

Meteorologijos pagrindai

Turinys

1. Įvadas
 2. Bendros žinios apie atmosferą
 3. Atmosferos statika ir termodinamika
 4. Atmosferos radiacinis režimas
 5. Atmosferos ir Žemės paviršiaus šiluminis režimas
 6. Atmosferos barinis laukas ir jo dinamika
 7. Vanduo atmosferoje
 8. Atmosferos cirkuliacija
 9. Optiniai ir elektriniai reiškiniai atmosferoje
- Priedai
- Literatūra

1. Įvadas

Meteorologijos samprata ir uždaviniai. Tyrimų metodai taikomi meteorologijoje. Meteorologijos disciplinos.

Meteorologijos samprata ir uždaviniai

Meteorologija - mokslas apie atmosferą, jos sudėtį, sandarą, savybes bei joje vykstančius fizinius ir cheminius procesus.

Teorinis meteorologijos pagrindas - bendrieji fizikos ir chemijos dėsniai pritaikyti atmosferoje vykstantiems procesams. Pagrindinis meteorologijos uždavinys yra *atmosferos būklės apibūdinimas bei jos prognozė ateičiai*. Siekiant išspręsti šį uždavinį būtina: 1) gauti tikslius duomenis charakterizuojančius atmosferos procesus bei reiškinius; 2) nustatyti atmosferos procesų bei reiškinių vystymosi dėsningumus; 3) panaudoti rastus dėsningumus atmosferos procesų prognozės metodų kūrimui. Ypač didelę reikšmę turi tiksli pavojingų meteorologinių reiškinių prognozė, leidžianti savalaikiai naudoti aktyvias ar pasyvias prevencines priemones.

Spresdama minėtą uždavinį meteorologija nagrinėja: 1) atmosferos sudėtį ir sandarą; 2) šilumos apykaitą ir šiluminį režimą atmosferoje bei ant žemės paviršiaus, tame tarpe radiacinius procesus bei įvairius neradiacinės apykaitos tarp atmosferos ir žemės paviršiaus arba vien atmosferos viduje mechanizmus; 3) drėgmės apykaitą ir vandens fazinius persitvarkymus atmosferoje bei jos sąveikoje su žemės paviršiumi; 4) atmosferos judėjimą - bendrosios atmosferos cirkuliacijos, jos sudėtinių dalių bei vietinės cirkuliacijos judėjimo mechanizmą; 5) elektrinį atmosferos lauką; 6) optinius ir akustinius reiškinius atmosferoje.

Tyrimų metodai taikomi meteorologijoje

Faktinius duomenis apie atmosferą, orus ir klimatą pateikia stebėjimai. **Meteorologiniai stebėjimai** - tai meteorologinių elementų dydžių nustatymas bei atmosferos reiškinių registravimas. Dydziai charakterizuojantys atmosferos fizinę būklę (temperatūra, atmosferos slėgis ir drėgmė, vėjo kryptis ir greitis, debesuotumas ir kt.) vadinami **meteorologiniais elementais**. Kai kurių atmosferos procesų tarpusavio sąveikos rezultatai pasižymintys būdingu keletos meteorologinių elementų deriniu - vadinami **atmosferos reiškiniais** (rasa, rūkas, perkūnija, škvalas ir t.t.). Meteorologiniai atmosferos būklės stebėjimai virš priežeminio sluoksnio iki 40 km aukščio vadinami **aerologiniais**, dar aukštesnių atmosferos sluoksnių stebėjimai - **aeronominiais** stebėjimais. Aeronominiai ir aerologiniai stebėjimai skiriasi ir pagal stebėjimų metodiką, ir pagal stebimus parametrus.

Meteorologiniai stebėjimai atliekami meteorologinėse observatorijose, stotyse, postuose bei aerologijos stotyse. Plačiausia meteorologinių stebėjimų programa vykdoma observatorijose, tačiau jų yra palygint nedaug. Daugiausia informacijos gaunama iš 3500 meteorologijos ir 750 aerologijos stočių išdėstytų po visą Žemės rutulį. Dar gausesnis meteorologinių stočių, kuriose tačiau juose matuojami ir stebimi tik kai kurie meteorologiniai elementai ir atmosferos reiškiniai, tinklas. Tam, kad iš skirtingų regionų gaunamą informaciją galima būtų lyginti ir analizuoti, stebėjimai atliekami vienu metu tokiais pat prietaisais bei pagal vieningą metodiką. Viso pasaulio meteorologinių tarnybų veiklą koordinuoja Pasaulinė meteorologijos organizacija (PMO), kurios būstinė Ženevoje.

Norint išsiaiškinti atmosferos procesų vystymosi dėsningumus, reikia analizuoti milžinišką matavimų ir stebėjimų duomenų kiekį. Tam meteorologijoje plačiai taikomi **statistiniai metodai**, kurie padeda aiškiau pamatyti dėsningumus bei juos siejančius ryšius. Tačiau statistiniai metodai neišskina šių dėsningumų bei ryšių. Kadangi meteorologijoje nagrinėjami fizikiniai reiškiniai, tai tik remdamiesi fizikos dėsniais galima paaiškinti gautus dėsningumus bei ryšius tarp meteorologinių elementų bei procesų. Todėl yra naudojama **fizikinė - matematinė analizė**. Šios analizės pagalba randami kiekybiniai atmosferos procesų vystymosi bei tarpusavio sąveikos rodikliai, sudaroma jų prognozė ateičiai.

Atsiradus galingom ESM labai populiariu tapo **atmosferos procesų matematinis modeliavimas**, kai remiantis žinomais dėsningumais modeliuojamas atmosferos procesų vystymasis bei lyginamas su stebėjimų rezultatais. Tokiu būdu nustatomas modelio tikslumas ir galimybė naudoti jį praktiniams tikslams.

Fizikoje vienu iš pagrindinių tyrimų metodų yra **eksperimentas**. Kartais jis yra atliekamas gamtoje, bandant tiesiogiai paveikti kokį nors atmosferos procesą (pvz.: rūko išsklaidymas, veikiant jį

cheminėmis medžiagomis), tačiau dažniausiai eksperimentai yra atliekami laboratorijose, kur sumažintu masteliu modeliuojami kai kurie atmosferos procesai (pvz.: vėjo judėjimo kryptis ir greitis miesto gatvėse).

Meteorologijos disciplinos

Vystantis meteorologijai išryškėjo keletas vidinių disciplinų, kurios arba nagrinėja skirtingas atmosferos procesų kategorijas, arba tuos pačius procesus nagrinėja naudodamos skirtingus tyrimo metodus. Pagrindinės iš jų būtų: **atmosferos fizika** - meteorologijos dalis, kurioje nagrinėjami atmosferos procesų ir reiškinių fizikiniai dėsningumai; **dinaminė meteorologija** - meteorologijos dalis, nagrinėjanti atmosferos judesius ir susijusius su jais energijos virsmus, remdamasi hidromechanikos ir termodinamikos lygčių sprendimu; **sinoptinė meteorologija** - meteorologijos dalis, kurioje nagrinėjami atmosferos procesų, nulemiančių oro sąlygas ir jų pokyčius, vystymosi dėsningumai bei oro prognozės metodai; **klimatologija** - meteorologijos dalis, kurioje nagrinėjami klimato formavimosi, jo pasiskirstymo Žemėje bei klimato kaitos dėsningumai (klimatologija susiformavo meteorologijos ir geografijos sandūroje ir yra priskiriama geografinėms disciplinoms); **atmosferos chemija** - meteorologijos dalis, nagrinėjanti atmosferos cheminę sudėtį bei jos pokyčius, įtakojamus gamtinių ir antropogeninių faktorių bei atmosferoje vykstančių cheminių reakcijų.

Didėjant taikomajai meteorologijos reikšmei susiformavo **taikomosios meteorologijos** disciplinos, iš kurių svarbiausios būtų šios: **aviacinė meteorologija** - mokslas, tiriantis atmosferos procesus ir reiškinius, turinčius tiesioginę įtaką aviacinei technikai bei aviacinei veiklai, meteorologinio aviacijos aptarnavimo formas bei apsisaugojimo nuo pavojingų meteorologinių reiškinių poveikio metodus; **agrometeorologija** - mokslas, tiriantis meteorologines, hidrologines bei klimatinės sąlygas, turinčias reikšmės žemės ūkiui ir tų sąlygų sąveiką su žemės ūkio gamybos objektais ir procesais; **medicininė meteorologija** - mokslas, tiriantis ryšius tarp atmosferos sąlygų bei ligų ir epidemijų eigos; **branduolinė meteorologija** - mokslas, tiriantis radioaktyvių priemonių paplitimą atmosferoje bei radioaktyvių izotopų panaudojimą atmosferos procesams tirti; **biometeorologija** - mokslas, tiriantis fizinių ir cheminių procesų atmosferoje biologinį poveikį gyviems organizmams.

2. Bendros žinios apie atmosferą

Atmosfera. Atmosferoje vykstantys procesai. Atmosferos slėgis. Oro temperatūra. Sauso oro sudėtis prie žemės paviršiaus. Vandens garai ore. Oro drėgnumo charakteristikos. Oro sudėties kitimas su aukščiu. Sauso oro būvio lygtis. Oro tankis. Vertikali atmosferos sandara. Horizontalus atmosferos nevienalytiškumas.

Atmosfera

Atmosfera - tai dujinis Žemės apvalkalas drauge su jame esančiais aerozoliais bei judantis kartu su Žeme. Atmosfera susideda iš dujų mišinio, vadinamo oru. Ore yra daug pakibusių skystų ir kietų dalelių (aerozolių), bet jų masė, lyginant su visa atmosferos mase, yra nedidelė. Oras, skirtingai nei vanduo gali būti suspaudžiamas. Todėl jo tankis didėjant aukščiui mažėja. Nors sąlygiškai viršutine atmosferos riba laikomas 1000 - 2000 km aukštis (šiose aukštyje stebimos šiaurės pašvaistės), bet tyrimų metu nustatyta, kad labai išretėjusi atmosfera siekia net 20 000 km aukštį. Praktiniu požiūriu ypač svarbūs atmosferos procesai vykstantys apatiniam 20 - 30 km atmosferos sluoksnyje. Būtent šis sluoksnis geriausiai ištirtas ir yra daugiausia nagrinėjamas "Meteorologijos pagrindų" kurse. Tačiau pastaruoju metu išaugo aukštesniųjų atmosferos sluoksnių tyrimų, reikalingų radijo ryšio bei kosminės technikos įsavinimui, poreikis. Todėl susiformavo aeronomija - mokslas apie fizinius bei cheminius procesus aukštuosiuose atmosferos sluoksniuose.

Žemės atmosferos masė - apie $5,27 \times 10^{15}$ t. Didžioji atmosferos masės dalis yra palyginus siaurame priežeminiame sluoksnyje: 50% visos atmosferos masės susitelkusi apatiniam 5,5 km, 95% - 20 km sluoksnyje.

Atmosferoje vykstantys procesai

Saulės radiacija - pagrindinis atmosferoje vykstančių procesų energijos šaltinis. Be saulės radiacijos atmosfera gauna tam tikrą energijos kiekį iš Žemės gelmių, žvaigždžių ir planetų, bei energiją susidarantią potvynių metu. Tačiau šie energijos šaltiniai yra santykiškai mažai reikšmingi lyginant su Saulės radiacija. Saulės radiacija atmosferoje bei ant žemės paviršiaus virsta šilumine ar kitokio pobūdžio energija.

Yra trys pagrindiniai ciklai atmosferoje, kurie formuoja vietovės sinoptines ir klimatinės sąlygas. Tai - šilumos ir drėgmės apykaita atmosferoje bei atmosferos cirkuliacija.

Šilumos apykaita nusako sudėtingus šilumos gavimo, perdavimo, pernašos ir netekties procesus atmosferoje. Saulės radiacija įšildo viršutinius žemės ir vandens paviršiaus sluoksnius. Savo ruožtu šie paviršiai patys spinduliuoja ilgabangę radiaciją ir įšildo atmosferą. Dalis iš Saulės gautos energijos sunaudojama įvairių procesų vykstančių Žemės paviršiuje ir atmosferoje metu, kita dalis išspinduliuojama atgal į kosminę erdvę.

Be radiacinio būdo, vyksta ir šilumos apykaita šiluminio laidumo keliu. Čia ypač didelę reikšmę turi turbulencinis oro maišymasis vertikalia kryptimi. Be to didelė saulės energijos dalis yra sunaudojama vandens garinimui, tačiau ji sugrįžta atgal į aplinką kondensacijos metu. Svarbiausias šilumos apykaitos procesas yra horizontali šilumos pernaša iš vienos vietovės į kitą.

Drėgmės apykaita metu vyksta vandens garavimas nuo žemės ar vandens paviršiaus ir jo kondensacija ore. Ore vandens garai arba lašeliai gali būti pernešami didelį atstumą. Dalis susikondensavusių vandens garų grįžta ant Žemės paviršiaus kritulių pavidalu.

Dėl nevienodo atmosferos išilimo, susidaro netolygus atmosferos slėgio laukas. Dėl šios priežasties prasideda oro judėjimas, t.y. formuojasi oro srautai. Oro judėjimą žemės paviršiaus atžvilgiu mes juntame kaip vėją. Horizontalių atmosferos judesių mastelis yra labai įvairus: nuo mažųjų sukurių (juos galime matyti pūgos metu) iki vandenynų ar žemynų dydžio bangų. Stambiamastelinių oro srautų Žemėje visuma vadinama **bendraja atmosferos cirkuliacija**.

Atmosferos slėgis

Kaip bet kurių kitų dujų, oro savybes apibūdina slėgis, temperatūra, tankis ir sudėtis. Yra žinoma, kad visos dujos slepia jas ribojančias įsivaizduojamas sienes. Tokiu būdu kiekvieną atmosferos tašką veikia tam tikras slėgis. Slėgis (**p**) parodo molekulių smūgių į sienes stiprumą ir priklauso nuo jų judėjimo greičio. Augant temperatūrai, o dujų tūriui nesikeičiant, molekulių judėjimo greitis didėja, o tuo

pačiu auga slėgis. Tai kad tame pačiame taške slėgis vienodai veikia sienelę nepriklausomai nuo jos orientacijos, rodo, kad slėgis ne vektorinis, o skaliarinis dydis.

Atmosferos slėgis kiekviename atmosferos 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. Ankščiau meteorologijoje buvo naudojami kitokie vienetai - milibarai (mb) (1 mb=100 Pa=1 hPa). Be to gan dažnai galima sutikti nesisteminį slėgio matavimo vienetą - milimetrą (mm), kuris dabar jau nebenaudojamas mokslinėje literatūroje. 1 mm slėgis lygus 1 mm storio gyvsidabrio stulpelio svoriui, kuris tenka 1 m² jūros lygyje 45° platumoje (1 mm=1,33 mb=1,33 hPa).

Oro temperatūra

Oras, kaip ir bet kuris kūnas visada turi temperatūrą, aukštesnę už absoliutinį nulį. Oro temperatūra be perstojo kinta ir laike, ir erdvėje. Meteorologijoje oro, o taip pat vandens ir dirvos temperatūra, matuojama SI sistemos vienetais - laipsniais Celsijaus skalėje (°C). Šios skalės 0° prilygintas vandens tirpimo, o 100° - vandens virimo temperatūrai, kai slėgis 1013 hPa. Mokslinėje literatūroje labai paplitusi ir absoliuti temperatūros skalė - Kelvino skalė. Šios skalės 0 atitinka visišką chaotiško molekulių judėjimo nutrūkimą. Pagal Celsijaus skalę tai bus -273,15 °C. Jos vienetas, vadinamas Kelvinu (K), lygus 1 °C. Formulėse absoliutinė temperatūra žymima T, o temperatūra pagal Celsijų - t.

$$T=t+273,15.$$

Kai kuriose buvusios Anglijos Imperijos šalyse (pvz. JAV) iki šiol naudojama Farenheito skalė. Pagal ją 0 °C atitinka +32 °F, o 100 °C - 212 °F. Perėjimas nuo Farenheito skalės prie Celsijaus atliekamas taip:

$$t\text{ }^{\circ}\text{C}=(5/9)(t\text{ }^{\circ}\text{F}-32).$$

Sauso oro sudėtis prie žemės paviršiaus

Oras prie žemės paviršiaus yra drėgnas. Tai reiškia kad į jo sudėtį kartu su kitomis dujomis patenka ir vandens garai. Tačiau skirtingai nuo kitų atmosferos dujų vandens garų dalis ore kinta labai stipriai: nuo šimtųjų procento dalių iki keleto procentų.

Todėl meteorologijoje atskirai nagrinėjamas sausas (be vandens garų) ir drėgnas oras.

1 lentelė. Sauso oro sudėtis prie žemės paviršiaus, (%).

Sudėtis	N ₂	O ₂	Ar	CO ₂	Ne, He, CH ₄ , Kr, H ₂ , N ₂ O, Xe, O ₃ , NO ₂ , SO ₂ , NH ₃ , CO, I ₂ , Rn
Pagal tūrį	78,08	20,95	0,93	0,036	0,01
Pagal masę	75,52	23,15	1,28	0,046	0,004

Manoma, kad prieš 3,5–4,2 mlrd. metų atmosferą sudarė vandenilio, amoniako bei metano dujos, kurios buvo arba protoplanetinės medžiagos iš kurios formavosi Žemė liekana, arba hidridinės Žemės degazacijos produktas. Saulės vėjui nupūtus pirmąją atmosferą bei suintensyvėjus vulkaninei veiklai, iš mantijos ėmė veržtis kitokios dujos – daugiausia vandens garai ir anglies dioksidas. Kosminio spinduliavimo veikiami, vandens garai pradėjo skaidytis į vandenilį ir deguonį. Primityviausi anaerobiniai organizmai eikvodami dar likusį metaną ir amoniaką mažino vandenilio ir didino azoto bei anglies dioksido kiekį. Ilgainiui anglies dioksido kiekis pradėjo mažėti. Jo perteklių surišo besiformuojantys karbonatų klodai bei suskaidė prasidėjęs fotosintezės procesas. Ėmė gausėti biogeninio deguonies. Maždaug prieš 570 mln. metų susiformavo atmosfera sudaryta iš aktyvaus deguonies ir palyginti inertiško azoto.

Tokiu būdu šiuolaikinė oro sudėtis susiformavusi prieš kelis šimtus milijonų metų praktiškai nekito iki šiol. Tuo tarpu dabar į atmosferą patenka daug antropogeninės kilmės dujų, kurių seniau ore nebuvo. Todėl sauso oro sudėtis, ypač netoli nuo pramonės centrų, iš lėto kinta. Ypač didelį susirūpinimą kelia staigus CO₂ koncentracijos augimas.

Nors **anglies dvideginio** ore nedaug (1 lentelė), tačiau jo reikšmė didžiulė. Jis gerai sugeria ilgabangę Žemės radiaciją ir skatina “šiltnamio” efektą. Kita vertus CO₂ yra būtinas organinio pasaulio vystymuisi, nes dalyvauja fotosintezės procese. Dėl fotosintezės proceso intensyvumo kaitos anglies

dvideginio koncentracija nuolat kinta: vasarą ji mažesnė nei žiemą, o dieną - nei naktį. Kadangi CO₂ gerai tirpsta vandenyje, virš sausumos jo daugiau nei virš vandenyno. Į atmosferą anglies dvideginis patenka ir gamtiniu procesu (vulkanų išsiveržimai, organinių medžiagų puvimas ir skaidymasis, kvėpavimas), ir žmogaus ūkinės veiklos (organinio kuro deginimas) metu.

Kitos atmosferos dujos, kurių koncentracija ryškiai kinta dėl žmogaus veiklos, yra **ozonas (O₃)**.

Ozonas. Ozoną galima aptikti atmosferos sluoksnyje besitęsiančiame nuo žemės paviršiaus iki 70 km, tačiau jo pagrindinis kiekis susitelkęs tarp 20-35 km. Ozonas daugiausia formuojasi didesniame nei 25 km aukštyje. Į žemesnius atmosferos sluoksnius patenka turbulencinio maišymosi būdu ar susidaro vykstant elektros išlydžiui. O₃ storis vertikaliame oro stulpe svyruoja nuo 0,1 iki 0,6 cm (vidutiniškai 0,3 cm). Mažiausia ozono koncentracija ties pusiauju, didžiausia poliarinėse srityse. Metų bėgyje O₃ koncentracijos maksimumas stebimas pavasarį, o minimumas - rudenį. Ozonas skirstomas į stratosferinį ir troposferinį ozoną.

Stratosferinis ozonas dažniausiai susidaro saulės energijos kvantui suskaldžius deguonies molekulę ($O_2 + h\nu \rightarrow O + O$), o po to kitai deguonies molekulei prisijungus suskilusios molekulės atomą ($O_2 + O \rightarrow O_3$). Ozonas vėliau vėl skyla į deguonies molekules ($O_3 \rightarrow O_2 + O$). Ozono skilimo greitis auga kartu su temperatūra, todėl pusiausvyrinis ozono kiekis tuo didesnis, kuo žemesnė oro temperatūra.

Ozono reikšmė yra labai didelė. Ozonas pilnai sugeria ultravioletinę Saulės radiaciją, bangų diapazone tarp 0,15-0,29 μm (sugėrimo maksimumas 0,255 μm). Dėl to stratosferoje oro temperatūra išauga iki 0 °C ir daugiau. Ozonas apsaugo gyvuosius Žemės organizmus nuo kenksmingo ultravioletinių spindulių poveikio. Kita vertus, ozono koncentracijos padidėjimas prie žemės paviršiaus (ozonas yra išmetamas į orą tam tikrų gamybinių procesų metu) yra kenksmingas gyviems organizmams.

Normaliomis sąlygomis stratosferoje susiformavusių ozono molekulių skaičius lygus suskilusių ozono molekulių skaičiui. Ozono molekulių reakcija su deguonies atomais vyksta gana lėtai, tačiau ją spartina įvairūs katalizatoriai, kurių svarbiausi yra azoto oksidai (NO_x). Pastaruoju metu stratosferinio ozono koncentracija sparčiai mažėja. Pagrindinė priežastis: šalia ozono molekulių skilimą skatinančių gamtinių katalizatorių, į stratosferą iš apatinių atmosferos sluoksnių patenka didelis kiekis antropogeninės kilmės dujų, kurios sugriauna nusistovėjusią ozono formavimosi ir skilimo pusiausvyrą. Ypač didelį susirūpinimą kelia chluorfluorangliavandenilių (freonų) koncentracijos didėjimas atmosferoje, kadangi freonai daug kartų stipresni ozono molekulės skilimo reakcijos katalizatoriai nei azoto oksidai. Be to į atmosferą patekę freonai išlieka joje dešimtemečius.

Pastaruoju metu didelį susidomėjimą kelia ozono "skylės" formavimasis virš Antarktidos. Ten stebimos sezoninės ozono koncentracijos anomalijos, kurių formavimasis siejamas ir su antropogeninės kilmės priemaišų koncentracijos augimu stratosferoje, ir su vietiniais atmosferos cirkuliacijos ypatumais.

Kietos ir skystos dalelės pakibusios ore vadinamos **aerozoliais**. Aerozolių koncentracija labai kinta ir laike, ir erdvėje. Kai kurie aerozoliai turi didelę reikšmę vandens garų kondensacijai atmosferoje, todėl yra vadinami kondensacijos branduoliais. Aerozoliai gali būti gamtinės ir antropogeninės kilmės.

Gamtinės kilmės aerozoliai yra vandens lašai ir ledo kristalai, susidarę vandens garų kondensacijos metu, suodžiai ir pelenai, pasklidę į atmosferą miškų ar durpynų gaisrų metu, dirvožemio, kosminės ar vulkaninės kilmės dulkės, žiedadulkės ir kt. Daug druskos dalelių patenka į orą jūros bangavimo metu.

Antropogeninės kilmės aerozoliai atsiranda dėl žmogaus ūkinės veiklos. Pramonės įmonės, autotransportas, įvairios krosnys kuro deginimo metu išmeta į orą milžinišką kiekį aerozolių. Kai kurie iš jų yra keksmingi gyviems organizmams, todėl pastaruoju metu atmosferos užteršimas kelia didelę grėsmę žmonėms gyvenantiems dideliuose miestuose ar netoli stambių pramonės įmonių.

Į orą patekę aerozoliai aukštyneigių srautų yra pakeliami į viršų ir gali būti toli pernešami horizontalia kryptimi. Vulkanų išsiveržimų metu į orą patekę dūmai ir pelenai gali iškristi bet kurioje Žemės rutulio vietoje.

Didžiausią pavojų kelia atmosferos užteršimas **radioaktyviomis medžiagomis**. Jos atsiranda antžeminių atominių sprogimų metu ar kaip atominės pramonės šalutiniai produktai. Radioaktyvios medžiagos yra oro srautų pernešamos dideliais atstumais ir išlieka ore dešimtmečius. Iki šiol nerastas efektyvus radioaktyvių medžiagų pašalinimo iš atmosferos būdas.

Atmosferoje pastoviai susidaro įelektrintos dalelės vadinamos lengvaisiais **jonais**. Lengvieji jonai gali nusėsti ant ore pakibusių aerozolių ir suformuoti sunkiuosius jonus, kurių masė yra daug kartų didesnė. Prie žemės paviršiaus 1 cm³ oro vidutiniškai būna keli šimtai lengvųjų ir keli tūkstančiai sunkiųjų jonų. Jonai sąlygoja atmosferos elektros laidumą, kuris ypač padidėja aukštuosiuose atmosferos sluoksniuose.

Vandens garai ore

Kaip jau minėta vandens garų kiekis ore kinta plačiame diapazone: nuo 0,2% poliariniuose rajonuose iki 2,5% (kartais iki 4%) ekvatorinėse srityse.

Vandens garai į atmosferą patenka garavimo nuo Žemės paviršiaus ir transpiracijos metu. Nuo Žemės paviršiaus vandens garai sklinda aukštyn, o oro srautai juos perneša iš vieno Žemės rajonų į kitus. Vandens garų kiekis tam tikrame oro tūryje negali augti be galo. Kiekvienai temperatūros reikšmei egzistuoja ribinis įmanomas vandens garų kiekis. Kai ši riba pasiekama, vandens garai vadinami **sočiais**, o oras - **prisotintu**.

Prisotinimo būseną dažniausiai pasiekama žemėjant temperatūrai. Temperatūrai toliau krentant vandens garų kiekis viršijantis reikalingą prisotinimui - kondensuojasi t.y. pereina į skystą ar kietą būvį (susidaro rūkas, iškrenta krituliai ir t.t.).

Su vandens garais ore ir su jų perėjimu iš dujinės į skystą ar kietą būvį susiję svarbiausi atmosferos procesai ir klimato ypatumai. Vandens garai stipriai sugeria ilgabangę Žemės radiaciją ir patys ją spinduliuoja, tuo mažindami naktinį oro atšalimą. Vandens garinimui nuo žemės paviršiaus yra sunaudojami dideli šilumos kiekiai, o jam kondensuojantis (dažnai toli nuo ten, kur jis išgaruoja) ta pati šiluma atiduodama į aplinką. Iš vandens garų susidaro debesys, kurie reguliuoja žemės paviršiaus radiacinį balansą. Iš debesų krentantys krituliai yra vienas iš svarbiausių meteorologinių parametrų.

Vykstant oro maišymuisi dalis vandens garų patenka į aukštesnius atmosferos sluoksnius, bet vis dėl to didžioji dalis yra susikonscentravusi prie Žemės paviršiaus (≈ 9 km storio sluoksnyje) ir vandens garų koncentracija didėjant aukščiui greitai mažėja.

Oro drėgnumo charakteristikos

Pagrindinės oro drėgnumo charakteristikos yra šios:

1. **Vandens garų slėgis e (hPa)** - tai vandens garų, esančių dujų mišinyje slėgis. **Sočiųjų vandens garų slėgis** prisotintame ore žymimas **E (hPa)**.

2. **Drėgmės deficitas d (hPa)** - skirtumas tarp sočiųjų vandens garų ir esamo vandens garų slėgio:

$$d = E - e. \quad (2.1)$$

3. **Santykinis drėgnumas f (%)** - santykis tarp esamo vandens garų ir sočiųjų vandens garų slėgio (prie tos pačios temperatūros):

$$f = (e / E) \times 100. \quad (2.2)$$

4. **Absoliutinis drėgnumas a (kg / m³ arba g / m³)** - vandens garų masė tūrio vienetė. Tarp absoliutinio drėgnumo ir dalinio vandens garų slėgio egzistuoja toks ryšys:

$$a = 0,217 e / T, \quad (2.3)$$

kur T - absoliuti temperatūra (K).

5. **Lyginamasis drėgnumas s** - vandens garų masės santykis su drėgno oro mase tame pat tūryje:

$$s = 0,622 e / (p - 0,378 e). \quad (2.4)$$

6. **Mišinio santykis r** - vandens garų masės santykis su sauso oro mase esančia šiame tūryje:

$$r = 0,622 e / (p - e). \quad (2.5)$$

7. **Rasos taškas t_d (°C)** - temperatūra prie kurios ore esantys vandens garai (prie tam tikro slėgio) taps sočiaisiais ($e = E$).

Oro sudėties kitimas su aukščiu

Seniau buvo manoma, kad oro sudėtis su aukščiu kinta pagal dėsnį, kuris teigia, kad *visos dujos įeinančios į atmosferos sudėtį, kinta su aukščiu nepriklausomai nuo kitų*. Tai reiškia, kad visos į oro sudėtį įeinančios dujos tarytum sudaro savarankišką atmosferą ir jų slėgis su aukščiu mažėja nepriklausomai nuo kitų dujų slėgio. Todėl teoriškai, vykstant gravitaciniam dujų pasiskirstymui, sunkiųjų dujų kiekis turėtų mažėti greičiau nei lengvųjų. Pagal apskaičiavimus, 100 km aukštyje atmosfera turėjo susidaryti vien iš vandenilio ir helio. Vėlesni tyrimai parodė, kad iki 100 km aukščio, atmosferos dujų procentinė sudėtis praktiškai nekinta, dėl intensyvaus vertikalios oro maišymosi. Aukščiau nei 100 km atmosferos sudėtis pradeda smarkiai keistis, pagal ankščiau minėtą dėsnį, o jų vertikalus maišymasis labai susilpnėja. Todėl greitai didėja lengvųjų dujų (H_2 , He), o mažėja sunkiųjų dujų (Ar) procentinė dalis. Svarbi ypatybė yra ta, kad aukščiau nei 100 km, dėl trumpabangės radiacijos

poveikio, prasideda deguonies molekulių disociacija į įelektrintus atomus. 200 km aukštyje praktiškai visas molekulinis deguonis jau yra suskilęs į atomus. Šis procesas taip pat būdingas ir azotui, bet jis skyla lėčiau ir 1000 km aukštyje dar randami molekulinio azoto pėdsakai. 1000 km aukštyje atmosfera susideda beveik vien iš vandenilio ir helio. Šiame aukštyje dalis vandenilio ir helio išlekia į tarpplanetinę erdvę.

Sauso oro būvio lygtis

Kaip jau minėta, pagrindiniai dydžiai charakterizuojantys fizinę dujų būseną yra jų slėgis, tankis ir temperatūra. Dujos gali būti suspaudžiamos, todėl jų tankio reikšmė gali smarkiai kisti priklausomai nuo slėgio ir temperatūros. Ryšys tarp šių elementų idealiose dujose yra nusakomas Mendelevjevo-Klapeirono arba dujų būvio lygtimi:

$$p = \frac{\rho}{\mu} R^* T, \quad (2.6)$$

kur μ - dujų molio masė; R^* - universali dujų konstanta, kuri lygi darbui, kurį atlieka 1 dujų molis pakilus temperatūrai 1° prie pastovaus slėgio; ρ - dujų tankis; p - slėgis; T - temperatūra pagal absoliutinę skalę. Skaitinė R^* reikšmė lygi $8,3143 \times 10^3 \text{ J/(kmol} \times \text{K)}$.

Jeigu šią lygtį pritaikysime sausam orui, kurio molekulinis svoris lygus $28,966 \times 10^{-3} \text{ kg/mol}$ ir vietoj universaliosios dujų konstantos įvesime specifinę dujų konstantą $R = R^*/\mu = 2,87 \times 10^2 \text{ J/(kmol} \times \text{K)}$, gausime sauso oro būvio lygtį:

$$\rho = \frac{p}{RT}, \quad (2.7)$$

Pagal šią lygtį galima lengvai nustatyti sauso oro tankį kai žinome temperatūrą ir slėgį. Kadangi tankis $\rho = 1/v$ (v – lyginamasis dujų tūris), galima rašyti:

$$pv = RT. \quad (2.8)$$

Oro tankis

Ore visą laiką yra didesnis ar mažesnis vandens garų kiekis. Todėl akivaizdu, kad norint nustatyti oro tankį reikia prie sauso oro tankio pridėti vandens garų tankį

Jei bendras drėgno oro slėgis - p , o dalinis vandens garų slėgis - e , tai sauso oro slėgis ($p - e$). Tokiu atveju sauso oro tankis:

$$\rho_s = \frac{(p - e)}{RT}, \quad (2.9)$$

o vandens garų tankis:

$$\rho_v = \frac{e}{R_v T}. \quad (2.10)$$

Kadangi $R = R_v / 0,622$, tai vandens garų tankis:

$$\rho = 0,622e / RT. \quad (2.11)$$

Atlikę tam tikrus pertvarkymus gauname drėgno oro tankį:

$$\rho = \frac{p}{RT} \left(1 - 0,378 \frac{e}{p}\right). \quad (2.12)$$

e/p - labai mažas dydis, realiomis sąlygomis neviršijantis 0,04. Todėl galima parašyti:

$$1 - 0,378 \frac{e}{p} \approx \frac{1}{1 + 0,378 \frac{e}{p}}; \quad (2.13)$$

Pastaba. Egzistuoja matematinė formulė $1 - a = 1 / (1 + a)$, kai a reikšmė labai maža, nes tuo atveju $(1 - a)(1 + a) = 1 - a^2 \approx 1$.

Drėgno oro tankis bus lygus:

$$\rho = \frac{p}{RT(1 + 0,378 \frac{e}{p})}. \quad (2.14)$$

Dydis $T_v = T (1 + 0,378 e / p)$ vadinamas virtualia temperatūra:

$$\rho = \frac{p}{RT_v} . \quad (2.15)$$

Iš to seka, kad drėgno oro tankis nusakomas sauso oro būvio lygtimi, bet tik pakeitus tikrąją į virtualią temperatūrą. **Virtuali drėgno oro temperatūra** - tai temperatūra, kurią turėtų turėti sausas oras, kad jo tankis būtų lygus drėgno oro su temperatūra T , slėgiu p ir vandens garų slėgiu e tankiui. Virtuali temperatūra visada truputį aukštesnė už tikrąją temperatūrą.

Iš pateiktų formulių galime daryti išvadą, kad prie vienodų p ir T drėgnas oras mažiau tankus nei sausas, nes vandens garų molekulės lengvesnės nei azoto ar deguonies. Normaliomis sąlygomis ($t=0\text{ }^{\circ}\text{C}$, $p=1000\text{ hPa}$) sauso oro tankis lygus $1,276\text{ kg/m}^3$, o drėgno prisotinto oro $1,273\text{ kg/m}^3$. Didėjant temperatūrai šis skirtumas taip pat didėja, bet vis dėlto išlieka gan mažas.

Kadangi su aukščiu keičiasi ir atmosferos slėgis, ir oro temperatūra, oro tankis taipogi kinta ir su aukščiu. Slėgis didėjant aukščiui visada mažėja, o kartu mažėja ir tankis. Temperatūra taip pat dažniausiai mažėja su aukščiu (bent jau troposferoje). Tačiau mažėjant temperatūrai tankis didėja. Vis dėlto didėjant aukščiui oro tankis mažėja, tačiau ne taip greit kaip slėgis. Vidutiniškai ties Europa prie Žemės paviršiaus oro tankis $1,25\text{ kg/m}^3$, 5 km aukštyje - $0,74$, 10 km - $0,41$, 20 km - $0,09\text{ kg/m}^3$. Jei tankis su aukščiu nesikeistų, tai prie $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ temperatūros, vidutinį slėgį (1013 hPa) sudarytų 7948 metrų aukščio atmosferos stulpas. Šis dydis ($\approx 8000\text{ m}$) vadinamas **vienalytės atmosferos** aukščiu.

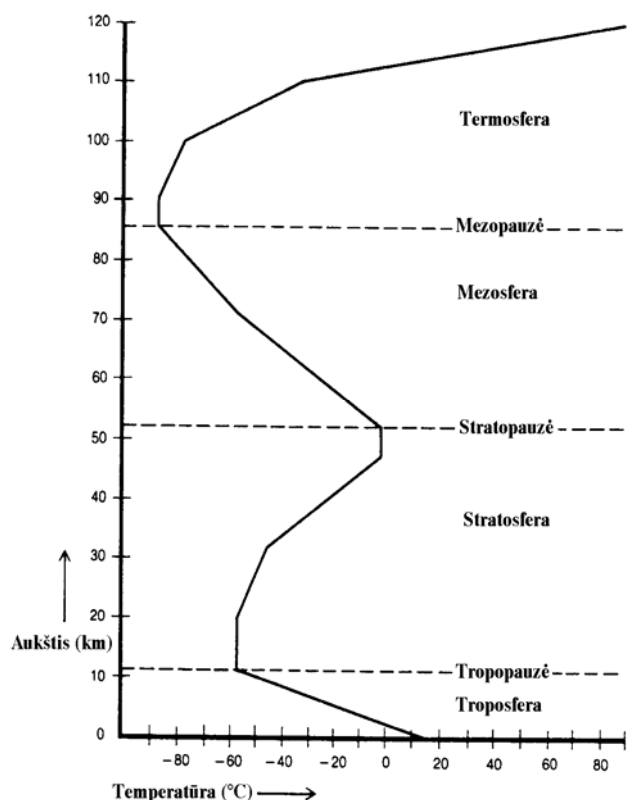
Vertikali atmosferos sandara

Atmosferoje stebima visų meteorologinių elementų erdvinė kaita. Ypač stipriai ji pasireiškia vertikalia kryptimi. Pagal vertikalią temperatūros pasiskirstymą galima išskirti penkis pagrindinius sluoksnius: troposferą (aukštis iki 8 - 13 km), stratosferą (nuo 13 iki 50 - 55 km), mezosferą (nuo 50 - 55 iki 90 km), termosferą (nuo 90 iki 450 km) ir ekzosferą (virš 450 km). Tarp šių sluoksnių yra gan nedidelio storio pereinamosios zonos – pauzės (tropopauzė, stratopauzė, mezopauzė, termopauzė) (2.1 pav.).

Troposfera - apatinis atmosferos sluoksnis, kurio aukštis priklauso nuo metų laiko, platumos, cirkuliacijos ypatumų. Troposfera pasižymi stipriu oro maišymusi vertikalia ir horizontalia kryptimi. Čia sutelkta pagrindinė vandens garų masė. Pagrindinė troposferos terminė savybė - temperatūros mažėjimas su aukščiu, vidutiniškai $0,65\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$. Vidutinė oro temperatūra ties viršutine troposferos riba $-50 - -75\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Vertikalus **tropopauzės** storis kinta nuo kelių šimtų metrų iki 1-2 km. Jos apatinė riba laikomas aukštis ties kuriuo temperatūra baigia kristi ir pradeda kilti. Tropopauzėje formuojasi oro sraujymės, pasižyminčios dideliais vėjo greičiais ($150 - 300\text{ km/h}$).

Virš tropopauzės prasideda **stratosfera**, pasižyminti temperatūros augimu didėjant aukščiui. Iki 35 km aukščio temperatūra auga lėtai, o virš 35 km labai greitai ir ties viršutine stratosferos riba oro temperatūra svyruoja nuo -20 iki $+20\text{ }^{\circ}\text{C}$. Temperatūros augimas aiškinamas tuo, kad ultravioletinę Saulės radiaciją intensyviai sugeria ozonas.



2.1 pav. Vidutinė oro temperatūros kaita vertikalia kryptimi atmosferoje (Moran, Morgan, 1986)

Pagal sudėtį atmosfera skirstoma į homosferą ir heterosferą. **Homosfera** apima sluoksnį iki 95-100 km aukščio ir pasižymi tuo, kad šiame sluoksnyje pagrindinių atmosferos dujų procentinė sudėtis (taip pat jų molekulinė masė) išlieka pastovi. Virš jos esančioje **heterosferoje** deguonies ir azoto molekules daugiausia yra suskilusios į atomus, o molekulinė oro masė mažėja su aukščiu.

Atmosferos sluoksnis tarp 10 ir 50 km, kuriame susikaupusi pagrindinė ozono masė, vadinama **ozonosfera**.

Pagal sąveikos su žemės paviršiumi pobūdį, atmosfera skirstoma į **paribio** sluoksnį (iki 1-1,5 km) ir **laisvąją** atmosferą (virš 1,5 km). Paribio sluoksnyje išryškėja meteorologinių elementų paros eiga. Šiame sluoksnyje oro judėjimui įtakos turi trinties į žemės paviršių jėga. Apatinė paribio sluoksnio dalis (iki 50 - 100 m), pasižyminti ryškia meteorologinių elementų kaita su aukščiu, vadinama **pažemio** sluoksniu.

Horizontalus atmosferos nevienalytiškumas

Atmosfera pagal savo fizines savybes nevienalytė ne tik vertikalia, bet ir horizontalia kryptimi. Neretai atmosferoje susidaro sąlygos, kai tas pats oro tūris ilgą laiką išbūna virš vieno ir to paties Žemės rajono, kurio dydis gali siekti 2-3 mln. km², ir sąveikoje su žemės paviršiumi įgyja tam tikrą savybių kompleksą. To pasekoje oras troposferoje suskyla į atskiras oro mases, kurios ilgesnį ar trumpesnį laiko tarpą išlaiko savo savybes judėdamos iš vieno Žemės sričių į kitas. **Oro masė** - didelis troposferos oro tūris, pasižymintis silpna savybių (temperatūra, drėgmė, atmosferos skaidrumas ir kt.) kaita horizontalia kryptimi ir tam tikru stratifikacijos (vertikalaus temperatūros pasiskirstymo) tipu.

