

ACADEMIA FORȚELOR AERIENE

„HENRI COANDĂ”

CURS

METEOROLOGIE GENERALĂ

ȘI

FIZICA ATMOSFEREI

BRAȘOV
- 2016 -

Comandor (r) meteorolog

Dr. Dan-Gabriel FLOREA

C U P R I N S

| | |
|--|-----|
| Introducere | 5 |
| 1 Meteorologia – repere istorice și actualitate | 7 |
| 1.1 Meteorologia pe plan mondial | 7 |
| 1.2 Meteorologia românească | 11 |
| 1.3 Meteorologia aeronautică și militară în România | 15 |
| 2 Atmosfera | 20 |
| 2.1 Originea, limitele și forma atmosferei | 20 |
| 2.2 Masa, densitatea și compoziția atmosferei | 21 |
| 2.3 Poluarea atmosferei | 24 |
| 2.4 Structura atmosferei | 26 |
| 2.5 Centurile de radiații | 32 |
| 3 Energia proceselor din atmosferă | 35 |
| 3.1 Sursele energetice ale proceselor atmosferice | 35 |
| 3.2 Fluxurile energetice radiante din atmosferă | 37 |
| 3.3 Procesele consumatoare de căldură | 47 |
| 3.4 Temperatura real resimțită de organismul uman | 68 |
| 4 Apa în atmosferă | 70 |
| 4.1 Evaporarea apei | 70 |
| 4.2 Umezeala aerului | 74 |
| 4.3 Condensarea și produsele de condensare | 78 |
| 4.4 Precipitațiile atmosferice | 96 |
| 5 Mișcarea în atmosferă | 104 |
| 5.1 Scara mișcărilor atmosferice | 104 |
| 5.2 Presiunea atmosferică | 104 |
| 5.3 Vântul | 113 |
| 5.4 Circulația generală a atmosferei | 125 |
| 6 Optica atmosferei | 134 |
| 6.1 Iluminarea suprafeței terestre | 134 |
| 6.2 Fenomene crepusculare | 136 |
| 6.3 Fenomene optice determinate de refracția astronomică și terestră | 137 |
| 6.4 Fenomene optice în nori și precipitații | 141 |
| 6.5 Fenomene optice corpusculare | 146 |
| 6.5 Vizibilitatea în atmosferă | 147 |
| 7 Electricitatea atmosferei | 148 |
| 7.1 Ionizarea atmosferei | 148 |
| 7.2 Câmpul electric al atmosferei | 150 |
| 7.3 Electricitatea norilor și precipitațiilor | 151 |
| 7.4 Descărările electrice în troposferă | 153 |
| 7.5 Fenomenele orajoase | 155 |
| 7.6 Descărările electrice în atmosfera înaltă | 163 |

| | | |
|-----|--|-----|
| 8 | Acustica atmosferei | 167 |
| 8.1 | Sunetul în atmosferă | 167 |
| 8.2 | Propagarea undelor sonore în atmosferă | 168 |
| 8.3 | Fenomene acustice în atmosferă | 170 |
| | Anexe | 171 |
| | Bibliografie | 175 |

INTRODUCERE

Meteorologia aparține grupului științelor genomice, termen generic ce reunește toate științele despre învelișurile Pământului (geologice, geofizice, geografice etc.) și are ca domeniu de preocupări *cercetarea, descoperirea și cunoașterea structurii, compoziției, însușirilor, proceselor și fenomenelor atmosferei, precum și a legilor care o guvernează*.

Termenul *meteorologie* provine de la grecii antici și s-a păstrat până astăzi datorită cuprinderii globale a definiției și contribuției însemnate a acelor personalități la geneza și dezvoltarea viitoarei științe. Etimologic, termenul din greaca antică se compune din „*meteoros*”, care înseamnă „ceea ce este sus”, sau „ridicat la cer”, sau „fenomene și corpuș cerești”, sau „domeniul aerului” și „*logos*”, care înseamnă „cuvânt”, sau „concepție”, sau „gândire”, sau „spirit”, sau „știință”, sau „cunoaștere”.

Principalele metode de cercetare ale meteorologiei sunt cele ale științelor geofizice: *observația* (vizuală și instrumentală), *experimentul* și *prelucrarea și modelarea statisticomatematică*.

Paralel cu dezvoltarea și aprofundarea cunoașterii specifice, meteorologia a înregistrat o diversificare amplă, pe parcursul timpului individualizându-se următoarele discipline meteorologice de bază:

- **meteorologia generală**, care cuprinde cunoștințele fizico-chimice asupra mediului fizic gazos pe care îl reprezintă atmosfera Terrei;
- **meteorologia sinoptică** – știința despre prognozarea vremii, care studiază legile evoluției fenomenelor și proceselor troposferice care conduc la succesiunea aspectelor diferite de vreme într-un punct sau într-un areal spațial, într-un anumit interval de timp;
- **meteorologia dinamică**, ce se ocupă cu studiul proceselor dinamice și termodinamice din atmosferă, prin metode fizico-matematice;
- **fizica atmosferei** – studiază legile genezei și dezvoltării fenomenelor și proceselor fizice din atmosferă;
- **actinometria** – observă și studiază fluxurile radiante care stăbat atmosfera, precum și bilanțul radiativ al geosistemului Pământ-atmosferă;
- **aerologia** – studiază procesele și fenomenele fizice proprii straturilor medii și înalte ale atmosferei libere;
- **aeronomia** – studiază procesele și fenomenele din ionosferă, exosferă și magnetosferă;
- **fizica stratului limită** – studiază procesele și fenomenele de transfer energetic sol-aer în stratul de contact direct al atmosferei cu scoarța terestră;
- **meteorologia satelitară** – se ocupă cu studierea și interpretarea imaginilor oferite de sateliții meteorologici în scopul prognozei vremii, în principal;
- **meteorologia radar** – se ocupă cu studierea și interpretarea imaginilor provenite de la radarele meteorologice;
- **meteorologia aeronautică** – se ocupă cu asigurarea informațiilor meteorologice reale și de prognoză necesare navegației aeriene, în scopul protecției împotriva și avertizării despre factorii meteorologici de risc, precum și cu studierea influenței elementelor și fenomenelor atmosferei asupra activităților aeronautice;
- **climatologia** – studiază regimul multianual al vremii în funcție de condițiile geografice specifice unei localități, zone, țări, continent sau chiar al întregului glob terestru (subdiviziuni: microclimatologia, topoclimatologia, paleoclimatologia, climatologia aplicată);
- **agrometeorologia** – cercetează influența condițiilor meteoclimatice asupra culturilor agricole, în scopuri prognostice și de prevenire a riscurilor de calamitate a acestora;
- **biometeorologia** – cercetează influența condițiilor meteoclimatice asupra organismelor, în scopuri de protejare și atenționare;

➤ **meteorologia spațială** – cea mai nouă ramură a meteorologiei și, totodată, o ramură a astrofizicii, se ocupă cu studierea ansamblului de fenomene fizice extraatmosferice ce au efecte imediate în atmosfera Pământului.

Pe măsura dezvoltării sale, meteorologia și-a diversificat și adâncit legăturile cu fizica (mecanica fluidelor, termodinamica, electricitatea, electronica, optica), matematica, chimia și astronomia, ale căror descoperiri au permis o mai bună înțelegere a proceselor și fenomenelor atmosferice, dar și cu științele Pământului: geologia, geomorfologia, hidrologia, pedologia și altele.

Datorită influențelor imediate, nemijlocite și permanente pe care vremea și clima le au asupra vieții și activității fiecărui individ și fiecărei grupări umane, meteorologia are nu doar o importanță teoretică, de cunoaștere fundamentală, ci una practică majoră, dată de caracterul indispensabil al programei vremii pentru numeroase domenii de activitate umană.

Acest curs se adresează, în principal, studenților meteorologi din Academia Forțelor Aeriene, apoi și celorlalți studenți care au nevoie de cunoștințe în domeniul meteorologiei, mai ales piloți și navigatori de sol. Totodată, cursul poate fi folosit de către personalul aeronautic din Forțele Aeriene, pentru revederea problematicii din domeniul meteorologic.

Capitolul 1

METEOROLOGIA – REPERE ISTORICE ȘI ACTUALITATE

1.1 Meteorologia pe plan mondial

Pe fondul general de teamă față de stihiile naturii, omul a fost preocupat de fenomenele atmosferei încă de la începuturile sale pe planeta Pământ. Primele reguli empirice asupra mersului local al vremii se pierd în preistorie, dar se regăsesc, până astăzi, în folclor.

Lumea antică, prin personalitățile sale celebre, a căutat și a găsit răspunsuri, cu valoare de reguli, unor probleme ale atmosferei, cum ar fi: mișcarea aerului și producerea vântului, formarea norilor, producerea fulgerelor etc.

Preocupări meteorologice și însemnări de finețe asupra unor fenomene atmosferice se regăsesc în scrierile lui **Herodot** (484–425 îHr), marele geograf și călător al lumii antice, ale lui **Platon** (427–347 îHr) și **Teofrast** (372–287 îHr).

Cea mai valoroasă lucrare despre aer din acele timpuri este „*Meteorologica*” lui **Aristotel** (384–322 îHr), în care se fac aprecieri asupra atmosferei, se descriu anumite fenomene meteorologice cărora li se încearcă explicații cauzale, se studiază originea apelor și formarea viitorilor.

Seneca (4 îHr–65 dHr) oferă explicații interesante asupra formării fulgerelor ca rezultat al „ciocnirii norilor de ploaie”, în lucrarea „*Naturales questions*”.

Ptolemeu (90–168 dHr) face primele referiri asupra reflecției atmosferice, fenomen pe care îl consideră posibil numai datorită existenței învelișului gazos planetar, ce determină abaterea razei vizuale a unui observator terestru spre aștrii de pe bolta cerului.

În evul mediu fondul de cunoștințe meteorologice a continuat să sporească, contribuții importante aducând navigatorii, mai ales în perioada marilor descoperiri geografice.

Epoca Renașterii, cu formidabila ei forță transformatoare și înnoitoare, manifestată în toate domeniile activității umane, a creat premisele meteorologiei instrumentale, care s-a dezvoltat apoi din ce în ce mai rapid. În 1597, **Galileo Galilei** a construit primul termometru, iar în 1640 a demonstrat experimental că aerul are greutate. În 1643, **Evanghelista Torricelli** a construit primul barometru cu mercur și a pus în evidență presiunea atmosferică, iar în 1648 **Blaise Pascal** a demonstrat matematic că aerul are greutate, punând bazele hidrostaticii aerului.

