omega \sin \varphi \quad (5.6)$$

Taigi geostrofinio vėjo greitis yra lygus:

$$v_g = \frac{1}{2\omega \rho \sin \varphi} \frac{dp}{dn}. \quad (5.7)$$

Dažnai Žemės sukimosi greičio (2ω) ir platumos ($\sin \varphi$) rodikliai sujungiami į vieną **Koriolio parametą** f . Tada

$$v_g = \frac{1}{f\rho} \frac{dp}{dn}. \quad (5.8)$$

Kaip matome iš (5.7) formulės, geostrofinio vėjo greitis priklauso nuo barinio gradiento dydžio, oro tankio ir platumos. Geostrofinio vėjo greitis tiesiogiai proporcingas bariniam gradientui, o atvirkštinė priklausomybė nuo oro tankio reiškia, jog, didėjant aukščiui (ir mažėjant oro tankiui) ir esant tokiam pat bariniam gradientui, geostrofinio vėjo greitis bus didesnis.

Didėjant platumai geostrofinio vėjo greitis mažėja, nes stipresnė Koriolio jėga greičiau visiškai atsveria barinio gradiento poveikį. Kadangi Koriolio jėgos poveikis iki galo pasireiškia tik praėjus tam tikram laikui nuo oro judėjimo pradžios, tai geostrofinis vėjas lygiagrečiai su izobaromis pučia tik sinoptinio arba planetinio masto oro sistemose.

Realiomis sąlygomis izobaros retai kada būna visiškai tiesios ir tolygiai pasiskirsčiusios didelėje barinio lauko dalyje. Ten, kur izobaros artėja viena prie kitos, barinis gradientas stiprėja ir vėjo greitis auga, o kur tolsta – mažėja. Todėl vėjo greitis nuolat svyruoja ir geostrofinis vėjas – tai labiau apytikslė realaus vėjo, pučiančio virš trinties sluoksnio, išraiška.

Apskaičiuokime 1000 m aukštyje pučiančio geostrofinio vėjo greitį Vilniaus apylinkėse (55° š. p.). Oro temperatūra – 0°C , o barinis gradientas – $1\text{ hPa}/100\text{ km}$. Standartinėmis sąlygomis (atsižvelgiant į oro temperatūrą ir aukštį) oro tankis (ρ) bus lygus $1,112\text{ kg/m}^3$. Koriolio faktorius $f = 2 \times 7,29 \times 10^{-5} \times \sin 55^\circ = 1,19 \times 10^{-4}$. Slėgio skirtumas bariniame gradientu išreiškiamas N/m^2 ($1\text{ hPa} = 100\text{ N/m}^2$), o atstumas – metrais. Taigi

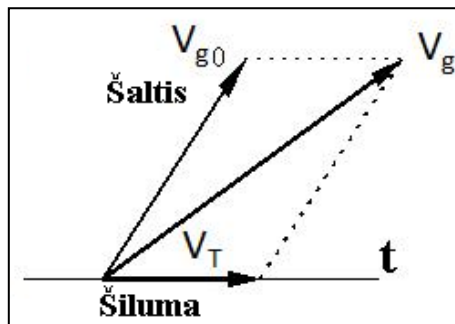
$$v_g = \frac{100}{1,19 \times 10^{-4} \times 1,112 \times 100000} = 7,6\text{ m/s}.$$

Geostrofinio vėjo kaita vertikalia kryptimi

Kadangi barinio lauko pobūdis termiškai nevienalytėje atmosferoje didėjant aukščiui kinta, o barinio gradiento pokytis priklauso nuo sluoksnio storio ir vidutinio sluoksnio temperatūros gradiento (barinis gradientas artėja prie temperatūros gradiento), tai didėjant aukščiui keisis ir izobarų kryptis bei atstumas tarp jų.

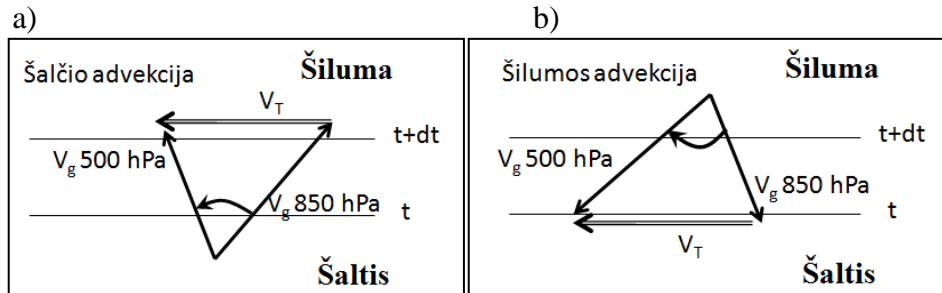
Geostrofinis vėjas horizontaliame paviršiuje pučia lygiagrečiai su izobaromis, esančiomis šiame paviršiuje. Keičiantis izobarų išsidėstymui didėjant aukščiui, keisis geostrofinio vėjo kryptis ir greitis.

Norint nustatyti geostrofinio vėjo greitį ir kryptį tam tikrame aukštyje, prie geostrofinio vėjo vektoriaus žemesniame lygyje pridedama papildoma dedamoji. Ši dedamoji yra nukreipta pagal vidutinę tiriamojo sluoksnio izotermą ir yra vadinama **terminiu vėju** (5.21 pav.). Būtina pabrėžti, jog terminis vėjas nėra realus vėjas – tai tik teorinė vektorinė dedamoji, skirta geostrofinio vėjo pokyčiui didėjant aukščiui vertinti. Terminio vėjo kryptį galima išreikšti iš geostrofinio vėjo vektoriaus viršutiniame lygyje atėmus vėjo vektorius apatiniame.



5.21 pav. Geostrofinio vėjo kaita didėjant aukščiui: v_{g0} – vėjas apatiniame lygyje, v_g – vėjas viršutiniame lygyje, v_T – terminis vėjas, t – vidutinės sluoksnio temperatūros izoterma

Terminio vėjo stiprumą lemiantis temperatūros gradientas nukreiptas iš šilto oro į šaltą. Šiaurės pusrutulyje terminis vėjas nukreiptas pagal izotermas į dešinę nuo temperatūros gradiento krypties (šaltas oras yra kairėje pusėje).



5.22 pav. Geostrofinis vėjas sukasi prieš laikrodžio rodyklę esant šalčio advekcijai (a) ir pagal laikrodžio rodyklę esant šilumos advekcijai (b); v_T – terminis vėjas

Jei barinis ir temperatūros gradientai sudaro kampą, mažesnį kaip 180° , tai terminis vėjas vėjo krypties apatiniame lygyje atžvilgiu bus nukreiptas į dešinę ar kairę priklausomai nuo to, į kokią pusę temperatūros gradientas krypsta nuo barinio gradiento. Todėl didėjant aukščiui geostrofinis vėjas, artėdamas prie izotermos, suksis arba į kairę, arba į dešinę.

Labai svarbu yra tai, jog pagal geostrofinio vėjo krypties didėjant aukščiui kaitą galima nustatyti advekcijos (horizontaliosios oro pernašos) pobūdį analizuojamame sluoksnyje. Vykstant šalčio advekcijai, geostrofinis vėjas sukasi į kairę (prieš laikrodžio rodyklę), šilumos – į dešinę (pagal laikrodžio rodyklę; 5.22 pav.).

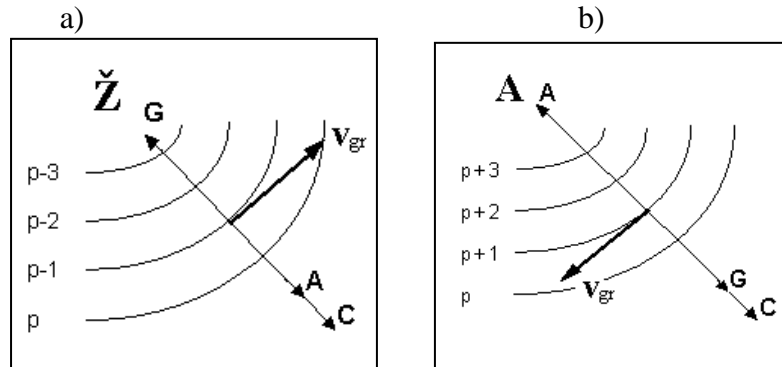
Gradientinis vėjas

Jei izobaros tam tikroje lauko dalyje nėra tiesios linijos, kartu su barinio gradiento ir Koriolio jėga judantį orą pradeda veikti ir **išcentrinė jėga**. Išcentrinė jėga (C) yra visada nukreipta į išorę trajektorijos išsigaubimo kryptimi, o jos dydis apskaičiuojamas taip:

$$C = \frac{v^2}{r}, \quad (5.9)$$

čia v – vėjo greitis, o r – judančio oro trajektorijos spindulys. Tai reiškia: kuo greičiau juda oras labai kreiva (mažas spindulys) trajektorija, tuo stipriau jis veikiamas išcentrinės jėgos. Išsigaubusios trajektorijos spindulys sinoptinio masto barinėse sistemose dažniausiai yra didelis, todėl išcentrinės jėgos poveikis žymiai mažesnis negu barinio gradiento ar Koriolio jėgos. Tačiau nedideliuose sūkuriuose su itin dideliais bariniais gradientais (tropiniuose ciklonuose, viesuluose) išcentrinės jėgos poveikis ir svarba labai stipriai išauga.

Taigi, kai oras juda tolygiai, trys jėgos atstoja viena kitą. Toks judėjimas vadinamas gradientiniu, o vėjas – **gradientiniu vėju**. Jei oro judėjimo trajektorija yra išlinkusi, tai kiekvieno šia trajektorija judančio taško kryptis sutaps su liestinės išlinkimo kryptimi. Gradientinio judėjimo metu trajektorijos sutampa su izobaromis. Kaip ir pučiant geostrofiniam vėjui, gradientinis vėjas nukreiptas pagal izobaras, tačiau šiuo atveju izobaros yra ne tiesės, o apskritimo formos (5.23 pav.).



5.23 pav. Gradientinis vėjas ciklone (a) ir anticiklone (b): G – barinio gradiento jėga, A – Koriolio jėga, C – išcentrinė jėga, v_{gr} – gradientinio vėjo greitis

Kadangi barinėse sistemose oras juda ratu pagal uždaras izobaras, dėl Koriolio jėgos poveikio skirsis judėjimo kryptis ciklonuose ir anticiklonuose, taip pat skirsis judėjimo kryptis Šiaurės ir Pietų pusrutuliuose.

Šiaurės pusrutulyje Koriolio jėga kreipia judantį orą į dešinę: ciklone oras juda pagal izobaras prieš laikrodžio rodyklę, o anticiklone – pagal laikrodžio rodyklę.
Pietų pusrutulyje Koriolio jėga kreipia judantį orą į kairę: ciklone oras juda pagal izobaras pagal laikrodžio rodyklę, o anticiklone – prieš laikrodžio rodyklę.

Gradientinio vėjo stiprumas ciklonuose ir anticiklonuose skiriasi. Ciklone išcentrinė jėga priešinga barinio gradiento kryptčiai. Esant tolygiam oro judėjimui,

$$G = A + C, \quad (5.10)$$

$$\frac{v^2}{r} + fv = -\frac{1}{\rho} \frac{dp}{dn}, \quad (5.11)$$

čia f – Koriolio parametras, ρ – oro tankis, o dp/dn – barinis gradientas.

Gradientinį vėjo greitį (v_{gr}) ciklonuose galima apskaičiuoti taip:

$$v_{gr} = v_g - \frac{v_g^2}{rf}, \quad (5.12)$$

čia v_g – geostrofinio vėjo greitis.

Anticiklonuose barinio gradiento ir išcentrinės jėgos kryptys sutampa, todėl tolygaus oro judėjimo metu

$$A = G + C, \quad (5.13)$$

$$fv = -\frac{1}{\rho} \frac{dp}{dn} + \frac{v^2}{r}. \quad (5.14)$$

Gradientinis vėjas (v_{gr}) anticiklonuose:

$$v_{gr} = v_g + \frac{v_g^2}{rf}. \quad (5.15)$$

Palyginus (5.12) ir (5.15) formules nesunku pastebėti, jog esant tam pačiam bariniam gradientui gradientinio vėjo greitis anticiklone bus didesnis negu ciklone. Kaip žinome, vėjo greitis yra proporcingas Koriolio jėgai: anticiklone ji yra didesnė už barinį gradientą, o ciklone – mažesnė (5.23 pav.). Geostrofinio vėjo greitis yra didesnis negu gradientinis ciklone ir mažesnis negu anticiklone. Antra vertus, ciklonuose izobaros dažniausiai eina arčiau viena kitos ir bariniai gradientai yra didesni. Todėl realiame bariniame lauke vėjo greitis ciklone paprastai yra didesnis negu anticiklone.

Trinties jėga ir jos poveikis vėjo greičiui ir kryptčiai

Neaukštai virš paklotinio paviršiaus judantis oras yra veikiamas trinties su žemės paviršiumi jėgos. **Trinties jėga (R)** suteikia oro judėjimui neigiamąjį pagreitį, t. y. oro judėjimą lėtina. Keičiasi ir judėjimo krypttis.

Klampus – dviejų skystosios arba dujinės aplinkos sluoksnių gebėjimas priešintis slydimui vienas kito atžvilgiu.

Kaip bet kurios dujos, oras pasižymi klampumu. Dėl oro klampumo trinties jėgos poveikis, kuris yra didžiausias ties žemės paviršiumi, taip pat jaučiamas ir didesniame aukštyje. Vis dėlto oro klampus yra mažas ir apie 1000 m aukštyje trinties jėgos poveikis tampa labai neįžymus kitų jėgų, veikiančių judantį orą, atžvilgiu. Lygis, kuriame išnyksta trinties jėgos poveikis, vadinamas **trinties lygiu**.

Trinties jėga pasireiškia tuo, jog, tekant orui virš šiurkštaus paklotinio paviršiaus, oro tūrių, betarpiškai liečiančių žemės paviršių, greitis sumažėja. Sumažėjusio greičio oras dėl turbulencijos patenka į aukštesnius atmosferos sluoksnius, o iš ten ateina didesniu greičiu judantis oras, kuris savo ruožtu lėtėja dėl kontakto su paklotiniu paviršiumi. Vėjo greičio sumažėjimas dėl trinties į paklotinį paviršių priklauso nuo paviršiaus šiurkštumo, vėjo greičio ir turbulencijos stiprumo. Atmosferos sluoksnis, kuriame jaučiamas trinties jėgos poveikis ir kurio storis kinta nuo kelių šimtų metrų iki poros kilometrų, vadinamas **trinties sluoksniu**.

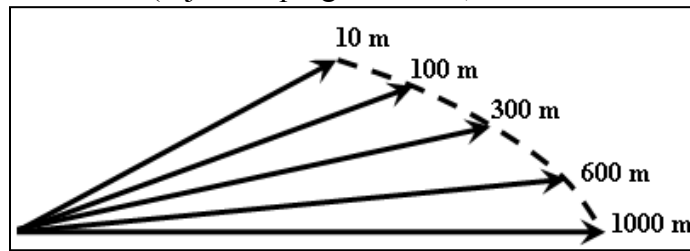
Esant nepastoviai stratifikacijai, be dinaminės turbulencijos, pradeda vykti terminė, todėl padidėja sluoksnio, kuriame jaučiamas trinties jėgos poveikis, storis. Storiausias trinties sluoksnis susidaro dieninės konvekcijos metu virš itin šiurkščių paviršių (pavyzdžiui, virš miesto), ploniausias – dėl silpnos turbulencijos naktį virš lygių paviršių.

Vėjo greitis dėl trinties sumažėja tiek, kad sausumoje 10 m aukštyje (šiam aukštyje meteorologijos stotyse matuojamas vėjo greitis) jis yra vidutiniškai dukart mažesnis nei geostrofinis vėjo greitis virš trinties sluoksnio. Kai paviršiaus šiurkštumas didelis, vėjo greitis prie pat žemės paviršiaus labai sumažėja, o didėjant aukščiui greitai auga. Dėl mažesnio paviršiaus šiurkštumo virš jūros paviršiaus vėjo greitis sudaro 2/3 geostrofinio vėjo greičio.

Trinties jėga veikia ir vėjo kryptį. Stiprėjant trinties jėgai vėjo greitis mažėja, atitinkamai silpnėja ir Koriolio jėga. Ji nebėra priešinga ir yra vienodo modulio kaip ir barinio gradiento jėga (pastaroji nekinta). Jei oro judėjimas tolygus bei tiesiaiegis, tai viena kitą turi atsverti trys jėgos: barinio gradiento, trinties ir Koriolio. Šiuo atveju trinties jėga yra priešinga vėjo kryptčiai, o Koriolio jėga su vėju sudaro statų kampą. Kad barinis gradientas galėtų atsverti trinties ir Koriolio jėgas, jis turi būti vienodo dydžio ir priešingas kitų dviejų jėgų vektorinei sumai. Šiuo atveju barinis gradientas nebus vienoje tiesėje su Koriolio jėga, todėl su vėjo kryptimi sudarys ne statų, o smailų kampą (5.24 pav.). Taigi vėjas pūs ne pagal izobaras, o kirs jas, nukrypdamas nuo barinio gradiento smailiu kampu. Kai judėjimas kreivaiegis, prisideda ir išcentrinė jėga, bet ir šiuo atveju barinis gradientas su vėjo kryptimi sudaro smailų kampą.

pačiam šurkštumo koeficientui žemose platumose, kampas tarp izobarų ir vėjo krypties bus didesnis.

Didėjant aukščiui ir mažėjant trinties jėgos poveikiui, kampas, kurį sudaro vėjo kryptis su bariniu gradientu, didėja ir trinties lygyje tampa artimas 90° . Tai reiškia, jog vėjo kryptis tame aukštyje bus lygiagreti su izobaromis (vėjas tampa geostrofinis).



5.26 pav. Vėjo greičio ir krypties kaita trinties sluoksnyje Šiaurės pusrutulyje (Ekmano spirale)

Tai, kad Šiaurės pusrutulyje prie žemės paviršiaus judėdamas oras nukrypsta nuo izobarų į kairę (žvelgiant pagal judėjimo kryptį), o trinties lygyje yra artimas izobaroms, rodo, kad didėjant aukščiui vėjas krypsta į dešinę (pagal laikrodžio rodyklę). Didėjant aukščiui didėja ir vėjo greitis. Tą didėjimą galima parodyti kreive (vadinama **Ekmano spirale**), jungiančia vektorių, pradėtų iš vieno taško ir rodančių vėją skirtingame aukštyje, galus (5.26 pav.). Tik tuo atveju, jei didėjant aukščiui labai greitai kinta pačių izobarų kryptis, vėjo kryptis gali sukis į kairę arba nesikeisti visai.

Vėjo kaita per parą

Trinties sluoksnyje išryškėja ir vėjo kaita per parą. Prie žemės paviršiaus, virš sausumos, maksimali vėjo greičio reikšmė išmatuojama pirmosiomis popiečio valandomis, o minimali – naktį arba ankstyvą rytą. Vidurinėje ir viršutinėje trinties sluoksnio dalyje pastebima atvirkščia paros eiga: maksimumas – naktį, o minimumas – dieną. Virš sausumos paviršiaus vėjo greičio paros amplitudė apytiksliai lygi pusei paros vidutinio vėjo greičio reikšmės. Virš jūros vėjo kaita per parą nėra žymi.

Vėjo greičio kaitos priežastis – oro turbulencijos kaita. Vykstant konvekcijai, kuri intensyviausia apie vidurdienį, stiprėja turbulentinė apykaita, kuri išlygina greičio skirtumus tarp pažemio ir aukštesnių sluoksnių vėjo. Todėl prie žemės paviršiaus vėjo greitis padidėja, o viršutinėje trinties sluoksnio dalyje – sumažėja. Naktį vertikalusis maišymasis susilpnėja, todėl prie paviršiaus vėjo greitis mažas, o didėjant aukščiui jis greitai stiprėja.

Vėjo kryptis per parą taip pat kinta. Dieną didėjant vėjo greičiui prie žemės paviršiaus, jo kryptis sukasi į dešinę pagal laikrodžio rodyklę (artėja prie izobarų krypties). Vėlyvą popietę susilpnėjęs turbulencijai vėjo kryptis pradeda sukis į kairę. Labiausiai į kairę nuo izobarų vėjo kryptis pasisukusi naktį, kai turbulencija silpniausia. Viršutinėje trinties sluoksnio dalyje vyksta atvirkštinis procesas: vakare ir naktį vėjo kryptis sukasi į dešinę (link izobarų), rytą ir dieną – į kairę.

Aprašyta vėjo kaita per parą išryškėja pavasarį ir vasarą vidinėse oro masių dalyse, tačiau labai dažnai yra sutrikdoma neperiodinių vėjo krypties ir greičio pasikeitimų, susijusių su sinoptinio masto darinių judėjimu.

Žinių patikrinimas

Kontroliniai klausimai

1. Išvardykite ir apibūdinkite pagrindines ir tarpines barines sistemas.
2. Kodėl santykinės barinės topografijos žemėlapiuose galime išskirti šilumos ir šalčio sritis?
3. Apibūdinkite konvergencijos ir divergencijos prie žemės paviršiaus ryšį su aukštyneigiais oro srautais.
4. Išvardykite jėgas, veikiančias judantį orą.
5. Kaip barinio gradiento kryptis keičiasi didėjant aukščiui?
6. Nuo ko priklauso Koriolio jėgos stiprumas?

7. Kodėl, pučiant geostrofiniam vėjui, oras juda lygiagrečiai su izobaromis?
8. Paaškindite, kodėl Šiaurės pusrutulyje ciklone oras juda prieš laikrodžio rodyklę, o anticiklone – pagal laikrodžio rodyklę.
9. Kodėl trinties sluoksnyje ciklono centras yra konvergencijos, o anticiklono centras – divergencijos taškas?
10. Paaškindite vėjo greičio kaitą per parą.

Uždaviniai

1. Apskaičiuokite geostrofinio vėjo greitį 45° platumoje, kai barinis gradientas lygus $2 \text{ hPa}/100 \text{ km}$, o oro tankis $1,05 \text{ kg}/\text{m}^3$.
2. Apskaičiuokite, kiek skiriasi gradientinio vėjo greitis virš trinties sluoksnio ciklone ir anticiklone 55° platumoje, kai geostrofinio vėjo greitis lygus 12 m/s . Abiejų barinių darinių spindulys 700 km .

6. ATMOSFEROS CIRKULIACIJA

Bendroji atmosferos cirkuliacija. Oro masės. Atmosferos frontai. Pasatai. Pusiaujo konvergencijos zona. Tropiniai ciklonai. Musonai. Atmosferos cirkuliacija netropinėse platumose. Atmosferos sraujymės. Rosbio bangos. Netropinių platumų ciklonai. Anticiklonai. Vietiniai vėjai. Terminiai vėjai. Feniniai vėjai. Katabatiniai vėjai. Mezocikloniniai dariniai. Dykumų vėjai.

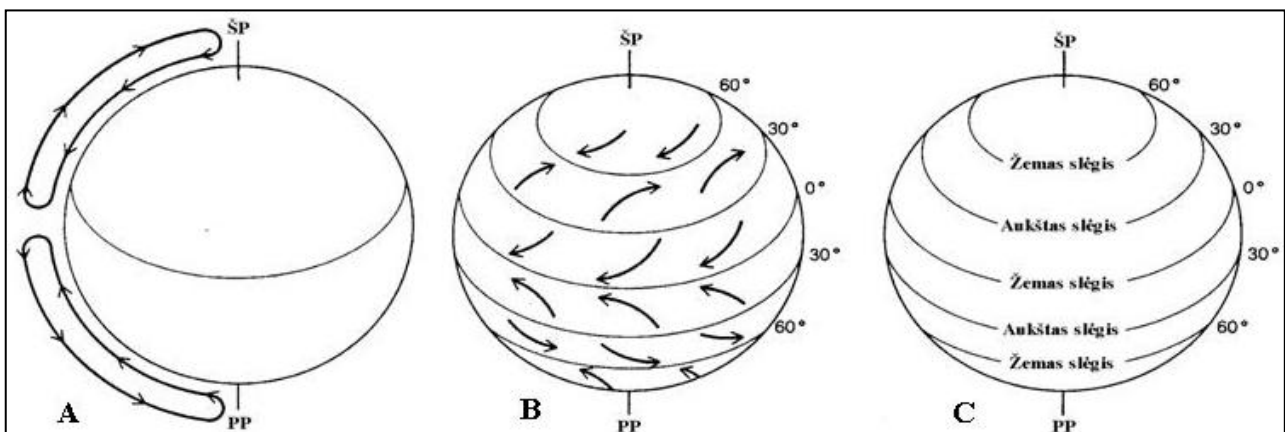
Bendroji atmosferos cirkuliacija

Bendroji atmosferos cirkuliacija vadinama stambių oro srautų visuma virš žemės paviršiaus. Šių srautų atsiranda dėl spinduliuotės ir šilumos balanso nevienalytiškumo skirtingose platumose, taip pat vandenynuose ir sausumoje. Bendroji atmosferos cirkuliacija tampa dar labiau sudėtinga dėl Koriolio ir trinties jėgos poveikio.

Bendrosios atmosferos cirkuliacijos bruožus tam tikru laiko momentu galima įvertinti pagal sinoptinius žemėlapius, o lyginant kelis – pastebėti labai sudėtingą ir nuolat kintantį oro srautų pobūdį. Tačiau, nustačius vidutinius daugiamečius dydžius, matoma aiški schema: išryškėja rajonai, kuriems būdingos pastovios, kasmet pasikartojančios cirkuliacinės savybės.

Išnagrinėkime idealizuotą oro judėjimo Žemėje schemą. Laikykime, kad žemės paviršius vienalytis, o ji pati nesisuka apie savo ašį. Šiuo atveju temperatūros ir slėgio pasiskirstymas apatinėje troposferoje yra zoninio pobūdžio. Todėl ties pusiauju išilęs oras kiltų į viršų ir judėtų polių link. Judėdamas jis spinduliniu būdu vėstų ir pasiekęs polių, būdamas šaltas ir tankus, leistųsi žemyn. Prie žemės paviršiaus formuotųsi priešpriešinis srautas, nukreiptas pusiaujo link, taip sudarydamas uždara cirkuliacinę gardelę (6.1 pav., A). Ir žemutinėje, ir viršutinėje troposferoje oras judėtų horizontaliojo barinio gradiento mažėjimo kryptimi. Tokio pobūdžio cirkuliacija vadinama Hadlėjaus gardele (pagal anglų mokslininko G. Hadlėjaus pavardę, kuris XVIII amžiaus pradžioje pirmasis aprašė šį mechanizmą).

Dėl Žemės sukimosi apie savo ašį oro srautus pradeda veikti Koriolio jėga. Koriolio jėga Šiaurės pusrutulyje kreipia judantį orą į dešinę, o Pietų – į kairę. Todėl prie žemės paviršiaus virš trinties sluoksnio oras idealiu atveju judėtų iš rytų į vakarus, o viršutinėje troposferoje ir žemutinėje stratosferoje (nuo 4–5 iki 20 km aukščio), priešingai – į rytus. Trinties sluoksnyje kampas tarp barinio gradiento ir vėjo krypties būtų mažesnis nei 90° , ir Šiaurės pusrutulyje pūstų šiaurės rytų, o Pietų pusrutulyje – pietryčių krypties vėjai.



6.1 pav. Bendroji atmosferos cirkuliacijos schema (Moran, Morgan, 1986)

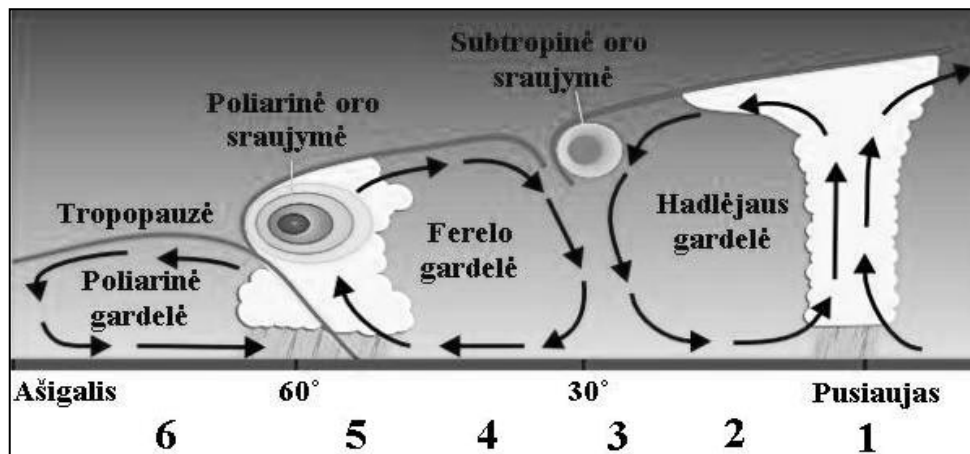
Realioje atmosferoje oro cirkuliacija vyksta srautams kiekviename pusrutulyje skylant į tris pagal platumas išsidėsčiusias sritis (6.1 pav., B). Ten, kur priežeminiai srautai susiduria (konverguoja) ir oras kyla į viršų, susidaro žemo slėgio zonos (ties pusiauju ir 60° platumu), formuojasi debesys, iškrinta gausūs krituliai. Ten, kur oro srautai išsiskiria (diverguoja), vyrauja žemyneigiai oro judesiai, susidaro aukšto slėgio zonos (ties ašigaliais ir 30° platumu). Šioms sritims būdingi giedri orai (6.1 pav., C).

Tarp šių zonų oras juda trimis cirkuliacinėmis gardelėmis: Hadlėjaus, Ferelo ir poliarinė. Ties pusiauju (iki 30° platumos) oras troposferoje cirkuliuoja taip, kaip aprašė G. Hadlėjus. Ties pusiauju dėl priežeminės konvergencijos ir konvekcijos šiltas tropinis oras kyla į viršų (vertikalieji srautai siekia 14–16 km) ir pradeda judėti ašigalių link. Stiprėjanti Koriolio jėga vis labiau veikia judantį orą ir maždaug ties 30° platumoje jis juda iš vakarų į rytus, suformuodamas viršutinėje troposferoje subtropinę atmosferos sraujymę. Tokia zoninė cirkuliacija stabdo dienovidinę pernašą viršutinėje troposferoje: besikaupiantis oras pradeda leisti žemyn, suformuodamas subtropinę aukšto slėgio zoną.

Iš čia paviršinis oras juda dviem kryptimis. Dalis jo pasuka pusiaujo link, taip suformuodamas uždara **Hadlėjaus gardelę**. Judėdamas taip pat nukrypsta nuo barinio gradiento krypties, suformuodamas pasatinius vėjus. Kita dalis juda ašigalių link ir dėl Koriolio jėgos poveikio krypsta rytų link. Viršutinėje troposferoje tarp 30° ir 60° platumos oras daugiausia juda polių link. Ties 60° platumoje dėl Koriolio jėgos poveikio susiformuoja į rytus judanti atmosferos sraujymė. Prie žemės paviršiaus čia susiduria šiltas nuo subtropikų atėjęs oras su šaltu arktiniu nuo ašigalių judančiu oru – formuojasi poliarinis frontas, oras intensyviai juda aukštyne. Didelis temperatūros gradientas ties poliariniu frontu dar labiau sustiprina poliarinę atmosferos sraujymę.

Poliariniam fronte formuojasi ciklonai, kurie turi labai didelę įtaką orams vidutinėse platumose. Nedidelė dalis poliarinio fronto zonoje pakilusio oro pasuka atgal subtropikų link, taip suformuodama **Ferelo gardelę** (ją pirmasis XIX amžiuje aprašė amerikiečių meteorologas V. Ferelas). Tačiau uždara cirkuliacija vidutinėse platumose labai silpna, ir praktiškai visoje troposferos stovime vyrauja daugiausia iš dalies polių link nukreipti vakarinių rumbų oro srautai. Didžioji dalis ties poliariniu frontu pakilusio oro juda polių link, ten besikaupiantis oras leidžiasi žemyn ir diverguoja. Vidutinių platumų link nukreipti srautai uždaro **poliarinę gardelę**.

Taigi ties pusiauju susidaro žemo slėgio sritis, kuri vadinama pusiaujo konvergencijos zona (6.2 pav. (1)). Toliau yra tropinė pasatinių rytų vėjų sritis (2). Nuo vidutinių platumų juostos ją skiria iš atskirų anticiklonų sudaryta subtropinė aukšto slėgio sritis (3). Vidutinėse platumose vyrauja vakarų krypties vėjai. Dėl trinties jėgos poveikio prie žemės paviršiaus Šiaurės pusrutulyje pučia pietvakarių, o pietų – šiaurės vakarų vėjai. Šioms platumoms būdinga intensyvi cikloninė ir anticikloninė cirkuliacija (4). Toliau poliarinę gardelę nuo Ferelo skiria ryškus poliarinis frontas, kurio viršutinėje dalyje formuojasi poliarinė atmosferos sraujymė (5). Poliarinėse srityse dažniausiai pučia rytų vėjai, prie žemės paviršiaus dėl trinties jėgos poveikio nukrypstantys vidutinių platumų link (6).



6.2 pav. Atmosferos cirkuliacijos Šiaurės pusrutulyje schema (JetStream..., 2010)

Realioje atmosferoje visų šių sričių padėtis kinta. Pusiaujo konvergencijos zona sausio mėnesį būna Pietų pusrutulyje, o liepos – Šiaurės pusrutulyje. Nuolat keičiasi subtropinių anticiklonų forma ir centrų padėtis. Lygiai taip pat sezoniškai kinta ir žemo slėgio sritis, vidutiniškai esanti ties 60° platumoje. Be to, realioje atmosferoje judėjimas stambiomis cirkuliacinėmis

gardelėmis dažnai nukrypsta nuo pateikto 6.2 paveiksle. Okeanų ir sausumos masyvu pasiskirstymas daro bendrąją oro srautų sistemą dar sudėtingesnę.

Oro masės

Oro masė – didelis troposferos oro tūris, pasižymintis nežymia fizinių savybių (temperatūros, drėgmės, atmosferos skaidrumo ir kt.) kaita horizontalia kryptimi ir tam tikru vertikaliąsios stratifikacijos tipu.

Neretai atmosferoje susidaro sąlygos, kai tas pats oro tūris kelias ar net keliolika dienų išbūna virš vieno ir to paties Žemės rajono. Sąveikaudamas su paviršiumi, jis įgyja tam tikrą higroterminių savybių kompleksą. Palankios sąlygos oro masėms formotis susidaro tuose regionuose, kur dažnai ilgesnį laiką nusistovi mažai vėjuoti orai aukšto atmosferos slėgio lauke. Priklausomai nuo paklotinio paviršiaus, lemiančio oro tūrio savybes, lokacijos ir pobūdžio, oras troposferoje suskyla į skirtingas oro mases, kurios ilgesnį ar trumpesnį laiko tarpą išlaiko savo savybes, judėdamos iš vienu Žemės sričių į kitas. Oro masių užimamas plotas gali siekti net 2–3 mln. km².

Oro masių savybės priklauso nuo jų formavimosi vietos. Susidariusios virš poliarinių sričių yra santykinai šaltos, o susiformavusios tropikuose – šiltos. Virš vandenynų susidaro santykinai daug drėgmės turinčios, o virš didelių sausumos plotų formuojasi daug sausesnės oro masės. Todėl galimos keturios oro masių kombinacijos priklausomai nuo to, kokios jos yra aplinkinių oro tūrių atžvilgiu: šiltos ir drėgnos, šiltos ir sausos, šaltos ir drėgnos bei šaltos ir sausos. Pavyzdžiui, šilta ir drėgna oro mase laikoma tokia, kuri į tam tikrą teritoriją atneša santykinai šiltesnę ir drėgesnę orą, nei buvo prieš tai. Antra vertus, ta pati oro masė gali būti laikoma šalta ir drėgna, jei ji juda link šiltesnio ir sausesnio oro.

Pagal formavimosi židinio vietą skiriami keturi pagrindiniai oro masių tipai: **arktinis** ((Pietų pusrutulyje – **antarktinis**) *A* ar *AA*), **poliarinis**, arba **vidutinių platumų** (*P*), **tropinis** (*T*) ir **pusiaujinis** (*E*) oro masių tipas. Pagal tai virš jūros ar žemyno formuojasi poliarinės ir tropinės oro masės, jos dar gali būti skirstomos į **jūrinės** (*J*) ir **žemyninės** (*K*). Žemyninio ir jūrinio oro terminės savybės skiriasi. Čia didelę reikšmę turi metų laikas. Vasarą žemyninis poliarinis oras yra šiltesnis nei jūrinis poliarinis, žiemą – atvirkščiai.

6.1 lentelė. Trumpas higroterminis pagrindinių oro masių tipų apibūdinimas (Heidorn, 2005)

ORO MASĖS TIPAS	TERMINĖ CHARAKTERISTIKA	DRĖGMĖS CHARAKTERISTIKA
Arktinė ar antarktinė	Labai šalta	Dėl labai žemos temperatūros ore yra labai mažas absoliutusias drėgmės kiekis, net kai oras yra prisotintas
Žemyninė poliarinė	Žiemą – šalta, o vasara – šilta	Labai sausa, nes vėsi ir formuojasi virš sausumos
Jūrinė poliarinė	Žiemą – šilta, o vasarą – vėsu	Vidutiniškai drėgna. Drėgmės nedaug dėl žemos oro temperatūros, bet oro masė ne tokia sausa kaip žemyninė dėl garavimo nuo jūros paviršiaus
Žemyninė tropinė	Labai šilta	Sausa, nes formuojasi virš sausumos
Jūrinė tropinė	Labai šilta	Labai drėgna, nes formuojasi virš labai šilto tropinio vandenyno
Pusiaujinė	Karšta	Labai drėgna

Nors arktinės oro masės gali formotis virš jūros, pagal drėgmės savybes dažniausiai jos visos laikomos žemyninėmis, nes dėl labai žemos temperatūros garavimas yra labai silpnas, be to, net ir prisotinimo būsenos ore absoliutusias vandens garų kiekis yra labai mažas. Pusiaujinės oro masės visada laikomos drėgnomis (t. y. artimomis jūrinėms), kadangi dėl transpiracijos virš sausumos žaliuojančiuose drėgnuosiuose tropikų miškuose į atmosferą patenka panašus vandens garų kiekis kaip ir virš vandenyno. Antra vertus, dažnai teigiama, jog pastovių pusiaujinės oro masės formavimosi židinių virš žemyninių sričių nėra.

Oro masės, ilgą laiką išliekančios virš to paties paklotinio paviršiaus (formavimosi židinyje), vadinamos **vietinėmis oro masėmis**. Vietinių, ypač žemyninių, oro masių terminės savybės labai priklauso ir nuo to, ar jos vėsta, ar šyla iš apačios. Šaltuoju metų laikotarpiu oro masės vėsta iš apačios ir atmosfera tampa pastoviai stratifikuota. Vasarą, atvirkščiai, priežeminė oro masių dalis stipriai išyla, stratifikacijos pastovumas mažėja, t. y. vertikalusis temperatūros gradientas artėja prie adiabatinio (žr. skyrelį „[Adiabatiniai procesai ore](#)“).

Kai oro masė pradeda judėti, patenka ant kitokiomis savybėmis pasižyminčio paklotinio paviršiaus ir savo ruožtu pradeda keistis: palengva įgauna higraterminių ypatumų, būdingų tai teritorijai, virš kurios ji juda. Tuo metu vyksta oro masės **transformacija**. Jei oro masės savybės pakinta labai stipriai ir ji virsta kita pagrindinio tipo oro mase, tokia transformacija vadinama **absoliučiaja**. Šaltos oro masės transformuojasi greičiau, nes šildamos iš apačios gali tapti nepastoviai stratifikuotos, ir tai lemia intensyvių konvekcinų procesų, kurių metu vyksta vertikalusis šilumos ir drėgmės persiskirstymas, pradžia. Šiltos oro masės savybes išlaiko ilgiau, nes, patekusios ant vėsnio paklotinio paviršiaus, tampa pastoviai stratifikuotos, ir dažniausiai greitai atvėsta tik apatinė oro masės dalis.

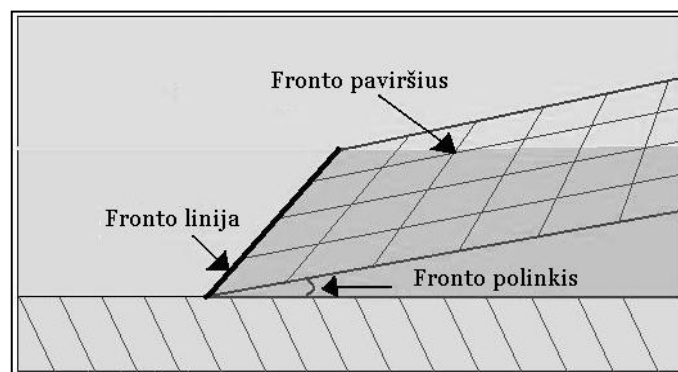
Taip pat oro masė gali transformuotis, susidūrusi su orografinėmis kliūtimis. Kildamos į viršų, oro masės adiabatiskai šąla, didėja santykinis drėgnumas, gali formuotis debesys ir iškristi krituliai. Persivertusios per kalnų grandinę ir nusileidusios, oro masės tampa šiltesnės ir sausesnės, nei buvo priartėdamos prie kalnų grandinės (žr. skyrelį „[Pseudoadiabatinis procesas](#)“).

Atmosferos frontai

Atmosferos frontas – tai siaura pereinamoji zona, skirianti dvi skirtingo tankio oro mases. Kadangi svarbiausias veiksnys, lemiantis oro tankį, yra temperatūra, frontas dažniausiai skiria šiltą ir šaltą oro mases.