Oro masių savybės priklauso nuo jų formavimosi vietos. Judėdamos į kitas Žemės rutulio vietas jos perneša šias savybes, t.y. savą oro režimą. Pagal formavimosi židinio vietą yra išskiriami keturi pagrindiniai oro masių tipai: **arktinis** (pietų pusrutulyje antarktinis) (AOM), **vidutinių platumų** (arba poliarinis) (VOM), **tropinis** (TOM) ir **ekvatorinis** (EOM) oro masių tipas. Pagal tai virš jūros ar kontinento formuojasi pagrindinio tipo oro masės, jos dar gali būti skirstomos į **jūrinės** ir **kontinentinės**. Kiekvienam šių tipų yra būdingas savas oro temperatūros, drėgmės, atmosferos skaidrumo, matomumo ir kt. reikšmių intervalas.

Vandens garų stratosferoje labai maža, todėl įprasti debesys nesusidaro. Tik kartais, 20 - 25 km aukštyje, stebimi perlamutriniai debesys.

Virš **stratopauzės**, kuri nėra dar gerai ištirta, prasideda **mezosfera**. Iki 80 km aukščio stebimas temperatūros kritimas (iki -90 °C). Vėjo greitis siekia 150 m/s. Manoma, kad vyksta intensyvus vertikalus oro maišymasis.

Virš **mezopauzės** prasideda **termosfera**, kurioje temperatūra su aukščiu auga.

Ekzosfera - išorinis atmosferos sluoksnis palaipsniui pereinantis į tarpplanetinę erdvę.

Atmosferoje susidaro sluoksnis su dideliu elektriniu laidumu, atsiradęs ultravioletinei ir korpusekuliniai Saulės radiacijai (o iš dalies ir kosminiams spinduliams) intensyviai jonizuojant orą. Apatinė šio sluoksnio riba 50-80 km aukštyje, viršutinė siekia 400 km. Šis sluoksnis vadinamas **jonosfera**. Jonosfera turi didelę įtaką trumpųjų radijo bangų sklaidimui ore, kadangi šiame atmosferos sluoksnyje jos yra atspindimos.

Jei kinta paklotinio paviršiaus savybės, tai ir oro masės savybės, o ypač temperatūra, palaipsniui keičiasi oro masei judant iš vienos Žemės sričių į kitas. Vyksta oro masės **transformacija**. Jei oro masės savybės pakinta labai stipriai ir ji virsta kita pagrindinio tipo oro mase, tai tokia transformacija vadinama **absoliučia**.

Oro masės gali būti skirstomos ir pagal termines savybes į **šiltas** ir **šaltas** oro mases. Šalta oro mase laikoma tokia, kuri juda ant šiltesnio, o šilta - judanti ant šaltesnio paklotinio paviršiaus. Oro masės pastoviai tarpusavyje sąveikauja.

Oro masės, ilgą laiką išliekančios virš to paties paklotinio paviršiaus (formavimosi arba transformacijos židinyje), vadinamos **vietinėmis oro masėmis**. Vietinių oro masių savybės priklauso nuo to ar jos vėsta, ar šyla iš apačios, t.y. nuo metų laiko.

3. Atmosferos statika ir termodinamika

Pagrindinė atmosferos statikos lygtis. Barometrinės formulės taikymas. Barinis žingsnis. Adiabatiniai būvio pasikeitimai atmosferoje. Sausaadiabatiniai temperatūros pokyčiai. Drėgnaadiabatinis temperatūros kitimas. Pseudoadiabatinis procesas. Potenciali temperatūra. Vertikalus temperatūros pasiskirstymas.

Pagrindinė atmosferos statikos lygtis

Meteorologijos dalis, kurioje nagrinėjami atmosferos sandaros dėsningumai su prielaida, kad atmosfera nejuda žemės paviršiaus atžvilgiu, vadinama **atmosferos statika**. Nors atmosfera dažniausiai juda žemės paviršiaus atžvilgiu (vėjas), tačiau šiame skyriuje nustatyti atmosferos sandaros dėsningumai (oro tankio ir slėgio pokyčiai kintant aukščiui) yra pakankamai teisingi ir dinamiškai atmosferai.

Pagrindinė atmosferos statikos lygtis nusako slėgio kaitos dėsningumus kintant aukščiui virš jūros lygio. Yra daromos trys pagrindinės prielaidos:

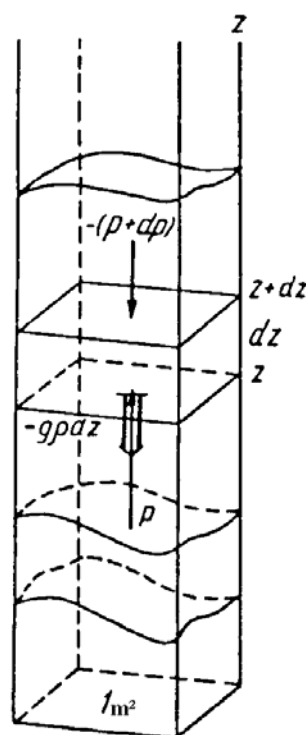
1. Oras yra ramybės būsenoje Žemės atžvilgiu (nejuda nei vertikaliai nei horizontaliai kryptimi);
2. Oras yra sausas ir be priemaišų (idealios dujos);
3. Oro sudėtis su aukščiu nesikeičia.

Paimkime oro stulpo skersinį pjūvį, kurio plotas 1m^2 . Išskirkime tame stulpe ploną oro sluoksnį kurio apatinė riba aukštyje z , o viršutinė - $z+dz$ (2.1 pav). Tokiu būdu tiriamo 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 tiriamame 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 1m^2 plote yra lygi oro tankio ir sluoksnio storio sandaugai $m=\rho dz$. Kadangi judėjimas vertikaliai kryptimi nevyksta, tai tiriamajame sluoksnyje yra nusistovėjusi jėgų pusiausvyra. Šiuo atveju visų jėgų suma yra lygi 0.

$$-(p+dp) + p - g\rho dz = 0, \quad (3.1)$$

arba

$$-dp = g\rho dz. \quad (3.2)$$



3.1 pav. Jėgos veikiančios oro tūrį vertikaloje (Chromov, Petrosianc, 1994)

Ši lygtis yra vadinama **pagrindine atmosferos statikos lygtimi**. Ja remiantis galima daryti išvadą, kad kylant aukščiui slėgis mažėja, o slėgio skirtumas ties apatine ir viršutine nagrinėjamo oro tūrio riba lygi sunkio jėgai veikiančiai orą šiame tūryje.

Šią lygtį taip pat galima užrašyti dar ir taip:

$$-dp/dz = g\rho. \quad (3.3)$$

Pastarojoje lygtyje galima išskirti dvi jėgas: sunkio jėgą ($g\rho$) nukreiptą žemyn ir jam priešingą **vertikalaus barinio gradiento** jėgą (dp/dz), suteikiančią masės vienetui pagreitį į viršų. Tokiu būdu pagrindinė statikos lygtis nusako pusiausvyros tarp dviejų jėgų: sunkio jėgos ir vertikalaus barinio gradiento, veikiančių oro masės vienetą vertikaloje, sąlygas.

Šią lygtį galima taikyti tik ploniems oro sluoksniams, kuriuose oro tankis vienodas. Norint gauti lygties išraišką, kurią būtų galima naudoti didesniems aukščių skirtumams, lygtį reikia integruoti nuo vieno lygio z_1 su slėgiu p_1 iki kito aukštesnio lygio z_2 su slėgiu p_2 . Integruojant reikia atsiminti, kad oro

tankis ρ - kintantis su aukščiu dydis ir tiesiogiai nėra matuojamas $\rho = p/RT$, kur R - dujų konstanta, T - vidutinė sluoksnio temperatūra.

Jei laikysime, kad g su aukščiu nekinta tai:

$$\frac{dp}{p} = - \frac{g}{RT} dz \quad (3.4)$$

$$\int_{p_1}^{p_2} \frac{dp}{p} = - \frac{g}{RT} \int_{z_1}^{z_2} dz \quad (3.5)$$

$$\frac{p_2}{p_1} = - \frac{g}{RT} (z_2 - z_1) \quad (3.6)$$

$$p_2 = p_1 e^{-\frac{g}{RT}(z_2 - z_1)} \quad (3.7)$$

Ši lygtis vadinama **barometrine formule** ir rodo slėgio kaitos vertikalėje priklausomybę nuo oro temperatūros.

Barometrinės formulės taikymas

Barometrinės formulės pagalba galima išspręsti tris uždavinius:

1. Žinodami slėgį viename aukštyje, aukščių skirtumą ir vidutinę sluoksnio temperatūrą galime rasti slėgį kitame aukštyje. Dažniausiai tai yra taikoma perskaičiuojant vietovės slėgį jūros lygiui. Tai reikalinga norint palyginti ir analizuoti slėgius meteorologijos stotyse, kurių aukštis virš jūros lygio yra skirtingas. Slėgis jūros lygyje apskaičiuojamas pagal formulę:

$$p_{j.l.} = p_{st} e^{\frac{g z_{st}}{RT}}, \quad (3.8)$$

kur $p_{j.l.}$ - slėgis jūros lygyje, p_{st} - slėgis meteorologijos stotyje, z_{st} - stoties aukštis virš jūros lygio, T - temperatūros jūros lygyje ir temperatūros stotyje vidurkis ($T = (t_{j.l.} + t_{st}) / 2 + 273^\circ$). Minuso ženklas barometrinėje formulėje dingsta, kai yra skaičiuojamas slėgis žemesniame aukštyje.

Temperatūra jūros lygyje nustatoma taip:

$$t_{j.l.} = t_{st} + 0,5 \times 10^{-2} z_{st}. \quad (3.9)$$

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

Praktikoje slėgiui jūros lygyje nustatyti yra sudarytos specialios lentelės. Tam tikslui įvedamos temperatūrinė, instrumentinė, sunkio jėgos g (priklausančios nuo platumos ir aukščio) pataisos.

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

$$z_2 - z_1 = B(1 + \alpha t_m) \lg p_1 / p_2, \quad (3.10)$$

kur t_m - vidutinė sluoksnio oro temperatūra °C, $\alpha = 1/273$ - temperatūrinis oro plėtimosi koeficientas, $B = 18400$ m - barometrinė konstanta.

Esant mažam aukščių skirtumui naudojama Babine formulė:

$$z_2 - z_1 = 16000 (1 + \alpha t_m) \frac{(p_1 - p_2)}{(p_1 + p_2)}, \quad (3.11)$$

kur p_1 - slėgis apatiniame lygyje z_1 , p_2 - slėgis viršutiniame lygyje z_2 .

3. Žinant slėgį dviejuose lygiuose ir aukščio skirtumą tarp jų galima nustatyti vidutinę oro stulpo tarp šių lygių temperatūrą.

Barinis žingsnis

Ten kur nėra reikalingas didelis slėgio kaitos su aukščiu nustatymo tikslumas, tai galima padaryti **barinio žingsnio** pagalba. Bariniu žingsniu vadiname aukštį į kurią reikia pakilti (arba nusileisti) tam, kad slėgis pasikeistų 1 hPa. Pagrindinę statikos lygtį galime parašyti taip:

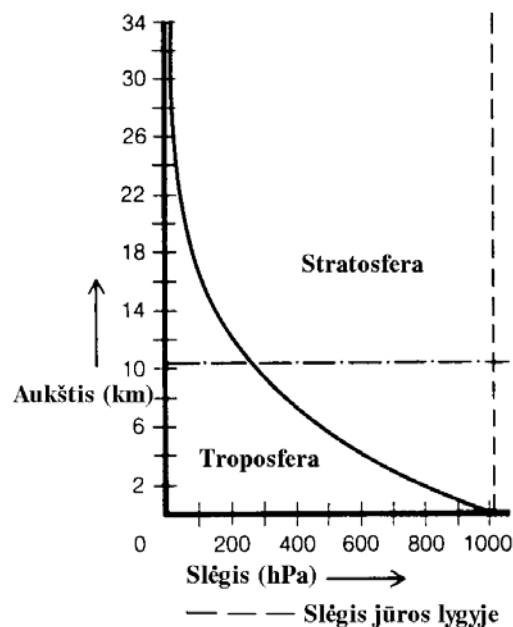
$$-dz / dp = (RT) / (gp), \quad (3.12)$$

kur dz/dp – barinis žingsnis, kuris yra atvirkščias vertikaliam bariniam gradientui dp/dz . Iš pateiktos lygties matosi, kad barinis žingsnis yra tiesiog proporcingas oro temperatūrai ir atvirkščiai proporcingas atmosferos slėgiui. Normaliomis sąlygomis (0°C ; 1000 hPa) jūros lygyje jis lygus 8 m/1 hPa. Tai reiškia, kad virš Žemės paviršiaus reikia pakilti apie 8 metrus, kad atmosferos slėgis sumažėtų 1 hPa.

Išaugus temperatūrai 1°C barinis žingsnis išauga apie 0,4 %. Mažėjant slėgiui barinis žingsnis taip pat didėja: 5,5 km aukštyje, kur slėgis apie 500 hPa barinis žingsnis bus apytiksliai 16 m/hPa.

Jeigu dviejose skirtingose oro masėse (šiltoje ir šaltoje) slėgis prie žemės paviršiaus yra vienodas, tai barinis žingsnis šiltame ore yra didesnis ir todėl jame reikia pakilti į didesnę aukštį, kad slėgis nukristų 1 hPa. Todėl dideliame aukštyje slėgis šiltoje ir šaltoje oro masėje tame pačiame lygyje tampa nevienodas; šiltoje oro masėje jis bus didesnis nei šaltoje. Tokiu būdu aukštesniuosiuose atmosferos sluoksniuose šilto oro sritys yra aukšto, šalto – žemo slėgio sritimis.

Nustatyta, kad didėjant aukščiui aritmetine progresija atmosferos slėgis mažėja geometrine (3.2 pav.).



3.2 pav. Atmosferos slėgio kitimas su aukščiu (Moran, Morgan, 1986)

Adiabatiniai būvio pasikeitimai atmosferoje

Adiabatiniai procesai - tai procesai, vykstantys be šilumos apykaitos su supančia aplinka. Pilnai adiabatiniai procesai galimi tik laboratorijoje. Kadangi oras pasižymi blogu šilumos laidumu, o atmosfera yra beveik visiškai skaidri tiesioginės saulės radiacijos spinduliams, kai kuriuos atmosferoje vykstančius procesus sąlygiškai galima vadinti adiabatiškais.

Pagal pirmąją termodinamikos dėsnį idealiom dujom (kurį šiuo atveju taikome sausam ir neprisotintam orui), šilumos prietaka (dQ) į oro masės vienetą yra naudojama vidinės dujų energijos didinimui ($dU = c_v dT$), ko pasekoje išauga oro temperatūra, ir mechaninio darbo nukreipto prieš išorinį slėgį, dėl ko išauga dujų tūris $dw = p dV$, atlikimui. Tokiu būdu:

$$dQ = c_v dT + p dV, \quad (3.13)$$

kur dT - oro temperatūros pokytis; c_v - oro šiluminis talpumas; dV - tūrio pokytis. Adiabatinio proceso metu $dQ=0$, todėl:

$$-c_v dT = p dv. \quad (3.14)$$

Iš to seka, kad jei oro masė adiabatiškai plečiasi, tai ji atlieka darbą nukreiptą prieš išorinį slėgį ir todėl jos vidinė energija (t.y. molekulių kinetinė energija), o tuo pačiu ir oro temperatūra bei slėgis mažės. Adiabatiškas oro masės suspaudimas vyksta dėl išorinių jėgų (slėgio) poveikio, kuris didina vidinę energiją ir tuo pačiu įšildo orą.

Sausaadiabatiniai temperatūros pokyčiai

Dėsnis, pagal kurį vyksta adiabatiniai būvio pasikeitimai idealiose dujose gali būti pakankamai tiksliai pritaikomas ir sausam, ir drėgnam neprisotintam orui. Šiuos pokyčius nusako sausaadiabatinio proceso arba **Puasono lygtis**:

$$\frac{T}{T_0} = \left(\frac{p}{p_0} \right)^{R_d / C_p} \quad (3.15)$$

Remiantis Puasono lygtimi galime teigti, kad jei procesas yra adiabatinis ir slėgis kinta nuo p_0 iki p , tai žinant pradinę oro temperatūrą T_0 galima apskaičiuoti temperatūrą T proceso gale. $R_d / c_p = 0,286$, kur R_d - dujų konstanta, c_p - specifinis šiluminis talpumas, esant pastoviam slėgiui.

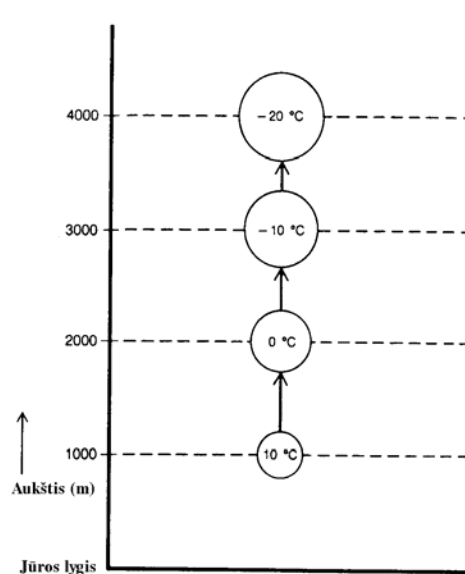
Atmosferoje oro plėtimasis ir dėl to vykstantis temperatūros ir slėgio kritimas dažniausiai yra susijęs su aukštyneigiu oro judėjimu. Aukštyneigis judėjimas vyksta:

1. Kai šiltas oras kyla į viršų dieninės konvekcijos metu;
2. Kylant šiltai oro masei virš šaltos;
3. Kylant šiltam orui kalnų šlaitais.

Oro suspaudimas, kurio pasekoje didėja slėgis ir temperatūra, vyksta žemyneigio oro judėjimo metu. Vertikalius judesius, kurių trukmė nuo kelių valandų iki paros, galima laikyti adiabatiškais t.y. vykstančiais be oro apykaitos su aplinka. Iš viso šito seka svarbi išvada: *oras adiabatiškai kildamas šąla, o leiddamasis šyla*.

Yra teoriškai nustatyta, kad adiabatiškai kylant sausam, neprisotintam orui temperatūra nukrenta $1^\circ \text{C} / 100 \text{ m}$ (tiksliau $0,98^\circ \text{C} / 100 \text{ m}$), o adiabatiškai leidžiantis tiek pat išauga (3.3 pav.). Šis dydis vadinamas **sausaadiabatinio gradientu** γ_a .

Sausaadiabatinio gradiento, parodančio oro masės temperatūros kitimą jai judant vertikalia kryptimi, negalima painioti su vertikaliu temperatūros gradientu atmosferos stulpe, kadangi pastarajame temperatūra kinta dėl įvairių priežasčių, o ne vien dėl vertikalių oro judesių.



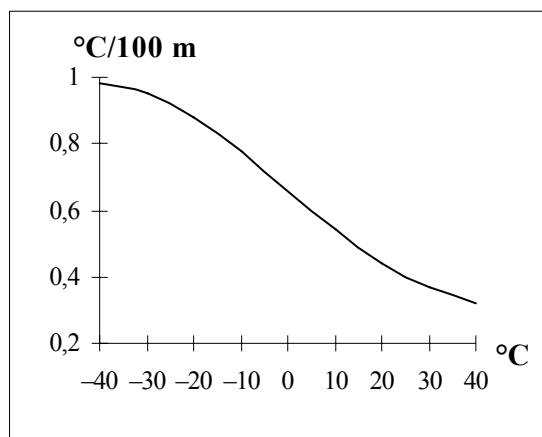
3.3 pav. Oro masės plėtimasis bei temperatūros mažėjimas sausaadiabatinio kilimo metu (Moran, Morgan, 1986)

Drėgnaadiabatinis temperatūros kitimas

Tarp adiabatiškai kylančio sauso ir drėgno neprisotinto oro yra vienas svarbus skirtumas. Adiabatiškai kylančiame sausame ore vyksta tik temperatūros kritimas, o jei kyla drėgnas neprisotintas oras, tai kartu su temperatūros kritimu, ore esantys vandens garai artėja prie sočiųjų vandens garų būvio. Tam tikrame aukštyje, garai tampa sočiais. Šis aukštis vadinamas **kondensacijos lygiu**.

Toliau kylantis vandens garais prisotintas oras vėsta jau ne pagal sausaadiabatinį dėsnį, nes ore pradeda vykti garų pertekliaus kondensacija, ko pasekoje išsiskiria gan didelis šilumos kiekis, kuris yra vadinamas **fazinių virsmų šiluma** arba **kondensacijos šiluma**. Dėl to temperatūros kritimas sulėtėja ir prisotintame ore temperatūra kinta jau ne pagal sausa-, o pagal drėgnaadiabatinį dėsnį. Ji krinta tuo lėčiau, kuo aukštesnė oro temperatūra, o tuo pačiu didesnis drėgmės kiekis yra ore. Temperatūros kritimas ($^\circ\text{C}/100 \text{ m}$) vandens garais prisotinto oro kilimo metu - vadinamas **drėgnaadiabatinio gradientu**.

Prie ypač žemų temperatūrų (kurios pasitaiko aukštuosiuose atmosferos sluoksniuose), vandens garų ore yra nedaug ir jų išskiriama kondensacijos šiluma yra nedidelė. Tokiu būdu, esant žemai oro temperatūrai, drėgnaadiabatinis gradientas artėja prie sausaadiabatinio (4 pav.).

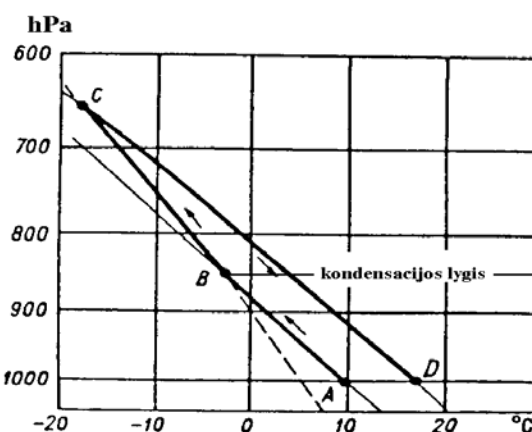


3.4 pav. Drėgnaadiabatinio gradiento reikšmės priklausomybė nuo vandens garais prisotintos oro masės temperatūros (jūros lygyje)

Oras iki tol liks prisotintu, kol visi kondensacijos produktai pereis į dujinę būseną. Tuo metu oro temperatūra kils drėgnaadiabatiškai (mažiau nei $1\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{m}$). Kai visi kondensacijos produktai išgaruos, oras pradės leistis pagal sausaadiabatinį dėsni.

Pseudoadiabatinis procesas

Įsivaizduokime, kad drėgnas neprisotintas oras pradeda kilti. Jo temperatūra iš pradžių krinta sausaadiabatiškai, o pasiekus kondensacijos lygį - drėgnaadiabatiškai. Sakysim, kad visas vanduo, susidarantis kondensacijos metu, iš karto iškrenta kaip krituliai, o vėliau, pasiekus tam tikrą lygį, oras pradeda leistis. Kadangi kondensacijos produktų ore jau nėra, jis iš karto šils sausaadiabatiškai. Todėl į pirminį lygį oras grįš su aukštesne temperatūra, nei buvo iš pradžių. Tokiu būdu, nors oro masė grįžo į pradinį lygį, jos terminė būklė negrįžo į pradinį tašką: proceso pabaigos temperatūra tapo aukštesnė, nei pradžios. Toks procesas vadinamas **pseudoadiabatinium** (3.5 pav.).



3.5 pav. Pseudoadiabatinis procesas: nuo taško A iki B temperatūra krinta pagal sausaadiabatinį dėsni, nuo taško B iki C – pagal drėgnaadiabatinį dėsni, nuo taško C iki D – auga pagal sausaadiabatinį dėsni (Chromov, Petrosianc, 1994)

Potenciali temperatūra

Potenciali temperatūra - temperatūra, kurią įgautų oras, jei jis sausaadiabatiškai nusileistų iki 1000 hPa slėgio izobarinio paviršiaus.

Dažnai būtina palyginti įvairių oro masių, esančių skirtinguose aukščiuose virš jūros lygio terminę būklę. Tokį palyginimą galima atlikti įvedant potencialios temperatūros sąvoką. Tarkime, kad kokiame tai aukštyje yra oras, kurio slėgis p ir temperatūra T . Mintyse jį sausaadiabatiškai nuleiskime į lygį, kuriame slėgis p_0 . Naują jo temperatūrą galima nustatyti pagal Puasono lygtį. Pasirinkime tam 1000 hPa slėgį. Potenciali temperatūra (Θ) bus lygi:

$$\Theta = T \left(\frac{1000}{p} \right)^{0.286} \quad (3.16)$$

Žinant, kad sausaadiabatiškai leidžiantis temperatūra auga $1\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$, potencialią temperatūrą galima pakankamai tiksliai apskaičiuoti pagal supaprastintą formulę:

$$\Theta = T + 0,01z, \quad (3.17)$$

kur z - taško aukštis virš jūros lygio (metrais).

Iš potencialios temperatūros savokos aišku, kad faktinei temperatūrai su aukščiu kintant pagal sausaadiabatinį dėsnį, potenciali temperatūra išlieka pastovi. Oro masės potencialios temperatūros kitimas rodo, kad procesas nebėra sausaadiabatinis. Kondensacijos metu išsiskiriant šilumai, potenciali temperatūra auga.

Vertikalus temperatūros pasiskirstymas

Kaip jau buvo minėta, negalima painioti sausasaadiabatinio ar drėgnaadiabatinio gradiento, kurie yra susiję su aukštyneigiu arba žemyneigiu oro judėjimu, su vertikaliu temperatūros pasiskirstymu atmosferoje. Vertikalus temperatūros pasiskirstymas nėra susijęs su koku nors vienu gerai žinomu dėsningu, todėl ir kreivė, rodanti temperatūros kitimą su aukščiu, dažniausiai yra gan sudėtinga.

Faktinio temperatūros, kuriuo tai laiko momentu, pasiskirstymo su aukščiu kreivė yra vadinama **stratifikacijos kreive**. Stratifikacijos kreivę apibūdina vertikalus temperatūros gradientas $\gamma = -(dT/dz)$, t. y. temperatūros kitimas su aukščiu; paprastai aukščio skirtumo vienetu yra laikomas 100 m. Kadangi lygtyje yra minuso ženklas, tai krintant temperatūrai su aukščiu, kai dT neigiamas, o dz teigiamas, gradientas yra teigiamas, o temperatūrai kylant su aukščiu - gradientas neigiamas. Realioje atmosferoje vertikalus temperatūros gradientas būna labai įvairus, o vidutiniškai troposferoje jis lygus $0,65\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ (priežeminiame sluoksnyje $0,5\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$). Gana dažnai pasitaiko, kad temperatūra kuriame tai atmosferos sluoksnyje didėjant aukščiui ne krinta, o kyla. Toks temperatūros pasiskirstymas vertikalėje vadinamas **inversija**. Dažniausiai inversijos susiformuoja naktimis priežeminiame atmosferos sluoksnyje, bet jos gali susidaryti ir laisvojoje atmosferoje. Neretai atmosferoje susiformuoja sluoksniai, kuriuose temperatūra su aukščiu nesikeičia (**izotermija**).

Retais atvejais, kai temperatūra su aukščiu mažėja $1\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$, potenciali temperatūra nesikeičia, o stratifikacijos kreivė sutampa su sausaadiabatine. Jei vertikalusis gradientas yra mažesnis nei $1\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ (taip būna dažniausiai), potenciali temperatūra auga su aukščiu tuo greičiau, kuo mažesnis γ . Izoterminiame sluoksnyje potenciali temperatūra auga $1\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$. Dar daugiau potenciali temperatūra didėja, kai vertikalusis temperatūros gradientas yra neigiamas t.y. inversijos sluoksnyje. Ir tik tais atvejais, kai stratifikacijos kreivės vertikalusis gradientas didesnis nei $1\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$, potenciali temperatūra su aukščiu mažėja ir mažėja tuo greičiau, kuo didesnis γ .

4. Atmosferos radiacinis režimas

Saulės radiacija. Pagrindiniai spinduliavimo energijos dėsniai. Saulės radiacijos spektras. Saulės konstanta. Tiesioginė saulės radiacija. Saulės radiacijos pokyčiai atmosferoje ir ant Žemės paviršiaus. Saulės radiacijos sugėrimas ir išsklaidymas atmosferoje. Drumstumo rodiklis. Suminė Saulės radiacija. Albedas. Sugertoji radiacija. Žemės paviršiaus spinduliavimas. Priešpriešis spinduliavimas. Efektyvusis spinduliavimas. Radiacijos balansas.

Saulės radiacija

Saulės spinduliuojama energija vadinama - **Saulės radiacija**. Saulės radiacija yra pagrindinis atmosferos energijos šaltinis. Labai mažą energijos dalį atmosfera gauna iš vidinių Žemės gelmių, išsisklaidant potvynių energijai bei iš kitų kosminių kūnų (žvaigždžių, planetų). Iš šių energijos šaltinių gaunama energija atitinkamai 10^4 , 10^5 ir 3×10^7 kartų mažesnė nei Saulės.

Saulė. Saulė - Saulės sistemos centre esantis dujų kamuolys, vidutiniškai 149,5 mln. km nutolęs nuo Žemės rutulio. Jos diametras 1,39 mln. km (109 kartus didesnis nei Žemės), masė - $1,99 \times 10^{27}$ t. (333 000 kartų didesnė nei Žemės). Saulė susiformavo prieš 4,6 mlrd. metų. Ji kaip ir Žemė sukasi apie savo ašį - apsisukimo periodas 25 paros. Išorinis saulės sluoksnis vadinamas **fotosfera**. Fotosfera yra apgaubta beveik skaidriu stipriai išretėjusių dujų sluoksniu vadinamu Saulės atmosfera. Saulės atmosfera skirstoma į **chromosferą** (apatinė Saulės atmosferos dalis, kurios storis 12-14 tūkst. kilometrų) ir **Saulės karūną**.

Didžiausią energijos kiekį į aplinką spinduliuojančios fotosferos temperatūra apie 6000 K. Saulės gelmėse temperatūra siekia 40 000 000 K, todėl nepaisant milžiniško slėgio visi cheminiai elementai iš kurių sudaryta Saulė yra plazmos būvyje. Saulė sudaryta iš daugelio elementų, kurių tarpe aiškiai vyrauja H_2 (75%) ir He (25%). Saulės energijos šaltinis - nuolat vykstanti termobranduolinė reakcija, kurios metu vandenilis virsta į helį. Per sekundę 565 mln. t H_2 virsta 560 mln. t. He. Tik maža Saulės spinduliuojamos energijos dalis pasiekia Žemės paviršių (jeigu Saulės spinduliuojamą energijos kiekį prilygintume 20 mln litų, tai Žemė gauna vos 1 centą).

Saulės paviršiuje bei jos atmosferoje nuolat vyksta audringas milžiniškų dujų masių judėjimas, todėl Saulės paviršius nevienalytis, formuojasi Saulės dėmės. **Saulės dėmės** - santykiškai tamsūs netaisyklingos formos Saulės paviršiaus plotai, dažniausiai sudarantys grupes (susideda iš dviejų ar daugiau dėmių). Saulės dėmių diametras gali siekti šimtus tūkstančių kilometrų. Saulės dėmės - viena ryškiausių Saulės aktyvumo pasireiškimo formų. Jau nuo XVIII a. vidurio vykdomi nuolatiniai Saulės disko stebėjimai, kurių metu nustatomas Saulės dėmių skaičius (Volfo skaičius). Saulės aktyvumą dažnai bandoma sieti su procesais vykstančiais Žemės atmosferoje.

Visi kūnai, kurių temperatūra aukštesnė nei absoliutus nulis, skleidžia šilumą. Meteorologijoje ši šiluma vadinama **šilumine radiacija** ir yra nusakoma spinduliuojančio kūno temperatūra, bei jo spinduliuojamą geba. Šiluminės radiacijos bangų ilgis kinta nuo mikrometro (μm) tūkstantųjų dalių iki kelių šimtų μm ($1 \mu m = 10^{-6} m$).

Radiacija kurios bangų ilgis nuo 0,01 iki 0,39 μm vadinama **ultravioletine**, nuo 0,40 iki 0,76 μm - **matomąja**, o jei bangų ilgis viršyja 0,76 μm - **infraraudonąja**. Matomosios radiacijos (šviesos) dalis, kurios bangų ilgis yra apie 0,40 μm , yra violetinės spalvos, o bangas, kurių ilgis apie 0,76 μm , mes suvokiame kaip raudoną šviesą. Tai ribinės sritys, o tarp jų yra išsidėsčiusios visos matomosios radiacijos dalies spektro spalvos. Meteorologijoje radiaciją priimta skirstyti į **trumpabangę** (0,1 - 4 μm) ir **ilgabangę** (4 - 100 μm).

Radiacijos srautas, krentantis ant bet kokio kūno, yra iš dalies jo sugeriamas, o iš dalies atspindimas. Kūnas sugeriantis visą ant jo patenkančią radiaciją vadinamas **absoliučiai juodu kūnu**. Gamtoje tokie kūnai neegzistuoja, artimiausi jiems - suodžiai. Kūnas atspindintis visą ant jo krentančią radiaciją vadinamas **veidrodiu**. Tokių kūnų gamtoje taipogi nėra.

Bet kuris šilumą spinduliuojantis kūnas netenka energijos. Spinduliavimo energija sudaro dalį spinduliuojančio kūno vidinės energijos. Spinduliuojant vidinė energija sumažėja, todėl kūnas vėsta. Kita vertus kūnas taip pat sugeria kitų kūnų spinduliuojamą energiją. Sugerta spinduliuojamoji energija virsta šiluma.

Pagrindiniai spinduliavimo energijos dėsniai

Kaip jau buvo minėta, kiekvienas kūnas gamtoje yra radiacijos šaltinis. Tam tikro ilgio (λ) bangos energijos kiekis išspinduliuojamas iš ploto vieneto per laiko vienetą, vadinamas kūno **spinduliavimo**

geba E_λ . Spinduliavimo geba priklauso nuo kūno prigimties ir bangos ilgio. SI sistemoje ji matuojama W/m^2 .

Dydis parodantis kokia ant kūno krentančios spindulinės energijos dalis, kurios bangos ilgis λ , yra jo sugeriamas, vadinamas kūno **radiacijos sugėrimo geba k_λ** .

Pagrindiniai spinduliavimo energijos dėsniai taikomi absoliučiai juodam kūnui, tačiau jais remiantis galima pakankamai tiksliai nustatyti ir kitų kūnų spinduliavimo ypatumus.

Kirchgofo dėsnis. Santykis tarp kūno spinduliavimo ir sugėrimo gebos yra pastovus visiems kūnams dydis ir lygus absoliučiai juodo kūno spinduliavimo gebai ϵ , esant tai pačiai temperatūrai:

$$\frac{E}{k} = \epsilon \quad (4.1)$$

Iš šios formulės seka, kad kūno spinduliuojamoji geba yra proporcinga jo sugėrimo gebai. Visų kūnų (išskyrus absoliučiai juodą) sugėrimo geba yra mažesnė už vienetą, todėl galima daryti išvadą, kad absoliučiai juodas kūnas spinduliuoja didžiausią energijos kiekį.

Stefano-Bolcmano dėsnis. Spinduliuojamoji absoliučiai juodo kūno geba proporcinga jo absoliučiai temperatūrai ketvirtajame laipsnyje:

$$\epsilon = \sigma T^4, \quad (4.2)$$

kur σ - Stefano-Bolcmano konstanta; T - spinduliuojančio paviršiaus temperatūra (K).

Natūralių paviršių spinduliuojamoji geba yra mažesnė nei absoliučiai juodo. Todėl Stefano-Bolcmano dėsnis natūraliems paviršiams užrašomas taip:

$$E = \delta \sigma T^4, \quad (4.3)$$

kur δ - santykinis spinduliavimo koeficientas.

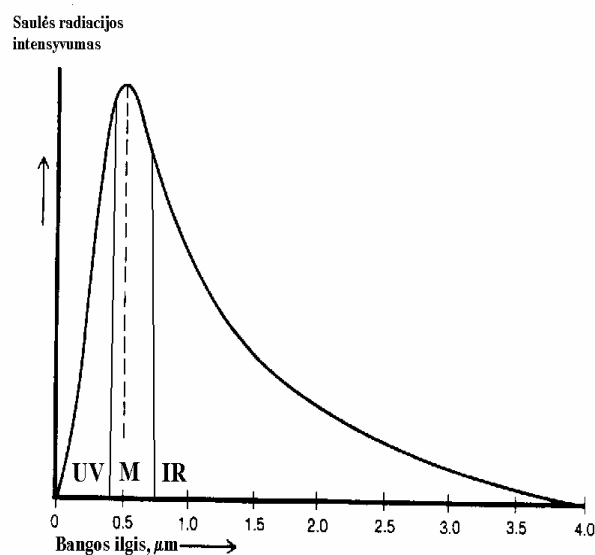
Vino dėsnis. Kūno spinduliuojamosios gebos maksimumo bangos ilgio ir jo absoliučios temperatūros sandauga yra pastovus dydis:

$$\lambda_m T = 2898 \mu m \times laips. \quad (4.4)$$

Saulės radiacijos spektras. Saulės konstanta

Saulės radiacijos spektras artimas absoliučiai juodo kūno, kurio temperatūra apie $6000^\circ C$ spinduliavimo spektrui. 99% Saulės radiacijos yra trumpabangė. Apie 9% saulės spinduliavimo energijos sudaro ultravioletinė, 47% - matomoji ir 44% - infraraudonoji saulės spektro dalis. Energijos maksimumas tenka bangai kurios ilgis $0,475 \mu m$ (žaliai-žydras spindulys) (4.1 pav.).

Saulės konstanta (S_0) - Saulės radiacijos intensyvumas, pasiekiantis viršutinę atmosferos ribą, esant vidutiniam atstumui tarp Žemės ir Saulės ($r=149,6 \times 10^6$ km). Dabar oficialiai priimta tokia Saulės konstantos reikšmė - $1,377 kW/m^2$ ir ji svyruoja, priklausomai nuo atstumo nuo Saulės - $\pm 3,3\%$.



4.1 pav. Saulės radiacijos intensyvumo priklausomybė nuo bangos ilgio (Moran, Morgan, 1986)

Tiesioginė saulės radiacija. Saulės radiacijos pokyčiai atmosferoje ir ant Žemės paviršiaus

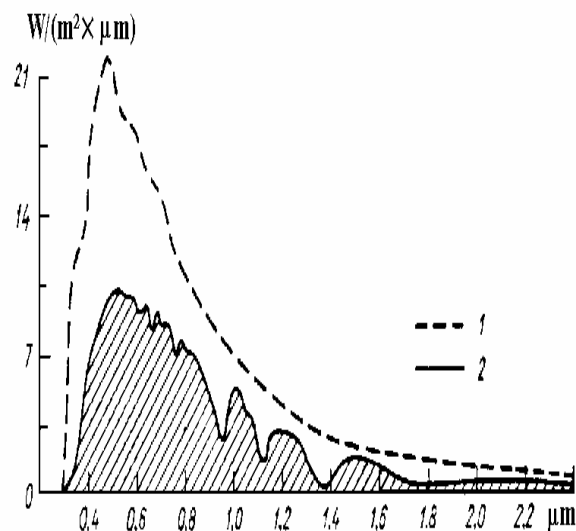
Tiesiogiai ant Žemės paviršiaus patenkanti Saulės radiacija vadinama **tiesiogine Saulės radiacija**. Tiesioginės Saulės radiacijos srautas ant horizontalaus paviršiaus vadinamas **insoliacija**. Saulės radiacija patenkanti ant horizontalaus paviršiaus ties viršutine atmosferos riba nustatoma pagal formulę:

$$S'_0 = S_0 \sin h_0, \quad (4.5)$$

kur h_0 - kampinis Saulės aukštis virš horizonto.

Viršutinę atmosferos ribą radiacija pasiekia tiesioginės radiacijos pavidalu.

Atmosferoje Saulės radiacija yra atmosferos dujų ir aerozolių išsklaidoma. Tokia radiacija vadinama **išsklaidytąja radiacija**. Taipogi dalis Saulės radiacijos yra sugerama atmosferos dujų bei priemaišų ir virsta šiluma, t.y. šildo atmosferą. Tiesioginė saulės radiacija, kuri nėra išsklaidoma ir sugerama atmosferoje, pasiekia Žemės paviršių. Dalis jos atsispindi nuo paviršiaus, o kita, didesnioji dalis, yra Žemės paviršiaus sugerama. Dalis atmosferoje išsklaidytosios radiacijos pasiekia Žemės paviršių, ir taip pat yra atspindima, arba sugerama. Kita išsklaidytosios radiacijos dalis sklinda į tarpplanetinę erdvę. Tokiu būdu ant Žemės paviršiaus patenkanti radiacija skiriasi nuo Saulės radiacijos ties viršutine atmosferos riba. Saulės radiacijos srauto dydis mažėja, o jos spektrinė sudėtis kinta, kadangi skirtingų ilgių bangos yra nevienodai sugeriamos ir išsklaidomos atmosferoje (4.2 pav). Geriausiai atveju Žemės paviršių pasiekia $1,05 \text{ kW/m}^2$. Kalnuose, 4-5 km aukštyje, šis dydis gali siekti $1,2 \text{ kW/m}^2$.



4.2 pav. Energijos pasiskirstymas Saulės radiacijos spektre ties viršutine atmosferos riba (1) ir prie žemės paviršiaus (2), kai Saulės aukštis virš horizonto 35° (Chromov, Petrosianc, 1994).