Până la începutul secolului al XIX-lea următoarele repere sunt esențiale:

- 1659: **Robert Boyle** a stabilit relația între volumul și presiunea aerului;
- 1665: **Christiaan Huygens** a imaginat prima scală termometrică între punctul de îngheț și punctul de fierbere ale apei;
- 1667: **Robert Hooke** a inventat barometrul aneroid;
- 1686: astronomul englez **Edmond Halley** și-a prezentat teoria asupra relației incontestabile dintre permanența, direcția și intensitatea vânturilor alizee și mișcarea de rotație a Pământului, identificând totodată încălzirea solară ca fiind cauza mișcărilor atmosferice și stabilind relația dintre presiunea barometrică și înălțimea deasupra nivelului mării;
- 1719: fizicianul german **Gabriel Daniel Fahrenheit**, lucrând pe problematica fierberii și înghețului apei, a dezvoltat scala termometrică ce-i poartă numele;
- 1727: matematicianul și fizicianul elvețian **Daniel Bernoulli** a pus bazele teoriei cineticei gazelor;
- 1732: inginerul și fizicianul francez **Henri Pitot** a inventat *tubul Pitot*, pentru măsurarea presiunii în fluide;
- 1735: meteorologul englez **George Hadley** a explicat influența rotației Pământului asupra vânturilor din zona tropicală;
- 1742: astronomul suedez **Anders Celsius** a dezvoltat scala termometrică centigradă, devenită clasnică;

➤1752: Benjamin Franklin a făcut descoperiri remarcabile asupra electricității atmosferei, apoi Antoine Lavoisier și John Dalton asupra naturii, stării și compoziției aerului;

➤1755: matematicianul elvețian Leonard Euler a stabilit legile generale ale hidrodinamicii;

➤1757: lordul Charles Cavendish a inventat termometrele pentru măsurarea temperaturilor minime și maxime ale aerului;

➤1789: marchizul Pierre Simon de Laplace a stabilit formula transformărilor adiabatice ale unui gaz;

➤1780: primul higrometru cu fir de păr a fost realizat de geologul și meteorologul suedez Horace de Saussure;

➤1787: chimistul francez Jacques Charles a descoperit relația dintre temperatura și volumul aerului;

➤1790: primul anemometru a fost construit de J. Wolzmann, primul psihrometru de R. August, iar primul pirheliometru de H. Poillet.

Între 1780 și 1795 a funcționat, la Mannheim, Societatea Meteorologică Palatină, ce reunea o rețea de 39 de stații de observație, amplasate în mai multe țări, dintre care 14 în Germania și 4 în SUA, dotate cu instrumente comparabile și etalonate: termometre, barometre și higrometre, iar unele și cu giruetă și pluviograf. Este prima încercare de standardizare a echipamentelor și metodologilor folosite în observarea atmosferei, rigoare care astăzi este absolută și esențială.

În 1802, meteorologul englez Luke Howard a propus nomenclatura clasificării, notării și abrevierii tipurilor de nori, bazată pe denumirile în limba latină.

Anul 1820 marchează începutul de drum al hărților sinoptice, prin încercarea matematicianului german H. W. Brandes de a stabili, într-o manieră sistematică, prima hartă meteorologică pe baza datelor reale culese în urmă cu 37 de ani de Societatea Meteorologică Palatină.

În 1835, fizicianul francez Gaspard Coriolis a demonstrat matematic efectul rotației Pământului asupra mișcărilor atmosferei.

Anul 1843 marchează major omenirea: este anul în care Samuel Morse a inventat telegraful. Imediat după aceea a apărut linia telegrafică Washington DC–Baltimore, prin care s-au transmis primele avertizări de furtună. În 1850 la Washington DC se afișează public primele hărți de furtună, realizate pe baza datelor transmise prin sistemul Morse. În 1855 același tip de hărți, dar pentru Franța, este afișat public la Paris.

În 1853 locotenentul Matthew Fontaine Maury din marina SUA a inițiat, la Bruxelles, prima Conferință Internațională de Meteorologie, cu scopul de a uniformiza observațiile meteorologice marine. Se marchează, astfel, prima etapă a instituirii unei cooperări internaționale reale în domeniul meteorologiei.

La 14 noiembrie 1854, o mare parte a flotei franceze angajate în asediul de la Balaclava, în războiul Crimeei (1854–1856), a fost distrusă de o furtună violentă apărută pe Marea Neagră. Astronomul savant Le Verrier a fost însărcinat de Ministerul de Externe al Franței lui Napoleon al III-lea să studieze cauzele catastrofei navale, acesta ajungând la concluzia că dezastrul putea fi evitat dacă se dispunea de informații privind vremea din această parte a lumii. Așa a apărut necesitatea instituirii unui sistem de veghe organizat, în cadrul căruia rețeaua de stații meteorologice să poată furniza informații asupra unor observații coerente și utilizabile în scopuri prognostice.

În 1873, la Viena, a avut loc primul Congres Meteorologic Internațional, la care au participat 32 de reprezentanți a 20 de guverne. Congresul a decretat necesitatea efectuării observațiilor meteorologice pe tot globul și constituirea unui fond pentru instalarea de stații meteorologice în punctele cele mai izolate de pe glob. Pentru a se realiza un asemenea deziderat, în același an s-a înființat Organizația Meteorologică Internațională, care a funcționat continuu până în 1914 și apoi, din 1919 până în 1947. Apoi, la **23 martie 1951**, s-a transformat în **Organizația Meteorologică Mondială** (OMM sau WMO–World Meteorological Organization).

A început astfel o nouă etapă în dezvoltarea meteorologiei, marcată de organizarea unor rețele vaste de stații meteorologice în mai multe state din vestul Europei; de acumularea unui volum impresionant de date sistematice compatibile între ele; de descoperirea unor noi legi (legea

lui Dove privitoare la rotirea vântului în cicloni și anticicloni, legea lui Buys-Ballot privind dependența vântului de distribuția orizontală a presiunii etc.); de realizarea primelor hărți meteorologice, de Fitz-Roy; de apariția și dezvoltarea metodei sinoptice de cercetare a proceselor atmosferice. În această etapă au fost puse, aşadar, bazele *meteorologiei sinoptice*.

Tot în a doua jumătate a secolului al XIX-lea, prin aplicarea în cercetarea proceselor și fenomenelor atmosferice a noilor cuceriri ale hidrodinamicii și termodinamicii, începe să se contureze *meteorologia dinamică*. Aceasta este și etapa apariției primelor institute meteorologice, a celor dintâi servicii de prevedere a vremii și afirmării meteorologiei ca știință de sine stătătoare, cu obiect și metode de cercetare proprii. Concomitent capătă amploare cercetarea proceselor atmosferice în interacțiune cu condițiile fizico-geografice și sunt elaborate primele sinteze climatologice importante, de către V. Ferrel în SUA, J. Hann în Austria, W. Koppen în Germania, A. Voeicov în Rusia.

În 1893, **Richard Assman** a realizat psihrometrul cu ventilație artificială, iar în 1897 a fost editat primul *Atlas internațional de nori*, redactat de Hildebrand Hildebranson împreună cu Koppen și Neumayer.

În prima jumătate a secolului al XX-lea meteorologia dinamică a înregistrat succese importante, datorate mai ales cercetărilor întreprinse de J. și V. **Bjerknes** în Norvegia, M. Margnes în Austria, A. A. Fridman în Rusia, K. G. **Rossby** în Suedia.

La rândul ei, meteorologia sinoptică s-a dezvoltat semnificativ cu contribuția unor cercetători ca G. Fikker din Austria, V. Bjerknes din Norvegia, B. P. Multanovski și N. L. Taborovski din Rusia.

Aerologia a cunoscut, de asemenea, progrese notabile, printre care se numără descoperirea stratosferei în 1902, de către Teisserenc de Bort, inventarea radiosondei de către P. A. **Molceanov**, J. Lugeon și H. Lange.

La 15 iulie 1913 marina SUA a început să emită mesaje meteorologice sistematice prin stațiile de la Arlington și Key West, iar pe 1 septembrie stația radiotelegrafică instalată pe turnul Eiffel a început să transmită aviației civile telegrame meteorologice.

Primul război mondial crează necesitatea înființării serviciilor meteorologice militare, ceea ce se și realizează în Franța și Germania, între anii 1915 și 1918.

La 17 ianuarie 1929 a fost lansată prima *radiosondă* formată dintr-un senzor de temperatură și un radioemisător, care a transmis temperatura aerului la Observatorul de la Trappes, Franța, iar la 30 ianuarie 1930 a fost lansată prima radiosondă rusească la Pavlovsk, realizată de Molceanov.

Al doilea război mondial produce, invariabil, returnarea destinației unor echipamente militare și către meteorologie. Astfel, în 1942 armata SUA a introdus în dotare *teodolitul*, iar din 1943 *radarul* a fost folosit și pentru determinarea caracteristicilor vântului în altitudine și pentru detectarea furtunilor, mai ales.

Meteorologia de după cel de-al doilea război mondial se caracterizează printr-o serie de particularități, cele mai multe dintre ele valabile și astăzi:

➤ diversificarea permanentă și perfecționarea mijloacelor de observare, investigare, măsurare și analiză a elementelor, proceselor și fenomenelor atmosferei;

➤ creșterea continuă a volumului de date obținut din observații și măsurători, transmis, analizat și prelucrat;

➤ diferențierea accentuată, specializarea și individualizarea disciplinelor meteorologice;

➤ creșterea permanentă a capacitaților de procesare și stocare electronică a datelor;

➤ profesionalizarea și specializarea personalului meteorologic.

La 7 martie 1947 a fost obținută prima fotografie a suprafeței terestre, realizată cu ajutorul unei rachete V-2 de la altitudinea de 160 km. După aceasta, până la 1 iulie 1954, în SUA s-au lansat 266 de rachete, dintre care unele au transportat echipamente de investigare a atmosferei până la altitudini de 400 km, inclusiv pentru înșămânțarea norilor în scopul producerii precipitațiilor.

Restabilirea și extinderea relațiilor meteorologice internaționale, distruse pe parcursul războiului mondial, s-au efectuat până în 1949 când, la 1 ianuarie, au fost adoptate noul cod meteorologic și noul sistem de indicative internaționale. Tot în acest an s-au concretizat și eforturile

meteorologilor francezi de realizare a primei stații meteorologice automate, pentru măsurarea și transmiterea la distanță a valorilor principalelor elemente meteorologice.

În 1950 a avut loc primul experiment de succes privind prognoza numerică a vremii, la Universitatea Princeton, efectuat de grupul de cercetători ENIAC (Electronic Numerical Integrator and Computer), iar în 1954 a început să funcționeze prima prognoză numerică a vremii curentă, la Serviciul Meteorologic al Forțelor Aeriene Regale Suedeze.

În cadrul Anului Geofizic Internațional (1957–1958), la 31 ianuarie 1958, SUA a lansat satelitul *Explorer-1*, primul dintre cei 55 ai programului *Explorer*, lansați până în 1975. Pe baza datelor transmise de primul satelit al programului, **J. Van Allen** a descoperit cele două centuri de radiații formate din particule electrizate, care se deplasează grație forțelor Lorentz, pe traiectorii spirale, între polii magnetici ai Pământului, la altitudini cuprinse între 1.000 și 6.000 km, respectiv 15.000 și 25.000 km. Întregul program a demonstrat cu succes că meteorologia satelitară poate deveni operațională.

La 1 aprilie 1960 a fost lansat satelitul *TIROS-1* (Television and Infrared Observation Satellite), care a inaugurat cea de-a doua generație de sateliți și primul program satelitar destinat meteorologiei. Programul s-a desfășurat până în 1965 și a cuprins 10 sateliți, care au funcționat în total 3.496 de zile și au transmis 560.238 de imagini televizate.