Atmosferoje nuolat susidaro tokios sąlygos, kai dvi skirtingų savybių oro masės yra viena šalia kitos. Šiuo atveju oro masės yra atskirtos atmosferos **frontu**. Atmosferos frontų ilgis gali būti kelių tūkstančių kilometrų, o pereinamosios zonos plotis prie paklotinio paviršiaus – vos keliasdešimt kilometrų. Frontas gali siekti kelių kilometrų aukštį arba net ir tropopaužę. Fronto zonoje temperatūra, vėjas ir oro drėgmė staigiai kinta.

Kadangi fronto plotis yra labai nedidelis, palyginti su jo skiriamų oro masių dydžiu, tai galime frontą įsivaizduoti kaip paviršių, skiriantį oro mases. Tokiu atveju staigi meteorologinių elementų kaita zonoje tarp dviejų skirtingų oro masių dar labiau sustiprėja ties **fronto paviršiumi**. Šio paviršiaus susikirtimo su žemės paviršiumi linija vadinama **fronto linija** (6.3 pav.).



6.3 pav. Frontinės zonos schema

Fronto paviršiai yra pasvirę žemės paviršiaus atžvilgiu. Šiltesnis ir kartu lengvesnis oras yra virš šalto ir sunkaus. Kampas, kurį fronto paviršius sudaro su žemės paviršiumi, priklauso nuo daugelio faktorių (oro masių judėjimo greičio, temperatūros ir kt.) ir yra labai nedidelis – vos vieno laipsnio dalys. Todėl net už kelių šimtų kilometrų nuo fronto linijos fronto paviršius yra tik keleto kilometrų aukštyje. Šis kampas vadinamas **fronto polinkiu**.

Milžiniškos atmosferos bangos, atsirandančios oro masėse abipus fronto, lemia ciklonų bei anticiklonų formavimąsi. Kartu su ciklonų formavimusi ir evoliucija vyksta ir frontų evoliucija. Kiekvienas frontas turi savo gyvavimo amžių. Frontai nuolat susidaro, stiprėja, paskui silpnėja (mažėja oro masių kontrastingumas) ir galiausiai išnyksta.

Sąlygų frontams formuotis visada atsiranda vienoje ar kitoje atmosferos dalyje. Dažniausiai frontai formuojasi tokiuose oro judėjimo laukuose, kuriuose vienos prie kitų artėja (konverguoja) skirtingos temperatūros (arba kitų savybių) oro dalelės. Tokiame lauke horizontalieji temperatūros gradientai auga, ir tai lemia ryškių frontų susidarymą vietoj tolygaus perėjimo iš vienos oro masės į kitą. Toks procesas vadinamas **frontogeneze**. Fronto linija – tai konvergencijos linija. Ties šia linija formuojasi aukštyneigiai oro srautai ir susidaro debesų sistemos. Kartais atmosferos frontai susiformuoja dėl tiesioginės paklotinio paviršiaus įtakos, pavyzdžiui, ties sniego riba ar ties ledų lauko pakraščiu, bet šis mechanizmas turi mažesnę reikšmę nei anksčiau minėtasis. Oro judėjimo laukuose, kuriuose skirtingų savybių oro dalelės tolsta viena nuo kitos, frontai gali irti: tada jie tampa plačiomis pereinamosiomis linijomis, o meteorologinių elementų gradientai mažėja.

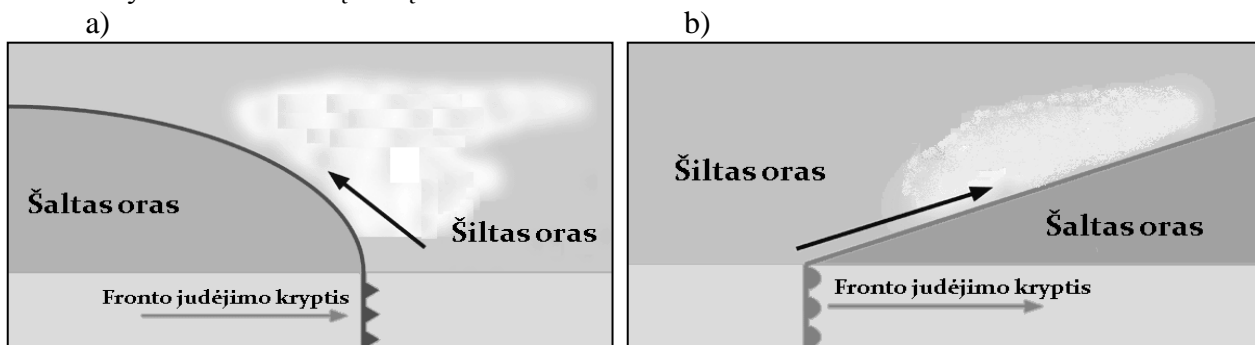
Frontai, skiriantys pagrindinius oro masės tipus, vadinami **pagrindiniais atmosferos frontais**. Pagrindinis frontas tarp arktinio ir poliarinio, arba vidutinių platumų, oro vadinamas arktiniu, tarp poliarinio, arba vidutinių platumų, ir tropinio – poliariniu. Tropinis arba tarptropinis frontas skiria pasatines Šiaurės ir Pietų pusrutulio sritis ir dažnai sutampa su pusiaujo konvergencijos zona. Tropiniai frontai geneze ir savybėmis skiriasi nuo aukščiau minėtųjų ir šiame skyrelyje neanalizuojami.

Atmosferos frontai tarp skirtingų savybių, tačiau to paties pagrindinio tipo oro masių, vadinami **antriniais** frontais. Jie formuojasi pagrindinės fronto sistemos užnugaryje, dažniausiai šaltoje oro masėje, kai dėl oro masės amžiaus ir judėjimo trajektorijos skirtumų pradeda skirtis ir higroterminės charakteristikos oro masės viduje.

6.2 lentelė. Orai einant šaltajam frontui Šiaurės pusrutulyje (Pidwirny, 2006)

ELEMENTAS	PRIEŠ EINANT FRONTUI	EINANT FRONTUI	NUĖJUS FRONTUI
Temperatūra	Šilta	Staigus atvėsimas	Toliau palaipsniui šąla
Atmosferos slėgis	Laipsniškai mažėja	Nustoja kristi ir pradeda staigiai kilti	Laipsniškai auga
Vėjas	Pietų ir pietryčių	Kintanti gūsingo vėjo kryptis	Vakarų ir šiaurės vakarų
Krituliai	Liūtiniai krituliai	Liūtiniai krituliai, kartais kruša	Liūtiniai krituliai, vėliau giedra
Debesys	Plunksniniai (<i>Ci</i>) ir plunksniniai sluoksniniai (<i>Cs</i>), besikeičiantys į kamuolinius (<i>Cu</i>) ir kamuolinius lietaus (<i>Cb</i>)	Kamuoliniai (<i>Cu</i>) ir kamuoliniai lietaus (<i>Cb</i>)	Kamuoliniai (<i>Cu</i>)

Atmosferos frontai dažniausiai juda. Jų judėjimo kryptis paprastai sutampa su vėju, pučiančių virš trinties sluoksnio, kryptimi, tačiau judėjimo greitis yra mažesnis. Jei šaltas oras juda šilto link, toks frontas vadinamas **šaltuoju**, jei šiltas oras juda link šalto – **šiltuoju frontu**. Kadangi šiltas oras yra ne toks tankus, šiltajame fronte šiltas oras kyla virš šalto, o, einant šaltajam frontui, šiltas oras yra išstumiamas į viršų.



6.4 pav. Šaltojo (a) ir šiltojo (b) atmosferos frontų schemas (Pidwirny, 2006)

Šaltajame fronte aukštyneigis šilto oro kilimas apima daug siauresnę zoną nei šiltajame fronte, o vertikaliojo oro judėjimo greičio vertės daug didesnės (6.4 pav., a). Einant šiltajam atmosferos frontui įvyksta staigių oro sąlygų pasikeitimų (6.2 lentelė), kuriuos dažnai lydi didelio intensyvumo, o kartais ir pavojingi atmosferos reiškiniai: liūtiniai krituliai, škvalas, perkūnija, kruša. Visus šiuos reiškinius lemia staigus šilto oro kilimas ir adiabatinis jo vėsimas.



6.5 pav. Škvalo linija lietaus kamuoliniuose (*Cb*) debesyse (Der Karlsruher Wolkenatlas, 2010)

Dažnai priekinėje šaltojo fronto dalyje formuojasi vadinamoji **škvalo linija** (6.4 pav.). Dėl trinties šalto oro judėjimo greitis prie paklotinio paviršiaus yra kiek mažesnis nei aukštesniuose sluoksniuose, todėl dalis šilto oro lieka po šaltu. Tada sunkesnis šaltas oras staigiai leidžiasi žemyn ir išstumia užsilikusį šiltą orą į viršų. Tokiu būdu priekinėje fronto dalyje susiformuoja horizontalią ašį turintis sukūrys. Ypač stiprūs škvalai formuojasi vasarą, kai yra žymūs abiejų oro masių temperatūros kontrastai ir didelis šilto oro stratifikacijos nepastovumas. Retais atvejais vėjo greitis per škvalą gali siekti net 30 m/s ar daugiau.

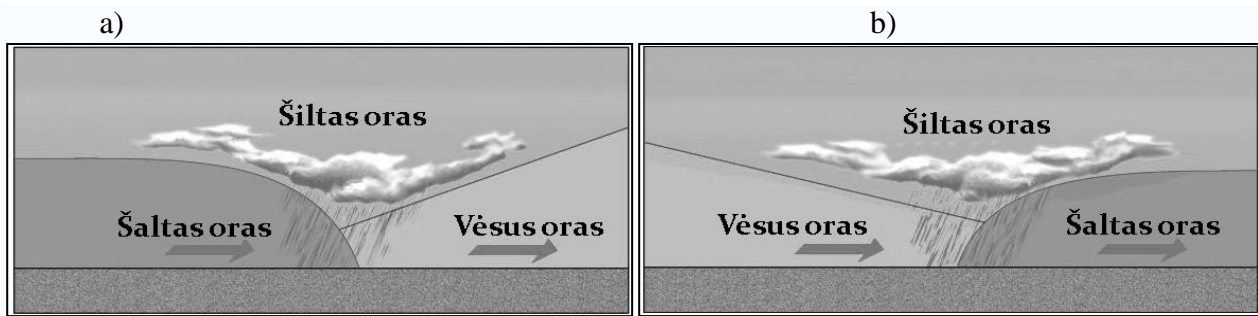
Šiltuosiuose atmosferos frontuose oras lėtai kyla virš šalto palei fronto paviršių (6.4 pav., b). Vertikalusis oro judėjimo greitis šiuo atveju apie 1–2 cm/s, o horizontalusis oro judėjimo greitis gali siekti keliolika ar net keliasdešimt metrų per sekundę. Todėl šilto oro judėjimas turi aukštyneigio slydimo pagal fronto paviršių pobūdį. Virš fronto paviršiaus formuojasi plati debesų sistema, todėl prieš einant fronto linijai dažniausiai iškrinta vidutinio intensyvumo, tačiau ilgiau negu einant šiltajam frontui trunkantys krituliai (6.3 lentelė).

6.3 lentelė. Orai einant šiltajam frontui (Pidwirny, 2006)

ELEMENTAS	PRIEŠ EINANT FRONTUI	EINANT FRONTUI	NUĖJUS FRONTUI
Temperatūra	Vėsu	Staigus atšilimas	Atšyla, vėliau nesikeičia
Atmosferos slėgis	Laipsniškai mažėja	Nustoja kristi	Lėtai auga
Vėjas	P ir PR	Kintantis	P ir PV
Krituliai	Lietus ar sniegas, šlapdriba ar dulksna	Dulksna	Dažniausiai neiškrinta
Debesys	Plunksniniai (<i>Ci</i>), plunksniniai sluoksniniai (<i>St</i>), aukštieji sluoksniniai (<i>As</i>), lietaus sluoksniniai (<i>Ns</i>), o vėliau sluoksniniai (<i>St</i>)	Sluoksniniai (<i>St</i>) ir kartais kamuoliniai lietaus (<i>Cb</i>)	Giedrėja sklaidantis sluoksniniam (<i>St</i>) debesims

Judant frontams formuojasi ir sudėtingesni, jungiantys šiltus ir šaltus fronto paviršius, frontai. Jie vadinami **okliuzijos frontais**. Šio tipo frontai formuojasi, kai šaltasis frontas paveja šiltąjį. Šiltieji frontai juda lėčiau nei šaltieji, nes šaltas oras yra tankesnis ir jį sunkiau nustumti nuo paklotinio paviršiaus. Vidutinis šaltojo fronto judėjimo greitis apie 35 km/h, o šiltojo – apie 20 km/h.

Frontams susijungus susidaro bendra frontinė sistema, kurioje šiltas oras išstumiamas į viršų. Skiriami dviejų tipų okliuzijos frontai. Vykstant pirmojo tipo (šiltajai) okliuzijai, iš užnugario ateina šaltesnis oras nei oras, buvęs šiltojo fronto priekyje, ir išstumia į viršų abi oro mases (6.6 pav., a). Vykstant antrojo tipo (šiltajai) okliuzijai, šalta oro masė užnugaryje yra kiek šiltesnė už šalto oro masę priekyje ir pati kyla pagal fronto paviršių, kartu stumdama šilto oro masę į viršų (6.6 pav., b). Okliuzijos fronto greitis yra žymiai mažesnis už šaltojo fronto greitį, be to, formuojasi sudėtinga ir stipriai vertikalia kryptimi išsivysčiusi debesų sistema, todėl einančiam okliuzijos frontui būdingi ilgalaikiai kintamo intensyvumo krituliai. Perkūnijos tikimybė mažesnė nei einant šiltajam frontui (6.4 lentelė).



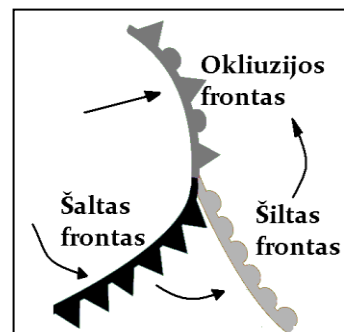
6.6 pav. Pirmojo (šaltojo) ir antrojo (šiltojo) tipo okliuzijos frontai ir orų schemas (Outline..., 2003b)

6.4 lentelė. Orai einant okliuzijos frontui (Ahrens, 2007)

ELEMENTAS	PRIEŠ EINANT FRONTUI	EINANT FRONTUI	NUĖJUS FRONTUI
Temperatūra <i>Šaltojo tipo</i> <i>Šiltojo tipo</i>	Vėsu Šalta	Šąla Šyla	Šaltesnis Šiltesnis
Atmosferos slėgis	Dažniausiai mažėja	Pasiekia žemiausią tašką	Dažniausiai auga
Vėjas	P ir PR	Kintantis	V ir ŠV
Krituliai	Įvairaus intensyvumo krituliai	Ilgai trunkantys įvairaus intensyvumo krituliai	Silpnas ar vidutinio intensyvumo lietus, giedrėja
Debesys	Plunksniniai (<i>Ci</i>), plunksniniai sluoksniniai (<i>Cs</i>), aukštieji sluoksniniai (<i>As</i>), sluoksniniai lietaus (<i>Ns</i>)	Sluoksniniai lietaus (<i>Ns</i>) ir kartais kamuoliniai lietaus (<i>Cb</i>)	Sluoksniniai lietaus (<i>Ns</i>), aukštieji sluoksniniai (<i>As</i>) ar išsisklaidę kamuoliniai (<i>Cu</i>)

Nors kiekvienam atmosferos fronto tipui būdinga sava specifika, yra keli bendrieji orų permainų bruožai. Pirmia, atmosferos frontai dažniausiai sietini su gūsingais vėjais ir gausiais krituliais. Gūsingumas ir kritulių intensyvumas priklauso ne tik nuo fronto tipo, bet ir nuo metų bei paros laiko – frontinės zonos geriau išreikštos būna šiltojo sezono dienomis. Antra, atmosferos slėgis artėjant frontui mažėja, o frontui einant nukrinta iki žemiausio taško ir pradeda kilti. Trečia, vėjo kryptis keičiasi pagal laikrodžio rodyklę: prieš einant frontui dažniausiai pučia pietų ir pietryčių vėjai, o už fronto linijos vėjas tampa pietvakarių, vakarų ar net šiaurės vakarų krypties (6.7 pav.).

Šiaurės pusrutulyje šaltieji ir okliuzijos frontai dažniausiai juda į pietryčius ir rytus, o šiltieji frontai iš pietvakarių – į šiaurės rytus. Frontų judėjimą gali sulėtinti kalnų grandinės ar dideli santykinai šilto vandens telkiniai. Neretai atmosferoje susidaro tokia situacija, jog dvi skirtingų savybių oro masės nejuda viena link kitos. Dažniausiai taip atsitinka tada, kai vėjas, virš trinties sluoksnio paprastai stumiantis ir kreipiantis oro masę, abipus fronto linijos pradeda pūsti lygiagrečiai su fronto paviršiumi (priešingomis kryptimis). Tokie nejudantys arba labai mažai judantys atmosferos frontai vadinami **stacionariaisiais** (6.8 pav.).



6.7 pav. Atmosferos frontų žymėjimas ir pagrindinės oro srautų judėjimo kryptys



6.8 pav. Stacionariojo fronto žymėjimas

Pasatai

Pasatai – tropikuose vyraujantys šiaurės rytų ar pietryčių vėjai, beveik nekeičiantys savo krypties per metus.

Tropinėse platumose apatinėje troposferoje horizontalusis barinis gradientas nukreiptas nuo subtropinės aukšto slėgio į pusiaujinę žemo slėgio sritį. Dėl Koriolio jėgos poveikio ir Šiaurės, ir Pietų pusrutulyje virš trinties sluoksnio geostrofinis vėjas daugiausia pučia iš rytų. Tačiau prie pat žemės paviršiaus dėl trinties jėgos poveikio oro srautai nukrypsta nuo izobarų barinio gradiento krypties link. Todėl Šiaurės pusrutulyje vėjas pučia iš šiaurės rytų, o pietiniame pusrutulyje – iš pietryčių (6.1 pav., b). Abu oro srautai susiduria netoli pusiaujo konvergencijos zonoje, kur oras kyla į viršų.

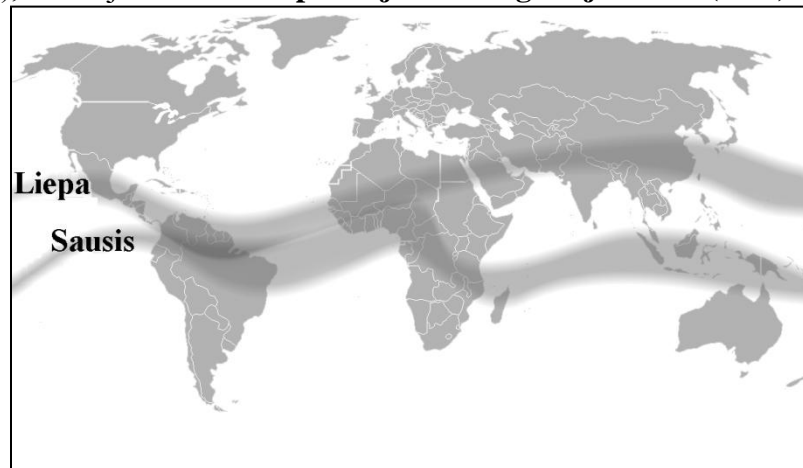
Viršutinėje troposferoje oras juda priešinga kryptimi subtropinės aukšto slėgio zonos (ji yra ties 30° platumu abiejuose pusrutuliuose) link, kur jis leidžiasi žemyn. Taip susidaro uždara cirkuliacija (Hadlėjaus gardelė) tropinėse platumose.

Pasatai neapima viso Žemės rutulio, nes subtropinė aukšto slėgio sritis suskyla į keletą anticiklonų, išėjusių pagal platumas. Kadangi subtropinė aukšto slėgio zona virš sausumos yra silpnai išreikšta, pasatinė cirkuliacija žymiai ryškesnė virš okeanų. Be to, pasatai beveik išnyksta ten, kur labai stipri musoninė cirkuliacija (pavyzdžiui, šiaurinėje Indijos vandenyno dalyje). Pasatinė cirkuliacija gali nutrūkti ir dėl laikinų slėgio centrų vietos pokyčių (žr. priedą „El Niño“).

Vidutinis pasatų greitis prie žemės paviršiaus 5–7 m/s. Priežeminis oras, judėdamas pusiaujo link, šyla ir tampa nepastoviai stratifikuotas. Tačiau debesodara dažniausiai apsiriboja apatiniu 1–2 km sluoksniu, kadangi vertikaliuosius oro srautus stabdo anticiklonams būdingos žemyneigių srautų inversijos. Todėl pasatinės cirkuliacijos sritims būdingi kamuoliniai debesys (*Cu*), iš kurių tik retsykais krinta trumpalaikiai mažo intensyvumo lietūs. Virš sausumos pasatai karštesni ir sausesni nei virš vandenyno. Žiemos mėnesiai jie stipresni nei vasarą.

Pusiaujo konvergencijos zona

Posatų juostas Pietų ir Šiaurės pusrutuliuose skiria santykinai siaura (1–3°) pereinamoji zona su nepastoviais, dažniausiai silpnais, bet retkarčiais labai gūsingais vėjais, mažais temperatūros ir drėgmės kontrastais. Šioje zonoje šiaurės ir pietų pasatai priežeminiame sluoksnyje priartėja vieni prie kitų (konverguoja), todėl ji ir vadinama **pusiaujo konvergencijos zona (PKZ)**.



6.9 pav. Sezoninė pusiaujo konvergencijos zonos padėties kaita (M. Haldino paveikslas, 2006)

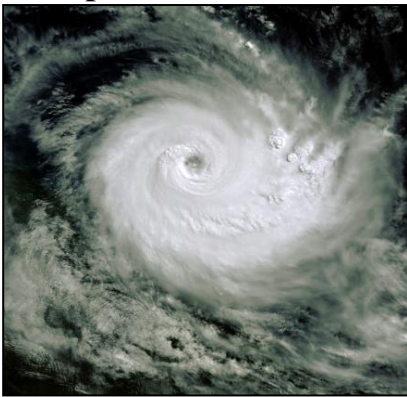
Čia įšilęs ir drėgnas oras (virš vandenynų ar atogražų miškų) kyla į viršų. Ši kilimą sustiprina pasatinių srautų konvergencija ir susidaro galingi aukštyneigiai oro judesiai, kurių metu adiabatiškai vėstantis oras suformuoja kamuolinius lietaus perkūnijos debesis, iš jų krinta gausūs liūtiniai krituliai. Kritulių susidarymas turi aiškų dienos ciklą: debesis pradeda formotis vėlyvą rytmetį, popiečio valandomis oro temperatūra ir drėgnumas pasiekia maksimumą ir prasideda labai didelio intensyvumo, bet dažniausiai trumpalaikė liūtis.

Pusiaujo konvergencijos zoną (ypač virš žemynų) gali suformuoti ir pasatinę cirkuliaciją sugriaunantys musonai. Todėl ten, kur vyrauja musoninė cirkuliacija, ypač dideli sezoniniai pusiaujo konvergencijos zonos padėties svyravimai (6.9 pav.; pavyzdžiui, Šiaurinėje Indijos vandenyno dalyje).

Nors formaliai pusiaujo konvergencijos zona yra sutapatinama su terminiu pusiauju, tačiau jos padėtis nuolat kinta, o vidutiniškai ji yra nuo pusiaujo kiek į šiaurę. Šiaurės pusrutulio žiemą pusiaujo konvergencijos zona pasislenka į pietus (ir pereina į Pietų pusrutulį), o vasarą – gana toli į šiaurę.

Pusiaujo konvergencijos zonai nutolus nuo pusiaujo, dėl Koriolio jėgos poveikio keičiasi ir vėjo kryptis. Pavyzdžiui, vasarą Pietų pusrutulio pasatai, perėję pusiaują, keičia kryptį į pietvakarių. Pusiaujo konvergencijos zona taip pat turi įtakos tropiniams ciklonams formuotis. Vasaros mėnesiais pusiaujo konvergencijos zonai nutolus kelis šimtus ar net tūkstantį kilometrų į šiaurę nuo pusiaujo, sustiprėjusi Koriolio jėga keičia oro judėjimo kryptį ir tai gali lemti tropinių ciklonų formavimosi pradžią.

Tropiniai ciklonai



6.10 pav. Tropinis ciklonas (vaizdas iš kosmoso; NASA nuotrauka, 2009)

Tropiniai ciklonai – tai tropinėje zonoje virš vandenyno susiformuojantys žemo slėgio dariniai, pasižymintys labai dideliu vėjo greičiu ir itin intensyviais krituliais. Tropiniai ciklonai susideda iš perkūnijos debesų sistemos, kuri sukasi (prieš laikrodžio rodyklę Šiaurės pusrutulyje ir pagal – pietų) apie sistemos centrą – vadinamąją ciklono akį. Skirtingai nuo vidutinių platumų ciklonų, jie formuojasi vienalytėje oro masėje ir neturi frontinės sistemos, tačiau pasižymi daug didesniais bariniais gradientais.

Tropinių ciklonų formavimasis glaudžiai susijęs su pusiaujo konvergencijos zonos padėtimi. Tropiniai ciklonai susidaro vasarą ir rudenį, kai pusiaujo konvergencijos zona pasistūmėja iki 5–20° platumos. Ties pačiu pusiauju jie nesiformuoja dėl labai silpnos Koriolio jėgos (slėgio gradientai greitai išsilygina ir nesudaro cikloninė cirkuliacija).

Kad susiformuotų tropiniai ciklonai, būtinos šios pagrindinės sąlygos:

1. Paviršinio vandenyno sluoksnio temperatūra turi viršyti 26,5 °C. Tokia temperatūra lemia apatinių atmosferos sluoksnių stratifikacijos nepastovumą ir kartu galingą konvekciją bei perkūnijos debesų formavimąsi. Išgaravęs paviršiaus vanduo, vėliau kondensuodamasis aukštesniuose atmosferos sluoksniuose, išskiria milžinišką energijos kiekį.

2. Oro temperatūra turi greitai mažėti didėjant aukščiui, o santykinis drėgnumas – išlikti pakankamai didelis. Tada konvekcijos metu gali išsiskirti ypač didelis kondensacijos šilumos kiekis.

3. Horizontali vėjo kryptis ir greitis turi mažai keistis vertikalia kryptimi. Staigūs vėjo pasikeitimai gali sugriauti jau pradėjusias formuotis debesų struktūras.

4. Viršutinėje troposferoje turi vykti srauto linijų divergencija. Tokiu būdu palaikomas slėgio deficitas ir skatinami aukštyneigiai oro srautai.

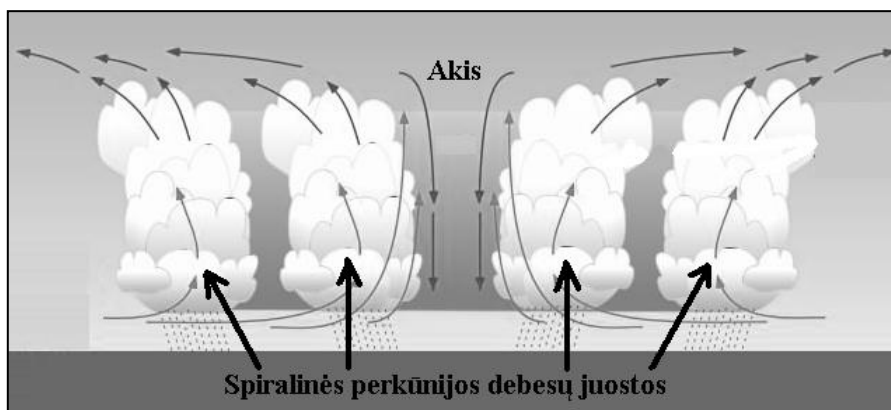
Susiformavę tropiniai ciklonai Šiaurės pusrutulyje juda pagal bendrąją pernašos kryptį į vakarus ir krypsta į šiaurę. Vidutinėse platumose gali įgauti ir rytinę judėjimo dedamąją. Tropiniam ciklonui užslinkus ant sausumos, garavimo intensyvumas ir slaptosios šilumos srautas labai susilpnėja, todėl ciklono energija greitai mažėja. Be to, oro judėjimo greitį mažina ir sustiprėjęs trinties jėgos poveikis.

Tropinių ciklonų judėjimo greitis priklauso nuo platumos. Netoli pusiaujo jis yra nedidelis (10–20 km/h), vėliau išauga ir tampa artimas vidutinių platumų ciklonų judėjimo greičiui (30–

40 km/h). Ciklonui patekus į vidutines platumas, kinta ne tik judėjimo trajektorija ir greitis: ciklono skersmuo auga, bariniai gradientai mažėja, silpnėja vėjas. Ciklonų suirimą lemia ir šaltesnis paviršinis vanduo tolstant nuo pusiaujo, ir vėjo krypties pokytis viršutinėje ciklono dalyje. Patekus į sistemą šaltam poliariniam orui, formuojasi atmosferos frontai ir tropinis ciklonas gali virsti vidutinių platumų sūkurium.

Vidutinis tropinio ciklono skersmuo siekia 500 km, o retais atvejais – net 1000 km. Slėgis ciklono centre nukrinta iki 950–960 hPa, tačiau galinguose uraganuose fiksuojamas ir mažesnis negu 920 hPa slėgis.

Tropinio ciklono viduje dažnai susidaro ciklono akis, ribojama kamuolinių lietaus debesų sienos (6.11 pav.). Tai keliasdešimties kilometrų skersmens giedra ar dengiama vien apatinio aukšto debesų ir silpnai vėjuota zona, susidaranti dėl žemyneigių srautų pačiame ciklono centre. Žemyneigius srautus lemia virš tropinio ciklono viršutinėje troposferoje susidarantis anticiklonas (dėl intensyvių konvekcinių srautų čia susidaro oro masės perteklius). Nors akyje vėjas nurimsta, tačiau čia konverguoja ciklono sukeltos vandenyno bangos ir todėl kyla didelis pavojus laivams.



6.11 pav. Tropinio ciklono pjūvis (Hurricane..., 2008)

Tropiniai ciklonai pagal jų generuojamą vėjo greitį skirstomi į:

- 1) tropines depresijas (vėjo greitis iki 17 m/s);
- 2) tropines audras (vėjo greitis 17–33 m/s);
- 3) tropinius uraganus (Atlanto vandenyne), tropinius ciklonus (Indijos vandenyne) ar taifūnus (Ramiajame vandenyne (vėjo greitis didesnis negu 33 m/s)).

Tropiniai uraganai pagal vėjo greitį skirstomi remiantis Safiro ir Simpsono uraganų intensyvumo skale (žr. priedą „[Safiro ir Simpsono skalė](#)“). Ypač didelė griaujamąja galia pasižyminčiuose penktosios kategorijos uraganuose vėjo greitis gūsiuose gali viršyti ir 100 m/s. Milžiniškų nuostolių daro ne tik stiprus vėjas, bet ir galingos liūtys (formuojasi potvyniai, nuošliaužos, selės) ar pakrantės užtvindymas.

Musonai

Musonai – didelę teritoriją apimantys stambūs pastovūs oro srautai, du kartus per metus keičiantys kryptį į priešingą. Nors musonai susidaro tam tikrose specifinėse teritorijose, tačiau dėl jų dydžio dažniausiai nepriskiriami vietiniams vėjams, kurių formavimasis siejamas su mezomasto procesais.

Kiekviena musoninė sritis turi vasaros ir žiemos musonus, kurių metu vyraujanti oro judėjimo kryptis yra priešinga viena kitai. Per vasaros musoną iškrinta gausūs krituliai, o per žiemos musoną vyrauja sausi orai. Vėjo režimo pastovumas yra pažeidžiamas pereinamaisiais sezonais (pavasarij ir rudenį), kai vyksta musonų kaita.

Musoninė cirkuliacija keičia kryptį į priešingą, kai vyraujanti horizontaliojo barinio gradiento kryptis staigiai pasikeičia. Šiuos pasikeitimus lemia nevienoda sausumos ir vandenyno įšilimo kaita per metus, taip pat pusiaujo konvergencijos zonos sezoninis padėties pasikeitimas. Musonai neišryškėja ten, kur intensyvi cikloninė cirkuliacija.

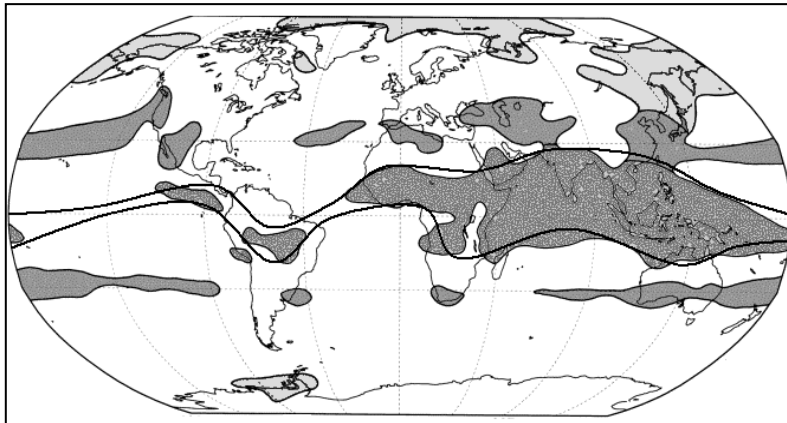
Vasarą sausuma įšyla labiau nei vandenynas. Virš sausumos susidaro žemo slėgio sritis, o virš vandenyno – aukšto. Horizontalusis barinis gradientas nukreiptas iš vandenyno į sausumą, todėl į sausumą plūsteli vėsus ir drėgnas oro srautas. Virš sausumos jis įšyla, oras kyla aukštyne ir dėl adiabatinio vėsimosi susidaro lietaus debesys. Išsiskiriantis didelis kondensacijos šilumos kiekis dar labiau sustiprina aukštyneigius oro srautus ir padidina kritulių kiekį. Aukštesniuose troposferos sluoksniuose susidaro kompensaciniai srautai, nukreipti santykinai vėsus vandenyno link. Virš vandenyno oras leidžiasi žemyn, taip suformuodamas musoninę cirkuliacinę gardelę.

Vasaros musonams būdingas nuolatinis aktyvumo svyravimas. Aktyviojoje fazėje iškrinta gausus kritulių kiekis ir paklotinis paviršius tampa drėgnas. Didelė Saulės energijos dalis sunaudojama vandeniui garinti, paviršius ir virš jo esantis oras sušyla mažiau, sulėtėja aukštyneigiai oro srautai. Dangus kiek pragiedrėja – prasideda pasyvioji vasaros musono fazė: paviršius vėl palaipsniui šyla. Tuo metu aktyvios krituliodaros zona slenka vis giliau į sausumą. Tokios musoninio aktyvumo fazės vietovėje kartojasi kas 15–20 dienų.

Žiemą sausuma atvėsta labiau už vandenyną ir formuojasi vandenyno link nukreiptas barinis gradientas. Virš sausumos vyrauja žemyneigiai oro srautai ir prie žemės paviršiaus vėsus (netropinėse platumose šaltas) sausas oras juda vandenyno link.

Kadangi musoninė cirkuliacija yra veikiamą Koriolio jėgos, vėjo kryptis nukrypsta į dešinę nuo barinio gradiento krypties Šiaurės pusrutulyje ir į kairę – Pietų. Vėjo kryptį lemia ir sausumos paviršiaus šiurkštumas, reljefas, kranto linijos padėtis.

Tropinių musonų formavimasis glaudžiai susijęs su pusiaujo konvergencijos zonos padėties pokyčiais. Pusiaujo konvergencijos zonos žiemos ir vasaros laikotarpio ribos gerai apibrėžia tropinių musonų padėtį (6.12 pav.). Sausio mėnesį pusiaujo konvergencijos zona pasislenka į pietus ir yra ties pusiauju bei kiek piečiau jo, o liepos mėnesį ji pasistumia šiaurės link. Dideliuose plotuose keičiasi vėjo kryptis. Kartu pasislenka ir subtropinė aukšto slėgio sritis, o tai daugiausia lemia ir subtropinių musonų susidarymą.



6.12 pav. Tropinės (tamsiai pilkai pažymėta teritorija), subtropinės (pilkai pažymėta teritorija), vidutinių ir arktinių platumų (šviesiai pilkai pažymėta teritorija) musoninės sritys. Ištinės juodos linijos žymi vidutinius pusiaujo konvergencijos zonos padėties sezoninius svyravimus (Li, Zeng, 2003)

Musonai ypač stiprūs ten, kur pasireiškia bendras sausumos ir vandenyno įšilimo skirtumų bei pusiaujo konvergencijos zonos padėties svyravimų poveikis, t. y. kai musoninė cirkuliacija yra sustiprinama pasatų.

Atmosferos cirkuliacija netropinėse platumose

Poliariuose rajonuose atmosferos cirkuliacijos pobūdį lemia aukšto slėgio zona virš ašigalių ir žemo slėgio juosta ties 60° platumu (kuri ties Europa dėl Golfo srovės poveikio pasiekia net 70° platumą). Horizontalusis barinis gradientas čia nukreiptas pagal dienovidinius nuo polių. Trinties sluoksnyje vėjas Šiaurės pusrutulyje nukrypsta nuo barinio gradiento į dešinę. Todėl čia vyrauja šiaurės rytų krypties, o Pietų pusrutulyje – pietryčių krypties vėjai (6.1 pav., b).

Geostrofinis vėjas (virš trinties sluoksnio) abiejuose pusrutuliuose nukrypsta nuo barinio gradiento 90° kampu ir pučia iš rytų į vakarus.

Vidutinėse platumose atmosferos cirkuliacijos pobūdį lemia barinis gradientas, nukreiptas nuo subtropinės aukšto slėgio srities į aukštesnes platumas. Šioje zonoje geostrofinis vėjas pučia pagal izobaras iš vakarų. Vakarinė oro pernaša vidutinėse platumose būdinga visai troposferai, išskyrus trinties sluoksnį, kuriame vyraujantis vėjas nukrypsta nuo izobarų ir Šiaurės pusrutulyje yra pietvakarių, o Pietų – šiaurės vakarų krypties.

Šią bendrosios atmosferos cirkuliacijos schemą vidutinėse platumose daug sudėtingesnę daro intensyvi cikloninė veikla. Šiaurės pusrutulyje planetinio masto bangų slėnių rytinėje dalyje besiformuojantys ciklonai (o jų vakarinėje dalyje ir anticiklonai) dažniausiai juda pagal bendrosios oro pernašos kryptį į rytus, nors kartais bariniai dariniai gali judėti ir dienovidine kryptimi. Judėdami ciklonai labiau krypsta į šiaurę ir ties $60\text{--}65^\circ$ laipsniais palaiko žemo slėgio zoną. Anticiklonai judėdami nukrypsta į žemąsias platumas ir sustiprina subtropinę aukšto slėgio sritį. Žiemą, išaugus oro kontrastingumui ties poliariniu frontu, cikloninės cirkuliacijos intensyvumas labai sustiprėja.

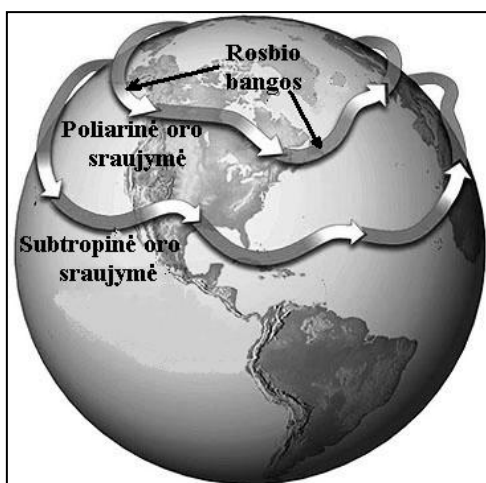
Ciklonai ir anticiklonai pažeidžia bendrosios atmosferos cirkuliacijos zoniškumą ir sukuria oro judėjimą, kuris ciklonuose Šiaurės pusrutulyje nukreiptas prieš, o Pietų pusrutulyje – pagal laikrodžio rodyklę. Todėl vakarinėje ciklonų ir rytinėje anticiklonų periferijoje susidaro šalti oro srautai, nukreipti iš šiaurės į pietus, o rytinėse ciklonų ir vakarinėse anticiklonų periferijose – šilti oro srautai, nukreipti iš pietų į šiaurę. Tokiu būdu ciklonai ir anticiklonai perneša orą ne tik platumine, bet ir dienovidine kryptimi.

Atmosferos cirkuliacija vidutinėse platumose dažnai skirstoma į zoniinę ir dienovidinę. Vykstant zoniinei cirkuliacijai virš didelės pusrutulio dalies vyrauja intensyvi vakarinė oro pernaša. Tai reiškia, jog žemosiose platumose vyrauja gerai išreikšta aukšto slėgio sritis, o aukštosiose – žemo. Ciklonų ir anticiklonų judėjimo sukeltų bangų amplitudė yra nedidelė, toli nesiekiantys šalto oro įsiveržimai užnugarinėse ciklonų dalyse yra trumpalaikiai.

Vykstant dienovidinei cirkuliacijai formuojasi mažai judrūs ciklonai ir anticiklonai, kurie sutrikdo vakarinę pernašą troposferoje. Vyrauja didelės amplitudės planetinio masto bangos, kurios lemia intensyvius tarpplatuminius šilumos mainus.

Atmosferos sraujymės

Atmosferos sraujymė – tai labai greitai iš vakarų į rytus judančio oro srautas viršutinėje troposferoje bei apatinėje stratosferoje (6.13 pav.).