Saulės radiacijos sugėrimas ir išsklaidymas atmosferoje

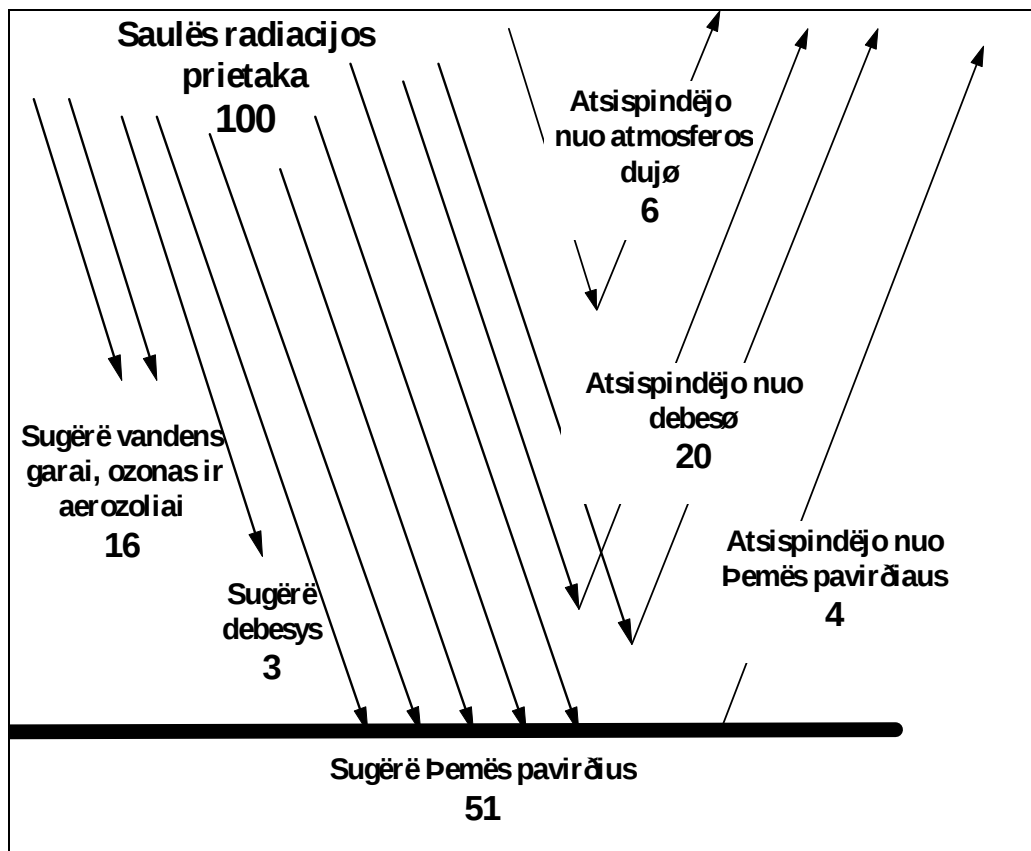
Atmosferoje yra sugerama apie 23% tiesioginės Saulės radiacijos kiekio. Atmosferos dujos nevienodai sugeria radiaciją: skiriasi ir sugeriamų bangų ilgis ir sugėrimo intensyvumas. Azotas radiaciją sugeria tik labai trumpų bangų diapozone. Saulės energija šioje spektro dalyje yra labai maža, todėl azotas praktiškai nevaizdina jokio vaidmens Saulės radiacijos sugėrime. Šiek tiek didesnį, bet taip pat gan nereikšmingą radiacijos kiekį dviejose siaurose matomojo spektro dalies juostose, bei ultravioletinėje spektro dalyje sugeria deguonis.

Daug stipriau ultravioletinę bei matomąją Saulės radiaciją sugeria ozonas. Nežiūrint į tai, kad O_3 koncentracija atmosferoje yra labai maža, jis taip stipriai sugeria ultravioletinę Saulės radiaciją, kad Saulės spinduliai, kurių bangos ilgis mažesnis nei $0,29 \mu\text{m}$ Žemės paviršiaus iš vis nepasiekia. Ozonas sugeria apie 3% tiesioginės saulės radiacijos.

Stipriai saulės radiaciją infraraudonojoje spektro dalyje sugeria anglies dvideginis, bet kadangi CO_2 koncentracija atmosferoje yra maža, tai ir sugeriamos radiacijos kiekis yra nežymus. Daugiausia Saulės radiacijos matomojoje bei infraraudonojoje spektro dalyje sugeria vandens garai. Saulės radiaciją taip pat sugeria debesys bei atmosferos priemaišos t.y. aerozoliai. Viso vandens garai ir aerozoliai sugeria 16%, debesys 3% tiesioginės Saulės radiacijos (4.3 pav.).

Tiesioginė saulės radiacija yra ne tik sugerama, bet ir išsklaidoma. **Išsklaidymas** - tai fizikinis reiškinys susijęs su šviesos ir medžiagos sąveika, kurios metu vyksta dalies Saulės radiacijos, kuri iki išsklaidymo sklido paralelinių spindulių pavidalu, o po išsklaidymo virsta į visas puses sklindančiais spinduliais, performavimas. Išsklaidyti Saulės radiaciją gali ir aerozoliai, ir dujų molekulės.

Atmosferoje išsklaidoma apie 26% bendro Saulės radiacijos srauto. Apie 2/3 išsklaidytosios radiacijos patenka ant Žemės paviršiaus, tačiau jos spektrinė sudėtis skiriasi nuo tiesioginės Saulės radiacijos spektro, nes skirtingų bangų ilgių radiacija išsklaidoma nevienodai. Kuo mažesni išsklaidančių dalelių dydžiai, tuo stipriau yra išsklaidomi trumpabangiai spinduliai, lyginant su ilgabangiais.



4.3 pav. Saulės radiacijos sugėrimas ir atspindėjimas atmosferoje (Moran, Morgan, 1986)

Molekulinį išsklaidymą absoliučiai šviriame (be aerozolių) ore nusako *Relėjaus dėsnis*, pagal kurį *išsklaidymas yra atvirkščiai proporcingas išsklaidomų spindulių bangos ilgiui ketvirtame laipsnyje*. Raudonosios matomojo spektro dalies bangos net 14 kartų išsklaidomos mažiau nei violetinės. Infraraudonoji radiacija yra beveik neišsklaidoma, tuo tarpu ultravioletiniai spinduliai išsklaidomi labai stipriai. Todėl jei Žemės paviršių pasiekiančios tiesioginės Saulės radiacijos spindulių maksimumas yra geltonoje matomojo spektro dalyje, tai išsklaidytos radiacijos maksimumas - violetiniai spinduliai.

Dalelės, kurios yra didesnės už radiacijos bangų ilgį, radiaciją išsklaido jau ne pagal Relėjaus dėsnį (**aerolinis išsklaidymas**). Šiuo atveju išsklaidymas taip pat atvirkščiai proporcingas išsklaidomų spindulių bangų ilgiui, bet jau ne ketvirtame, o mažesniame laipsnyje. Todėl ši radiacija ne tokia turtinga trumpabangiais spinduliais, kaip kad molekulinio išsklaidymo metu. Dalelės, kurių diametras viršija 1-2 μm ne išsklaido, o atspindi (**difuzinis atspindys**) bangas, nekeisdamos jų spektrinės sudėties.

Radiacijos srauto susilpnėjimas atmosferoje dėl sugėrimo ir išsklaidymo yra proporcingas radiacijos srauto dydžiui (kuo stipresnis srautas, tuo didesnė radiacijos netektis) ir išsklaidančių bei sugeriančių dalelių kiekiui. Didėjant spindulio kelio ilgiui ir oro tankiui, didėja ir minėtų dalelių kiekis. Kiekvienam bangos ilgiui savas proporcingumo koeficientas, kadangi dalelės nevienodai sugeria ir išsklaido skirtingų ilgių bangas.

Tiesioginės Saulės radiacijos susilpnėjimą atmosferoje nusako *Bugero formulė*:

$$S = S_0 p^m, \quad (4.6)$$

kur S - tiesioginės Saulės radiacijos srautas pasiekiantis Žemės paviršių; S_0 - Saulės konstanta; p - atmosferos skaidrumo koeficientas; m - optinė atmosferos masė.

Optinė atmosferos masė priklauso nuo Saulės aukščio virš horizonto ir yra lygi 1 kai Saulės spinduliai krenta statmenai Žemės paviršiui. Kai Saulė prie pat horizonto, spinduliai praeina 34,4 karto ilgesnį kelią ($m=34,4$), nei esant Saulei zenite.

Atmosferos skaidrumo koeficientas parodo, kuri Saulės radiacijos, ateinančios iki viršutinės atmosferos ribos, dalis pasiekia Žemės paviršių kai $m=1$. Šis koeficientas priklauso nuo vandens garų ir aerozolių kiekio atmosferoje: kuo jų daugiau, tuo mažesnis atmosferos skaidrumas. Atmosferos skaidrumo koeficientas realioje atmosferoje svyruoja tarp 0,60... 0,85, tuo tarpu atmosferoje be aerozolių ir vandens garų (ideali atmosfera) koeficiento reikšmė apytiksliai lygi 0,9.

Drumstumo rodiklis

Radiacijos srauto silpnėjimą atmosferoje galima skirstyti į silpnėjimą dėl radiacijos sugėrimo ir išsklaidymo veikiant pastovioms atmosferos dujoms ir silpnėjimą dėl vandens garų bei aerozolių poveikio.

Drumstumo rodiklis (T_D) - radiacijos susilpnėjimo realioje atmosferoje ir radiacijos susilpnėjimo idealioje atmosferoje santykis. Skaitinė drumstumo rodiklio išraiška parodo idealių atmosferų skaičių kurių turi praeiti Saulės spindulys, kad Saulės radiacija susilpnėtų tiek pat kiek ir realioje atmosferoje.

Vidutinė drumstumo rodiklio reikšmė vidutinėse platumose artima 3; dideliuose miestuose gali viršyti 4. Įsiveržus švariam arktiniam orui $T_D \approx 2$, o atslinkus drėgnai ir drumstai tropinio oro masei, $T_D \approx 3,5$.

Bendroji Saulės radiacija

Visa Saulės radiacija patenkanti ant Žemės paviršiaus - tiesioginė ir išsklaidyta - vadinama **bendraja Saulės radiacija**. Tokiu būdu bendroji Saulės radiacija (Q):

$$Q = S \sin h_0 + D, \quad (4.7)$$

kur S - tiesioginė radiacija, D - išsklaidytoji radiacija, h_0 - Saulės aukštis virš horizonto.

Esant giedrai, bendroji Saulės radiacija maksimalią reikšmę paros bėgyje pasiekia apie pusiaudienį, o metų eigoje - vasarą. Dalinis debesuotumas, kai Saulės diskas nėra uždengtas didina bendrąją Saulės radiaciją, lyginant su giedra, kadangi nuo Žemės paviršiaus atsispindėta trumpabangė radiacija gali būti dar kartą atspindima nuo debesų ir vėl pasiekti Žemės paviršių. Tuo tarpu pilnas debesuotumas, kai Saulės diskas yra uždengiamas, mažina bendrąją Saulės radiaciją.

Albedas. Sugertoji radiacija

Krintanti ant Žemės bendroji Saulės radiacija yra sugerama viršutiniame ploname dirvos ar šiek tiek storesniame vandens sluoksnyje arba yra atspindima. Atspindėjimas priklauso nuo paklotinio paviršiaus pobūdžio. Atspindėtosios radiacijos ir bendro radiacijos kiekio krintančio ant žemės paviršiaus santykis vadinamas paviršiaus **albedas** ir yra išreiškiamas procentais arba vieneto dalimis (1 lentelė).

Tokiu būdu, bendrosios Saulės radiacijos srauto dalis $(S \sin h_0 + D) \times A$ yra atspindima (A - paviršiaus albedas). Likusi dalis $(S \sin h_0 + D)(1 - A)$ yra Žemės paviršiaus sugerama ir naudojama viršutiniams dirvos ir vandens sluoksniams šildyti. Ši radiacija vadinama **sugertąja radiacija**.

1 lentelė. Kai kurių natūralių paviršių albedo reikšmės

Paviršius	Albedas (%)
Pieva	16-26
Javai	15-25
Juodžemis	5-10
Smėlis	25-40
Miškas	5-20
Šviežiai iškritęs sniegas	75-95
Susigulėjęs sniegas	40-70
Jūrų ledas	30-40
Kontinentinis ledas	20-40
Vanduo (Saulė zenite)	3-10
Vanduo (Saulė prie pat horizonto)	10-100

Patenkančios į kosmosą atspindėtosios ir išsklaidytosios radiacijos bei bendro į atmosferą patenkančio radiacijos kiekio santykis vadinamas **Žemės albedu**.

Vidutinė Žemės albedo reikšmė apie 30%, o pagrindinę jo dalį sudaro debesų atspindėta radiacija.

Žemės paviršiaus spinduliavimas. Priešpriešinis spinduliavimas

Viršutiniai dirvos ir vandens sluoksniai, sniegas ir augmenija patys spinduliuoja ilgabangę radiaciją, kuri yra vadinama **Žemės paviršiaus spinduliavimu**. Žinant absoliutinę Žemės paviršiaus temperatūrą (T) galima nesunkiai paskaičiuoti jos paviršiaus spinduliavimo intensyvumą. Pagal Stefano-Bolcmano dėsnį absoliučiai juodo kūno spinduliavimas lygus:

$$E_{a,j,k} = \sigma T^4, \quad (4.8)$$

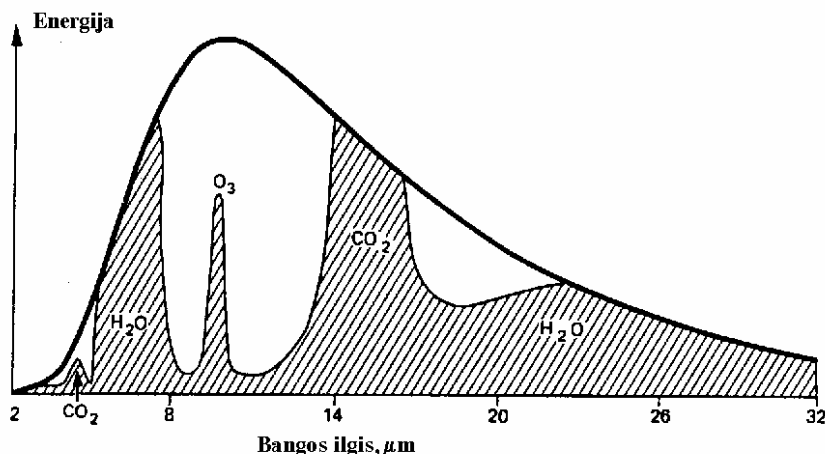
kur $\sigma = 5,7 \times 10^{-8} \text{ W/m}^2 \times \text{K}^4$. Nors Žemė nėra absoliučiai juodas kūnas, bet pasirodo ją galima laikyti artimu pilkam kūnui. Tai reiškia, kad visuose bangų ilgiuose, Žemės spinduliavimas skiriasi nuo absoliučiai juodo kūno spinduliavimo pastoviu daugikliu (δ) apytiksliai lygiu 0,95. Todėl Žemės paviršiaus spinduliavimą E_z galima apskaičiuoti taip:

$$E_z = \delta \sigma T^4. \quad (4.9)$$

Kai vidutinė Žemės paviršiaus temperatūra lygi $+15^\circ \text{C}$ arba 288 K, ji išspinduliuoja $3,73 \times 10^2 \text{ W/m}^2$. Absoliutinė Žemės paviršiaus temperatūra kinta nuo 190 iki 350 K. Esant tokioms temperatūroms spinduliuojamos radiacijos bangų ilgis kinta nuo 4 iki 120 μm (visas diapazonas priklauso infraraudonosioms bangoms), o jų energijos maksimumas tenka 10-15 μm .

Atmosfera sugeria tiek Saulės, tiek Žemės spinduliuojamą radiaciją, o be to tam tikrą šilumos kiekį gauna nuo Žemės paviršiaus turbulentinės apykaitos metu ar vykstant vandens garų kondensacijai atmosferoje. Kaip ir bet kuris kitas kūnas įšilusi atmosfera spinduliuoja radiaciją pati. Jos spinduliuojamų bangų diapazonas panašus į Žemės paviršiaus. Didžioji (apie 70%) atmosferos radiacijos dalis pasiekia Žemės paviršių, likusi radiacija patenka į tarpplanetinę erdvę. Atmosferos radiacija patenkanti ant Žemės paviršiaus vadinama **priešpriešiu spinduliavimu** (E_a), nes yra nukreipta prieš Žemės paviršiaus spinduliavimą. Žemė priešpriešinį spinduliavimą sugeria praktiškai visą (95-99%). Priešpriešinį spinduliavimą auga didėjant debesuotumui, nes debesys patys stipriai spinduliuoja radiaciją.

Vandens garai stipriausiai sugeria Žemės paviršiaus spinduliavimą. Jie sugeria infraraudonąją radiaciją didelėje spektro dalyje nuo 4,5 iki 80 μm , išskyrus intervalą nuo 8,5 iki 12 μm . Esant vidutiniam vandens garų kiekiui atmosferoje radiacija, kurios bangų ilgis nuo 5,5 iki 7 μm yra sugerama praktiškai visa, kitų ilgių iš dalies ir tik intervale tarp 8,5 iki 12 μm Žemės spinduliuojama radiaciją praeina pro visą atmosferos storymę ir patenką į tarpplanetinę erdvę. Šis intervalas yra vadinamas *atmosferos skaidrumo langu* (4.4 pav.).



4.4 pav. Žemės, radiacijos intensyvumo pasiskirstymas pagal bangų ilgius ir šios radiacijos sugėrimas atmosferoje, kai Žemės paviršiaus temperatūra 285 K (Garvei, 1982).

Anglies dvideginis ir ozonas taip pat stipriai sugeria infraraudonąją radiaciją, bet tik labai siauruose radiacijos spektro intervaluose. Tiesa, į šiuos intervalus patenka bangos, kurių energija Žemės spinduliavimo spektre yra maksimali (7-15 μm). Nors anglies dvideginio kiekis atmosferoje nedidelis, bet jo koncentracijos augimas virto globaline problema.

“Šiltnamio” efektas. Spartūs globaliniai klimato pasikeitimai, išryškėję pastaraisiais dešimtmečiais, dažniausiai siejami su oro sudėties kaita, kurią labiausiai įtakoja antropogeninės kilmės priemaišų koncentracijos atmosferoje augimas. Geriausiai ištirta anglies dvideginio koncentracijos didėjimo įtaka klimato kaitai, šiek tiek mažiau žinoma apie kitų antropogeninės kilmės dujų poveikį.

Anglies dvideginis yra beveik visiškai skaidrus trumpabangei Saulės radiacijai, tačiau labai gerai sugeria ilgabangį Žemės paviršiaus spinduliavimą ir tuo padidina priešpriešio spinduliavimo intensyvumą. Dėl šios priežasties sumažėja efektyviojo spinduliavimo reikšmė. Todėl temperatūra prie žemės paviršiaus išauga, o aukštesniuose atmosferos sluoksniuose oras atvėsta. Tai vadinama “šiltnamio” efektu. “Šiltnamio” efektas dar labiau sustiprėja dėl dviejų priežasčių, kurios savo ruožtu siejasi su temperatūros prie Žemės paviršiaus padidėjimu:

1) kylant temperatūrai didėja vandens garų, kurie taip pat stipriai sugeria ilgabangį Žemės spinduliavimą, kiekis atmosferoje;

2) kylant temperatūrai mažėja ledynais bei sniegu padengtų teritorijų plotai, todėl sumažėja Žemės albedas ir padidėja sugeriamos radiacijos kiekis

Manoma, kad lyginant su XIX a. viduriu, anglies dvideginio koncentracija ore išaugo 10%. Tai siejama su intensyviu pramonės vystimusi. Apie 50% į orą patenkančio anglies dvideginio yra Pasaulinio vandenyno sugerama (formuojasi karbonatingos nuosėdos). Augalai fotosintezės metu sugeria palyginus nedaug CO₂, be to yrant žuvusių augalų organinei masei didžioji surišto anglies dvideginio dalis grįžta atgal į atmosferą. Todėl miškų plotų mažėjimas yra tik antraeilė CO₂ koncentracijos didėjimo atmosferoje priežastis.

Prognozuojama, kad padvigubėjus CO₂ koncentracijai ore, globalinė temperatūra išaugs 1,7-3,5 °C. Tai sukeltų dideles gamtines ir socialines katastrofas: būtų pažeistos daugelis ekosistemų, pakiltų vandenyno lygis, didėtų ekologinių pabėgėlių, iš vandens apsemtų teritorijų skaičius ir t.t.

Efektyvusis spinduliavimas

Priešpriešinis spinduliavimas visada šiek tiek mažesnis nei Žemės paviršiaus spinduliavimas. Skirtumas tarp Žemės paviršiaus spinduliavimo ir atmosferos priešpriešio spinduliavimo vadinamas **efektyviuoju spinduliavimu**.

$$E_e = E_z - E_a, \quad (4.10)$$

Efektyviojo spinduliavimo reikšmė ypač išauga naktį, nes nutrūkus Saulės radiacijos prietakai, efektyviojo spinduliavimo dydis įtakoja paklotinio paviršiaus atvėsimo intensyvumą. Efektyviojo

spinduliavimo reikšmės giedromis naktimis kinta nuo 0,07 - 0,10 kW/m² vidutinių platumų lygumose iki 0,14 kW/m² aukštikalnėse. Augant debesuotumui stiprėja priešpriešinys ir tuo pačiu mažėja efektyvusis spinduliavimas.

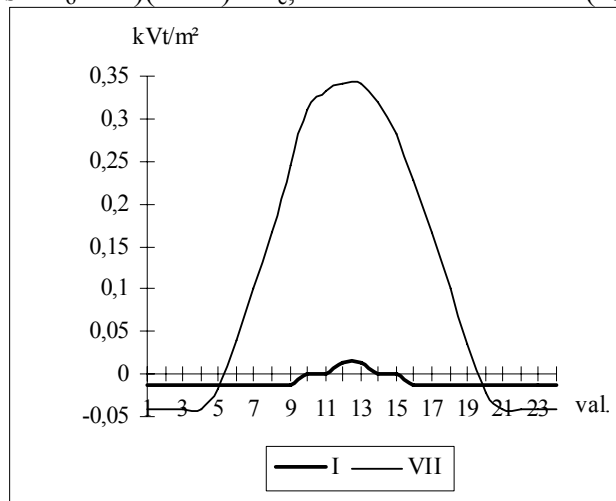
Be abejo, efektyvusis spinduliavimas vyksta (ir žymiai intensyviau) taip pat ir šviesiu paros metu, bet esant stipriai saulės radiacijos prietakai jis yra pastarosios pilnai kompensuojamas. Todėl dienos metu Žemės paviršius išyla.

Radiacijos balansas

Skirtumas tarp sugertosios radiacijos ir efektyvaus spinduliavimo vadinamas **Žemės paviršiaus radiacijos balansu**.

$$B = (S \sin h_0 + D)(1 - A) - E_e, \quad (4.11)$$

Naktį, kai Saulės spinduliai nepasiekia Žemės paviršiaus, radiacijos balansas yra neigiamas ir lygus efektyviajam išspinduliavimui. Nakties metu radiacijos balansas kinta mažai, nebent įvyksta ryškūs debesuotumo pokyčiai. Radiacijos balansas tampa teigiamu, kai Saulė pakyla virš horizonto apie 10-15°, o neigiamu - prie tokio pat Saulės aukščio vakare. Žiemą, dėl labai aukšto sniego albedas, radiacijos balansas tampa teigiamu tik tada kai Saulė pakyla iki 20-25°. Dienos metu radiacijos balansas kinta kartu su saulės aukščiu (4.5 pav.).



4.5 pav. Radiacijos balanso kitimas per Kaune sausio ir liepos mėnesiais

Radiacijos balansą bei jo sudedamąsias dalis sąlygoja daugelis faktorių. Ypač stipriai jis priklauso nuo Saulės aukščio, Saulės spindėjimo trukmės, Žemės paviršiaus pobūdžio ir būklės, atmosferos drumstumo, vandens garų kiekio ore, debesuotumo ir kt.

Žemės paviršiaus radiacinis balansas yra vienas pagrindinių klimatą formuojančių faktorių, o nuo jo reikšmės priklauso ne tik dirvos ar vandens telkinio, bet ir apatinių atmosferos sluoksnių šiluminis režimas.

5. Atmosferos ir Žemės paviršiaus šiluminis režimas

Oro temperatūros kaitos priežastys. Žemės paviršiaus šilumos balansas. Paros ir metinės temperatūros svyravimai dirvos paviršiuje. Šilumos sklidimas į dirvos gilumą. Oro temperatūros prie žemės paviršiaus paros ir metinė eiga. Šalnos. Temperatūros kitimas su aukščių troposferoje ir stratosferoje. Atmosferos konvekcija. Inversijos.

Oro temperatūros kaitos priežastys

Oro temperatūros pasiskirstymas atmosferoje ir šio pasiskirstymo kaita vadinama atmosferos **šiluminiu režimu**. Šiluminio režimo pokyčius daugiausia lemia šilumos apykaita tarp atmosferos ir aplinkos. Šilumos apykaita gali vykti **radiaciniu** būdu: atmosfera sugeria ir pati spinduliuoja Saulės, Žemės ir kitų atmosferos sluoksnių spinduliuojamą energiją. Taip pat šilumos apykaita vyksta šilumą perduodant **molekuliniu** būdu tarp žemės paviršiaus ir oro ir **turbulentiniu** - tarp skirtingų atmosferos sluoksnių. Trečias faktorius lemiantis šilumos apykaitą - **vandens fazinių virsmų šiluma**: vykstant vandens garavimui šiluma yra sunaudojama, kondensacijos proceso metu - atiduodama į aplinką.

Oro temperatūra gali kisti ir nepriklausomai nuo šilumos apykaitos - adiabatiškai. Tada temperatūros pokyčiai yra susiję su atmosferos slėgio kitimu (ypač vertikaliojo oro judesių metu).

Saulės radiacija troposferoje yra silpnai sugerama: oro temperatūra gali pakilti ne daugiau 0,5 °C. Šiek tiek didesnę reikšmę turi ilgabangio atmosferos spinduliavimo įtakojamas oro atvėsimas. Labiausiai atmosferos terminį režimą lemia šilumos perdavimas molekuliniu (jis vyrauja tik labai siaurame oro sluoksnyje prie pat žemės paviršiaus), bei turbulentiniu būdu. Turbulentiškumas įtakoja ypač greitą šilumos perdavimą iš vieno atmosferos sluoksnio į kitus, be to turbulentinė apykaita taip pat stiprina šilumos perdavimą nuo Žemės paviršiaus į atmosferą ir atvirkščiai. Turbulentiškumas mažina temperatūros skirtumus tarp skirtingų atmosferos sluoksnių bei tarp Žemės paviršiaus ir atmosferos.

Temperatūra vietovėje gali keistis ir dėl oro judėjimo horizontalia kryptimi (advekinė kaita). **Advekcija** - oro ir jo savybių pernaša horizontalia kryptimi. Vykstant šilumos advekcijai į vietovę patenka aukštesnė, o šalčio advekcijos metu - žemesnę temperatūrą turintis oras. Šilumos (arba šalčio) advekcija yra svarbus temperatūros kaitą sąlygojantis faktorius.

Veiklusis paviršius - dirvos, vandens ar augmenijos paviršius, kuris betarpiškai sugeria Saulės ir atmosferos radiaciją bei pats ją spinduliuoja į atmosferą, tuo reguliuodamas gretimų oro ir dirvos sluoksnių terminį režimą. Veikliojo paviršiaus pobūdis turi didelę įtaką oro išylimui ir atšalimui. Šiluminis sausumos ir vandens paviršiaus poveikis atmosferai yra nevienodas: sausuma atiduoda orui daug didesnę gaunamos šiluminės energijos dalį, nei vanduo nes pastarasis didesniąją gaunamos šilumos dalį sunaudoja gilesniems vandens sluoksniams šildyti. Be to didelė vandens telkinių gaunamos šiluminės energijos dalis yra naudojama garinimui. Dėl šių priežasčių oras labiau išyla virš sausumos negu virš vandens. Tačiau sausuma ir stipriau atvėsta, nes nesukaupia pakankamo kiekio šilumos. Vandens šiluminis talpumas net penkis kartus didesnis nei sauso smėlio. Todėl žiemą bei nakties metu oro temperatūra virš stambių vandens telkinių aukštesnė nei virš sausumos, tuo tarpu vasarą bei dienos metu oras virš sausumos yra šiltesnis. Įvairūs sausumos paklotinio paviršiaus tipai (miškai, pelkės, pievos, skirtingų tipų dirvožemiai ir t.t.) taip pat nevienodai termiškai veikia virš jų esantį orą.

Žemės paviršiaus šilumos balansas

Temperatūros kaitą apatiniuose atmosferos sluoksniuose lemia Žemės paviršiaus temperatūros kaita. Šiluma nuo paklotinio paviršiaus yra perduodama į atmosferą arba į gilesnius dirvos ar vandens sluoksnius.

Visų pirma, ant Žemės paviršiaus patenka tiesioginė ir išsklaidytoji Saulės radiacija bei priešpriešinis atmosferos spinduliavimas. Radiacija paviršiaus yra sugerama ir todėl išyla viršutiniai dirvos bei vandens sluoksniai. Savo ruožtu Žemės paviršius spinduliuoja pats ir tokiu būdu netenka tam tikro šilumos kiekio. Antra, šiluma ant Žemės paviršiaus patenka iš atmosferos turbulencijos būdu. Tuo

pačiu būdu šiluma į atmosferą patenka nuo Žemės paviršiaus. Žemės paviršius gauna šilumą iš gilesnių dirvos ar vandens sluoksnių bei pats atiduoda ją gilyn. Trečia, Žemės paviršius gauna šilumą kondensuojantis ant jos vandens garams arba atiduoda ją garindama vandenį.

Tai yra pagrindiniai Žemės paviršiaus šilumos šaltiniai (dar yra mažiau reikšminga sniego tirpimo šiluma ir šiluma patenkanti kartu su krituliais).

Tokiu būdu supaprastintą šilumos balanso lygtį galima užrašyti taip:

$$P + LE + N + B = 0; \quad (5.1)$$

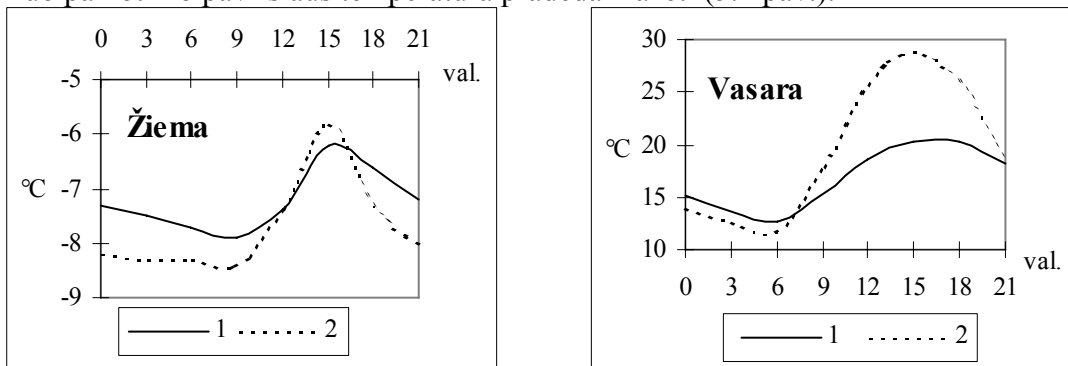
kur B - radiacinis balansas; N - šilumos srautas tarp paviršiaus ir gilesnių dirvos ar vandens sluoksnių; P - turbulentinis šilumos srautas; LE - šilumos srautas susijęs su faziniais vandens persitvarkymais; L - vandens fazinių persitvarkymų šiluma; E - turbulentinis drėgmės srautas (garavimo greitis).

Nors Žemės paviršiaus šilumos balansas lygus 0, bet paviršiaus temperatūra nuolat keičiasi. Vasarą veiklusis paviršius įšyla, o žiemą atšala. Vidutinė metinė veikliojo paviršiaus temperatūra svyruoja nežymiai.

Šiluminis vandens ir dirvos paviršiaus režimas šiek tiek skiriasi. Dirvoje šiluma sklinda vertikalia kryptimi dėl molekulių šiluminio laidumo, o vandenyje taip pat ir dėl turbulentinio vandens sluoksnių maišymosi, kas yra susiję su bangavimu, srovėmis, bei vandens tankio skirtumais. Dėl šių priežasčių paros temperatūros svyravimai vandenyje jaučiami kelių dešimčių metrų, o dirvoje mažiau nei metro gylyje. Metiniai temperatūros svyravimai vandenyje pasiekia kelių šimtų metrų gylį, o dirvoje 10-20 m.

Paros ir metinės temperatūros svyravimai dirvos paviršiuje

Dirvos paviršiuje temperatūros minimumas paros bėgyje dažniausiai fiksuojamas praėjus pusvalandžiui nuo Saulės patekėjimo, nes iki tol efektyvusis išspinduliavimas viršija saulės radiacijos prietaką. Po to Žemės paviršiaus temperatūra greitai auga ir apie 13-14 valandą pasiekia maksimalią reikšmę. Nors ir po to radiacijos balansas yra teigiamas, bet dėl padidėjusios oro turbulencijos bei garavimo nuo paklotinio paviršiaus temperatūra pradeda mažėti (5.1 pav.).



5.1 pav. Vidutinė temperatūros kaita per parą ore 2 m aukštyje (1) ir dirvos paviršiuje (2)

Vilniuje

Žemės paviršiaus temperatūros dinamika paros bėgyje gali ryškiai skirtis nuo aprašytosios dėl debesuotumo kaitos dienos bėgyje, kritulių bei dėl neperiodinių (advekcinių) temperatūros pasikeitimų.

Dirvos paviršiuje maksimalios temperatūros paprastai aukštesnės negu ore, nes dieną Saulės radiacija visų pirma įšildo dirvą. Naktiniai temperatūros minimumai dirvos paviršiuje žemesni nei ore, nes dėl efektyviojo išspinduliavimo pirmiau atšala dirvos paviršius.

Skirtumas tarp paros temperatūros maksimumo ir minimumo vadinamas **paros temperatūros amplitudė**. Amplitudė visų pirma priklauso nuo debesuotumo. Debesuotumas mažina temperatūros maksimumą ir didina minimumą, nes stipriai sugeria bei atspindi ir ateinančią Saulės radiaciją, ir efektyvųjį spinduliavimą. Dirvos temperatūros paros eiga priklauso ir nuo reljefo pobūdžio, nes dieną labiau įšyla pietiniai šlaitai.

Vidutinė dirvos paviršiaus temperatūra metų bėgyje priklauso nuo saulės radiacijos prietakos intensyvumo ir yra aukščiausia vasarą, o žemiausia žiemą. Metinė dirvos temperatūros amplitudė

(skirtumas tarp vidutinių šalčiausio ir šilčiausio mėnesio dirvos temperatūrų) didėja didėjant platumai: Šiaurės pusrutulyje ties 10° platumu amplitudė yra apie 3 °C, o ties 50° platumu 25 °C.

Augmenija mažina dirvos paviršiaus temperatūros amplitudę. Dieną ji sulaiko Saulės radiaciją, naktį - efektyvųjį spinduliavimą. Sniego danga apsaugo dirvą nuo pernelyg didelės šilumos netekties žiemą, todėl amplitudė labai sumažėja. Sniegas žiemą ir augmenija vasarą vidutiniškai 10 °C sumažina dirvos paviršiaus metinę temperatūros amplitudę.

Šilumos sklidimas į dirvos gilumą

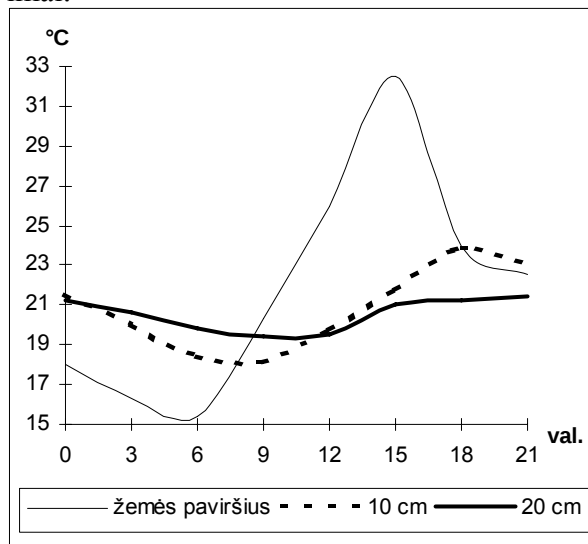
Šilumos sklidimą dirvoje nusako bendra molekulių šiluminio laidumo teorija pasiūlyta Furje. Kuo didesnis dirvos tankis ir drėgmė tuo ji laidesnė šilumai, tuo greičiau šiluma skverbiasi į gilumą ir tuo giliau juntami paros bei metiniai temperatūros svyravimai.

Temperatūros svyravimo periodas dirvoje nekinta su gyliu (pirmas Furje dėsnis). Tai reiškia, kad ne tik dirvos paviršiuje, bet ir įvairiuose gyliuose išlieka paros ir metinė temperatūros eiga. Tačiau svyravimo amplitudė su gyliu mažėja. Amplitudę įvairiuose gyliuose galima paskaičiuoti:

$$A_z = A_0 e^{-z \sqrt{\frac{\pi}{kT_k}}}, \quad (5.2)$$

kur A_0 - dirvos paviršiaus temperatūros svyravimo amplitudė; A_z - temperatūros svyravimo amplitudė gylyje z ; T_k - svyravimo periodas; k - dirvos temperatūrinio laidumo koeficientas (priklauso nuo dirvos mechaninės sudėties ir drėgnumo); e - natūrinio logaritmo pagrindas.

Ši lygtis rodo, kad *didėjant gyliui aritmetine progresija, dirvos temperatūros amplitudė mažėja geometrine progresija* (antras Furje dėsnis) (5.2 pav.).



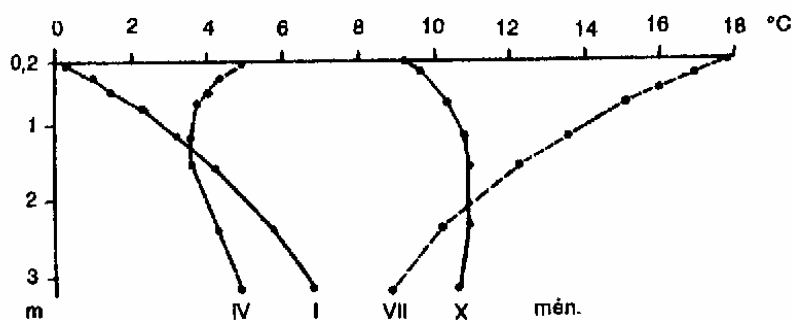
5.2 pav. Dirvos temperatūros paros eiga įvairiuose gyliuose (1-20 cm) Puvočiuose (Varėnos raj.) 1997 07 08

Paros ir metinių dirvos temperatūros maksimumų ir minimumų vėlavimas įvairiuose gyliuose lyginant su dirvos paviršiumi yra proporcingas gylio didėjimui (trečias Furje dėsnis). Kadangi reikalingas laikas šilumos sklidimui žemyn, paros ekstremumai vėluoja 2,5-3 val. didėjant gyliui 10 cm. Metiniai ekstremumai vėluoja 20-30 dienų kiekvienam gylio metrui.

Pasiekus gylį, kuriame paros temperatūros amplitudė tampa lygi 0 (apie 70-100 cm), prasideda **sluoksnis su pastovia paros temperatūra**. Metinės temperatūros amplitudės svyravimai prasiskverbia į didesnę gylį. *Sluoksnio su pastovia paros temperatūra dirvoje gylio santykis su pastovios metinės temperatūros dirvoje gyliu atitinka santykį $1/\sqrt{365}$* (ketvirtas Furje dėsnis). Tai reiškia, kad sluoksnio kuriame nebesijaučia metiniai dirvos temperatūros svyravimai gylis 19 kartų didesnis nei gylis sluoksnio kuriame nebesijaučia paros temperatūros svyravimai. Poliarinėse srityse metiniai dirvos temperatūros svyravimai išnyksta 30 m, vidutinėse 15-20 m, tropinėse 10 m gylyje. Šiuose gyliuose prasideda **sluoksnis su pastovia metine temperatūra**.

Visi teoriniai Furje dėsniai gali būti taikomi praktiniuose skaičiavimuose. Šiokių tokių sunkumus sukelia dirvos sudėties ir struktūros nevienalytiškumas.

Su metinės temperatūros įvairiuose gyliuose skirtumais susijęs temperatūros pasiskirstymas vertikalėje skirtingais metų laikais: vasarą temperatūra einant gilyn mažėja, žiemą - auga; pavasarį ji iš pradžių mažėja, o po to auga, rudenį, atvirkščiai, iš pradžių auga, o po to mažėja (5.3 pav.).



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

Oro temperatūros prie Žemės paviršiaus kitimas per paros ir per metus

Oro temperatūra paros bėgyje kinta taip pat kaip ir veikliojo paviršiaus temperatūra. Tik oro temperatūros ekstremumai šiek tiek vėluoja lyginant su Žemės paviršiumi. Oro temperatūra 2 metrų aukštyje pradeda kilti vidutiniškai 15 min. vėliau negu Žemės paviršiuje, t.y. praėjus apie 45 min. po Saulės patekėjimo. Saulei kylant virš horizonto oro temperatūra 2-3 valandas sparčiai kyla. Po to temperatūros kilimo greitis sulėtėja. Oro temperatūros maksimumas fiksuojamas 2-3 valandos po vidurdienio. Vėliau temperatūra mažėja: iš pradžių lėtai, po to greitai.

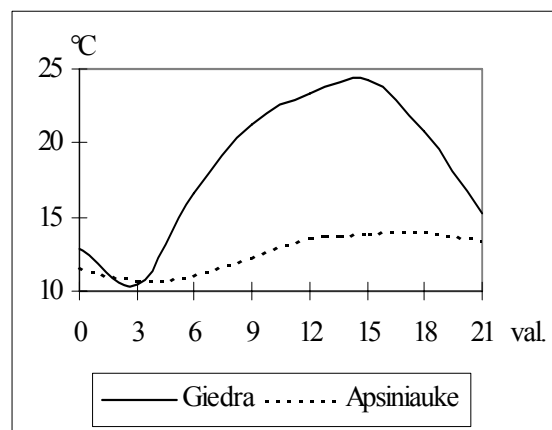
Toks oro temperatūros kitimas per parą dažnai būna pažeidžiamas. Tai susiję su debesuotumo pasikeitimu (pakinta dirvos paviršiaus radiacinis balansas) bei šiltų ar šaltų oro masių įsiveržimu. Pavyzdžiui: dienos metu įsiveržus šaltai oro masei oro temperatūra gali net būti žemesnė nei naktį. Tokie temperatūros pokyčiai vadinami **neperiodiškais**.