La 13 septembrie 1963, Rusia a inaugurat exploatarea tehniciilor satelitare în meteorologie, prin lansarea programului *Cosmos*, apoi a programului *Meteor*, la 26 martie 1969. Între timp, la 24 august 1964, SUA a lansat primul satelit din seria *Nimbus*, iar la 3 februarie 1966, *ESSA-1* (Environmental Science Services Administration), apoi, la 6 decembrie 1966, primul satelit geostaționar, *ATS-1* (Application Technology Satellite).

La 11 decembrie 1970 a fost inaugurat programul satelitar american *NOAA* (National Oceanic and Atmospheric Administration), care se derulează și în prezent. Din 17 mai 1974, seria de sateliți geostaționari *ATS* este continuată cu programul *SMS* (Synchronous Meteorological Satellite) care, odată cu lansarea SMS-3, la 16 octombrie 1975, se transformă în programul *GOES* (Geostationary Operational Environmental Satellite).

La 23 noiembrie 1977, Agenția Spațială Europeană (EASA) formată din opt state (Anglia, Belgia, Danemarca, Elveția, Franța, Germania, Italia și Suedia) a lansat, din SUA, satelitul *Meteosat-1*, care a marcat începutul programului *METEOSAT*, operațional și în prezent.

În 1988, SUA a implementat prima rețea națională de radare meteorologice Doppler de tip WSR-88D, pentru detectarea condițiilor severe de vreme.

După înființarea sa în 1947, programul fundamental al OMM a fost **Vegheia Meteorologică Mondială**, aprobat în aprilie 1967, la cel de-al V-lea Congres. Pentru a funcționa, WWW (World Weather Watch) avea nevoie de un sistem global de observare, un sistem global de procesare a datelor și de prognoză și de un sistem global de telecomunicații (GTS–Global Telecommunication System).

Cu aportul celor 145 de state membre ale OMM, care au participat la realizarea fondului internațional de date curente și au beneficiat de întregul flux informațional pentru ameliorarea prognozelor meteorologice și pentru cercetările proprii, în 1968, când programul a devenit operațional, pe glob existau 8.000 de stații terestre, 4.000 de nave în cursă și 3.000 de avioane civile și de recunoaștere meteorologică, ce furnizau sistemului mondial aproximativ 100.000 de observații de suprafață și 11.000 de observații din atmosferă liberă. La începutul anului 1975, numărul stațiilor terestre crescuse la 9.000, iar al navelor maritime la 7.000. Pe lângă observațiile efectuate standardizat la aceste stații asupra elementelor meteorologice, în bazele de date mondiale intrau și informațiile radar și satelitare, precum și cele provenite de la aeronave aflate în zbor.

Pentru transmiterea datelor de la miile de puncte de observație la centrele de colectare s-au folosit toate mijloacele de telecomunicații posibile: telegrafia, telefonia, radioul, transmisiile de date prin cablu, sateliții de comunicații. Sistemul de telecomunicații a fost organizat pe trei niveluri: un circuit principal, care leagă centrele mondiale de prognoză Washington, Moscova și Melbourne; un circuit secundar, care conectă centrele mondiale cu 25 de centre regionale de prognoză (prin 15 hub-uri regionale de telecomunicații: Alger, Beijing, Bracknell, Brasilia, Buenos Aires, Cairo,

Dakar, Jeddah, Nairobi, New Delhi, Offenbach, Toulouse, Praga, Sofia și Tokyo) și un circuit terțiar, care conectă și centrele meteorologice naționale.

În 1996 OMM avea 185 de membri, dintre care 179 de state și 6 teritorii, iar rețeaua sa de observații cuprindea 10.000 de stații meteorologice de sol, 700 de stații meteorologice fixe sau mobile amplasate pe vapoare, 600 de stații montate pe balize, 900 de stații aerologice, 350 de avioane, 5 sateliți geostaționari de tip *Meteosat* și 4 sateliți pe orbită polară (de tip *Meteor* și *Tiros*), precum și numeroase radare meteorologice. În sistemul informațional intră aceleași 3 centre mondale, 35 de centre regionale și 183 de centre naționale.

În 2013 OMM avea 192 de membri (183 de state și 9 teritorii). Pentru o bună comunicare intercontinentală în coduri meteorologice, OMM practică următoarea regiunea meteorologică convențională a planetei: regiunea I–Africa, regiunea II–Asia; regiunea III–America de Sud; regiunea IV–America Centrală și de Nord; regiunea V–sud-vestul Oceanului Pacific și Australia; regiunea VI–Europa. Distribuția membrilor pe regiuni era următoarea: I–52 membri; II–35 membri; III–12 membri; IV–23 membri; V–20 membri; VI–50 membri.

În prezent, OMM este un organism al Organizației Națiunilor Unite (ONU) de mare implicare, foarte valoioasă din punct de vedere științific, tehnic și practic, fără de care societatea modernă nu ar putea funcționa și nu ar putea face proiecte de dezvoltare viitoare în domenii ca aeronautica, astronautica, agricultura, pescuitul, turismul, construcțiile, transporturile, protecția mediului etc.

În structura OMM, pe lângă cele 6 regiuni meteorologice, sunt cuprinse și organismele de conducere – congresul, consiliul executiv și secretariatul, precum și 8 comisii tehnice, dintre care una este *Comisia pentru meteorologie aeronautică*, menită să deruleze pe termen lung programul de meteorologie aeronautică al OMM ce are ca scop *furnizarea sprijinului meteorologic necesar îndeplinirii cerințelor aviației de siguranță, economie și eficiență a navegației aeriene*.

1.2 Meteorologia românească

În țara noastră, cu toate că măsurătorile meteorologice nesistematice datează din secolul al XVIII-lea (1770 la Iași, 1773 la București), iar cele sistematice au început, la unele stații, încă de la jumătatea secolului al XIX-lea (1851 la Sibiu, 1859 la Sulina), meteorologia ca știință a căpătat o dezvoltare demnă de acest nume numai după înființarea, la 30 iulie 1884, a **Institutului Meteorologic Central**, condus de inginerul **Ștefan Hepites**, care a avut un rol covârșitor în promovarea și evoluția noii științe. Întemeietorul și primul director al institutului, prin cele circa o mie de lucrări publicate, Hepites a adus contribuții esențiale la conturarea și fundamentarea principalelor direcții de cercetare meteorologică și climatologică din țara noastră.

În 1885 a apărut primul buletin meteorologic oficial al institutului, realizat în întregime de directorul său. Reperele ulterioare ale meteorologiei românești se regăsesc între cele generale, deoarece țara noastră a fost printre primele participante la procesul de globalizare a sistemelor de observare atmosferică, devenind membru fondator al OMM.

Până la jumătatea secolului al XX-lea, următoarele repere sunt mai importante în evoluția meteorologiei românești:

➤ 28 octombrie 1893: au fost inaugurate noile clădiri ale Institutului Meteorologic al României, în București-Filaret;

➤ 1900: la Expoziția Internațională de la Paris, Serviciul Meteorologic al României a primit medalia de argint și “Diploma de onoare”;

➤ 1 septembrie 1924: Institutul Meteorologic Central din România, sub conducerea profesorului Eric Otetelesanu, a intrat în subordinea Direcției Superioare a Aeronauticii din cadrul Ministerului de Război;

➤ 1 ianuarie 1925: s-a înființat Serviciul sinoptic în cadrul institutului, al cărui prim buletin meteorologic, pentru aceeași zi, a fost întocmit de Constantin Donciu;

➤ 1 ianuarie 1930: a intrat în funcțiune Observatorul Meteorologic Băneasa, ca răspuns la necesitățile curente ale aeroportului, dar și din cauza faptului că stația Filaret a fost înglobată de oraș, iar observațiile de acolo au devenit reprezentative pentru condiții tipic urbane;

➤ 1936: a fost organizată rețeaua de stații meteorologice cu un program adecvat necesităților Serviciului sinoptic din țară, dar și ale institutelor de profil din Europa;

➤ 1938: rețeaua meteorologică a României avea 210 stații, dintre care 30 cu program sinoptic; existau, de asemenea, 1100 de posturi pluviometrice;

➤ 1946: Nicolae Topor a elaborat primele prognoze pe lungă și foarte lungă durată;

➤ 1948: s-a înființat, la București, prima Școală medie tehnică de meteorologie;

➤ 1949: a fost înființat Observatorul de Fizica Atmosferei de la Afumați, sub conducerea profesorului Mircea Herovanu;

➤ 1950: meteorologia românească își reorganizează activitatea, își perfeționează legăturile cu rețeaua de stații prin introducerea radiotelefoanelor la stațiile de munte și își îmbunătățește metodele de lucru prin introducerea în analiza sinoptică a hărților de topografie barică absolută și relativă;

➤ 1954: s-a început trecerea la utilizarea teleimprimatoarelor pentru comunicațiile meteorologice;

➤ 1960: Institutul Meteorologic din România s-a integrat în rețeaua europeană de difuzare a datelor RITME, prin darea în folosință a stației de teleimprimatoare, care a fost înlocuită în 1973, pentru a putea face față volumului crescând de date vehiculate în cadrul programului de Veghe Meteorologică Mondială;

➤ 1957: s-a înființat Observatorul Aerologic Constanța;

➤ 1958: la Observatorul de Fizică a Atmosferei au început experimentări de modificare a vremii și stimulare artificială a precipitațiilor, prin însămânțare de la sol;

➤ 1959: a început efectuarea, în mod sistematic, a măsurătorilor aerologice conform reglementărilor OMM, la 4 termene de observații standard, la cele 3 stații: Cluj, Constanța, București;

➤ 1961: Institutul Meteorologic s-a mutat în actualul sediu din Șos. București-Ploiești nr. 97;

➤ 1962: s-a înființat, la Arad, Școala postliceală de meteorologie, cu durata de 2 ani.

În perioada 1961–1966 s-a editat „*Clima Republicii Populare Române*”, prima lucrare de sinteză asupra climei țării noastre, în trei volume, precum și instrucțiunile detaliate asupra modului de efectuare a observațiilor meteorologice, de realizare a controlului tehnic și analizei critice a calității datelor. În 1965 s-a înființat Laboratorul de meteorologie dinamică, sub conducerea lui Nicolae Beșleagă.

La 1 aprilie 1970, când Institutul Meteorologic din România i se atașează secția de hidrologie, acesta devine **Institutul de Meteorologie și Hidrologie** (IMH). În perioada 1971–1975 s-a realizat rețeaua de radare meteorologice, începând cu *Plessey 24X* la București și Cluj-Napoca, apoi cu *MRL-2* la Iași, Timișoara, Oradea și Craiova. Datele furnizate de această rețea, împreună cu imaginile satelitare recepționate prin intermediul stației APT la institut, au completat necesarul de informații pentru acoperirea meteorologică a întregului teritoriu al României și creșterea semnificativă a calității prognozelor.

În paralel cu dezvoltarea bazei materiale a meteorologiei românești, în această perioadă s-a înregistrat o activitate științifică prodigioasă sub conducerea directorilor IMH, Nicolae Ciovică, Constantin Diaconu, Dumitru Bacinschi.

La începutul anului 1982 s-a dat în funcțiune Centrul de Calcul Electronic al IMH, acesta fiind pregătit pentru colectarea și prelucrarea automată a datelor rezultate din observațiile efectuate la stațiile meteorologice și hidrologice din România, cu ajutorul primului calculator electronic dedicat meteorologiei, fabricat în România, *FELIX-C*.