6.13 pav. Poliarinė ir subtropinė atmosferos sraujymės Šiaurės pusrutulyje vasarą. Paveiksle pavaizduota Rossio bangų padėtis (Lutgens, Tarbuck, 2001)

Sraujymių ilgis panašus į fronto ir gali siekti kelis tūkstančius kilometrų. Sraujymės plotis – keli šimtai kilometrų, o storis – vos keli. Šiai santykinai siaurai juostai būdingas vėjo greičio nevienodumas: didžiausias jis centre ($1\text{--}2$ km skersmens zona), kur siekia net $200\text{--}300$ km/h (labai retais atvejais 400 km/h).

Frontinėse srityse, kur horizontalusis temperatūros gradientas tarp šiltos ir šaltos oro masės yra didelis, barinis gradientas kylant į viršų labai stiprėja, o vėjo greitis viršutinėje troposferoje ypač išauga. Kadangi stratosferoje horizontalusis temperatūros gradientas tampa priešingas prieš tai buvusiam, barinis gradientas didėjant aukščiui mažėja, kartu silpnėja ir vėjo greitis.

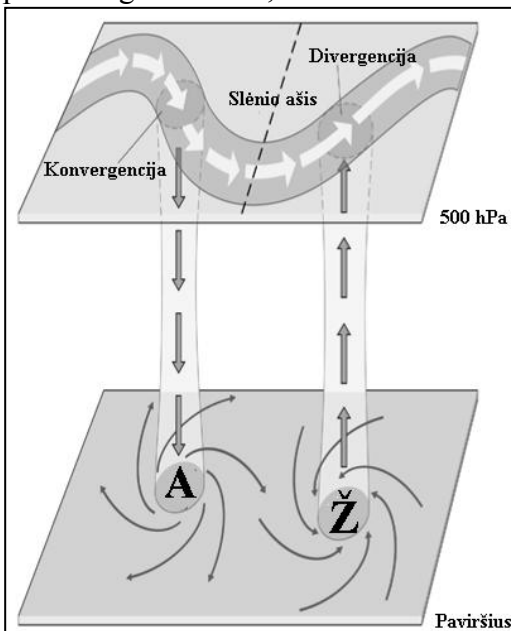
Dažniausiai pagrindiniai atmosferos frontai driekiasi pagal platumas, o šaltas oras yra aukštesnėse platumose (terminis gradientas Šiaurės pusrutulyje nukreiptas į šiaurę). Todėl dėl Koriolio jėgos poveikio oras sraujymėse abiejuose pusrutuliuose juda iš vakarų į rytus, nors sraujymei būdingos ir meandros pavidalo bangos (žr. skyrelį „Rosbio bangos“).

Kadangi ryškiausi temperatūros kontrastai yra tarp arktinio / antarktinio ir vidutinių platumų oro, tai ir stipriausios atmosferos sraujymės yra poliarinio fronto viršutinėje dalyje ties tropopauze (7–12 km aukštyje; **poliarinė atmosferos sraujymė**). Ten, kur temperatūros gradientai frontinėje zonoje didesni, vėjo greitis išauga ir gali viršyti 100 km/h. Kadangi oro kontrastingumas didžiausias žiemą, tai ir sraujymė stipriausia šiuo metų laiku. Ir poliarinio fronto, ir atmosferos sraujymės lokacija keičiasi. Žiemą ji pasistumia pusiaujo link, vasarą – link ašigalio. Be to, poliarinės atmosferos sraujymės formuojasi ir dėl Koriolio jėgos poveikio oro srautams viršutinėje troposferoje (žr. skyrelį „Bendroji atmosferos cirkuliacija“).

Kita atmosferos sraujymė susidaro ties subtropine aukšto slėgio zona. **Subtropinė atmosferos sraujymė** (10–16 km aukštyje) susidaro tada, kai dėl Koriolio jėgos poveikio tropinis oras, kuris viršutinėje troposferoje juda polių link, pradeda judėti iš vakarų į rytus.

Rosbio bangos

Rosbio bangos – tai gigantiškos planetinio masto bangos troposferoje abipus poliarinės sraujymės, suformuotos vandenyno ir sausumos temperatūros kontrastų bei oro judėjimo virš aukštų kalnų. Jų formavimasis bei vystymasis taip pat veikiamas ir Koriolio jėgos, nes jos poveikio stiprumas yra platumos funkcija. Orui judant iš šiaurės į pietus arba iš pietų į šiaurę, Koriolio jėgos poveikis greitai kinta, kartu keičiasi ir oro judėjimo trajektorija.



6.14 pav. Konvergencija ir divergencija Rosbio bangoje (Jackson, Dery, 2010)

Sios bangos, kurias pirmą kartą 1939 metais vidurinėje ir viršutinėje troposferoje išskyrė švedų mokslininkas K. J. Rosbis, suformuoja visą Žemės rutulį apimančią gūbrių ir slėnių sistemą (6.13 pav.). Vienu metu susidaro nuo keturių iki septynių bangų. Kai kurios jų atsiranda dėl paviršiaus reljefo (pavyzdžiui, ties Uolėtaisiais kalnais arba Himalajais), kitos – dėl sausumos paviršiaus ir vandenyno temperatūrų skirtumų. Judėdamas gūbriu oras juda pagal laikrodžio rodyklę, o slėnyje – prieš.

Rosbio bangos glaudžiai susiję su ciklonų ar anticiklonų formavimusi. Kai oras viršutinėje troposferoje slėniu juda į pietus, jo greitis mažėja, o srauto linijos konverguoja. Konvergencija viršutinėje troposferoje lemia žemynėigių srautų susidarymą ir anticiklonų formavimąsi prie žemės paviršiaus. Judėdamas gūbriu į šiaurę oras juda greičiau ir pradeda diverguoti: susidaro palankios sąlygos formotis aukštyneigiams oro srautams ir ciklonams prie žemės paviršiaus (6.14 pav.).

Išsivysčius cikloninei arba anticikloninei cirkuliacijai, bangos ketera dažnai atitrūksta nuo bendros sistemos ir toliau vystosi, juda savarankiškai, lemdama orus vidurinėse platumose. Bangos keterai atitrūkus, judėjimas atmosferos sraujyme kiek išsilygina, tačiau vėliau banga atsistato. Nors bangos pastovią padėtį gali išlaikyti ir ilgiau nei savaitę, jų ilgis ir amplitudė, taip pat ir padėtis nuolat kinta.

Kai Rosbio bangų yra daug ir jų amplitudė (bangos išplitimas dienovidine kryptimi) nedidelė, cikloninė cirkuliacija vidutinėse platumose labai sustiprėja. Tai labai būdinga žiemos mėnesiams, kai ryškūs terminiai paklotinių paviršių kontrastai. Rosbio bangos lemia intensyvius tarpplatuminius šilumos mainus.

Netropinių platumų ciklonai

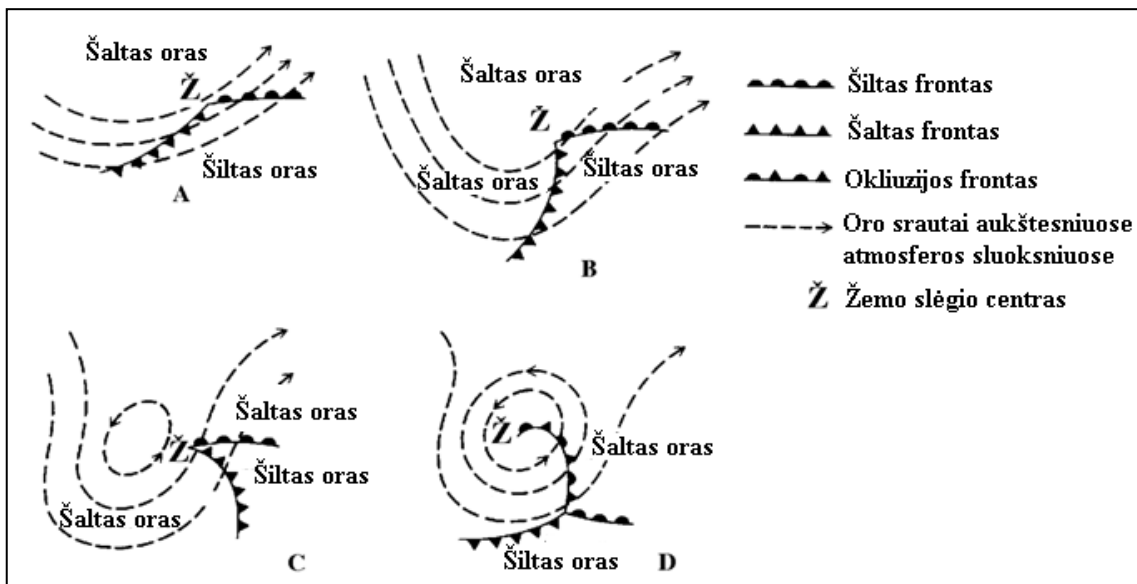
Didžioji netropinių platumų ciklonų dalis dažniausiai susiformuoja poliariniame atmosferos fronte, skiriančiame šiltą tropinį ir vėsų poliarinį orą. Palankiausios sąlygos ciklonams formotis susidaro ten, kur dideli judančio oro srautai pradeda banguoti dėl orografinių kliūčių poveikio, ir ten, kur oro tankio (t. y. temperatūros ir drėgmės kiekio) gradientai patys didžiausi. Euroatlantiniame regione šaltuoju metų laikotarpiu labai svarbūs ciklogenezės požiūriu aukštai iškylantys Uolietieji kalnai ir rytinė Šiaurės Amerikos pakrantė, kur žiemą susidaro ypač dideli terminiai kontrastai tarp vėsaus sausumos paviršiaus ir Golfo srovės sušildyto Atlanto.

Ciklonai dažniausiai susidaro ten, kur fronto paviršiuje formuojasi **bang**a (6.15 pav., A). Banga susidaro dėl temperatūros ir drėgmės kontrastų, vėjo greičio ir krypties skirtumų oro masėse. Bangos dažniausiai formuojasi stacionariuosiuose ar mažai judriuose atmosferos frontuose, kur oras diverguoja viršutinėje troposferoje. Šaltas oras pradeda leisti žemyn ir suteikia impulsą cikloninei cirkuliacijai (prieš laikrodžio rodyklę) toliau vystytis. Bangos ilgis gali būti daugiau negu 2000 km.

Susiformavus bangai, jos priekinėje dalyje šiltas oras pradeda judėti į aukštąsias platumas šalto oro link, o užnugarinėje dalyje šaltas oras juda į žemasias platumas šilto oro link. Kadangi viršutinėje besiformuojančio barinio darinio srityje oro srautai diverguoja, priežeminėje – konverguoja centro link. Oras pradeda kilti į viršų. Oro kilimas yra nukreiptas prieš sunkio jėgą, todėl ties bangos ketera slėgis sumažėja, susiformuoja uždara izobara. Slėgio kritimo greitis labiausiai priklauso nuo vertikalųjų judesių greičio, kuris savo ruožtu nulemiamas divergencijos stiprumo viršutinėje ciklono dalyje.

Toliau vystantis ciklonui slėgis centre dar labiau sumažėja (paprastai iki 990–1000 hPa), vėjai sustiprėja ir oras pradeda judėti apie ciklono centrą. Prasideda **jauno ciklono** stadija (6.15 pav., B). Šiltas oras priekinėje jauno ciklono dalyje toliau juda į šiaurę, o frontas, kuriame vystosi ciklonas, įgauna šiltajam frontui būdingų savybių. Užnugarinėje ciklono dalyje formuojasi šaltasis frontas.

Ciklono judėjimo energijos šaltinis – tai potencinės energijos virtimas į kinetinę dėl šalto oro leidimosi ir šilto oro kilimo. Papildomas energijos kiekis gaunamas dėl drėgnuoju adiabatinio būdu kylančiame šiltame ore išsiskiriančios slaptosios kondensacijos šilumos.



6.15 pav. Ciklono susidarymas ir vystimasis: A – banga, B – jaunas ciklonas, C – brandus ciklonas, D – okliuduotas ciklonas (Moran, Morgan, 1986)

Šaltasis frontas ciklone visada juda greičiau nei šiltasis, todėl pamažu jis vežasi šiltąjį frontą ir su juo susijungia. Prasideda ciklono **okliuzija** ir **okliuzijos fronto** formavimasis (6.15 pav., C). Tai **brandaus ciklono** stadija. Okliuzijos proceso pradžioje ciklono centre prie žemės paviršiaus

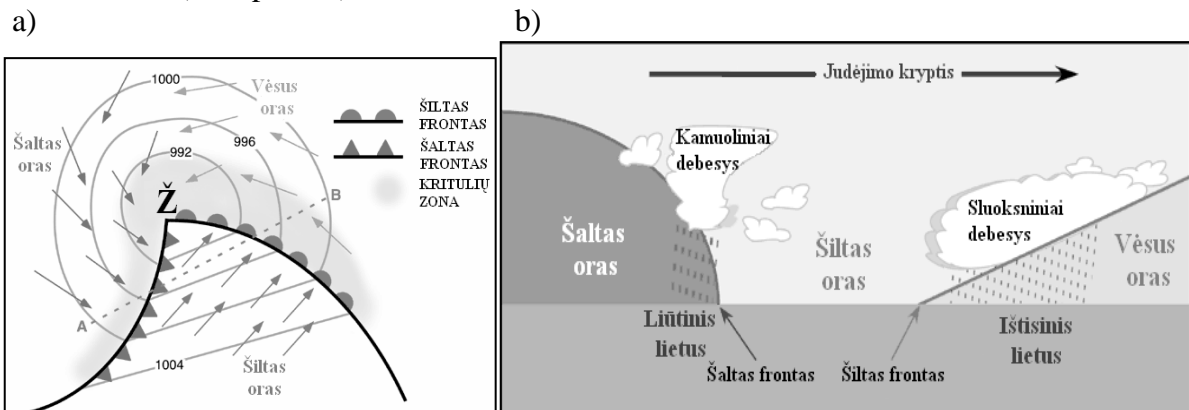
išnyksta šilto oro sektorius. Šiltas oras išstumiamas į viršų ir į priekį. Slėgis centre pasiekia žemiausias reikšmes (apie 980–990 hPa, o kartais net iki 950 hPa), vėjo greitis ciklono centre labai išauga. Cikloninė cirkuliacija pasiekia ir aukštesnius troposferos sluoksnius (paprastai iki 5 km).

Prasidėjus okliuzijos pradžia slėgis ciklono centre vieną–dvi paras kinta nedaug. Šaltas oras toliau sklinda į žemasias platumas ir apima visą cikloninės cirkuliacijos sritį. Ilgėjant okliuzijos frontui šiltasis ciklono sektorius išnyksta, nes šiltas oras išstumiamas į viršų, kur jis iš lėto vėsta (6.15 pav., D). Kadangi terminiai kontrastai sumažėja, slėgio gradientai taip pat silpnėja ir ciklono (taip pat ir ciklono viduje) judėjimo greitis sumažėja. Galų gale jis tampa šaltu ir mažai judriu bariniu dariniu. Šiltasis ir šaltasis frontai išlieka tik periferijoje, o ciklonas apima visą troposferą. Silpnėjant oro srautų divergencijai viršutinėje barinio darinio dalyje, slėgis ciklono centre pamažu didėja. Savo egzistavimo pabaigoje ciklonas tampa **žemo slėgio lauku**, prie žemės paviršiaus ribojamu viena ar dviem uždaromis izobaromis. Galų gale ciklonas išnyksta visai.

Vidutinis ciklono egzistavimo laikas yra 5–7 paros, o jo judėjimo greitis 30–40 km/h. Vidutinėse platumose ciklonai dažniausiai juda bendrosios oro pernašos kryptimi – į rytus, tačiau kartais gali judėti ir dienovidine kryptimi, o ypač retais atvejais – net į vakarus.

Su ciklonine ir anticiklonine cirkuliacija yra susijusi neperiodinė oro sąlygų kaita vietovėje. Einant ciklonui stiprėja vėjas ir keičiasi jo kryptis. Jei per vietovę eina pietinė ciklono dalis, vėjo kryptis keičiasi iš pietų į pietvakarių ir šiaurės vakarų, jei šiaurinė dalis – iš pietryčių į rytų, šiaurės rytų ir šiaurės. Iš to išeina, kad rytinėje ciklono dalyje vyrauja vėjai, turintys pietinę, o vakarinėje dalyje – šiaurinę dedamąją. Su tuo susiję ir oro temperatūros svyravimai (6.16 pav., a).

Cikloninės sritys pasižymi dideliu debesuotumu ir kritulių kiekiu. Priekinei ciklono daliai būdingi krituliai iš šiltojo arba okliuzijos fronto debesų. Šaltuoju metų laiku šiltiesiems frontams būdinga liūndra. Užnugarinėje ciklono dalyje krinta liūtiniai krituliai, daugiausia susiję su šaltojo fronto debesimis (6.16 pav., b).



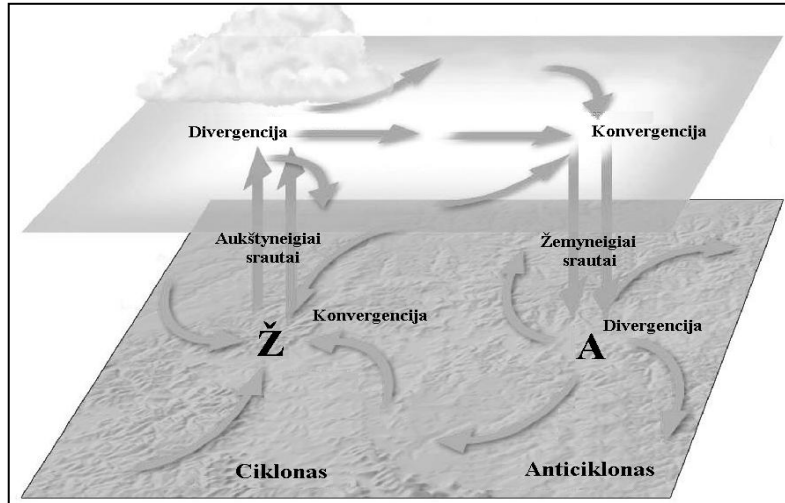
6.16 pav. Horizontaliojo (a) ir vertikaliojo ties linija AB (b) ciklono pjūvio schema (Pidwirny, 2006)

Ciklono artėjimą galima pastebėti pagal debesis, dažniausiai atsirandančius vakarinėje horizonto pusėje. Tai frontiniai plunksniniai debesys, judantys lygiagrečiomis juostomis. Paskui jas eina plunksniniai sluoksniniai, toliau – tankesni aukštieji sluoksniniai ir galų gale sluoksniniai lietaus debesys. Nuėjus ciklonui slėgis auga, o lietaus kamuoliniai debesys greitai virsta sluoksniniais kamuoliniais debesimis.

Anticiklonai

Anticiklonų atsiradimas ir vystymasis glaudžiai susijęs su ciklonų evoliucija. Tai vieningas procesas, kurio metu viename Žemės rutulio rajone susidaro oro masės trūkumas ir formuojasi ciklonas, o kitame – atsiranda oro masės perteklius ir formuojasi anticiklonas. Ciklonams diverguojant vidurinėje ar viršutinėje troposferoje, kitame Žemės regione oras konverguoja ir susidaro kompensaciniai žemyneigiai srautai, kurie ir lemia anticiklonų atsiradimą, t. y. dažniausiai anticiklonai susidaro augant atmosferos slėgiui virš didelių teritorijų ten, kur troposferoje oras

leidžiasi žemyn. Savo ruožtu anticiklonuose netoli paviršiaus vyksta oro srautų divergencija (6.17 pav.).



6.17 pav. Horizontalieji ir vertikalieji oro srautai ciklone ir anticiklone (Outline..., 2003a)

Anticiklonai būna dviejų pagrindinių tipų: 1) didelius plotus užimančios stacionariosios aukšto slėgio zonos, 2) ciklono užnugaryje susiformuojantys ir bendrosios pernašos kryptimi judantys bariniai dariniai.

Pirmiesiems priskirtini mažai judrūs nuolatiniai ar sezoniniai bariniai dariniai, besiformuojantys virš tam tikrų specifinių geografinių regionų ir užimantys labai dideles teritorijas. Jie gali virš tos pačios vietovės išbūti kelias dienas ar net kelias savaites. Vidutinėse ir arktinėse platumose tokio tipo anticiklonai būdingi šaltajam metų laikotarpiui ir susidaro dėl paklotinio paviršiaus atvėsimo (šaltas oras tankesnis ir sunkesnis). Pavyzdžiui, labai pastovus Sibiro anticiklonas išsilaiko beveik per visą šaltąjį metų laikotarpį ir užima kelių milijonų kvadratinų kilometrų plotą.

Kiti smulkesni aukšto slėgio bariniai dariniai yra mobilesni ir, kaip ir ciklonai, juda daugiausia į rytus kartu su vyraujančiais srautais viršutinėje ir vidurinėje troposferoje. Per parą tokie anticiklonai gali nukeliauti 1000–1500 km, o jų gyvavimo laikas būna 5–7 paros. Anticiklonų atsiranda ties pagrindiniu atmosferos frontu besiformuojančio jauno ciklono šaltojo fronto užnugaryje (šaltoje oro masėje). Pradinėje stadijoje uždara anticikloninė cirkuliacija būna tik prie žemės paviršiaus, o anticiklono judėjimo greitis panašus kaip ir jauno ciklono. Judėdamas anticiklonas krypta žemųjų platumų link. Dėl vyraujančių žemyneigių srautų oras centrinėje dalyje palaipsniui išyla ir anticiklonas kartais apima visą troposferos storį (sutampa terminio ir barinio gradientų kryptys). Šioje stadijoje anticiklonas tampa mažai judrus, anticikloninė cirkuliacija stabdo vakarinę oro pernašą, pakeičia net ir atmosferos sraujymų (žr. skyrelį „[Atmosferos sraujymės](#)“) judėjimo kryptį. Toks maksimalaus išsivystymo anticiklonas vadinamas **blokuojančiuoju**.

Anticiklonų irimo priežastys gali būti skirstomos į termines ir dinamines. Mažai judrūs sezoniniai aukšto slėgio bariniai dariniai pradeda irti pavasario mėnesiais, sustiprėjus Saulės spindulių prietakai ir labiau įšilus paklotiniam paviršiui. Mobilūs anticiklonai suyra nutrūkus oro prietakai (silpnėja oro srautų konvergencija) į viršutinę jo dalį. Tai gali įvykti užsipildžius jį supantiems ciklonams. Antra vertus, žemųjų platumų link judantys anticiklonai neretai įsijungia į subtropinę aukšto slėgio zoną.

Dėl oro leidimosi anticiklone oras tolsta nuo prisotinimo būklės, stratifikacija tampa pastovi, formuojasi žemyneigių srautų inversijos, todėl anticiklonams būdingi mažai debesuoti ir sausi orai. Anticiklonai vasarą lemia šiltus orus, kadangi Saulė pakyla aukštai virš horizonto ir spindulių intensyvumas ties paklotiniu paviršiumi yra didelis. Šaltuoju metų laiku paklotinis paviršius išyla menkai, o efektyvusis spinduliavimas yra gana stiprus. Todėl anticiklone oro temperatūra palaipsniui mažėja. Kai kada anticiklonas gali virš tam tikros teritorijos išsilaikyti net kelias savaites ir taip lemti sausrų bei karščio bangų formavimąsi vasarą, didelius šalčius – žiemą.

Skiriami šaltieji ir šiltieji anticiklonai. Kaip jau minėta, šaltieji anticiklonai susidaro arktinėse ir poliarinėse oro masėse virš žemynų dėl stipraus spindulinio atvėsimo. Jie apima tik apatinę troposferos dalį ir didėjant aukščiui silpnėja (žr. skyrelį „[Barinio gradiento kaita vertikalia kryptimi](#)“). Neretai virš tokio anticiklono susidaro žemo slėgio slėnis. Šaltieji anticiklonai patys ryškiausi žiemą ir dažniausiai ilgą laiką išsilaiko savo formavimosi židinyje, o jo gūbriai nutįsta tūkstančius kilometrų, lemdami giedrus ir šaltus orus didžiulėse teritorijose. Šiltieji anticiklonai dažniausiai formuojasi šiltose subtropinėse oro masėse. Jose anticikloninė cirkuliacija paprastai apima visą troposferos stromę.

Kadangi Šiaurės pusrutulyje oras juda pagal laikrodžio rodyklę, rytinėje anticiklono periferijoje į pietus juda šaltas oras, o vakarinėje – į šiaurę šiltas. Žiemą, kai terminiai kontrastai tarp oro masių yra patys didžiausi, anticiklono viduje taip pat gali būti fiksuojami labai dideli temperatūros skirtumai.

Bariniai gradientai ir kartu vėjai centrinėje anticiklono dalyje yra nedideli, todėl prie žemės paviršiaus dažna tyka. Tačiau anticiklono periferijoje barinis gradientas būna didesnis ir vėjas sustiprėja.

Naktį, vėstant priežemio orui, ir vasarą, ir žiemą gali susidaryti rūkas bei sluoksniniai ar sluoksniniai kamuoliniai debesys poveršiniame sluoksnyje. Tačiau vasarą rūkas ir debesys dėl intensyvios Saulės spinduliuotės prietakos rytmečio valandomis dažniausiai greitai išsisklaido, o žiemą – tokios sąlygos gali išlikti net keletą dienų iš eilės.

Šiltuoju metų laiku vidurdienį dėl paklotino paviršiaus įšilimo anticiklonuose formuojasi terminė konvekcija, kuri lemia kamuolinių debesų susidarymą. Vertikalūs kamuolinių debesų išsivystymo laipsnis daugiausia priklauso nuo anticiklonams būdingos pakiliosios žemyneigių srautų inversijos parametrų (apatinės ribos aukščio, temperatūros pokyčio joje). Centrinėje anticiklono dalyje inversijos ryškiausios ir visiškai sustabdo konvekcinius procesus. Anticiklono periferijoje inversinis sluoksnis dažnai yra ne toks storas, tada susidaro palankios sąlygos formotis vidiniams kamuoliniams lietaus debesims, dažnai atnešantiems liūtinius kritulius, krušą ir gūsingus vėjus.

Vietiniai vėjai

Vietiniams vėjams dažniausiai priskiriamos laikinos mezomasto vėjų sistemos, kurių apimamos sritys nusitęsia nuo kelių iki kelių šimtų kilometrų, o jų trukmė matuojama minutėmis bei valandomis ir daug rečiau paromis. Vietiniai vėjai išryškėja tuo atveju, jei sinoptinio masto procesai jų ne tik nenustelbia, bet ir sustiprina.

Vietinių vėjų formavimasis daugiausia priklauso nuo šių pagrindinių veiksnių:

1. **Spinduliuotės balanso.** Tam tikroje platumoje ir konkrečiu metų laiku vietiniams vėjams formuojantis didelę įtaką daro spinduliuotės balanso paros ciklas.
2. **Atmosferos makrocirkuliacijos.** Barinio lauko pobūdis (horizontalusis barinis gradientas, izobarų kreivumas ir kt.) tam tikrame regione veikia vietinių vėjų formavimąsi ir jų stiprumą bei trukmę.
3. **Paklotinio paviršiaus.** Didelę reikšmę turi paklotinio paviršiaus albedas, šiluminė talpa ir šiluminis laidumas, nes nuo jų priklauso paviršiaus įšilimo skirtumai. Taip pat labai svarbus yra vėjo greitis bei kryptį lemiantis paviršiaus šiurkštumas.
4. **Reljefo.** Šlaito orientacija lemia Saulės spinduliuotės prietaką, šlaito polinkis – žemyn judančio oro judėjimo greitį. Taip pat labai svarbi ir reljefo formų padėtis vyraujančių vėjų atžvilgiu.

Dažniausiai vietiniai vėjai formuojasi kartu veikiant keliems faktoriams, o jų įvairovė labai didelė (žr. priedą „[Vietiniai vėjai](#)“). Todėl tokių vėjų klasifikacija yra ypač sudėtinga. Galima skirti kelias pagrindines vietinių vėjų grupes (kai didžiausią įtaką turi vienas iš išvardytų veiksnių): terminiai vėjai, feniniai vėjai, katabatiniai vėjai, dykumų vėjai, mezocikloniniai dariniai (škvalas, viesulas).

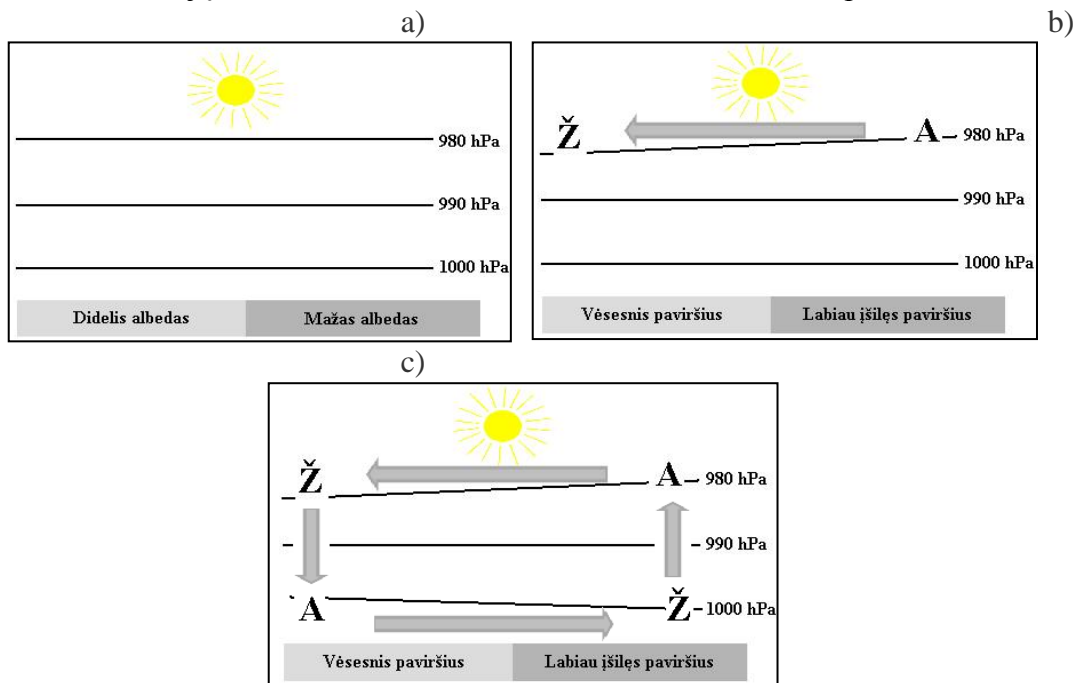
Terminiai vėjai

Kaip jau žinome, vėjas pučia dėl netolygaus atmosferos slėgio pasiskirstymo. Slėgio skirtumai, susidarantys dėl nevienodai įšilusio paviršiaus, gali lemti ne tik sinoptinio masto vėjų sistemų atsiradimą, tačiau ir mezomasto vėjus, pučiančius tam tikroje ribotoje teritorijoje. Tai vadinamieji **terminiai vėjai**. Jų formavimasis dažniausiai yra susijęs su paros ciklu. Skirtingi paviršiai per parą nevienodai įšyla ar atvėsta. Ten, kur šalia atsiduria dideli paviršiai, pasižymintys aiškiai išsiskiriančiu paros terminiu režimu, susidaro palankios sąlygos lokalaus masto atmosferos cirkuliacijai formuotis. Terminiai vėjai geriausiai išreikšti tais atvejais, kai bendroji sinoptinio masto oro pernaša silpna (pavyzdžiui, vidinėse anticiklono dalyse).

6.18 paveiksle (a) pavaizduotas izobarinių paviršių aukštis prieš terminio vėjo formavimosi pradžią, kai horizontalusis barinis gradientas yra lygus 0 ir vėjo nėra. Palengva dėl Saulės spinduliuotės poveikio mažesne albedo reikšme (tai ne vienintelė priežastis, galinti lemti paviršiaus įšilimo skirtumus) pasižymintis paviršius įšyla stipriau. Labiau išauga ir virš jo esančio oro temperatūra. Išilęs oras kyla į viršų tol, kol pasiekia pastoviai stratifikuotą atmosferos sluoksnį. Ten jis diverguoja ir pradeda judėti vėsesnio oro link, nes šiltame ore padidėjus atstumui tarp izobarinių paviršių formuojasi vėsesnio oro link nukreiptas horizontalusis barinis gradientas (6.18 pav., b). Kylant orui į viršų, prie pat žemės paviršiaus susidaro žemesnio slėgio sritis, o, pastarajam leidžiantis, virš vėsesnio paviršiaus susidaro aukštesnio slėgio sritis. Taigi prie pat žemės oras pradeda judėti šiltesnio paviršiaus link, kur jis šyla ir pradeda kilti į viršų. Tokiu būdu susidaro uždara terminė cirkuliacija (6.18 pav., c), kurios stiprumas ir kartu vėjo greitis priklauso nuo paviršių terminio kontrasto.

Kadangi vėjas yra lokalus bei trumpalaikis, Koriolio jėga ir trintis iš pradžių nespėja išlyginti barinio gradiento poveikio ir vėjo kryptis labai artima barinio gradiento kryptčiai. Pamažu vėjo kryptis pradeda kisti ir po kelių valandų vėjas jau pučia ne statmenai šiltesnio paviršiaus link, o tam tikru kampu. Kadangi pusiaujoje Koriolio jėgos poveikis yra lygus 0, tai pastarasis efektas čia nepasireiškia ir jo stiprumas didėja didėjant platumai.

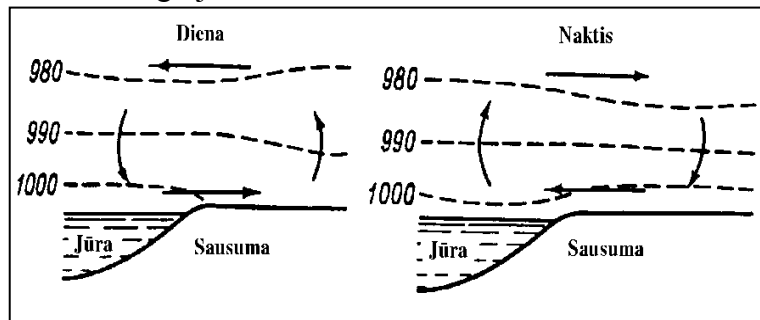
Dažniausiai pasitaikantys terminiai vėjai yra pakrantės ir kalnų brizai. Taip pat terminiams vėjams priskiriama ir vėjų sistema, susidaranti miestuose dėl šilumos salos poveikio.



6.18 pav. Terminio vėjo susidarymo schema

Pakrantės brizai dažniausiai susidaro šiltuoju metų laiku (tropikuose – ištisus metus) prie jūrų ar kitų didelių vandens telkinių krantų ir turi gerai išreikštą vėjo krypties paros kaitą. Dieną nuo jūros į sausumą pučiantis vėjas – **jūros brizas**, naktį nuo sausumos į jūrą – **kranto brizas** (6.19

pav.). Viso to priežastis – temperatūros tarp jūros ir sausumos skirtumas, dėl kurio atsiranda uždara terminė oro cirkuliacija. Dieną priežeminis oro sluoksnis virš sausumos išyla labiau negu virš jūros. Naktį sausuma atvėsta labiau negu jūra.



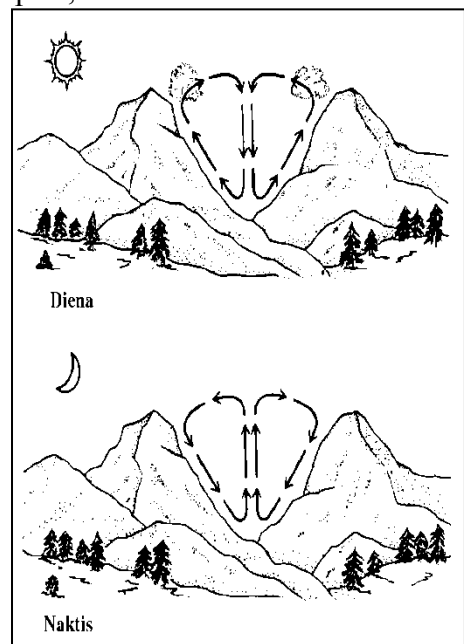
6.19 pav. Jūros ir kranto brizų schema (Khromov, Petrosianc, 1994)

Pučiant brizui vidutinis vėjo greitis 3–5 m/s, o stipriausias jis pačioje jūros pakrantėje popiečio valandomis, nes čia tuo metu patys didžiausi temperatūros kontrastai. Brizai apima 1–2 km vertikalų oro sluoksnį, o priklausomai nuo jų stiprumo gali būti juntami net 15–20 km nuo kranto linijos. Pučiant dienos brizui šis sluoksnis storesnis negu naktį. Palankios sąlygos brizui formotis susidaro giedromis dienomis ir ypač ten, kur prie kranto priartėja šaltosios jūrų srovės. Pučiant jūros brizui, mažėja oro temperatūra ir didėja santykinis drėgnumas virš sausumos.

Kalnų brizų susidarymo priežastis: skirtingas oro išilimas prie kalnų šlaitų paviršiaus ir tame pačiame lygyje laisvojoje atmosferoje. Naktį pučia vėjas, nukreiptas žemyn pagal šlaitą (**kalno brizas**), dieną – aukštyn (**slėnio brizas**). Dažniausiai jie nėra stiprūs, bet kartais siekia 10 m/s.

Dieną išyla kalno šlaitas ir šalia jo esantis oras. Jis tampa šiltesnis nei oras tame pačiame lygyje toliau nuo šlaito. Tada šiltas oras pradeda palei kalno šlaitą kilti į viršų. Toks vertikalusis kilimas dažnai yra pakilimų inversijų sustabdomas. Inversinis sluoksnis verčia orą judėti horizontaliai, o vėliau dėl oro srautų vėsimo ir konvergencijos jis pradeda leisti žemyn į slėnio gilumą. Tokiu būdu susidaro save palaikanti cirkuliacinė sistema. Jei inversinis sluoksnis yra aukščiau kondensacijos lygio, palei kalnų viršūnes formuojasi kamuoliniai ar net kamuoliniai lietaus debesys (6.20 pav.).

Naktį, priešingai, kalnų šlaitai atvėsta labiau, kartu atvėsindami ir šalia jų esantį orą. Šaltas ir tankus oras palei šlaitą leidžiasi žemyn ir slėnio gilumoje konverguoja su priešpriešiais judančiu oro srautu. Tada oras ima kilti, kol kilimą sustabdo inversinis sluoksnis. Prasidėjęs horizontalusis oro judėjimas uždaro naktinę cirkuliacinę gardelę. Naktinis kalno brizas dėl gravitacijos poveikio yra stipresnis negu slėnio brizas dieną. Kalno brizas taip pat dažnai būna spindulinio rūko (ypač žiemos mėnesiais) priežastis.



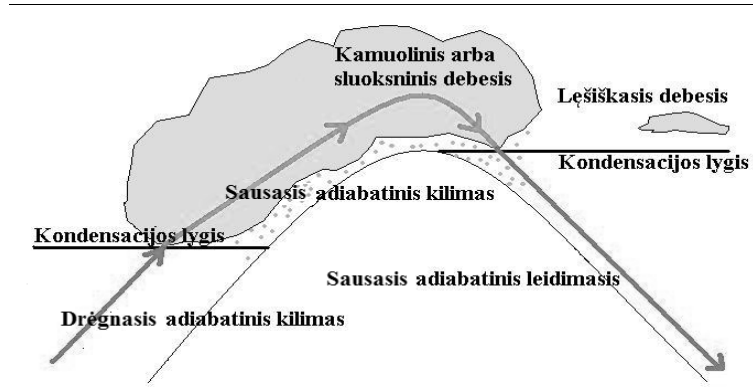
6.20 pav. Kalnų brizas (Moran, Morgan, 1986)

Feniniai vėjai

Fenas – šiltas, sausas, gūsingas vėjas, pučiantis nuo kalnų į slėnį. Jis formuojasi orui judant per kalnagūbrius, statmenus oro srautui. Priešvėjinėje gūbrio pusėje susidaro aukštyneigiai, pavėjinėje – žemyneigiai srautai. Oras, kildamas šlaitu, sausuoju adiabatiniu būdu vėsta, virš kondensacijos lygio vandens garų perteklius kondensuojasi, o oras toliau vėsta jau drėgnuoju adiabatiniu būdu. Priešvėjiniame šlaite susidaro debesys, iškrinta krituliai (6.21 pav.).

Oras, leisdamasis pavėjiniu šlaitu, adiabatiskai šyla. Kadangi vandens garų perteklius iškrito kritulių pavidalu, oras iš karto šyla sausuoju adiabatiniu būdu ir į slėnį patenka aukštesnės temperatūros bei mažesnio drėgnumo nei prieš kalnagūbrį. Kuo didesnis aukštis, iš kurio oras leidžiasi, tuo labiau išauga temperatūra ir sumažėja drėgnumas.

Pradėjus pūsti fenai, meteorologinių sąlygų pasikeitimas slėnyje būna greitas ir stiprus. Žiemą feniniai vėjai greitai tirpdo sniegą: ne tik dėl aukštos temperatūros, bet ir didelio drėgmės deficito (vyksta labai intensyvus sniego garavimas). Vasarą karštas ir labai sausas vėjas gali būti didelių ir sunkiai užgesinamų miškų gaisrų priežastis. Feno trukmė kinta nuo kelių valandų iki kelių parų.



6.21 pav. Feno schema

Fenams būdingi kamuoliniai debesys, kurie susiformuoja šlaito priešvėjinėje dalyje, o dalis jų dengia viršutinę kalnagūbrio dalį (sudaro vadinamąją feninę sieną). Taip pat kiek toliau nuo kalnagūbrio susidariusių oro srauto bangų viršūnėse formuojasi lėšiškieji debesys.

Feniniam vėjams priskiriami činukas (Uolietieji kalnai), austru (Rumunija), fenas (Alpės).