Oro temperatūros paros amplitudė ore yra vidutiniškai vienu trečdaliu mažesnė nei dirvos paviršiuje. Oro temperatūros amplitudę labiausiai įtakoja debesuotumo pasikeitimai: giedrą dieną ji daug didesnė nei apsiniukusią (5.4 pav.).

Oro temperatūros paros amplitudės kitimas priklauso nuo metų laiko ir platumos. Jai didelės įtakos turi vietovės reljefas bei dirvos pobūdis. Žiemą amplitudė mažesnė nei vasarą. Didėjant platumai oro temperatūros paros amplitudė mažėja, kadangi sumažėja vidudienio saulės aukštis virš horizonto. Iškiliose vietovės reljefo formose temperatūros paros amplitudė mažesnė nei lygumoje, o įgaubtosiose formose didesnė. Tai susiję su tuo, kad pirmuoju atveju oro ir veikliojo paviršiaus sąlyčio plotas yra mažesnis nei paprastai ir oras greitai yra nunešamas, o įgaubtose reljefo formose oras mažai judrus ir dieną labiau išyla. Naktį šaltesnis ir tankesnis oras teka žemyn ir kaupiasi neigiamose reljefo formose.

Virš vandens paros oro temperatūros amplitudė daug mažesnė. Tačiau priešingai nei sausumoje, oro temperatūros virš vandens paviršiaus amplitudė yra didesnė nei pačio vandens paviršiaus, nes oras virš vandens yra labiau prisotintas vandens garais, kurie patys sugeria saulės radiaciją dieną, bei spinduliuoja ilgabangę radiaciją naktį.

Didėjant aukščiui temperatūros amplitudė mažėja, o jų ekstremumų vėlavimas didėja. Oro temperatūros paros svyravimai virš sausumos (2-5 km aukštyje jie lygūs 0,5-1 °C) pasiekia didesnį aukštį nei virš vandens.



5.4 pav. Oro temperatūros paros eiga Vilniuje, skirtingo debesuotumo sąlygomis

Neperiodinius temperatūros svyravimus gali charakterizuoti **tarpparinė temperatūros kaita**, t.y. paros vidutinės oro temperatūros pasikeitimas. Jei nebūtų neperiodinių svyravimų, vidutinė oro temperatūra diena iš dienos kistų labai nedaug. Tačiau tarppariniai temperatūros svyravimai iškart padidėja sustiprėjus oro masių advekcijai. Įvairių oro masių vidutinė temperatūra labai skirtinga ir šie temperatūros skirtumai didėja didėjant platumai, o virš sausumos yra didesni nei virš vandenyno. Todėl tarppariniai temperatūros svyravimai mažiausi tropikuose ir didėja didėjant platumai, bei priklauso nuo vietovės padėties jūros atžvilgiu. Lietuvoje tarpparinių temperatūros svyravimų dydis - 2,5 - 3 °C.

Kaip ir vidutinė dirvos paviršiaus, taip ir oro temperatūra metų bėgyje daugiausia priklauso nuo saulės radiacijos prietakos intensyvumo ir yra aukščiausia vasarą, o žemiausia žiemą. Metinė oro temperatūros amplitudė (skirtumas tarp vidutinių šalčiausio ir šilčiausio mėnesių oro temperatūrų) didėja didėjant platumai. Metinės (kaip ir paros) temperatūros amplitudės virš sausumos daug didesnės nei virš vandens.

Šalnos

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**. Šalnos dažniausiai pasitaiko pereinamaisiais metų laikais (pavasari, rudenį).

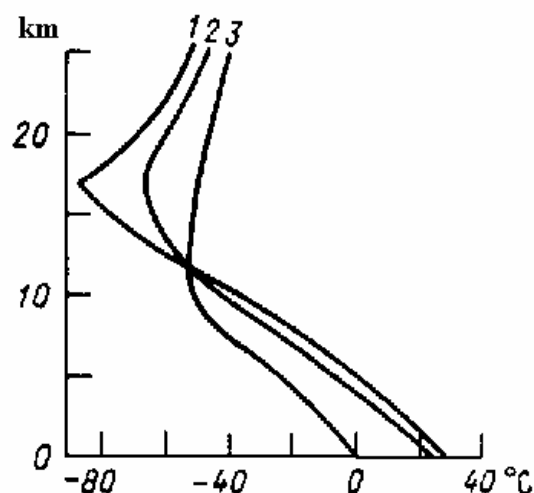
Šalnos yra skirstomos į radiacines, advekcines ir radiacines-advekcines. **Radiacinės** šalnos formuojasi dėl efektyviojo spinduliavimo atšalant dirvai ir gretimoms atmosferos sluoksniams. Tokių šalnų susiformavimą sąlygoja mažai vėjuotas, giedras oras. Vėjas didina turbulentiškumą, ko pasekoje didėja šilumos pernaša iš aukštesnių atmosferos sluoksnių prie dirvos paviršiaus, o debesuotumas mažina efektyvųjį spinduliavimą ir tuo pačiu šalnų susidarymo galimybę. Radiacinės šalnos dažniausiai yra lokaliai ir formuojasi neigiamose reljefo formose į kurias suteka šaltas oras. Didelę įtaką turi ir dirvos pobūdis. Virš tankių, pasižyminčių geru šilumos talpumu bei laidumu dirvų radiacinės šalnos retesnės.

Advekinės šalnos susidaro dėl šalto oro, kurio temperatūra žemesnė nei 0°C advekcijos. Advekinės šalnos apima dielus plotus ir mažai priklauso nuo vietinių sąlygų.

Advekinės-radiacinės šalnos susijusios su šalto oro, kartais net turinčio teigiamą temperatūrą, advekcija. Naktį, ypač mažai debesuotą ir vėjuotą, vyksta papildomas oro atvėsimas dėl efektyviojo spinduliavimo ir susiformuoja šalnos tiek ore, tiek dirvos paviršiuje.

Temperatūros kitimas su aukščiu troposferoje ir stratosferoje

Atmosferoje temperatūra ir mažėja, ir didėja didėjant aukščiui. Tačiau dažniausiai didėjant aukščiui temperatūra mažėja. Vidutinė vertikalaus temperatūros gradiento reikšmė troposferoje $0,5-0,7\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$. Apatiniame 4 km troposferos sluoksnyje jo reikšmė svyruoja apie $0,5\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$, o viršutinėje troposferos dalyje - $0,7-0,8\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$. Stratosferoje temperatūra su aukščiu kyla, todėl vertikalus oro temperatūros gradientas neigiamas. Kadangi tropopauzė ties ekvatorium yra aukščiau nei virš ašigalio, stratosferos temperatūra vasarą virš ašigalio yra aukštesnė nei virš ekvatoriaus (be to apatinėje troposferoje poliarinėse srityse daug didesnis ozono, kuris intensyviai sugeria ultravioletinius Saulės spindulius, kiekis) (5.5 pav.). Žiemą temperatūros skirtumai stratosferoje įvairiose platumose nedideli.



5.5 pav. Vidutinė oro temperatūros kaita su aukščiu ekvatoriuje (1), 30° š. p. (2), 60° š. p. (3) (Chromov, Petrosianc, 1994).

Atmosferos konvekcija

Atmosferos konvekcija - vertikalus (aukštyneigis ar žemyneigis) oro masių judėjimas, atsirandantis dėl temperatūrų skirtumų. Nors konvekcijos metu oro judėjimas yra turbulentiškas, bet kai temperatūros gradientai yra artimi adiabatiniams, judėjimas tampa tvarkingu ir virsta galingais vertikaliais oro judesiais. Judėjimo greitis gali siekti $10-20\text{ m/s}$. Oro tūris konvekcijos metu juda su pagreičiu (konvekcijos pagreitis), kuris priklauso nuo judančio ir aplinkos oro temperatūrų skirtumo. Jei temperatūrų skirtumas $T_i - T_a$ teigiamas tai konvekcijos pagreitis taip pat teigiamas ir oras su pagreičiu juda aukštyne (kai judančio oro temperatūra (T_i) aukštesnė už aplinkos oro (T_a) $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ judėjimo pagreitis siekia 3 m/s^2), jei neigiamas - oras juda žemyn. Jei skirtumas lygus 0, konvekcija nevyksta.

Kad konvekcija vyktų, temperatūrų skirtumas $T_i - T_a$ turi išlikti toks pat arba didėti. Tam reikia, kad sauso arba drėgno neprisotinto oro aplinkoje temperatūros kitimas su aukščiu būtų didesnis arba lygus sausaadiabatiniam gradientui, t.y. $1\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$. Jei vertikalus temperatūros gradientas mažesnis nei $1\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ (**pastovi stratifikacija**), konvekcija silpnėja kol pagaliau sustoja, jei lygus $1\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ (**neutrali stratifikacija**) - konvekcija išlieka, bet nestiprėja su aukščiu, jei didesnis (**nepastovi stratifikacija**) - konvekcijos pagreitis augs.

Konvekcija prasidedanti nuo stipriai išilusio paklotinio paviršiaus vadinama - **termine konvekcija**. Konvekcija, kurios apatinė riba tam tikrame aukštyje virš jūros lygio - **laisvoji konvekcija**.

Jei oras prisotintas, tai konvekcijai vykti reikalingas vertikalus temperatūros gradientas turi būti didesnis nei drėgnaadiabatinis. Kadangi drėgnaadiabatinis temperatūros gradientas mažesnis nei sausaadiabatinis, tai nepastovi atmosferos stratifikacija drėgnam orui gali tapti pastovia sausam ir neprisotintam orui.

Kaip jau minėta konvekcija vyksta tik esant nepastoviai stratifikacijai. Kuo stratifikacija nepastovesnė, t.y. kuo daugiau vertikalus temperatūros gradientas viršija adiabatinį gradientą (sausaadiabatinių neprisotintam orui ir drėgnaadiabatinį prisotintam), tuo stipresnė konvekcija. Sausumoje giedromis dienomis (ypač vasarą) apatiniai oro sluoksniai stipriai išyla nuo žemės paviršiaus. Vertikalus temperatūros gradientas apatiniame troposferos sluoksnyje (sluoksnio storis nuo kelių šimtų metrų vieno-dviejų kilometrų) dažnai yra didesnis nei sausaadiabatinis. Šiuo atveju atmosferos stratifikacija tampa nepastovia, vyksta konvekcija. Kaip ir stratifikacijos nepastovumas, taip ir konvekcija maksimalias reikšmes pasiekia popiečio valandomis. Todėl su galinga konvekcija susiję kamuoliniai debesys, liūtiniai krituliai ir perkūnijos dažniausiai formuojasi po vidurdienio. Vakarejant stratifikacijos nepastovumas mažėja, o naktį dėl intensyvaus efektyviojo spinduliavimo temperatūra net pradeda didėti su aukščiu.

Šiltos oro masės patekusios ant šalto paklotinio paviršiaus vėsta iš apačios. Todėl vertikalus temperatūros gradientas sumažėja. Tipiškoje šiltoje oro masėje jo reikšmė apie $0,2-0,4\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$, t.y. mažesnis nei drėgnaadiabatinis. Oro masės stratifikacija tampa pastovia, konvekcija susilpnėja ir nutrūksta.

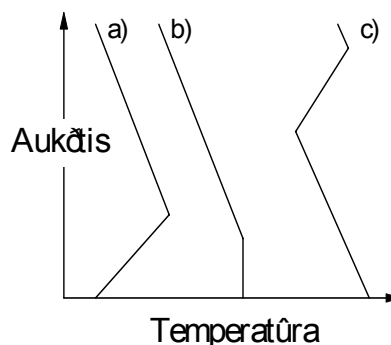
Šalta oro masė patekusi ant šilto paklotinio paviršiaus pradeda šilti taip pat iš apačios. Todėl susidaro dideli vertikalūs temperatūros gradientai ($0,7-0,8\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$), oro masės stratifikacija tampa nepastovia, formuojasi stipri konvekcija.

Inversijos

Inversijas galima charakterizuoti inversijos apatinės ribos aukščiu, inversijos storiu ir temperatūrų skirtumu inversiniame sluoksnyje (**temperatūros šuolis**) (5.6 pav.). Inversijos prie žemės paviršiaus priklausomai nuo susiformavimo sąlygų skirstomos į radiacines ir advekcines.

Radiacinės inversijos susiformuoja vykstant priežeminio atmosferos sluoksnio, besiliečiančio su veikliuoju paviršiumi atšalimui dėl efektyviojo spinduliavimo. Toliau nuo veikliojo paviršiaus oro temperatūra kyla. Tada apatiniame atmosferos sluoksnyje temperatūra auga didėjant aukščiui. Tokio pobūdžio inversijos ypač būdingos vasaros naktims.

Vasarą inversijos paprastai pradeda formotis vakare iškart po saulėlydžio. Maksimalų išsivystymo laipsnį pasiekia paryčiais. Naktinių inversijų storis priklauso nuo efektyviojo spinduliavimo bei turbulentinio maišymosi ir svyruoja nuo 10-15 m iki 200-400 m. Naktinių inversijų formavimuisi didelę reikšmę turi giedras dangus ir silpnas vėjas.



5.6 pav. Temperatūros kaitos su aukščiu tipai: a - priežeminė inversija, b - priežeminė izotermija, c - pakilioji inversija.

Žiemą, giedru oru, kai veikliojo paviršiaus atšalimas diena iš dienos stiprėja, inversijos gali išlikti keletą dienų ar net savaitių. Tokių inversijų storis sudaro kelis šimtus metrų, o kartais net 2 km.

Radiacinės inversijos susijusios su vietovės reljefo ypatumais vadinamos **orografinėmis**. Orografinės inversijos būdingos neigiamoms reljefo formoms, į kurias suteka šaltas oras.

Advekcinės inversijos susiformuoja šiltam orui užslinkus ant šalto paklotinio paviršiaus - šilto oro advekcijos metu. Pavyzdžiui, tokio pobūdžio inversijos dažnai susiformuoja žiemą šiltam jūriniam orui įsiveržus į žemyną.

Pakilioji inversija, t.y. inversinis sluoksnis laisvojoje atmosferoje, dažniausiai susiformuoja anticiklonuose, kuriuose adiabatiškai besileidžiančiame ore formuojasi **žemyneigių srautų inversijos**. Troposferoje taip pat dažnai pasitaiko **frontinės inversijos**, kurios susiformuoja praeinant šiltiems arba šaltiems atmosferos frontams.

6. Atmosferos barinis laukas ir jo dinamika

Barinis laukas. Barinės topografijos žemėlapiai. Geopotencialas. Horizontalus barinis gradientas. Barinio gradiento kitimas su aukščiu. Atmosferos slėgio svyravimai. Vėjo kryptis ir greitis. Vėjas ir turbulentiškumas. Turbulentinė apykaita. Srūvio linijos ir izotachos. Kliūčių poveikis vėjui. Oro judėjimą sąlygojančios ir veikiančios jėgos. Koriolio jėga. Geostrofinis vėjas. Gradientinis vėjas. Terminis vėjas. Trinties jėga. Trinties poveikis vėjo kryptčiai ir greičiui. Vėjo paros eiga. Barinis vėjo dėsnis. Oro masės. Atmosferos frontai. Ciklonų susidarymas ir evoliucija. Anticiklonai.

Barinis laukas

Erdvinis atmosferos slėgio pasiskirstymas yra vadinamas **bariniu lauku**. Slėgį, bet kuriame atmosferos taške, galima išreikšti skaičiumi, todėl šis laukas - skaliarinis. Visus skaliarinius laukus erdvėje galima pavaizduoti kaip vienas virš kito išsidėsčiusius banguotus paviršius, kurio paviršiaus taškuose slėgis yra vienodas. Bariniame lauke tokie paviršiai vadinami **izobariniais paviršiais**. Perkirtus izobarinius paviršius horizontalia plokštuma gautume kreives vadinamas izobaromis. **Izobara** - linija jungianti vienodo slėgio taškus horizontaliame paviršiuje.

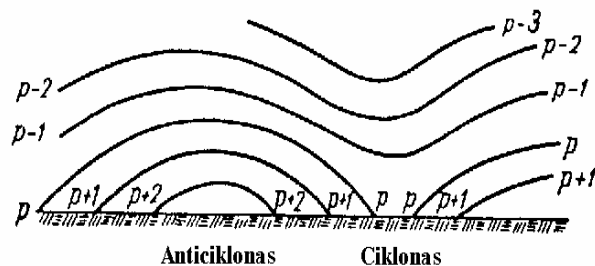
Norint išvaizduoti slėgio lauko išdėstymą erdvėje tam tikru laiko momentu, yra pasirenkama keletas izobarinių paviršių. Šiuo metu meteorologijoje paprastai naudojami 1000, 925, 900, 850, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 25, 10 hPa izobariniai paviršiai. Šie izobariniai paviršiai apima praktiškai visą atmosferos storį: 1000 hPa izobarinis paviršius išsidėstęs netoli jūros lygio, 500 hPa paviršius yra apie 5 km, o 100 hPa - apie 16 km aukštyje. Izobariniams paviršiams kertant tam tikrą horizontalų paviršių susiformuoja grupė izobarų. Tokiu būdu galime gauti ir izobaras jūros lygyje, ir izobaras bet kuriame kitame aukštyje.

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. Kaip jau žinome: kuo žemesnė oro stulpo temperatūra, tuo greičiau mažėja slėgis su aukščiu. Todėl net jei slėgis jūros lygyje būtų visur vienodas, tai aukščiau esantys izobariniai paviršiai būtų žemiau šaltose ir aukščiau šiltose atmosferos srityse.

Atmosfera nuolat juda. Šis judėjimas susijęs su nepalaujamu slėgio persiskirstymu visame Žemės rutulyje. Kita vertus, dėl atmosferos judėjimo nuolat kinta izobarinių paviršių formos. Siekiant įvertinti slėgio pasiskirstymą Žemės paviršiuje yra sudaromi izobariniai žemėlapiai. Pagal slėgio matavimo rezultatus meteorologinėse stotyse (slėgis perskaičiuojamas jūros lygiui) yra išvedamos izobaros jungiančios vienodo slėgio taškus. Dažniausiai izobaros vedamos kas 5 hPa (pvz.: 990, 995, 1000 hPa ir t.t.). Izobaros gali būti įvairios konfigūracijos. Pagal izobarų formą ir slėgio pasiskirstymą horizontaliame paviršiuje išskiriamos **barinės sistemos**.

Visų pirmą išskiriamos aukštesnio ir žemesnio slėgio sritys (anticiklonai ir ciklonai), kurios yra pagrindiniai barinių sistemų tipai. **Ciklonai** (arba bariniai minimumai) - tai uždarų izobarų (dažniausiai apvalios ar ovalios formos) sritys su žemiausiu slėgiu centre, o **anticiklonai** (arba bariniai maksimumai) - uždarų izobarų sritys su aukščiausiu slėgiu centre.

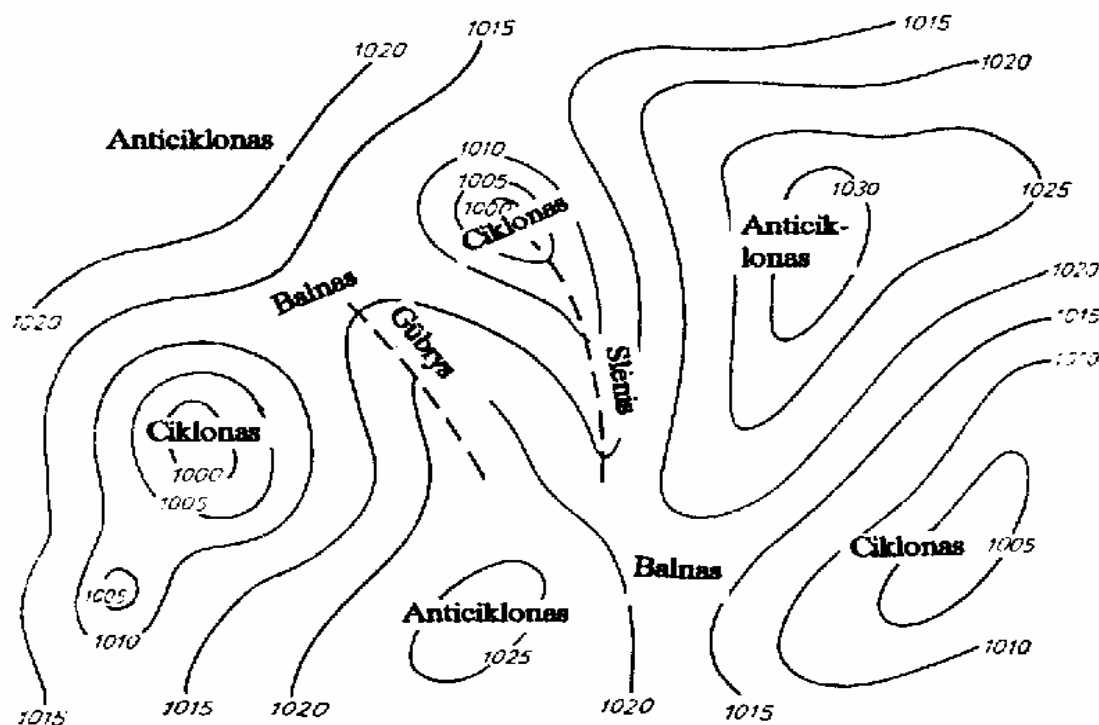
Ciklone slėgis auga judant nuo centro link periferijos, o anticiklone atvirkščiai - slėgis auga centro link. Ciklone izobariniai paviršiai išlinkę žemyn, o anticiklone - į viršų (6.1 pav.).



6.1 pav. Vertikalus izobarinių paviršių pjūvis ciklone ir anticiklone (Gorodeckij, Gurilnik, Larin, 1972)

Bariniame lauke išskiriamos ir tarpinės barinės sistemos: slėniai, gūbriai ir balnai. Izobaros juosiančios šias barines sistemas nėra uždaros. **Slėnis** - tai besijungianti su ciklonu ir nutįsusi periferijos link žemesnio slėgio juosta tarp dviejų aukšto slėgio sričių. **Gūbrys** - besijungianti su anticiklonu ir nutįsusi periferijos link aukštesnio slėgio juosta tarp dviejų žemo slėgio sričių. **Balnas** - barinė sritis esanti tarp kryžmiškai išsidėsčiusių dviejų ciklonų ir dviejų anticiklonų (6.2 pav.).

Barinės sistemos aukštis siekia kelis kilometrus, o horizontalia kryptimi ji gali nusidrikti per šimtus ar net tūkstančius kilometrų. Barinės sistemos tai dinaminiai dariniai, kurie turi tam tikrą savo egzistavimo laiką, nuolat kintą laiką bei juda erdvėje. Su barinėmis sistemomis ir jų dinamika yra susiję oro sąlygų pokyčiai.

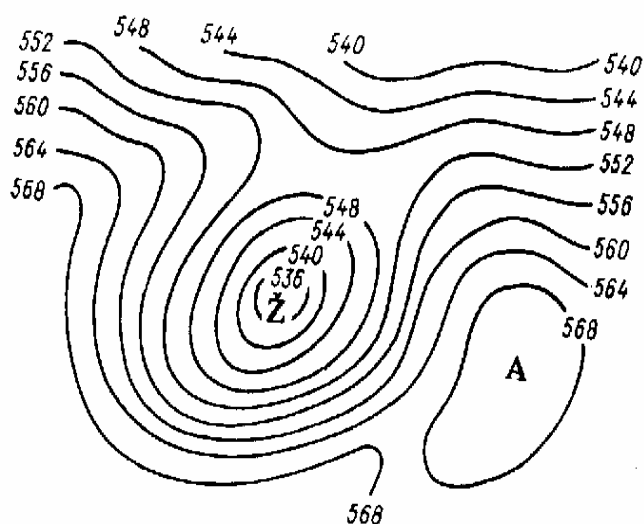


6.2 pav. Barinės sistemos (Gorodeckij, Gurilnik, Larin, 1991).

Barinės topografijos žemėlapiai

Barinio ir terminio lauko pokyčių vertinimui, dukart per parą pagal aerologinių matavimų rezultatus, sudaromi **barinės topografijos žemėlapiai**. Meteorologijoje yra naudojami absoliučios ir santykinės barinės topografijos žemėlapiai.

Pasirinkto izobarinio paviršiaus **absoliučios barinės topografijos žemėlapiu** - vadinamas šio paviršiaus topografinis žemėlapis jūros lygio atžvilgiu. Tokio pobūdžio žemėlapis vaizduoja izobarinio paviršiaus reljefą tam tikru momentu virš tiriamos teritorijos (6.3 pav.). Linijos, jungiančios vienodo aukščio virš jūros lygio taškus, vadinamos **absoliučios topografijos izohipsėmis**. Pagal izohipsių formą galima spręsti apie slėgio pasiskirstymą tuose atmosferos sluoksniuose, kuriuose yra pasirinktas izobarinis paviršius. Absoliučios barinės topografijos žemėlapiuose uždaru izohipsių aukščiai ciklonuose mažėja, o anticiklonuose auga centro link. Paprastai tokie žemėlapiai sudaromi 1000, 850, 700, 500, 300, 200, 100, 50, 20 hPa izobariniams paviršiams.

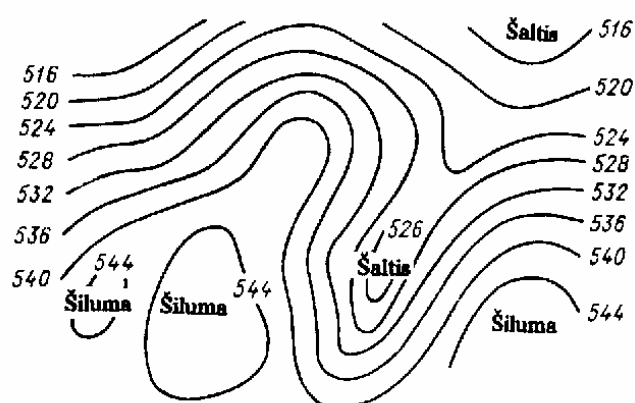


6.3 pav. Ciklonas (Ž) ir anticiklonas (A) 500 hPa absoliutinės topografijos žemėlapyje (Chromov, Petrosianc, 1994)

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. Dažniausiai sudaromi 500 hPa izobarinio paviršiaus santykinės barinės topografijos žemėlapiai 1000 hPa izobarinio paviršiaus atžvilgiu. Linijos jungiančios vienodo aukščio taškus vadinamos **santykinės topografijos izochipsėmis**.

Kadangi slėgis abiejuose paviršiuose pastovus, o barinio laipto dydis priklauso nuo temperatūros, tai ir santykinis vieno izobarinio paviršiaus aukštis virš kito paviršiaus priklauso tik nuo vidutinės oro temperatūros tarp šių paviršių. Tokiu būdu, pagal santykinių aukščių kaitą, galima spręsti apie vidutinių oro temperatūrų pasiskirstymą tarp dviejų izobarinių paviršių: kuo didesnis santykinis aukštis, tuo didesnė oro sluoksnio temperatūra (6.4 pav.). Kartu nagrinėjant absoliutinės ir santykinės barinės topografijos žemėlapius galima susidaryti vaizdą apie termobarinį atmosferos lauką bei jo pokyčius bėgant laikui.



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

Geopotencialas

Meteorologijoje barinės topografijos žemėlapiai sudaromi ne pagal geometrinius izobarinių paviršių aukščius, o pagal jų geopotencialus.

Absoliutiniu geopotencialu vadiname masės vieneto potencinę energiją sunkio jėgos lauke, t.y. izobarinio paviršiaus geopotencialas visuose taškuose lygus darbui, kurį reikia atlikti prieš sunkio jėgą, norint pakelti masės vienetą nuo jūros lygio į pasirinktą aukštį. Geopotencialas Φ^* bet kuriame izobarinio paviršiaus taške bus lygus:

$$\Phi^* = gz, \quad (6.1)$$

kur z - taško aukštis virš jūros lygio, g - laisvojo kritimo pagreitis. Tam, kad sulyginti geometrinių ilgio vienetą su geopotencialu, naudojamas **geopotencialinis metras**:

$$\Phi = \Phi^* / 9,80665, \quad (6.2)$$

kur 9,80665 - laisvojo kritimo pagreitis jūros lygyje 45° platumoje. Iš to seka, kad geopotencialinis metras parodo darbą kurį reikia atlikti, norint pakelti 1 kg masės kūną į 1 m aukštį, kai laisvojo kritimo pagreitis 9,80665. Šis dydis matuojamas m^2s^{-2} . Geopotencialinis metras artimas geometriniui, tačiau lygus jam tik 45° platumoje.

Santykinis geopotencialas atspindi darbą, kurį reikia atlikti prieš sunkio jėgą, kad pakelti masės vienetą nuo žemiau esančio iki nagrinėjamo izobarinio paviršiaus. Jis lygus abiejų izobarinių paviršių absoliučių geopotencialų skirtumui.

Horizontalus barinis gradientas

Analizuojant barinio lauko žemėlapius, dažnai pastebime, kad vietomis izobaros praeina arčiau viena kitos, o vietomis nutolsta. Tose vietose kur izobaros sutankėja, atmosferos slėgis horizontalia kryptimi kinta stipriau, o kur praretėja - silpniau. Kiekybinis bet kokio skaliarinio dydžio (tame tarpe ir slėgio) kitimas erdvėje yra vadinamas šio dydžio gradientu. Horizontaliu bariniu gradientu (G) vadiname vektorių, kuris yra nukreiptas statmenai izobarai slėgio mažėjimo kryptimi ir lygus slėgio pokyčiui ilgio vienetai:

$$G = -dp/dn. \quad (6.3)$$

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

Horizontalus barinis gradientas yra pilno barinio gradiento sudedamoji dalis. Kita sudedamoji - **vertikalus barinis gradientas**. Vertikalia kryptimi barinis gradientas kinta daug greičiau nei horizontalia ir normaliomis sąlygomis yra lygus $1mb/8m$. Tai dešimtimis tūkstančių kartų didesnis pokytis, nei vidutinis horizontalia kryptimi. Nepaisant to, vertikalus barinis gradientas neturi jokios įtakos

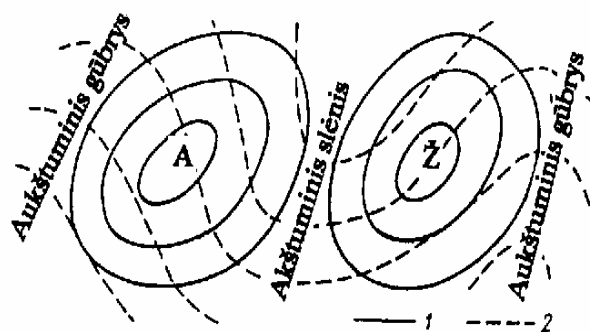
horizontaliam oro judėjimui, todėl meteorologijoje yra priimta horizontalų barinį gradientą vadinti tiesiog **bariniu gradientu**. Kadangi nustatyti barinį gradientą konkrečiame erdvės taške yra labai sunku, todėl yra nustatomas vidutinis barinis gradientas vienai ar kitai barinio lauko sričiai. Tam tikslui bariniuose žemėlapiuose matuojamas atstumas tarp dviejų kaimyninių izobarų ir šis atstumas dažniausiai yra dalinamas iš 100 km arba iš meridiano laipsnio ilgio (111 km). Todėl barinis gradientas (dp/dn) išreiškiamas hPa/100 km arba hPa/111 km.

Visa tai galima pritaikyti analizuojant barinės topografijos žemėlapius, tik čia naudojamas absoliutus arba santykinio barinio aukščio horizontalus gradientas. Kadangi izohipsės santykinės barinės topografijos žemėlapiuose jungia taškus su vienoda vidutine sluoksnio tarp izobarinių paviršių temperatūra, tai nagrinėjant barinės topografijos žemėlapius yra nustatomi horizontalūs temperatūros gradientai ($-dT$). **Horizontalus temperatūros gradientas** tai vektorius nukreiptas statmenai izotermiai temperatūros mažėjimo kryptimi. **Izotermos** - linijos jungiančios taškus su vienoda temperatūra jūros lygyje, Žemės paviršiuje ar pasirinktame izobariniame paviršiuje.

Barinio gradiento kitimas su aukščiu

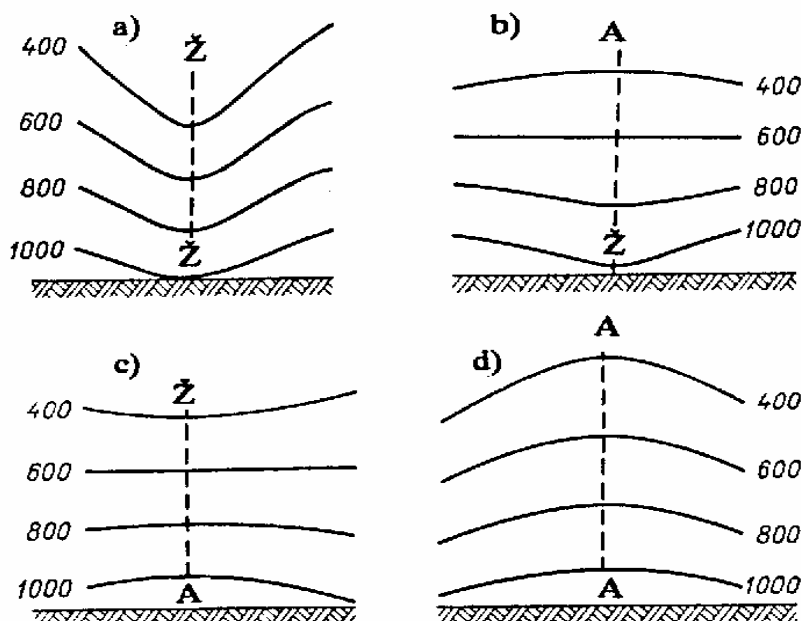
Kintant aukščiui atmosferos barinis laukas keičiasi. Tai reiškia, kad keičiasi izobarų forma ir jų padėtis viena kitos atžvilgiu, o tuo pačiu barinio gradiento kryptis ir dydis. Šie pokyčiai yra susiję su netolygiu temperatūros pasiskirstymu atmosferoje. Įsivaizduokime, kad jūros lygyje barinis gradientas 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 laiptas šaltame ore 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 horizontalus barinis gradientas jau nebebus lygus 0. Iš to seka, kad didėjant aukščiui barinio gradiento kryptis artėja prie horizontalaus terminio gradiento krypties ir pakankamai dideliame aukštyje šios kryptys praktiškai sutampa, o izobariniai paviršiai yra pasvirę temperatūrinio gradiento kryptimi. Jei jūros lygyje barinio ir temperatūrinio gradiento kryptys priešingos, tai su aukščiu barinis gradientas mažės, tam tikrame aukštyje taps lygiu 0, o vėliau pakeitęs kryptį į priešingą augs. Jei jūros lygyje barinio ir terminio gradiento kryptis sutampa, tai barinio gradiento reikšmė didės nuo pat jūros lygio.

Norint suprasti kaip kinta barinis laukas su aukščiu ciklonuose ir anticiklonuose, reikia žinoti temperatūrinio lauko pobūdį, nes bariniai gradientai su aukščiu artėja prie terminių gradientų, o izobaros prie izotermų. Dažniausiai ciklonuose ir anticiklonuose stebimas nesimetriškas temperatūros pasiskirstymas: ciklonams būdinga šiltesnė rytinė, o anticiklonams - šiltesnė vakarinė dalis. Šiuo atveju izotermos nėra uždaros ir turi bangos formą. Izobaros tam tikrame aukštyje taip pat nebebus uždaros ir turės bangos formą (6.5 pav.).



6.5 pav. Izobaros ciklone (A) ir anticiklone (Ž) jūros lygyje (1) ir viršutinėje troposferoje (2) (Chromov, Petrosianc, 1994)

Kartais temperatūra ciklonuose ir anticiklonuose pasiskirsto su aukščiu simetriškai priežeminio centro atžvilgiu. Jei ciklonas susidarė šaltame ore ir žemiausia temperatūra jo centrinėje dalyje, tai barinis ir terminis gradientai sutampa, ir su aukščiu didėja nekeisdami savo krypties, o uždaros izobaros stebimos iki pat viršutinių troposferos sluoksnių. Todėl šaltas ciklonas vadinamas aukštu. Jei ciklonas sutampa su šilta oro mase, o temperatūra aukščiausia ciklono centre, tai barinis ir terminis gradientai yra priešingi vienas kitam. Didėjant aukščiui barinio gradiento reikšmė mažės, kol galiausiai taps lygia nuliui. Šiame aukštyje ciklonas išnyks. Dar aukščiau terminio ir barinio gradiento kryptys sutaps. Šiltas ciklonas yra žemas barinis darinys, o virš jo formuojasi anticiklonas. Nesunku pastebėti, kad šalti anticiklonai yra žemi, o šilti anticiklonai aukšti bariniai dariniai (6.6 pav).



6.6 pav. Vertikalus izobarinių paviršių pjūvis: a) aukštame (šaltame), b) žemame (šiltame) ciklone, c) žemame (šaltame), d) aukštame (šiltame) anticiklone (Chromov, Petrosianc, 1994).

Atmosferos slėgio svyravimai

Atmosferos slėgis bet kuriame Žemės paviršiaus ar laisvosios atmosferos taške visą laiką kinta. Šie kitimai turi periodinį (paros eiga) arba neperiodinį pobūdį. Vidutinėse platumose neperiodinė slėgio kaita išreikšta žymiai stipriau ir užgožia periodinę slėgio kaitą. Kartais paros bėgyje slėgis gali pasikeisti 20 - 30 hPa. Tropinėse platumose paros eiga labai ryški, o slėgio svyravimo amplitudė gali siekti 4 - 5 hPa.

Atmosferos slėgio svyravimo paros eigos kreivė turi du maksimumus ir du minimumus. Maksimalios slėgio reikšmės fiksuojamos prieš vidudienį ir vidurnaktį (apie 9 - 10 ir 21 - 22 val.), o minimalios - anksti ryte ir po vidudienio (3 - 4 ir 15 - 16 val.). Tačiau toks slėgio paros eigos pobūdis vidutinėse platumose gali būti pastebimas tik statistiškai apibendrinus daugiamečius matavimus. Slėgio paros eiga daugiausia priklauso nuo oro temperatūros paros eigos.

Neperiodiniai slėgio svyravimai yra susiję su barinių sistemų veikla. Geriausiai juos apibūdina tarpparinė slėgio kaita. **Tarpparinė slėgio kaita** - vidutinis daugiamečių dviejų kaimyninių parų vidutinio slėgio skirtumas. Vidutinėse platumose prie Žemės paviršiaus vidutinis tarpparinė slėgio kaita apie 3 - 10 hPa. Žiemą, kai cikloninė veikla intensyvesnė, tarpparinė slėgio kaita didesnė nei vasarą. Neperiodiniai slėgio svyravimai jaučiami visoje troposferos stovymėje, nes cikloninė veikla neapsiriboja vien žemiausiais atmosferos sluoksniais.

Kadangi neperiodiniai slėgio svyravimai yra susiję su ciklonine veikla, tai atmosferos slėgio pasikeitimas, vyksta iškart didelėje teritorijoje. Pažymėjus žemėlapyje slėgio pokyčius įvairiuose punktuose per atitinkamą laiko tarpą (pvz.: per paskutines 12 ar 24 val.), galima išskirti dideles sritis kur slėgis per tą laiką kilo arba krito. Sujungus žemėlapyje taškus su vienodu slėgio pokyčiu gausime izalobarų sistemą. **Izalobaros** - linijos jungiančios vienodo slėgio pokyčio per laiko tarpą taškus. Izalobaros yra uždaros kreivės, apibrėžiančios slėgio kilimo ar kritimo sritis (izalobarinės sritys). Sričių centruose stebimos didžiausios slėgio kilimo ar kritimo reikšmės. Izalobarinės sritys nuolat juda kartu su ciklonais bei anticiklonais.

Vėjo kryptis ir greitis

Oro judėjimas Žemės paviršiaus atžvilgiu vadinamas **vėju**. Paprastai vėju vadinami horizontalūs oro judesiai, nors kai kada įvertinama ir vertikali šių judesių sudedamoji. Vėjas yra nusakomas greičio 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. Vėjo greitis dažniausiai išreiškiamas metrais per sekundę. Aviacijoje naudojami kilometrai per valandą (km/h), o jūrininkystėje - mazgai.

Pastaba. Okeanologijoje jūros srovės kryptis parodo taško kurio link teka vanduo azimutą.

Dažnai vėjo greitis vertinamas balais pagal Beaufort'o skalę (1 priedas). Šioje skalėje vėjo greitis suskirstytas į 12 gradacijų. Uraganiniams vėjams (vėjo greitis $> 32,7$ m/s) klasifikuoti naudojama Saffir'o - Simpson'o skalė (2 priedas), kur uraganai suskirstyti į penkias gradacijas.

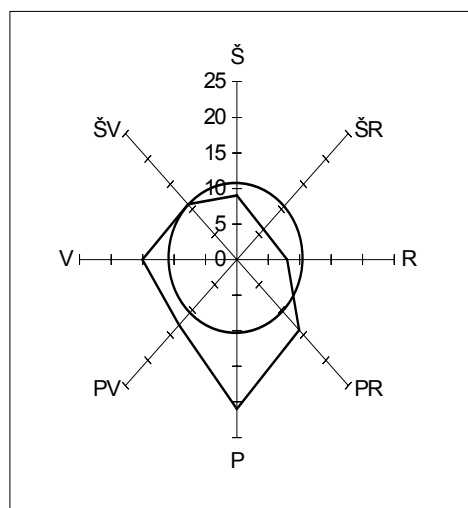
Praktikoje naudojamas išlygintas vėjo greitis, t.y. vidutinė greičio reikšmė per tam tikrą, paprastai labai neilgą (pvz.: 10 min), laiko tarpą, ir momentinis greitis, t.y. vėjo greitis tam tikru laiko momentu (matuojamas mažai inertiškais prietaisais). Momentinis greitis gali atspindėti trumpalaikius vėjo gūsius bei staigius vėjo susilpnėjimus, tačiau meteorologinėse stotyse dažniausiai yra matuojamas išlygintas vėjo greitis. Vidutinis vėjo greitis prie žemės paviršiaus apie 5 - 10 m/s. Stiprių audrų metu gali viršyti 30 m/s, o gūsiuose net 60 m/s.