Până la sfârșitul secolului al XX-lea, următoarele repere sunt mai importante în evoluția meteorologiei românești:

➤ 1984: la IMH s-a înființat Dispeceratul Vremii, în care meteorologii previzioniști diseminează zi și noapte informații, prognoze și avertizări meteorologice autoritatilor, principalilor

utilizatori, mass-media și marelui public; s-au pus bazele Colectivului de Cercetare pentru Meteorologie la Mezoscară, nucleul grupului de cercetări pentru modelarea numerică a atmosferei din următorii ani, sub conducerea lui Ion Drăghici;

➤1985: în cadrul GTS, s-a realizat prima conexiune transnațională calculator-calculator între Centrul Național de Telecomunicații Meteorologice București și Centrul Regional de Telecomunicații Sofia, prin protocolul X25; s-a automatizat procesul de colectare a datelor de la centrele meteorologice regionale la IMH, cu ajutorul calculatoarelor I-100;

➤1987: s-a reorganizat activitatea de prognoză pe lungă durată, prin înființarea colectivelor de prognoze lunare, prognoze sezoniere și de estimări prognostice agrometeorologice lunare;

➤1988: s-a dat în folosință o nouă clădire la sediul IMH, destinată activităților de radar, sateliți și teledetectie, precum și un turn pentru antena noului radar MRL-5; s-a constituit Colectivul de Meteorologie Dinamică;

➤1989: s-a elaborat prima versiune a Sistemului Național de Gestire a Bazelor de Date Meteorologice;

➤1990: a fost inițiată o lungă și fructuoasă colaborare între IMH și Meteo France, prilejuită de demararea proiectului *ALADIN*, model de prognoză numerică a vremii pe arie limitată și înaltă rezoluție; în cadrul GTS s-a realizat conexiunea calculator-calculator între Centrul Național de Telecomunicații Meteorologice București și Centrul Meteorologic Mondial Moscova, prin protocolul X25, V29 (2400 Kb/s);

➤1991: s-a instalat sistemul RETIM3 de recepție satelitară a produselor de prognoză din modelele numerice *ARPEGE* și *ECMWF*; s-a înființat Societatea Meteorologică Română;

➤1992: IMH a devenit filială a Regiei Autonome „Apele Române”, cu denumirea de **Institutul Național de Meteorologie și Hidrologie** (INMH); s-a modernizat tehnologia de radiosondaj, prin instalarea de echipamente *DIGICORA* produse de Vaisala (Finlanda), la București-Mogoșoaia și la Cluj-Napoca;

➤1993: s-a instalat etalonul național de presiune atmosferică, la INMH; s-a extins rețeaua locală de calculatoare a INMH și s-a realizat conectarea la INTERNET;

➤1995: s-a instalat platforma meteorologică a stației Băneasa, prima stație meteorologică automată modernă (Thies Clima);

➤1997: s-a finalizat „Studiul național asupra schimbării climei în România”; modelul *ALADIN* a devenit operațional în București, implicând o schimbare majoră a sistemului de prognoză numerică a vremii în INMH; s-a înființat Secția de Meteorologie Operațională;

➤1998: a început automatizarea sistemului național de telecomunicații meteorologice prin instalarea la INMH a primului sistem de comutare mesaje, *MESSIR-COM*, integrat în GTS-OMM; s-a instalat primul sistem automat de vizualizare a datelor meteorologice, *MESSIR-VISION*, care a realizat un salt spectaculos în practica prognostică de la INMH; în septembrie, Observatorul aerologic de la Mogoșoaia a fost transferat la Afumați; la 31 decembrie INMH a trecut în subordinea Ministerului Apelor, Pădurilor și Protecției Mediului, cu denumirea de Compania Națională „Institutul Național de Meteorologie, Hidrologie și Gospodărire a Apelor” (INMHGA);

➤1999: s-a introdus sistemul de comunicații GSM (mesaje SMS) pentru colectarea datelor de la stațiile meteorologice la centrele regionale, în locul vechiului sistem prin telex și radio; a devenit operațională rețeaua RMDCN (Regional Meteorological Data Communication Network) ca parte din GTS pentru Regiunea VI, realizându-se și conexiunea București–Sofia; s-au introdus comunicațiile satelitare (VSAT) între centrele meteorologice regionale și INMHGA;

➤2000: s-au pus în funcțiune, la INMHGA și la Craiova, primele două radare meteorologice în band C, de tip EEC (SUA); a început introducerea tehnicii GIS (Geographical Information System) în cartografierea și analiza climatică; s-a dat în exploatare Sistemul de Gestire a Bazelor de Date Relaționale ORACLE; s-au implementat în practica operațională sistemele MOS-ALDIN, și MOS-ARPEGE; s-a demarat un program de investiții multianual pentru consolidarea clădirilor și pentru reabilitarea și modernizarea infrastructurii meteorologice naționale; s-au instalat primele 10 stații meteorologice automate Vaisala; a intrat în vigoare **Legea nr. 139/2000 privind activitatea de meteorologie**.

Primii ani ai secolului nostru, mai precis perioada 2001–2003, au fost marcați de eforturile considerabile ale meteorologilor, inclusiv a celor din Forțele Aeriene, pentru realizarea proiectului **Sistemul Meteorologic Integrat Național** (SIMIN), sub conducerea directorului general al INMHGA, dr. Ion Sandu. Aceste eforturi au avut ca rezultat instalarea, conectarea, punerea în funcțiune, acceptanța și exploatarea noilor echipamente achiziționate. Implementarea SIMIN a însemnat retehnologizarea totală și transformarea radicală a activității de analiză și prognoză a vremii, la nivelul exigențelor mondiale.

SIMIN este structura organizatoric-acțională destinată să asigure protecția meteorologică a vieții și a bunurilor în România, conform **Legii nr. 139/2000**, care prevede că „*activitatea de meteorologie reprezintă ansamblul acțiunilor destinate supravegherii permanente și cunoașterii mediului aerian prin observații și măsurători specifice privind starea și evoluția vremii, necesară pentru dezvoltarea social-economică a României*”.

SIMIN realizează următoarele obiective:

- modernizarea și aducerea la standarde europene a infrastructurii sistemului meteorologic național, precum și a sistemelor meteorologice create pentru scopuri speciale în România;
- integrarea surselor de date meteorologice și realizarea schimbului de date în timp real între operatorii sistemului;
- detectarea precisă în timp și spațiu și anticiparea oportună a fenomenelor meteorologice de risc/periculoase;
- poziționarea României ca centru meteorologic regional, prin acoperirea unei raze de 400 km în afara granițelor naționale.

În anul 2002 Secția de Meteorologie Operațională s-a transformat în Centrul Național de Prognoză Meteorologică și au intrat în funcțiune centrele regionale de prognoză, iar începând cu 1 decembrie, activitatea de hidrologie a fost scoasă din subordinea INMHGA și trecută în cadrul Companiei Naționale „Apele Române”, sub denumirea de Institutul Național de Hidrologie și Gospodărire Apelor.

În 2004, prin Legea nr. 216, activitatea de meteorologie a fost reorganizată prin transformarea INMHGA în **Administrația Națională de Meteorologie** (ANM), cu statut de regie autonomă sub autoritatea Ministerului Mediului și Gospodăririi Apelor. Tot în acest an, România a devenit stat cooperant cu ECMWF (Centrul European pentru Prognoze Meteorologice pe Durată Medie) și EUMETSAT (Organizația Europeană pentru Exploatarea Sateliților Meteorologici), iar ANM a început cooperarea cu EUMETNET în cadrul programului *OPERA* privind utilizarea operațională a radarelor meteorologice în Europa. În luna septembrie, în cadrul manifestărilor omagiale prilejuite de aniversarea a 120 de ani de meteorologie instituționalizată în România, a fost inaugurat și campusul Școlii Naționale de Meteorologie de la Afumați.

În anul 2005, ANM a început rularea în regim operațional a modelului nehidrostatic *COSMO* (Consortium on Small Scale Modeling), la un pas de grilă de 14 km, în 2007 la un pas de grilă de 7 km, iar în 2009 la un pas de grilă de 2,8 km.

În 2007 s-a modernizat rețeaua RMDCN prin trecerea la tehnologia de comunicații IP/MPLS (Multi Protocol Label Switching) VPN (Virtual Private Network), iar în 2008 s-a publicat, la editura Academiei Române lucrarea „*Clima României*”, pe baza caracteristicilor climatice din perioada 1961–2000.

În anul 2010 ANM devine membru în cadrul Laboratorului European pentru Prognoza Furtunilor Severe (ESSL) și România devine stat membru cu drepturi depline în EUMETSAT.

Din punct de vedere operațional, în prezent, **sistemul meteorologic al ANM** include:

- 7 Centre Meteorologice Regionale, dispuse la București (Muntenia), Craiova (Oltenia), Timișoara (Banat-Crișana), Cluj-Napoca (Transilvania Nord), Sibiu (Transilvania Sud), Iași (Moldova) și Constanța (Dobrogea);
 - 150 de stații meteorologice automate pentru observații de suprafață;
 - 9 radare meteorologice Doppler, dintre care 5 în banda „S” de tipul WSR-98D (Timișoara, Oradea, Bobohalma, Medgidia, Bârnova) și 4 în banda „C”: 2 de tipul EES (București, Craiova) și 2 de tipul Gematronik (Ighiș, Oradea);

- 8 detectoare de fulgere SAFIR-3000 Vaisala (Furculești, Grivița, Rociu, Vf. Țarcu, Roșia Montană, Păulenii, Movileni, Poiana Nord);
- 3 stații de radiosondaj atmosferic (București, Constanța și Cluj-Napoca);
- 1 stație de recepție a imaginilor satelitare METEOSAT și METEOSAT SECOND GENERATION (MSG), la București.
- 1 observator de Fizica Atmosferei și Poluarea Aerului;
- personalul meteorologic specializat.

Din punct de vedere operațional, în structura organizatorică a SIMIN sunt incluse următoarele subsisteme:

- sistemul meteorologic al ANM;
- sistemul meteorologic al ROMATSA;
- sistemele meteorologice ale Forțelor Aeriene, Forțelor Navale și Forțelor Terestre;
- unitățile meteorologice ale Autorității Aeronautice Civile Române (AACR), Ministerului Afacerilor Interne, Ministerului Mediului, Apelor și Pădurilor, Ministerului Transporturilor.

Structura funcțională a SIMIN înglobează substructurile principale și echipamentele majore aflate în compunerea diferitelor subsisteme componente.

Ca rezultat al recunoașterii importanței activității de meteorologie pe plan național, inclusiv în contextul schimbărilor climatice actuale, Legea nr. 139/2000 a fost modificată și completată în anul 2015, în sensul că „*activitatea de meteorologie este de interes public național și cu specific pentru apărare și securitate națională, care se desfășoară în condițiile prezentei legi și în concordanță cu recomandările Organizației Meteorologice Mondiale, organism specializat al Organizației Națiunilor Unite, cu acordurile încheiate de această organizație cu alte organizații internaționale, precum și cu prevederile convențiilor internaționale în domeniul la care România este parte*”.