Katabatiniai vėjai

Katabatinis vėjas – tai dažniausiai šaltas ir stiprus žemyn kalno šlaitu judantis oras. Jis susidaro orui vėstant virš sniego ar ledo dangos kalnų viršūnėse, plokštikalnėse, ledynuose ar net aukštesnėse kalvose. Tankus ir sunkus šaltas oras šlaitu leidžiasi žemyn ir dėl gravitacijos poveikio vėjas gali labai sustiprėti. Katabatinis vėjas pučia kelių šimtų metrų storio pažemio sluoksnyje.

Pučiant katabatiniam vėjui, oras leisdamasis adiabatiskai šyla. Jei kalnai nėra aukšti arba oro temperatūra formavimosi vietoje yra labai žema, tai ir nusileidęs vėjas bus šaltas. Antra vertus, kai kada nuo aukštų kalnų besileidžiantis katabatinis vėjas gali įgyti ir gana aukštą temperatūrą.

Daugelyje vietų katabatinis vėjas formuojasi šaltuoju metų laiku, nes būtent tada kalnus apkloja sniego ar ledo danga. Tačiau kai kuriose vietose (Antarktidos, Grenlandijos aukštumose) sniegas išsilaiko ištisus metus ir katabatinis vėjas pučia beveik nuolat. Katabatinio vėjo greitis padidėja, jei oro judėjimo kryptimi yra žemo slėgio sritis ir sinoptinio masto vėjų sistema sustiprina besiformuojančią vietą. Taip dažniausiai atsitinka šaltuoju metų laiku virš šalto žemyno nusistovėjus aukšto slėgio, o virš šiltos jūros – žemo slėgio sričiai.

Jei šalto oro, judančio link jūros, kelyje pasitaiko neaukštas kalnagūbris, tai oras persiverčia per jį (dažniausiai per perėjas). Oro srautas žymiai susiaurėja (srauto linijos sutankėja), dėl to išauga jo greitis. Kai perėjos aukštis nedidelis, besileidžiantis oras adiabatiskai išyla nedaug, tačiau sunkio jėga labai padidina jo greitį (retais atvejais tam tikrose vietovėse gūsiuose jis gali siekti net 60 m/s). Naktį atšalus orui vėjo greitis tampa dar didesnis.

Dažniausiai katabatinis vėjas pučia 1–3 paras, nors virš žemyninių ir kalnų ledynų jis tampa kone pastovus.

Katabatiniam vėjams priklauso bora (Adrijos jūros pakrantė), mistralis (Prancūzija) ir kt.

Mezocikloniniai dariniai

Mezociklonas – tai konvekciniame darinyje susiformuojantis nuo kelių iki keliolikos kilometrų skersmens sūkurys, kuriame dažniausiai oras juda kaip ciklone (prieš laikrodžio rodyklę).

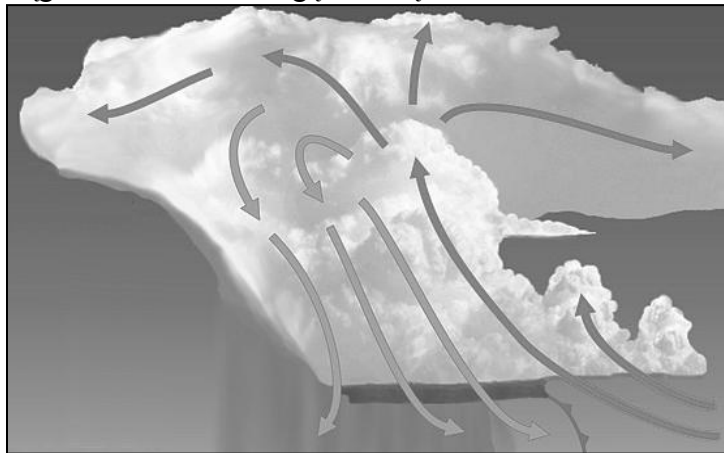
Jis susidaro kamuoliniuose lietaus debesyse, kai galingame aukštyneigiame konvekciniame sraute didėjant aukščiui labai stipriai keičiasi horizontalioji vėjo krypties ir greičio dedamoji. Tada darinio viduje gali formuotis sūkūriai, turintys gerai išreikštą horizontalią (škvalas) ar vertikalią (viesulas) ašį. Mezociklonams taip pat būdinga perkūnija, kruša, didelio intensyvumo liūtys. Jų gyvavimo laikas dažniausiai siekia vos kelias valandas, nors gali išsilaikyti ir kelias paras.

Škvalas

Škvalas – staigus vėjo greičio padidėjimas 8 m/s ir daugiau per trumpą laiko tarpą (< 2 min).

Per škvalą vėjo greitis viršija 10 m/s ir gali siekti 25 m/s ar daugiau. Škvalas trunka kelias ar keliolika minučių, retais atvejais jo trukmė (su pertraukomis) gali viršyti valandą. Per škvalą neretai lūžta medžiai, apgadinami pastatai. Šį reiškinį dažnai lydi liūtiniai krituliai, kruša. Jei einant škvalui dirva yra sausa ir nekrinta krituliai, gali susidaryti dulkių audra.

Staigus vėjo greičio sustiprėjimas ir jo krypties pasikeitimas dažniausiai siejamas su procesais, vykstančiais galingų kamuolinių lietaus debesų viduje (7.13 pav.). Pastarieji formuojasi vykstant konvekcijai oro masės viduje ar šaltajame fronte. Tik esant labai sausam orui škvalas gali susidaryti nesusiformavus kamuoliniam debesui. Susidarant škvalui oro masės viduje, priekinėje kamuolinio lietaus debesies dalyje formuojasi stiprus aukštyneigis oro judėjimas, o centrinėje ir užnugarinėje – žemyneigis. Tokiu būdu debesies apatinėje dalyje ir po juo susidaro sūkurys su horizontalia ašimi. Artėjant galingam konvekcines kilmės debesui beveik visada fiksuojamas vėjo sustiprėjimas, kuris neretai įgauna škvalui būdingų bruožų.



6.22 pav. Oro srautai kamuolinio lietaus debesies viduje formuojantis škvalui (JetStream..., 2010)

Šaltuosiuose frontuose šiltas oras staigiai išstumiamas į viršų, o iš karto už fronto linijos šaltas oras staigiai leidžiasi žemyn. saulės

Škvalo linijos formuojasi, kai oras priešais frontą yra šiltas ir drėgnas: išsiskiria didelis kondensacijos šilumos kiekis, suteikiantis energiją cirkuliacijai debesies viduje. Be to, labai svarbu, kad vyraujanti vėjo kryptis keistųsi didėjant aukščiui. Tada susidaro ypač palankios sąlygos formuotis sūkūriui su horizontalia ašimi.

Prieš prasidedant škvalui (einant intensyvių aukštyneigių srautų zonai), atmosferos slėgis staigiai krinta, o jam prasidėjus – labai stipriai pakyla. Škvalai dažniausiai formuojasi popiečio valandomis, kada palankiausios sąlygos termininei ir dinaminei konvekcijai vystytis.

Viesulas

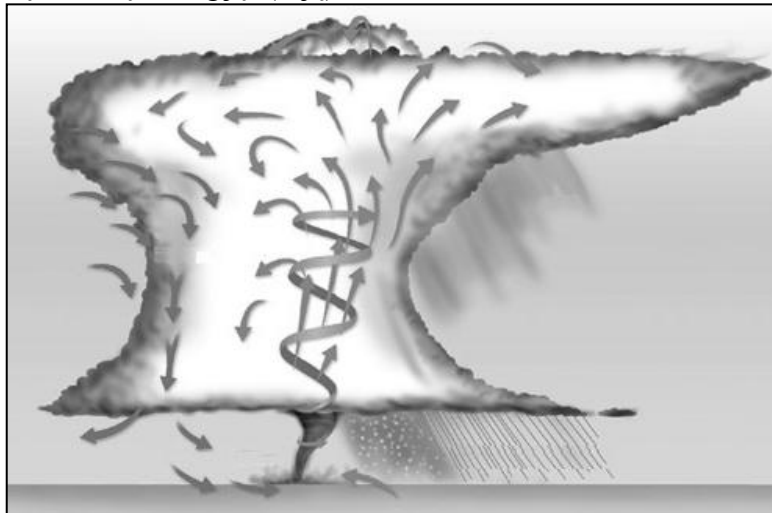


6.23 pav. Viesulas (P. Ervino nuotrauka, 2009)

Viesulas (Amerikoje – *tornadas*) – stiprus sūkurys, turintis vertikalią ašį ir pasižymintis labai dideliu sukimosi greičiu. Viesulai susidaro, esant itin dideliam apatinio atmosferos sluoksnio (iki 2 km) nepastovumui, priekinėje audros debesies dalyje. Viesulas nustatomas tada, kai oro judėjimo greitis paklotinį paviršių pasiekusio sūkurio viduje viršija 18 m/s (jei vėjo greitis mažesnis, tai vadinama **dulkių ar smėlio sūkuriumi**).

Ypač geros sąlygos viesulams formotis susidaro, kai apatinėje troposferoje vyksta šilto ir drėgno tropinio oro, o vidurinėje troposferoje šalto – poliarinio oro advekcija. Tada susidaro labai dideli vertikalieji temperatūros gradientai.

Pirmojoje viesulo formavimosi stadijoje šiltas oras nuo paklotinio paviršiaus po kamuoliniu lietaus debesimi kyla į viršų, o šaltas ir tankus staigiai leidžiasi žemyn. Susidaro horizontalią ašį turintis sūkurys, kuris kiek vėliau pradeda įgauti vertikalią padėtį (6.24 pav.). Sūkurio viduje oro judėjimo greitis auga. Piltuvo pavidalo sūkurys, iš pradžių matomas galingo kamuolinio debesies apačioje, pamažu gali pasiekti žemės ar vandens paviršių. Susidaro viesulas. Manoma, jog sūkurio su horizontalia ašimi virtimas vertikaliuoju vyksta tuo atveju, jei vėjo kryptis ir greitis didėjant aukščiui ypač stipriai kinta. Pagrindinis viesulo energijos šaltinis – slaptoji kondensacijos šiluma, o jai išsilaisvinus susidaro dideli terminiai ir bariniai gradientai. Tai potencinės energijos formos, kurios pamažu virsta į kinetinę energiją (vėją).



6.24 pav. Oro srautai kamuolinio lietaus debesyje, kuriame formuojasi viesulas (The Jason..., 2010)

Susiformavusio viesulo centre oras greitai kyla į viršų. Greta oras intensyviai leidžiasi. Po kiek laiko potencialiosios energijos ištekliai mažėja, pradeda mažėti ir viesulo kinetinė energija (vėjo greitis), jo apatinė dalis atitrūksta nuo žemės ir pamažu susilieja su debesimi. Neretai vienas audros debesis suformuoja ne vieną, o kelis viesulus (susidarancius vienu metu ar paeiliui).

Viesulo skersmuo kinta nuo kelių dešimčių iki keleto šimtų metrų (kartais jis siekia net daugiau kaip kilometrą), o aukštis – nuo kelių šimtų metrų iki keleto kilometrų. Viesule oras Šiaurės pusrutulyje dažniausiai sukasi prieš laikrodžio rodyklę 20–50 m/s greičiu, nors ypatingais atvejais vėjo greitis gali siekti ir 130 m/s. Nuo oro judėjimo greičio priklauso ir viesulo stiprumas, kuris yra klasifikuojamas pagal Fudžitos skalę (žr. priedą „[Fudžitos skalė](#)“). Slėgis viesulo centre gali būti net 100–120 hPa mažesnis. Didžiulis slėgio skirtumas tarp viesulo pakraščio ir centro susidaro dėl išcentrinės jėgos poveikio.

Pats viesulas juda kartu su debesimi 20–60 km/h greičiu. Kadangi viesule oras sukdamasis juda ne tik horizontaliai, bet ir kyla į viršų, jo viduje vyksta vandens garų kondensacija, be to, į viesulą nuo paklotinio paviršiaus patenka daug vandens lašų ir dulkių. Dėl to jis įgauna tamsią

spalvą. Viesulo egzistavimo trukmė – nuo kelių minučių iki kelių valandų. Per tą laiką jis nukeliauja nuo kelių iki keliasdešimt kilometrų ir dažniausiai padaro daug nuostolių aplinkai, žmonių sveikatai ir turtui. Be to, iš viesulų suformavusio debesies stipriai lyja, krinta kruša, žaibuoja, aplink pučia stiprus gūsingas vėjas.

Dykumų vėjai

Dykumų vėjai susidaro esant aukštai temperatūrai ir labai žemai santykinei oro drėgmei. Jie dažniausiai asocijuojasi su jų sukeltais padariniais – smėlio audromis. Vietiniai dykumų vėjai susidaro ten, kur pučiantis vėjas yra toks stiprus, kad gali pakelti smulkias smėlio daleles ir pernešti jas tolimais atstumais.

Šiaurės pusrutulio dykumose smėlio audros formuojasi, kai subtropinėje juostoje susidarę cikloniniai dariniai sutrikdo vyraujančius šiaurės vėjus. Ciklonų rytinėje periferijoje formuojasi vėjų sistema, turinti pietinę dedamąją. Tada į orą pakyla didžiulis smėlio kiekis, kuris nunešamas didžiulius atstumus. Pavyzdžiui, Sacharos dykumos smėlis gali pasiekti Europos pakrantę ar būti nunešamas toli virš Atlanto vandenyno.

Smėlio audros taip pat būdingos priekinei šaltojo atmosferos fronto daliai, kur oro srautai pakelia smėlio daleles ir suformuoja smėlio sieną, kuri horizontalia kryptimi gali nusidriekti kelis šimtus kilometrų, o viršuje susilieti su kamuolinių lietaus debesų pagrindu (6.25 pav.).



6.25 pav. Smėlio siena Malyje (Carboafrika, 2009)

Dykumose neretai formuojasi ir **dulkių sūkuriai** – vertikalią ašį turintys dariniai. Jie susidaro karštomis giedromis dienomis, kai Saulės energija sunaudojama daugiausia paviršiui šildyti, o ne drėgmei garinti. Atmosfera prie pat paviršiaus tampa labai nestabili, formuojasi intensyvūs priežeminiai konvekciniai srautai ir šiltas oras kyla į viršų. Pučiantis vėjas, kelyje sutikęs kliūtį (kalvą, medį ar pan.), ją apeina, jo kryptis keičiasi ir kylantis oras dėl to gali imti sukstis. Dulkių sūkuriai dažniausiai yra trumpalaikiai, o jų aukštis siekia vos keliasdešimt metrų.

Dykumų vėjams priskiriami chamsinas (Egiptas), harmatanas (Vakarų Afrika), sirokas (Šiaurės Afrika) ir kt.

Žinių patikrinimas

Kontroliniai klausimai

1. Paaškindite cirkuliacijos teorine Hadlėjaus gardele pobūdį.
2. Kodėl Šiaurės pusrutulio poliarinėse platumose oras juda į pietus?
3. Kokie pagrindiniai veiksniai lemia oro masių higrotermines charakteristikas?
4. Palyginkite orų sąlygų pasikeitimus einant šiltajam ir šaltajam atmosferos frontams.
5. Kaip susiformuoja pusiaujo konvergencijos zona (PKZ)?
6. Su kuo susiję vasaros musonų aktyvumo svyravimai?
7. Kokios yra tropinių ciklonų susidarymo priežastys?
8. Kaip susidaro atmosferos sraujymės?
9. Trumpai paaškindite sąsajas tarp Rosbio bangų ir ciklono genezės.
10. Išvardykite ir trumpai apibūdinkite netropinių platumų ciklonų vystymosi stadijas.

11. Kodėl giedrą vasaros dieną vėjas dažniausiai pučia nuo jūros?
12. Kaip susidaro katabatiniai vėjai?
13. Kokios sąlygos palankios viesuliui formuotis?

7. VANDUO ATMOSFEROJE

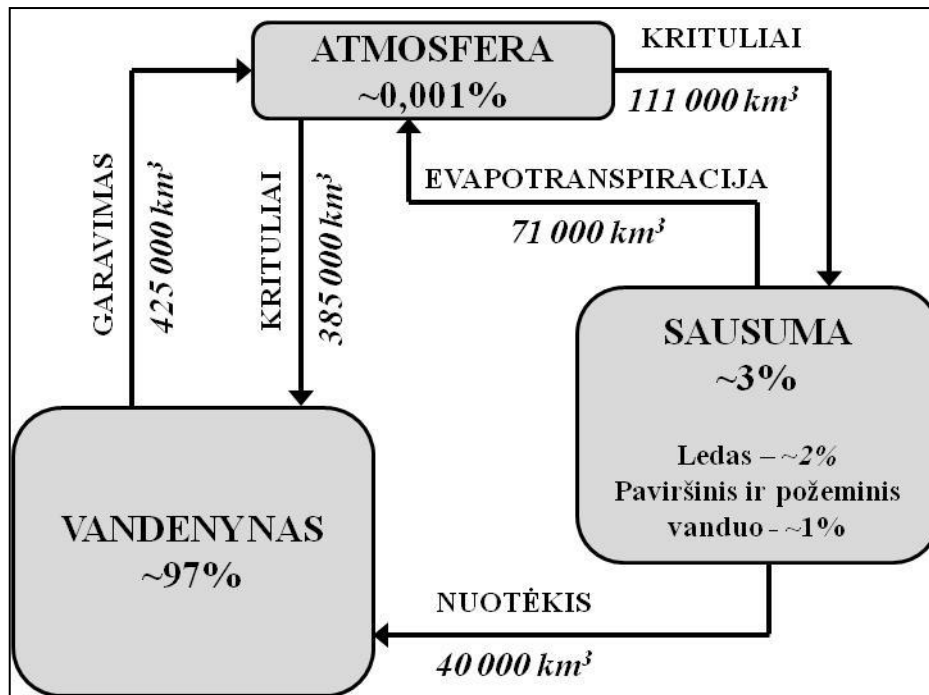
Vandens apytakos ratas. Garavimas. Kondensacija. Oro drėgnumo kaita per parą ir per metus. Kondensacija ant žemės paviršiaus ir antžeminių objektų. Rūkas. Vėsimo rūkas. Garavimo rūkas. Maišymosi rūkas. Rūko sudėtis ir vandeningumas. Debesys. Debesų formavimasis. Debesų klasifikacijos. Pastoviai stratifikuotų oro masių debesys. Nepastoviai stratifikuotų oro masių debesys. Šiltojo fronto debesys. Šaltojo fronto debesys. Okliuzijos fronto debesys. Debesų mikrostruktūra ir vandeningumas. Debesuotumo kaita per parą ir per metus. Kritulių formavimasis. Kritulių tipai. Kritulių kiekio kaita per parą ir per metus. Sniego danga. Pūga.

Vandens apytakos ratas

Beveik 71 % mūsų planetos paviršiaus dengia vanduo, kuris pasižymi daugeliu gyvybiškai svarbių ir unikalių savybių (žr. priedą „[Unikaliosios vandens savybės](#)“). Natūraliomis sąlygomis galime aptikti visų trijų agregatinių būsenų milžinišką vandens kiekį. Kokios būsenos yra atmosferos vanduo, priklauso nuo temperatūros ir slėgio (žr. priedą „[Vandens fazinės būklės priklausomybė nuo temperatūros ir slėgio](#)“).

Vanduo yra dinaminės būsenos. Jis garuoja ir kondensuojasi, tirpsta ir užšąla. Susidaro vandens apytakos ratas – nenutrūkstamas vandens judėjimas ant, po ir virš žemės paviršiaus. Iš viso Žemės vandens ištekliai yra 1,4 milijardo kubinių kilometrų. Net 97 % viso vandens yra vandenynuose (7.1 pav.). Sausumoje didžiausias vandens kiekis sukauptas Antarktidos ir Grenlandijos ledo skyduose.

Nors vanduo atmosferoje sudaro vos 0,001 % bendrojo vandens kiekio, tačiau pokyčiai šioje sferoje yra itin dinamiški. Milžiniška išgaravusio vandens masė patenka į atmosferą ir iškrinta iš jos kritulių pavidalu. Kasmet į šiuos procesus įtraukto vandens kiekis apytiksliai 38 kartus viršija nuolat esantį atmosferoje. Tai reiškia, jog visas vanduo atmosferoje atsinaujina kas 9 dienas. Būtina prisiminti, jog per fazinius virsmus sunaudojamas ar į aplinką išskiriamas nepaprastai didelis energijos kiekis labai stipriai veikia horizontaliuosius ir vertikaliuosius oro judesius atmosferoje.



7.1 pav. Vandens apytakos rato dalys ir procesai. Pateiktas metinis vandens kiekis, dalyvaujantis apytakos procese

Garavimas

Garavimas – vandens perėjimas iš skystosios į dujinę būseną. Vandens garai patenka į atmosferą dėl garavimo nuo paklotinio paviršiaus ir dėl transpiracijos.

Transpiracija – fiziologinis procesas, susijęs su vandens garinimu iš augalų. Vienu metu tam tikroje teritorijoje vykstant garavimui ir transpiracijai, jie gali būti įvardijami vienu terminu – **evapotranspiracija**.

Garavimo proceso esmė – atskirų didžiausių judėjimo greičiu pasižyminčių vandens molekulių atsiplėšimas nuo vandens arba drėgnos dirvos paviršiaus ir jų perėjimas į orą. Kad molekulė atsiplėštų nuo vandens paviršiaus, jos kinetinė energija turi būti didesnė nei vidutinė skystyje. Todėl vidutinė molekulių, liekančių skystyje, energija sumažėja, kartu mažėja ir garuojančio paviršiaus temperatūra. Kuo žemesnė paviršiaus temperatūra, tuo silpnesnis garavimas. Kad garavimas toliau tęstųsi, reikia papildomo energijos, dažniausiai gaunamos tiesiogiai iš Saulės ar netiesiogiai iš atmosferos, kiekio. Šiuo atveju molekulės skystyje pradeda judėti greičiau, tarp molekulių padidėja atstumas ir susilpnėja ryšiai, todėl daugiau molekulių atsiplėšia nuo skysčio paviršiaus.

Kartu su molekulių atsiplėšimu nuo paviršiaus vyksta ir atvirkštinis procesas, t. y. jų perėjimas iš oro į vandenį ir dirvą. Didėjant atsiplėšusių molekulių skaičiui, daugėja ir grįžtančių į garuojantį paviršių. Kai pasiekiamas pusiausvyros (prisotinimo) lygis, t. y. sugrįžtančių į vandens ar dirvos paviršių molekulių skaičius tampa lygus atitrūkstančių molekulių skaičiui, oras laikomas prisotintu. Vandens garų slėgis tuo metu vadinamas **sočiųjų vandens garų slėgiu**. Sočiųjų vandens garų slėgis didėja augant oro temperatūrai (žr. skyrelį „[Vandens garai ore](#)“).

Jeigu oro temperatūra mažesnė nei garinamo paviršiaus temperatūra, tai garavimas tęsiasi ir tada, kai oras tampa prisotintas. Tokiu atveju vandens garų perteklius kondensuojasi ore ir susidaro **garavimo rūkas**.

Garavimo greitis yra skirtumas tarp atsiplėšiančių ir į skystį sugrįžtančių molekulių skaičiaus. Jis yra išreiškiamas vandens sluoksniu (mm), išgaravusiu per laiko vienetą nuo nagrinėjamo paviršiaus. Garavimo nuo paklotinio paviršiaus greitį ir išgaravusio skysčio kiekį reguliuoja penki svarbiausi veiksniai:

1. Galinčio išgaruoti vandens kiekis.
2. Energijos kiekis, kurį gauna garuojantis paviršius. Vienam vandens gramui išgarinti reikia 2200–2500 J energijos (4.1 lentelė).
3. Oro drėgnumas. Kuo oras sausesnis, tuo intensyvesnis garavimo procesas. Garavimas nutrūksta tada, kai oras virš jo tampa prisotintas.
4. Vėjo greitis virš garuojančio paviršiaus. Turbulencijos metu vandens garai nunešami nuo paviršiaus, o virš jo atsiranda sausesnis oras. Dėl to garavimo procesas nesilpnėja.
5. Atmosferos slėgis. Atmosferos slėgiui mažėjant, garavimo greitis auga (jei kitos sąlygos nesikeičia).

1802 metais anglų chemikas D. Daltonas suformulavo garavimo dėsnį: *garavimo greitis (W) nuo vandens paviršiaus priklauso nuo sočiųjų vandens garų slėgio (E), jei esama paviršiaus temperatūra nekinta, ir vandens garų slėgio ore (e) skirtumo*.

Taigi:

$$W = k \frac{(E-e)}{p}, \quad (7.1)$$

čia k – proporcingumo koeficientas, iš dalies priklausantis ir nuo vėjo greičio, p – atmosferos slėgis (hPa).

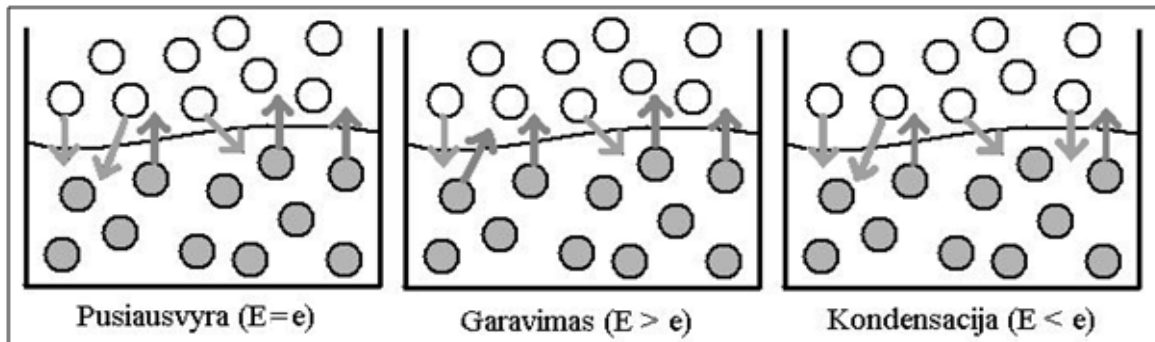
Garavimas nuo dirvos paviršiaus yra žymiai silpnesnis, nes palengva dirva džiūsta ir mažėja galinčio išgaruoti vandens kiekis jos paviršiuje.

Ore vandens molekulės sklinda dėl pačių molekulių judėjimo arba dėl molekulių judėjimo kartu su oru. Antruoju atveju judėjimas daug intensyvesnis, nes jis vyksta dėl paties oro turbulencijos.

Kondensacija

Kondensacija – vandens perėjimas iš dujinės į skystąją būseną. Kondensacijos metu atmosferoje arba ant veikliojo paviršiaus susiformuoja labai maži vandens lašeliai.

Kondensacija prasideda, kai oras tampa prisotintas, o tai yra susiję su temperatūros sumažėjimu (kai pasiekiamas rasos taškas) arba daug rečiau – su vandens garų kiekio padidėjimu. Temperatūrai krintant žemiau rasos taško, vandens garų perteklius, viršijantis kiekį, kurio reikia, kad oras būtų prisotintas, pereina į skystąją būseną (7.2 pav.). Realiais sąlygomis vykstant kondensacijai, atmosferoje vandens garų slėgis neviršija sočiųjų vandens garų slėgio daugiau nei 1–2 %.



7.2 pav. Sočiųjų vandens garų slėgio (E) ir vandens garų slėgio (e) ties vandens paviršiumi palyginimas fazinių virsmų metu

Oro temperatūra oro masėje iki rasos taško gali nukristi dėl šių pagrindinių priežasčių:

- 1) veikliojo paviršiaus ir priežeminio oro sluoksnio atvėsimu dėl efektyviojo spinduliavimo;
- 2) šilto oro kontakto su šaltu veikliuoju paviršiumi;
- 3) artimų prisotinimo būklei dviejų oro masių, kurių temperatūros skirtingos, maišymosi;
- 4) adiabatinio oro kilimo.

Lašai kondensacijos metu formuojasi ant kondensacijos branduolių. **Kondensacijos branduoliai** – tai higroskopiškumu pasižyminčios smulkiausios tirpiųjų arba netirpiųjų medžiagų dalelės, aplink kurias formuojasi vandens lašai. Kondensacijos branduoliai dėl savo higroskopiškumo padidina besiformuojančio lašo pastovumą.

Realioje atmosferoje visada yra didesnis ar mažesnis kondensacijos branduoliais tampančių dalelių kiekis. Pagrindiniai kondensacijos branduoliai yra jūros druskos, patenkančios į orą nuo vandens paviršiaus (~ 20 %), dirvos dalelės (~ 20 %), organinio irimo ir degimo produktai (~ 40 %). Pastarieji ypač didelę reikšmę turi pramoniniuose centruose.

1 cm³ oro prie žemės paviršiaus yra dešimtys tūkstančių, o urbanizuotoje teritorijoje gali būti net šimtai tūkstančių kondensacijos branduolių. Žiemą dėl susilpnėjusio vertikaliojo maišymosi ir padidėjusio ūkinės veiklos intensyvumo (daug aerozolių į orą patenka šildymo metu) kondensacijos branduolių prie žemės paviršiaus dažniausiai yra daugiau negu vasarą. Tačiau 3–4 km aukštyje yra vos keli šimtai kondensacijos branduolių 1 cm³. Vertikalioji kondensacijos branduolių skaičiaus kaita labai priklauso nuo oro maišymosi intensyvumo.

Pagal dydį kondensacijos branduoliai skirstomi taip:

1. **Aitkeno branduoliai** ($r < 0,1 \mu\text{m}$) kondensacijos procesuose atmosferoje praktiškai nedalyvauja, nes tik didesni negu 1,0 μm vandens lašeliai yra pastovūs (neišgaruoja iškart po susiformavimo), realiais sąlygomis esant ne didesniai kaip 1–2 % vandens garų pertekliui. Kad susiformuotų pastovūs itin maži lašeliai, sočiųjų vandens garų slėgis turi būti viršijamas keletą kartų.

2. **Debesų kondensacijos branduoliai** ($0,1 < r < 1,0 \mu\text{m}$) yra pagrindiniai kondensacijos branduoliai atmosferoje.

3. **Gigantiškųjų branduolių** ($r > 1,0 \mu\text{m}$) ore yra nedaug (dažniausiai vos keli kubiniame centimetre), aplink juos formuojasi stambūs lašai debesyse.

Aitkeno branduolių yra šimtus kartų daugiau nei likusiųjų. Todėl realiame lašelių formavimosi procese dalyvaujančių kondensacijos branduolių prie paviršiaus yra vos keli šimtai 1 cm^3 .

Jei ore nebūtų kondensacijos branduolių, tai kondensacija nevyktų net labai persotintame ore. Vis dėlto lašas gali susiformuoti ir be kondensacijos branduolio. Šiuo atveju susidaro molekulių kompleksas, kuris yra nepastovus ir greitai suskyla. Nustatyta, kad tik tuo atveju, kai vandens garų slėgis 4–8 kartus viršija sočiųjų vandens garų slėgį (taip nebūna natūraliomis sąlygomis), tokie molekulių kompleksai ilgesnį laiką gali išsilaikyti stabilūs.

Vandens lašelių užšalimas vyksta homogeninio arba heterogeninio proceso metu. Kai temperatūra labai žema (apie $-40 \text{ }^\circ\text{C}$), dažnai vyksta homogeninis procesas, kurio metu vandens lašeliai užšąla be kristalizacijos branduolių. Todėl manoma, kad didžioji dalis plunksninių debesų formuojasi vykstant homogeniniam procesui.

Vykstant heterogeniniam procesui užšalimas vyksta aukštesnėje temperatūroje, nes vandens lašelis užšąla ant kristalizacijos branduolio paviršiaus (kristalizacijos branduolys būna lašelio viduje arba liečia išorinį lašelio paviršių). **Kristalizacijos branduoliai** – tai labai maži (dažniausiai $0,1\text{--}1 \mu\text{m}$ dydžio) gamtinės ar antropogeninės kilmės aerosoliai. Priešingai nuo debesų kondensacijos branduolių, jie dažniausiai pasižymi hidrofobiškumu (t. y. medžiagos savybė atsiskirti nuo vandens), o jų molekulinė struktūra būna panaši į ledo. Tokios medžiagos paviršius yra užšalimo pagrindas. Kristalizacijos branduolių ore daug mažiau nei kondensacijos.

Vandens lašelių ore temperatūrai nukritus žemiau $0 \text{ }^\circ\text{C}$, jie užšąla ne iš karto, o didelis vandens tūris tokiomis pat sąlygomis užšąla gana greitai. Kai oro temperatūra yra vos keli laipsniai žemiau nulio, vandens lašeliai lieka peršaldytos būsenos ir tik nedidelė jų dalis užšąla. Taip atsitinka dėl kristalizacijos branduolių stokos. Kai oro temperatūra nukrinta iki $-12 \text{ }^\circ\text{C}$, pradeda intensyviai augti jau susiformavę kristalai ir garuoti peršaldyti vandens lašeliai (žr. skyrelį „[Kritulių formavimasis](#)“). Tačiau net orui atšalus iki $-40 \text{ }^\circ\text{C}$, jame galima aptikti labai mažų vandens lašelių.

Tyrimais nustatyta, kad vandens lašelių kristalizacija vyksta tuo intensyviau, kuo didesnis vandens lašelis ir kuo žemesnė oro temperatūra. Lašelis užšąla, kai jo viduje sumažėjus temperatūrai dalies molekulių išsidėstymas įgyja kristalinę struktūrą, o vėliau ši struktūra apima visą lašelį. Dideliuose lašuose egzistuoja didesnė tokio dalies molekulių persitvarkymo tikimybė. Todėl debesyse, sudarytuose iš smulkesnių vandens lašų, intensyvūs kristalizacijos procesai prasideda žemesnėje temperatūroje.

Oro drėgnumo kaita per parą ir per metus

Nusakant absoliutųjį vandens garų kiekį ore, dažniausiai remiamasi vandens garų slėgio reikšme (e , hPa). Vidutinėse platumose vandens garų slėgio paros amplitudė gana maža – pavasarį ir vasarą 2–3 hPa, rudenį ir žiemą 1–2 hPa.

Žemyno gilumoje šiltuoju metų laikotarpiu vandens garų slėgio kaita per parą virš sausos dirvos dažniausiai turi du minimumus ir du maksimumus. Pirmasis minimumas sutampa su oro temperatūros minimumu. Paskui vandens garų slėgis 2–3 valandas greitai auga, vėliau vėl pradeda mažėti ir, praėjus keletui valandų po vidudienio, fiksuojamas antrasis minimumas. Vakarop vandens garų slėgis auga – išryškėja antrasis maksimumas. Paskui vandens garų slėgis mažėja iki ryto.

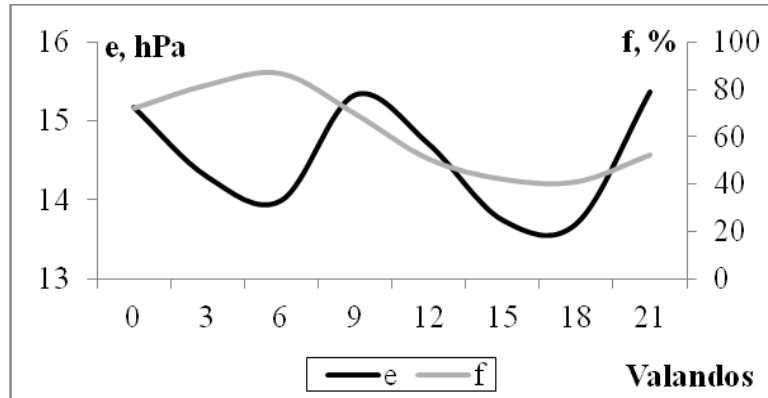
Tokios kaitos per parą pagrindinė priežastis – turbulencijos vystymasis virš sausumos dieną ir paklotinio paviršiaus atvėsimas naktį.

- Ryte kylant oro temperatūrai prasideda intensyvus garavimas nuo paklotinio paviršiaus, todėl vandens garų kiekis ore padidėja.

- Pirmoje dienos pusėje virš įšilusio paviršiaus pradeda vykti turbulencija, kuri ypač sustiprėja apie vidurdienį. Tada vandens garų prisotintas oras nuo veikliojo paviršiaus juda aukštyn, o iš aukštesnių sluoksnių nusileidžia sausesnis oras. Garavimas nuo paviršiaus nespėja kompensuoti drėgmės nuostolių ir vandens garų slėgis sumažėja.

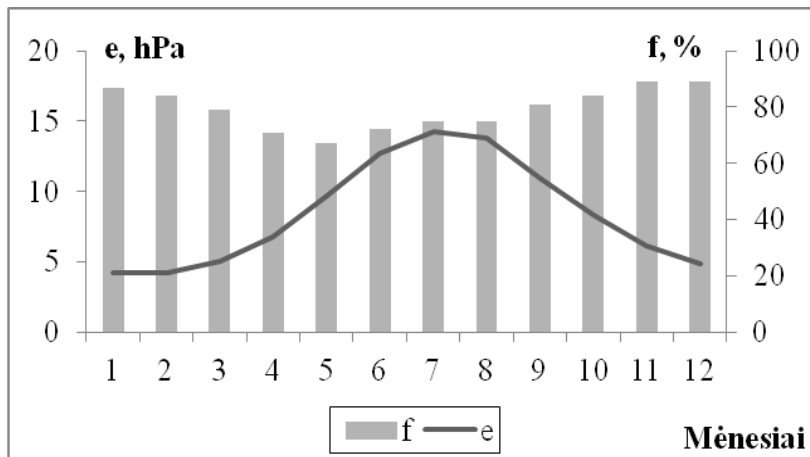
- Pavakare turbulencija silpnėja ir dėl vis dar pakankamai stipraus garavimo nuo paklotinio paviršiaus vandens garų slėgis vėl pradeda didėti.
- Nakties valandomis garavimas beveik visiškai nutrūksta, o atvėsus paviršiui dažniausiai prasideda ir vandens garų kondensacija – iškrinta rasa, formuojasi rūkas. Todėl vandens garų kiekis ore sumažėja (7.3 pav.).

Žiemą, o virš vandens ir labai drėgnos dirvos ištisus metus, vyrauja kitokia vandens garų slėgio paros kaita. Šiuo atveju išryškėja vienas minimumas (nakties pabaigoje) ir vienas maksimumas (apie vidurdienį). Turbulentinės apykaitos intensyvumas dieną ne toks stiprus kaip virš sausos dirvos vasarą. Todėl vandens garų pernaša į viršų yra garavimo kompensuojama. Tokiu būdu vandens garų slėgio paros kaita tampa artima oro temperatūros kaitai.



7.3 pav. Vidutinė vandens garų slėgio (e) ir santykinės drėgmės (f) kaita per parą Kaune 1994 metų liepos mėnesį

Vandens garų slėgio metinė kaita sutampa su temperatūros. Metinė vandens garų slėgio amplitudė tuo didesnė, kuo didesnė metinė temperatūros amplitudė. Tai reiškia, kad žemyninio klimato sąlygomis ji didesnė nei jūrinio klimato sąlygomis (7.4 pav.).



7.4 pav. Vidutinė vandens garų slėgio (e) ir santykinės drėgmės (f) kaita per metus Vilniuje 1971–2000 metais

Didėjant aukščiui vandens garų slėgis mažėja. Tai, kad mažėja ir specifinė oro drėgmė, rodo, jog vandens garų slėgis ir tankis didėjant aukščiui mažėja greičiau nei bendrasis oro slėgis ir tankis. Tokio pobūdžio kaitą sąlygoja tai, jog vandens garų šaltinis yra žemės paviršius, nuo kurio garai iš lėto kyla aukšty. Tam tikrame aukštyje dalis vandens garų kondensuojasi ir gali iškristi kritulių pavidalu.

Kadangi viršutinėje troposferos dalyje oro temperatūra yra labai žema, tai ir vandens garų slėgis yra keliasdešimt kartų mažesnis negu prie veikliojo paviršiaus: pusė viso vandens garų kiekio atmosferoje tenka apatiniams 1,5 km, o 99 % – troposferai. Nors stratosferoje oro temperatūra

didesnė, tačiau dėl labai silpnos drėgmės apykaitos su troposfera vandens garų kiekis ore yra labai mažas.

Santykinio oro drėgnumo ($f = e/E$) kaita per parą priklauso nuo esamo (e) ir sočiųjų (E) vandens garų slėgio. Kaip jau minėta, vandens garų slėgis per parą kinta nedaug, o sočiųjų vandens garų slėgis labai stipriai priklauso nuo oro temperatūros kaitos. Todėl santykinio oro drėgnumo paros kaita yra priešinga oro temperatūros kaitai. Temperatūrai krintant santykinė drėgmė didėja (ir atvirkščiai). Santykinio oro drėgnumo maksimumas dažniausiai sutampa su temperatūros minimumu, o minimumas – su temperatūros maksimumu (7.3 pav.). Be to, apie vidurdienį mažėja ir vandens garų slėgis, todėl santykinis drėgnumas dar labiau sumažėja.

Giedromis dienomis svyravimai yra žymiai didesni nei debesuotomis, nes didesnė ir oro temperatūros paros amplitudė. Mažesni oro temperatūros svyravimai lemia mažesnius santykinio oro drėgnumo pokyčius per parą šaltuoju metų laikotarpiu.

Per metus santykinė oro drėgmė taip pat kinta atvirkščiai proporcingai oro temperatūrai: vidutiniškai žiemą ji didžiausia, o pavasario pabaigoje bei vasarą – mažiausia (7.4 pav.). Virš vandenyno ši paros ir metų kaita žymiai silpnesnė.

Santykinė drėgmė vertikalia kryptimi kinta ne taip dėsningai, nors vidutiniškai santykinis oro drėgnumas mažėja didėjant aukščiui. Lygiuose, kuriuose vyksta debesodaros procesai, santykinis drėgnumas padidėja, o inversiniuose sluoksniuose dėl temperatūros kilimo didėjant aukščiui – sumažėja.