Atmosferos judesiams yra būdingas kvazihorizontalumas. Tai reiškia, kad horizontalios pernašos greičiai 100 - 1000 kartų viršija vertikalius greičius. Tik labai stiprios konvekcijos metu vertikalus vėjo greitis gali siekti kelis metrus per sekundę.

Nusakyti vėjo kryptį galima arba nurodant horizonto iš kurio pučia vėjas tašką, arba nurodant kampą (azimutą), kurį sudaro vėjo kryptis su meridianu. Pirmu atveju yra nurodomas vienas iš 8 arba 16 horizonto rumbų, antru atveju vėjo kryptis nusakoma laipsniais (3 priedas).

Kaip ir vėjo greitis, vėjo kryptis gali būti išlyginta ir momentinė. Momentinė kryptis svyruoja apie tam tikrą vidutinę (išlygintą) kryptį.

Siekiant apibūdinti vietovės vėjo režimą yra nustatomos vienos ar kitos vėjo krypties pasikartojimas per tam tikrą laiko tarpą. Pagal tai yra sudaroma diagrama, kurioje nuo koordinatų sistemos pradžios horizonto rumbų kryptimi yra atidedamos atkarpos, kurių ilgis proporcingas tos krypties vėjo pasikartojimo dažniui. Atkarpų galai yra sujungiami linija, o štilio pasikartojimo dažnis atitinka apskritimo, brėžiamo apie koordinatų pradžią, spindulio ilgį. Tokia diagrama vadinama **vėjų rožė** (6.7 pav.).



6.7 pav. Vilniaus vėjų rožė (pagal Vilniaus AMS 1965–1990 metų stebėjimų duomenis)

Vėjas ir turbulentiškumas

Oro judėjimas, kai atskiri oro tūriai juda lygiagrečiai aplinkiniams oro tūriams vadinamas **laminariniu**. Tačiau realioje atmosferoje oro judėjimas pasižymi **turbulentiškumu**, t.y. atskiri oro tūriai ore maišosi, judėdami ne lygiagrečiais keliais. Todėl ore atsiranda netvarkingai judantys įvairaus dydžio sūkoriai ir sraujymės. Atskirų oro tūrių, vadinamų **turbulencijos elementais**, judėjimas yra labai sudėtingas, lyginant su bendra oro pernaša. Jie gali judėti statmenai ar net prieš bendrą oro pernašos kryptį, o elementų dydis gali siekti dešimtis metrų. Galima daryti išvadą, kad kryptingos bendros oro

pernašos fone egzistuoja daugybė chaotiškų turbulencijos elementų judesių, kurie sukelia momentinio vėjo greičio ir krypties pulsacijas.

Turbulentiškumas atsiranda dėl vėjo greičio skirtumų. Vėjo greičio skirtumas tarp gretimų oro tūrių vadinamas **vėjo poslinkiu**. Ypač stiprus vėjo poslinkis apatiniuose atmosferos sluoksniuose, kur jaučiamas trinties į žemės paviršių poveikis. Todėl trinties sluoksnyje ypač didelis turbulentiškumas, kuris gali formuotis ir termiškai vienalytėje oro masėje. Toks turbulentiškumas vadinamas **dinaminiu turbulentiškumu**.

Be to, turbulencijos formavimuisi didelę reikšmę turi ir plūdumo (Archimedo) jėga. Šiltesni ir mažiau tankūs oro tūriai kyla į viršų, o šaltesni ir retesni leidžiasi žemyn. Toks oro maišymasis vyksta tuo intensyviau, kuo greičiau oro temperatūra žemėja su aukščiu, t.y. kuo didesnis vertikalus temperatūros gradientas. Tokia turbulencija vadinama **termine turbulencija**. Realioje atmosferoje turbulentiškumą visada nulemia abu faktoriai ir galima kalbėti tik apie vieno kurio turbulencijos tipo vyravimą.

Dėl turbulencijos atsiranda vėjo gūsiai, kurių dėka vyksta vėjo krypties ir greičio pulsacija apie vidutinę reikšmę. Vėjas, kuriame jaučiamos stiprios tokio pobūdžio pulsacijos, vadinamas gūsingiu. Ypač stiprūs gūsiai vadinami škvalu. **Škvalas** - staigus vėjo greičio padidėjimas 8 m/s ir daugiau per trumpą laiką (<2 min). Kuo didesnis turbulentiškumas tuo stipresnis vėjo gūsingumas.

Turbulentinė apykaita

Dėl turbulencijos vyksta intensyvus oro maišymasis. Kadangi turbulencijos metu maišosi ne atskiros molekulės, o palyginus dideli oro tūriai, tai ir turbulentinis maišymasis (**turbulentinė difuzija**) dešimtis tūkstančių kartų yra intensyvesnis nei molekulinė difuzija. Turbulentinės difuzijos metu vyksta šilumos, drėgmės bei judesio kiekio (mv) apykaita su aplinkiniais oro sluoksniais (ypač vertikalia kryptimi). Dėl turbulencijos šiek tiek išsilygina vidutinis vėjo greitis vertikalėje.

Kaip jau žinome, į atmosferos sudėtį įeina 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 vienetė. Dėl turbulentinės apykaitos, bet kuri substancija, esanti ore, sklis ta kryptimi, kuria jos kiekis mažėja. Substancijos kiekio mažėjimas kelio vienetui, vadinamas **substancijos gradientu**. Kadangi atmosferoje vandens garų, aerozolių kiekis paprastai mažėja su aukščiu, tai ir šių substancijų gradientas, tuo pačiu ir substancijos pernaša nukreipta į viršų. Judesio kiekis yra paprastai pernešamas žemyn, kadangi vėjo greitis su aukščiu auga. Substancijos pernašą nusako substancijos srautas - substancijos masė pernešama per ploto vienetą per laiko vienetą. Šis dydis vadinamas **turbulentiniu substancijos srautu** ir matuojamas kg/m². Substancijos srautas s yra proporcingas substancijos masės dalies gradientui. Vykstant substancijos pernašai vertikalia kryptimi:

$$S_v = -A \, ds/dz, \quad (6.4)$$

kur S_v - substancijos srautas, A - turbulentinės apykaitos koeficientas, priklausantis nuo oro sąlygų ir Žemės paviršiaus pobūdžio, ds/dz - vertikalus substancijos gradientas.

Dėl adiabatinių temperatūros pokyčių vertikalaus oro judėjimo metu, apie šilumos pernašą negalima spręsti pagal temperatūros gradiento kryptį. Sausaadiabatinio proceso metu išliekanti oro tūrio terminės būklės charakteristika yra jo potencinė temperatūra Θ , todėl šilumos srautas lygus:

$$Q = -A \, c_p \, d\Theta/dz, \quad (6.5)$$

kur c_p - lyginamasis oro šiluminis talpumas prie pastovaus oro slėgio.

Jei $-d\Theta/dz=0$, t.y. $-dT/dz=1 \text{ } ^\circ\text{C}/100 \text{ m}$, vertikali šilumos pernaša lygi 0. Augant potencinei temperatūrai su aukščiu (temperatūros gradientas mažesnis už adiabatini) šilumos srautas nukreiptas žemyn. Jei potencinė temperatūra mažėja su aukščiu (temperatūros gradientas didesnis už adiabatini) šilumos srautas nukreiptas į viršų.

Troposferoje potencinė temperatūra paprastai didėja su aukščiu, nes vertikalus temperatūros gradientas dažniausiai yra mažesnis už adiabatini ($1 \text{ } ^\circ\text{C}/100 \text{ m}$). Iš to seka, kad turbulentinis šilumos srautas dažniausiai yra nukreiptas žemyn. Tačiau žemės paviršius vidutiniškai yra šiltesnis nei oras virš jo ir todėl didesnis šilumos kiekis pernešamas į viršų, nes tuo atveju kai vertikalus temperatūros gradientas didesnis už adiabatini, turbulentinės apykaitos koeficientas labai didelis. Dėka to į viršų šilumos yra pernešama daugiau nei žemyn, nors tokia pernaša pasitaiko rečiau.

Srūvio 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. Vėją, bet kuriuo laiko momentu, galima pavaizduoti **srūvio linijomis**, kurios išvedamos taip, kad vėjo kryptis kiekviename linijos taške sutaptų su srūvio linijos liestinės, einančios per tą tašką, kryptimi.

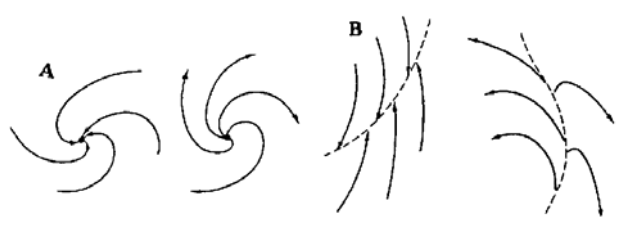
Srūvio linijos išvedamos tuo arčiau viena kitos, kuo didesnis vėjo greitis toje lauko dalyje. Tai reiškia, kad atstumas tarp srūvio linijų yra atvirkščiai proporcingas vėjo greičiui. Srūvio linijos parodo vėjo lauką tam tikru laiko momentu, todėl negalima jų painioti su oro dalelių judėjimo trajektorija, nes pastarosios juda nuolat kintančiame lauke ir jų nueitas kelias per tam tikrą laiką gali nesutapti su srūvio linijų kryptimi. Srūvio linijas galima išbrėžti ir vidutinėm vėjo charakteristikom (6.8 pav.).



6.8 pav. Srūvio linijos (Chromov, Petrosianc, 1994)

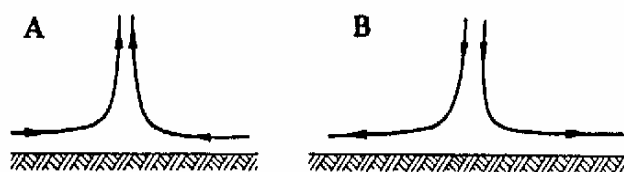
Nagrinėjant kiekybines vėjo greičio charakteristikas dažnai braižomos **izotachos** - linijos jungiančios taškus su vienodu vėjo greičiu. Paprastai izotachos yra išvedamos absoliutinės topografijos žemėlapiuose.

Nagrinėjant srūvio linijų žemėlapius, galima pastebėti, kad kai kuriose vietose srūvio linijos artėja viena prie kitos, kitose - tolsta. Taškai arba linijos į kuriuos sueina arba nuo kurių tolsta srūvio linijos vadinamos **konvergencijos** (suartėjimo) arba **divergencijos** (išsiskyrimo) taškais arba linijomis (6.9 pav.).



6.9 pav. Konvergencijos ir divergencijos taškai (A) ir linijos (B) (Chromov, Petrosianc, 1994).

Nesunku suprasti, kad konvergencija yra susijusi su aukštyneigiais, o divergencija su žemyneigiais srautais (6.10 pav.). konvergencijos ir divergencijos priežastimi gali būti slėgio pasiskirstymo ar orografiniai paviršiaus ypatumai, trinties jėgos poveikis.



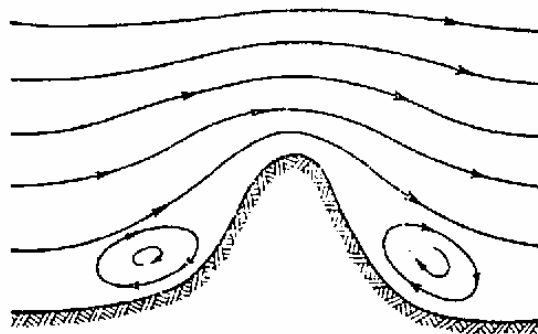
6.10 pav. Konvergencijos (A) ir divergencijos (B) ryšys su vertikaliais oro srautais (Chromov, Petrosianc, 1994)

Kliūčių poveikis vėjui

Dėl žemės paviršiaus nelygumų, oro sraute atsiranda trikdymai. Kliūčių dydis ir forma bei oro srauto stratifikacija lemia tai, kaip oro srautas apteka kliūtį: iš šono, per viršų ar apatinį srauto sluoksnyje iš šono, o viršutiniame per viršų. Vėjo kryptis, greitis ir jo struktūra susidūrus su kliūtimis labai keičiasi: netoli kliūčių atsiranda sukūriai, stiprėja turbulencija. Tai priklauso nuo kliūčių pobūdžio, vėjo krypties ir greičio, atmosferos stovio. Aplenkiant kliūtis vėjas prieš jas susilpnėja, bet kliūties šonuose bei virš jos vėjas greitėja, kadangi srūvio linijos tose vietose tankėja. Didelę įtaką turi atmosferos terminė stratifikacija: kai stratifikacija pastovi (temperatūra su aukščiu auga mažiau, nei sausaadiabatinis gradientas) vėjas stengiasi aplenkti kliūtį tik iš šonų, kai stratifikacija nepastovi - formuojasi galingi aukštyneigiai srautai priešvėjinėje pusėje ir žemyneigiai pavėjinėje. Ypač sustiprėja vėjas oro srautui patekus į siaurėjantį orografinį slėnį (pvz.: tarp dviejų artėjančių kalnų grandinių).

Kliūčių poveikis vėjui pasireiškia 10-20 kartų didesniu atstumu, nei kliūtis aukštis. Kartais prieš kalnagūbri, bei už jo formuojasi priešvėjiniai ir pavėjiniai sukūriai, turintys horizontalią ašį lygiagrečią gūbriui. Tada priežeminiame atmosferos sluoksnyje susiformuoja kartais net labai stiprus vėjas pučiantis nuo kliūtis priešvėjinėje gūbrio dalyje ar kliūtis link pavėjinėje dalyje (6.11 pav.).

Miško masyvai susilpnina vėjo greitį prie žemės paviršiaus bei 100-500 metrų atstumu už jo, bet virš miško vėjo greitis ir gūsingumas stiprėja.



6.11 pav. Kliūčių poveikis oro srauto judėjimui (Gorodeckij, Gurilnik, Larin, 1991)

Oro judėjimą sąlygojančios ir veikiančios jėgos

Vėjas kyla dėl netolygaus atmosferos slėgio pasiskirstymo. Jei atmosferos slėgis kiekviename horizontalios plokštumos taške būtų vienodas, vėjas nepūstų. Esant netolygiam atmosferos slėgio pasiskirstymui, oras stengiasi judėti trumpiausiu keliu iš aukšto slėgio srities į žemo slėgio sritį. Netolygaus slėgio pasiskirstymo matas - barinis gradientas ($-dp/dn$), kuris suteikia judančiam orui pagreitį. Kuo didesnis barinis gradientas, tuo didesnis pagreitis. Kai slėgis 1000 hPa, o temperatūra 0 °C, šis pagreitis ($\frac{1}{\rho} \frac{dp}{dn}$, kur ρ - oro tankis) nėra didelis - 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 metrų per sekundę greičiu ir tik kartais pasiekia dešimtis m/s. Tai rodo, kad oro judėjimą veikia ir kitos jėgos, kurios vienaip ar kitaip atsveria barinio gradiento poveikį.

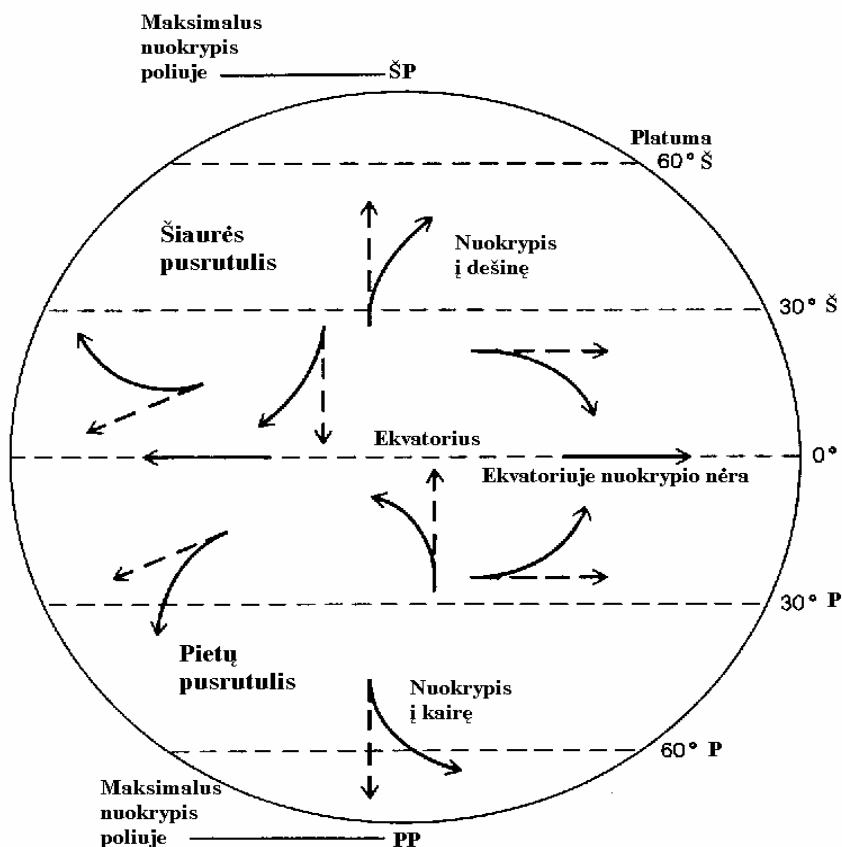
Koriolio jėga

Nagrinėjant 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 (paralelės ir meridianai), kurios atžvilgiu mes nagrinėjame oro judėjimą, sukasi po judančiu oru, todėl pats judėjimas nukrypsta nuo pirminės krypties stebėtojo atžvilgiu. Nukreipiančioji jėga 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 yra vadinama **Koriolio jėga**. Kadangi dažniausiai yra nagrinėjamas horizontalus oro judėjimas, tai paprastai yra įvertinama tik horizontali Koriolio jėgos sudedamoji (A), kuri lygi:

$$A = 2V\omega \sin\varphi, \quad (6.6)$$

kur V - vėjo greitis, ω - kampinis žemės judėjimo greitis, φ - platumas. Kadangi žemė apie savo ašį apsisuka per 86164 s, tai $\omega = 2\pi / 86164 \text{ s} = 7,29 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$

Ekvatoriuje ($\sin\varphi=0$) Koriolio jėga lygi 0, o poliuose, kur $\sin\varphi=1$, ji pasiekia maksimalią reikšmę (6.12 pav.). Ji taip pat proporcinga vėjo greičiui ir tampa lygi 0, kai vėjo nėra. Paskaičiavus paaiškėja, kad Koriolio jėga turi panašią vidutinę reikšmę kaip ir barinio gradiento jėga, todėl ji gali atsverti barinio gradiento jėgą.



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

Geostrofinis vėjas

Jei laikytume, kad oro dalelės neveikia trinties jėga, tai dėl horizontalaus barinio gradiento poveikio oro dalelė pradeda judėti iš aukšto slėgio į žemo slėgio sritį statmenai izobaroms. Vos pradėjus oro dalelei judėti, pradeda veikti Koriolio jėga, kuri suka dalelę į dešinę (šiaurės pusrutulyje) nuo judėjimo krypties.

Barinis gradientas didins dalelės greitį, bet augant dalelės greičiui auga ir Koriolio jėga, todėl didės ir jos nukreipiantysis poveikis. Galų gale dalelė pateks į tokią padėtį, kada horizontalų barinį gradientą atvers Koriolio jėga, kuri bus nukreipta į priešingą nuo barinio gradiento pusę ir lygi jam. Tada prasidės tiesiaeigis tolygus oro dalelės judėjimas. Toks oro tūrio judėjimas vadinamas **geostrofiniu vėju**. Geostrofinio judėjimo metu, barinio gradiento ir Koriolio jėgos vektorių moduliai lygūs ir nukreipti priešingomis kryptimis, o oro judėjimas tiesiaeigis ir tolygus bei nukreiptas pagal izobaras. Šiaurės pusrutulyje žemas slėgis yra į kairę nuo judėjimo krypties (6.13 pav.).

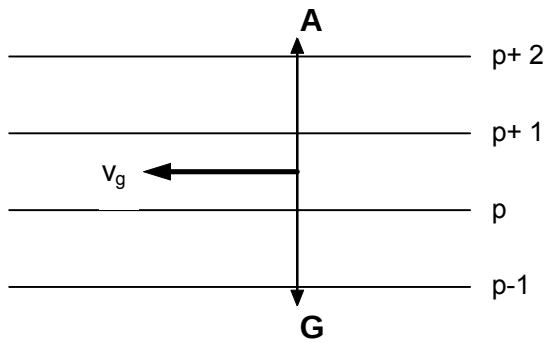
Geostrofinio vėjo greitį galima nustatyti taip:

$$-G = A, \quad (6.7)$$

$$-\frac{1}{\rho} \frac{dp}{dn} = 2\omega v_g \sin \varphi. \quad (6.8)$$

Jei oro tankio reikšmę laikysime lygia oro tankiui normaliomis sąlygomis ($\rho = 1,276 \text{ kg/m}^3$), įstačius į formulę kampinio Žemės sukimosi greičio skaitinę išraišką bei išreiškus slėgio gradientą hPa/100 km, o vėjo greitį m/s gauname, kad:

$$v_g = -\frac{5,4}{\sin \varphi} \frac{dp}{dn}. \quad (6.9)$$



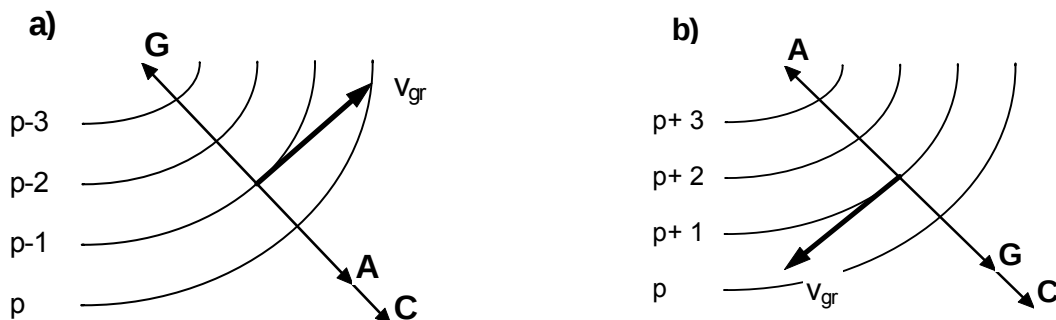
6.13 pav. Geostrofinis vėjas: G - barinio gradiento jėga, A - Koriolio jėga, v_g - geostrofinio vėjo greitis

Pavyzdžiui, kai barinis gradientas $1 \text{ hPa} / 100 \text{ km}$ ties 55° platuma geostrofinio vėjo greitis siekia $6,6 \text{ m/s}$.

Būtina geostrofinio vėjo egzistavimo sąlyga - trinties poveikio nebuvimas. Tačiau prie žemės paviršiaus trinties jėga veikia visada. Todėl tik nuo 1000 m aukščio oro judėjimas tampa artimas geostrofiniam, nors nėra visiškai toks dėl kitų jėgų poveikio. Tai susiję su tuo, kad izobaros pagal kurias juda oras nėra tiesios linijos ir todėl judėjimas tampa kreivalinijiniu.

Gradientinis vėjas

Kreivalinijinio judėjimo metu, kai neveikia trinties jėga, be barinio gradiento ir Koriolio jėgos judantį orą veikia išcentrinė jėga $C = v^2/r$, kur v - vėjo greitis, o r - judančio oro trajektorijos spindulys. Išcentrinė jėga yra nukreipta išorėn, trajektorijos išsigaubimo kryptimi. Iš to seka, kad tolygaus oro judėjimo atveju jau trys jėgos atstoja viena kitą. Toks judėjimas (kai neveikia trinties jėga) vadinamas gradientiniu, o vėjas - **gradientiniu vėju**. Jei dalelės judėjimo trajektorija yra išlinkusi, tai kiekvieno šia trajektorija judančio taško kryptis sutaps su liestinės išlinkimui kryptimi. Gradientinio judėjimo metu trajektorijos sutampa su izobaromis. Kaip ir geostrofinio vėjo atveju, gradientinis vėjas nukreiptas pagal izobaras, tačiau šiuo atveju izobaros yra ne tiesės, o apskritimo formos (6.14 pav.).



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

Gradientinio vėjo išraiška ciklonuose ir anticiklonuose skiriasi. Ciklone išcentrinė jėga priešinga bariniam gradientui kryptimi. Tolygaus oro judėjimo atveju:

$$G = A + C, \quad (6.10)$$

$$\frac{v^2}{r} + 2wv \sin \varphi = -\frac{1}{\rho} \frac{dp}{dn}. \quad (6.11)$$

Gradientinį vėjo greitį (v_{gr}) ciklonuose galima apskaičiuoti taip: **Error! Not a valid embedded object.**

$$v_{gr} = -\omega r \sin \varphi + \sqrt{(\omega r \sin \varphi)^2 - \frac{r}{\rho} \frac{dp}{dn}}. \quad (6.13)$$

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

$$A = G + C, \quad (6.14)$$

$$2wv \sin \varphi = -\frac{1}{\rho} \frac{dp}{dn} + \frac{v^2}{r}. \quad (6.15)$$

Gradientinis vėjas (v_{gr}) anticiklonuose:

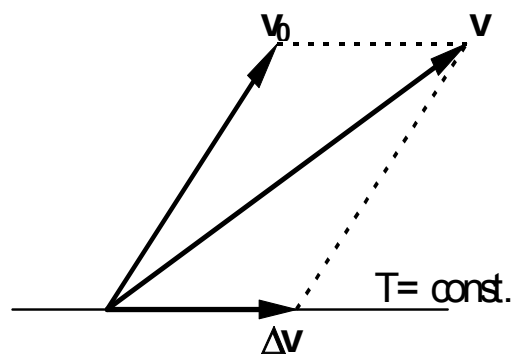
$$v_{gr} = \omega r \sin \varphi - \sqrt{(\omega r \sin \varphi)^2 + \frac{r}{\rho} \frac{dp}{dn}}. \quad (6.16)$$

Žinant, kad vėjo greitis proporcingas nukreipiančiajai (Koriolio) jėgai, nesunku pastebėti, kad kai barinio gradiento dydis yra vienodas, gradientinio vėjo greitis anticiklone didesnis nei ciklone. Kadangi šiaurės pusrutulyje Koriolio jėga kreipia judantį orą į dešinę, tai ciklone gradientinis vėjas juda pagal izobaras prieš laikrodžio rodyklę, o anticiklone - pagal laikrodžio rodyklę.

Terminis vėjas

Geostrofinis ir gradientinis vėjas horizontaliame paviršiuje pučia pagal izobaras, esančias tame paviršiuje. Su aukščiu izobarų kryptis ir atumas tarp jų gali keistis. Tuo atveju keičiasi ir vėjo kryptis, ir greitis. Barinio gradiento pokytis su aukščiu priklauso nuo sluoksnio storio ir vidutinės sluoksnio temperatūros gradiento. Prie žemesnio horizontalaus paviršiaus barinio gradiento dydžio prisideda papildoma sudedamoji. Todėl ši sudedamoji, kuri yra nukreipta pagal vidutinę tiriamo sluoksnio izotermą, prisideda ir prie vėjo greičio kitimo. Ši sudedamoji vadinama **terminiu vėju** ir yra vektoriškai pridedama prie gradientinio (6.15 pav.).

Jei barinis gradientas apatiniame lygyje sutampa su vidutiniu temperatūriniu aukščiau gulnčio sluoksnio gradientu, tai jis su aukščiu auga nekeisdamas krypties. Jei barinis gradientas yra priešingas temperatūriniam, tai su aukščiu jis mažėja nekeisdamas krypties, kol tampa lygus 0, o po to pakeičia kryptį į priešingą, sutampančią su temperatūrinio gradiento kryptimi. Jei barinis ir temperatūrinis gradientai sudaro kampą mažesnį nei 180°, tai terminis vėjas bus nukreiptas į dešinę ar kairę vėjo krypties apatiniame lygyje atžvilgiu priklausomai nuo to į kokią pusę terminis gradientas krypsta nuo barinio. Todėl su aukščiu vėjas artėdamas prie izotermos suksis arba į kairę, arba į dešinę.

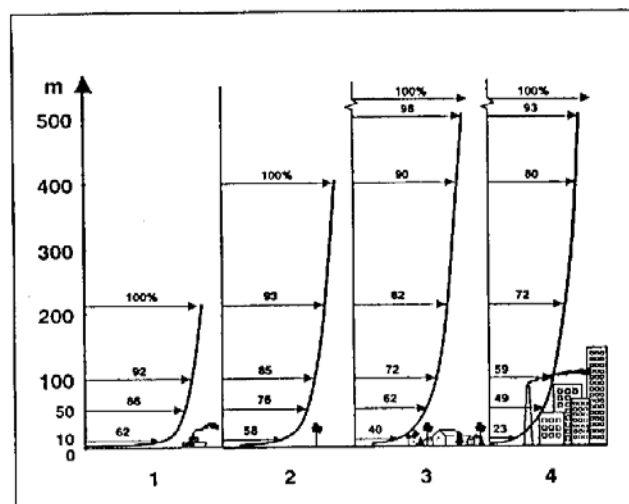


6.15 pav. Terminis vėjas: v_0 – vėjas apatiniame lygyje, v – vėjas viršutiniame lygyje, Δv – terminis vėjas, $T = \text{const.}$ – vidutinės sluoksnio temperatūros izoterma.

Trinties jėga

Judantis oras yra veikiamas trinties į Žemės paviršių jėgos. Trinties jėga suteikia oro judėjimui neigiamą pagreitį t.y. lėtina oro judėjimą, o taip pat keičia judėjimo kryptį. Kaip bet kurios dujos oras pasižymi klampumu. **Klampumas** - dviejų skystos arba dujinės aplinkos sluoksnių gebėjimas priešintis slydimui vienas kito atžvilgiu. Dėl oro klampumo, trinties jėgos poveikis, kuris yra didžiausias ties Žemės paviršiumi, taip pat yra jaučiamas ir įvairiuose aukščiuose. Kadangi oro klampumas yra mažas, apie 1000 m aukštyje trinties jėgos poveikis tampa labai nežymus kitų jėgų, veikiančių judantį orą, atžvilgiu. Lygis, kuriame praktiškai išnyksta trinties jėgos poveikis, vadinamas **trinties lygiu**.

Trinties jėga veikia todėl, kad tekant orui virš šiurkštaus žemės paviršiaus, dalelių, betarpiškai liečiančių žemės paviršių, greitis sumažėja. Oro tūriai su sumažėjusiu greičiu dėl turbulencijos patenka į aukštesnius atmosferos sluoksnius, o iš ten ateina didesniu greičiu judantis oras, kuris savo ruožtu lėtėja dėl lietimosi su Žemės paviršiumi. Todėl vėjo greičio sumažėjimas persiduoda į daugiau ar mažiau storą oro sluoksnį (nuo 200 m virš vandens paviršiaus iki 2000 m virš didelių miestų), kuris yra vadinamas **trinties sluoksniu** (6.16 pav.). Esant nepastoviai stratifikacijai prie dinaminės turbulencijos prisideda ir terminė, kuri yra susijusi su aukštyneigiais oro srautais. Todėl padidėja sluoksnio, kuriame jaučiama trinties jėga, storis. Tačiau nepastovios stratifikacijos atveju trinties jėgos poveikis vėjo kryptčiai ir greičiui prie žemės paviršiaus sumažėja.

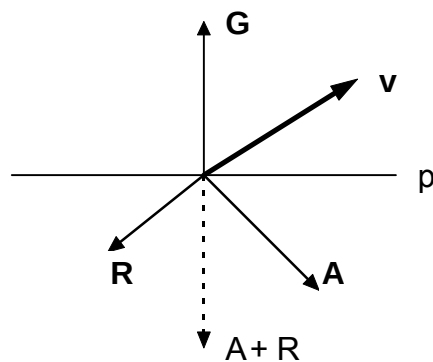


6.16 pav. Trinties sluoksnio priklausomybė nuo paklotinio paviršiaus pobūdžio (Windstorm, 1990)

Trinties poveikis vėjo kryptčiai ir greičiui

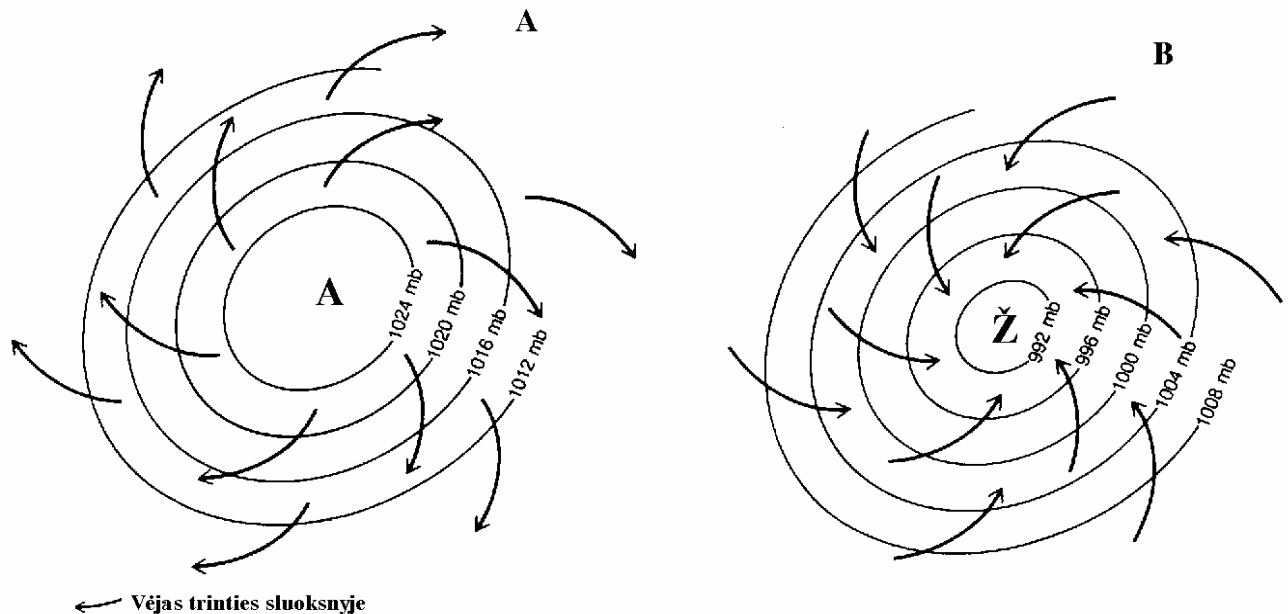
Vėjo greitis dėl trinties sumažėja tiek, kad 10 m aukštyje (fliugerio aukštyje) virš žemės paviršiaus jis yra dukart mažesnis, nei geostrofinis vėjo greitis apskaičiuotas tam pačiam bariniui gradientui. Dėl mažesnio paviršiaus šiurkštumo, virš jūros realus vėjo greitis sudaro 2/3 geostrofinio vėjo greičio.

Trinties jėga veikia ir vėjo kryptį. Jei oro judėjimas tolygus bei tiesiaiegis ir tokį orą veikia trinties jėga, 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 ir todėl su vėjo kryptimi sudarys ne statų, o aštrų kampą (6.17 pav.). Todėl vėjas pūs ne pagal izobaras, o kirs jas, nukrypdamas nuo barinio gradiento aštriu kampu. Kreivalinijinio judėjimo atveju prisideda ir išcentrinė jėga, bet ir tuo atveju barinis gradientas su vėjo kryptimi sudaro aštrų kampą.



6.17 pav. Vėjas trinties sluoksnyje tolygaus ir tiesiaiegio judėjimo atveju: G - barinio gradiento jėga, A - Koriolio jėga, R - trinties jėga, v - vėjo greitis

Apatiniuose ciklono sluoksniuose, kur barinis gradientas nukreiptas nuo periferijos į centrą, dėl trinties jėgos vėjas turės sudedamąją, kuri kreips judantį orą į centrą. Apatiniuose anticiklono sluoksniuose (barinis gradientas nukreiptas periferijos link) vėjas judės pagal laikrodžio rodyklę su sudedamąja kreipiančia jį nuo centro į periferiją (6.18 pav.). Todėl ciklono centras yra **konvergencijos taškas**, o anticiklono centras **divergencijos taškas**.

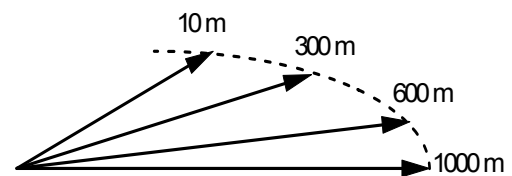


6.18 pav. Vėjas trinties sluoksnyje anticiklone (A) ir ciklone (B) (Moran, Morgan, 1986)

Kampas, kurį vėjo kryptis sudaro su bariniu gradientu prie žemės paviršiaus, vidutiniškai yra lygus 60° . Iš to seka, kad kampas tarp vėjo krypties (arba sruvio linijos) ir izobaros yra apie 30° . Kampas tarp vėjo krypties ir barinio gradiento priklauso nuo paklotinio paviršiaus pobūdžio. Virš jūros jis paprastai lygus $70 - 80^\circ$ ir priartėja prie izobarų. Virš sausumos šis kampas apie $40 - 50^\circ$ ir kinta priklausomai nuo paviršiaus šiurkštumo, vėjo greičio ir vertikalios atmosferos stratifikacijos.

Su aukščiu mažėjant trinties jėgos poveikiui, kampas, kurį sudaro vėjo kryptis su bariniu gradientu didėja ir trinties lygyje tampa artimas 90° . Tai reiškia, kad vėjas tame aukštyje bus artimas gradientiniam t.y. izobaroms. Tai kad prie žemės paviršiaus vėjas nukrypsta nuo izobarų į kairę, o trinties lygyje yra artimas izobaroms, rodo, kad didėjant aukščiui vėjas krypsta į dešinę pagal laikrodžio rodyklę. Tik tuo atveju, jei su aukščiu labai greitai kinta pačių izobarų kryptis, vėjo kryptis gali judėti į kairę arba nesikeisti visai. Tuo pačiu, su aukščiu auga ir vėjo greitis.

Tą augimą galima parodyti **hodografu**, t.y. kreive jungiančia vektorius, atidėtų iš vieno taško ir rodančių vėją skirtinguose aukščiuose galus. Trinties sluoksnyje hodografas vadinamas **Ekmano spirale** (6.19 pav).



6.19 pav. Vėjo greičio trinties sluoksnyje hodografas: vėjo greičio vektoriai skirtinguose aukščiuose nuo žemės paviršiaus iki trinties lygio (Chromov, Petrosianc, 1994)

Vėjo paros eiga

Trinties sluoksnyje gana aiškiai pastebima vėjo paros eiga. Prie žemės paviršiaus, virš sausumos, maksimali vėjo greičio reikšmė stebima apie 14 val., o minimali naktį arba rytą. Apytiksliai nuo 500 m aukščio stebima atvirkščia paros eiga: maksimumas naktį, o minimumas dieną. Virš sausumos vėjo greičio paros amplitudė apytiksliai lygi pusei paros vidutinio vėjo greičio reikšmės. Virš jūros vėjo greičio paros eiga nėra žymi. Vėjo greičio paros eigos priežastis - oro turbulencijos paros eiga. Vykstant konvekcijai, kuri intensyviausia pirmoje dienos pusėje, didėja turbulentinė apykaita, kuri išlygina greičio skirtumus tarp pažemio ir aukštesnių sluoksnių vėjo.

Todėl prie žemės paviršiaus vėjo greitis padidėja, o trinties sluoksnio viršutinėje dalyje - sumažėja. Naktį vertikalus maišymasis susilpnėja, todėl prie žemės paviršiaus vėjo greitis mažas, o didėjant aukščiui jis greitai auga.

Vėjo kryptis taip pat turi paros eigą. Pirmoje dienos pusėje didėjant vėjo greičiui prie žemės paviršiaus, jo kryptis pasisuka į dešinę pagal laikrodžio rodyklę (artėja prie izobarų krypties), antroje dienos pusėje ir naktį kryptis pasisuka į kairę (kaip parodyta Ekmano spiralėje). Viršutinėje trinties sluoksnio dalyje vyksta atvirkštinis procesas: vakare ir naktį, vėjo kryptis pasisuka į dešinę, rytą ir dieną - į kairę. Vėjo krypties paros eigos priežastis ta pati: su vertikaliu oro judėjimu susijusi turbulencijos paros eiga.

Beis-Balo dėsnis

Praktika rodo, kad vidutinėse ir poliarinėse platumose vėjas prie žemės paviršiaus visada nukrypsta nuo barinio gradiento aštriu kampų, kuris Šiaurės pusrutulyje yra į dešinę, o pietų - į kairę nuo barinio gradiento krypties. Barinis vėjo dėsnis teigia, *kad šiaurės pusrutulyje stovint nugara į vėją, tai žemiausias slėgis bus į kairę ir truputį į priekį, o didžiausias į dešinę ir truputį užpakalyje*. Šį dėsnį XIX a suformulavo Beis-Balo. Laisvojoje atmosferoje vėjas pučia beveik pagal izobaras, todėl žemas slėgis yra kairėje pusėje, o aukštas - dešinėje (Šiaurės pusrutulyje).

Atmosferos frontai

Atmosferoje nuolat susidaro tokios sąlygos, kai dvi skirtingų savybių oro masės yra viena šalia kitos. Šiuo atveju oro masės yra askirtos siaura pereinamąja zona vadinama **frontu**. Tokių zonų ilgis iki kelių tūkstančių, o plotis vos keliasdešimt kilometrų. Šios zonos gali iškilti iki kelių kilometrų aukščio arba net iki pat stratosferos. Fronto zonoje temperatūra, vėjas ir oro drėgmė staigiai kinta. Frontai skiriantys pagrindinius oro masės tipus vadinami **pagrindiniais frontais**. Pagrindinis frontas tarp arktinio ir poliarinio oro vadinamas arktiniu, tarp poliarinio ir tropinio - poliariniu, tarp tropinio ir ekvatorinio - tropiniu frontu. Atmosferos frontai tarp skirtingų savybių, tačiau to paties pagrindinio tipo oro masių, vadinami **antriniais** frontais.

Kadangi fronto plotis yra labai nedidelis lyginant su jo skiriamų oro masių dydžiu, tai galime frontą įsivaizduoti kaip paviršių skiriantį oro mases. Tokiu atveju staigus meteorologinių elementų kitimas zonoje tarp dviejų skirtingų oro masių virsta šuoliu pereinant frontinį paviršių. Šio paviršiaus susikirtimo su žemės paviršiumi linija vadinama **fronto linija**.