1.3 Meteorologia aeronautică și militară în România

Încă de la începuturile sale în România aviația a utilizat informațiile rezultate din observațiile efectuate în rețeaua Institutului Meteorologic dar, treptat, nevoile sale specifice au determinat apariția și dezvoltarea în cadrul meteorologiei generale a unei discipline aplicate și anume meteorologia aeronautică, ce urma să stabilească în ce măsură elementele și fenomenele meteorologice influențează zborul aeronavelor și cum să se organizeze asigurarea aviației cu informațiile meteorologice necesare.

Orientarea activității meteorologice în folosul aviației datează din anul 1924, când Institutul Meteorologic a fost preluat de Ministerul de Război și subordonat Direcției Superioare a Aeronauticii. În acel an a început efectuarea sondajelor de vânt cu balonul-pilot și măsurătorilor pentru determinarea plafonului norilor, iar în 1925 Institutul Meteorologic a început elaborarea previziunilor de timp de scurtă durată pentru aviație.

În anul 1927, pe lângă cele 79 de stații destinate efectuării observațiilor asupra tuturor elementelor meteorologice și cele 570 de stații pentru observații pluviometrice, Institutul Meteorologic avea și 8 stații meteorologice militare la unele aerodromuri, integrate grupurilor de aviație militară, precum și 5 stații meteorologice pentru aviația civilă.

În anul 1932, prin Legea Aeronauticii, Institutul Meteorologic a fost subordonat Subsecretariatului de Stat al Aerului, iar în anul 1936 a fost subordonat Ministerului Aerului și Marinei. În ambele variante, personalul institutului era atât civil, cât și militar, acesta din urmă fiind brevetat de institut sau de o instituție de învățământ superior.

Pentru a satisface nevoile crescânde de informare meteorologică ale aviației, dar și ale altor domenii economice, Institutul Meteorologic a înființat Centrele regionale de prevedere a timpului și protecție meteorologică a navegației aeriene, în 1936 la Constanța, în 1938 la București și Cluj, iar în 1941 la Iași.

Pe măsura creșterii vitezelor și înălțimilor de zbor a apărut necesitatea creșterii altitudinii de sondare a atmosferei, mai mult decât permiteau baloanele-pilot. Astfel, în 1941 a început activitatea

de sondaj atmosferic cu ajutorul avioanelor, la Băneasa, apoi efectuarea radiosondajelor (Băneasa, Timișoara, Cluj, Constanța).

În anul 1955 Institutul Meteorologic și-a creat un serviciu de meteorologie aeronomică, la a cărui conducere a fost desemnat Constantin Sorodoc. Începând cu anul 1965 au fost reorganizate unitățile meteorologice care asigurau activitățile de prognoză, astfel încât au luat ființă *Centrele de prevedere a timpului și protecție meteorologică a navegației aeriene*, la aeroporturile Băneasa, Mihail Kogălniceanu, Bacău, Cluj, Sibiu și Arad, în legătură nemijlocită cu centrele meteorologice regionale ale Institutului Meteorologic.

Pe baza bunei colaborări a aviației civile cu Institutul de Meteorologie, în perioada 1965–1972 la 10 aeroporturi din țară s-au înființat stații meteorologice la pragul pistei de decolare–aterizare, acțiune deosebit de importantă pentru acuratețea măsurării elementelor meteorologice absolut necesare pentru fazele de decolare și aterizare în condițiile zborului instrumental.

Datorită dinamicii foarte accentuate a mediului aerian comparativ cu celelalte medii planetare, progresul tehnic necontenit al aviației nu a reușit decât într-o mică măsură să limiteze influența condițiilor meteorologice asupra activității de zbor. Din această cauză, odată cu modernizarea aviației au crescut continuu și s-au diversificat cerințele de asigurare cu date și informații meteorologice, atât la aerodromurile de plecare și de destinație, cât și pe rutele de zbor.

În anul 1970 a luat ființă *Centrul național de protecție meteorologică a navegației aeriene*, cu sediul la Otopeni, iar în anul 1972 competența organizării și coordonării activității meteorologice aeronautice civile a fost transferată de la IMH la *Comandamentul Aviației Civile TAROM*. Cu această ocazie au trecut în subordinea acestei structuri centrele de la Otopeni, Băneasa și Mihail Kogălniceanu, precum și toate stațiile meteorologice anterior înființate pentru aviația civilă, iar în cadrul autorității aeronautice civile a fost constituit un compartiment meteorologic.

După reorganizare, activitatea meteorologică aeronautică civilă s-a diversificat, pentru satisfacerea nu doar a nevoilor specifice aviației de transport, ci și ale aviației utilitare și sportive. La toate aeroporturile s-au înființat stațiile meteorologice la pragul pistei de decolare–aterizare și la aerodromurile permanente pe care funcționau aerobaze și aerocluburi s-au înființat, de asemenea, stații meteorologice cu personal specializat.

Începând cu 1979 structurile meteorologice ale aviației civile s-au aflat într-un proces continuu de modernizare, impus de cerințele internaționale în domeniul, în primele rânduri aflându-se aeroporturile internaționale.

În anul 1995 **Administrația Română a Serviciilor de Trafic Aerian** (ROMATSA), creată în 1991, a preluat oficial de la centrele regionale de prognoză meteorologică ale INMH activitatea de meteorologie aeronomică. Astfel, pentru meteorologii aviației civile din România s-a deschis calea retehnologizării accentuate, standardizării și compatibilității pe plan european, integrării și afirmării în structurile meteorologice ale **Organizației Internaționale a Aviației Civile** (ICAO).

ICAO (International Civil Aviation Organization) este o agenție a ONU, care elaborează principiile și codifică tehnicele de navigație aeriană internațională, emite norme privind planificarea și dezvoltarea transportului aerian internațional în scopul asigurării creșterii siguranței zborului. ICAO lucrează în strânsă colaborare cu alte organisme ale Națiunilor Unite, inclusiv Organizația Meteorologică Mondială, Uniunea Internațională a Telecomunicațiilor, Uniunea Poștală Universală, Organizația Mondială a Sănătății și Organizația Maritimă Internațională. ICAO a fost creată la 7 decembrie 1944 (Convenția de la Chicago privind aviația civilă internațională) pentru a promova dezvoltarea în condiții de siguranță și în ordine a aviației civile internaționale în întreaga lume. Aceasta stabilește standardele și reglementările necesare pentru siguranță, eficiență și regularitatea aviației, precum și pentru protecția mediului în domeniul aviației. ICAO servește ca forum de cooperare în toate domeniile aviației civile între cele 191 de state membre, realizând, de asemenea, audituri de conformitate, studii și analize.

Din punct de vedere operațional, în prezent, **sistemul meteorologic al ROMATSA** cuprinde:

- Centrul Meteorologic Aeronautic Național;
- stațiile meteorologice dispuse pe aeroporturile civile;

- componentele informaticе și de comunicații meteorologice instalate la structurile de asigurare meteorologică ale ROMATSA;
- personalul meteorologic aeronautic.

Sunt extrem de puține și sărace în conținut referirile la meteorologia militară în „Istoria Aviației Române” sau în „Istoria militară a poporului român”, lucrări științifice de mare anvergură și cuprindere, extrem de bine documentate și realizate, dar care nu pot reține contribuțiile tuturor categoriilor de specialiști la dezvoltarea unui domeniu aşa de vast cum este aviația, mai ales în lipsa unor înregistrări oficiale sau a unor „dovezi” materiale mai presus de orice îndoială.

Cert este că vorbind de meteorologia militară din România de până în 1990 vorbim, aproape în exclusivitate, de meteorologia aeronautică destinată nevoilor aviației militare și apoi, într-o mai mică măsură, de meteorologia marină, destinată nevoilor marinei militare. Este de remarcat faptul că alte categorii de forțe ale armatei și alte structuri din afara aviației militare au fost asigurate permanent, potrivit nevoilor proprii de informare meteorologică, de structurile specializate ale aviației militare.

De la înființarea aerostației militare în România (1893), apoi a aviației militare (1 aprilie 1913) și până la sfârșitul celui de-al doilea război mondial nu au fost diferențe esențiale față de nevoie de informare meteorologică ale aviației civile, asigurate tot de structurile desemnate ale Institutului Meteorologic Român. Cu toate acestea, au fost înregistrate unele activități meteorologice proprii numai aviației militare, cum ar fi efectuarea sondajelor cu baloane, încă din anul 1908, sau înființarea serviciului aerologic și meteorologic pentru protecția zborurilor, de către căpitanul dr. ing. Ion Gudju în 1924, sau pregătirea meteorologilor la Centrul de instrucție al aeronauticii, începând din 1926.

Primul articol de meteorologie aeronautică a fost publicat în revista „Aeronautica Română”, nr. 2 din 1922, de către prof. E. Otetelesanu, fiind intitulat „Meteorologia și aviația”, iar în 1934 a apărut primul curs de meteorologie, al locotenent-comandorului Gheorghe I. Popa, urmat de monografia „Elemente de meteorologie aeronautică” din 1941, apărută sub egida Subsecretariatului de Stat al Aerului.

Meteorologia a fost instituționalizată ca specialitate distinctă în Aviația Militară a României în anul 1945, mai cu seamă ca rezultat al utilității informațiilor meteorologice furnizate în operațiile Corpului Aerian Român din ultima parte a celui de-al doilea război mondial. Din anul 1946 a început să funcționeze, la Comandamentul Aviației, apoi Comandamentul Forțelor Aeriene Militare, o structură meteorologică permanentă, ce avea în coordonare structuri meteorologice de aerodrom, dispuse la regimenter și la alte unități de aviație. Esența înființării și dezvoltării acestor structuri militare, pe lângă necesitățile aeronautice evidente, a fost sprijinul necondiționat al Institutului Meteorologic, dublat în timp de o colaborare de excepție. Aceasta s-a întâmplat și datorită faptului că o bună perioadă din acea epocă meteorologii militari au lucrat împreună cu specialistii Institutului Meteorologic și au fost pregătiți de către aceștia.

În perioada anilor '50-'60 activitatea meteorologică a intrat în categoria asigurărilor speciale a acțiunilor aviației militare și a primit denumirea de "asigurare meteorologică", acest concept păstrându-se și astăzi, în linii mari. În aceeași perioadă s-a delimitat fundamental științific și, totodată, domeniul de competență al activității meteorologice din aviația militară – *meteorologia aeronautică*, ramură specializată a meteorologiei generale, care s-a dezvoltat și a progresat – în țara noastră, ca și în majoritatea statelor lumii – concomitent cu activitățile aeriene pe care le-a deservit.

Din 1951 meteorologia aeronautică militară a început să facă față unei noi provocări – asigurarea zborurilor reactive – care necesita creșterea semnificativă a volumului de date de analizat în vederea prognozei, dar și obținerea acestor date într-un timp cât mai scurt. Din 1952 au început să fie pregătiți meteorologi aeronautici militari în instituții naționale de profil și chiar în străinătate (Rusia). Totodată a început etapa dotării susținute a structurilor meteorologice militare cu tehnică specifică provenită din Rusia și care a continuat până spre anii 1990. Ultimele echipamente de acest fel au fost menținute în funcțiune până spre anul 2006.

După 1970 pregătirea ofițerilor meteorologi din aviația militară s-a organizat și s-a desfășurat la Școala Militară de Ofițeri de Aviație „Aurel Vlaicu” Boboc, de unde au plecat șapte

promoții succesive, dar la ani distanță una de alta, care au asigurat bunul mers al acestei specialități și transferul între generații, până în prezent.