Kondensacija ant žemės paviršiaus ir antžeminių objektų

Vandens garai kondensuojasi ir atmosferoje, ir drėgnam orui susilietus su santykinai šaltu paviršiumi, ant veikliojo paviršiaus. Be to, peršaldyti vandens lašeliai, patekę ant šalto pagrindo, užšąla. Kadangi abu procesai dažnai vyksta kartu, dėl šių procesų susidarantys produktai jungiami į vieną grupę ir vadinami **susidarančiais ant objektų ir paklotinio paviršiaus hidrometeorais**. Jie skirstomi į:

- a) rasą ir šarmą;
- b) šerkšną;
- c) lijundrą;
- d) plikledį.

Rasa – smulkūs skysti kondensacijos ant kietų paviršių produktai, dažniausiai susiformuojantys vakare ar naktį šiltuoju metų laiku.

Šarma – įvairios formos kelių milimetrų dydžio ledo kristalai, susidarantys ant kietų paviršių tokiomis pat sąlygomis kaip ir rasa, tik esant neigiamai veikliojo paviršiaus temperatūrai.

Dažniausiai pasitaikantis hidrometeoras – **rasa**. Rasos susiformavimo priežastis – dirvos paviršiaus ir augalų spindulinis vėsimas iki rasos taško temperatūros ir žemiau. Oras, liesdamasis su veikliuoju paviršiumi, atvėsta ir prasideda vandens garų, esančių ore, kondensacija.

Orui atvėsus iki rasos taško gali susiformuoti ir rasa, ir rūkana ar rūkas. Rasa formuojasi daug dažniau nei rūkas. Visų pirma, vėstant paklotiniam paviršiui, formuojasi spindulinio atvėsimo inversijos (žr. skyrelį „[Inversijos](#)“). Paviršius būna vėsesnis nei virš jo esantis oras, todėl vandens garai kondensuojasi ant jo. Kadangi iškrintant rasai mažėja vandens garų kiekis ore, mažėja ir intensyvios rūkanos ar rūko susiformavimo tikimybė.

Vis dėlto, jei rūkas susiformuoja, paklotinis paviršius toliau nebevėsta, o pradeda lėtai šilti, nes žemės paviršiaus spinduliavimas yra stipriai rūko sugeriamas, ir priešpriešis spinduliavimas tampa lygus jam. Be to, paviršius gauna šilumos iš aukštesnių oro (inversiniame sluoksnyje oro temperatūra kyla) ir gilesnių dirvos sluoksnių. Pakilus paviršiaus temperatūrai rasos intensyvumas pradeda mažėti. Taigi iškritus gausiai rasai intensyvus rūkas dažniausiai nesusidaro, o susiformavus rūkui nėra palankių sąlygų rasai iškristi.

Ant augalų lapų susidarantys vandens lašai dažniausiai susilieja tarpusavyje ir suformuoja stambius vandens lašus. Būtina rasos susidarymo sąlyga – giedras ir mažai vėjuotas oras. Giedroms naktims būdingas stiprus spindulinis dirvos paviršiaus ir augalų atvėsimas, o silpnas vėjas atneša naujų drėgno oro porcijų. Pučiant stipriam vėjui oras maišosi intensyviau ir nespėja atvėsti iki rasos

taško. Jeigu paviršiaus temperatūra mažesnė negu $0\text{ }^{\circ}\text{C}$, ant paviršiaus gali prasidėti sublimacijos procesas ir formuotis **šarma**. Šarma gali susidaryti ir ant sniego dangos.

Vidutinėse platumose per naktį gali susiformuoti 0,05–0,15 mm rasos sluoksnis, o per metus suminis rasos kiekis gali siekti daugiau kaip 10 mm.

Šerkšnas – baltos purios arba matinės trapios sniego pavidalo nuosėdos, susidarancios ant medžių šakų, laidų ir kitų plonų daiktų.

Šerkšnas formuojasi per šalčius dažniausiai esant rūkui dėl vandens garų sublimacijos arba peršaldytų lašelių prišalimo liečiantis su daiktais. Šerkšnas gali susidaryti bet kuriuo paros metu. Šerkšnas stipriausiai auga priešvėjinėje objekto pusėje, kita vertus, stiprus vėjas nesunkiai nupučia susiformavusius kristalus. Pagal formavimosi sąlygas šerkšnas skirstomas į kristalinį ir grūdėtąjį.

Kristalinis šerkšnas sudarytas iš plonų siūliškos formos ledo kristalėlių. Jų ilgis siekia 1 cm, o retais atvejais kristalinio šerkšno storis gali būti ir kelių centimetrų. Jis formuojasi žemoje temperatūroje (-11 – $-25\text{ }^{\circ}\text{C}$), esant tykai ar pučiant silpnam vėjui ir vykstant vandens garų susidariusių garuojant rūko lašeliams, sublimacijai. Kai oro temperatūra ypač žema, kristalinis šerkšnas gali formuotis ir tada, kai rūko nėra. Išnyksta didėjant temperatūrai arba mažėjant santykinei drėgmei. Kadangi jo struktūra labai trapi, kristalai lengvai nubyra pučiant stipresniam vėjui.

Grūdėtasis šerkšnas – sniego pavidalo purus ledas, dažniausiai susiformuojantis vėjuotu oru, esant rūkui, kai oro temperatūra -2 – $-7\text{ }^{\circ}\text{C}$ (gali formuotis ir žemesnėje temperatūroje). Rūko lašeliai prišala prie atvėsusių paviršių taip greitai, jog nespėja prarasti savo formos. Todėl besiformuojantis šerkšnas yra sudarytas iš labai smulkių grūdelių. Grūdėtojo šerkšno storis gali siekti keliasdešimt centimetrų ir išsilaikyti keletą dienų iš eilės. Kylant oro temperatūrai ir didėjant rūko lašeliams, šerkšno tankis didėja ir jis pamažu virsta lijundra. Žemėjant temperatūrai ir silpnėjant vėjui, grūdėtasis šerkšnas gali virsti kristaliniu šerkšnu.

Dar vienas kiek kitaip susiformuojantis, bet ant paklotinio paviršiaus susidarantis hidrometeoras yra **lijundra**. Anksčiau išvardytų hidrometeorų formavimosi procese vyravo kondensacija ar sublimacija bei itin smulkių rūko lašelių prišalimas, o lijundrai susidaryti reikalingi peršaldyti kritulių lašeliai.

Lijundra – tai tankus ledas, susiformavęs ant žemės paviršiaus ar įvairių daiktų dėl peršaldyto lietaus, dulksnos ar stambių tankaus rūko lašelių prišalimo ant šalto paklotinio paviršiaus.

Lijundra padengia paviršius, ant kurių krinta peršaldyti lietaus lašeliai. Lijundros storis gali siekti kelis centimetrus ir sukelti medžio šakų lūžinėjimą, elektros laidų trūkinėjimą ir t. t. Lijundra dažniausiai formuojasi, kai oro temperatūra 0 – $-7\text{ }^{\circ}\text{C}$ (retais atvejais gali formuotis ir $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$ oro temperatūroje). Lijundra skirstoma į **skaidriąją** ir **matinę** (pastaroji susidaro žemesnėje temperatūroje iš smulkesnių dulksnos dalelių ir primena grūdėtąjį šerkšną).

Plikledis – tai ledo sluoksnis ant žemės paviršiaus, susidaręs po atodrėkio ar lietaus dėl tolesnio oro atvėsimo.

Skirtingai nuo lijundros, plikledis susidaro tik ant žemės paviršiaus. Plikledžiui neretai priskiriamas ir automobilių suvažinėtas sniegas.

Rūkas

Rūkas susidaro dėl vandens garų kondensacijos priežeminiame atmosferos sluoksnyje. Susidarę vandens lašeliai išsklaido, atspindi šviesą ir mažina matomumą. Kai kondensacijos produktai yra stambūs, o jų koncentracija didelė, matomumas gali labai stipriai sumažėti.

Rūkas – kondensacijos produktų (lašų bei kristalų) sankaupa prie paviršiaus ir su tuo susijęs stiprus oro drumstumas, kai matomumas mažesnis negu 1 km. Jei oro drumstumas ne toks didelis (matomumas nuo 1 iki 10 km), reiškinys vadinamas **rūkana**.

Pagal matomumo nuotolį, rūkas ir rūkana gali būti skirstomi į kelias papildomas kategorijas: 4–10 km – silpna rūkana; 2–4 km – vidutinio stiprumo rūkana; 1–2 km – stipri rūkana; 500–1000 m

– silpnas rūkas; 50–500 m – stiprus rūkas; < 50 m – labai stiprus rūkas. Kai kuriose klasifikacijose riba tarp silpno ir stipraus rūko yra ne 500, o 200 m.

Rūkas susiformuoja dėl dviejų pagrindinių priežasčių: oro temperatūros atvėsimo ir vandens garų kiekio ore padidėjimo.

Kadangi pagrindinė rūko formavimosi priežastis yra oro atvėsimas, lemiamą reikšmę rūko pasikartojimo kaitai per parą turi oro temperatūra: labai aiškiai išryškėja maksimumas ankstyvą rytą ir minimumas popiečio valandomis. Ypač ryški spindulinio rūko pasikartojimo kaita per parą.

Esant aukštai temperatūrai sočiųjų vandens garų slėgis labai greitai kinta priklausomai nuo temperatūros, o temperatūrai svyruojant apie 0 °C pokyčiai ne tokie ryškūs (2.1 pav.). Todėl vasaros rytais rūkas išsisklaido labai greitai (kylant temperatūrai oras greitai tampa neprisotintas), o žiemą rūkas sklaidosi daug lėčiau, nes ir temperatūra žiemos rytais kyla ne taip greitai.

Rūko pasikartojimo kaita per metus labai priklauso nuo vietos sąlygų. Lietuvoje rūkas dažniausiai susidaro lapkričio–kovo mėnesiais (pajūryje – kovo–gegužės mėnesiais), o rečiausiai – gegužės–liepos mėnesiais (pajūryje – rugpjūčio mėnesį).

Vėsimo rūkas

Dėl oro atvėsimo susidarantis rūkas skirstomas į spindulinio atvėsimo, advekinį ir šlaitų.

Spindulinio atvėsimo rūkas susidaro dėl efektyviojo spinduliavimo ir vėlesnio silpno turbulentinio oro maišymosi, atvėsus veikliajam paviršiui ir priežeminio oro sluoksniui. Kuo žemiau rasos taško nukrinta temperatūra, tuo stipresnis formuojasi rūkas.

Spinduliniam rūkui formotis palankios sąlygos yra šios:

1. Didelė santykinė oro drėgmė prieš rūko formavimosi pradžią – kuo didesnė santykinė drėgmė, tuo mažiau turi atvėsti oras.
2. Giedras dangus (gali būti viršutinio aukšto debesų) mažina priešpriešinį spinduliavimą ir greitina paklotinio paviršiaus vėsimą.
3. Silpnas vėjas priežeminiame oro sluoksnyje. Stiprus vėjas labai didina turbulenciją ir išsklaido rūką, o kai vėjo nėra, turbulentinis oro maišymasis praktiškai nevyksta ir todėl stipriai atvėsta tik pats žemiausias plonas oro sluoksnis.

Jei žemiau rasos taško atvėsta tik arčiausiai paviršiaus esantis atmosferos sluoksnis, susidaro **priežemio rūkas**. Šis rūkas formuojasi dėl naktinio paklotinio paviršiaus atvėsimo susidarant inversiniam sluoksniui, kuriame vertikalusis oro maišymasis labai susilpnėja. Todėl vandens garai nekyla aukšty. Tokio rūko storis gali siekti keliasdešimt metrų. Priežemio rūkas formuojasi naktį ir dažniausiai greitai išnyksta ryte pašvietus Saulei.

Neretai susidaro rūkas, kurio storis neviršija 2–3 m, t. y. **pažemio rūkas**. Pažemio rūkas formuojasi virš sausumos giedromis ir ramiomis naktimis. Jo pasiskirstymas lokalus, jis dažnai susidaro įdubose, arti pelkių, miško aikštelėse ir t. t., ten kur žemesnė oro temperatūra arba ore yra daugiau vandens garų.

Šaltuoju metų laiku stacionariuosiuose anticiklonuose formuojasi **aukštasis rūkas**. Dėl nuolatinio oro vėsimo prie žemės paviršiaus ir turbulentinės vandens garų pernašos į viršų poinversiniame (anticiklonuose formuojasi žemyneigių srautų inversijos) sluoksnyje formuojasi sluoksniniai debesys, kurių apatinė riba gali pasiekti žemės paviršių. Tokiu atveju susidaro aukštasis (iki kelių šimtų metrų aukščio) rūkas. Toks rūkas gali apimti didelius rajonus ir išsilaikyti keletą dienų ar net ilgesnį laiko tarpą.

Advekinis rūkas formuojasi šiltoje oro masėje, judančioje ant šaltesnio veikliojo paviršiaus. Pradedama vėsti apatinė oro masės dalis ir susidaro priežeminė inversija. Vandens garų kondensacija prasideda prie žemės paviršiaus ir vyksta visame inversijos sluoksnyje.

Advekiniam rūkui formotis reikalinga:

- 1) didelė ateinančios oro masės santykinė drėgmė;
- 2) didelis oro masės ir veikliojo paviršiaus temperatūros skirtumas, šiuo atveju oro masė greičiau ir stipriau vėsta;
- 3) silpnas vėjas priežeminiame oro sluoksnyje;

4) specifinės oro drėgmės didėjimas (arba nesikeitimas) didėjant aukščiui. Būtina, kad turbulentinės apykaitos metu iš viršutinių atmosferos sluoksnių atnešamas oras būtų beveik prisotintas;

5) oro temperatūros didėjimas inversiniame sluoksnyje neturi būti itin staigus, nes tuo atveju labai susilpnėja turbulentinė apykaita.

Vasarą advekcinis rūkas dažnesnis virš jūros (nes oras virš jūros paviršiaus šaltesnis nei virš sausumos), žiemą – virš sausumos.

Šlaitų rūkas formuojasi dėl adiabatinio oro atvėsimo ir vandens garų kondensacijos, oro masei kalvotose vietovėse kylant į viršų palei šlaitą. Kad formuotųsi rūkas, atmosfera turi būti pastoviai stratifikuota, nes priešingu atveju vystosi ne rūkas, o kamuoliniai debesys.

Dažnai rūkas formuojasi dėl kelių priežasčių vienu metu: ir dėl šiltos oro masės advekcijos, ir dėl vėlesnio jos spindulinio atvėsimo. Toks rūkas vadinamas **advekciniu spindulinio atvėsimo**.

Vėsimas rūkas susidaro, kai oro temperatūra nukrinta 2–3 °C žemiau rasos taško, esant teigiamajai temperatūrai, ir daugiau negu 3 °C, esant neigiamajai temperatūrai. Šaltame ore yra mažiau vandens garų, todėl oras turi stipriau atvėsti, kad susidarytų rūkui reikalingas kondensacijos produktų kiekis.

Garavimo rūkas

Jei oro ir paklotinio paviršiaus temperatūra yra vienoda, garavimas nuo veikliojo paviršiaus gali vykti tik tol, kol oras taps prisotintas. Vėliau vandens garų kiekis ore nedidės, nes nusistovės dinaminė pusiausvyra tarp paviršių paliekančių ir į jį sugrįžtančių molekulių skaičiaus.

Tačiau tuo atveju, jei garuojančio paviršiaus temperatūra yra žymiai aukštesnė nei oro, garavimas nenutrūks ir orui tapus prisotintam, nes vis daugiau vandens molekulių dar atitrūks nuo paviršiaus, nei sugrįš į jį. Susidaręs vandens garų perteklius ore kondensuos.

Tokios sąlygos gali susidaryti šaltai oro masei judant virš šilto vandens paviršiaus. Garavimo rūkas itin tankus žiemą jūros pakrantėse, ypač vietovėse, kur susidaro sniego danga. Šiuo atveju susidaro dideli temperatūros kontrastai tarp sausumos ir neužšalusios jūros. Virš santykinai šilto vandens paviršiaus atmosfera tampa nepastoviai stratifikuota, ir tai skatina turbulentinį oro maišymąsi. Tačiau stratifikacijos nepastovumu dažniausiai pasižymi tik apatinis (50–100 m) oro sluoksnis, o aukščiau išlieka virš vėstančios sausumos susiformavusi inversija, todėl rūkas formuojasi poveršiniame sluoksnyje. Kuo žemiau apatinė inversijos riba ir kuo žemesnė atslenkančio oro temperatūra, tuo intensyvesnis formuojasi garavimo rūkas.

Temperatūrų skirtumas, būtinas rūkui susiformuoti, priklauso nuo atslenkančios oro masės santykinio drėgnumo bei jos judėjimo greičio. Didėjant oro masės santykinei drėgmei ir mažėjant jos judėjimo greičiui (mažėja vertikalojo maišymosi sluoksnio storis), sumažėja ir minimalus būtinas temperatūros tarp garuojančio paviršiaus ir atslenkančios oro masės skirtumas.

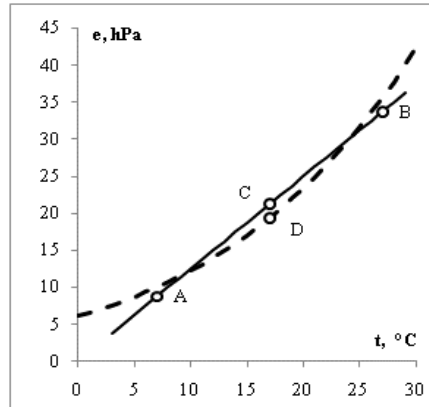
Rudenį arba vasaros naktimis garavimo rūkas būdingas ir teritorijoms virš nedidelių vandens telkinių (ežerų, upių ir kt.). Tokiu metu vandens paviršiaus temperatūra dažniausiai yra aukštesnė nei oro, be to, šaltas ir sunkus oras suteka į žemesnes vietas virš vandens telkinių. Garavimo rūkas gali susiformuoti ir vakare po lietaus, kai garavimas nuo dirvos intensyvus, o oras greitai vėsta. Abiem šiais atvejais rūko formavimasis yra susijęs ir su garavimu, ir su spinduliniu oro atvėsimu (pastarojo veiksmo reikšmė didesnė).

Garavimo rūko tipui priskirtinas ir **frontinis rūkas**, susidarantis prieš einant šiltajam arba praėjus šalatajam frontui. Iškritę krituliai šaltoje oro masėje garuoja, todėl labai išauga drėgmės kiekis šaltoje oro masėje.

Maišymosi rūkas

Dar vienas rūko susidarymo mechanizmas, daugiau siejamas su garavimo rūku, yra dviejų oro masių, turinčių skirtingas hidroterminines savybes, maišymasis. **Maišymosi rūkas** susidaro todėl, jog sočiųjų vandens garų slėgio priklausomybė nuo oro temperatūros yra ne tiesės, o eksponentės pobūdžio (7.5 pav.).

7.5 paveiksle taškai A (e_1, t_1) ir B (e_2, t_2) rodo dviejų oro masių būseną prieš susimaišant: vandens garų slėgis e oro masėse yra šiek tiek mažesnis už sočiųjų vandens garų slėgį E (pastarojo dydžio priklausomybę nuo oro temperatūros rodo punktyrinė linija). Taškas C atspindi jau susimaišiusios oro masės būseną. Jis yra ant linijos, jungiančios A su B, ir dalija ją pusiau. Vandens garų slėgis taške C yra didesnis nei sočiųjų vandens garų slėgis toje pačioje temperatūroje (taškas D), todėl prasideda kondensacijos procesas ir formuojasi rūkas. Maišymosi būdu rūkas gali susidaryti tik esant dideliems besimaišančių oro masių temperatūros skirtumams bei santykiniam drėgnumui. Maišymasis turi labai didelę įtaką formuoti priekrantiniams rūkams, kai sausumos ir vandens telkinių paviršiaus temperatūra labai skiriasi.



7.5 pav. Schema, aiškinanti maišymosi rūko formavimąsi

Rūko sudėtis ir vandeningumas

Kai oro temperatūra teigiama, rūkas susideda iš lašelių, kurių daugumos spindulys 2–10 μm . Esant rūkanai jų dydis mažesnis ($< 1 \mu\text{m}$). Kai temperatūra neigiama, rūkas susideda iš peršaldytų lašelių, o kai temperatūra nukrinta žemiau nei -10°C – ir iš ledo kristalų. Esant labai žemai temperatūrai, rūkas dažniausiai būna sudarytas vien iš ledo kristalų, tačiau pasitaiko atveju, kai net -30°C temperatūroje pasitaiko mišrus lašelių ir kristalų rūkas. Rūko kristalai paprastai yra didesni negu lašeliai.

Matomumas rūko metu priklauso nuo lašelių ar kristalų dydžio bei skaičiaus. Viena svarbiausių charakteristikų – **rūko vandeningumas**, t. y. skystos ar kietos būsenos vandens masė tūrio vienetu. Rūko vandeningumas daugiausia priklauso nuo oro temperatūros ir kinta nuo 0,02 iki 1 g/m^3 (retais atvejais iki $2,0 \text{ g/m}^3$). Kylant oro temperatūrai didėja tik su oro atvėsimu susijusio rūko vandeningumas. Esant garavimo rūkui, dažniausiai būna priešingai: didėjant oro temperatūrai rūko vandeningumas mažėja, nes mažėja kontrastas tarp garuojančio paviršiaus ir oro temperatūros (garavimo rūkas dažniausiai pasitaiko šaltuoju metų laiku, kai vandens paviršiaus temperatūra yra visada artima 0°C), kartu mažėja ir garavimo intensyvumas.

Debesys

Kai oro garai kondensuojasi prie pat žemės paviršiaus, formuojasi rūkas. Tuo tarpu aukščiau ore kondensacijos metu susidaro kondensacijos produktų (lašelių ir kristalų) sankaupos, vadinamos **debesimis**. Esminio skirtumo tarp debesų ir rūko nėra.

Debesys intensyviai dalyvauja drėgmės apykaitoje, keičia veiklojo paviršiaus bei troposferos oro spindulinį ir šiluminį režimą. Debesyse vyksta daug cheminių reakcijų, o cheminės medžiagos juose pernešamos iš vieno Žemės rajonų į kitus.

Debesys, kaip ir rūkas, formuojasi vykstant vandens garų kondensacijai ir sublimacijai atmosferoje dėl padidėjusio vandens garų kiekio arba sumažėjusios oro temperatūros (dažnai abu procesai vyksta vienu metu). Laisvojoje atmosferoje pagrindinis procesas, lemiantis oro temperatūros žemėjimą ir debesų formavimąsi, yra adiabatinis oro kilimas. Dažniausiai adiabatinis oro kilimas vyksta dėl konvekcijos, oro judėjimo palei fronto paviršių ar kalvų šlaitus. Oro temperatūra žemėja taip pat dėl spindulinio oro vėsimu ir turbulentinio maišymosi.

Debesų elementai (lašai ir kristalai) yra tokie maži, kad jų masę atsveria trinties jėga. Nejudančiame ore lašelių kritimo greitis – kelios centimetro dalys per sekundę, o kristalų – dar mažesnis. Dėl atmosferos turbulencijos šie elementai visai neiškrinta, o ilgą laiką būna pakibusios būsenos. Jei santykinis drėgnumas ore, kuriame yra debesis, ilgą laiką mažėja, tai debesis išgaruoja. Esant palankioms sąlygoms debesų elementai stambėja ir tampa pakankamai sunkūs, kad iškristų iš debesies kaip krituliai. Vieni debesis egzistuoja labai trumpą laiką (kai kurie kamuoliniai debesis vos 10–15 minučių), kiti, nors ir išlieka ilgiau, bet yra dinaminės būsenos, t. y. vieni debesų elementai išgaruoja, kiti kondensuojasi.

Debesis išnyksta, kai vandens garų slėgis debesyje nutolsta nuo prisotinimo būsenos ir vandens lašeliai išgaruoja. Tai atsitinka augant oro temperatūrai arba mažėjant vandens kiekiui ore. Oro temperatūra debesis viduje gali padidėti adiabatinių (orui leidžiantis) ar spindulinių (debesį sušildo trumpabangė arba ilgabangė spinduliuotė) procesų metu. Vandens kiekis debesyje sumažėja iškritus krituliams. Dar vienas svarbus debesų išnykimo mechanizmo pavyzdys yra turbulentinis maišymasis, kai į debesį iš aplinkos patenka nauja sausesnio oro porcija, todėl sumažėja vidutinis santykinis oro drėgnumas. Pastarasis mechanizmas būdingas konvekcinių debesų skaidymuisi. Spinduliniai procesai lemiamą vaidmenį vaidina sklaidantis gerai horizontalia, bet silpnai vertikalia kryptimi išsivysčiusiems banguotiesiems bei sluoksniniams debesims.

Debesų formavimasis

Skiriami šie pagrindiniai procesai, kurių metu drėgnas oras kyla į viršų:

- 1) terminė atmosferos konvekcija;
- 2) orografinis kilimas;
- 3) frontinis kilimas;
- 4) konvergencija ir divergencija atmosferoje;
- 5) dinaminė turbulencija;
- 6) banginiai procesai.

Terminė atmosferos konvekcija. Vykstant terminiai atmosferos konvekcijai (žr. skyrelį „[Atmosferos konvekcija](#)“), kildami atskiri oro tūriai susilieja į vieną ir susidaro galingas aukštyneigis oro srautas. Tuo tarpu pagrindinio srauto periferijoje formuojasi daugybė smulkesnių kompensuojančių žemyneigių judesių. Kildamas oras adiabatiškai vėsta ir gali susiformuoti debesis. Apatinė debesų riba sutampa su kondensacijos lygiu, o viršutinė – su konvekcijos lygiu. Konvekcijos lygis gali būti ir kiek aukščiau nei riba, ties kuria kylančio oro temperatūra susilygina su aplinkos temperatūra, nes greitai judantis oras gali iš inercijos pakilti aukščiau. Sluoksniai su temperatūros inversija arba su mažais teigiamais temperatūros gradientais stabdo konvekcijos vystymąsi. Kai debesų viršūnė pasiekia tokius sluoksnius, debesodaros procesas sustoja.

Frontinis kilimas. Adiabatinis oro kilimas vyksta palei fronto paviršius. Dažniausiai tokio pobūdžio vertikalieji judesiai yra labai lėti – keli centimetrai per sekundę. Tai būdinga lėtai judantiems atmosferos frontams, kurių paviršiai lėkšti. Greitai judančių šaltų atmosferos frontų priekinė dalis dėl trinties į paklotinį paviršių yra ganėtinai stati, todėl šiltas oras staigiai išstumiamas į viršų (vyksta dinaminė konvekcija). Abiem atvejais formuojasi specifinės sudėtingos debesų sistemos, sudarytos iš kelių debesų sluoksnių.

Konvergencija ir divergencija atmosferoje. Oras pradeda kilti, jei apatinėje troposferoje oro srautai artėja vieni prie kitų (pavyzdžiui, ciklono centre). Vertikaliuosius oro judesius gali sukelti ir oro srautų divergencija viršutinėje troposferoje. Susidariusį oro nepriteklių stengiasi kompensuoti iš apačios kylantis oras. Konvergentinis kilimas nėra toks intensyvus kaip konvekcinis, todėl jo metu formuojasi mažiau vertikalia kryptimi išsivystę debesis. Oro srautų konvergencija būdinga ir atmosferos frontams.

Dinaminė turbulencija. Dėl trinties poveikio formuojasi turbulentiniai judesiai prie paviršiaus. Priežeminis oras kyla į viršų ir adiabatiškai vėsta, o iš viršutinės turbulentinio sluoksnio dalies oras šildamas leidžiasi žemyn. Tokia šilumos apykaita vyksta tol, kol vertikalusis temperatūros gradientas trinties sluoksnyje tampa artimas adiabatiniam. Pastoviai stratifikuotoje oro masėje ties viršutine trinties sluoksnio riba formuojasi pakilioji inversija, stabdanti vertikalųjį

oro maišymąsi. Ji gali susijungti su aukšto slėgio laukui būdinga žemyneigių srautų inversija. Per turbulentinį maišymąsi išsilygina ir drėgmės kiekis trinties sluoksnyje. Jeigu trinties sluoksnyje kylančio oro temperatūra nukrinta žemiau rasos taško, formuojasi debesys, kurių pagrindas atitinka kondensacijos lygį, o viršūnė – apatinę inversijos sluoksnio ribą. Jei virš trinties sluoksnio stratifikacija yra nepastovi, gali pradėti formuotis konvekciniai debesys.

Spindulinis oro vėsimas taip pat turi didelę įtaką susidaryti debesims poveršiniame sluoksnyje. Orui vėstant žemiau nusileidžia kondensacijos lygis, daugėja kondensacijos produktų (debesys tampa tankesni ir storesni).

Orografinis kilimas. Kai oro srautas pasiekia kalnų ar kalvų grandinę, jis pradeda šlaitu kilti į viršų. Aukštyneigis judesys perduodamas ir į aukštesnius (esančius virš orografinės kliūtis) oro sluoksnius. Kildamas oras adiatiškai vėsta. Priklausomai nuo kondensacijos lygio aukščio, debesys formuojasi žemiau kalno keteros, ties ja ar aukščiau. Kadangi Saulės spinduliuotė įkaitina kalnų šlaitus ir oras prie jų būna šiltesnis nei tame pačiame lygyje virš slėnio, formuojasi terminė konvekcija, sustiprinanti orografinį oro kilimą. Orografiniai debesys visada dinaminės būsenos, nors dažniausiai išlieka toje pačioje vietoje: priešvėjinėje keteros pusėje vyksta oro kilimas ir kondensacija, užuovėjinėje – adiabinis leidimasis ir garavimas.

Banginiai procesai. Horizontalia kryptimi judantis oras gali pradėti kilti į viršų arba leisti žemyn dėl banginių procesų atmosferoje. Dažniausiai bangos atmosferoje formuojasi oro srautams sutikus stambių kliūčių (pavyzdžiui, kalnų grandinę) ar dėl staigių vėjo greičio ir krypties bei oro tankio pokyčių vertikalyje. Oro tankio ir vėjo rodiklių pokyčiai itin būdingi inversiniams sluoksniams, ties kurių ribomis dažnai formuojasi bangos.

Bangos keteros link kylančio ir adiatiškai vėstančio oro temperatūra gali nukristi žemiau rasos taško. Šiuo atveju formuojasi banguotą struktūrą turintys debesys.

Debesų klasifikacijos

Troposfera pasižymi didele debesų formų įvairove. Šiuolaikinėje tarptautinėje morfologinėje debesų klasifikacijoje skiriama dešimt pagrindinių formų *pagal išorinį vaizdą* (daugiau informacijos priede „[Vadovas debesims pažinti](#)“):

- 1) plunksniniai (*Cirrus, Ci*);
- 2) plunksniniai kamuoliniai (*Cirrocumulus, Cc*);
- 3) plunksniniai sluoksniniai (*Cirrostratus, Cs*);
- 4) aukštieji kamuoliniai (*Alto cumulus, Ac*);
- 5) aukštieji sluoksniniai (*Altostratus, As*);
- 6) sluoksniniai lietaus (*Nimbostratus, Ns*);
- 7) sluoksniniai kamuoliniai (*Stratocumulus, Sc*);
- 8) sluoksniniai (*Stratus, St*);
- 9) kamuoliniai (*Cumulus, Cu*);
- 10) lietaus kamuoliniai (*Cumulonimbus, Cb*).

Visų šių formų debesys yra sutinkami jiems būdingame aukštyje. Skiriami trys aukštai: viršutinio aukšto debesų pagrindas vidutinėse platumose yra 6–13 km, vidurinio – 2–7 km, žemutinio aukšto – iki 2 km aukščio. *Plunksniniai, plunksniniai kamuoliniai* ir *plunksniniai sluoksniniai* debesys priklauso viršutiniam aukštui, *aukštieji kamuoliniai* ir *aukštieji sluoksniniai* – viduriniam, *sluoksniniai, sluoksniniai kamuoliniai* ir *sluoksniniai lietaus* – apatiniam aukštui. *Aukštieji sluoksniniai* debesys dažnai patenka į viršutinį, o *sluoksniniai lietaus* – į vidurinį aukštą. *Kamuolinių* ir *lietaus kamuolinių* debesų pagrindas beveik visada yra žemutiniame aukšte, bet jų viršūnės dažnai prasiskverbia į vidurinį, o *lietaus kamuolinių* – net ir į viršutinį aukštą (7.6 pav.). Todėl šie debesys vadinami **vertikaliosios raidos** debesimis.

Pagal genetines formavimosi sąlygas debesys gali būti skirstomi į tris klases:

- 1) **kamuoliniai debesys** – stipriai vertikaliai ir gana mažai horizontaliai išsivystę debesys, susidarantys orui intensyviai judant vertikalia kryptimi nepastoviai stratifikuotoje oro masėje;

- 2) **banguotieji debesys** – stipriai horizontaliai ir silpnai vertikaliai išsivystę debesys, susidarantys per banginius procesus atmosferoje;
- 3) **sluoksniniai debesys** – dažniausiai pagal fronto paviršių kylančių oro masių suformuotas debesų sluoksnis, kurio horizontalusis dydis šimtus kartų didesnis už vertikalųjį.

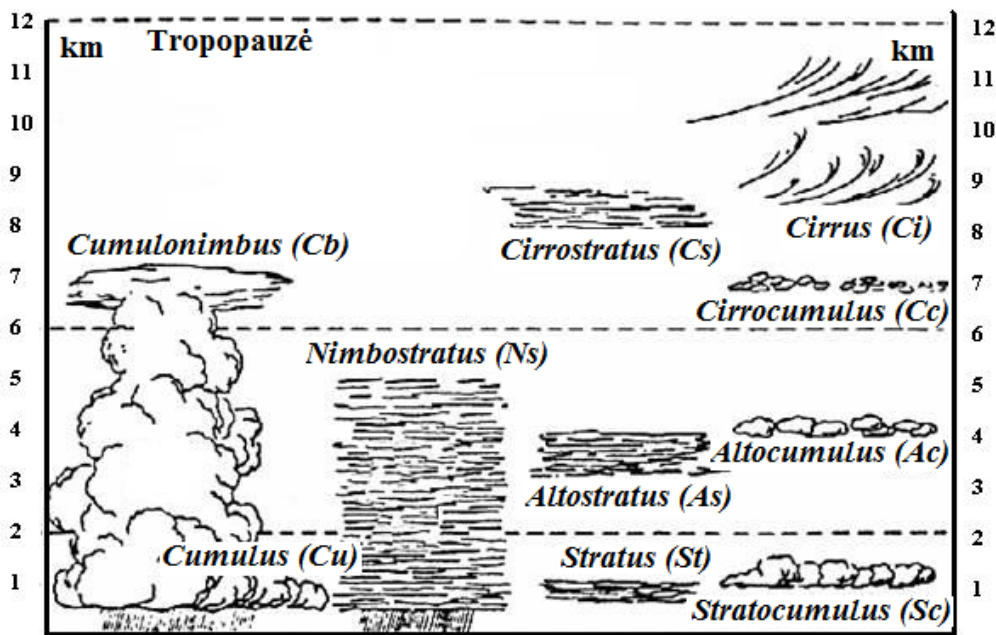
Remiantis *debesodaros procesu, vykstančių oro masės viduje ir fronto paviršiuose, ypatumais*, debesys gali būti skirstomi į dvi pagrindines grupes:

1) oro masės vidaus debesys:

- a) pastoviai stratifikuotos oro masės debesys,
- b) nepastoviai stratifikuotos oro masės debesys;

2) frontiniai debesys:

- a) šiltojo fronto debesys,
- b) šaltojo fronto debesys;
- c) okliuzijos fronto debesys.



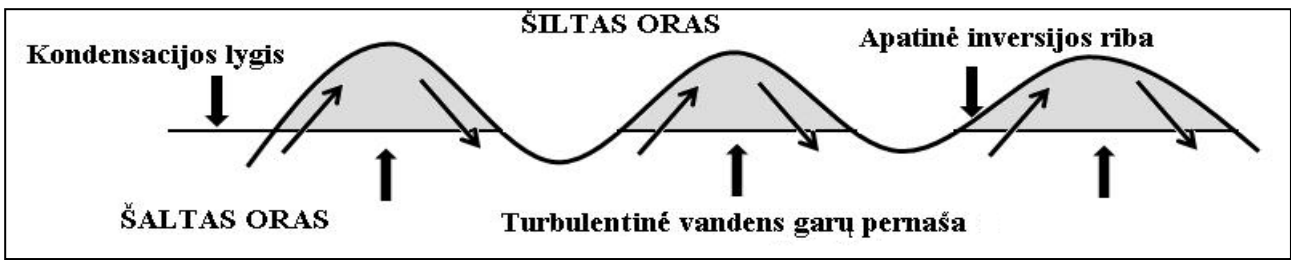
7.6 pav. Pagrindinės debesų formos (Wolkenklassifikation, 2004)

Pastoviai stratifikuotų oro masių debesys

Vykstant šilto oro masės advekcijai oras vėsta iš apačios, todėl stratifikacija tampa pastovi. Be to, priežeminis oro sluoksnis atvėsta žiemos metu arba naktį. Pastoviai stratifikuotose oro masėse pagrindinis debesodaros procesas yra santykinai silpna dinaminė turbulencija. Adiatiškai kylantis oras vėsta, o vandens garai pernešami nuo veikliojo paviršiaus į viršų. Turbulentinį vandens garų kilimą stabdo inversijos (turbulentinės arba žemyneigių srautų) sluoksniai, būdingi pastovioms oro masėms. Poinversiniame sluoksnyje kaupiasi vandens garai. Orui toliau vėstant spinduliniu būdu, jo temperatūra gali nukristi žemiau rasos taško ir pradėti formuotis debesys.

Be to, dalis debesų pastoviai stratifikuotose oro masėse susidaro vykstant frontinės kilmės debesų transformacijai poinversiniame sluoksnyje. Užsipildant ciklonui ir nykstant atmosferos frontams, vertikalųjų oro srautų kryptis dažnai keičia ženklą (aukštyneigiai virsta žemyneigiais) ir kinta debesų pobūdis, t. y. formuojasi naujos debesų formos.

Minėtų procesų metu poinversiniame sluoksnyje susidaro *sluoksniniai (St)* arba *sluoksniniai kamuoliniai (Sc)* debesys. Jei inversinis sluoksnis yra vidurinėje troposferoje, susidaro *aukštieji kamuoliniai (Ac)*, o viršutinėje troposferoje – *plunksniniai kamuoliniai (Cc)* debesys. Tokie debesys yra labai ištišę horizontalia kryptimi ir turi banguotą struktūrą, todėl yra priskiriami **banguotųjų debesų genetiniam tipui**.



7.7 pav. Banguotos debesų struktūros susidarymas

Banguotą debesų struktūrą lemia tai, jog apatinė inversijos riba skiria žemiau esantį šaltą ir aukščiau esantį šiltą orą (7.7 pav.). Jei palei tokį paviršių šiltas ir šaltas oras (skiriasi jų tankis) juda nevienodu greičiu, susidaro įvairios amplitudės bei ilgio (nuo kelių šimtų metrų iki kelių kilometrų) bangos, kurių parametrus nulemia vėjo greičio ir oro tankio skirtumai inversiniame ir poinversiniame sluoksniuose. Didėjant vėjo greičiui ir mažėjant temperatūros skirtumams, bangos ilgis auga.

Bangos gūbriuose judėdamas oras kyla į viršų ir padidėja vandens garų kondensacijos tikimybė, o slėniuose oras nusileidžia. Šiuo atveju debesų danga gali suskilti į atskiras dalis ir įgauti banguotą struktūrą. Jei į poinversinį sluoksnį patenka kitomis sąlygomis susiformavę debesys, tai bangų viršūnėse jie sutankėja, o slėniuose – praretėja.

Bangos gali susidaryti ne tik laisvojoje atmosferoje, bet ir ties natūraliomis kliūtimis (pavyzdžiui, ties kalno ketera, per kurią juda oras). Bangos viršūnėje dažnai susiformuoja dinaminės būsenos, dažniausiai lęšio pavidalo debesys. Vizualiai toks debesys atrodo stabilus, tačiau jame labai intensyviai vyksta atsinaujinimo procesas. Kita vertus, orografinių kliūčių sukeltos bangos gali pasklisti po visą troposferos storumę ir susiformuoti ištisa banguotųjų debesų sistema, kurioje dažniausiai vyrauja vidurinio (*Ac*) ir viršutinio (*Cc*) aukšto debesys.

Nors vertikalusis pastoviai stratifikuotos oro masės debesų storis nėra didelis (siekia keliasdešimt ar kelis šimtus metrų), tačiau jei jų pagrindas žemai, iš jų gali iškristi dulksna.

Nepastoviai stratifikuotų oro masių debesys

Nepastoviai stratifikuotose oro masėse debesų formavimasis susijęs su stipria terminė konvekcija. Stratifikacija nepastoviai gali tapti tiek judant šaltai oro masei virš šiltesnio veikliojo paviršiaus, tiek ir ilgą laiką veikliam paviršiui šylant. Konvekciniai debesys gali formuotis ir frontinėse sistemose (žr. skyrelį „Šaltojo fronto debesys“), tačiau šiuo atveju pagrindinis debesodarą lemiantis procesas yra dinaminė konvekcija.