Frontiniai paviršiai yra pasvirę žemės paviršiaus atžvilgiu, o šiltesnis ir tuo pačiu lengvesnis oras yra virš šalto ir sunkaus. Kampas, kurį frontinis paviršius sudaro su Žemės paviršiumi priklauso nuo daugelio faktorių (oro masių judėjimo greičio, temperatūros ir kt.) ir yra labai nedidelis - vos kelios minutės, todėl net už kelių šimtų kilometrų nuo fronto linijos, frontinis paviršius yra vos keleto kilometrų aukštyje. Šis kampas vadinamas **fronto polinkiu**.

Kiekvienas frontas turi savo gyvavimo amžių. Frontai nuolat formuojasi, stiprėja, po to yra išplaunami ir galiausiai išnyksta. Sąlygos frontams formotis visada susidaro vienoje ar kitoje atmosferos dalyje. Dažniausiai pasitaikantis frontų atmosferoje susidarymo mechanizmas - **kinematinis**: frontai atsiranda tokiuose oro judėjimo laukuose, kuriuose vienos prie kitų artėja skirtingos temperatūros (arba kitų savybių) oro dalelės. Tokiame lauke horizontalūs temperatūros gradientai auga ir tai sąlygoja ryškių frontų susidarymą vietoj tolygaus perėjimo iš vienos oro masės į kitą. Toks procesas vadinamas **frontogeneze**. Oro judėjimo laukuose, kuriuose oro dalelės su skirtingomis savybėmis tolsta viena nuo kitos, gali vykti frontų išplovimas, kurių metu frontai tampa plačiomis pereinamosiomis linijomis, o meteorologinių elementų gradientai mažėja. Kartais frontai susiformuoja dėl tiesioginės paklotinio paviršiaus įtakos, pavyzdžiui ties sniego riba ar ties ledu pakraščiu, bet šis mechanizmas turi mažesnę reikšmę nei kinematinė frontogenezė.

Realioje atmosferoje frontai nėra lygiagretūs oro judėjimui. Todėl patys frontai juda. Jei šaltas oras juda šilto link - toks frontas vadinamas **šaltu**, jei šiltas oras juda link šalto - **šiltu frontu**. Šilto fronto atveju šiltas oras kyla virš šalto, o praeinant šaltam frontui, šiltas oras yra išstumiamas į viršų.

Frontinėms sritims būdingas vertikalus oro judėjimas. Dažniausiai pasitaiko: šilto oro kilimas virš šalto praeinant šiltam atmosferos frontui. Vertikalus oro judėjimo greitis šiuo atveju apie 1-2 cm/s, tuo tarpu horizontalus oro judėjimo greitis gali siekti keliasdešimt metrų per sekundę. Todėl šilto oro judėjimas turi aukštyneigio slydimo pagal frontinį paviršių pobūdį. Šalto fronto atveju aukštyneigiai šilto oro judesiai apima daug siauresnę zoną, tačiau vertikalūs oro judėjimo greičiai daug didesni.

Su frontais yra susijusi oro sąlygų kaita. Aukštyneigis oro judėjimas fronto zonoje sudaro sąlygas debesų sistemoms, iš kurių didelėje teritorijoje krenta krituliai, formotis. Praeinant frontui vėjo kryptis vietovėje keičiasi pagal laikrodžio rodyklę (pvz.: jei buvo PR vėjas, praėjus frontui jis tampa P, PV ar V). Milžiniškos atmosferos bangos, atsirandančios oro masėse abipus fronto, sąlygoja ciklonų bei anticiklonų formavimąsi. Kartu su ciklonų ir anticiklonų formavimusi ir evoliucija vyksta ir frontų evoliucija. Jos metu formuojasi sudėtingesni, apjungiantys šiltus ir šaltus frontinius paviršius, frontai. Jie vadinami **okliuzijos frontais**.

Ciklonų susidarymas ir evoliucija

Didžioji vidutinių platumų ciklonų dalis atsiranda pagrindiniuose atmosferos frontuose: poliariniuose arba arktiniuose. Ciklono evoliucija sisideda iš kelių stadijų.

Pradinė ciklono stadija - **binga**. Banga atsiranda pagrindinių atmosferos frontų frontiniuose paviršiuose dėl temperatūros kontrastų bei vėjo greičio ir krypties skirtumų oro masėse. Bangos ilgis siekia 1000 ir daugiau kilometrų. Susiformavus bangai, jos priešakinėje dalyje šiltas oras pradeda judėti į aukštąsias platumas šalto oro link, o užnugarinėje dalyje šaltas oras juda į žemasias platumas šilto oro link. Ties bangos ketera slėgis sumažėja, susiformuoja uždara izobara.

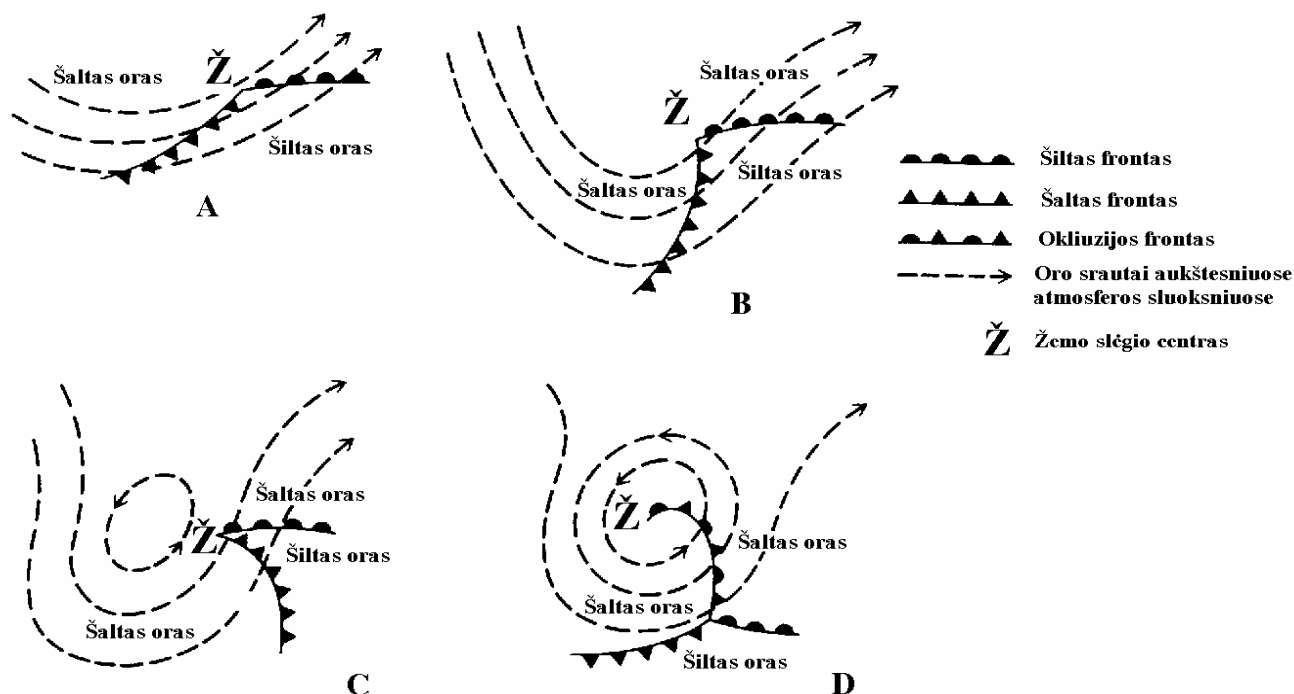
Toliau vystantis ciklonui slėgis centre dar labiau sumažėja (paprastai iki 990 - 1000 hPa), vėjai sustiprėja ir pradeda judėti apie ciklono centrą. Prasideda **jauno ciklono** stadija. Šiltas oras priekinėje jauno ciklono dalyje toliau juda į šiaurę, o frontas, kuriame vystosi ciklonas, įgauna šiltam frontui būdingas savybes. Užpakalinėje ciklono dalyje formuojasi šaltas frontas.

Šaltas frontas ciklone visada juda greičiau nei šiltas, todėl pamažu jis vejasi šiltą frontą ir susijungia su juo. Prasideda ciklono **okliudavimasis** ir **okliuzijos fronto** formavimasis. Okliudacijos

proceso pradžioje ciklono centre prie žemės paviršiaus išnyksta šilto oro sektorius. Šiltas oras išstumiamas į viršų ir į priekį. Prieš okliudavimosi pradžią ciklonas pasiekia **brandaus ciklono** fazę. Slėgis ciklono centre pasiekia minimalias reikšmes (apie 980 - 990 hPa, o kartais net iki 940 hPa), vėjo greitis ciklono centre labai padidėja. Šioje stadijoje žemo slėgio sritis sinoptiniuose žemėlapiuose ribojama dideliu skaičiumi uždarų izobarų. Cikloninė cirkuliacija pasiekia ir aukštesnius troposferos sluoksnius (paprastai iki 5 km).

Prasidėjus okliudavimuisi slėgis ciklono centre vieną - dvi paras kinta nedaug. Šaltas oras toliau sklinda į žemasiais platumas ir apima visą cikloninės cirkuliacijos sritį. Šiltasis ciklono sektorius išnyksta, nes šiltas oras išstumiamas į viršų, kur jis iš lėto vėsta. Ciklono judėjimo greitis sumažėja. Jis tampa šaltu ir mažai judriu bariniu dariniu. Šiltas ir šaltas frontai išlieka tik periferijoje, o ciklonas apima visą troposferą. Prasideda paskutinė - **okliuduoto ciklono** stadija. Slėgis ciklono centre pamažu auga. Savo egzistavimo pabaigoje ciklonas tampa žemo slėgio lauku, prie žemės paviršiaus ribojamu viena ar dviem uždaromis izobaromis. Galų gale ciklonas išnyksta visai (6.20 pav.).

Ciklono egzistavimo laikas 5 - 7 paros, o vidutinis jo judėjimo greitis 30 - 40 km/h. Vidutinėse platumose ciklonai dažniausiai juda bendros oro pernašos kryptimi - į rytus, tačiau kartais gali judėti ir meredianine kryptimi, o ypač retais atvejais net į vakarus.



6.20 pav. Ciklono susidarymas ir vystimasis: a - banga, b - jaunas ciklonas, c - brandus ciklonas, d - okliuduotas ciklonas (Moran, Morgan, 1986).

Su ciklonine ir anticiklonine cirkuliacija yra susijusi neperiodinė oro sąlygų kaita vietovėje. Praeinant ciklonui stiprėja vėjas ir keičiasi jo kryptis. Jei per vietovę praeina pietinė ciklono dalis, vėjo kryptis keičiasi iš P į PV ir ŠV, jei šiaurinė dalis - iš PR į R, ŠR ir Š. Iš to seka, kad rytinėje ciklono dalyje vyrauja vėjai turintys pietinę, o vakarinėje dalyje - šiaurinę sudedamąją. Su tuo susiję ir oro temperatūros svyravimai.

Cikloninės sritys pasižymi dideliu debesuotumu bei kritulių kiekiu. Priekinei ciklono daliai būdingi ištisiniai krituliai iš šilto arba okliuzijos fronto debesų. Užnugarinėje ciklono dalyje krenta liūtinis lietus susijęs su šalto fronto debesimis.

Ciklono artėjimą galima pastebėti pagal debesis dažniausiai atsirandančius vakarinėje horizonto pusėje. Tai frontiniai plunksniniai debesis judantys lygiagrečiomis juostomis. Paskui jas seka

plunksniniai sluoksniniai, toliau tankesni aukštieji sluoksniniai ir galų gale sluoksniniai lietaus debesys.

Praėjus ciklonui slėgis auga, o lietaus kamuoliniai debesys greitai virsta sluoksniniais kamuoliniais debesimis.

Anticiklonai

Anticiklonų atsiradimas ir vystimasis glaudžiai susiję su ciklonų evoliucija. Tai vieningas procesas, vykstantis frontinėje zonoje, kurio metu viename rajone susidaro oro masės trūkumas ir formuojasi ciklonas, o kitame - atsiranda oro masės perteklius ir formuojasi anticiklonas. Išskiriamos šios anticiklono stadijos: šalto ir judraus, aukšto, blokuojančio ir nykstančio anticiklono.

Anticiklonas atsiranda jauno ciklono šalto fronto užnugaryje (šaltoje oro masėje). Šioje stadijoje uždara anticikloninė cirkuliacija stebima tik prie žemės paviršiaus, o anticiklono judėjimo greitis panašus kaip ir jauno ciklono. Tačiau jeigu judantis jaunas ciklonas turi sudedamąją kreipiančią jį ašigalio kryptimi, tai anticiklonas krypsta žemųjų platumų link (dažniausiai priešakinėje ciklono dalyje oro srautai nukreipti šiaurės, o anticiklone - pietų link). Toliau vystydamasis anticiklonas pamažu apima visą troposferą ir anticiklonas pereina į antrą savo vystymosi stadiją - tampa **aukštu** anticiklonu.

Skirtingai nei ciklonuose, anticiklonams būdingi žemyneigiai srautai. Vystantis anticiklonui galingi oro sluoksniai lėtai nusėda, dėl ko jie adiabatiskai išsyla, formuojasi temperatūros inversijos. Šioje stadijoje anticiklonas tampa mažai judriu, anticikloninė cirkuliacija stabdo vakarinę oro pernašą. Toks maksimalaus išsivystymo anticiklonas vadinamas **blokuojančiu**.

Vėliau, dėl oro sluoksnių adiabtinio nusėdimo, temperatūra anticiklone auga, jo slėgis mažėja. Anticiklono gyvavimo laikas 5 - 7 paros.

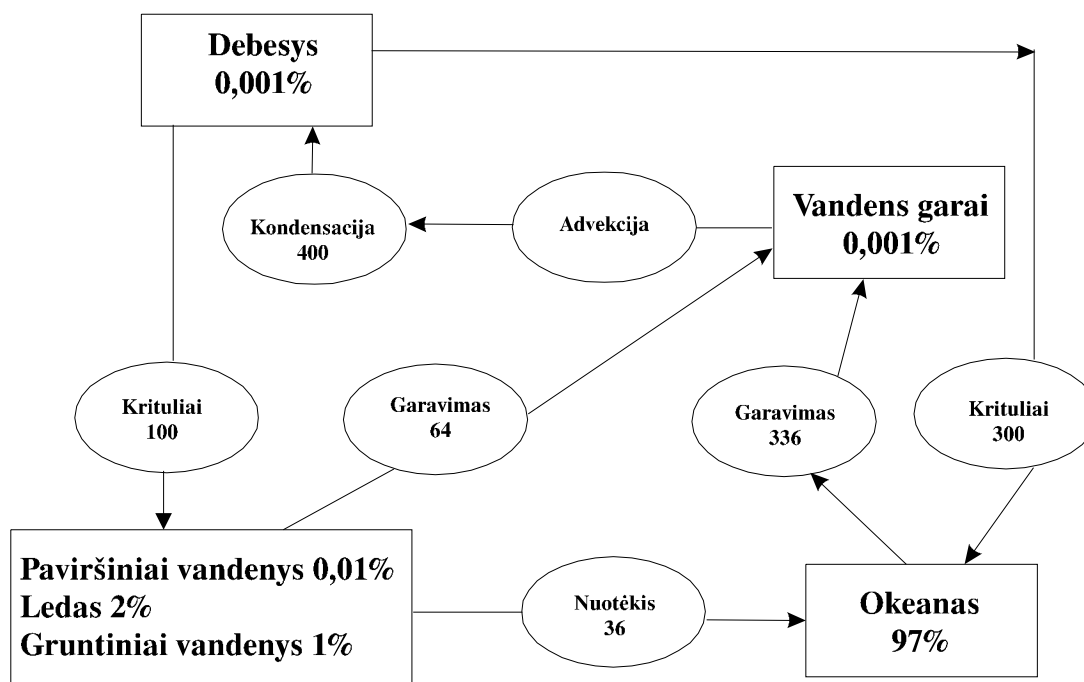
Dėl oro sluoksnių nusėdimo anticiklone, oras tolsta nuo prisotinimo būklės, todėl anticiklonams būdingi mažai debesuoti ir sausi orai. Tik apatiniuose sluoksniuose šaltu paros ir metų laiku gali susidaryti rūkas bei sluoksniniai debesys susiję su apatinių oro sluoksnių atvėsimu ir jų pernaša. Taip pat anticiklonams būdingi banguotieji debesys susidarantys poinversiniame sluoksnyje.

Bariniai gradientai bei vėjai centrinėje anticiklono dalyje yra nedideli, todėl prie žemės paviršiaus dažni štiliai. Tačiau anticiklono periferijoje vėjo greitis gali pasiekti gana dideles reikšmes.

7. Vanduo atmosferoje

Garavimas. Dalinio vandens garų slėgio ir santykinės oro drėgmės paros eiga. Kondensacija. Debesys. Debesų mikrostruktūra ir vandenینگumas. Tarptautinė debesų klasifikacija. Debesų genetiniai tipai ir debesodaros procesai. Debesuotumo paros ir metinė eiga. Saulės spindėjimo trukmė. Rūkana, rūkas, migla. Krituliai. Kritulių formavimasis. Priežeminiai hidrometeorai. Kritulių charakteristikos. Kritulių paros eiga. Sniego danga. Pūgos.

Vandens apytakos ratas sudarytas iš keturių pagrindinių dalių: vandens garavimo nuo sausumos bei vandens paviršiaus, jo kondensacijos atmosferoje, kritulių ir nuotėkio (7.1 pav.).



7.1 pav. Vandens apykaitos rato stadijos (stačiakampiai) ir procesai (apskritimai). Skaičiai (procentais) rodo vandens kiekį esantį kiekvienoje stadijoje. Procesų greitis pateiktas 10^{15} kg/metus (Garvei, 1982).

Nuotėkis yra išsamiai analizuojamas įvairiuose hidrologijos kursuose, o likusios vandens apykaitos rato sudėtinės dalys trumpai aptariamoms šiame “Meteorologijos pagrindų” skyriuje.

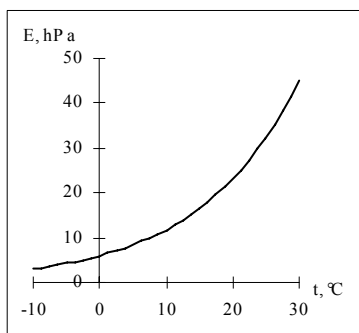
Garavimas

Garavimas - vandens perėjimas iš skysto į dujinį būvį. Vandens garai patenka į atmosferą dėl garavimo nuo vandens ir dirvos paviršiaus, o taip pat dėl transpiracijos. **Transpiracija** - fiziologinis procesas susijęs su vandens garinimu iš augalų. Garavimas nuo paklotinio paviršiaus kartu su transpiracija vadinamas **suminiu garavimu**.

Garavimo proceso esmė - atskirų vandens molekulių atsiplėšimas nuo vandens arba drėgnos dirvos paviršiaus ir jų perėjimas į orą. Ore jos sklinda dėl pačių molekulių judėjimo arba dėl molekulių judėjimo kartu su oru. Pirmu atveju tai - **molekulinė difuzija**. Antruoju atveju judėjimas daug intensyvesnis, jis vyksta dėl oro turbulencijos ir yra vadinamas **turbulentine difuzija**.

Kartu su molekulių atsiplėšimu nuo paviršiaus vyksta ir atvirkštinis procesas t.y. jų perėjimas iš oro į vandenį ir dirvą. Kada pasiekiamas pusiausvyros (prisotinimo) lygis t.y. kai sugrįžtančių į vandenį ar dirvos paviršių molekulių skaičius tampa lygus atitrūkstančių molekulių skaičiui,

oras laikomas prisotintu. Vandens garų slėgis tuo metu vadinamas **prisotinto oro vandens garų slėgiu**. Prisotinto oro vandens garų slėgis didėja augant oro temperatūrai (7.2 pav.).



7.2 pav. Prisotinto oro vandens garų slėgio priklausomybė nuo oro temperatūros

Garavimo greitis yra išreiškiamas vandens sluoksniu (mm) išgaravusiu per laiko vienetą nuo nagrinėjamo paviršiaus. *Jis proporcingas prisotinto oro garų slėgio ir esamo garų slėgio ore skirtumui ($E_s - e$) (Daltono dėsnis).*

Kuo mažesnis šis skirtumas, tuo silpnesnis garavimas, t.y. tuo mažiau vandens garų patenka į orą per laiko vienetą. Jeigu oro temperatūra mažesnė nei garinamo paviršiaus temperatūra, tai garavimas tęsiasi ir tada kai oras yra prisotintas.

Garavimas yra atvirkščiai proporcingas atmosferos slėgiui (p) ir priklauso nuo vėjo greičio (v). Vėjas stiprina oro turbulenciją, vandens garai yra nunešami nuo garinamo paviršiaus ir todėl išlieka vandens garų deficitas ore. Taigi:

$$V = k \frac{E_s - e}{p} f(v), \quad (7.1)$$

kur k - proporcingumo koeficientas.

Vandens garų slėgio ir santykinės oro drėgmės paros eiga

Vidutinėse platumose dalinio vandens garų slėgio paros svyravimo amplitudė gana maža - pavasarį ir vasarą 2-3 mb, rudenį ir žiemą 1-2 mb. Virš vandens paviršiaus vandens garų slėgio paros eiga paprastai sutampa su oro temperatūros eiga - temperatūros maksimumas sutampa su vandens garų slėgio maksimumu ir atvirkščiai. Kontinento gilumoje vandens garų slėgis paros eigoje dažniausiai turi du minimumus ir du maksimumus. Pirmas minimumas sutampa su oro temperatūros minimumu. Po to vandens garų slėgis greitai auga iki 9 val. ryto, vėliau vėl pradeda mažėti ir 15 val. stebimas antrasis minimumas. Popiečio valandomis vandens garų slėgis auga (iki 21 - 22 val.), tuo metu išryškėja antrasis maksimumas. Po to vandens garų slėgis mažėja iki pat ryto. Tokios paros eigos pagrindinė priežastis - konvekcijos vystymasis virš sausumos dienos metu. Popiečio valandomis konvekcija ypač stipri, todėl vandens garais prisotintas oras nuo žemės paviršiaus juda aukštyn, o iš aukštesnių sluoksnių atnešamas sausesnis oras. Pavakare konvekcija susilpnėja, bet garavimas vis dar yra gan stiprus, todėl vandens garų slėgis vėl pradeda augti. Nakties valandomis garavimas nuo paviršiaus stipriai sumažėja, o vandens garai vasarą dažnai kondensuojasi: iškrinta rasa.

Dalinio vandens garų slėgio metinė eiga sutampa su temperatūros metine eiga. Metinė oro garų slėgio amplitudė tuo didesnė, kuo didesnė metinė temperatūros amplitudė. Tai reiškia, kad kontinentinio klimato atveju ji didesnė nei jūrinio klimato sąlygomis.

Santykinio oro drėgnumo paros eiga ($f = (e \times 100 \%) / E$) priklauso nuo vandens garų slėgio e ir prisotinto oro vandens garų slėgio E paros eigos, o pastaroji nuo oro temperatūros eigos. Jei e paros eigoje kinta nelabai stipriai, tai daug ryškesnė prisotinto oro vandens garų slėgio paros eiga. Tokiu būdu, santykinio oro drėgnumo paros eiga yra priešinga oro temperatūros eigai. Temperatūrai krentant santykinė drėgmė auga ir atvirkščiai. Todėl santykinio oro drėgnumo maksimumas sutampa temperatūros minimumu, o minimumas su maksimumu. Giedromis dienomis svyravimai yra žymiai didesni nei debesuotomis. Virš jūros santykinio oro drėgnumo pokyčiai nedideli, nes maža ir temperatūros svyravimo amplitudė.

Didėjant aukščiui vandens garų slėgis mažėja, taip pat mažėja absoliuti oro drėgmė, kadangi oro slėgis ir tankis taipogi krinta su aukščiu. Tačiau reikia pastebėti, kad procentinė vandens garų dalis lyginant su pastoviomis dujomis taipogi mažėja. Tai rodo, kad vandens garų slėgis ir tankis su aukščiu

mažėja stipriau nei bendras oro slėgis ir tankis. Tą sąlygoja tai, kad vandens garų šaltinis yra Žemės paviršius, nuo kurio garai iš lėto kyla aukšty, o tam tikrame aukštyje dėl temperatūros sumažėjimo didelė vandens garų dalis kondensuojasi ir iškrenta kritulių pavidalu. Tokiu būdu pusė viso vandens garų kiekio atmosferoje tenka apatiniam 1,5 km, o 99% - troposferai.

Santykinė drėgmė su aukščiu kinta mažiau dėsningai, nors vidutiniškai santykinis oro drėgnumas mažėja didėjant aukščiui. Lygiuose, kuriuose vyksta debesodaros procesai ji aišku išauga, o inversiniuose sluoksniuose dėl temperatūros kilimo su aukščiu ji ypač sumažėja.

Kondensacija

Kondensacija - vandens perėjimas iš dujinio į skystą būvį. Kondensacijos metu atmosferoje susiformuoja labai smulkūs lašeliai, kurių diametras keletas mikrometrų (μm). Stambesnės vandens dalelės susidaro dėl lašelių tarpusavio susiliejimo arba dėl ledo kristalų tirpimo.

Kondensacija prasideda kai oras tampa prisotintas, o tai dažniausiai yra susiję su temperatūros pažemėjimu. Kai žemėjant oro temperatūrai pasiekiamas rasos taškas, oras tampa prisotintas ir prasideda kondensacija. Temperatūrai toliau krintant, vandens garų perteklius viršijantis kiekį, reikalingą prisotinimui, pereina į skystą būvį. Kadangi neprisotintas oras kildamas į viršų atvėsta vidutiniškai $0,98\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$, tai dažnai jau kelių šimtų metrų aukštyje prasideda kondensacijos procesai.

Sublimacija - vandens garų perėjimas į kietą būvį. Ji vyksta, kai temperatūra žemesnė nei $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Pastaba. Fizikoje ir chemijoje sublimacija turi priešingą reikšmę - kietos medžiagos garavimą.

Lašai kondensacijos metu formuojasi tik ant **kondensacijos branduolių**. Jei lašas susiformuoja be branduolio, kaip molekulių kompleksas, jis yra nepastovus ir molekulės vėl išsisklaido. Kondensacijos branduoliai dėl savo higroskopiskumo padidina besiformuojančio lašo pastovumą. Jei ore nebūtų kondensacijos branduolių, tai kondensacija nevyktų net labai persotintame ore. Pagrindiniai kondensacijos branduoliai yra jūros druskos, patenkančios į orą nuo vandens paviršiaus, organinio įrimo ir degimo produktai. Pastarieji ypač didelę reikšmę vaidina pramoniniuose centruose.

Pagal dydį kondensacijos branduoliai skirstomi:

1. **Aitkeno branduoliai** ($r < 0,1\text{ }\mu\text{m}$) kondensacijos procesuose atmosferoje praktiškai nedalyvauja;
2. **Debesų kondensacijos branduoliai** ($0,1 < r < 1,0\text{ }\mu\text{m}$) yra pagrindiniai kondensacijos branduoliai atmosferoje;
3. **Gigantiškųjų branduolių** ($1,0 < r < 3,5\text{ }\mu\text{m}$) ore yra nedaug, aplink juos formuojasi stambūs lašai debesyse.

1 cm^3 oro prie žemės paviršiaus yra iki kelių dešimčių tūkstančių kondensacijos branduolių. 3-4 km aukštyje yra vos keli šimtai kondensacijos branduolių 1 cm^3 . Sublimacijos metu kristalai formuojasi ant sušalusio ledo kristalėlių ir yra vadinami **ledo branduoliais**.

Debesys

Atmosferoje kondensacijos dėka atsiranda kondensacijos produktų (lašelių ir kristalų) sanaupos. Jos yra vadinamos **debesimis**. 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 neiškrenta, o ilgą laiką būna pakibusioje būsenoje. Jei santykinis drėgnumas ore, kuriame yra debesys, ilgą laiką mažėja tai debesys išgaruoja. Esant tam palankioms sąlygoms debesų elementai stambėja ir tampa pakankamai sunkūs, kad iškristų iš debesies kaip krituliai. Vieni debesys egzistuoja labai trumpą laiką, kiti nors ir išlieka ilgiau, bet yra dinaminėje būsenoje, t.y. vieni debesų elementai išgaruoja, kiti kondensuojasi. Kai oro garai kondensuojasi prie pat žemės paviršiaus formuojasi rūkas. Principinio skirtumo tarp debesų ir rūko nėra.

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 (-10°C ir žemesnei) temperatūrai. Tuomet lašai būna **peršaldyti** (vandenį galima atšaldyti žemiau 0°C ir jis neužšals, jeigu jame nėra dalelių, kurios galėtų būti kristalizacijos branduoliais).

2. **Mišrūs debesys** sudaryti iš peršaldytų lašelių ir ledo kristalų mišinio. Dažniausiai jie formuojasi kai oro temperatūra -10 - -40°C .

3. **Ledo (kristaliniai) debesys** sudaryti tik iš ledo kristalų. Tokie debesys vyrauja kai oro temperatūra žemesnė nei -30°C .

Šiltuoju metų laiku vandens debesys dažniausiai formuojasi apatiniuose atmosferos sluoksniuose, mišrūs - viduriniuose, ledo - viršutiniuose. Šaltuoju metų laiku kai oro temperatūra žema, mišrūs ir ledo debesys gali susidaryti ir prie pat žemės paviršiaus.

Lašų spindulys debesyse kinta plačiame intervale: nuo dešimtųjų dalių iki šimtų mikrometrų. Vidutinėse platumose dažniausiai debesyse sutinkami lašai kurių spindulys nuo 3 iki 20 μm . Tirpstant kristalams bei lašams susilieję, gali formotis lašai, kurių spindulys 100-200 μm . Krentant tokio dydžio lašams iš debesų stebima dulksna arba lietus. Kartais lietaus lašų dydis gali siekti ir kelių milimetrų dydį (t.y. tūkstančius μm). Debesyse lašelių skaičius kinta nuo kelių šimtų žemutinėje iki keliasdešimties lašelių 1 cm^3 viršutinėje troposferoje.

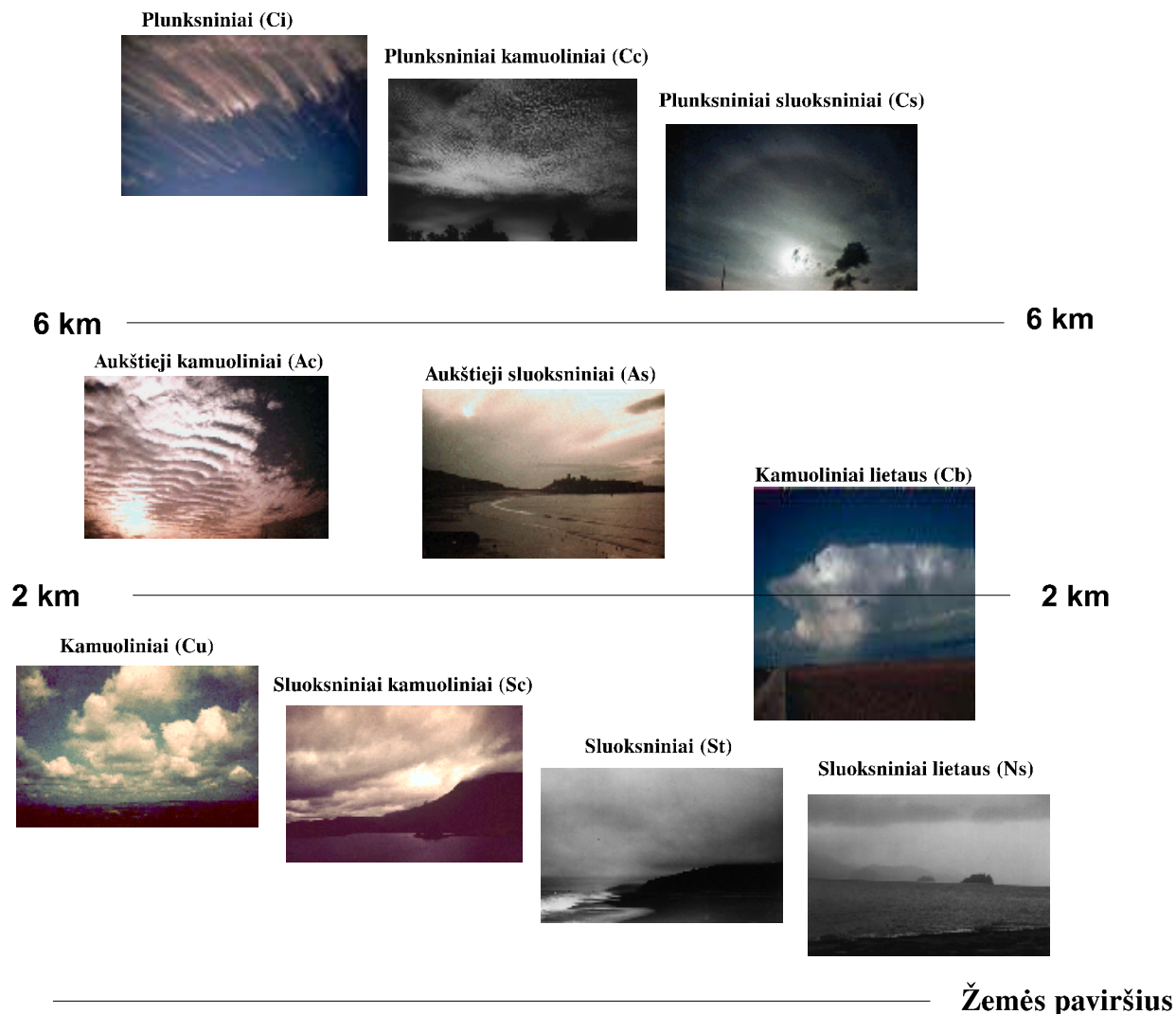
Vandens lašelių ir kristalų masė tūrio vienetu vadinama **debesies vandeningumu**. Nors vandens lašelių ar kristalų skaičius yra didelis, tačiau jų masė yra labai maža. Todėl 1 m^3 vandens debesies yra nuo 0,1 iki 0,3 g skysto vandens. Tik kamuoliniuose debesyse vandeningumas didesnis ir kinta nuo 0,7 iki 1,8, kartais pasiekdamas ir 5 g/m^3 . Kristaliniuose debesyse šie skaičiai dar mažesni ir sudaro vos šimtasias gramo dalis. Kadangi kondensuojasi ne visi vandens garai, o tik jų dalis, tai debesų vandeningumas yra mažesnis nei absoliutus oro drėgnumas.

Tarptautinė debesų klasifikacija

Troposfera pasižymi didele debesų formų įvairove, bet šiuolaikinėje tarptautinėje debesų klasifikacijoje yra išskiriama dešimt pagrindinių formų pagal išorinį vaizdą:

- I. Plunksniniai - **Cirrus (Ci)**;
- II. Plunksniniai kamuoliniai - **Cirrocumulus (Cc)**;
- III. Plunksniniai sluoksniniai - **Cirrostratus (Cs)**;
- IV. Aukštieji kamuoliniai - **Alto cumulus (Ac)**;
- V. Aukštieji sluoksniniai - **Altostratus (As)**;
- VI. Sluoksniniai lietaus - **Nimbostratus (Ns)**;
- VII. Sluoksniniai kamuoliniai - **Stratocumulus (Sc)**;
- VIII. Sluoksniniai - **Stratus (St)**;
- IX. Kamuoliniai - **Cumulus (Cu)**;
- X. Lietaus kamuoliniai - **Cumulonimbus (Cb)**.

Visų šių formų debesys yra sutinkami jiems būdingame aukštyje (7.3 pav.). Yra išskiriami trys aukštai. Viršutinio aukšto debesų pagrindas vidutinėse platumose yra 6-13 km; vidutinio - 2-7 km; žemutinio aukšto iki 2 km aukščio. Plunksniniai, plunksniniai kamuoliniai ir plunksniniai sluoksniniai debesys priklauso viršutiniam aukštui; aukštieji kamuoliniai ir aukštieji sluoksniniai - vidutiniam, sluoksniniai, sluoksniniai kamuoliniai ir sluoksniniai lietaus - apatiniam aukštui. Aukštutiniai sluoksniniai debesys dažnai patenka į viršutinį aukštą, o sluoksniniai lietaus į aukščiau esančius aukštus. Kamuolinių ir lietaus kamuolinių debesų pagrindas beveik visada yra žemutiniame aukšte, bet jų viršūnės dažnai prasiskverbia į vidutinį, o lietaus kamuolinių viršūnės net ir į viršutinį aukštą. Todėl šie debesys vadinami **vertikalios raidos**, o taip pat **konvekciniiais debesimis**.



7.3 pav. Debesų tipai ir aukštis, kuriame jie formuojasi vidutinėse platumose

Pastaba. Kai kurie mokslininkai neišskiria plunksninių kamuolinių debesų priskirdami juos prie plunksninių, plunksninių sluoksninių ar aukštųjų kamuolinių debesų.

Viršutiniame aukšte yra mažai sulaikantys saulės šviesą, iš ledo kristalėlių sudaryti debesys. Vidurinio aukšto debesys sudaryti iš peršaldytų vandens lašelių arba snaigių ir yra tankesni nei viršutinio. Iš aukštųjų sluoksninių debesų gali iškristi krituliai arba sniegas, nors vasarą tokie krituliai dažniausiai išgaruoja ore. Apatinio aukšto debesys sudaryti iš smulkučių vandens lašelių, snaigių, yra pilki arba tamsūs. Iš jų iškrenta reti ir negausūs krituliai, o iš sluoksninių lietaus debesų - ištisinis lietus arba sniegas. Kamuoliniai lietaus debesys priklausantys vertikalios raidos debesims sukelia gausias liūtis, krušą, perkūniją (4 priedas).

Debesų genetiniai tipai ir debesodaros procesai

Debesų struktūros ir išorinio vaizdo nevienodumas yra aiškinamas jų formavimosi sąlygų skirtumais. Todėl juos galima suskirstyti į keletą genetinių tipų. Visų pirma išskiriami vidumasiniai ir frontiniai debesys: pirmieji susiję su procesais vykstančiais vienos oro masės viduje, antrieji formuojasi procesų susijusių su frontų judėjimu metu, t. y. ties skirtingų oro masių riba. Pagal debesodaros pobūdį debesys skirstomi į kamuolinius, banguotuosius ir sluoksninius.

Kamuoliniai debesys



Nepastoviose oro masėse (šaltose, o vasara virš sausumos taip pat ir vietinėse) debesodara susijusi su stipria konvekcija esant nepastoviai stratifikacijai. Dėl adiabatisko oro atšalimo, aukštyneigiuose srautuose formuojasi konvekcijos debesys. Vidutiniškai debesodaros metu šių srautų greitis yra apie 3-6 m/s, bet atskirais atvejais jis gali siekti iki 20 m/s.

Debesodaros proceso ypatumai apsprendžia ir išorinį debesų vaizdą, kuris leidžia juos pavadinti kamuoliniais. Toliau besivystydami **kamuoliniai debresys (Cu)** gali virsti **lietaus kamuoliniais debesimis (Cb)**. Šį pasikeitimą lemia ledo kristalų susidarymas viršutinėje debesies dalyje, kitaip tariant - debesų apledėjimas. Tuo metu viršutinė debesies dalis įgauna pluoštinę struktūrą. Apledėjimas yra kritulių kritimo iš lietaus kamuolinių debesų priežastis, tuo tarpu iš kamuolinių debesų lietus praktiškai neiškrinta.

Stiprios konvekcijos formavimuisi labai svarbu, kad oro masė iki tam tikro aukščio būtų nepastoviai stratifikuota, t.y., kad vertikalūs temperatūros gradientai iki kondensacijos lygio būtų didesni nei sausaadiabatiniai, o virš kondensacijos lygio didesni nei drėgnaadiabatiniai. Kondensacijos lygio aukštį galima apytiksliai apskaičiuoti, žinant oro temperatūrą ir oro drėgnumą prie žemės paviršiaus:

$$z_k = 122 (t_0 - \tau_0), \quad (7.2)$$

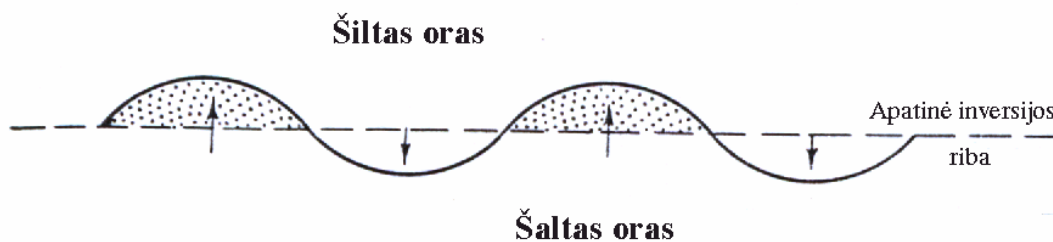
kur z_k - kondensacijos lygis, t_0 - oro temperatūra prie žemės paviršiaus, τ_0 - rasos taškas. Sluoksniai su temperatūros inversija arba su mažais temperatūros gradientais stabdo konvekcijos vystymąsi. Kai debesų viršūnė pasiekia tokius sluoksnius, debesodaros procesas sustoja.

Šaltoje oro masėje judančioje virš šilto paklotinio paviršiaus konvekcija vystosi ir virš sausumos ir virš vandens. Vasarą virš sausumos ji vystosi ir vietinėse oro masėse. Tada debesuotumas turi aiškiai išreikštą paros eigą: maksimumas popiečio valandomis, nes tuo metu konvekcija intensyviausia.

Banguotieji debesys



Pastoviose oro masėse (šiltose, o žiemą virš sausumos ir vietinėse) pagrindinis debesodaros procesas - tai gan silpna vandens garų pernaša kartu su oru nuo paklotinio paviršiaus į viršų ir su tuo susijęs jo adiabinis atvėsimas. Inversijos sluoksniai, būdingi tokioms oro masėms, riboja šį kilimą. Poinversiniame sluoksnyje vyksta vandens garų kaupimasis ir jų radiacinis atvėsimas. Todėl debesys formuojasi poinversiniame sluoksnyje. Pagal formą tai **sluoksniniai debesys (St)**. Kito proceso metu apatinio aukšto debesys juda iš žemo slėgio sričių į aukšto slėgio sritis kur atsiduria poinversiniame sluoksnyje ir tada susidaro **sluoksniniai kamuoliniai debesys (Sc)**.