În anul 1974 toate structurile meteorologice din aviația militară (Secția Meteorologie și punctele meteorologice) erau bine constituite și dotate – la nivelul vremii – și capabile să desfășoare de sine stătător activitatea de asigurare specifică. Astfel, activitatea de meteorologie aeronautică destinată Comandamentului Aviației Militare (CAvM) este preluată de la IMH, acesta din urmă furnizând în continuare toate datele necesare analizei și prognozei vremii de către meteorologii militari.

Atât meteorologia generală cât și meteorologia aeronautică presupun două grupuri mari de activități: pe de o parte, crearea, organizarea, gestionarea și dezvoltarea unui sistem permanent de achiziție, transmitere, validare, prelucrare și arhivare a unei cantități enorme de date (de la sol și din altitudine, imagini satelitare, radar și de detectie a orajelor etc.) și, pe de altă parte, crearea facilităților de analiză a datelor și de prognoză a vremii. Prima activitate cuprinde infrastructura, logistică, mențenanța echipamentelor și, mai ales comunicațiile internaționale în timp real. A doua activitate include specializarea și certificarea personalului, cercetarea în domeniu, asigurarea compatibilității internaționale, reglementări, standarde și, în final, realizarea prognozelor vremii.

Conștientă de stringența realizării acestor deziderate, odată cu intrarea în epoca postcomunistă, Secția Meteorologie din CAvM a derulat activități susținute și concertate pentru retehnologizare și apropiere de lumea europeană a meteorologiei. Astfel, în perioada 1991–1993 s-a realizat o rețea internă de calculatoare IBM PS/2 (printre primele aduse în țară), conectată cu INMH și care realiza recepția și prelucrarea semiautomată a datelor de sol și aerologice din România și din Europa, precum și editarea automată a hărților de sol și de altitudine. Ulterior, rețeaua a fost extinsă și la marile unități de aviație (Otopeni, Ploiești, Timișoara). Calculatoarele din rețea asigurau și funcția de vizualizare a hărților și produselor alfanumerice specifice (prognoze, buletine, tabele astronomice etc.).

În perioada de după 1995, concomitent cu procesul amplu și continuu de restructurare a armatei, structurile meteorologice din Statul Major al Aviației și Apărării Antiaeriene (SMAvApAA) au trecut prin numeroase transformări, nu de puține ori derutante, singura constantă care a dăinuit fiind misiunea lor de bază – asigurarea meteorologică, care a primit, treptat, tot mai multe cerințe din partea beneficiarilor. Tot în acea perioadă s-au individualizat structurile meteorologice ale marinei militare și trupelor de uscat, cu mențiunea că biroul meteorologic al trupelor de uscat s-a constituit pe seama structurii similare din Comandamentul Trupelor de Parașutisti, inițial subordonat CAvM și care era încadrat cu ofițeri meteorologi de aviație.

În perioada 1999–2000 pentru Secția Meteorologie din SMAvApAA a apărut oportunitatea participării la proiectul SIMIN, prin inițierea unui parteneriat strategic cu INMHGA și adoptarea unui protocol de colaborare oficial. Au fost elaborate și aprobate cerințele operaționale pentru echipamentele meteorologice și de comunicații și informatică necesare, precum și pentru capabilitățile sistemului de asigurare cu date reale și produse de prognoză.

În toamna anului 2001 au fost primite patru stații meteorologice automate pentru aviație de tip Vaisala AW-11, care au fost instalate și date în exploatare în luna noiembrie la Borcea și Boboc, iar în luna mai 2002 la Câmpia-Turzii și Boteni. În plină activitate de retehnologizare a sistemului meteorologic, Secția Meteorologie din SMAvApAA a fost transformată în Birou Meteorologic în subordinea Comandamentului Operațional Aerian Principal (COAP), în luna august 2002. Din această poziție, în paralel cu activitatea operațională și administrativă curentă, s-au continuat activitățile de primire a echipamentelor meteorologice de comunicații și informatică (calculatoare, imprimante, piese de schimb, echipamente periferice) de la INMHGA, de transport în unitățile cărora le erau destinate, de instalare, acceptanță și dare în exploatare a acestora. Sistemul meteorologic din COAP a fost finalizat în decembrie 2002, iar finalizarea integrală a sistemului în toate unitățile operaționale, pe baza interconectării prin RTP RMNC STAR, s-a realizat în toamna anului 2003. Ulterior, sistemul a fost extins la Statul Major General, Statul Major al Forțelor Terestre, Academia Forțelor Aeriene, Centrul de Cercetări și Încercări în Zbor (Craiova), Grupul de Elicoptere al Forțelor Navale (Tuzla), Inspectoratul General de Aviație din Ministerul de Interne.

În anii următori, pe baza bunei colaborări cu serviciul de meteorologie aeronautică al ROMATSA, s-au realizat extensii ale sistemului civil de informare meteorologică aeronautică la COAP și la punctele meteorologice de pe aeroporturile folosite în comun cu aviația civilă (Otopeni, Mihail Kogălniceanu, Bacău).

Impactul cel mai pregnant al accesului structurilor meteorologice din Forțele Aeriene la echipamentele SIMIN l-a constituit bogăția de date reale și produse de prognoză disponibile în timp real pe calculator, mai ales de date radar și satelitare care, până atunci, nu erau accesibile.

Astfel, SIMIN asigură în Forțele Aeriene următoarele:

➤ integralitatea datelor și informațiilor meteorologice necesare desfășurării activităților de asigurare meteorologică;

➤ accesul structurilor meteorologice la aceste date și informații în timp real;

➤ tehnică informatică performantă structurilor meteorologice, pentru analiza și prognoza vremii și prin aceasta, compatibilitatea tehnico-informațională cu structurile de specialitate din serviciile meteorologice civile și militare ale statelor membre NATO;

➤ dotarea structurilor meteorologice cu echipamente automate și senzori digitali pentru măsurarea parametrilor atmosferici.

Pe lângă reconstrucția generală a sistemului meteorologic, structura meteorologică centrală, în orice poziție și-a desfășurat activitatea, s-a implicat total în efortul general al Forțelor Aeriene de apropiere treptată și integrare în structurile nord-atlantice, în cadrul Parteneriatului pentru Pace. În toamna anului 1998 a fost inițiată prima colaborare bilaterală în domeniul meteorologic, cu Germania, apoi cu Belgia și Republica Cehă, în 2004. Începând cu 1999 structura meteorologică centrală din Forțele Aeriene a reprezentat România în grupurile de lucru ale NATO din domeniul meteorologic și a executat asigurarea meteorologică nemijlocită a exercițiilor majore NATO/PfP desfășurate pe teritoriul național (Cooperative Key – CK-2000, CK-2004) și a altor activități aeronautice cu vizibilitate internațională (Romanian International Air Show – RoIAS). Tot în acest context se înscrie și procesul permanent de adaptare și adoptare a standardelor și procedurilor operaționale ale ICAO și NATO în domeniul meteorologic, proces facilitat și de prezența continuă a meteorologilor din Forțele Aeriene Române la conducerea activității meteorologice operaționale de pe Aeroportul Internațional Kabul, în cadrul operațiilor NATO ISAF (International Security Assistance Force) și RSM (Resolute Support Mission), în perioada 2004–2016.

Este evident faptul că, prin fenomenele meteorologice pe care le generează, atmosfera influențează decisiv activitatea Forțelor Aeriene în mediul aerian, caracterizat printr-un dinamism superior oricărui alt mediu planetar. Pentru cunoașterea influenței atmosferei asupra activităților specifice Forțelor Aeriene, exploatarea condițiilor meteorologice favorabile și evitarea riscurilor din spațiul aerian determinate de evoluția proceselor atmosferice, această categorie de forțe ale armatei a constituit structuri specialize, cu misiuni și obiective precise în domeniul meteorologiei aeronautice.

Din punct de vedere operațional, în prezent, **sistemul meteorologic al Forțelor Aeriene** cuprinde:

- Centrul Meteorologic Operațional din cadrul Componentei Operaționale Aeriene (COA);
- Biroul Meteorologic din cadrul Autorității Aeronautice Militare Naționale (AAMN);
- punctele meteorologice ale bazelor aeriene;
- sistemele de aerodrom destinate măsurării, înregistrării, procesării, arhivării și transmiterii valorilor elementelor atmosferice;
- echipamentele de informatică și comunicații destinate transmiterii și receptiei, vizualizării, validării și procesării datelor meteorologice (consola de prognoză și terminalele de briefing meteo, în principal);
- personalul meteorologic aeronautic militar.

Capitolul 2

ATMOSFERA

Atmosfera este învelișul gazos al Pământului care conține, în suspensie, cantități variabile de particule lichide și solide de origine terestră și cosmică. Ea constituie, ca și litosfera și hidrosfera, o parte a Pământului.

Aerul pur este incolor, insipid, mobil, elastic, compresibil și extensibil; este transparent pentru o gamă largă de radiații, dar absoarbe altele.

Atmosfera este indispensabilă vieții. Ea asigură oxigenul necesar respirației, protecția împotriva radiațiilor ultraviolete și termoreglarea, care împiedică pierderea totală a căldurii în timpul nopții și încălzirea excesivă în timpul zilei.

2.1 Originea, limitele și forma atmosferei

Atmosfera actuală a Pământului este compusă, indirect, din gazele care alcătuiau atmosfera inițială a planetei, la care se adaugă cele rezultate în urma erupțiilor vulcanice, emanațiilor izvoarelor termale, descompunerilor chimice și, mai apoi, a cele rezultate pe seama vieții vegetale. Atmosfera a căpătat caracteristici asemănătoare celei de azi în perioada cambriană, adică acum 580 milioane de ani, iar de atunci este într-o continuă înnoire, în interacțiunea ei permanentă cu litosfera, hidrosfera și biosfera.

Limita inferioară a atmosferei este, într-o accepțiune generală, **suprafața activă a planetei**. În realitate, datorită apăsării exercitate de aerul atmosferic și complexității proceselor de interacțiune, limita respectivă constituie un strat de întrepătrundere cu grosimi variabile, dependente de adâncimea până la care pătrunde acesta în crăpăturile litosferei, în porii rocilor și solului, în organismele vii etc.

Limita superioară este mai greu de stabilit, ea fiind mai curând un strat de tranziție către spațiul interplanetar. Definirea atmosferei ca amestec de gaze menținut în jurul Pământului de forța de atracție gravitațională a acestuia, implică acceptarea extinderii ei verticale până la nivelul dincolo de care procesele și fenomenele caracteristice amestecului respectiv de gaze nu mai pot avea loc. Și întrucât aurorele polare se numără printre aceste fenomene, limita superioară a atmosferei ar trebui să fie cel puțin la altitudinea de 1.200 km.

Dar, pentru a scăpa de atracția Pământului, moleculele gazului atmosferic trebuie să atingă o viteză critică sau parabolică de 11,2 km/s, ceea ce se întâmplă, în cazul hidrogenului și heliului, la altitudini de circa **3.000 km**. Astfel, această altitudine la care se produce egalizarea densității atmosferei cu cea a spațiului interplanetar și unde are loc procesul de disipare a particulelor de aer, este considerată, de majoritatea cercetătorilor, drept limita superioară a atmosferei.