Šiltuoju metų laiku Saulės spindulių veikiamas veiklusis paviršius stipriai išyla. Tačiau skirtingos paviršiaus dalys išyla nevienodai (pavyzdžiui, atviras laukas išyla stipriau nei miškas). Virš labiau išilusių plotų formuojasi aukštyneigiai oro srautai. Taip formuojasi terminė konvekcija. Dėl adiabiatiško oro atšalimo aukštyneigiuose srautuose susidaro konvekcijos debesys. Debesų pagrindas sutampa su kondensacijos lygiu, kurio aukštį galima apytiksliai apskaičiuoti, žinant oro temperatūrą ir oro drėgnumą prie žemės paviršiaus:

$$z_k = 122(t - \tau_0), \quad (7.2)$$

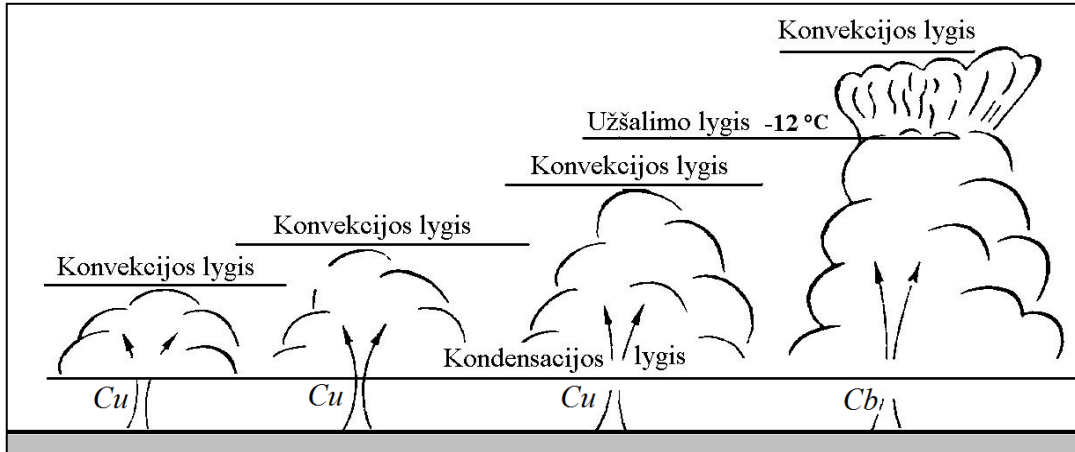
čia z_k – kondensacijos lygio aukštis, t – oro temperatūra prie žemės paviršiaus ($^{\circ}\text{C}$), τ_0 – rasos taško temperatūra ($^{\circ}\text{C}$).

Sluoksniai su temperatūros inversija arba su mažais teigiamais vertikaliaisiais temperatūros gradientais stabdo konvekcijos vystymąsi.

Su terminė konvekcija susiję *kamuoliniai* (*Cu*) debesys būdingi šiltajam metų laikotarpiui. Vasarą nusistovėjus giedriems orams, *kamuoliniai* debesys pradeda formuotis priešpiet, vėliau jie pamažu storėja, kol vakarop išnyksta arba sklaidydami virsta *sluoksniniais kamuoliniais* (*Sc*) debesimis.

Jei ore daug drėgmės ir yra palankios sąlygos ypač galingai konvekcijai vyksti, tai *kamuoliniai* debesys, vystydami vertikalia ir iš dalies horizontalia kryptimi, gali virsti *lietaus kamuoliniais* debesimis. Šį pasikeitimą lemia ledo kristalų susidarymas viršutinėje debesies dalyje,

kitaip tariant – debesų viršūnės apledėjimas. Užšalimo lygio aukštis siejamas su $-12\text{ }^{\circ}\text{C}$ izoterma (7.8 pav.).



7.8 pav. Konvekcijos debesų formavimasis (pagal Gorodeckiy ir kt., 1991)

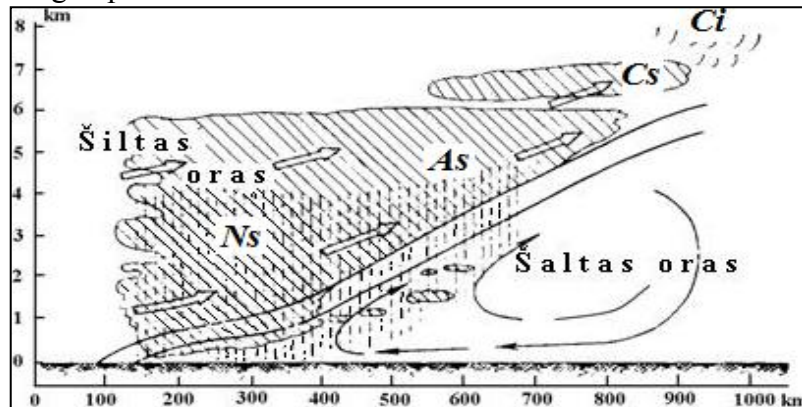
Apledėjimas yra liūtinių kritulių kritimo iš *lietaus kamuolinių* (*Cb*) debesų priežastis, o iš *kamuolinių* (*Cu*) debesų krintantis lietus paviršiaus dažniausiai nepasiekia.

Mažai išsivystę *kamuoliniai* (*Cu*) debesys yra būdingi aukšto slėgio zonų centrinėms dalims, kuriose vyrauja ypač stiprūs žemyneigiai oro srautai. Konvekcijos lygis sutampa su apatine žemyneigių srautų inversijos riba. Aukšto slėgio zonų pakraščiuose susiformavusių inversijų storis ir temperatūrinis šuolis jose nėra didelis, todėl didėja tikimybė, jog konvekciniai srautai „pramuš“ pakiliają inversiją ir susiformuos galingi *kamuoliniai* (*Cu*) ar net *lietaus kamuoliniai* (*Cb*) debesys. Tai ypač būdinga vakarinėms aukšto slėgio zonų periferijoms, kadangi čia oro temperatūra ir absoliutusias oro drėgnumas yra didesnis. Su konvekciniais procesais susiję debesys priskiriami **kamuolinių debesų genetiniam tipui**.

Šiltojo fronto debesys

Su šiltųjų frontų judėjimu yra susiję tvarkingo aukštyneigio judėjimo debesys. Jie sudaro milžiniškas kelių šimtų kilometrų pločio debesų sistemas, išstjusias pagal fronto liniją tūkstančius kilometrų.

Šiltajame fronte šiltas oras kyla palei fronto paviršių (7.9 pav.). Kadangi fronto paviršius labai lėkštas, tai šilto oro judėjimas daugiausia vyksta horizontalia kryptimi su nedidele vertikaliąja sudedamąja, kuri sudaro keletą centimetrų ar centimetro dalių per sekundę (horizontalusis vėjo greitis gali siekti keliolika ar net keliasdešimt m/s). Kyla ne tik oras, esantis prie pat fronto paviršiaus, bet ir visi aukščiau esantys oro sluoksniai (neretai siekiantys tropopaužę). Palei fronto paviršių kylantis oras gali pakilti iki 8–9 km aukščio.



7.9 pav. Šiltojo fronto debesų sistema (pagal Gorodeckiy ir kt., 1991)

Lėtas šilto oro kilimas yra adiabatiško jo vėsimos ir garų kondensacijos priežastis, todėl formuojasi galinga debesų sistema. Jos apatinė riba beveik sutampa su fronto paviršiumi, o viršutinė

– dažniausiai remiasi į dideliu pastovumu pasižymintį arba net inversinį oro sluoksnį. Stipriausiai vertikalia kryptimi debesys išsivystę prie pat fronto linijos, kur jų pagrindas nusileidžia iki kelių šimtų metrų aukščio.

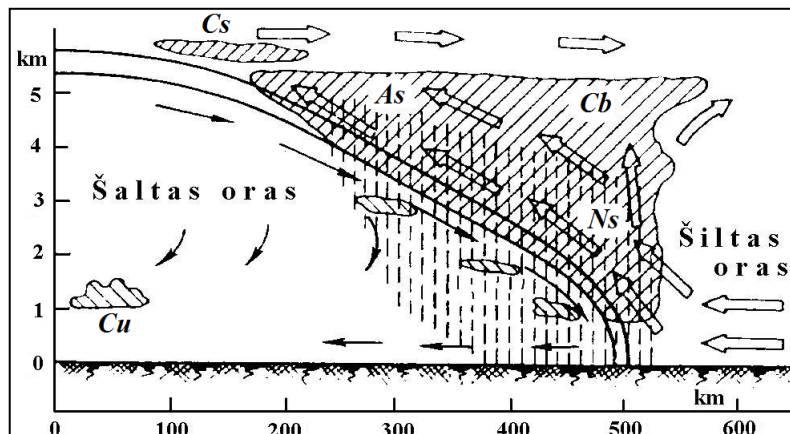
Debesų sistemos dalį prie pat fronto linijos sudaro *sluoksniniai lietaus (Ns)* debesys, kurių storis – keletas kilometrų ir iš kurių krinta vidutinio intensyvumo ilgalaikiai krituliai (7.9 pav.). Šie debesys pasirodo likus vidutiniškai 200–400 km iki fronto linijos. Toliau nuo fronto linijos (400–600 km atstumu) debesų pagrindui kylant, vertikalusis debesų storis mažėja. Debesys tampa *aukštieji sluoksniniai (As)*. Vasarą krituliai iš *aukštųjų sluoksninių* debesų dažniausiai nepasiekia žemės paviršiaus (išgaruoja), o žiemą gali iškristi gana gausus sniegas. Aiškios ribos tarp *sluoksninių lietaus* ir *aukštųjų sluoksninių* debesų nėra, perėjimas vyksta palengva.

Dar toliau nuo fronto linijos, fronto paviršius ir kartu debesų pagrindas pereina į viršutinę troposferą, o debesų sluoksnis virsta mažo tankio, iš ledo kristalų sudarytais viršutinio aukšto *plunksniniais sluoksniniais (Cs)* debesimis (juose formuojasi optiniai halo reiškiniai). Jie savo ruožtu priekinėje dalyje pereina į *plunksninius*, kurių viršūnė gali siekti tropopauzę. Jie nuo fronto linijos yra nutolę per 800–900 km. Šie debesys yra ryškus šiltojo fronto pranašas, o jų priekinės dalies užlinkimas sutampa su vėjo kryptimi šiame aukštyje. *Plunksninių sluoksninių* bei *plunksninių* debesų pagrindas virš fronto paviršiaus (gali būti nutolęs per 0,5–1 km). Kadangi kylant šiltam orui aukštesni atmosferos sluoksniai išstumiami dar labiau į viršų, gali išlinkti ir apatinė pakiliosios inversijos riba.

Realioje atmosferoje dažnai pasitaiko tam tikrų nukrypimų nuo pateiktos šiltojo fronto schemos, tačiau svarbiausi debesų formavimosi ir raidos principai išlieka. Šiltojo fronto debesys priskiriami **sluoksninių debesų genetiniam tipui**.

Šaltojo fronto debesys

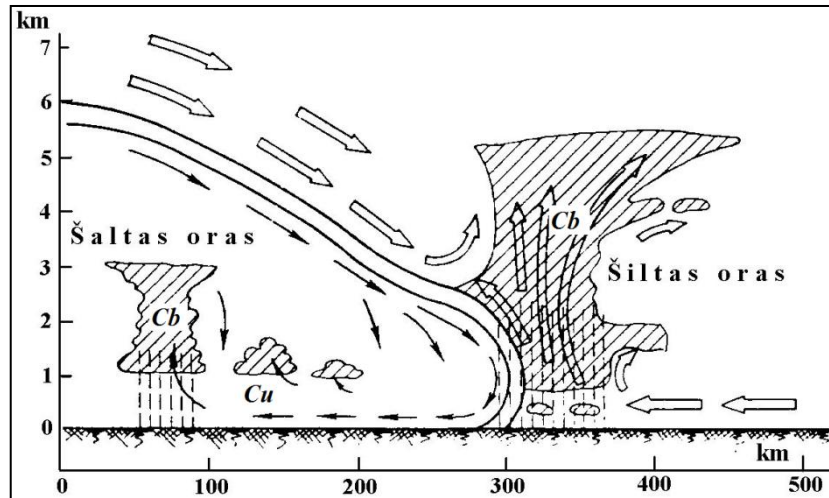
Esant šaltajam frontui, susidaro siauresnė debesų sistema su priekinėje dalyje besiformuojančiais *lietaus kamuoliniais (Cb)* debesimis, iš kurių krinta liūtiniai krituliai. Dėl trinties prie pat paklotinio paviršiaus esantis oras juda kiek lėčiau negu esantis aukščiau, todėl šaltojo fronto paviršius apatinėje troposferoje dažnai yra gana status, ir oras į viršų kyla daug greičiau (ypač ties fronto linija) nei šiltojo fronto judėjimo metu. *Lietaus kamuolinių* debesų juosta, susidaranti šaltuosiuose atmosferos frontuose, gali pagal fronto liniją nutįsti keletą šimtų kilometrų (tuo ji skiriasi nuo atskirų kamuolinių lietaus debesų, susidarancių oro masės viduje, kai vyksta terminė konvekcija).



7.10 pav. Pirmojo tipo šaltojo fronto (anafronto) debesų sistema (pagal Gorodeckiy ir kt., 1991)

Skiriami du šaltojo fronto tipai. Pirmojo tipo šaltasis frontas pasižymi ramiu tolygiu šilto oro slydimu pagal fronto paviršių iki didelio aukščio (dar kitaip jis vadinamas **anafrontu**, arba pasyviuoju frontu; 7.10 pav.). Tokio tipo šaltasis frontas būdingas ciklono periferijai. Virš fronto paviršiaus bendrosios permašos kryptimi judantis šiltas oras juda lėčiau negu atmosferos frontas. Todėl kylantis šiltas oras lengvai slysta pagal fronto paviršių. Susidaranti debesų sistema yra artima šiltojo fronto debesų sistemai, tik šiuo atveju debesys išsidėstę priešinga tvarka. Prieš pat fronto

paviršių dėl jo statumo bei šilto oro stratifikacijos nepastovumo formuojasi labai stiprūs aukštyneigiai judesiai ir susidaro *lietaus kamuoliniai (Cb)* debesys. Už fronto linijos šie debesys pereina į *sluoksninius lietaus (Ns)*, o vėliau – ir į *aukštuosius sluoksninius (As)* bei *plunksninius sluoksninius (Cs)* debesis. Šio tipo fronte lietus lyja ilgesnį laiką negu antrojo tipo šaltajame fronte: kritulių juosta yra platesnė. Iš pradžių krinta liūtiniai krituliai, vėliau – vidutinio intensyvumo lietus ar sniegas.



7.11 pav. Antrojo tipo šaltojo fronto (katafronto) debesų sistema (pagal Gorodeckiy ir kt., 1991)

Antrojo tipo šaltasis frontas (dar kitaip vadinamas **katafrontu**, arba aktyviuoju frontu) būdingas vidinėms ciklono dalims (7.11 pav.). Šiltas oras virš fronto paviršiaus juda greičiau negu atmosferos frontas, todėl palei fronto paviršių formuojasi žemyneigiai oro srautai, kurie stabdo šilto oro kilimą priešinga kryptimi. Todėl aukštyneigiai šiltas oras kyla tik siauroje juostoje šalia fronto linijos, o ir susidaranti debesų sistema yra siaura (dažnai 40–60 km pločio). Konvekciniai procesai šioje juostoje gali siekti 5 km ir didesnę aukštį, todėl ties fronto linija susidaro galingi *kamuoliniai lietaus (Cb)* debesys, dažnai lydimi perkūnijos, škvalo ir krušos.

Nuėjus siaurai šaltojo fronto kritulių zonai dažnai dangus už fronto linijos prasigiedrija, tačiau vėliau gali prasidėti konvekcinių debesų (*kamuolinių* ar net *kamuolinių lietaus*), būdingų abiejų tipų šaltųjų frontų užnugariams, formavimasis oro masės viduje.

Okliuzijos fronto debesys

Kai ciklono viduje šaltasis frontas judėdamas greičiau už šiltąjį pastarąjį paveja ir abu frontai susilieja, susidaro okliuzijos frontas. Šiuo atveju debesų sistemos susijungia į vieną – sudėtingą ir daugiapakopę. Dažniausiai formuojasi galinga *Cs-As-Ns* debesų sistema, kurios storis didžiausias ties viršutine fronto linija (5.28 pav.). Susiformavusiame okliuzijos fronte debesų sistema prasideda nuo *plunksninių (Ci)* ir *plunksninių sluoksninių (Cs)* debesų, kurie pereina į *aukštuosius sluoksninius (As)*, o vėliau – ir į *sluoksninius lietaus (Ns)* debesis. Neretai išlieka ir *lietaus kamuolinių (Cb)* debesų juosta. Krituliai pradeda kristi dar prieš einant viršutinio fronto linijai, ties kuria jie gali tapti liūtiniai. Dažnai ties apatine fronto linija krinta dulksna, nors neretai nelyja visai. Kadangi okliuzijos frontas dažniausiai juda nedideliu greičiu, krituliai gali trukti ilgą laiką.

Pamažu okliuzijos fronto debesų sistema nyksta iš apačios, kadangi santykinai šiltas oras, kuriame vystosi debesų sistema, yra išstumiamas į vis aukštesnius troposferos sluoksnius.

Debesų mikrostruktūra ir vandeningumas

Pagal **debesų elementų fazinę sudėtį** debesys skirstomi į tris klases:

1. **Vandens (lašelių) debesys**, sudaryti tik iš vandens lašelių. Jie egzistuoja ne tik esant teigiamai, bet ir neigiamai (iki $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ sluoksniniuose debesyse ir iki $-25\text{ }^{\circ}\text{C}$ kamuoliniuose debesyse) temperatūrai. Tada lašai būna peršaldyti.

2. **Mišrieji debesys**, sudaryti iš peršaldytų lašelių ir ledo kristalų mišinio. Dažniausiai jie formuojasi, kai oro temperatūra debesyje nukrinta iki $-10 - -40$ °C.

3. **Ledo (kristaliniai) debesys**, sudaryti tik iš ledo kristalų. Tokie debesys vyrauja, kai oro temperatūra žemesnė negu -30 °C.

Šiltuoju metų laiku vandens debesys dažniausiai susidaro apatiniuose atmosferos sluoksniuose, mišrieji – viduriniuose, ledo – viršutiniuose. Šaltuoju metų laiku, kai oro temperatūra žema, mišrieji ir ledo debesys gali susidaryti ir netoli nuo paviršiaus.

Debesyje lašelių skaičius kinta nuo kelių šimtų žemutinėje iki keliasdešimties lašelių 1 cm^3 viršutinėje troposferoje. Kristalų skaičius dar mažesnis – kinta nuo 1 apatinio aukšto iki 0,1 kristalo 1 cm^3 viršutinio aukšto debesyje.

Lašų spindulys debesyje kinta plačiu intervalu: nuo dešimtuju dalių iki dešimčių mikrometrų. Tirpstant kristalams ir lašams susiliejančiam, jų spindulys gali išaugti iki $100-200 \mu\text{m}$. Iš debesų iškritus tokio dydžio vandens lašams, ant žemės paviršiaus krinta dulksna. Lietaus lašelių dydis viršija $500 \mu\text{m}$, nors gali siekti ir kelis milimetrus (t. y. tūkstančius μm). Ledo kristalų spindulys taip pat labai skiriasi: nuo $10-20 \mu\text{m}$ iki kelių milimetrų.

Vandens lašelių ir kristalų masė tūrio vienetu (matuojama g/m^3 arba g/kg) **vadinama debesies vandeningumu**. Nors vandens lašelių ar kristalų skaičius yra didelis, tačiau jų masė yra labai maža. 1 m^3 vandens debesies dažniausiai yra nuo 0,2 iki 0,5 g skysto vandens. Tik kamuoliniuose lietaus (*Cb*) debesyje vandeningumas didesnis ir viršija 1 g, kartais pasiekia ir $3-5 \text{ g/m}^3$. Kristaliniuose debesyje šie skaičiai dar mažesni ir sudaro vos šimtąsias gramo dalis.

Didėjant debesies temperatūrai vidutinis vandeningumas išauga. Poinversiniuose pastoviai stratifikuotos oro masės debesyje labiausiai vandeninga vidurinė bei viršutinė debesies dalys, o šiltojo fronto debesų sistemoje ir konvekcijos debesyje vandeningiausia yra debesies apačia.

Debesuotumo kaita per parą ir per metus

Debesuotumas – debesų dengiamo dangaus skliauto dalis.

Debesuotumo kaita per parą dažniausiai yra užgožiama neperiodinių pokyčių, todėl ji išryškėja tik apibendrinant daugelio metų matavimų duomenis. Vidutinėse platumose ji daugiausia priklauso nuo apatinio atmosferos sluoksnio stratifikacijos pokyčių oro masės viduje. Debesys, kurie susiformuoja frontinėse sistemose, neturi aiškios paros eigos.

Pastoviai stratifikuotos oro masės debesys (*St*, *Sc*), kurie susiję su naktiniu oro atvėsimu ir silpna turbulencija priežeminiame sluoksnyje, dažniausi naktį ir rytą. Su atmosferos stratifikacijos nepastovumu susiję kamuoliniai (*Cu*, *Cb*) debesys formuojasi dieną ir išnyksta artėjant naktčiai. Dėl šių priežasčių sausumoje vidutinėse platumose vasarą skiriami du debesuotumo maksimumai: rytą ir kiek stipresnis po pietų. Žiemą, kai konvekcija yra daug silpnesnė, vyrauja rytinis maksimumas, kuris gali būti vienintelis.

Virš jūros, kur paviršiaus temperatūra mažai keičiasi per parą, debesuotumo paros pokyčiai beveik neišryškėja (silpnas maksimumas rytą).

Debesuotumo kaita per metus skirtingose platumose yra nevienoda. Europoje maksimumas fiksuojamas žiemą, kai didžiausias fronto debesies nešančių ciklonų aktyvumas, o minimumas – pavasarį ir vasarą. Tropinėse platumose vyrauja konvekcijos debesys, todėl debesuotumas didžiausias vasarą.

Kritulių formavimasis

Krituliai – skystos ar kietos būsenos vanduo, krintantis iš debesų ant paklotinio paviršiaus.

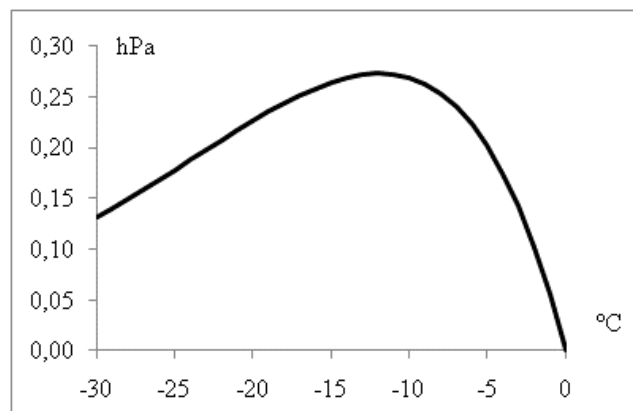
Krituliai iš debesų krinta tuo atveju, jei dalis debesies elementų dėl vieno ar kitų priežasčių pasidaro gana sunkūs ir oro pasipriešinimas bei aukštyneigiai oro srautai nebesugeba išlaikyti juos pakibusios būsenos, o krintantys ledo kristalai arba vandens lašeliai nespėja išgaruoti, kol pasiekia žemės paviršių. Jei vandens lašai išgaruoja nepasiekę paviršiaus, po debesimis galima pastebėti krintančių kritulių juostas, nutrūkančias ore.

Debesis sudarantys lašeliai ir kristalai dažniausiai yra itin maži ir lengvi. Jų kritimo greitis neviršija 1 cm/s. Tokiu greičiu judantys lašeliai nepasiekia paklotinio paviršiaus, nes patekę į vandens garų neprisotinto oro sluoksnį jie išgaruoja. Apskaičiuota, jog tik tuo atveju, jei iš debesų iškrintantys lašeliai yra didesni negu 0,01 cm, jie neišgaravę išsilaiko pakankamai ilgai, kad krisdami galėtų pasiekti paklotinį paviršių.

Lašelių stambėjimas vyksta dėl dviejų pagrindinių priežasčių: **kondensacijos** (**sublimacijos**) ir lašelių susilieimo, arba kristalų sukibimo susidūrimų metu (**koaguliacijos**).

Kondensacinis debesų elementų augimas vyksta debesyse, sudarytuose iš skirtingo dydžio vandens lašelių. Sočiųjų vandens garų slėgis (E) virš mažų lašelių yra didesnis negu virš didelių (kuo didesnis lašelio paviršiaus kreivumas, tuo silpnesnės molekulių tarpusavio traukos jėgos ir tuo didesnė E reikšmė), todėl tas pats vandens garų slėgis (e) santykinai didelių lašų atžvilgiu gali siekti sočiųjų vandens garų slėgį, o mažų lašų atžvilgiu – toks nebūti. Šiuo atveju vyksta pačių mažiausių lašelių garavimas ir kondensacija ant stambesnių debesies elementų. Debesies elementai tokios kondensacijos metu iš pradžių auga labai greitai (per kelias sekundes skersmuo padidėja 2–3 kartus), vėliau augimo greitis stipriai sumažėja.

Mišriuosiuose debesyse sočiųjų vandens garų slėgio (E) skirtumas virš peršaldytų lašelių ir kristalų yra dar didesnis (vandens molekulių tarpusavio traukos jėgos skystyje mažesnės negu lede) negu virš skirtingų dydžių lašų. Dažniausiai mišriuosiuose debesyse vandens garų slėgis yra sočiųjų vandens garų slėgis virš ledo ir nėra pasiekęs sočiųjų vandens garų slėgio lygio virš vandens, todėl vyksta intensyvus vandens lašelių garavimas ir garų sublimacija ant ledo kristalų (vyksta sublimacinis kristalų augimas). Debesies lašeliai gali visiškai išgaruoti, o kristalai – labai stipriai išaugti: susidaro palankios sąlygos toliau formotis krituliams. Šis vyksmas, vadinamasis Beržerono ir Findaizeno procesas, intensyviausias tada, kai oro temperatūra $-12\text{ }^{\circ}\text{C}$, nes tokioje temperatūroje sočiųjų vandens garų slėgio virš peršaldyto vandens ir virš ledo skirtumas yra pats didžiausias (7.12 pav.).



7.12 pav. Sočiųjų vandens garų slėgio virš vandens ir virš ledo skirtumo (ΔE) priklausomybė nuo oro temperatūros

Kondensacinis augimas vyrauja tol, kol apie branduolį susiformuoja vandens lašeliai arba ledo kristalai, kurių spindulys 20–60 μm . Tolesnis debesies elementų didėjimas daugiausia vyksta dėl **koaguliacijos**. Jos metu lašelių dydis gali padidėti iki kelių milimetrų, o kai kurios snaigės ar krušos gabalėliai išaugti net iki kelių centimetrų. Šis procesas sąlygojamas įvairių priežasčių:

1. Jei lašeliai turi skirtingus **elektros krūvius**, tai juos traukia vieną prie kito.
2. Lašelių susidūrimai vyksta dėl **difuzinių** pačių mažiausių debesies elementų judesių.

Daug stipriau lašeliai susiduria turbulentinio oro judėjimo metu.

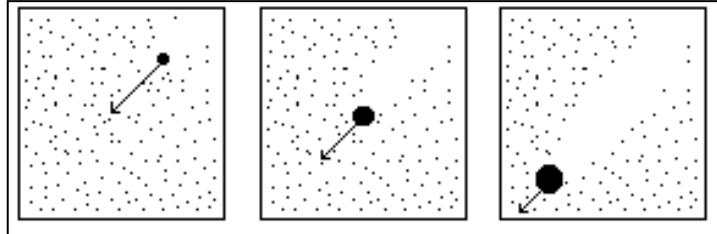
3. Reikšmingiausias faktorius, lemiantis stambių kritulių elementų formavimąsi, yra nevienodas lašelių ir kristalų kritimo greitis (**gravitacinė koaguliacija**). Stambūs debesies elementai lengviau nugali oro pasipriešinimą ir krinta greičiau negu smulkūs. Pavytus smulkesnius lašelius ar kristalus stambieji „pagauna“ (7.13 pav.). Ledo kristalai, krisdami iš viršutinės debesies

dalis, susiduria su peršaldytais vandens lašeliais, kurie prišąla prie kristalų, todėl pastarieji dar labiau išauga. Jeigu ledo kristalams krintant dar žemiau temperatūra tampa teigiama, jie gali ištirpti.

Lašelių kritimo greitis priklauso nuo lašelių dydžio bei sniego ar ledo gabalėlių dydžio ir tankio. Kondensacinio augimo metu susidariusių vandens lašelių kritimo greitis v (cm/s) gali būti nustatomas, remiantis Stokso formule. Jei lašelių dydis iki $50 \mu\text{m}$,

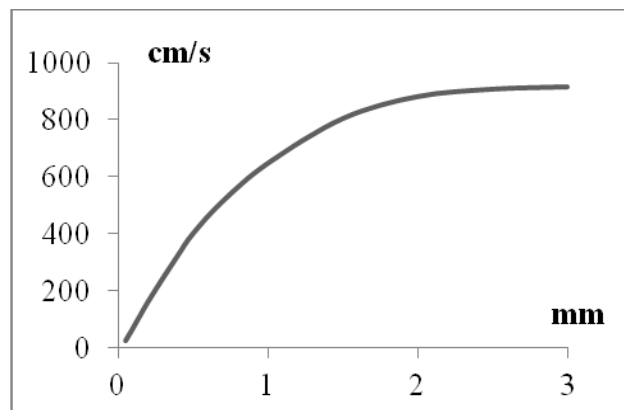
$$v = \frac{2}{9} \frac{\rho g}{\eta} r^2, \quad (7.3)$$

čia r – lašelio spindulys; ρ – lašelio tankis; g – laisvojo kritimo pagreitis; η – molekulinis klampumas.



7.13 pav. Santykinai didelis vandens lašas debesyje krinta per mažesnių lašelių sankaupą. Lašo spindulys auga dėl koaguliacijos

Pastaroji teorinė formulė tinkama tik tais atvejais, kai lašelio forma judėjimo metu nesikeičia. Krintant didesniems vandens lašeliams, jų forma deformuojasi. Šiuo atveju lygtys, skirtos lašelių judėjimo greičiui nustatyti, sudaromos empiriniu būdu, pagal atliktų eksperimentų rezultatus (7.14 pav.).



7.14 pav. Kritulių lašelių kritimo greičio priklausomybė nuo jų spindulio

Kritulių tipai

Pagal formavimosi sąlygas ir iškritimo pobūdį krituliai skirstomi į tris genetinius tipus. Iš tvarkingo aukštyneigio judėjimo (frontinių) debesų (Ns , As) krinta ilgalaikiai (trunkantys dešimtys valandų) vidutinio intensyvumo krituliai, išskrintantys iš karto didelėje teritorijoje ir tolygiai pasiskirstantys erdvės požiūriu. Vidutinėse platumose vyrauja būtent tokio pobūdžio lietus.

Iš konvekcinių lietaus kamuolinių (Cb) debesų krinta intensyvūs, bet trumpalaikiai (trunkantys nuo kelių minučių iki kelių valandų) krituliai, kurie vadinami **liūtiniais**. Tai lietus, išskrintantis iš pavienių debesų ar siaurų debesų juostų virš nedidelių plotų. Liūtinų kritulių intensyvumas labai svyruoja ir laike, ir erdvėje. Žiemą iš kamuolinių lietaus debesų dažnai iškrinta stambūs sniego dribsniai, taip pat, esant neigiamajai temperatūrai, gali kristi **sniego granulės**.

Pastoviai stratifikuotose oro masėse iš sluoksninių (St) arba sluoksninių kamuolinių (Sc) mažo storio debesų iškrinta krituliai, sudaryti iš labai smulkių vandens lašelių (**dulksna**) arba ledo kristalų (**sniego grūdai**). Dėl kritulių elementų smulkumo toks lietus gali būti ilgalaikis, bet neintensyvus.

Nustatyta, jog debesų, iš kurių krinta dulksna, vidutinis storis nesiekia 1 km, vidutinio intensyvumo krituliai krinta iš 2–3 km storio, o liūtiniai krituliai – iš storesnių negu 3 km debesų.

Jei debesis sudarytas iš vandens lašelių, gali iškristi dulksna ar mažo intensyvumo lietus. Kad iškristų vidutinio intensyvumo ar liūtinis lietus būtina, jog debesis būtų mišrieji, t. y. sudaryti iš paprastų ir peršaldytų vandens lašelių bei kristalų. Jei iki pat žemės paviršiaus oro temperatūra yra neigiama, iškrinta sniegas arba sniego kruopos.

Debesyse, bent iš dalies sudarytuose iš ledo kristalų, susidaro palankios sąlygos stambiems kritulių elementams formuotis ir išlikti:

- ledo kristalai auga esant mažesnei santykinei oro drėgmei negu vandens lašeliai (skiriasi sočiųjų vandens garų slėgis virš paviršių);
- plokščių ledo kristalų paviršiaus plotas yra didesnis negu vandens lašelių, todėl didėja koaguliacijos tikimybė jiems krintant;
- kietieji krituliai, krisdami į apatinius šiltesnius ir sausesnius atmosferos sluoksnius, tirpdami išlaiko temperatūrą, artimą $0\text{ }^{\circ}\text{C}$; kol kietieji kritulių elementai visai neištirpsta, garavimas nuo jo paviršiaus vyksta labai iš lėto.

Pagal sinoptines kritulių formavimosi sąlygas skiriami frontiniai ir oro masės vidaus krituliai.

Frontiniai krituliai susiję su atmosferos frontų ėjimu. Šiltajam frontui būdingi vidutinio intensyvumo, o šaltajam – liūtiniai krituliai, dažnai pereinantys į vidutinio intensyvumo.

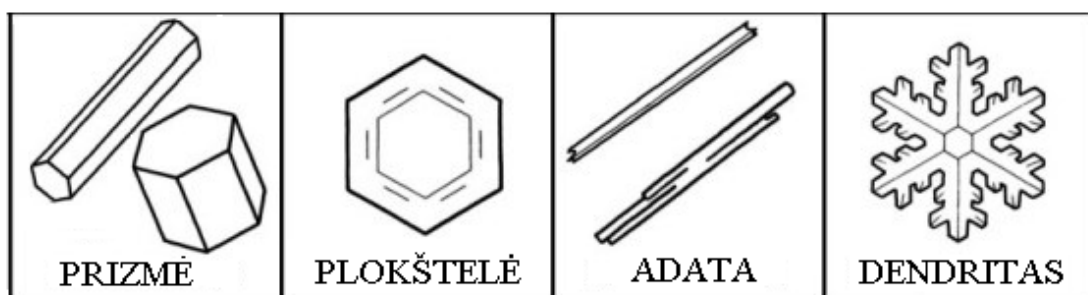
Oro masės vidaus krituliai formuojasi vienalytėje oro masėje. Pastoviai stratifikuotai oro masei būdinga dulksna, krintanti iš sluoksnių (*St*) ir sluoksnių kamuolinių (*Sc*) debesų. Nepastovios stratifikacijos oro masei būdingi liūtiniai krituliai, krintantys iš galingų kamuolinių lietaus (*Cb*) debesų.

Pagal formą krituliai skirstomi į toliau išvardytas rūšis.

Lietus – skystieji krituliai, kurių lašelių dydis $0,5\text{--}3\text{ mm}$. Nors liūtis pradžioje kartais iš debesies iškrinta ir didesnio skermens lašų, didesni lašeliai krisdami paprastai suskyla. Lietaus lašelių kritimo greitis siekia $8\text{--}10\text{ m/s}$.

Dulksna – skystieji mažo intensyvumo krituliai, sudaryti iš $0,05\text{--}0,5\text{ mm}$ dydžio lašelių, pasižymintys mažu kritimo greičiu ($< 0,3\text{ m/s}$) ir lengvai pernešami horizontalia kryptimi.

Snygis – kietieji krituliai, susidarantys iš ledo kristalų (snaigių). Snaigių formų, priklausomai nuo formavimosi sąlygų, būna labai įvairių. Dažniausiai pasitaiko prizmės, plokštelės, adatos ir dendrito formų snaigių (7.15 pav.). Snaigių skersmuo gali siekti kelis milimetrus. Krisdamos jos dažnai susijungia tarpusavyje, suformuodamos gana stambius sniego dribsnius, kurių skersmuo – nuo 1 mm iki keliolikos centimetrų. Ypač dideli dribsniai susidaro, esant tykai ar pučiant labai silpnam vėjui.

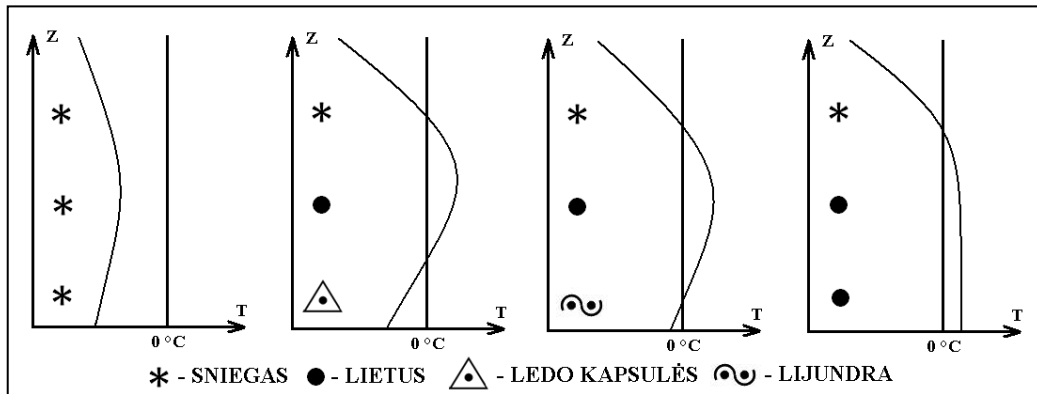


7.15 pav. Dažniausiai pasitaikančios ledo kristalų ore formos (pagal Libbrecht, 2011)

Kai netoli žemės paviršiaus oro temperatūra artima ar kiek didesnė negu $0\text{ }^{\circ}\text{C}$, gali kristi šlapias sniegas (**šlapdriba**) arba **sniegas kartu su lietumi**. Iš sluoksnių lietaus ir kamuolinių lietaus debesų, esant neigiamajai artimai $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ temperatūrai, gali kristi **sniego granulės** (apvalūs sniego gabalėliai, kurių skersmuo didesnis negu 1 mm). Iš sluoksnių debesų žiemą krinta **sniego grūdai**, kurių skersmuo mažesnis negu 1 mm .

Žiemą, esant žemai temperatūrai, iš apatinio ir vidurinio aukšto debesų gali kristi **ledo adatos**. Tai šešiakampės prizmės formos kristalai. Kai ypač dideli šalčiai, ledo adatos gali susidaryti ir prie žemės paviršiaus.

Ledo kristalai, kurie iš pradžių patenka į teigiamos temperatūros sluoksnį ir ištirpsta, o paskui – vėl į neigiamos temperatūros sluoksnį (įmanoma tik egzistuojant pakiliajai inversijai), kur jie vėl sušąla ir tampa panašūs į 1–3 mm dydžio ledo kamuolėlius, vadinami **ledo kapsulėmis**.



7.16 pav. Kritulių tipo priklausomybės nuo oro temperatūros vertikaliojo pasiskirstymo pobūdžio schema

Panašiomis sąlygomis formuojasi ir **lijundra**, tik šiuo atveju apatiniame atmosferos sluoksnyje vandens lašeliai nespėja užšalti ir peršaldytų lašų pavidalu patekę ant paviršių, kurių temperatūra žemesnė negu 0 °C, jie prišąla suformuodami ledo sluoksnį (7.16 pav.).

Vasarą, kai oras itin šiltas, iš stipriai vertikaliai išsivysčiusių kamuolinių lietaus debesų kartais krinta **kruša**. Kruša – tai netaisyklingos formos ledo gabaliukų pavidalo krituliai, kurių dydis daugiau negu keli milimetrai. Itin retais atvejais ledo gabaliukų masė gali viršyti šimtą gramų. Kruša dažniausiai krinta per audrą kartu su liūtiniu lietumi. Krušai formotis būtina ypač stipri konvekcija ir didelis debesies vandeningumas, todėl kruša iškrinta tik vasarą, kai aukšta oro temperatūra prie žemės paviršiaus. Krušos gabalėlis galinguose vertikaliuosiuose oro srautuose kelis kartus patenka į santykinai šaltus ir šiltus debesies sluoksnius, kuriuose prie jo prisijungia peršaldytų vandens lašų arba ledo kristalų. Todėl krušos gabalėlis gali labai išaugti. Minėtą procesą patvirtina ir krušos gabalėlio vidinė sandara: jis sudarytas iš permatomų ir nepermatomų sluoksnių. Jie atitinkamai susidaro ledo gabalėliui patekus į peršaldytų vandens lašelių ir į ledo kristalų sluoksnius kamuoliniuose lietaus debesyse. Be to, susidūrimų metu krušos gabalėliai gali prišalti vienas prie kito.

Kritulių kiekio kaita per parą ir per metus

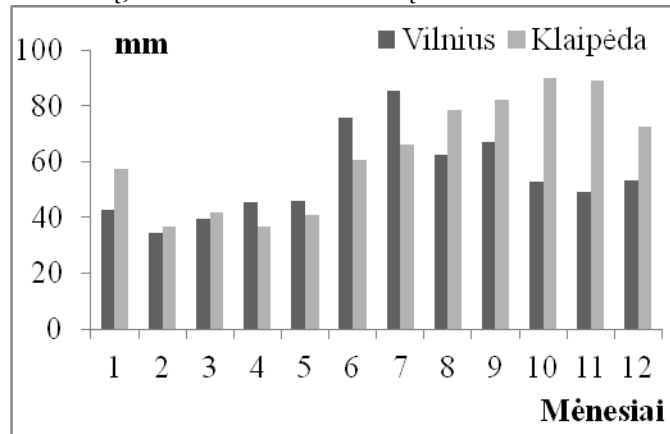
Kritulių kiekio vidutinė kaita per parą vietovėje dažniausiai yra labai sudėtinga ir net nagrinėjant daugiamečius dydžius sunku nustatyti tam tikrus dėsningumus. Sausumoje skiriami dviejų pagrindinių kritulių tipų – žemyninių ir priekrantinių – paros pokyčiai.