7.4 pav. Banguotųjų debesų formavimasis (Gorodeckij, Gurilnik, Larin, 1991)

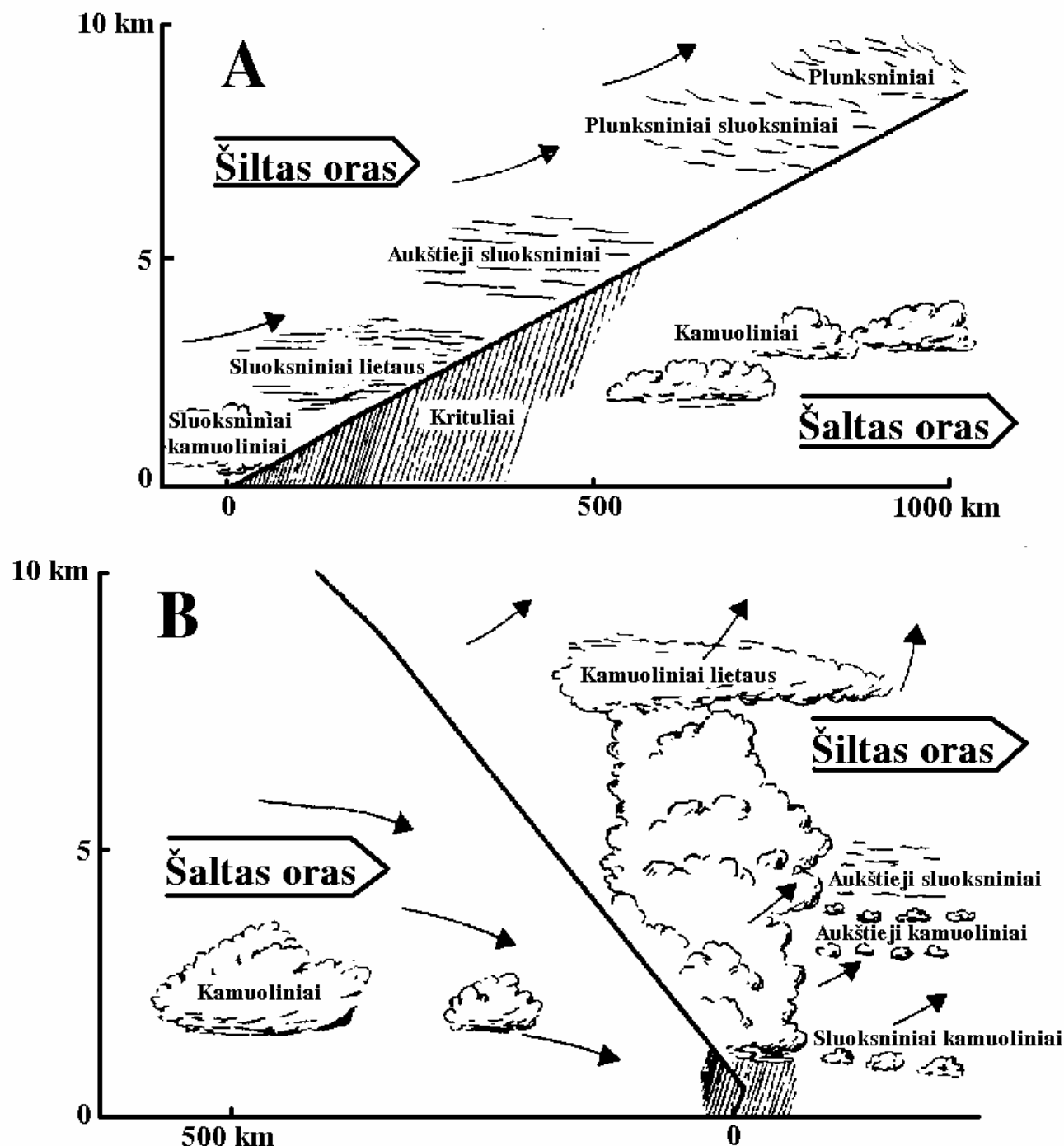
Abiejų šių procesų metu susiformavę debesys yra labai ištįsę horizontalia kryptimi ir turi banguotą struktūrą, todėl ir yra vadinami banguotaisiais (7.4 pav.). Tokią struktūrą apsprendžia tai, kad inversijos sluoksnyje ir į abi puses nuo jo ribos susidaro bangos, kurias nulemia vėjo greičio ir oro tankio skirtumai inversiniame ir poinversiniame sluoksniuose. Gūbriuose oras pakyla į viršų, slėniuose nusileidžia. Tada debesų danga gali suskilti į atskiras dalis kas yra būdinga sluoksniinių kamuolinių debesų išoriniam vaizdui. Kai inversija susiformuoja vidurinėje troposferoje susidaro **aukštieji kamuoliniai (Ac)**, o viršutinėje troposferoje **plunksniniai kamuoliniai (Cc)** debesys. Banguotieji debesys ypač būdingi nakčiai ar šaltajam metų laikui.

3. Sluoksniniai debesys



Su frontų judėjimu yra susiję tvarkingo stambiamastelinio aukštyneigio judėjimo debesys. Jie sudaro milžiniškas debesų sistemas ištįsusias pagal fronto liniją tūkstančius kilometrų ir kurių plotis šimtai kilometrų. Didžiojoje sistemos dalyje susidaro galingi debesų sluoksniai, todėl šis genetinis debesų tipas vadinamas sluoksniniais debesimis (*negalima maišyti sluoksniinių debesų pagal formą ir genetinį tipą*).

Kadangi fronto paviršius labai lėkštas, tai šilto oro judėjimas daugiausia vyksta horizontalia kryptimi su nedidele vertikalia sudedamąja, kuri sudaro keletą centimetrų ar centimetro dalių per sekundę. Lėtas šilto oro kilimas yra adiabatiškojo vėsimosi bei garų kondensacijos priežastis, ko pasekoje formuojasi galinga sluoksninė debesų sistema. Tvarkingo aukštyneigio judėjimo debesų sistema ypač aiškiai išreikšta šiltame fronte (7.5A pav.). Pačią didžiausią sistemos dalį arti frontinės linijos sudaro **sluoksniniai lietaus (Ns)** debesys, kurių storis keletas kilometrų. Toliau nuo fronto linijos debesys tampa **aukštaisiais sluoksniniais (As)**, dar toliau - **plunksniniais sluoksniniais (Cs)**, prieš kuriuos stebima **plunksniinių (Ci)** debesų, nutolusių nuo fronto linijos per daugelį šimtų kilometrų, virtinė (tai šilto fronto pranašas). Krituliai iš aukštųjų sluoksniinių debesų nepasiekia žemės paviršiaus (bent jau vasarą), bet iš lietaus sluoksniinių debesų iškrenta ištisiniai krituliai. tokių kritulių zona sudaro juostą, kurios plotis 200-300 km.



7.5 pav. Šiltas (A) ir šaltas (B) frontai (vertikalus pjūvis) (Garvei, 1982).

Ateinant šaltam frontui, susidaro panaši tik daug siauresnė debesų sistema su priekinėje dalyje besiformuojančiais **lietaus kamuoliniais (Cb)** debesimis iš kurių krenta liūtiniai lietūs, kadangi šiuo atveju šiltas oras kyla daug greičiau nei šilto fronto judėjimo metu (7.5B pav.).

Kai ciklone šaltasis frontas judėdamas greičiau už šiltą jį paveja ir abu frontai susilieja susidaro **okliuzijos** frontas. Okliuzijos frontuose oro judėjimas sudėtingesnis, bet ir ten formuojasi gan panaši debesų sistema.

Frontinis debesuotumas beveik neturi paros eigos. Netropinėse platumose vyrauja frontiniai debesys, tropinėse - konvekciniai.

Debesuotumo paros ir metinė eiga

Debesuotumas - debesų kiekis matomame dangaus skliaute, matuojamas balais. Kai debesys pilnai uždengia dangaus skliautą - debesuotumas 10 balų, kai dangus yra giedras - 0 balų. Paprastai debesuotumas yra stebėtojo nustatomas vizualiai, tačiau egzistuoja ir tam skirti prietaisai. Yra išskiriamas bendras ir apatinis debesuotumas (pastaruoju atveju vertinami tik apatiniame aukštyje priskirtų debesų kiekis). Tai gan svarbu, nes viršutinių aukštų debesys silpniau užstoja saulės šviesą ir yra mažiau svarbūs praktikoje (pavyzdžiui aviacijoje).

Debesuotumo paros eiga yra labai sudėtinga ir priklauso nuo debesų formos. Sluoksniniai (St) ir sluoksniniai kamuoliniai (Sc) debesys, kurie susiję su naktiniu oro atvėsimu ir palyginus silpna vandens garų turbulencine pernaša į viršų maksimalią reikšmę pasiekia naktį ir rytą. Kamuoliniai (Cu, Cb) debesys susiję su atmosferos stratifikacijos nepastovumu ir stipria konvekcija, dažniausiai atsiranda dienos metu ir išnyksta artėjant nakčiai. Debesys, kurie susiformuoja frontinėse zonose, neturi aiškios paros eigos. Dėl to vidutinėse platumose vasarą išskiriami du temperatūros maksimumai: rytą ir kiek ryškesnis po pietų. Žiemą, kai konvekcija yra daug silpnesnė, vyrauja rytinis maksimumas kuris gali būti vienintelis.

Debesuotumo metinė eiga skirtingose platumose yra nevienoda. Europoje maksimumas žiemą, kai intensyviausia cikloninė veikla su savo frontiniu debesuotumu, o minimumas pavasarį ir vasarą, kai vyrauja konvekcijos debesys.

Saulės spindėjimo trukmė

Saulės spindėjimo trukmė vadinamas laikas, kurio metu tiesioginiai saulės spinduliai apšviečia žemės paviršių. Saulės spindėjimo trukmė priklauso nuo dienos ilgio, kurį nulemia geografinė platumas ir metų laikas, o taip pat nuo debesuotumo, kuris nepraleidžia tiesioginės saulės radiacijos. Trukmę galima išreikšti arba valandomis, arba procentais nuo dienos ilgio t.y. ilgiausios galimos spindėjimo trukmės. Pastaruoju atveju aiškiai galima matyti kiek debesuotumas mažina saulės spindėjimo trukmę. Vidutinėse Šiaurės pusrutulio platumose metinė saulės spindėjimo trukmės eiga pasiekia maksimumą liepą ir rugpjūtį, minimumą - gruodį. Kaune vidutinė Saulės spindėjimo trukmė kinta nuo 10% gruodžio mėnesį iki 50% birželį. Dideliuose miestuose oro užterštumas mažina saulės spindėjimo trukmę iki 20% ir daugiau lyginant su aplinkiniais rajonais.

Rūkana, rūkas, migla

Oras, kai jame yra daug priemaišų ir labai smulkių kondensacijos produktų, būna drumstas. Priemaišos išsklaido ateinančią šviesą ir mažina matomumą. Jei oro drumstumas nedidelis (matomumas nuo 1 iki 10 km) jis vadinamas **rūkana**. Kai kondensacijos produktai yra stambūs bei esant dideliai jų koncentracijai prie žemės paviršiaus, matomumas gali tapti mažesnis nei 1 km. Tada tai jau ne rūkana, o **rūkas**. **Rūkas** - kondensacijos produktų (lašų, kristalų) sankaupa prie žemės paviršiaus ir su tuo susijęs stiprus oro drumstumas, kai matomumas mažesnis nei 1 km. Esant labai stipriam rūkui matomumas gali sumažėti iki kelių metrų.

Kai temperatūra teigiama rūkas susideda iš lašelių, o kai temperatūra ne žemesnė nei -10°C , taip pat ir iš peršaldytų lašelių. Tik kai temperatūra žemesnė nei -10°C , kartu su lašeliais atsiranda kristalai. Prie ypač žemų temperatūrų rūkas pilnai susideda iš kristalų, tačiau pasitaiko atvejų, kai net esant temperatūrai -30°C stebimi mišrūs lašelių-kristalų rūkai.

Rūkai susiformuoja dėl dviejų pagrindinių priežasčių: atvėsimo ir garavimo. Vėstantis oras tampa prisotintas ir vandens garai atmosferoje pradeda kondensuotis. Antraeilę reikšmę turi oro drėgnumo padidėjimas dėl garavimo nuo šilto paklotinio paviršiaus į šaltą orą.

Oro vėsimas prie žemės paviršiaus vyksta dvejopai: oras gali judėti nuo šiltesnio paklotinio paviršiaus ant šaltesnio ir dėl to vėsti, o vandens garai kondensuotis (**advekinis rūkas**) arba pažemio oras gali atšalti, o garai kondensuotis vykstant radiaciniam paklotinio paviršiaus vėsimui (**radiacinis rūkas**). Oras gali vėsti ir dėl abiejų šių priežasčių iš karto, o tuo metu formuojasi **advekiniai-radiaciniai rūkai**.

Vasarą advekciniai rūkai dažnesni virš jūros (nes oras virš jūros šaltesnis nei virš sausumos), žiemą virš sausumos. Advekciniai rūkai pasiekia kelių šimtų metrų aukštį. Radiaciniai rūkai būna dviejų tipų: **pažemio** ir **aukštieji**. Pažemio rūkai susidaro tik virš sausumos giedromis ir ramiomis (stiprus vėjas didina turbulenciją ir išsklaido rūką) naktimis. Jie susiję su naktiniu paklotinio paviršiaus atvėsimu. Pažemio rūko aukštis siekia tik kelias dešimtis metrų. Pažemio rūkų pasiskirstymas lokalus, jie dažnai susiformuoja į dubose, arti pelkių, miško aikštelėse ir t.t. Aukštieji rūkai formuojasi šaltuoju metų laiku pastoviuose anticiklonuose (pastovi stratifikacija). Dėl nuolatinio oro vėsimo prie žemės paviršiaus apatiniuose anticiklono sluoksniuose ir turbulencinio vandens garų pernešimo į viršų, poinversiniame sluoksnyje formuojasi sluoksniniai debesys, kurių apatinė riba gali pasiekti žemės paviršių. Tokiu atveju susidaro aukštasis radiacinis rūkas. Toks rūkas gali apimti didelius rajonus ir išlikti savaitėmis.

Garavimo rūkai dažniausiai formuojasi rudenį arba žiemą virš šilto vandens paviršiaus. Tai gali vykti ir vasarą, kai nakties metu į žemesnes vietas virš vandens telkinių suteka šaltesnis oras. Garavimo rūkas gali susiformuoti ir vakare po lietaus, esant intensyviai garavimui nuo dirvos bei orui greitai vėstant.

Jei stiprų oro drumstumą sukelia ne kondensacijos produktai, o kietos dalelės, tai jis yra vadinamas **migla**. Migla dažna eroduotų dirvų rajonuose, audros metu dykumose, netoli miško gaisraviečių bei pramoniniuose rajonuose. Priešingai nei rūko atveju, miglos metu oro drėgnumas gali būti nedidelis. Industriniuose rajonuose gan dažnas reiškinys - **smogas**. **Smogas** - stiprus rūkas susimaišęs su dujinėmis ir kietomis antropogeninės kilmės dalelėmis. Smogas dažniausiai stebimas esant pastoviai atmosferos stratifikacijai bei pučiant labai silpnam vėjui (arba tykos metu). Smogas didina žmonių, ypač sergančių širdies bei kvėpavimo takų ligomis, mirtingumą.

Krituliai

Krituliai - skystos ar kietos būsenos vanduo krintantis iš debesų arba nusėdantis iš oro ant paklotinio paviršiaus. Krituliai iš debesų krinta tada kai lašai ar kristalai yra pakankamai stambūs ir negali išlikti pakibusiame būvyje. Dažniausiai pasitaikantys krituliai: lietus ir sniegas.

Iš tvarkingo aukštyneigio judėjimo (frontinių) debesų (Ns, As) krinta **ištisinis lietus**. Tai ilgalaikis (trunkantis dešimtimis valandų) vidutinio intensyvumo lietus, iškrentantis iš karto didelėje teritorijoje ir gan tolygiai pasiskirstęs erdvinio požiūriu. Vidutinėse platumose vyrauja būtent tokio pobūdžio lietus. Iš konvekcinių debesų (Cb) krenta intensyvus, bet trumpalaikis lietus vadinamas **liūtiniu lietumi**. Tai lietus iškrentantis iš pavienių debesų ar siaurų debesų juostų virš nedidelių plotų ir dažnai lydimas perkūnijos. Pastoviai stratifikuotose šiltose arba vietinėse oro masėse iš St ir Sc debesų iškrenta krituliai sudaryti iš labai smulkių vandens lašelių (dulksna) arba ledo kristalų (sniego grūdai). Toks lietus būna ilgalaikis, bet neintensyvus. Pagal formą krituliai skirstomi:

Lietus - skysti krituliai, kurių lašelių dydis 0,5 - 6 mm;

Dulksna - skysti krituliai, sudaryti iš lašelių, kurių dydis 0,05 - 0,5 mm, bei pasižymintys mažu kritimo greičiu;

Sniegas - kieti krituliai susidarantys iš ledo kristalų (snaigių). Snaigių formos labai įvairios. Dažniausiai pasitaiko žvaigždės su šešiais spinduliais formos snaigės. Snaigių diametras gali būti labai įvairus.

Kai oro temperatūra artima 0, gali kristi šlapias sniegas (**šlapdriba**) arba sniegas kartu su lietumi. Iš Ns ir Cb debesų, esant neigiamoms temperatūroms, gali kristi **sniego ar ledo kruopos** (sniego gabalėliai, kurių diametras didesnis nei 1 mm). Iš St debesų žiemą krenta **sniego grūdai**, kurių diametras mažesnis nei 1 mm. Žiemą, esant ypač žemoms temperatūroms, iš apatinio ir vidurinio aukšto debesų gali kristi **ledo adatos**. Tai šiašiakampės prizmės formos kristalai. Kai ypač dideli šalčiai, ledo adatos gali susidaryti ir prie žemės paviršiaus. Krentantys ledo kristalai iš pradžių patenkantys į sluoksnį, kur temperatūra yra teigiama ir kur jie ištirpsta, o po to vėl į neigiamos temperatūros sluoksnį (įmanoma tik egzistuojant pakiliajai inversijai) kur jie vėl sušala ir tampa panašūs į 1-3 mm dydžio ledo kamuolėlius vadinami **ledo lietumi**. Vasarą, kai oras ypač karštas, iš Cb

debesų kartais krenta **kruša**. Kruša tai netaisyklingos formos ledo gabaliukų pavidalo krituliai, kurių dydis daugiau nei keli mm. Kartais ledo gabaliukų masė gali viršyti 300 g. Kruša krenta iš Cb debesų audros metu kartu su liūtiniais lietumi. Krušai formuoti būtina ypač stipri konvekcija ir didelis debesų vandeningumas, todėl kruša pasitaiko tik vasarą kai aukštos temperatūros prie žemės paviršiaus.

Kritulių formavimasis.

Krituliai krenta tuo atveju jei nors dalis debesies elementų dėl vieno ar kitų priežasčių stambėja. Kai debesies elementai tampa tiek sunkūs, kad oro pasipriešinimas ir aukštyneigiai oro srautai nesugeba išlaikyti juos pakibusioje būsenoje jie krenta iš debesų kritulių pavidalu.

Kondensacijos metu apie branduolį susiformuoja tik labai maži vandens lašeliai. Tolesnis jų stambėjimas vyksta ne kondensacijos, o susiliejimo būdu. Jei lašeliai turi skirtingus elektrinius krūvius, tai juos traukia vieną prie kito. Didelę reikšmę turi lašelių dydis, nes nevienodo dydžio lašeliai krinta skirtingu greičiu ir todėl dažniau susiduria. Susidūrimų skaičiaus didėjimui labai svarbus turbulencijos stiprumas. Tokiu būdu sustambėjus lašeliams, iškrenta dulksna ar mažo intensyvumo lietus.

Kad iškristų ištisinis ar liūtinis lietus būtina, jog debesys būtų mišrūs, t.y. sudaryti iš paprastų ir peršaldytų vandens lašelių bei kristalų. Tokie yra As, Ns, Cb debesys. Juose vandens garai kondensuojasi ant ledo kristalų paviršiaus, ko pasekoje jie stambėja ir pradeda kristi iš viršutinės debesies dalies. Krisdami jie susiduria su peršaldytais vandens lašeliais, kurie prišala prie kristalų ir todėl pastarieji dar išauga. Jeigu lašeliams krentant dar žemiau temperatūra tampa teigiama, ledo kristalai gali ištirpti. Susidariusių lašų dydžiai ir kritimo greitis nevienodas, todėl susidūrdami jie dar pastambėja (vyksta koaguliacija). **Koaguliacija** - tai debesų lašelių stambėjimas, dėl jų tarpusavio susidūrimo ir susiliejimo. Jei iki pat žemės paviršiaus oro temperatūra yra neigiama, iškrinta sniegas arba sniego kruopos.

Priežeminiai hidrometeorai

Be vandens garų kondensacijos atmosferoje, galima jų kondensacija ir ant paklotinio paviršiaus. Vandens garai kondensuojasi drėgnam orui susilietus su šaltu paviršiumi. Tokie kondensacijos produktai yra vadinami **priežeminiais hidrometeorais**. Jie skirstomi į skystus ir kietus. Skystiems priskiriami rasa ir skystas apnašas, kietiems - šarma, šerkšnas ir kietas apnašas. Be to atskirai išskiriamas plikledis ir lijundra.

Dažniausiai pasitaikantis hidrometeoras - **rasa**. **Rasa** - smulkūs kondensacijos produktai, susiformuojantys vakare ar naktį šiltuoju metų laiku kondensacijos ant žemės paviršiaus metu. Rasos susiformavimo priežastis - dirvos paviršiaus ir augalų radiacinis atvėsimas iki rasos taško. Būtina rasos susidarymo sąlyga - giedras ir ramus oras, kurio metu radiacinis dirvos paviršiaus ir augalų atvėsimas ypač didelis.

Skystas apnašas - vandens plėvelė susidaranti ant vertikalių paviršių apsiniaukusiu ir vėjuotu oru. Jis susidaro ant šaltų paviršių (sienų, tvorų, augalų ir t.t.) vykstant šilto ir drėgno oro advekcijai. Liesdamasis su jais oras atvėsta, o garai kondensuojasi.

Šarma - tai įvairios formos, kelių mm dydžio ledo kristalai, susidarantys ant horizontalių paviršių tokiomis pat sąlygomis kaip ir rasa, tik esant neigiamai paklotinio paviršiaus temperatūrai (vyksta sublimacija).

Kietas apnašas formuojasi ant vertikalių paviršių tokiomis pat sąlygomis kaip ir skystas, bet esant neigiamoms paviršių temperatūroms. Kietas apnašas dažniausiai turi mažyčių kristalų pavidalą, bet gali susiformuoti ir kaip plono skaidraus ledo sluoksnis.

Šerkšnas - balti purūs kristalai susidarantys ant medžio šakų, laidų ir kitų plonų daiktų. Jis formuojasi didelių šalčių metu esant rūkui. Vandens garų sublimacija bei peršaldytų lašelių prišalimas liečiantis su daiktais, sudaro sąlygas tolimesniam ledo kristalų augimui. Šerkšnas yra siūliškos formos.

Lijundra - tai tankus ledas susiformavęs ant žemės paviršiaus ar įvairių daiktų dėl peršaldyto lietaus, dulksnos ar rūko lašelių prišalimo. Plikledis susidaro kai oro temperatūra 0 - -15 °C. Prišalusio

ledo sluoksnis gali siekti kelis centimetrus ir sukelti medžio šakų lūžinėjimą, elektros laidų trūkinėjimą ir t.t.

Plikledis - tai ledo sluoksnis ant žemės paviršiaus susidaręs po atodbrėkio ar lietaus dėl tolesnio oro atvėsimo bei šlapio sniego, lietaus arba dulksnos prišalimas prie stipriai atšalusio paviršiaus.

Kritulių charakteristikos

Kritulių kiekis iškritęs vienoje ar kitoje vietoje per tam tikrą laiko tarpą yra apibūdinamas iškritusio vandens sluoksnio storio (milimetrais). Kieti krituliai irgi yra išreiškiami vandens sluoksnio storio, kuris susiformuotų sniegui ištirpus. Vietovės klimatui charakterizuoti yra skaičiuojamos **daugiametės vidutinės kritulių sumos** kiekvieną mėnesį ar vidutiniškai per metus. Papildomai prie minėtų rodiklių, yra skaičiuojamas **dienų su krituliais skaičius** per mėnesį (diena su krituliais laikoma ta, kai kritulių kiekis viršija 0,1 mm) ir per metus, mėnesinė ir metinė **kritulių trukmė** (valandomis), **kritulių intensyvumas** (t.y. jų kiekis mm per laiko vienetą) ir daugelis kitų rodiklių.

Kritulių kiekis pats savaime nenusako paklotinio paviršiaus drėkinimo sąlygų. Tam reikalingas ne tik kritulių kiekio (R), bet ir maksimaliai įmanomo išgaravimo nuo paklotinio paviršiaus dydžio (E_i) įvertinimas. Šių parametų santykis vadinamas **drėkinimo koeficientu**:

$$k_d = \frac{R}{E_i} \times 100\%. \quad (7.3)$$

Šis koeficientas rodo, kiek iškrentantys krituliai kompensuoja drėgmės nuostolius atsirandančius dėl garavimo. Jei kritulių kiekis didesnis nei garavimas, drėgmės kiekis dirvoje didėja ir tada laikoma, kad drėkinimas perteklinis, jei kritulių mažiau - drėkinimas nepakankamas ir dirva netenka drėgmės.

Kritulių paros eiga

Kritulių paros eiga labai sudėtinga ir net nagrinėjant daugiamečius vidurkius yra labai sunku nustatyti tam tikrus dėsningumus. Sausumoje yra išskiriami du pagrindiniai kritulių paros eigos tipai - **kontinentinis** ir **priekrantinis**, kurie savo ruožtu nėra vieninteliai.

Kontinentiniame tipe pagrindinis kritulių maksimumas esti po pusiaudienio, o silpnas antrinis - anksti ryte ir atitinka ankščiau minėtą debesuotumo eigą. Vasarą pagrindinis maksimumas, dėl stipresnės konvekcijos, išreikštas aiškiau.

Priekrantiniame tipe kritulių paros eiga turi vienintelį maksimumą naktį ir rytą, o minimumą popiečio valandomis. Tą sąlygoja tai, kad šaltesniam orui judant nuo jūros į sausumą, popiečio valandomis, santykinis drėgnumas ore mažėja ir debesų vystymasis silpnėja.

Sniego danga. Pūgos.

Kai oro temperatūra pastoviai neigiama, sniegas, iškritęs ant žemės paviršiaus, lieka gulėti ir susidaro **sniego danga**. Sniego dangos slūgsojimo trukmė priklauso nuo platumos ir ilgėja didėjant jai. Sniego tirpimui lemiamą reikšmę turi šilto oro, kurio temperatūra aukštesnė už $0\text{ }^{\circ}\text{C}$, advekcija. Tiesoginės saulės radiacijos įtaka sniego tirpimui, turi antraeilę reikšmę dėl didelio sniego albedas. Todėl užterštas sniegas miestuose (jo albedas žymiai mažesnis) tirpsta greičiau, nei už miesto ribų. Sniego dangoje yra daug oro, todėl jo tankis nėra labai didelis ir paprastai kinta $0,02\text{--}0,2\text{ g/cm}^3$ ribose. Toks purus sniegas pasižymi ypač mažu šiluminiu laidumu. Žiemos sezonui artėjant į pabaigą, sniego tankumas didėja ir jo reikšmė gali siekti $0,3\text{--}0,4\text{ g/cm}^3$.

Sniego linija - riba kalnuose, aukščiau kurios sniego danga išlieka visus metus. Sniego linijos aukštis priklauso nuo oro temperatūros ir iškrentančių kietų kritulių kiekio. Kuo žemesnė oro temperatūra ir didesnis kietų kritulių kiekis, tuo žemiau sniego linija.

Pūga - vadinamas toks atmosferos reiškiny, kurio metu vėjas perneša sniegą. Yra išskiriamos pažemio ir sudėtingoji pūga. **Pažemio** pūgos metu sniegas yra vėjo pakeliamas nuo sniego dangos paviršiaus. Jeigu sniego pernešimas apsiriboja pačiu apatiniu atmosferos sluoksniu (nuo kelių iki

keliadešimt centimetrų virš sniego dangos paviršiaus) jis yra vadinamas - **priežemio** pūga. **Sudėtingosios** pūgos metu vyksta sniego kritimas ir sunku atskirti krentantį ir pakeliamą sniegą. Pūgos perskirsto sniego dangą horizontalia kryptimi, formuoja sniego pusnis prie kliučių, užneša kelius ir t.t. Pažemio pūgai, be vėjo greičio, svarbu ir sniego dangos paviršiaus stovis. Jei sniego danga drėgna ir susigulėjusi arba sniego paviršius apledėjęs, net pučiant labai stipriam vėjui sniegas nėra pakeliamas.

8. Atmosferos cirkuliacija

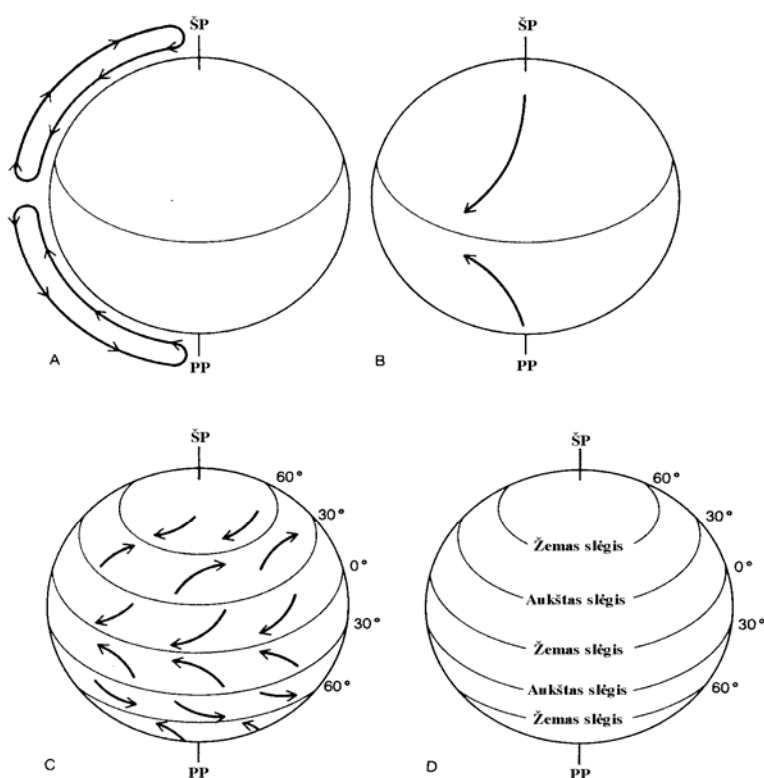
Bendroji atmosferos cirkuliacija. Atmosferos cirkuliacija netropinėse platumose. Pasatai. Musonai. Oro sraujymės. Vietiniai vėjai..

Bendroji atmosferos cirkuliacija

Bendraja atmosferos cirkuliacija vadinama stambiamastelinių oro srautų visuma virš Žemės paviršiaus. Šie srautai atsiranda dėl radiacinio ir šilumos balanso nevienalytiškumo skirtingose platumose, o taip pat jūroje ir sausumoje. Bendroji atmosferos cirkuliacija tampa dar labiau sudėtinga dėl Koriolio ir trinties jėgos poveikio.

Bendrosios atmosferos cirkuliacijos bruožus tam tikru laiko momentu galima nustatyti pagal sinoptinius žemėlapius, o lyginant kelis, vieną po kito einančius žemėlapius, pastebėti labai sudėtingą ir nuolat kintantį oro srautų pobūdį. Tačiau nustačius vidutinius daugiamečius dydžius mes pamatytume gan aiškią schemą, kurioje išryškėtų rajonai su pastoviomis kasmet besikartojančiomis cirkuliacinėmis savybėmis.

Jeigu laikysime, kad Žemės paviršius vienalytis, o ji pati nesisuka apie savo ašį, tai temperatūros ir slėgio pasiskirstymas apatinėje troposferoje turėtų zoninį pobūdį: temperatūra tolygiai žemės nuo ekvatoriaus link ašigalio, o slėgis augs ta pačia kryptimi. Viršutinėje troposferoje ir žemutinėje stratosferoje nuo 4-5 iki 20 km aukščio slėgio pasiskirstymas bus atvirkščias, nei prie žemės paviršiaus ir horizontalus slėgio gradientas bus nukreiptas nuo ekvatoriaus link poliaus (8.1 A pav.). Ir vienu ir kitu atveju oras judėtų horizontalaus barinio gradiento mažėjimo kryptimi.



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

Dėl Žemės sukimosi apie savo ašį, judantį orą pradeda veikti Koriolio jėga. Koriolio jėga Šiaurės pusrutulyje kreipia judantį orą į dešinę, o pietų - į kairę (8.1 B pav.). Šiuo atveju laisvojoje atmosferoje oro srautai judėtų lygiagrečiai izobaroms. Šiaurės pusrutulyje pūstų R, o pietų pusrutulyje V krypties vėjas.

Jei žemės paviršius būtų vienalytis (trinties jėga tolygi), tai trinties sluoksnyje vėjas nukryptų nuo horizontalaus barinio gradiento krypties mažesniu nei 90° kampu. Šiaurės pusrutulyje pūstų ŠR, o pietų - PR vėjas.

Realioje atmosferoje bendrosios cirkuliacijos pobūdis yra kitoks. Kiekviename pusrutulyje išryškėja trys zonos su joms būdinga vyraujančia vėjo kryptimi (8.1 C pav.). Trinties sluoksnyje susiformavusios pastovios oro srautų konvergencijos ir divergencijos zonos perauga į žemo ir aukšto slėgio juostas juosiančias beveik visą Žemės rutulį ties 60° , 30° ir 0° platumu (8.1 D pav.).

Atmosferos cirkuliacija netropinėse platumose

Poliariniuose rajonuose atmosferos cirkuliacijos pobūdį lemia aukšto slėgio zona virš ašigalių ir žemo slėgio juosta ties 65° platumu. Horizontalus barinis gradientas čia nukreiptas pagal dienovidinius nuo polių. Trinties sluoksnyje vėjas Šiaurės pusrutulyje nukrypsta nuo barinio gradiento į dešinę. Todėl čia vyrauja ŠR krypties, o Pietų pusrutulyje - PR krypties vėjai. Gradientinis vėjas (laisvojoje atmosferoje) abiejuose pusrutuliuose nukrypsta nuo barinio gradiento 90° kampu ir pučia iš rytų.

Vidutinėse platumose atmosferos cirkuliacijos pobūdį lemia barinis gradientas nukreiptas nuo subtropinės aukšto slėgio srities į aukštesnes platumas. Šioje zonoje gradientinis 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 PV, o pietų - ŠV krypties.

Šią bendrosios atmosferos cirkuliacijos schemą vidutinėse platumose daug sudėtingesne daro intensyvi cikloninė veikla. Šiaurės pusrutulyje, pagal rytinius žemynų krantus besiformuojantys ciklonai (o jų užnugaryje ir anticiklonai), dažniausiai juda pagal bendros oro pernašos kryptį į rytus, bet judėdami ciklonai nukrypsta į šiaurę ir ties 60 - 65° laipsniais sudaro žemo slėgio zoną. Anticiklonai judėdami nukrypsta į žemasias platumas ir suformuoja subtropinę aukšto slėgio sritį.

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 meridianine kryptimi.

Pasatai

Tropinėse platumose atmosferos cirkuliacijos pobūdį lemia tai, kad horizontalus barinis gradientas nukreiptas nuo subtropinės aukšto slėgio srities į ekvatorinę žemo slėgio sritį. Gradientinis vėjas pučia iš rytų, o netoli Žemės paviršiaus, dėl trinties jėgos poveikio, oro srautai nukrypsta nuo izobarų tam tikru kampu ir todėl šiaurės pusrutulyje vėjas pučia iš ŠR, o pietiniame pusrutulyje - iš PR. Šių vėjų visuma vadinama **pasatais** - tropiniais rytų vėjais. Pasatai neapima viso Žemės rutulio, nes subtropinė aukšto slėgio sritis suskyla į keletą anticiklonų ištįsusių platumine kryptimi. Pasatai - pastovūs vėjai, beveik nekeičiantys savo krypties metų bėgyje. Vidutinis pasatų greitis prie žemės paviršiaus 5 - 6 m/s. Pasatai ypač gerai išreikšti virš okeanų.

El Ninjo. El Ninjo siejasi su šilta vandenyno srove karts nuo karto pasirodanti Ramiajame vandenyne palei Ekvadoro ir Peru krantus. Ši šiltoji srovė sustabdo šalto nitratais prisotinto vandens apvelingą. Todėl nukenčia ekonomiškai svarbių žuvų populiacijų mitybinė bazė. El Ninjo reiškinys paprastai stebimas metų gale per Kalėdas (iš to kilęs reiškinio pavadinimas El Ninjo (isp. kūdikėlis). Dažniausiai El Ninjo yra trumpalaikis ir silpnas reiškinys, tačiau kartais jo mastai labai išauga ir jis trunka keletą mėnesių. To pasekoje pietrytinėje Ramiojo vandenyno dalyje gali kilti įvairios gamtinės ir ekologinės katastrofos.

El Ninjo siejasi su *pietiniaisiais svyravimais*, t.y. atmosferos slėgio pasikeitimais Ramiojo vandenynyno rytinėje ir vakarinėje tropinės juostos dalyse. Paprastai šiaurinėje Australijos dalyje ir Indonezijoje atmosferos slėgis jūros lygyje yra mažesnis nei pietrytinėje Ramiojo vandenyno dalyje. Todėl pasatai pučia iš rytų į vakarus, o oro srautai verčia šiltą paviršiaus vandenį judėti vakarų link. Tropinėje Pietų Amerikos pakrantėje šaltas priedugnio vanduo kyla į viršų pakeisdamas šiltus pasatų nupūstus paviršinius vandenį.

Pirmas El Ninjo reiškinių požymis yra atmosferos slėgio kritimas pietrytinėje bei kilimas vakarinėje Ramiojo vandenyno dalyje. Toks slėgio pokytis įtakoja ir vyraujančios vėjo krypties pasikeitimą į priešingą. Vakariniai vėjai pradeda nešti šiltą paviršinį vandenį rytų link. Kai šilto paviršinio vandens srovė pasiekia Pietų Amerikos krantus ji nukrypsta pietų kryptimi palei Perū ir Ekvadoro kranto liniją.

El Ninjo metu atneštas šiltas drėgme prisotintas ekvatorinis oras kildamas Andų vakariniais šlaitais adiabiatiškai atvėsta, todėl iškrenta labai didelis kritulių kiekis. Pativinsta kalnų upės, formuojasi nuošliaužos. Šiauresniems rajonams būdingų audrų trajektorijos nukrypsta šimtus kilometrų pietų link, todėl ties Perū ir Ekvadoro pakrante pučia stiprūs didelė griaujamąja jėga pasižymintys vėjai. Nutrūkus pakrantės apvelingui katastrofišku greičiu nyksta kai kurios jūrų gyvūnijos ir augmenijos rūšys. Tuo tarpu Australijoje, Indonezijoje ir Pietų Afrikoje, drėgnam vandenynų orui pradėjus judėti į priešingą pusę, nusistovi sausi ir karšti orai. Sausrų metu ypač nukenčia žemės ūkis: žūsta pasėliai, nukenčia gyvulių bandos.

Pastaruoju metu klimatologai bando susieti El Ninjo reiškinių su klimato svyravimais visame pasaulyje.

Musonai

Musonai - stambiamasteliniai pastovūs oro srautai, susidarantys gan dideliuose Žemės plotuose ir du kartus per metus keičiantys kryptį į priešingą. Kiekviena musoninė sritis turi vasaros ir žiemos musonus, kurių metu vyraujanti oro judėjimo kryptis yra priešinga viena kitai. Vėjo režimo pastovumas yra pažeidžiamas pereinamaisiais sezonais (pavasari ir rudenį), kai vyksta musonų kaita.

Musoninė cirkuliacija keičia kryptį į priešingą, kai vyraujanti horizontalaus barinio gradiento kryptis staigiai pasikeičia dėl tarpsezoniinio atmosferos slėgio pasiskirstymo pasikeitimo. Todėl musonai būdingi tam regionui kur vieno sezono metu vyrauja vienokia, o kito - priešinga barinė sistema. Tačiau ten, kur vieno sezono metu ciklonai ir anticiklonai dažnai keičia vienas kitą, musoninės cirkuliacijos nėra. Musonai yra skirstomi į **tropinius** ir **netropinius**.

Tropiniai musonai susidaro dėl ekvatorinės žemo slėgio srities pasislinkimo į aukštesnes platumas šiaurės pusrutulyje vasaros metu ir šios srities pasislinkimo link ekvatoriaus ar net perėjimo į pietų pusrutulį žiemą. Kartu pasislenka ir subtropinė aukšto slėgio sritis. Dėl to kai kuriose ekvatorinėse srityse vyksta staigi vėjo krypties kaita. Ypač stipriai musoninė cirkuliacija pasireiškia ten kur dideli temperatūros ir slėgio gradientai. Žiemą ŠR musono kryptis sutampa su pasatų ir juos sustiprina, vasarą atvirkščiai - PV musonas visiškai sugriauna pasatinę cirkuliaciją.

Netropiniai musonai daugiausiai susiję su tuo, kad virš kai kurių kontinentų žiemą išsilaiko pastovi aukšto, o vasarą - žemo slėgio sritis. Dėl to oro cirkuliacijos kryptis staigiai keičiasi. Ypač tai gerai pastebima rytinėse žemynų pakrantėse, kadangi žiemą dėl anticikloninės cirkuliacijos vėjai pakrantėse nukreipti nuo sausumos į vandenyną, o vasarą virš sausumos sustiprėjus cikloninei cirkuliacijai - nuo vandenyno į sausumą.