Întrucât participă la mișcările Pământului, atmosfera să are *forma unui elipsoid de rotație*, mai aplatizat în regiunile polare și mai bombat în cele ecuatoriale decât elipsoidul terestru, din două motive:

➤ forța centrifugă, din ce în ce mai mică de la ecuator spre poli, acționează mai puternic asupra atmosferei (mediu cu densitate scăzută) decât asupra litosferei (mediu cu densitate ridicată);

➤ excesul de căldură și umezeală din atmosfera regiunilor ecuatoriale generează, permanent, mișcări de convecție intense.

Forma elipsoidală a atmosferei inferioare a fost atestată prin măsurători directe întreprinse de către T. de Bort asupra limitei superioare a troposferei, mai înaltă la ecuator (16–18 km) și mai joasă în regiunile temperate (10–12 km) și polare (6–8 km). Ulterior ea a fost confirmată de nenumărate ori prin sondajele aerologice.

Elipsoidul de rotație nu este însă o formă fixă a atmosferei. El suferă neîncetată modificări datorate încălzirilor și răcirilor diferențiate ale aerului, care pot fi periodice (anuale și diurne) sau neperiodice. Cele mai semnificative sunt însă modificările determinate de atracția Lunii și Soarelui, cunoscute sub numele de *maree atmosferice*.

Pentru atmosfera superioară forma elipsoidală nu a putut fi dovedită prin măsurători directe. În 1960 cercetătorul rus V. G. Fesenkov a formulat teoria potrivit căreia atmosfera are formă de pară sau de cometă, cu partea turtită orientată întotdeauna spre Soare și cu „coada” alungită în direcția opusă Soarelui, consecință a presiunii exercitate de radiația solară asupra ei. Cercetările ulterioare, efectuate cu rachete și sateliți meteorologici, au confirmat această teorie, dar numai pentru *magnetosferă*, care se extinde până la altitudini de 64.000 km.

2.2 Masa, densitatea și compoziția atmosferei

Calculată la scară planetară, masa atmosferei este de $5,289 \cdot 10^{15}$ tone. Dar, ținând seama de volumul aerului dislocuit de relieful terestru situat deasupra nivelului oceanului planetar, **masa reală a atmosferei este de $5,147 \cdot 10^{15}$ tone**. Ea reprezintă doar o milionime din masa Pământului, care totalizează $5,98 \cdot 10^{27}$ tone.

Pe verticală se constată o descreștere a masei atmosferice, determinată de scăderea presiunii și densității aerului. Astfel, la nivelul mării, masa unui metru cub de aer este de 1,293 kg, la 12 km altitudine de 319 g, la 25 km de 43 g, iar la 40 km de numai 4 g. Drept consecință, 50% din masa atmosferei se găsește până la 5 km altitudine, 75% până la 10 km, 95% până la 20 km și 99% până la 36 km altitudine.

Ca în cazul oricărui corp material, **densitatea aerului** rezultă din raportul dintre masă și volum. Pentru **aerul uscat** ea poate fi calculată cu *ecuația stării gazelor ideale* (*Klapeyron-Mendeleev*): $p_v = RT$, în care:

p – presiunea;

v – volumul specific;

R – constanta universală a gazelor ($R = p_0 v_0 / 273$)

T – temperatura absolută.

Având în vedere că volumul specific este o mărime inversă densității ($v = 1/\rho$), ecuația stării gazelor ideale poate fi scrisă sub forma:

$$\frac{p}{\rho} = RT, \quad \text{de unde} \quad \rho = p/RT.$$

Calculată pentru presiunea atmosferică medie de la nivelul mării (1013,25 mb) și temperatura de 0°C , **densitatea aerului uscat** are valoarea de $1,293 \text{ kg/m}^3$.

În realitate, aerul atmosferic conține întotdeauna cantități mai mari sau mai mici de vaporii de apă, a căror densitate reprezintă 0,622 din densitatea aerului uscat ($\rho_{\text{vap}}/\rho_{\text{usc}} = 0,622$).

Densitatea **aerului umed** se poate deduce din relația:

$$\rho_{\text{um}} = \rho_{\text{usc}} + \rho_{\text{vap}}.$$

La rândul ei, presiunea totală este dată de suma presiunilor aerului uscat și vaporilor de apă:

$$p_{\text{tot}} = p_{\text{usc}} + p_{\text{vap}}.$$

Dacă presiunea vaporilor de apă se notează cu e (tensiunea vaporilor de apă), relația devine:

$$p_{\text{tot}} = p_{\text{usc}} + e, \quad \text{unde} \quad p_{\text{usc}} = p_{\text{tot}} - e.$$

$$\text{În aceste condiții, densitatea aerului uscat este} \quad \rho_{\text{usc}} = \frac{p_{\text{tot}} - e}{RT},$$

$$\text{iar densitatea vaporilor de apă este} \quad \rho_{\text{vap}} = 0,622 \frac{e}{RT}.$$

$$\text{Astfel, } \rho_{\text{um}} = \rho_{\text{usc}} + \rho_{\text{vap}} = \frac{p_{\text{tot}} - e}{RT} + 0,622 \frac{e}{RT}; \quad \rho_{\text{um}} = \frac{p_{\text{tot}} - (1 - 0,622)e}{RT} = \frac{p_{\text{tot}} - 0,378e}{RT};$$

$$\text{sau} \quad \rho_{\text{um}} = \frac{p_{\text{tot}}}{RT} - \frac{0,378e}{p_{\text{tot}}} \cdot \frac{p_{\text{tot}}}{RT} \quad \text{și se obține} \quad \rho_{\text{um}} = \frac{p_{\text{tot}}}{RT} \left(1 - \frac{0,378e}{p_{\text{tot}}} \right).$$

O serie întreagă de procese termodinamice, care influențează hotărâtor stabilitatea sau instabilitatea vremii, depind de relațiile densității aerului cu temperatura, presiunea și umezeala (tabelul 1).

Tabelul 1 Relațiile densității aerului uscat și umed (saturat cu vapori de apă) cu temperatura și presiunea atmosferică

| Umezeala | Aer uscat | | | Aer saturat cu vapori de apă | | |
|-------------|---------------------------------------|-------|-------|------------------------------|-------|-------|
| Temperatura | -20°C | 0°C | 20°C | -20°C | 0°C | 20°C |
| Presiunea | Densitatea (kg/m^3) | | | | | |
| 1000 mb | 1,376 | 1,276 | 1,190 | 1,375 | 1,273 | 1,180 |
| 90 mb | 1,239 | 1,148 | 1,070 | 1,239 | 1,145 | 1,061 |

Se constată astfel că densitatea aerului umed este mai redusă decât cea a aerului uscat, diferențele scăzând până la anulare totală pe măsura descreșterii temperaturii și, implicit, a capacitații de înmagazinare a vaporilor de apă.

În ce privește **compoziția atmosferei**, concepția grecilor antici că aerul ar fi un element chimic simplu, a fost infirmată abia în secolul al XIX-lea, când A. L. Lavoisier a separat, identificat și denumit principalele două gaze care compun aerul atmosferic: azotul și oxigenul. Cercetările ulterioare întreprinse de Gay-Lussac au stabilit proporțiile volumetrice ale celor două gaze (79,2% azotul și 20,8% oxigenul), demonstrând totodată prezența, în cantități variabile, a dioxidului de carbon, amoniacului și vaporilor de apă. În ultimele două decenii ale secolului al XIX-lea, J. W. Rayleigh și W. Ramsay au descoperit și denumit gazele rare sau nobile: argonul, heliul, kriptonul, neonul și xenonul.

În prezent, OMM înscrie pe lista constituenților aerului uscat prelevat din orice punct aflat între suprafața terestră și altitudinea de 20–25 km, un număr de 20 de gaze distincte (tabelul 2).

Tabelul 2 Compoziția aerului uscat

| Nr. crt. | Gazul | Simbolul | Proportia | |
|----------|-------------------|-------------------------------|--------------------------|----------------|
| | | | În volum (%) | În greutate(%) |
| 1 | Azot | N ₂ | 78,088 | 75,527 |
| 2 | Oxigen | O ₂ | 20,949 | 23,143 |
| 3 | Argon | Ar | 0,930 | 1,282 |
| 4 | Dioxid de carbon | CO ₂ | 0,030 | 0,045 |
| 5 | Neon | Ne | $1,8 \cdot 10^{-3}$ | |
| 6 | Heliu | He | $5,2 \cdot 10^{-4}$ | |
| 7 | Kripton | Kr | $1,0 \cdot 10^{-4}$ | |
| 8 | Hidrogen | H | $5,0 \cdot 10^{-5}$ | |
| 9 | Xenon | Xe | $8,0 \cdot 10^{-6}$ | |
| 10 | Ozon | O ₃ | $1,0 \cdot 10^{-6}$ | |
| 11 | Radon | Rd | $6,0 \cdot 10^{-18}$ | |
| 12 | Iod | I ₂ | $0,3-4,0 \cdot 10^{-8}$ | |
| 13 | Metan | CH ₄ | $2,2 \cdot 10^{-4}$ | |
| 14 | Oxid de azot | N ₂ O | $5,0 \cdot 10^{-5}$ | |
| 15 | Apă oxigenată | H ₂ O ₂ | $4,0 \cdot 10^{-6}$ | |
| 16 | Dioxid de sulf | SO ₂ | $0,01-1,0 \cdot 10^{-4}$ | |
| 17 | Dioxid de azot | NO ₂ | $0,2-2,0 \cdot 10^{-6}$ | |
| 18 | Oxid de carbon | CO | urme | |
| 19 | Clorură de natriu | NaCl | 10^{-8} | |
| 20 | Amoniac | NH ₃ | 10^{-5} | |

Se constată că principalele patru gaze care compun aerul uscat (azotul, oxigenul, argonul și dioxidul de carbon) reprezintă 99,9970% din volumul și 99,9976% din greutatea acestuia, în timp

ce toate celelalte însumează 0,0030% din volum și 0,0024% din greutate. Cercetările au arătat că dintre toți constituenții aerului uscat, doar dioxidul de carbon, azotul și radonul prezintă variații în timp și spațiu. Cum însă ponderea lor este infimă, compoziția atmosferei în vecinătatea suprafeței terestre poate fi considerată constantă. În consecință, aerul poate fi asimilat unui gaz unic care, în condițiile de presiune și temperatură de la suprafața terestră, se comportă ca un gaz perfect cu greutatea moleculară de 28,97 unități atomice de masă.

În natură însă, aerul perfect uscat nu există. El conține, pe lângă constituenții menționați, cantități variabile de *vapori de apă* concentrate cu precădere în troposferă, unde pot atinge chiar 5% din unitatea de volum de aer. La toate acestea se adaugă și *suspensiile* solide ori lichide, a căror concentrație variază amplu în funcție de felul și apropierea surselor, de mărimea particulelor suspendate, de condițiile meteorologice etc.

Principalele *componente constante* ale atmosferei sunt azotul și oxigenul.

Azotul singur nu întreține viață, dar în amestec cu oxigenul – în proporțiile din atmosferă – temperează acțiunea oxidantă a acestuia, făcând posibilă dezvoltarea vieții. Este lipsit de toxicitate, dar creșterea concentrației lui în sângele uman sau animal provoacă „beția de azot”, care poate avea consecințe grave.