Žemyninio kritulių tipo svarbiausias maksimumas yra po pusiaudienio, o silpnas antrinis – anksti ryte ir atitinka debesuotumo eigą. Vasarą pagrindinis maksimumas dėl stipresnės konvekcijos yra ryškesnis negu rytinis, susiformuojantis dėl naktinio poinversinių banguotųjų debesų susidarymo. Dieną didesnis stratifikacijos nepastovumas gali padidinti ir kritulių kiekį, iškrintantį iš frontinių sistemų, kurių eiga paros ciklo neturi.

Priekrantinio kritulių tipo paros eiga turi vienintelį maksimumą naktį ir rytą, o minimumą – popiečio valandomis. Naktį didesnis vertikalusis temperatūros gradientas virš šiltos jūros lemia stipresnį turbulentiškumą. Dieną, šaltesniam orui judant nuo jūros į sausumą ir šylant, santykinis oro drėgnumas mažėja ir debesų vystymasis silpnėja. Priekrantinis kritulių paros kaitos tipas taip pat ryškesnis vasarą negu žiemą.

Vidutinėse platumose daugiausia kritulių atneša ciklonai. Cikloninė cirkuliacija intensyviausia šaltuoju metų laiku, todėl vakarinėse žemynų pakrantėse daugiau kritulių iškrinta vėlyvą rudenį ir žiemą (7.17 pav.), o mažiausiai – pavasarį ir vasaros pradžioje. Tolstant į žemyno gilumą didėja oro masės viduje susidarančių kritulių kiekis, kurių daugiausia iškrinta vasarą

(didesnis drėgmės kiekis ore ir stratifikacijos nepastovumas). Todėl žemyno gilumoje kritulių maksimumas fiksuojamas vasarą, o minimumas – žiemą.



7.17 pav. Vidutinė kritulių kiekio kaita per metus Vilniuje ir Klaipėdoje pagal 1971–2000 metų duomenis. Tolstant nuo jūros kranto kritulių kiekio maksimumas pasislenka vasaros mėnesių link

Sniego danga

Kai oro temperatūra ilgesnį laiką išlieka neigijama, sniegas, iškritęs ant žemės paviršiaus, neištirpsta ir susidaro **sniego dangą**. Sniego dangą labai stipriai veikia Žemės klimato sistema. Ji pasižymi dideliu albedu, todėl nemaža ateinančios Saulės spinduliuotės dalis yra jo atspindima. Žiemą sniego dangą šaldo orą, virš jo dažnai formuojasi priežeminės spindulinio atvėsimo inversijos, pavasarį – sniego dangai tirpdyti sunaudojamas didelis šilumos kiekis.

Sniego dangos būklę apibūdina jos storis ir tankis. Sniego storis priklauso nuo iškritusio sniego kiekio, jo tankio, vietovės reljefo ir augalijos. Storiausia sniego dangą dėl supustymo susidaro žemesnėse reljefo vietose, prie kliūčių, miške, ploniausia – kalvų viršūnėse, užuovėjinėje kliūčių pusėje.

Sniego dangoje yra daug oro, todėl jos tankis vos iškritus sniegui nėra labai didelis ir dažniausiai kinta nuo 0,04 iki 0,1 g/cm³. Toks purus sniegas pasižymi ypač mažu šiluminiu laidumu, todėl sniego dangą silpnina šilumos apykaitą tarp dirvos ir oro. Sniegu padengta dirva išlaiko gana aukštą temperatūrą, kuri labai priklauso nuo sniego storio. Žiemos sezonui artėjant į pabaigą, sniego tankis didėja ir gali siekti 0,3–0,6 g/cm³. Vidutinis žiemos meto sniego tankis yra 0,2–0,25 g/cm³. Jei sniego paviršius šiek tiek aptirpsta arba ant sniego paviršiaus iškrinta lietus, kuris paskui vėl užšąla, sniego dangos paviršiuje formuojasi ledo pluta.

Sniego tankiui didelę įtaką daro vėjo greitis krintant sniegui: pučiant stipriam vėjui, sniegės intensyviai skaldomos dideliu turbulentiškumu pasižyminčiame priežeminiame kelių metrų sluoksnyje, taip pat velkant snaiges paviršiumi. Sumažėjus snaigių dydžiui ir jas daugiau nugludinus, susiformuoja žymiai tankesnė sniego dangą. Sniego dangoje, susiformavusioje sniegui iškritus kelis ar keliolika kartų, išryškėja atskiri sniego dangos sluoksniai, kuriems būdingos skirtingos sniego tankio charakteristikos.

Susidarius sniego dangai, snaigių forma joje kinta – šis procesas vadinasi **metamorfizacija**. Pavyzdžiui, dendritiniai kristalai suskyla į smulkesnius fragmentus ir didesnės dalelės didėja mažesniųjų sąskaita. Toks procesas vyksta tol, kol susiformuoja gana stambūs daugiau ar mažiau apvalios formos elementai. Manoma, jog lemiamą reikšmę šiame procese turi vandens garų molekulių migracija. Suskilus dendritiniams kristalams, formuojasi ryšiai dviejų elementų kontakto vietose (šis procesas vadinamas **prišalimu**) ir taip padidėja sniego dangos tvirtumas bei vientisumas. Ilgainiui kristalus jungianti sąsmauka pradeda storėti. Šiame procese vėl lemiamą įtaką turi vandens garų migracija.

Sniego dangos slūgsojimo trukmė daugiausia priklauso nuo platumos ir ilgėja didėjant jai. Taip pat sniego dangos trukmė ilgėja didėjant vietovės absoliučiajam aukščiui.

Sniego linija – riba kalnuose, aukščiau kurios sniego dangą išlieka visus metus.

Sniego linijos aukštis priklauso nuo oro temperatūros ir iškrintančių kietųjų kritulių kiekio balanso. Kuo žemesnė oro temperatūra ir didesnis kietųjų kritulių kiekis, tuo žemiau nusileidžia sniego linija. Aukščiausiai sniego linija (iki 5–6 km aukščio) pakyla tropikuose, o poliarinėse platumose ji nusileidžia beveik iki jūros lygio. Sniego linijos aukštis priklauso ir nuo vyraujančių vėjų krypties, šlaito ekspozicijos bei kitų orografinių ypatumų.

Sniego dangos mažėjimą (**abliaciją**) reguliuoja sniego tirpimo, garavimo, vertikaliojo ir horizontaliojo vandens judėjimo sniego dangos viduje, taip pat vandens infiltracijos į gruntą procesai. Dėl sniego dangos nevienalytiškumo abliacijos procesas yra labai sudėtingas.

Sniegas pradeda tirpti sniego temperatūrai pakilus iki 0° C: atskiri sniego kristalai pasidengia plona vandens plėvele, o tarp sniego dangos elementų formuojasi ertmės, užpildytos vandeniu. Sunkio jėgos veikiamas vanduo skverbiasi per sniego dangą ir infiltruojasi į gruntą arba nuteka paviršiumi.

Kita svarbi abliacijos dedamoji dalis – garavimas. Nustatyta, jog atskirais metais abliacijos metu nuo sniego dangos gali išgaruoti daugiau negu 30 % sniege susikaupusio vandens.

Sniego dangos abliacijai lemiamą reikšmę turi šilto oro, kurio temperatūra aukštesnė už 0° C, advekcija. Ilgabangė atmosferos spinduliuotė yra beveik visiškai sniego dangos sugerama, o abliacijos intensyvumas tiesiogiai priklauso nuo oro masės temperatūros. Dėl didelio sniego albedo trumpabangės Saulės spinduliuotės įtaka sniego dangos abliacijai nėra tokia didelė.

Sniego danga papildomą šilumos kiekį gali gauti kartu su lietumi, iškrintančiu ant sniego dangos, turbulentinės pernašos ir per fazinius virsmus, taip pat iš gilesnių dirvos sluoksnių. Tačiau šis šilumos kiekis yra ženkliai mažesnis negu energija, gaunama iš trumpabangės ir ilgabangės spinduliuotės.

Sniego abliacijai didelę įtaką daro vietovės reljefas: atvirose vietovėse, o ypač pietiniuose kalvų šlaituose, sniegas ištirpsta anksčiau. Užterštas sniegas miestuose (jo albedas žymiai mažesnis) tirpsta greičiau negu už miesto ribų.

Pūga

Pūga – toks atmosferos reiškinys, kurio metu vėjui pernešant nuo paviršiaus pakeltą arba krintantį sniegą sumažėja matomumas.

Per pūgą sniegas pernešamas didesniame kaip 2 m aukštyje. Jei vėjo greitis didesnis kaip 10 m/s, o matomumas mažesnis negu 4 km, fiksuojama stipri pūga. Pūga perskirto sniego dangą, formuoja sniego pusnis prie kliūčių, užneša kelius ir t. t. Be to, pūgos metu dėl nuolatinio oro srauto slėgio sniego danga tampa tankesnė. Per pūgą taip pat krinta ir sniegas, todėl sunku atskirti krintantį ir pakeliamą sniegą.

Pažemio pūgos metu sniegas nekrinta, o yra vėjo pakeliamas nuo sniego dangos paviršiaus. Kad prasidėtų šio tipo pūga, vėjo greitis turi pasiekti kritinę reikšmę. Kritinė reikšmė priklauso nuo atskirų sniego dangos paviršiaus snaigių dydžio, formos bei masės, taip pat nuo snaigių sukibimo laipsnio. Pastarąjį dydį lemia oro temperatūra ir sniego slūgsojimo laikas (kuo šių rodiklių reikšmės didesnės, tuo didesnis ir sukibimo laipsnis). Jei sniego danga drėgna ir susigulėjusi arba sniego paviršius apledėjęs, tai net ir pučiant stipriam vėjui pūga gali neprasidėti.

Pažemio pūga fiksuojama tuo atveju, jei nustatomas dėl pūgos sumažėjęs meteorologinio matomumo nuotolis sumažėjimas. Kai sniegas pernešamas tik pačiame apatiniame atmosferos sluoksnyje (nuo kelių centimetrų iki 2 metrų aukščio virš sniego dangos paviršiaus), jis vadinamas **pažemio pustymu**. Į didesnę aukštį sniego dalelės pakyla tik pučiant stipriam vėjui ir sustiprėjus oro turbulencijai.

Žinių patikrinimas

Kontroliniai klausimai

1. Nuo ko priklauso garavimo greitis?
2. Kuo skiriasi kondensacijos ir kristalizacijos branduolių struktūra?
3. Apibūdinkite vandens garų slėgio paros eigą.

4. Kaip formuojasi maišymosi rūkas?
5. Išvardykite procesus, lemiančius debesų formavimąsi.
6. Kas lemia banguotą pastoviai stratifikuotos oro masės debesų struktūrą?
7. Kuo skiriasi anafrontas nuo katafronto?
8. Apibūdinkite mechanizmus, lemiančius kondensacinį lašelių augimą.
9. Apibūdinkite genetinius kritulių tipus.
10. Kaip susidaro kruša?
11. Kokie procesai lemia sniego dangos abliaciją?
12. Kuo skiriasi pažemio pūga ir pažemio pustymas?

8. OPTINIAI REIŠKINIAI ATMOSFEROJE

Šviesa ir spalvos. Žemės paviršiaus apšviestumas. Sutemos. Matomumas. Spindulių refrakcija atmosferoje. Optiniai reiškiniai debesyse. Vaivorykštė.

Šviesa ir spalvos

Kaip jau minėta skyrelyje „Saulės spinduliuotės spektras“, beveik pusė (47 %) viso Saulės spinduliuotės kiekio mus pasiekia matomųjų bangų (0,39–0,76 μm) pavidalu. Matomoji Saulės spinduliuotė žmogaus regos organus pasiekia ne tik tiesiogiai, bet ir išsklaidyta atmosferoje ar atsispindėjusi nuo ore ir ant paviršiaus esančių objektų. Pasiekusios žmogaus akį matomosios bangos sudirgina akies tinklainėje esančias šviesai jautrias ląsteles (lazdeles ir kolbeles). Sudirginimas virsta nerviniais impulsais, kuriuos mes priimame kaip šviesą. Lazdelės reaguoja į visą matomųjų bangų srautą ir padeda atskirti šviesą nuo tamsos. Atskiros kolbelės reaguoja tik į tam tikras šio spektro dalies bangas ir jų perduodamus nervinius impulsus mes suvokiame kaip spalvas.

Kokios spalvos yra mus supančioje aplinkoje esantys objektai, priklauso nuo jų šviesos atspindėjimo savybių ir nuo apšvietimo šaltinio spalvos. Saulės šviesoje objekto įgaunamas atspalvis priklauso nuo to, kokią spalvą objektas daugiausia atspindi. Pavyzdžiui, žalios spalvos objektas (pavyzdžiui, lapai) labiausiai atspindi žalią spalvą, t. y. nuo jo mus pasiekusių bangų sraute vyrauja žalią spalvą atitinkanti banga.

Supančios aplinkos apšviestumas ir ryškumas daugiausia priklauso nuo šviesos srauto intensyvumo. Dažniausiai vartojamos šviesos srauto charakteristikos yra jo stiprumas, matuojamas liumenais (lm), ir paviršiaus apšviestumas, matuojamas liuksais (lx).

Žemės paviršiaus apšviestumas

Žemės paviršiaus apšviestumas tiesiogine Saulės spinduliuote svyruoja gana dideliu diapazonu: nuo 0 liuksų naktį iki keliasdešimties kiloliuksų. Jis proporcingas šviesos srauto stiprumui, kuris didžiausias apie vidurdienį, kai Saulės spinduliai mažiausiai atmosferos išsklaidomi. Apšviestumas priklauso nuo atmosferos skaidrumo, debesų formos ir debesuotumo, paviršiaus albedo ir kt. Pavyzdžiui, apšviestumas išauga, kai paklotinį paviršių dengia dideliu albedu pasižyminti sniego danga.

Kai Saulė yra aukštai danguje, ji balkšvai gelsvos spalvos. Visų mus tiesiogiai nuo Saulės disko pasiekiančių matomojo spektro bangų suminė spalva yra balta, tačiau dėl spindulių išsklaidymo atmosferoje ji įgauna gelsvą atspalvį. Saulei leidžiantis auga atmosferos optinė masė, t. y. spinduliai nueina vis ilgesnį kelią per atmosferą. Dėl šios priežasties jie yra vis labiau išsklaidomi.

Pagal Reilio dėsnį, kuo trumpesnės bangos, tuo labiau jos išsklaidomos. Tai reiškia, jog tiesioginės spinduliuotės spektre auga ilgųjų geltonos, oranžinės ir raudonos spalvos bangų dalis. Jei ore nedaug aerozolių ir vyrauja molekulinis išsklaidymas, Saulė, būdama prie pat horizonto linijos, yra geltonai oranžinės spalvos. Tačiau tuo atveju, jei ore daug aerozolių (vandens garų, itin smulkių skystųjų ir kietųjų dalelių), stipriai išsklaidomos ir geltoną spalvą atitinkančios bangos. Tada besileidžianti ar kylanti Saulė įgauna ryškiai oranžinį ar raudoną atspalvį.

Plonas atmosferos sluoksnis yra skaidrus, tačiau visa atmosferos storumė turi **mėlyną atspalvį**. Tokia dangaus spalva – tai oro spalva, atsiradusi dėl spindulių išsklaidymo atmosferoje pobūdžio. Kaip jau minėta skyriuje „[Spinduliuotė atmosferoje](#)“, molekulinis šviesos išsklaidymas (Reilio sklaida) vyksta atvirkščiai proporcingai bangos ilgiui, pakeltam ketvirtuoju laipsniu. Taigi išsklaidomos energijos maksimumas pasislenka link mėlynos spalvos. Jei spindulius išsklaido ore esantys aerozoliai, kurių dydis yra artimas bangų ilgiui, išsklaidymas įgauna Mi sklaidai būdingų požymių. Tai reiškia, jog išsklaidymo laipsnio priklausomybė nuo bangos ilgio mažėja. Dar didesnės dalelės (pavyzdžiui, smulkūs debesų lašeliai) visas matomojo spektro dalies bangas išsklaido beveik vienodai. Todėl kuo atmosferoje daugiau kondensacijos produktų ir kitų stambių

aerozolių, tuo dangus tampa balkšvesnis. Debesys yra balti, nes tokios spalvos yra visų matomojo spektro bangų suma.

Debesyse spinduliuotė yra ne tik išsklaidoma, bet ir sugerama, ir atspindima. Todėl storejant debesims vis mažesnis energijos srautas per juos prasiskverbia ir debesies pagrindas tampa šviesiai arba tamsiai pilkas. Be to, stambūs vandens lašeliai debesies apačioje sugeria ir didelę dalį nuo paklotinio paviršiaus atspindėjusios ar žemiau debesies pagrindo išsklaidytos spinduliuotės. Tai lemia apatinės debesies dalies tamsėjimą.

Kuo mažesnis aerozolių kiekis yra ore, tuo dangus ryškesnis. Taigi pagal dangaus ryškumą galima spręsti ir apie oro „švarumą“, ir apie oro masės pobūdį (užplūdus arktinio oro masei dangus yra žydresnis nei vykstant tropinio oro masės advekcijai). Dangaus ryškumas priklauso ir nuo paviršiaus albedo. Didelis atspindys nuo paviršiaus padidina nuo dangaus sklindantį spinduliuotės srautą, patenkantį į regos organus, ir dangus atrodo ryškesnis.

Didėjant aukščiui ir mažėjant oro tankiui bei išsklaidančiųjų dalelių skaičiui, dangus tampa vis tamsesnis ir 200–300 km aukštyje pasidaro juodas.

Nakties metu svarbiausias šviesos šaltinis yra Mėnulio šviesa. Kai Mėnulio pilnatis zenite, paviršiaus apšviestumas siekia 0,25 lx. Jei Mėnulio nėra, itin silpnas šviesos srautas sklinda tiesiog nuo žvaigždžių ar yra išsklaidomas kosminių dulkių. Taip pat žemės paviršių pasiekia ir labai mažas aukštutinių atmosferos sluoksnių išsklaidytos Saulės spinduliuotės kiekis.

Sutemos

Saulei nusileidus sutemsta ne iš karto, o rytą švinta dar prieš Saulės patekėjimą. Šis reiškinys vadinamas **sutemomis** (ryto sutemos vadinamos **aušra**). Sutemos formuojasi todėl, kad Saulė, dar (arba jau) būdama žemiau horizonto, apšviečia aukštuosius atmosferos sluoksnius, kurie savo ruožtu spindulius išsklaido. Šių išsklaidytųjų Saulės spindulių intensyvumas tuo mažesnis, kuo Saulė yra žemiau horizonto linijos. Skiriamos pilietinės, navigacinės ir astronominės sutemos.

Pilietinės sutemos trunka tol, kol Saulės disko centras nusileidžia iki 6° žemiau horizonto linijos (rytą prasideda tuo metu, kai Saulė užima tokią pačią padėtį). Pilietinių sutemų metu yra pakankamai šviesu dirbti lauke. Danguje pasirodo ryškiausios žvaigždės ar planetos (pavyzdžiui, Venera). Sniego danga pilietinių sutemų pradžioje padidina teritorijos apšviestumą.

Navigacinės sutemos siejamos su 12° žemiau horizonto linijos riba. Kai Saulė yra žemiau, sėkmingai laivų navigacijai užtikrinti būtini dirbtiniai šviesos šaltiniai. Navigacinių sutemų metu galima išskirti objektų kontūrus, bet labai sunku tiksliai nustatyti Saulės leidimosi ar kilimo vietą. Danguje matoma nemažai žvaigždžių, o darbas be dirbtinio apšvietimo beveik neįmanomas.

Astronominės sutemos fiksuojamos tuomet, kai Saulė yra 12–18° žemiau horizonto linijos. Jų pabaiga ir nakties pradžia siejama su visišku kiek šviesesnio dangaus skliauto saulėlydžio pusėje išnykimu. Danguje matomos visos žvaigždės.

Sutemų trukmė kinta priklausomai nuo platumos ir metų laiko. Didžiausia sutemų trukmė fiksuojama vasaros ir žiemos saulėgrįžos metu, trumpiausia – per pavasario ir rudens lygiadienį. Aukštesiose platumose sutemos trunka ilgiausiai. Čia Saulė gali ir visai nenusileisti arba nusileisti už horizonto linijos ne žemiau negu 18°. Antruoju atveju vakaro sutemos susilieja su ryto aušra. Jei susilieja ryto ir vakaro pilietinės sutemos, formuojasi **baltosios naktys**. Baltosios naktys būdingos teritorijoms tarp 60° platumos ir poliarinio rato birželio mėnesio antrajai pusei Šiaurės pusrutulyje ir gruodžio mėnesio antrajai pusei – Pietų.

Sutemas lydi dangaus skliauto spalvos pasikeitimas Saulės pusėje dėl spindulių atspindėjimo aukštesniuose atmosferos sluoksniuose. Šis reiškinys, kuris prasideda prieš Saulės nusileidimą ir tęsiasi jau Saulei nusileidus (arba prasideda dar prieš Saulei pakylant ryte), vadinamas **žara**. Žaros metu vyrauja geltona, oranžinė, o prie pat horizonto linijos – raudona spalva. Ryškiausia žara matoma iš karto po saulėlydžio (ar prieš pat saulėtekį).

Matomumas

Meteorologinis matomumas – tai maksimalus nuotolis, kuriame vis dar galime išskirti juodo netoli paviršiaus esančio objekto kontūrus kontrastingame šviesiame fone.

Kaip aiškiai matome objektą, esantį mūsų aplinkoje, priklauso nuo atstumo iki jo, objekto dydžio, formos, ryškumo, spalvos, aplinkos fono, paros laiko ir regos gerumo. Itin didelę įtaką turi ir oro sąlygos. Net labai dideli bei ryškūs objektai gali tapti blogai matomi dėl oro drumstumo. Oro drumstumas didina šviesos, atsispindėjusios nuo objektų, išsklaidymą atmosferoje, be to, mažesnis spinduliuotės kiekis pasiekia ir atsispindi nuo pačių objektų. Todėl, didėjant aerozolių kiekiui ore, matomumas mažėja.

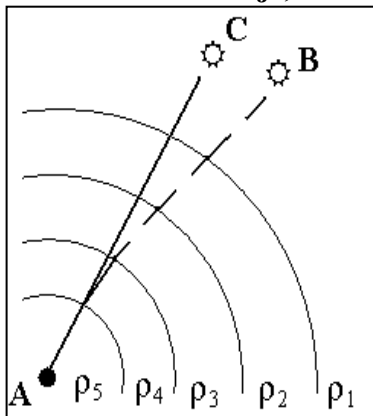
Ypač švariam ore (pavyzdžiui, arktiniame) matomumas gali siekti net šimtą kilometrų, nes išsklaidymas daugiausia vyksta vien tik dėl oro molekulių poveikio. Ore, kuriame daug dulkių ar kondensacijos produktų, matomumas gali sumažėti iki kelių kilometrų ar net metrų (pavyzdžiui, esant rūkui).

Spindulių refrakcija atmosferoje

Atmosferos refrakcija – tai elektromagnetinių bangų lūžimas atmosferoje dėl netolygaus atmosferos tankio pasiskirstymo horizontalia ir vertikalia kryptimi.

Atmosferos tankis priklauso nuo oro temperatūros, drėgnumo ir atmosferos slėgio. Kuo stipriau kinta oro tankis, tuo labiau keičiasi ir spindulio trajektorija. Refrakcija priklauso ir nuo spindulio bangos ilgio: kuo trumpesnės bangos, tuo didesniu kampu jos lūžta. Tai reiškia, jog violetinės matomojo spektro bangos lūžta labiau nei raudonosios.

Šviesos spindulių, einančių nuo už atmosferos ribų esančių kūnų, refrakcija vadinama **astronomine refrakcija**, o nuo esančių ant žemės paviršiaus daiktų – **žemės refrakcija**.



8.1 pav. Atmosferos refrakcija

Jei nuo žemės paviršiaus (A) stebimas šviesulys yra už atmosferos ribos (B), tai šviesos spindulys, sklindantis per vis didėjančio tankio ρ atmosferą, pamažu keičia savo trajektoriją (8.1 pav.). Todėl stebėtojas objektą matys kiek aukščiau (C), nei jis yra iš tiesų. Kampas tarp matomos ir tikrosios dangaus šviesulio padėties yra vadinamas **astronominės refrakcijos kampas**. Astronominės refrakcijos kampas nėra labai didelis: nuo kelių iki keliasdešimt laipsnių minučių ir tik retais atvejais viršija laipsnį. Jis lygus 0, kai dangaus šviesulys yra zenite. Kuo šviesulys yra arčiau horizonto, tuo didesnę kelią per atmosferą nueina spindulys. Todėl refrakcijos kampas, objektui artėjant prie horizonto, greitai auga.

Dėl refrakcijos išauga ir kampinis Saulės aukštis. Saulei leidžiantis ar kylant, ji kuri laiką būna matoma net ir tada, kai realiai dangaus kūnas yra žemiau horizonto linijos. Todėl keliomis minutėmis išauga ir dienos trukmė. Kai Saulė yra prie pat horizonto linijos, spindulių, sklindančių nuo jos apatinio krašto, astronominės refrakcijos kampas yra pastebimai didesnis nei spindulių, sklindančių nuo viršutinio krašto. Todėl Saulė įgauna kiek suplotą pavidalą.

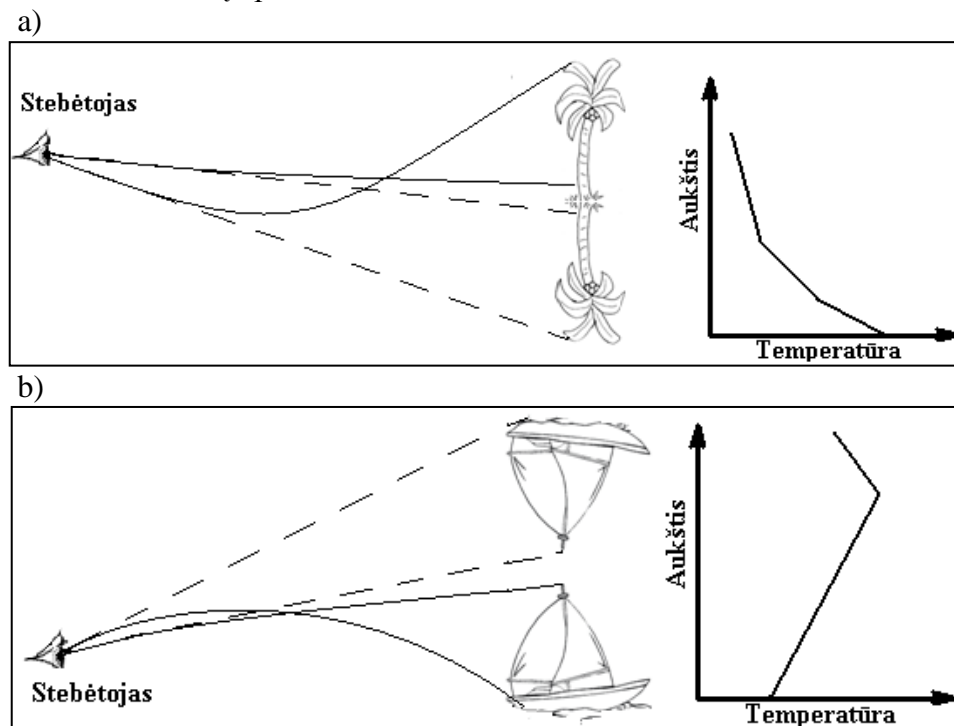
Kai virš horizonto linijos lieka matoma tik labai maža Saulės dalis, vyksta greita Saulės spindulių spalvos kaita. Raudona Saulės spalva virsta oranžine, geltona, o kartais galime pamatyti ir paskutinįjį **žaliąjį spindulį**. Jo trukmė dažniausiai neviršija kelių sekundžių, nors poliarinėse platumose (ten Saulė leidžiasi lėčiau) kartais gali siekti net ir kelias minutes. Žaliasis spindulys gali būti matomas esant itin dideliame oro skaidrumui ties lygia horizonto linija. Žaliasis spindulys susidaro dėl to, jog skirtingų ilgių bangų refrakcija skiriasi. Todėl trumpųjų matomojo spektro bangų dalis prieš nusileidžiant Saulei matoma ilgiau nei kitos spalvos. Teoriškai vėliausiai turėtų būti matomas violetinės spalvos spindulys, tačiau ši spalva yra labiau išsklaidoma atmosferoje ir dėl to aiškus paskutinis mėlyno atspalvio spindulys beveik niekada nėra matomas.

Dar vienas su astronomine refrakcija susijęs reiškinys yra **žvaigždžių mirgėjimas**, kuris formuojasi dėl atmosferos tankio svyravimų. Todėl šiek tiek svyruoja ir žvaigždžių aukštis virš horizonto. Daugiausia mirga neaukštai virš horizonto esančios žvaigždės.

Nuo ant žemės paviršiaus esančių objektų sklindančių spindulių trajektorija taip pat nėra tiesi. Esant normaliam oro tankio pasiskirstymui vertikalia kryptimi, visus daiktus mes matome ne savo vietoje, o šiek tiek pakylėtus kampu α , kuris vadinamas **žemės refrakcijos kampu**. Šio kampo dydis priklauso nuo atstumo iki objekto ir terminės stratifikacijos. Šaltas oras yra tankesnis nei šiltas, todėl spinduliai jame lūžta didesniu kampu. Kuo didesnis tankio pokytis vertikalia kryptimi, tuo didesnė refrakcija. Ypač didelis teigiamas refrakcijos kampas susidaro esant stipriai atmosferos inversijai (tankis greitai mažėja didėjant aukščiui). Tada už horizonto linijos esantis objektas gali vizualiai pakilti ir tapti matomas.

Tuo atveju, jei oro tankis didėjant aukščiui mažėja (o tai įmanoma tik tada, kai vertikalusis temperatūros gradientas $\gamma > 3,42 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ m}$) objektas matomas žemiau, nei tikroji jo padėtis. Tokia refrakcija vadinama neigiamąja.

Dėl žemės refrakcijos formuojasi **miražas**. Miražas – tai optinis atmosferos reiškinys, kai matomas vienas ar keli objekto (neretai esančio už horizonto linijos) atvaizdai atmosferoje. Pats objektas nėra visada matomas. Šie atvaizdai gali būti aukštai pakilę ore, padidėję, iškreiptų formų ir labai dažnai atvirkšti. Miražas atsiranda dėl didelių oro tankio pasiskirstymo vertikalia kryptimi anomalijų. Miražai skirstomi į apatinius ir viršutinius.



8.2 pav. Apatinis (a) ir viršutinis (b) miražas

Apatinis miražas susidaro, esant labai dideliems vertikaliesiems temperatūros gradientams (oro tankis kylant aukštyje didėja) prie pat paklotinio paviršiaus. Nuo objekto sklindantis spindulys tampa įgaubtas (8.2 pav., a). Stebėtojas dažniausiai mato atvirkščią objektą žemiau jo tikrojo vaizdo. Neretai atrodo, jog yra matomas objekto atspindys vandens paviršiuje, kuris iš tiesų yra dangaus atvaizdas. Dėl intensyvios terminės turbulencijos priežeminiame sluoksnyje vaizdas nėra stabilus. Apatinis miražas būdingas įkaitusioms dykumoms ar net asfalto paviršiui vasarą.

Viršutinis miražas susidaro, susiformavus itin stipriai temperatūros inversijai ore. Kadangi oro tankis didėjant aukščiui labai greitai mažėja, nuo objekto sklindantys spinduliai stipriai išsigaubia (8.2 pav., b). Todėl stebėtojas objekto vaizdą mato žymiai aukščiau, nei jis yra iš tiesų. Jei nuo viršutinio ir apatinio objekto krašto sklindantys spinduliai susikerta, matomas vaizdas tampa atvirkščias.

Viršutiniai miražai būdingi poliarinėms sritims ir yra dažni virš šaltų jūrų ar ledo laukų. Nors viršutiniai miražai susidaro rečiau nei apatiniai, tačiau jie yra stabilesni ir vaizdas ryškesnis, nes apatiniame atmosferos sluoksnyje nevyksta stipri terminė turbulencija.

Itin sudėtingas viršutinis mirażas, kurio metu matoma daug iškreiptų ir nuolat besikeičiančių objekto vaizdų, vadinamas *Fata Morgana*.

Optiniai reiškiniai debesyse

Įvairūs optiniai reiškiniai gali būti matomi debesyse, rūke ar krintančiuose krituluose. Visi šie reiškiniai formuojasi dėl matomojo spektro elektromagnetinių bangų refrakcijos, difrakcijos ir interferencijos vandens lašeliuose ar ledo kristaluose. Koks optinis reiškinys formosis, priklauso nuo tam tikroje vietoje vyraujančių lašelių ar kristalų dydžio santykio su jį pasiekiančios bangos ilgiu.

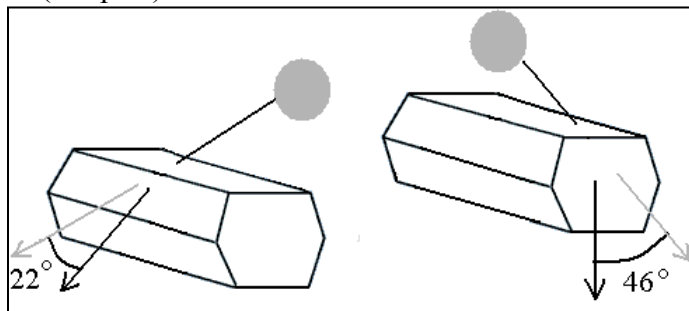
Difrakcija – tai elektromagnetinių bangų (taip pat ir šviesos), einančių pro kliūčių kraštą, nukrypimas nuo tiesiaieigės sklidimo krypties.

Interferencija – vienu metu erdvėje sklindančių koherentiškų bangų amplitudės kaita dėl tarpusavio sąveikos.

Iš ledo kristalų sudarytuose plunksniuose sluoksniniuose (*Cs*), daug rečiau plunksniuose (*Ci*) debesyse susidaro halas. **Halas** – tai dėl Saulės ar Mėnulio spindulių lūžimo ir atspindėjimo ledo kristaluose susidarantys lankai bei dėmės danguje, dažnai silpnai nuspalvintos vaivorykštės spalvomis. Yra daug halo rūšių. Tai įvairaus tipo lankai apie Saulę ir Mėnulį, netikroji Saulė ar Saulės stulpai.

Dažniausiai ledo kristalai būna šešiabriaunių prizmių ar šešiakampių plokštelių pavidalo. Krisdami kristalai orientuojasi tokiu būdu, jog oro pasipriešinimas jų kritimui būtų maksimalus. Dažniausiai ir šešiabriaunių prizmių pagrindinė ašis, ir plokštelių plokštumos būna orientuotos lygiagrečiai su žemės paviršiumi, tačiau krisdamos jos svyruoja arba sukasi apie savo ašį ir kristalų orientacija šviesos spindulių atžvilgiu tampa chaotiška. Antra vertus, jei plokštelės formos kristalai yra gana dideli, jiems krintant, jų pagrindas neretai išlieka horizontalus žemės paviršiui.

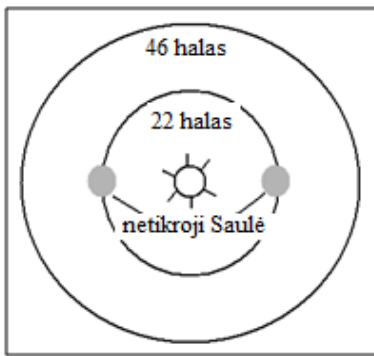
Kai šviesos spindulys pereina ledo kristalą, jis lūžta du kartus: įeidamas į jį ir išeidamas. Kadangi skirtingo ilgio elektromagnetinės bangos lūžta nevienodu kampu, išeidamos iš ledo kristalo jos suformuoja spalvų spektrą. Pradinės spindulio sklidimo krypties pasikeitimo kampas priklauso nuo spindulio kelio per kristalą pobūdžio. Jei spindulys sklinda per gretimus du šešiabriaunio ledo kristalo šonus (tarp jų yra 60° kampas), tai jis nuo pradinės judėjimo trajektorijos atlinksta per 22° (kampas kiek kinta priklausomai nuo bangos ilgio), o jei per šoną ir pagrindą (tarp jų yra 90° kampas) – per 46° (8.3 pav.).



8.3 pav. Šviesos spindulio lūžimas šešiabriaunės prizmės formos ledo kristaluose

Dažniausiai pasitaikanti halo forma yra 22° kampinio dydžio spindulio ratas apie Saulės ar Mėnulio diską (8.4 pav.). Vidinis rato pakraštys įgauna gana ryškų raudoną atspalvį, išorinis – daug blankesnę violetinę. Palankiausios sąlygos tokio tipo halui formotis yra tada, kai debesis sudarytas iš panašaus dydžio atsitiktinai orientuotų šešiabriaunių prizmių. Sklisdama šviesa lūžta tarp prizmės šonų. Plotas tarp Saulės ir halo lanko yra tamsesnis, nes spinduliai, lūžę ten esančiuose kristaluose, nepasiekia mūsų akių.

Daug rečiau matomas 46° kampinio dydžio halas. Šiuo atveju šviesa sklinda per ledo kristalų prizmės šoną ir pagrindą. Tokio tipo halas formuojasi tada, kai šešiabriaunės prizmės yra trumpesnės, t. y. pagrindo ir prizmės šoninių plokštumų plotai yra panašūs. Tada tikėtina, jog spindulys sklis tarp dviejų 90° kampu išsidėsčiusių plokštumų.



8.4 pav. 22°, 46° halas ir netikroji Saulė

Neretai ant halo lanko į abi puses nuo Saulės disko formuojasi šviesios dėmės, toks reiškinys vadinamas **netikroja Saule** (arba paraheliu). Netikroji Saulė formuojasi šešibriauniuose plokštelės formos ledo kristaluose. Priešingai nuo halo, dauguma kristalų turi būti horizontaliai orientuoti paviršiaus atžvilgiu. Saulės spindulys, pereidamas per šonines kristalų plokštumas, atlinksta per 22° ir stebėtojo atžvilgiu abipus Saulės disko susiformuoja šviesesnės nei halo lankas dėmės, nes didžioji dalis kristalų nukreipia šviesą link stebėtojo regos organų. Halo lanko skleidžiamas šviesos srautas silpnesnis, nes didesnis kristalų išsidėstymo chaotiškumas. Netikroji Saulė turi raudoną atspalvį vienoje tikrosios Saulės pusėje ir silpnesnį mėsvą – priešingoje.

Dėl Saulės spindulių atsispindėjimo nuo aukščiau ar žemiau jos esančių kristalų formuojasi **Saulės stulpai**. Tai siauras vertikalusis šviesos srautas, aukštyn arba žemyn besitęsiantis nuo kylančios arba besileidžiančios Saulės. Šį reiškinį formuoja Saulės spindulių atsispindėjimas nuo horizontaliai paviršiaus atžvilgiu išsidėsčiusių ledo kristalų plokštumų. Pakibusios ore plokštelės formos kristalai į viršų ištytusius Saulės stulpus formuoja tuo atveju, kai Saulės diskas yra žemiau negu 6° virš horizonto linijos. Atspindys nuo šešibriaunių prizmių (jų pagrindinė ašis būna horizontali) suformuoja žemyn sklindantį šviesos srautą, kai Saulė yra apie 20° aukštyje virš horizonto.

Dėl Saulės ar Mėnulio spindulių difrakcijos smulkiuose debesų lašeliuose ar ledo kristaluose formuojasi **vainikas**. Tai daug mažesnis nei halo ratas apie šviesos šaltinį dengiamą plono debesų šydo (Saulės ar Mėnulio diskas matosi per debesį). Vainikas susideda iš centrinės šviečiančios beveik baltos spalvos dalies, pereinančios į spalvotą žiedą apie šviečiantį objektą (vidinė žiedo dalis yra mėlynos, o išorinė – raudonos spalvos). Spalvų vainikuose atsiranda dėl to, jog skirtingo ilgio bangos už kliūtis užlinksta skirtingai.

Vainiko kampinis dydis gali būti 10–15° ir jis yra atvirkščiai proporcingas lašelių ar kristalų dydžiui debesyse. Todėl pagal vainiko kampinį dydį galima nustatyti ir lašelių dydį. Jei lašelių ar kristalų dydis yra nevienodas, vidinis vainikas gali būti apjuostas dar kelių papildomų žiedų, kuriose spalvos išsidėsčiusios ta pačia tvarka. Vainikas gali būti matomas ir apie dirbtinius šviesos šaltinius.

Saulės ar Mėnulio spinduliams sklindant per debesų pakraštį, dėl spindulių difrakcijos itin mažuose ledo kristaluose bei lašeliuose, debesies kraštas kartais nusidažo vaivorykštės spalvomis. Toks reiškinys vadinamas **debesų irizacija**. Dažniausiai ji pasitaiko plunksniniuose kamuoliniuose (Cc), aukštuosiuose sluoksniniuose (As) bei sluoksniniuose kamuoliniuose (Sc) debesyse. Debesų, kurių pakraščiuose labai greitai kinta lašelių dydis, kraštas įvairiomis spalvomis nusispalvina dėl tos pačios priežasties kaip ir vainikas. Irizuotus debesų pakraščius galima laikyti vainiko fragmentais. Kuo didesnė lašelių dydžių įvairovė, tuo platesnė ir spalvų gama.

Spindulių difrakciją atmosferoje gali sukelti ne tik vandens lašeliai ar ledo kristalai, bet ir kietieji aerosoliai. Išsiveržus galingiems vulkanams, į atmosferą patenka milžiniškas kiekis pelenų ir įvairių sieros junginių. Itin smulkios (apie 1 μm) dydžio dalelės gali išlikti stratoferoje keletus metų. Vykstant šių dalelių nulemtai Saulės ar Mėnulio spindulių difrakcijai, formuojasi Bišopo žiedas. **Bišopo žiedas** – tai išskydęs rusvo ar melsvo atspalvio 10–30° kampinio dydžio lankas apie šviesulį. Kuo mažesnės dalelės, tuo didesnis Bišopo žiedo kampinis dydis. Priešingai nei halo lanke, vidinis žiedo pakraštys yra melsvas, o išorinis – rausvas. Taigi pagal spalvų išsidėstymą lanke galima spręsti, kas – difrakcija ar refrakcija – lėmė optinio reiškinio formavimąsi. Vidinė Bišopo žiedo dalis švyti žymiai stipriau nei dangus už jo ribų.