Oro sraujymės

Jei horizontalaus temperatūros gradiento kryptis sutampa su horizontalaus barinio gradiento kryptimi, tai pastarasis su aukščiu auga, o kartu auga ir vėjo greitis. Frontinėse zonose, kur horizontalus temperatūros gradientas tarp šiltos ir šaltos oro masės yra ypač didelis, barinis gradientas labai stipriai didėja kylant į viršų, o vėjo greitis tam tikrame aukštyje pasiekia labai dideles reikšmes.

Aiškiai išreikšto fronto atveju, virš jo - viršutinėje troposferoje ir apatinėje stratosferoje - stebimas lygiagretus frontui oro judėjimas, kuriame vėjo greitis pasiekia 150 - 300 km/h ir kuris yra vadinamas **oro sraujymėmis**. Sraujymių ilgis panašus į fronto ir gali siekti kelis tūkstančius kilometrų. Maksimalus vėjo greitis, arti tropopauzės, gali viršyti 350 km/h. Kadangi stratosferoje horizontalus temperatūros gradientas tampa priešingu prieš tai buvusiam, barinis gradientas mažėja su aukščiu, terminis vėjas tampa priešingu vėjo kryptiai, todėl vėjo greitis mažėja.

Paprastai pagrindiniai atmosferos frontai driekiasi platumine kryptimi, o šaltas oras vyrauja aukštesnėse platumose (terminis gradientas nukreiptas į šiaurę). Todėl oras sraujymėse dažniausiai juda iš vakarų į rytus.

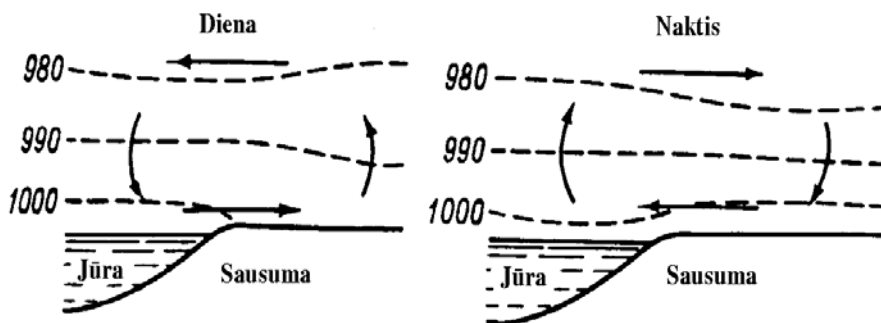
Vietiniai vėjai

Rajonuose, turinčiuose charakteringus orografijos, termikos ir vietinės cirkuliacijos ypatumus stebimi vietiniai vėjai. Juos sukeliančios priežastys yra labai įvairios. Terminiams vėjams yra priskiriami brizai, kalnų slėnių ir ledynų vėjai. Labiausiai paplitę orografiniai vėjai - bora ir fenas. Dėl tam tikrų vietinės cirkuliacijos ypatumų susidaro trombai, sausvėjai ir kt.

Terminiai vėjai

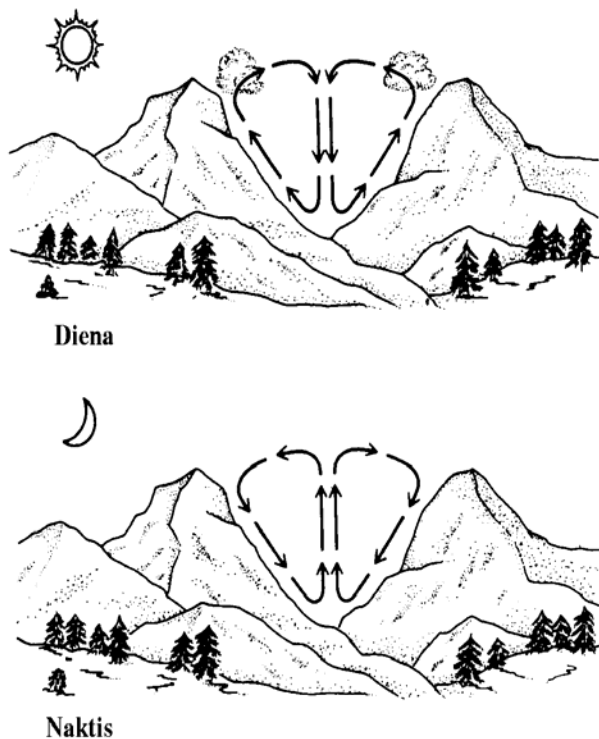
Terminiai vėjai geriausiai išreikšti tais atvejais kai bendra oro pernaša silpna (pvz. vidinėse anticiklono dalyse). Tais atvejais kai oro pernaša stipri, terminiai vėjai yra užgožiami.

Brizai susidaro prie jūrų ar kitų didelių vandens telkinių krantų ir turi gerai išreikštą vėjo krypties paros kaitą (8.2 pav.). Dieną vėjas pučia nuo jūros į sausumą - **jūros brizas**, naktį nuo sausumos į jūrą - **kranto brizas**. Viso to priežastis - temperatūrų tarp jūros ir sausumos skirtumas, dėl kurio atsiranda uždara terminė oro cirkuliacija. Dieną priežeminis oro sluoksnis virš sausumos išyla labiau nei virš jūros, todėl izobariniai paviršiai virš sausumos šiek tiek pakyla. Todėl tam tikrame aukštyje susidaro barinis gradientas nukreiptas iš sausumos į jūrą. Vėjas pradeda pūsti pagal barinio gradiento kryptį, o kadangi vėjas yra lokalus bei trumpalaikis Koriolio jėga nespėja išlyginti barinio gradiento poveikį. Oro nuotėkis virš sausumos tam tikrame aukštyje mažina slėgį prie Žemės paviršiaus ir didina virš jūros. Todėl apatiniai izobariniai paviršiai turi atvirkštinį polinkį ir susiformuoja barinis gradientas nukreiptas nuo jūros į sausumą, pagal kurį ir pučia jūros brizas. Naktį sausuma atvėsta labiau nei jūra, todėl susiformuoja kranto brizas. Vidutinis vėjo greitis brizo metu 3-5 m/s. Brizai apima 1-2 km vertikalų oro sluoksnį. Dienos brizo metu šis sluoksnis storesnis nei naktį.



8.2 pav. Brizų schema (Chromov, Petrosianc, 1994).

Kalnų slėnių vėjai taip pat turi gerai išreikštą paros eigą. Jų susidarymo priežastis: skirtingas oro įšilimas prie kalnų šlaitų paviršiaus ir tame pat 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. Yra išskiriami du kalnų slėnių cirkuliacijos tipai: **šlaitų vėjai** (8.3 pav.) ir **tikrieji kalnų slėnių vėjai**.



8.3 pav. Šlaitų vėjai (Moran, Morgan, 1986)

Dieną oras prie šlaito paviršiaus šiltesnis nei oras laisvojoje atmosferoje ir todėl susiformuoja horizontalus temperatūros gradientas nukreiptas nuo šlaito laisvosios atmosferos link. Šiltesnis oras prie šlaito pradeda kilti į viršų kaip konvekcijos laisvojoje atmosferoje metu. Toks oro kilimas sudaro sąlygas kamuolinių debesų formavimuisi, kurie tarytum sudaro slėnio kraštus. Naktį šlaitams atšalus sąlygos tampa priešingomis ir oras teka žemyn pagal šlaitą, o besileidžiančiam orui adiabiatiškai šylant debesys išgaruoja.

Prie šlaitų vėjų prisijungia daug didesnė oro apykaita tarp slėnio ir gretimos lygumos. Dieną oro temperatūra virš visos kalnų sistemos vidutiniškai yra aukštesnė nei lygumoje, tada analogiškai kaip ir brizo atveju slėgiuose iki pat gūbrio yra žemesnis nei virš lygumos, o dideliame aukštyje didesnis. Todėl dieną žemiau gūbrio nusistovi oro srautas nukreiptas iš lygumos į slėnį, o aukščiau - iš slėnio į lygumą. Naktį, oras šiltesnis virš lygumos, todėl vėjo kryptis tampa priešinga.

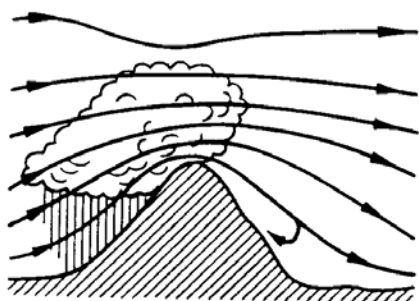
Ledynų vėjas pučia žemyn pagal ledynų judėjimo kryptį. Šie vėjai neturi paros eigos, kadangi ledynų paviršiaus temperatūra ištisą parą žemesnė nei oro. Virš ledyno susiformuoja temperatūros inversija ir šaltas oras teka žemyn. Kai kada ledynų vėjo greitis siekia 3 - 7 m/s. Vertikalia kryptimi ledynų vėjai siekia dešimtis, kartais šimtus metrų.

Orografiniai vėjai

Orografiniai vėjai ypač būdingi kalnuotoms vietovėms. Jie sustiprėja, kai susidaro tam palanki sinoptinė cirkuliacija.

Fenas - šiltas, sausas, gūsingas vėjas, pučiantis nuo kalnų į slėnį (8.4 pav.). Jis formuojasi orui judant per kalnagūbrius statmenus oro srautui. Priešvėjinėje gūbrio pusėje susidaro aukštyneigiai, pavėjinėje žemyneigiai srautai.

8.4 pav. Feno schema (Chromov, Petrosianc, 1994)



Oras kildamas šlaitu adiabiatiškai atvėsta, vandens garai oro masėje tampa sočiais, vandens garų perteklius kondensuojasi. Priešvėjiniame šlaite formuojasi kamuoliniai debesys, iškrinta krituliai. Todėl per kalnagūbrį persiverčia oro masė, kurios absoliutus drėgnumas žymiai mažesnis nei jai tik pradėjus kilti.

Oras, besileisdamas pavėjiniu šlaitu adiabiatiškai išyla, vandens garai nutolsta nuo prisotinimo būklės ir į slėnį oras masė patenka su aukštesne oro temperatūra bei mažesniu oro drėgnumu, nei proceso pradžioje oras, o meteorologinių sąlygų pasikeitimas būna greitas ir stiprus. Kuo didesnis aukštis iš kurio leidžiasi fėnas, tuo aukštesnė temperatūra ir mažesnis oro drėgnumas. Fėninis vėjas Kanadoje ir JAV vadinamas - činuku, Japonijoje - chirotu, Vidurinėje Azijoje - harmsiliu, afganu ir kt.

Bora - stiprus šaltas ir gūsingas vėjas, pučiantis nuo žemų kalnagūbrių gan šiltos jūros pusės. Bora dažniausiai susidaro šaltuoju metų laiku, kai virš šalto kontinento nusistovi aukšto slėgio, o virš šiltos jūros žemo slėgio sritys. Jei šalto oro judančio jūros pusės kelyje pasitaiko neaukštas kalnagūbrys, tai oras persiverčia per jį (dažniausiai per perėjas). Vyksta žymus oro srauto susiaurėjimas, dėl to išauga jo greitis. Dėl palyginus nedidelio perėjos aukščio besileidžiantis oras adiabiatiškai išyla nedaug, tačiau sunkio jėga dar labiau padidina jo greitį. Vėjo greitis boros metu pasiekia gan dideles reikšmes (kartais iki 60 m/s). Jo trukmė 1 - 3 paros (kartais savaitę). Panšus vėjas Prancūzijoje tarp Monpelje ir Tulono vadinamas mistraliu, Meksikos įlankoje - nortseriu, Baku - nordu.

Viesulas

Viesulas (viesulas, amerikojė "tornado") - stiprus sukūrys turintis vertikalią ašį ir pasižymintis labai dideliu sukimosi greičiu. Viesulai susidaro esant dideliame apatinio atmosferos sluoksnio (iki 2 km.) nepastovumui, priekinėje audros debesies dalyje. Piltuvo pavidalo sukūrys iš pradžių susiformuoja galingo kamuolinio debesies apačioje ir palaipsniui gali pasiekti žemės ar vandens paviršių.

Sūkurių diametras kinta nuo kelių dešimčių iki keletos šimtų metrų, o aukštis nuo kelių šimtų metrų iki keletos kilometrų. Viesule oras dažniausiai sukasi prieš laikrodžio rodyklę 50 - 100 m/s, ypatingais atvejais net 250 m/s greičiu. Pats viesulas juda kartu su debesimi 30 - 40 km/val. greičiu. Viesule oras sukasi ne tik horizontalioje plokštumoje, bet ir kyla į viršų. Todėl sūkurių viduje vyksta vandens garų kondensacija, be to į sūkurių nuo paklotinio paviršiaus patenka daug vandens lašų ir dulkių. Dėl to sūkurių įgauna tamsią spalvą (8.5 pav.). Trombo egzistavimo trukmė nuo kelių minučių iki kelių valandų, tačiau jis spėja padaryti daug nuostolių.



8.5 pav. Viesulas

Sausvėjai.

Sausvėjai susidaro esant aukštai temperatūrai ir labai žemai santykinei oro drėgmei. Sausvėjai paplitę karšto klimato zonose, kai teritorija atsiduria pietinėje ar pietvakarinėje anticiklono periferijoje, o į vakarus nuo jos yra žemo slėgio zona. Šiuo atveju labai sustiprėja R ir PR krypties vėjai. Sausvėjų metu temperatūra aukštesnė nei 25 °C, santykinė oro drėgmė žemesnė nei 30%, vėjo greitis virš 5m/s. Sausvėjas labai nepalankus meteorologinis reiškinys žemės ūkiui. Arabijoje sausvėjai vadinami samumais, Egipte - chamsiniais, Alžyre ir Tunise - sirokais.

9. Optiniai ir elektriniai reiškiniai atmosferoje

Optinių reiškinių klasifikacija. Optiniai reiškiniai atmosferoje. Matomumas. Optiniai reiškiniai debesyse. Atmosferos elektra. Atmosferos elektrinis laidumas. Debesų ir kritulių elektra. Elektriniai reiškiniai atmosferoje.

Optinių reiškinių klasifikacija

Atmosfera - tai drumsta, optiškai nevienalytė sfera. Ne tik oro molekulės, bet ir jame pakibusios skystos ir kietos dalelės (aerozoliai) išsklaido ir sugeria radiaciją. **Difrakcija** - tai elektromagnetinių bangų (tame tarpe ir šviesos) sklaidymo tiesiaeigiškumo pažeidimas, susijęs su bangų užlinkimu apeinant sutiktas kliūtis. Be to, šviesos spinduliai, praeidami atmosferą sutinka įvairaus tankio oro sluoksnius, todėl spinduliai lūžta. **Atmosferos refrakcija** - tai šviesos bangų sklaidymo atmosferoje krypties pasikeitimas dėl oro tankio kitimo su aukščiu, nulemiančio šviesos lūžio rodiklių kaitą.

Optinių reiškinių formavimasis glaudžiai susijęs su atmosferos fiziniu būviu. Remiantis optinių reiškinių atsiradimo priežastimis jie skirstomi į keturias grupes:

1. Reiškiniai susiję su šviesos išsklaidymu atmosferoje (sutemos, aušra);
2. Reiškiniai susiję su šviesos refrakcija atmosferoje (miražas);
3. Reiškiniai susiję su šviesos spindulių refrakcija ir atspindėjimu debesų lašeliuose ir kristaluose (halas, vaivorykštė);
4. Reiškiniai susiję su šviesos difrakcija debesyse ar rūke (vainikas).

Optiniai reiškiniai atmosferoje

Žydra dangaus spalva - tai oro spalva atsiradusi dėl spindulių išsklaidymo atmosferoje pobūdžio. Plonas atmosferos sluoksnis yra skaidrus, tačiau visa atmosferos storumė turi žydrą atspalvį. Kadangi molekulinis šviesos išsklaidymas vyksta atvirkščiai proporcingai bangos ilgiui ketvirtajame laipsnyje, išsklaidomos energijos maksimumas pasislenka link mėlynos spalvos. Su aukščiu mažėjant oro tankiui ir sklaidančių dalelių skaičiui dangus tampa vis tamsesnis ir 300 km aukštyje tampa juodas. Kuo daugiau ore stambių dalelių, tuo dangus balkšvesnis, nes jos atspindi, o ne išsklaido ateinančią šviesą. Todėl debesys, kurie yra sudaryti iš stambių elementų ir ant kurių krenta saulės spinduliai, atrodo balti.

Saulės šviesa, einanti nuo saulės disko pro atmosferą, dėl išsklaidymo keičia spalvą: sumažėja mėlynosios spektro pusės energija, todėl saulė atrodo geltona. Kuo ji arčiau horizonto (kuo Saulės spinduliai praeina didesnį atmosferos sluoksnį, tuo ji geltonesnė), o prie pat horizonto saulė tampa net raudona (ypač kai ore daug priemaišų). Saulės spindulių išsklaidymo praktinė reikšmė yra labai didelė, nes dėl išsklaidymo šviesu yra ne tik ten, kur patenka tiesioginiai ar atspindėję saulės spinduliai.

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.

Yra išskiriamos **astronominės** ir **pilietinės sutemos**. Pirmosios trunka tol, kol Saulė nusileidžia 18° žemiau horizonto linijos (rytą aušra prasideda tuo metu, kai Saulė užima tokią pat padėtį). Pirmoji vakaro sutemų arba paskutinė aušros dalis, kai Saulė yra ne žemiau nei 8° už horizonto linijos, vadinama pilietinėmis sutemomis. Jų pabaiga vakare sutampa su šviesos dangaus spalvos prie vakarinio horizonto išnykimu. Sutemų trukmė kinta priklausomai nuo platumos ir metų laiko. Vasarą vidutinėse platumose sutemos trunka 1,5 - 2 val. Aukštesiose platumose saulė gali visai nenusileisti arba nusileisti mažiau nei 18° žemiau horizonto linijos. Antruoju atveju vakaro sutemos susilieja su ryto aušra. Šis reiškinys vadinamas **baltosiomis naktimis**.

Sutemas dažnai lydi gan efektingas dangaus skliauto spalvos pasikeitimas saulės pusėje. Šis reiškinys, kuris prasideda prieš saulės nusileidimą ir tęsiasi jau saulei nusileidus, vadinamas **žara**. Žaros metu vyrauja purpurinė ir geltona spalva. Ji susidaro dėl šviesos išsklaidymo, kurį sukelia patys smulkiausi aerozoliai, ir dėl jos difrakcijos, susijusios su stambesnėmis atmosferos priemaišomis.

Šviesos spindulių, einančių nuo kūnų esančių už atmosferos ribų, refrakcija vadinama - **astronominė refrakcija**, o nuo daiktų esančių ant žemės paviršiaus - **Žemės refrakcija**. Žemės

refrakcijos esmė tame, kad esant normaliam oro tankio pasiskirstymui su aukščiu, visus daiktus mes matome ne savo vietoje, o šiek tiek pakylėtus kampų α , kuris vadinamas **Žemės refrakcijos kampu**. Dėl Žemės refrakcijos formuojasi įdomus optinis reiškinys - **miražas**. Miražas atsiranda dėl didelių oro tankio pasiskirstymo su aukščiu anomalijų. Miražo metu, be pačio objekto vaizdo, mes matome ir vieną ar kelis jo atspindžius ore arba vien tik jo atspindį.

Matomumas

Vieną ir tą patį objektą skirtingomis oro sąlygomis mes matome ne vienodai aiškiai. Net labai dideli objektai tampa blogai matomi dėl atmosferos drumstumo. Ši drumstumą sąlygoja šviesos išsklaidymas atmosferoje. Išsklaidymas didėja didėjant aerolių kiekiui ore. Toks atstumas, kai atmosferoje nebegalima išskirti daikto kontūrų, vadinamas **matomumu**. Ypač švariame ore, pvz. arktiniame, matomumas gali siekti šimtus kilometrų, kadangi išsklaidymas daugiausia vyksta dėl oro molekulių poveikio. Ore, kuriame daug dulkių ar kondensacijos produktų matomumas gali sumažėti iki kelių kilometrų ar net metrų.

Optiniai reiškiniai debesyse

Optiniai reiškiniai debesyse susidaro dėl šviesos atspindėjimo, lūžimo ir difrakcijos debesies lašeliuose ir kristaluose.

Viršutinio aukšto debesyse, ypač plunksniniuose-sluoksniniuose dažnai susidaro **halas**. Tai 22 ar 46° kampinio dydžio spindulio ratai (dažnai silpnai nuspalvinti vaivorykštės spalvomis) apie saulės ar mėnulio diską. Be tokių, pagrindinių halo formų, stebimos ir **pseudosaulės** - šviesos dėmės viename lygyje su saule ir nutolusios nuo jos per 22 ar 46 kampinius laipsnius. Taip pat kartais stebimi ir **Saulės stulpai** - vertikalios linijos virš Saulės disko ar po juo.

Šviesai lūžtant ledo debesų šešiabriauniuose prizmės formos kristaluose susidaro spalvoti halai, o šviesai atspindint nuo briaunų - nespaltoti. 22° kampinio dydžio halai susidaro šviesai lūžtant tarp šoninių kristalo briaunų, kai kristalų pagrindinės ašys nėra orientuotos viena kryptimi. Jei pagrindinės ašys orientuotos daugiausia vertikaliai, tai į abi puses nuo saulės disko susiformuoja pseudosaulės. 46° kampinio dydžio halai susidaro šviesai lūžtant tarp vienos iš šoninių briaunų ir prizmės pagrindo (t.y. šviesai lūžtant 90° kampu). Saulės stulpai formuojasi kai kristalų pagrindinės ašys daugiausia orientuotos horizontaliai.

Debesų, iš kurių krenta lietus ir kuriuos apšviečia Saulė, fone dažnai stebima **vaivorykštė**. Vaivorykštė - 42° kampinio dydžio lankas, nuspalvintas spektro spalvomis. Vaivorykštės lankas - apskritimo kurio centras yra tiesėje jungiančioje Saulės diską su stebėtojo akimi (vaivorykštė susidaro priešingoje nuo Saulės pusėje) lankas. Jei Saulė žemai prie horizonto, tai vaivorykštės centras irgi prie pat horizonto ir vaivorykštė sudaro pusapskritimą. Saulei kylant vaivorykštė leidžiasi žemiau horizonto. Kai saulės aukštis didesnis nei 42° vaivorykštės iš vis nesimato. Tipiškos vaivorykštės formavimuisi reikalingi pakankamai stambūs krintančio lietaus ar debesų lašai. Todėl ji dažniausiai susidaro lietaus kamuoliniuose debesyse. Vaivorykštės susidarymą galima paaiškinti Saulės spindulių lūžimu, užlinkimu ir atspindėjimu vandens lašeliuose.

Plonuose vandens debesyse, sudarytuose iš smulkių vienalyčių lašų ir uždengiančiuose šviesos šaltinį (Saulę ar mėnulį), dėl šviesos difrakcijos gali susidaryti **vainikai**. Vainikai taipogi atsiranda ir rūke apie dirbtinius šviesos šaltinius. Jų kampinis dydis 1-5° ir jis yra atvirkščiai proporcingas lašelių dydžiui debesyse, todėl pagal vainiko kampinį dydį galima nustatyti lašelių dydį.

Atmosferos elektra

Troposferoje visi debesys ir krituliai, rūkas, dulkės turi elektros krūvį. Net "švarioje" atmosferoje pastoviai egzistuoja elektros laukas, t.y. kiekvienas jos taškas turi vieną ar kitą potencialo reikšmę. Pagrindinė šio lauko charakteristika yra **atmosferos elektrinio lauko įtampa (E)** - jėga veikianti elektros krūvį atmosferoje. Kai nėra debesų ji yra nukreipta iš viršaus į apačią ir išreiškiama lauko potencialo pokyčiu ilgio vienetui (V/m). Tyrimų duomenimis vidutinė E reikšmė prie žemės paviršiaus siekia 100 - 130 V/m. Žemė turi neigiamą, o atmosfera - teigiamą krūvį. Tačiau kritulių (ypač perkūnijos), pūgų ir t.t. metu lauko įtampos kryptis ir dydis gali keistis ir

pasiekti net 1000 V/m. Didėjant aukščiui E reikšmė mažėja ir 10 km aukštyje siekia vos 5V/m. Jonosferoje E lygus 0, kadangi čia atmosferos laidumas yra pakankamas atmosferos elektrinio lauko potencialų skirtumui išlyginti.

Atmosferos elektrinis laidumas

Atmosferos elektrinį būvį nusako jos **elektrinis laidumas**, kurį sukuria ore esantys jonai. Elektrinis laidumas priklauso nuo jonų skaičiaus tūrio vienetu ir jų judrumo. Elektrinis laidumas auga didėjant aukščiui: 30 km aukštyje jis 150 kartų didesnis nei prie žemės paviršiaus. Ypač staigiai elektrinis laidumas išauga jonosferoje, į kurią prasiskverbia jonizuojantis saulės spinduliavimas. Jonosferoje elektros laidumas 10^{12} karto didesnis nei prie žemės paviršiaus. Pagrindiniai atmosferos jonizatoriai yra: 1) kosminiai spinduliai veikiantys visą atmosferos storį; 2) radioaktyvių medžiagų, esančių Žemėje bei ore, spinduliavimas; 3) ultravioletinis ir korpuskulinis saulės spinduliavimas, kurio jonizuojantis poveikis jaučiamas tik didesniame nei 50 - 60 km aukštyje. Jonosferoje yra keletas sluoksnių su padidėjusia jonų koncentracija, kurie turi didelę reikšmę radioryšiui. Aukštutinių atmosferos sluoksnių tyrimai, atlikti palydovų pagalba, parodė, kad apie Žemę yra dvi sritys turinčios didelį kiekį įelektrintų dalelių, kurių energija daug kartų viršija išorinės jonosferos dalelių energiją. Šios sritys vadinamos - **radiacinėmis Žemės juostomis**.

Debesų ir kritulių elektra

Įvairūs meteorologiniai reiškiniai - rūkai, krituliai ir kt. sukelia stiprius elektrinio lauko pasikeitimus. Debesų ir rūkų lašeliai, o taip pat ir kieti jų elementai dažniau yra įelektrinti, nei neutralūs. Rūko ir debesų smulkių lašelių elektros krūvio dydis kinta nuo dešimčių iki tūkstančių elementarių krūvių (elektrono krūvių). Lašeliai dažniausiai yra vienodo ženklo, nors apie 25% atvejų krūviai yra skirtingi.

Lietaus kamuoliniuose debesyse lašeliai daug didesni, todėl ir jų elektros krūvis irgi didesnis (siekia keliasdešimt milijonų elementarių krūvių). Kieti debesų ir kritulių elementai turi panašų ar dar stipresnį krūvį. Lietus dažniausiai įelektrintas teigiamai (apie sniego elektros krūvio ženklą vieningos nuomonės nėra).

Lietaus kamuoliniuose debesyse dažnai vieno ženklo krūviai susikaupia vienoje debesies dalyje, kito - priešingoje. Todėl atsiranda milžiniškos elektrinio lauko įtamos reikšmės debesyse arba tarp debesų ir Žemės. Dažniausiai viršutinės debesies dalies krūvis turi teigiamą ženklą, apatinės - neigiamą. Debesų ir kritulių elektrizacijos priežastys nėra pilnai aiškios.

Elektriniai reiškiniai atmosferoje

Tipiškas lietaus kamuolinių debesų vystymasis ir iš jų krentantys krituliai sąlygoja galingas elektros iškrovas debesyse bei tarp debesų ir Žemės. Tokios kibirkštinės iškrovos yra vadinamos **žaibais**, o jas lydintys garsai - **griaustiniu**. Visas procesas dažnai lydimas ir trumpalaikiu vėjo sustiprėjimu (**škvalas**) vadinamas **perkūnija**. Perkūnijos skirstomos į **vidumazines** ir **frontines**.

Vidumasinės perkūnijos susidaro šaltoms oro masėms užslenkant ant šilto paklotinio paviršiaus arba virš išilusios sausumos vasarą. Abiem atvejais perkūnijos susijusios su atmosferos nepastovumu ir galinga konvekcija.

Frontinės perkūnijos daugiausiai susijusios su šaltais frontais, kur šiltas oras yra išstumiamas aukštyje į priekį judančio šalto oro. Vasarą virš sausumos perkūnijos gali būti susijusios ir su šiltu frontu: tuo atveju šiltas kontinentinis oras kyla virš šilto fronto ir gali tapti ypač stipriai nepastoviai stratifikuotas, ko pasekoje formuojasi konvekcija virš frontinio paviršiaus.

Perkūnijų trukmė yra nedidelė: nuo kelių minučių iki keletos valandų. Žaibų skaičius siekia kelias dešimtis per minutę. Dažniausiai perkūniją lydi liūtinis lietus, kartais kruša.

Būtina perkūnijos formavimosi sąlyga: didelio elektros potencialo skirtumo atsiradimas debesyse arba tarp debesų ir žemės. Kadangi oro elektrinis laidumas yra nedidelis, tai greitai atsirandantis potencialų skirtumas nėra išlyginamas, t.y. ore neteka elektros srovė. Kada lauko įtampa pasiekia kritinę reikšmę - 25000 - 50000 V/m ir daugiau, potencialų skirtumas yra išlyginamas kibirkštinių iškrovų (žaibų) dėka.

Žaibas susideda iš keletos, kartais daugelio vienas kitą sekančių impulsų, kurie juda vienu ir tuo pačiu keliu vadinamu **žaibo kanalu**. Šis kanalas turi daug išsišakojimų, kadangi iškrovos juda mažiausios elektrinės varžos atmosferoje keliu. Kanalas yra matomas, nes oro temperatūra jame pasiekia 25000 - 30000°C. Laiko intervalai tarp atskirų impulsų yra apie 0.05 s, o pats žaibas trunka dešimtasias sekundės dalis. Pagal formą žaibai yra skirstomi į linijinius, plokščiuosius ir kamuolinius. Dažniausiai stebimi linijiniai žaibai.



a)



b)



c)

9.1 pav. Žaibai: a) ir b) linijiniai žaibai; c) plokščiausias žaibas

Greitas ir stiprus išilimas ir su tuo susijęs staigus oro išsiplėtimas kanale, sukuria sprogstamąją bangą, kuri ir sukelia garsinį efektą - griaustinį. Reiškinys, kai debesys yra apšviečiami tolimų žaibų, o griaustinio nesigirdi vadinamas **amalu**.

Kiekvieną dieną žemės rutulyje vyksta apie 1800 perkūnijų, o žaibų skaičius per sekundę siekia 100.

Kamuolinis žaibas - tai kelių dešimčių centimetrų skersmens šviečiantis kamuolys, kuris juda kartu su vėju ar oro srove. Susilietimo su daiktais ar paviršiais metu gali sprogti. Šis reiškiny retas ir sunkiai prognozuojamas, todėl ir mažai ištirtas. Manoma, kad jį sudaro nepastovūs azoto ir deguonies junginiai.

Kai atmosferoje yra gan didelis potencialų skirtumas, be kibirkštinių iškrovų stebimas ir elektros tekėjimas nuo smailių daiktų, kuris kartais yra lydimas švytėjimo. Tokios iškrovos yra vadinamos **Švento Elmo ugnimis**. Jei potencialų skirtumas ore didelis, tai prie aštrių daiktų smaigalių jis dar padidėja ir priartėja prie kritiško. Tada oras prie smaigalių tampa laidus ir vyksta žymus elektros nutekėjimas. Kai įtampa ypač didelė šis nuotėkis tampa matomas.

Prie elektros reiškinių yra priskiriama ir **šiaurės pašvaistė**. Ši reiškinį sukelia viršutinių išretintų atmosferos sluoksnių švytėjimas, kuris prasideda iš aktyvių Saulės sluoksnių ar kosmoso į atmosferą įsiveržus greitųjų elektronų ir protonų srautui. Žemės magnetinio lauko pagriepti jie juda iš vieno pusrutulio poliarinės srities į kito pusrutulio poliarinę sritį ir atgal. Jėgos linijų galuose (poliarinėse srityse) jie priartėja prie Žemės, patenka į aukštutinius atmosferos sluoksnius kur susiduria su oro molekulėmis, jas jonizuoja ir sukelia švytėjimą. Šiaurės pašvaisčių formavimasis priklauso nuo Saulės aktyvumo, geomagnetinio lauko būklės, aukštutinių atmosferos sluoksnių tankio ir sudėties. Apatinė šiaurės pašvaistės riba yra 100 km aukštyje, viršutinė 200 - 400 km, o kartais ir 1000 km aukštyje.

Priedai

1 priedas. Beaufort'o skalė

Balai	Vidutinis vėjo greitis 10 m aukštyje			Vėjo slėgimas
	m/s	km/h	mazgai	kg/m ²
0	0 - 0,2	0 - 1	0 - 1	0
1	0,3 - 1,5	1 - 5	1 - 3	0 - 0,1
2	1,6 - 3,3	6 - 11	4 - 6	0,2 - 0,6
3	3,4 - 5,4	12 - 19	7 - 10	0,7 - 1,8
4	5,5 - 7,9	20 - 28	11 - 15	1,9 - 3,9
5	8,0 - 10,7	29 - 38	16 - 21	4,0 - 7,2
6	10,8 - 13,8	39 - 49	22 - 27	7,3 - 11,9
7	13,9 - 17,1	50 - 61	28 - 33	12,0 - 18,3
8	17,2 - 20,7	62 - 74	34 - 40	18,4 - 26,8
9	20,8 - 24,4	75 - 88	41 - 47	26,9 - 37,3
10	24,5 - 28,4	89 - 102	48 - 55	37,4 - 50,5
11	28,5 - 32,6	103 - 117	56 - 63	50,6 - 66,5
12	□32,7	□118	□64	□66,6

2 priedas. Saffir'o-Simpson'o uraganų skalė

Skalė	Apibūdinimas	Vidutinis vėjo greitis		
		m/s	km/h	mazgai
1	Silpnas	32,7 - 42,6	118 - 153	64 - 82
2	Vidutinis	42,7 - 49,5	154 - 177	83 - 96
3	Stiprus	49,6 - 58,5	178 - 209	97 - 113
4	Labai stiprus	58,6 - 69,4	210 - 249	114 - 134
5	Niokiojantis	>69,5	>250	>135

3 priedas. Vėjo kryptys

Kryptis (Rumbas)	Žymėjimas	Centrinis azimutas	Azimuto intervalas
Šiaurės	Š	0° (360°)	349° - 11°
Šiaurės-šiaurės-rytų	ŠŠR	22,5°	12° - 33°
Šiaurės rytų	ŠR	45°	34° - 56°
Rytų-šiaurės-rytų	RŠR	67,5°	57° - 78°
Rytų	R	90°	79° - 101°
Rytų-pietų-rytų	RPR	112,5°	102° - 123°
Pietryčių	PR	135°	124° - 146°
Pietų-pietų-rytų	PPR	157,5°	147° - 168°
Pietų	P	180°	169° - 191°
Pietų-pietų-vakarų	PPV	202,5°	192° - 213°
Pietvakarių	PV	225°	214° - 236°
Vakarų-pietų-vakarų	VPV	247,5°	237° - 258°
Vakarų	V	270°	259° - 281°
Vakarų-šiaurės-vakarų	VŠV	292,5°	282° - 303°
Šiaurės vakarų	ŠV	315°	304° - 326°
Šiaurės-šiaurės-vakarų	ŠŠV	337,5°	327° - 348°

4 priedas. Morfologinė debesų klasifikacija

Pavadinimas	Galimos rūšys	Galimos atmainos	Apatinės debesų ribos aukštis; debesų storis	Kritulių tikimybė ir pobūdis
Viršutinio aukšto debesys				
Cirrus (Ci) <i>Plunksniniai</i>	fibratus (Ci fibr.) - pluoštiniai spissatus (Ci sp.) - tankieji uncinus (Ci unc.) - kabliškieji floccus (Ci flocc.) - dribsniškieji	vertebratus (Ci vert.) - gūbriškieji intortus (Ci int.) - padrikieji incusgenitus (Ci ing.) - priekališkieji radiatus (Ci rad.) - radialiniai	6-8 km; keli šimtai metrų	Žemės paviršiaus nepasiekia
Cirrocumulus (Cc) <i>Plunksniniai kamuoliniai</i>	floccus (Cc flocc.) - dribsniškieji stratiformis (Cc str.) - kilę iš sluoksnių lenticularis (Cc lent.) - lęšiškieji castellanus (Cc cast.) - bokštiškieji	undulatus (Cc und.) - banguotieji lacunosus (Cc lac.) - kiaurieji	6-8 km; keli šimtai metrų	Neiškrinta
Cirrostratus (Cs) <i>Plunksniniai sluoksnniniai</i>	fibratus (Cs fibr.) - pluoštiniai nebulosus (Cs neb.) - ūkanotieji	duplikatus (Cs dupl.) - dvigubieji undulatus (Cs und.) - banguotieji	6-8 km; nuo kelių šimtų metrų iki kelių kilometrų	Žemės paviršiaus nepasiekia
Vidurinio aukšto debesys				
Alto cumulus (Ac) <i>Aukštieji kamuoliniai</i>	floccus (Ac flocc.) - dribsniškieji stratiformis (Ac str.) - kilę iš sluoksnių lenticularis (Ac lent.) - lęšiškieji castellanus (Ac cast.) - bokštiškieji	translucidus (Ac tr.) - persišviečiantieji opacus (Ac op.) - nepersišviečiantieji duplikatus (Ac dupl.) - dvigubieji undulatus (Ac und.) - banguotieji radiatus (Ac rad.) - radialiniai lacunosus (Ac lac.) - kiaurieji	2-7 km; keli šimtai metrų	Neiškrinta
Altostratus (As) <i>Aukštieji sluoksnniniai</i>	—	translucidus (As tr.) - persišviečiantieji opacus (As op.) - nepersišviečiantieji duplikatus (As dupl.) - dvigubieji undulatus (As und.) - banguotieji radiatus (As rad.) - radialiniai	2-7 km; nuo kelių šimtų metrų iki kelių kilometrų	Žiemą - sniegas, vasarą krituliai Žemės paviršiaus nepasiekia

4 priedo tęsinys

Apatinio aukšto debesys				
Stratocumulus (Sc) <i>Sluoksnniniai kamuoliniai</i>	stratiformis (Sc str.) - kilę iš sluoksnių lenticularis (Sc lent.) - lęšiškieji castellanus (Sc cast.) - bokštiškieji	translucidus (Sc tr.) - persišviečiantieji opacus (Sc op.) - nepersišviečiantieji duplikatus (Sc dupl.) - dvigubieji undulatus (Sc und.) - banguotieji radiatus (Sc rad.) - radialiniai lacunosus (Sc lac.) - kiaurieji	iki 2 km; keli šimtai metrų	Reti ir negausūs krituliai

Stratus (St) <i>Sluoksniniai</i>	nebulosus (St neb.) - ūkanotieji fractus (St fr.) - draskytieji	translucidus (St tr.) - persišviečiantieji opacus (St op.) - nepersišviečiantieji undulatus (St und.) - banguotieji	iki 2 km; nuo kelių dešimčių iki kelių šimtų metrų	Reti ir negausūs krituliai
Nimbostratus (Ns) <i>Sluoksniniai lietaus</i>	—	—	iki 2 km; nuo kelių šimtų metrų iki kelių kilometrų	Ištisinis lietus arba sniegas
Vertikalios raidos debesys				
Cumulus (Cu) <i>Kamuoliniai</i>	humilis (Cu hum.) - plokštieji mediocris (Cu med.) - vidutiniai congestus (Cu cong.) - storieji fractus (Cu fr.) - draskytieji	radiatus (Cu rad.) - radialiniai	iki 2 km; nuo kelių šimtų metrų iki kelių kilometrų	Reti ir negausūs krituliai
Nimbocumulus (Cb) <i>Kamuoliniai lietaus</i>	calvus (Cb calv.) - plikieji capillatus (Cb cap.) - plaukuotieji	—	iki 2 km; nuo 3 iki 15 kilometrų	Liūtiniai krituliai

Literatūra

- Aleksandrov E. L. i dr. (1992). *Ozonnyj ščit atmosfery*, Sankt-Peterburg: Gidrometeoizdat.
- Basalykas, A. (1985). *Žemė žmonijos buveinė*, Vilnius: Mintis.
- Bukantis, A. (1994). *Lietuvos klimatas*, Vilnius: Vilniaus universiteto leidykla.
- Bukantis, A. (1996). *Neįprasti gamtos reiškiniai Lietuvos žemėse XI-XX amžiuose*, Vilnius: Geografijos institutas.
- Chromov, S. P. (1964). *Meteorologija i klimatologija dlja geografičeskich fakultetov*, Leningrad: Gidrometeoizdat.
- Chromov, S. P. (1974). *Meteorologičeskij slovarj*, Leningrad: Gidrometeoizdat.
- Chromov, S. P., Petrosianc, M. A. (1994). *Meteorologija i klimatologija*, Moskva: Izdatelstvo Moskovskogo universiteta.
- Drozdov, O. A. i dr. (1989). *Klimatologija*, Leningrad: Gidrometeoizdat.
- Garvej, D. (1982). *Atmosfera i okean*, Moskva: Progress.
- Grinevičius, H., Ščemeliovas V. (1966). *Žemės ūkio meteorologija*. Vilnius: Mintis.
- Gorodeckij, O. A., Guralnik, I. I., Larin, V. V. (1991). *Meteorologija, metody i techničeskije sredstva nabljudenij*, Leningrad: Gidrometeoizdat.
- Guralnik, I. I., Dubinskij G. P., Mamikonova S.V. (1972). *Meteorologija*, Leningrad: Gidrometeoizdat.
- Kedrolivanskij, V. N., Sternzat, M. S. (1953). *Meteorologičeskije pribory*, Leningrad: Gidrometeorologičeskoje izdatelstvo.
- Matvejev, L. T. (1984). *Kurs obščej meteorologiji. Fizika atmosfery*, Leningrad: Gidrometeoizdat.
- Moran, J. M., Morgan M. D. (1986), *Meteorology: the atmosphere and science of weather*. Burgess Publishing.
- Ščemeliovas, V. (1987). *Meteorologijos lauko praktikos metodika*, Vilnius.
- Tomkus, J. (1992). *Žemės atmosfera ir klimatai*, Vilnius: Mokslas.