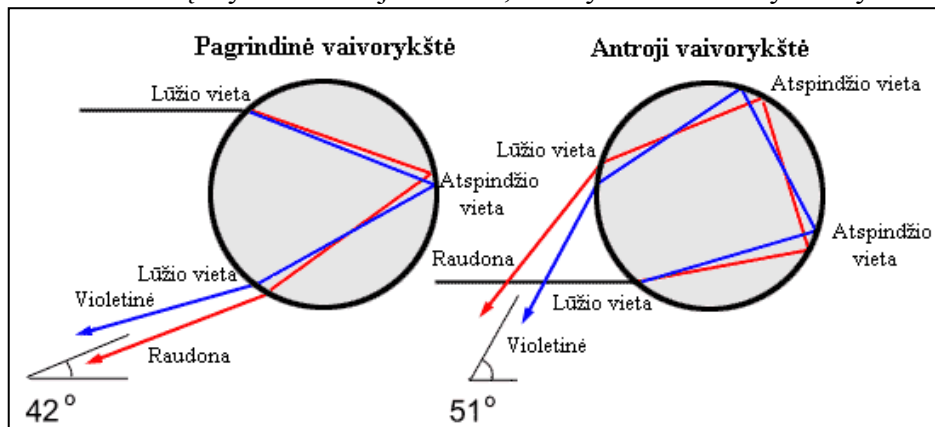
Dar vienas optinis reiškinys, susidarantis dėl šviesos difrakcijos atmosferoje, yra **glorija**. Glorija panaši į vainiką, tačiau ji formuojasi ne apie dangaus šviesulį, o aplink priešingą jam tašką. Glorija gali būti matoma ant debesų paviršiaus (kai stebėtojas yra aukščiau jų), rūke ar rasotoje žolėje. Glorijos žiedas (5–20° kampinio dydžio) supa žmogaus galvos šešėlį (gali supti ir lėktuvą,

kuriame yra stebėtojas). Žiedo dydis vėl yra atvirkščiai proporcingas lašelių dydžiui. Gloriją sudaro spalvoti ratai (kaip ir kituose su difrakcija susijusiuose reiškinuose, mėlyna spalva yra vidinėje lanko dalyje). Šis reiškinys formuojasi vykstant šviesos spindulių, jau atsispindėjusių smulkiuose debesies ar rasos lašeliuose, difrakcijai, nors galutinai glorijos susidarymas nėra paaiškintas.

Vaivorykštė

Debesų, iš kurių krinta lietus ir kuriuos apšviečia Saulė, fone dažnai matoma **vaivorykštė**. **Vaivorykštė** – 42° kampinio dydžio apskritimo, kurio centras yra tiesėje, jungiančioje Saulės diską su stebėtojo akimi (vaivorykštė susidaro priešingoje nuo Saulės pusėje), lankas, nuspalvintas spektro spalvomis. Apatinė lanko riba yra $40^\circ 40'$, o viršutinė – $42^\circ 30'$ aukštyje. Jei Saulė žemai prie horizonto, tai vaivorykštės centras yra irgi prie pat horizonto ir vaivorykštė sudaro pusapskritimį. Saulei kylant, vaivorykštės centras leidžiasi žemiau horizonto ir matoma tik maža viršutinė lanko dalis. Kai Saulės aukštis didesnis negu 42° , vaivorykštės nesimato. Vidiniame lanko pakraštyje išryškėja violetinė spalva, išoriniame – raudona. Vaivorykštė realiai neegzistuoja tam tikroje vietoje. Jos padėtis priklauso nuo stebėtojo ir Saulės padėties. Visi ore esantys lašeliai vienodai laužia ir atspindi Saulės šviesą. Tačiau tik iš tam tikroje vietoje esančių lašų į spektrą išsiskaidžiusi šviesa pasiekia stebėtojo akis.

Tipinei vaivorykštei formotis reikalingi stambūs krintančio lietaus ar debesų lašai. Vaivorykštės susidarymą galima paaiškinti Saulės spindulių lūžimu ir atspindėjimu vandens lašeliuose (8.5 pav.). Skirtingo ilgio (spalvos) bangos, pereidamos iš vienokio tankio terpės į kitą, lūžta skirtingu kampu (violetinės bangos lūžta didžiausiu kampu). Be to, dalis Saulės šviesos atsispindi nuo vandens lašelio vidinės sienelės. Kiekvieno atspindžio metu energija yra prarandama, nes didžioji spindulio energijos dalis ne atsispindi, bet ir išeina iš lašelio. Dėl visų šių procesų iš lašelio po atspindžio link stebėtojo sklinda į spektro spalvas išsiskaidęs spindulys. Vaivorykštės spalvos priklauso nuo lašelių dydžio. Kuo jie didesni, tuo ryškesnė vaivorykštė yra matoma.



8.5 pav. Pagrindinės ir antrosios vaivorykštės formavimasis

Be pagrindinės vaivorykštės, gali būti matoma ir antroji (jos kampinis dydis 51° , o spalvos išsidėsčiusios priešinga tvarka), o itin retais atvejais – ir trečioji vaivorykštė (kaip ir ketvirtoji, ji yra toje pat pusėje kaip ir Saulė). Teoriškai vaivorykščių skaičius yra begalinis, tačiau jų sklaidžiama energija labai maža ir jų žmogaus regos organai nefiksuoja. Tarp pirmosios ir antrosios vaivorykščių yra tamsesnio dangaus sritis, vadinama **Aleksandro juosta**. Dėl šviesos refrakcijos lašeliuose pobūdžio iš šios zonos stebėtoją pasiekia tik nedidelis išsklaidytos, o ne lašeliuose lūžusios ir atspindėtos spinduliuotės kiekis. Todėl ši sritis atrodo tamsesnė.

Kadangi esant pagrindinei vaivorykštei Saulės spindulys atsispindi tik kartą, ir per vandens lašelį sklindančio spindulio energijos netektys yra mažiausios, ši vaivorykštė pati ryškiausia, antroji (spindulys laše atsispindi du kartus) blankesnė ir t. t. Apskaičiuota, jog, spinduliui pasiekus lašelį, vidutiniškai nuo jo atsispindi 7 %, o kiaurai jį pereina apie 88 % spindulio energijos. Ir tik apie 5 % spindulio energijos yra atspindima lašelio viduje ir formuoja vaivorykštę. Iš jų net 4 % tenka

pirmajai vaivorykštei. Todėl ji yra ryškiausia, antroji yra daug silpnesnė ir matoma ne visada, o trečioji beveik niekada nėra matoma.

Žinių patikrinimas

Kontroliniai klausimai

1. Kodėl dangus yra mėlynas?
2. Išvardykite sutemų tipus.
3. Kaip susidaro baltosios naktys?
4. Kodėl žvaigždes danguje matome aukščiau, nei jos yra?
5. Kokios sąlygos palankios viršutiniam ir apatiniam mirażui formuotis?
6. Kaip formuojasi 22° ir 46° halas?
7. Koks optinis reiškinys formuojasi vulkaninės kilmės aerozoliuose?
8. Kaip išsidėsto spalvos difrakcijos ir refrakcijos nulemtuose optiniuose reiškiniuose?
9. Kaip formuojasi vaivorykštė?

9. ATMOSFEROS ELEKTRA

Jonai. Jonosfera. Atmosferos elektrinis laukas. Debesų ir kritulių elektra. Perkūnija. Žaibas ir griaustinis. Šventojo Elmo ugnys. Poliarinė pašvaistė.

Jonai

Jonas – teigiamąjį arba neigiamąjį krūvį turinti molekulė ar atomas. Dėl jonizuojančiojo spinduliavimo poveikio vienos dalelės praranda vieną ar kelis elektronus (susidaro **teigiamasis jonas**), o kitos dalelės juos prisijungia (susidaro **neigiamasis jonas**).

Atmosferoje nuolat susidaro įelektrintų dalelių, vadinamų jonais. Jonų egzistavimas atmosferoje yra svarbiausia elektrinio atmosferos lauko formavimosi priežastis. Jei jų nebūtų, elektrinis atmosferos laukas neegzistotų. Skiriami trijų tipų jonai: lengvieji, vidutiniai ir sunkieji. Jonizacijos metu susidarę **lengvieji jonai**, jungdamiesi su neutraliaisiais arba turinčiais elektros krūvį skystaisiais ar kietaisiais aerozoliais, suformuoja **vidutinius ir sunkiuosius jonus**. Svarbiausi atmosferoje yra lengvieji jonai: jie yra mobilesni, todėl atmosferoje perneša didžiausią elektros krūvį. Teigiamųjų ir neigiamųjų jonų skaičius gali siekti kelis šimtus ar net tūkstančius viename kubiniame centimetre.

Jonizacija apatinėje atmosferoje vyksta dėl radioaktyviųjų medžiagų, esančių žemės paviršiuje, ir dėl kosminio (daugiausia protonų srauto, sklindančio iš Saulės ar kitų kosminių objektų) spinduliavimo. Radioaktyviosios medžiagos labiausiai jonizuoja orą prie žemės paviršiaus, o kosminiai spinduliai – aukštesniuose atmosferos sluoksniuose (nors veikia visą atmosferos storį). Apskaičiuota, jog dvi iš septynių jonų porų prie žemės paviršiaus yra suformuotos kosminių spindulių, o likusios – natūralaus Žemės radioaktyvumo. Labai didelę reikšmę turi radžio (Ra) skleidžiamos radioaktyviosios radono (Rn) dujos, kurios labai stipriai jonizuoja oro molekules.

Jonų taip pat susidaro per elektros išlydžius. Prie žemės paviršiaus susiformavę jonai į vidurinę troposferą patenka dėl turbulentinio maišymosi.

Jonosfera

Jonosfera – tai dideliu elektriniu laidumu pasižymintis atmosferos sluoksnis. Jame trumposios Saulės spinduliuotės spektro dalies bangos arba nuo Saulės į Žemės atmosferą atskriejusios įelektrintos dalelės intensyviai jonizuoja dujų molekules, todėl ore atsiranda didelė jonų koncentracija. Apytikslės jonosferos ribos (60–800 km) beveik sutampa su termosferos, kadangi oro molekulių jonizacija ir yra oro temperatūros kilimo priežastis.

Jonosferoje dideliu dažniu pasižymintys ultravioletiniai bei rentgeno Saulės spinduliai ir iš Saulės sklindantis elektronų bei protonų srautas gali iš neutralios atmosferos dujų molekulės „išmušti“ elektroną. Ir nors elektronai, priartėję prie teigiamųjų jonų, yra pastarųjų prisijungiami (tai vadinama rekombinacija), jonosferoje oro tankis toks retas, jog laisvieji elektronai kurį laiką gali egzistuoti atskirai. Kuo atmosfera retesnė, tuo didesnis jonizacijos laipsnis, nes didėja laisvųjų elektronų egzistavimo laikas. Jonizacijos laipsnis priklauso nuo Saulės spinduliuotės intensyvumo, todėl jis kinta per dieną bei per metus, yra nevienodas skirtingose platumose, be to, veikiamas pačios Saulės aktyvumo.

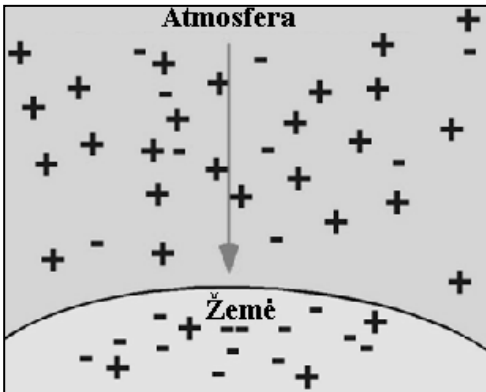
Jonosfera skirstoma į tris sluoksnius: D, E ir F. Apatiniuose D (~ 60–90 km) ir E sluoksniuose (~ 90–150 km) dominuoja NO^+ and O_2^+ jonai, o F sluoksnyje (~ 150–800 km) vyrauja O^+ jonai. Kadangi Saulės spinduliuotė yra pagrindinė atmosferos jonizacijos priežastis, D ir E sluoksnių storis labai kinta, priklausomai nuo paros laiko (naktį D sluoksnis beveik visiškai išnyksta). Santykinai tankioje atmosferoje susilpnėjęs Saulės spinduliuotei jonų skaičius greitai mažėja, nes laisvieji elektronai susijungia su teigiamaisiais jonais, o viršutinis F sluoksnis išlieka daug pastovesnis.

Jonosfera turi didelę įtaką trumposioms radijo bangoms ore skliti, nes šiame atmosferos sluoksnyje jos sąveikauja su jonais ir yra atspindimos. Vėliau atsispindėjusios jau nuo žemės

paviršiaus jos vėl sugrįžta į jonosferą. Šiam procesui kartojantis radijo signalas gali apkelti ir visą planetą.

Atmosferos elektrinis laukas

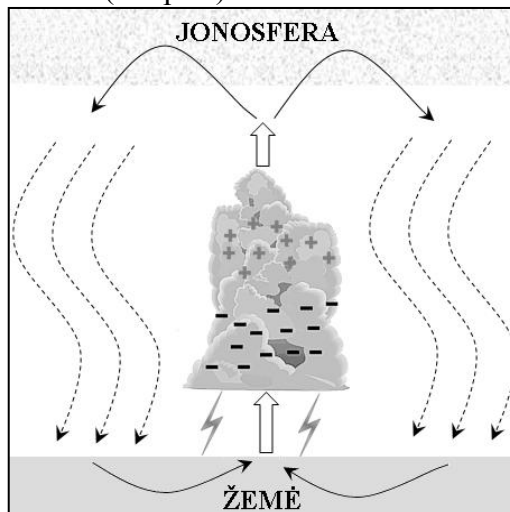
Atmosferoje debesys, krituliai, rūkas, aerozoliai turi elektros krūvį. Net „švarioje“ atmosferoje egzistuoja elektros laukas, t. y. kiekvienas jos taškas turi vieną ar kitą potencialo reikšmę. Pagrindinė šio lauko charakteristika yra **atmosferos elektrinio lauko stipris** (E) – jėga, veikianti vienetinį teigiamąjį elektros krūvį atmosferoje (V/m). Kai nėra debesų, ji nukreipta iš viršaus į apačią. Tyrimų duomenimis, vidutinė E reikšmė prie žemės paviršiaus siekia 100–130 V/m. Žemė daugiausia turi neigiamąjį, o atmosfera – teigiamąjį krūvį. Tačiau kritulių, pūgos ir kitų atmosferos reiškinių metu elektrinio lauko stiprio kryptis ir dydis gali keistis ir pasiekti net 1000 V/m.



9.1 pav. Elektros srovės kryptis prie žemės paviršiaus įprastomis oro sąlygomis (Nese, Greci, 2005)

Toks atmosferos ir žemės krūvio pasiskirstymas aiškinamas didesniu teigiamųjų negu neigiamųjų jonų skaičiumi atmosferoje. Žemės paviršius absorbuoja dalį atmosferoje susidariusių neigiamųjų jonų ir tokiu būdu įgauna neigiamąjį krūvį. Dėl elektros krūvių skirtumo atmosferoje vyraujančiomis sąlygomis susidaro nuolatinė elektros srovė, t. y. teigiamieji atmosferos jonai juda link žemės paviršiaus (9.1 pav.). Tokiu būdu per tam tikrą laiką tarpą žemės paviršiaus krūvis turėtų tapti neutralus. Tačiau to neatsitinka. Realioje atmosferoje prie žemės paviršiaus elektrinio lauko stipris visada yra didesnis už 0. Per parą didžiausias jis būna apie 19 valandą Grinvičo laiku.

Yra kelios priežastys, dėl kurių yra palaikomas nuolatinis potencialų skirtumas tarp žemės ir atmosferos. Svarbiausia iš jų – kibirkštinė iškrova (žaibas) tarp debesies ir paklotinio paviršiaus perkūnijos metu. Vykstant kibirkštinei iškrovai tarp žemės ir debesies, paklotinis paviršius pasipildo milžinišku neigiamuoju krūviu (apie 20–30 kulonų) ir taip yra kompensuojamas lėtas neigiamojo krūvio netekimas ne perkūnijos metu (9.2 pav.).



9.2 pav. Elektros krūvių judėjimo atmosferoje ir žemės paviršiuje schema

Vienu metu Žemės rutulyje vyksta apie 700–800 perkūnijų. Daugiausia jų tropinėse platumose, kur intensyviausiai vyksta konvekciniai procesai. Būtent konvekcinių procesų paros ciklas lemia elektrinio lauko stiprio kaitą per parą – apie 19 valandą Grinvičo laiku kumuliacinis visuose žemynuose vykstančių perkūnijų poveikis yra pats didžiausias. Vėliau jis slopsta ir elektrinio lauko stipris mažėja.

Didėjant aukščiui, elektrinio lauko stiprio reikšmė greitai mažėja ir 10 km aukštyje yra vos 5 V/m. Tai susiję su tuo, jog didėjant aukščiui daugėja dalelių, galinčių pernešti elektros krūvį, ir auga jų judėjimo greitis. Tai reiškia, jog didėja atmosferos **elektrinis laidumas**, kurį sukuria ore esantys jonai. Elektrinis laidumas yra aukščio funkcija: 30 km aukštyje jis 150 kartų didesnis nei prie žemės paviršiaus. Ypač staigiai elektrinis laidumas išauga jonosferoje, į kurią prasiskverbia jonizuojantysis Saulės spinduliavimas. Jonosferoje elektros laidumas 10^{12} karto didesnis nei prie žemės paviršiaus. Čia elektrinio lauko stipris lygus 0, nes atmosferos laidumas yra pakankamas elektrinio lauko potencialų skirtumui išlyginti.

Debesų ir kritulių elektra

Įvairūs meteorologiniai reiškiniai (rūkas, krituliai ir kt.) lemia stiprius elektrinio lauko pokyčius. Debesų ir rūko lašeliai, taip pat ir kietieji jų elementai dažniau yra įelektrinti nei neutralieji. Smulkių rūko ir debesų lašelių elektros krūvio dydis kinta nuo dešimčių iki tūkstančių elementariųjų krūvių (elektrono krūvių). Rūko lašeliai dažniausiai yra vienodo ženklo, nors retais atvejais krūviai atskirose jo dalyse skiriasi. Debesies lašeliai taip pat gali būti ir vienodo, ir skirtingo ženklo, t. y. vienoje debesies dalyje kaupiasi vieno ženklo krūviai, kitoje – kito. Debesis gali būti sudarytas ir iš didesnio skaičiaus skirtingų krūvių sektorių. Jų būna tuo daugiau, kuo storesnis debesis. Kaip jau minėta, debesų elektrizacija skatina ir lašelių koaguliaciją – didėjant elektrinio lauko stipriui debesyse gali jungtis vis didesni priešingo ženklo debesies elementai.

Kamuolinių lietaus (*Cb*) debesų lašeliai yra daug didesni, todėl ir jų elektros krūvis didesnis (siekia milijonus elementariųjų krūvių). Kietieji debesų ir kritulių elementai turi panašų ar dar stipresnį krūvį. Kamuoliniuose lietaus debesyse vieno ženklo krūviai susikaupia vienoje debesies dalyje, kito – priešingoje. Todėl atsiranda milžiniškų elektrinio lauko įtampos reikšmių debesyse arba tarp debesų ir žemės. Dažniausiai viršutinės debesies dalies krūvis turi teigiamą ženkla, apatinės – neigiamą. Yra keletas viena kitą papildančių teorijų, kodėl kamuoliniuose lietaus debesyse vyksta toks intensyvus elektros krūvių susiskirstymas. Viena populiariausių teigia, jog tai lemia smulkių ledo kristalų, vandens lašelių ir stambesnių ledo gabalėlių susidūrimai. Vykstant susidūrimui besileidžiantys ledo gabalėliai prisijungia elektroną. Lengvi teigiamą krūvį įgavę kristalai ir vandens lašeliai kyla į viršų, tuo tarpu sunkūs neigiamai įsielektrinę ledo gabalėliai kaupiasi centrinėje ir apatinėje debesies dalyje. Kita vertus, nei viena teorija iki šiol išsamiai neatsako į visus krūvio pasiskirstymo klausimus, nors pripažįstama, jog būtent kietieji debesų elementai lemia krūvių pasiskirstymą.

Kritulių elektrizacijos klausimai taip pat nėra galutinai aiškūs. Pagal vieną vyraujančių teorijų, kritulių, pasiekiančių paklotinį paviršių, krūvį daugiausia lemia ruožas tarp debesies pagrindo ir žemės paviršiaus. Dažnai krintančio lašelio ženklas pakinta ir jei jis, pavyzdžiui, iškrito iš debesies, būdamas neigiamai įelektrintas (taip būna dažniausiai, nes apatinė debesies dalis įelektrinta teigiamai), tai žemę pasiekia, turėdamas teigiamą krūvį. Tai siejama su tuo, jog prie pat paklotinio paviršiaus ore daugėja jonų, kurių ženklas sutampa su paklotinio paviršiaus ženklu, t. y. jis yra priešingas debesies pagrindo ženklu. Krituliai, prisijungdami jonų, gali pakeisti ženkla visai priartėję prie paviršiaus. Kita teorija vyraujanti teigiamą žemės paviršių pasiekiančių kritulių krūvį sieja su apatinėje debesies dalyje susidaranciais teigiamojo krūvio sektoriais, iš kurių ir krinta krituliai.

Perkūnija

Lietaus kamuolinių debesų vystymasis ir iš jų krintantys krituliai kartais sąlygoja galingas kibirkštines elektros iškrovas debesyse bei tarp debesų ir žemės. Tokia **kibirkštinė iškrova** vadinama **žaibu**, o jas lydintys garsai – **griaustiniu**. Visas procesas, dažnai lydymas trumpalaikio vėjo sustiprėjimo (škvalo) ir kartais krušos iškritimo, vadinamas **perkūnija**. Perkūnijos trukmė nedidelė: nuo kelių minučių iki keleto valandų. Žaibų skaičius perkūnijos metu siekia kelias dešimtis per minutę.

Perkūnijos formavimasis susijęs su galinga atmosferos konvekcija, kondensacijos ir kristalizacijos procesais, kurių metu susidaro daug santykinai didelį elektros krūvį turinčių debesų elementų ir išsiskiria vertikalųjį oro maišymąsi skatinanti šiluma.

Perkūnijos skirstomos į **frontines ir oro masės vidaus**.

Frontinės perkūnijos susijusios su šaltaisiais, šiltaisiais ar okliuzijos frontais. Dėl oro masių advekcijos šiltas oras yra verčiamas greitai kilti į viršų virš šalto. Ar susiformuos perkūnija, priklauso nuo higroterminių šilto oro masės savybių, jos kilimo greičio ir atmosferos stratifikacijos.

Šaltojo fronto perkūnijos yra pačios stipriausios, o jų apimama zona dažniausiai sudaro ištisinę liniją. Kadangi šiltojo fronto paviršius yra lėkštesnis, šiltas oras į viršų kyla ne taip greitai. Perkūnijų susidarymo tikimybė mažesnė, o ties fronto linija dažniausiai susiformuoja paskiri perkūnijų židiniai.

Nors atmosferos frontai gali eiti ir perkūnija griaudėti bet kurio paros metu, didžiausia frontinės perkūnijos susidarymo tikimybė yra frontui einant antroje dienos pusėje, kai ore daug drėgmės ir didelis atmosferos stratifikacijos nepastovumas.

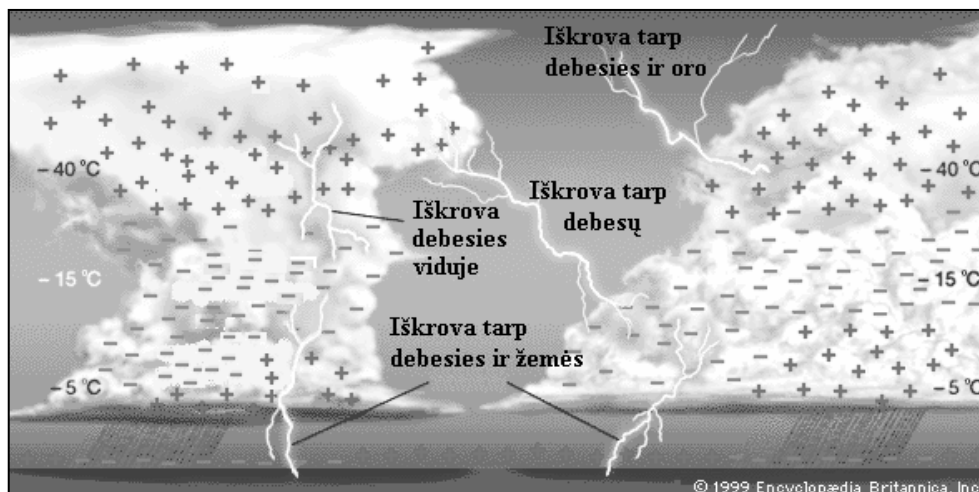
Oro masės vidaus **perkūnijos** susidaro mažo gradiento bariniame lauke ar anticiklono periferijoje. Jos formuojasi virš išilusios sausumos šiltuoju metų laiku, dėl didelio stratifikacijos nepastovumo prasidėjus terminiai konvekcijai. Dažniausiai šio tipo perkūnijos yra lokalsios ir jų apimamas plotas neviršija kelių dešimčių kvadratinų kilometrų. Oro masės vidaus perkūnijos dažniausiai susidaro popiečio valandomis, tačiau, susiformavus stambiams mezocikloniniams dariniams, jos gali griaudėti ir vėlyvą vakarą ar net naktį.

Virš sausumos vidutinėse platumose perkūnijos būdingos šiltajam metų laikui, nes tik tada ore yra pakankamai drėgmės itin galingiems kamuoliniams lietaus (*Cb*) debesims susiformuoti. Žiemą perkūnijos labai retos.

Virš vandenyno vasarą stratifikacija dieną dažniausiai būna pastovi. Todėl perkūnijų maksimumas virš stambių vandens telkinių fiksuojamas rudenį bei žiemą, kai vandens paviršiaus temperatūra tampa aukštesnė nei oro.

Žaibas ir griaustinis

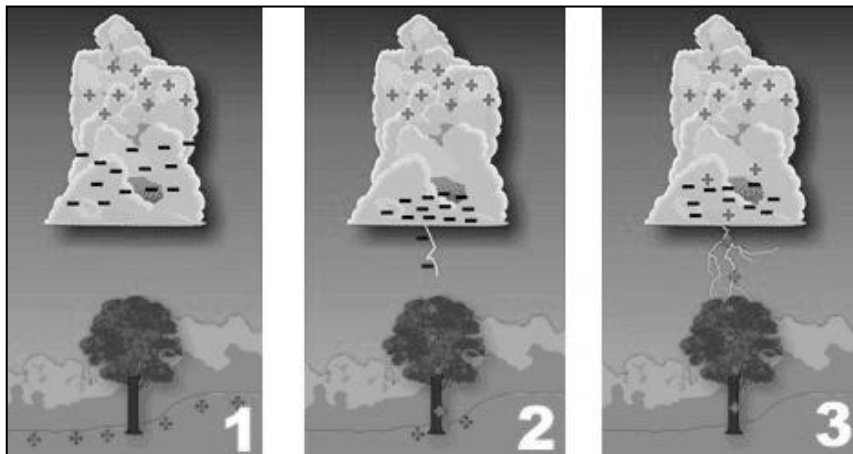
Kaip jau minėta, dažniausiai viršutinė perkūnijos debesies dalis įsielektrina teigiamai, o debesies centras ir iš dalies apatinė jo dalis įgauna neigiamąjį krūvį. Neigiamasis krūvis debesies apačioje indukuoja teigiamąjį krūvį ant paklotinio paviršiaus. Kadangi elektrinis oro laidumas yra nedidelis, tai greitai atsirandantis potencialų skirtumas nėra išlyginamas, t. y. ore neteka stipri elektros srovė. Tik tada, kai lauko stipris pasiekia kritinę reikšmę – apie 30 000 V/m ir daugiau, potencialų skirtumas yra išlyginamas kibirkštine iškrova (**žaibu**). Toks žaibas vadinamas **linijiniu žaibu**.



9.3 pav. Krūvių pasiskirstymas kamuoliniame lietaus debesyje ir kibirkštinių iškrovų tipai (Encyclopædia Britannica, 1999)

Linijiniai žaibai gali susidaryti tarp paklotinio paviršiaus ir debesies, tarp viršutinės ir apatinės debesies dalių, tarp dviejų debesų ar net tarp debesies ir oro (9.3 pav.). Žaibas susideda iš keleto ar net keliasdešimties vienas kitą sekančių impulsų, kurie juda vienu ir tuo pačiu keliu, vadinamu **žaibo kanalu**. Žaibo kanalo ilgis kinta nuo 1 iki 10 km, o jo plotis – keli centimetrai. Šis kanalas turi daug išsišakojimų, nes krūviai juda mažiausios elektrinės varžos atmosferoje keliu. Žaibo kanalas per iškrovą tampa matomas, nes oro temperatūra jame pasiekia 20 000–30 000 K. Laiko intervalai tarp atskirų impulsų yra apie 0,05 s, o pats žaibas trunka dešimtąsias sekundės dalis (retais atvejais net sekundę). Srovės stiprumas žaibo kanale gali siekti dešimtis ar net šimtus tūkstančių amperų.

Kiekvienas žaibas prasideda nuo **lyderio**, kuris ir „nutiesia“ žaibo kanalą. Todėl išauga jonų tankis kanale ir padidėja elektros laidumas. Kanalo formavimasis vyksta jonų griūtis principu: santykinai nedidelis laisvųjų elektronų skaičius, iš debesies judėdamas link žemės paviršiaus, savo kelyje jonizuoja oro molekules. Taip atsiranda daugiau laisvųjų elektronų, o kanalo jonizacija didėja. Blankiai matomas žaibas lyderis juda mažomis kelių dešimčių metrų ilgio atkarpomis apie 50 000 km/s greičiu. Kiekvienos atkarpos pabaigoje elektronų srautas kelioms šimtatūkstantosioms sekundės dalims stabteli. Šiam srautui artėjant prie teigiamai įsielektrinusio paklotinio paviršiaus, teigiamasis pastarojo krūvis vis labiau stiprėja. Galiausiai nuo paklotinio paviršiaus (dažniausiai nuo išsikišusių objektų) link besiformuojančio žaibo kanalo „iššauna“ priešpriešinis teigiamųjų krūvių srautas (9.4 pav.). Taip visai susiformuoja žaibo kanalas ir didžiulis elektronų kiekis pasiekia paklotinį paviršių. Paskui iš karto vyksta stipri, žymiai ryškesnė nei žaibas lyderis, **pagrindinė iškrova**, nukreipta iš apačios į viršų. Kadangi žaibo kanale oras yra stipriai jonizuotas, paskui eina ir keletas ar keliolika jau silpnesnių iškrovų, vėl susidedančių iš lyderio ir pagrindinės iškrovos stadijų.



9.4 pav. Linijinio žaibo formavimasis (Jet Stream, 2010)

Kartais formuojasi ir priešingos krypties kibirkštinė iškrova tarp teigiamai įelektrinto debesies (dažniausiai jo viršūnės) ir neigiamai – paklotinio paviršiaus. Tokio tipo žaibas būdingas jau pradėjus sklaidytis perkūnijos debesims (pirmiausiai išsisklaido apatinė jo dalis). Kadangi labai išauga žaibo kanalo ilgis, žaibas perneša kelis kartus didesnę elektros krūvį, nors jam būdinga vos viena nesikartojanti iškrova per žaibą. Tokios krypties žaibas sudaro tik nedidelę dalį (apie 5 %) bendrojo žaibų tarp paklotinio paviršiaus ir debesies skaičiaus.

Iškrovos debesies viduje dažniausiai susideda tik iš besikartojančios žaibo lyderio stadijos. Jos yra apie tris kartus dažnesnės nei žaibai tarp dangaus ir žemės.

Greitas ir stiprus įšilimas, su juo susijęs itin staigus oro išsiplėtimas žaibo kanale sukuria sprogstamąją bangą, kuri sukelia garsinį efektą – **griaustinį**. Kadangi nuo skirtingų žaibo kanalo vietų garso banga iki stebėtojo atsklinda per nevienodą laiko tarpą (apytikslis garso greitis ore 330 m/s), girdimas kelių sekundžių trukmės garsas. Šį efektą sustiprina tai, jog garso banga atsispindi nuo debesų ir paklotinio paviršiaus. Apytiksliai 15 km atstumu nuo žaibo kanalo garso banga susilpnėja tiek, jog tampa negirdima. Kartais tolumoje matomos tik kibirkštines iškrovas. Toks reiškinys, kai debesys yra apšviečiami tolimų žaibų, o griaustinio nesigirdi, vadinamas **amalu**.

Kita, daug mažiau ištirta žaibo forma, yra kamuolinis žaibas. Manoma, jog **kamuolinis žaibas** – tai elektrinės kilmės kelių ar kelių dešimčių centimetrų skersmens geltonos, raudonos ar oranžinės spalvos šviečiantis (kaip 100 ar 200 W lemputė) kamuolio ar kriaušės formos objektas, kuris egzistuoja keliasdešimt sekundžių ar net kelias minutes. Kamuolinis žaibas spinduliuoja labai platų elektromagnetinių bangų diapazoną. Dažniausiai kamuolinio žaibo susidarymas siejamas su dideliu atmosferos elektrinio lauko stipriu ir perkūnijomis. Tokio žaibo judėjimo trajektorija dažnai yra sunkiai nusakoma. Susilietimo su daiktais ar paviršiais metu gali sprogti. Kadangi šis reiškinys trumpalaikis, itin retas ir neprognozuojamas, natūraliomis sąlygomis jis netyrinėtas. Yra sukurta apie 200 teorijų, aiškinančių kamuolinio žaibo susidarymą. Tačiau nė viena jų nepaaiškina daugelio jam priskiriamų unikalių savybių, pavyzdžiui, gebėjimą prasiskverbti per materiją (pavyzdžiui, stiklą).

Šventojo Elmo ugnys

Kai atmosferoje yra gana didelis potencialų skirtumas, be kibirkštinių iškrovų, nuo smailių daiktų vyksta elektros tekėjimas, kartais lydymas švytėjimo. Tokios iškrovos vadinamos **Šventojo Elmo ugnimis**. Jei elektrinis laukas itin stiprus (100–3000 kV/m), tai prie aštrių daiktų smaigalių jis dar sustiprėja, oras tampa laidus ir pradeda vykti **vainikinis elektros išlydis**. Prasideda itin intensyvi molekulių jonizacija bei rekombinacija ir oras (azoto ir deguonies molekulės) aplink objekto smaigalį pradeda švytėti mėlyna ar violetine spalva.

Elektrinio lauko stipris, būtinas Šventojo Elmo ugnims formuotis, labai priklauso nuo objekto formos. Kuo jis aštresnis, tuo mažesnė kritinė reikšmė reikalinga matomam išlydžiui susiformuoti.

Šventojo Elmo ugnys, esant perkūnijai, dažniausiai matomos aplink medžių viršūnes, bokštų smailes ar laivų stiebų viršūnes. Tokį pavadinimą suteikė Viduržemio jūros šalių jūrininkai, kurie, matydami švytėjimą ant stiebų, siejo jį su jų globėjo šventojo Elmo (Erazmo) apsilankymu. Tai buvo laikoma geru ženklu, nes dažniausiai Šventojo Elmo ugnys formuojasi perkūnijos pabaigoje, kai dauguma su pastarąja susijusių reiškinių (škvalas, žaibas) jau baigėsi.

Poliarinė pašvaistė

Elektros reiškiniams priskiriama ir **poliarinė pašvaistė** – viršutinių išretėjusių atmosferos sluoksnių švytėjimas, kuris vyksta į atmosferą įsiveržus greitai judančių korpuskulių (elektronų ir protonų) srautui iš Saulės ar kosmoso. Žemės magnetinio lauko pagriebti elektronai (rečiau protonai) greitėdami juda iš vieno pusrutulio poliarinės srities į kito pusrutulio poliarinę sritį ir atgal (1.10 pav.). Jėgos linijų galuose (poliarinėse srityse) jie priartėja prie Žemės, patenka į aukštutinius atmosferos sluoksnius, kur susiduria su atmosferos dujų molekulėmis ir jas jonizuoja arba sužadina, t. y. iš dalelės yra išmušamas elektronas ir ji įgauna krūvį arba išauga jos vidinė energija. Vykstant jonų rekombinacijai arba sužadintai dalelei grįžtant į pagrindinę būseną, energijos perteklius pašalinamas išspinduliuojant fotoną, t. y. prasideda švytėjimas. Švytėjimo spalva priklauso nuo išspinduliuoto fotono energijos.

Apatinė poliarinės pašvaistės riba yra 80–100 km aukštyje, viršutinė – 200–300 km, o kartais pasiekia ir 600 km aukštį. Išretėjusi atmosfera tame aukštyje, kuriame formuojasi poliarinės pašvaistės, daugiausia sudaryta iš molekulinio azoto, deguonies ir atominio deguonies. Todėl poliarinė pašvaistė dažniausiai nusidažo balkšvai žalia spalva. Tai visų dalelių rekombinacijos ar sugrįžimo į pagrindinę būseną metu išspinduliuotų spalvų mišinys. Kadangi kylant aukščiau didėja atominio deguonies dalis, neretai viršutinė poliarinės pašvaistės dalis būna nuspalsvinta pastarajam būdinga raudona spalva.

Poliarinių pašvaisčių formavimosi dažnis ir jų stiprumas priklauso nuo Saulės aktyvumo, geomagnetinio lauko būklės. Poliarinių pašvaisčių tikimybė itin išauga didelio Saulės aktyvumo laikotarpiu, nes tada žymiai padažnėja galingi elektringųjų dalelių išmetimai nuo Saulės paviršiaus. Kadangi Saulės vėjas iki Žemės keliauja apytiksliai 4 dienas, todėl tokiu ankstumu gali būti sudaromos ir gana tikslios poliarinių pašvaisčių prognozės. Poliarinė pašvaistė trunka nuo kelių

minučių iki kelių parų, geriausiai matoma poliarinėse platumose tamsiuoju metų laiku. Lietuvoje poliarinės pašvaistės matomos labai retai.

Žinių patikrinimas

Kontroliniai klausimai

1. Kas jonizuoja orą troposferoje?
2. Į kokias dalis skirstoma jonosfera?
3. Kodėl atmosferos elektrinio lauko stipris nukreiptas iš viršaus į apačią?
4. Kokie yra perkūnijų tipai ir kaip jos formuojasi?
5. Kaip formuojasi žaibo kanalas?
6. Kodėl griaustinio garsas trunka kelias sekundes?
7. Paašškinkite, kaip susidaro poliarinės pašvaistės.

UŽDAVINIŲ SPRENDIMAS

2 skyriaus uždavinių sprendimas

1. Perskaičiuojama iš Farenheito į Celsijaus skalę taip:

$$t^{\circ}\text{C} = \frac{5}{9}(t^{\circ}\text{F}-32).$$

Jeigu abu termometrai rodo vienodai, tada

$$t = \frac{5}{9}(t-32);$$

$$t - \frac{5}{9}t = -\frac{160}{9};$$

$$\frac{4}{9}t = -\frac{160}{9};$$

$$t = -40.$$

2. Sočiųjų vandens garų slėgis virš vandens apskaičiuojamas taip ((2.2) formulė):

$$E = 6,11 \times 10^{\frac{7,63 \times (-12)}{241,9 + (-12)}} = 6,11 \times 10^{-0,39826} = 2,44 \text{ hPa}.$$

Sočiųjų vandens garų slėgis virš ledo ((2.3) formulė):

$$E = 6,11 \times 10^{\frac{9,5 \times (-12)}{265,5 + (-12)}} = 6,11 \times 10^{-0,44971} = 2,17 \text{ hPa}.$$

Sočiųjų vandens garų slėgis virš vandens yra 0,27 hPa didesnis.

3. Pagal sauso oro būsenos lygtį,

$$\rho = \frac{p}{RT}.$$

Atmosferos slėgis ties stratopauze apytiksliai lygus 1 hPa (2.2 pav.). Taigi

$$\rho = \frac{100}{287 \times 273,15} = 0,00128 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3}.$$

3 skyriaus uždavinių sprendimas

1. Pagal Vино dėsnį ((3.5) formulė),

$$\lambda_m = \frac{2898}{T}.$$

$$\lambda_m = \frac{2898}{184,0} = 15,75 \mu\text{m}, \text{ kai } t = -89,2^{\circ}\text{C} \text{ arba } T = 184,0 \text{ K}.$$

$$\lambda_m = \frac{2898}{331,0} = 8,76 \mu\text{m}, \text{ kai } t = 57,8^{\circ}\text{C} \text{ arba } T = 331,0 \text{ K}.$$

Taigi maksimumo bangos ilgis kinta nuo 8,76 iki 15,75 μm .

2. Pagal Bugero, Lamberto ir Bero dėsnį ((3.11) formulė),

$$I = 1,361 \times 0,7^{1,5} = 0,80, \text{ kai optinė masė } 1,5;$$

$$I = 1,361 \times 0,7^{2,5} = 0,56, \text{ kai optinė masė } 2,5.$$

Taigi $1 - 0,56/0,80 = 0,3$. Tiesioginė Saulės spinduliuotė susilpnės 30 %.

4 skyriaus uždavinių sprendimas

1. Ekvivalentinė temperatūra apskaičiuojama taip ((4.5) formulė):