Oxigenul este incolor, inodor și insipid; este indispensabil procesului respirației.

Principalele *componente variabile* ale atmosferei sunt dioxidul de carbon, ozonul și vaporii de apă.

Dioxidul de carbon are un rol esențial în viața plantelor, fiind consumat în procesul de fotosinteză. Proportia sa în straturile inferioare ale troposferei – din regiunile temperate, mai ales – are o variație ciclică anuală, caracterizată prin descreșteri importante primăvara și vara, când fotosinteza este intensă și creșteri sensibile toamna, când fotosinteza se diminuează considerabil. Distribuția verticală a dioxidului de carbon se caracterizează printr-o scădere lentă, odată cu creșterea altitudinii, la 20–30 km concentrația sa devenind neglijabilă. Acest gaz prezintă însușiri absorbante pentru mai multe intervale din spectrul radiativ de undă lungă (caloric sau infraroșu), astfel având un rol important în crearea „efectului de seră”, care protejează atmosfera inferioară și suprafața terestră de răciri excesive pe timpul nopții.

Ozonul constituie o stare alotropică a oxigenului. Este un gaz de culoare albăstruie, cu miros caracteristic, ce reprezintă doar 10^{-6} din volumul aerului care înconjoară planetă. Este identificabil în atmosferă de la 10 până la 60 km altitudine și are concentrații mai ridicate în anumite straturi ale stratosferei (între 20 și 30 km altitudine, cu maximul la 25 km) și mezoferei (între 40 și 55 km altitudine, cu maximul la 50 km), cunoscute împreună sub denumirea de *ozonosferă*.

Ozonul ia naștere în urma unor procese fotochimice complexe, datorate acțiunii radiațiilor ultraviolete și corpusculare emise de Soare, asupra moleculelor diatomice de oxigen. Absorbind energia radiantă solară, acestea se disociază în atomi liberi, care apoi se combină cu moleculele diatomice de oxigen, în prezența moleculelor neutre ale altor gaze atmosferice. Procesul produce eliberarea unor cantități importante de energie calorică, care determină, în aceste straturi, creșteri excepționale ale temperaturii aerului. În straturile de aer din imediata apropiere a suprafeței terestre, ozonul se poate forma, în cantități infime, sub acțiunea descărcărilor electrice.

Distribuția orizontală a ozonului nu este uniformă, cantitatea lui fiind mai mare în regiunile polare, unde razele solare străbat atmosfera pe traiectorii mult mai lungi și mai mică în cea a regiunilor intertropicale. Ozonul influențează într-o mică măsură bilanțul caloric al sistemului Pământ-atmosferă, rolul său primordial fiind acela de a proteja atmosfera inferioară și suprafața terestră prin absorția, într-o cantitate însemnată, a radiației ultraviolete.

Vaporii de apă reprezintă constituentul atmosferic cu cele mai ample variații cantitative (până la 5% din volum în regiunile ecuatoriale, până la 0,001% în regiunile continentale reci și între 1,3% vara și 0,4% iarna în regiunile temperate). Rezultă în urma evaporării apei de pe toate suprafațele acvatice, de pe suprafața solului, zăpezii și gheții.

Distribuția orizontală a vaporilor de apă depinde, în principal, de temperatura aerului, prezența surselor de evaporare, circulația generală a atmosferei etc. Distribuția verticală este determinată, mai ales, de distanța față de sursele evaporante și de intensitatea mișcărilor turbulentе

și convective din atmosferă. Aceștia sunt concentrați în stratul de aer de până la 5 km altitudine, pătrunzând rareori și în cantități mici mai sus de 10 km (tabelul 3).

| Altitudinea (km) | Vaporii de apă (% de volum) |
|------------------|-----------------------------|
| 0,0 | 1,30 |
| 0,5 | 1,16 |
| 1,0 | 1,01 |
| 1,5 | 0,81 |
| 2,0 | 0,69 |
| 2,5 | 0,61 |
| 3,0 | 0,49 |
| 3,5 | 0,41 |
| 4,0 | 0,37 |
| 5,0 | 0,27 |
| 6,0 | 0,15 |
| 7,0 | 0,09 |
| 8,0 | 0,05 |

Tabelul 3
Distribuția verticală
a vaporilor de apă în
atmosfera latitudinilor medii

Densitatea vaporilor de apă este inferioară densității aerului uscat, raportul dintre acestea fiind $\rho_{vap} / \rho_{usc} = 0,622$. Drept urmare, prezența vaporilor de apă sporește energia de instabilitate a aerului, contribuind la intensificarea mișcării ascendente.

Moleculele de vapori de apă sunt invizibile. Ele devin vizibile doar atunci când se transformă în particule mai mari, lichide sau solide, cum ar fi picăturile de apă și cristalele de gheață din componența norilor. Trecerea vaporilor de apă în formă lichidă este numită condensare, în timp ce procesul prin care apa lichidă se transformă în vapori se numește evaporare.

În atmosfera joasă, apa este prezentă peste tot. Ea este singura substanță care există în formă gazoasă, lichidă și solidă, la temperaturile și presiunile care se găsesc în mod normal în apropierea suprafeței Pământului. Vaporii de apă sunt extrem de importanți în atmosferă. Ei dă naștere particulelor din nori, care cresc în dimensiuni și cad pe Pământ ca precipitații, dar eliberează și mari cantități de căldură – numită căldură latentă – atunci când trec din formă gazoasă în formă lichidă sau solidă. Căldura latentă este o sursă importantă de energie pentru atmosferă, în special în cazul furtunilor. Procesul de evaporare are loc cu consum de căldură, iar cel de condensare cu eliberare de căldură. Datorită faptului că ambele procese se desfășoară atât pe suprafața terestră, cât și la diferite niveluri din troposferă, dar și absorbiției unor anumite benzi de radiație infraroșie emisă de suprafața terestră, vaporii de apă au o influență considerabilă în bilanțul calorice al sistemului Pământ-atmosferă.

2.3 Poluarea atmosferei

Definirea atmosferei ca amestec de gaze ce poate fi asimilat unui gaz unic, exclude suspensiile solide, lichide și gazoase, care deși nu se numără printre componente ale acesteia, sunt omniprezente în straturile inferioare. Împreună cu aerul, ele alcătuiesc un *sistem coloidal*, aerul fiind *mediul de dispersie*, iar suspensiile, *faza dispersă*.

Suspensiile solide sunt particule cu dimensiuni macroscopice (raza $> 5 \mu\text{m}$), microscopice (raza între 5 și $0,15 \mu\text{m}$) și submicroscopice (raza $< 0,25 \mu\text{m}$), care plutesc în atmosferă sau cad cu viteze foarte reduse. Principalele lor efecte meteorologice sunt creșterea coeficientului de opacizare a aerului, diminuarea intensității radiației globale și asigurarea nucleelor de condensare necesare formării norilor și precipitațiilor.

Suspensiile solide sau pulberile sunt de origine extraterestră (din pulverizarea meteoritilor care pătrund în atmosferă) și terestră: minerale (particule fine de sol, rocă, cenușă, fum, săruri

marine, substanțe radioactive etc.) și organice (microorganisme – bacili, virusi, fermenti, infuzori, alge, fixate cel mai adesea pe pulberile minerale și organice mai mari; polen; spori ai algelor, mucegaiurilor și criptogamelor vasculare; semințe foarte fine de plante; fragmente infime de substanță vegetale și animale). Toate aceste pot fi de origine naturală sau antropică.

Suspensiile lichide și gazoase sunt particule extrem de fine sau gaze în concentrații variabile, altele decât cele care intră în compoziția aerului pur, umed sau uscat, de proveniență exclusiv terestră și de origine naturală sau antropică.

Poluarea atmosferei este definită ca fiind procesul de impurificare a aerului cu substanțe gazoase, lichide și solide, care sunt dăunătoare într-o măsură mai mare sau mai mică oamenilor, animalelor, plantelor, produselor tehnice și unor procese tehnologice. Un volum de aer se consideră poluat atunci când concentrația uneia sau mai multor substanțe impurificatoare din cuprinsul său depășește limita (concentrația) maximă admisibilă. Substanțele care poluează atmosfera sunt rezultatul unor procese fizice, chimice și biologice naturale dar, mai ales, antropice.

Sursele majore de poluare, care contribuie cu aproape 60% la poluarea generală, sunt antropice și cuprind: vehiculele cu motor (oxid de carbon, hidrocarburi, oxizi de azot și de sulf), industria (oxizi de sulf, azot, carbon, hidrocarburi, particule sedimentabile și în suspensie), complexele energetice (oxizi de sulf, azot, pulperi sedimentabile și în suspensie), încălzirea interioarelor.

Sursele minore de poluare sunt antropice (praful, fumul și aerosoliii rezultate din activitățile umane), dar și naturale (produsele expulzate de vulcani, praful ridicat de vânt sau produs în timpul cutremurelor, praful cosmic, compuși organici vegetali și animali, sarea pulverizată de pe mări și oceane etc.).

Principalele tipuri de poluanți atmosferici au fost categorisite după natura și însușirile lor caracteristice:

- compușii sulfului: dioxid de sulf (anhidrida sulfurică), acid sulfuros, acid sulfuric, hidrogen sulfurat (acidul sulfhidric);
- compușii carbonului: oxid de carbon (232 milioane tone antropice anual), dioxid de carbon (anhidrida carbonică), hidrocarburi (90 milioane tone antropice anual, plus 1,6 miliarde tone emanate din mlaștini și zone inundabile), aldehyde;
- compușii azotului: oxid de azot, dioxid de azot, amoniac, produse fotochimice;
- suspensiile solide: cenușă, funingine, gudroane, particule de sol, particule de nisip, pulperi organice;
- poluanți radioactivi (naturali și antropici).

Poluanții nu constituie amestecuri permanente ale aerului, ci sunt emanați în atmosferă de surse temporare sau permanente, locale sau limitate. Indiferent de starea de agregare, ei apar ca emisii ale coșurilor industriale sau casnice, ale țevilor de eşapament și altor surse. Cantitatea de impurități aflată într-o unitate de volum de aer poartă numele de *imisie* și este exprimată în mg/m^3 de aer. Valoarea limită dincolo de care poluanții devin dăunători pentru sănătatea oamenilor se numește *concentrația igienică maximă admisibilă* sau *concentrația maximă a imisiei*. Valorile acestui indicator, stabilite pentru țara noastră, se regăsesc în anexa 1.

Răspândirea impurităților emise și transformarea lor în imisie se află în strânsă legătură cu condițiile meteorologice și cu relieful regiunii în care se află sursele poluante. Cele mai mari imisii se găsesc în arealele depresionare cu surse poluante, unde inversiunile termice limitează sau împiedică evacuarea aerului poluat. Din regiunile de câmpie și platouri netede, vânturile pot împrăștia rapid și pe distanțe mari poluanții.

Distanța până la care sunt transportați poluanții depinde nu doar de viteza vânturilor, ci și de dimensiunile particulelor în suspensie; cu cât este mai mic diametrul acestora, cu atât ele vor rămâne mai multă vreme în aer și vor fi duse mai departe.

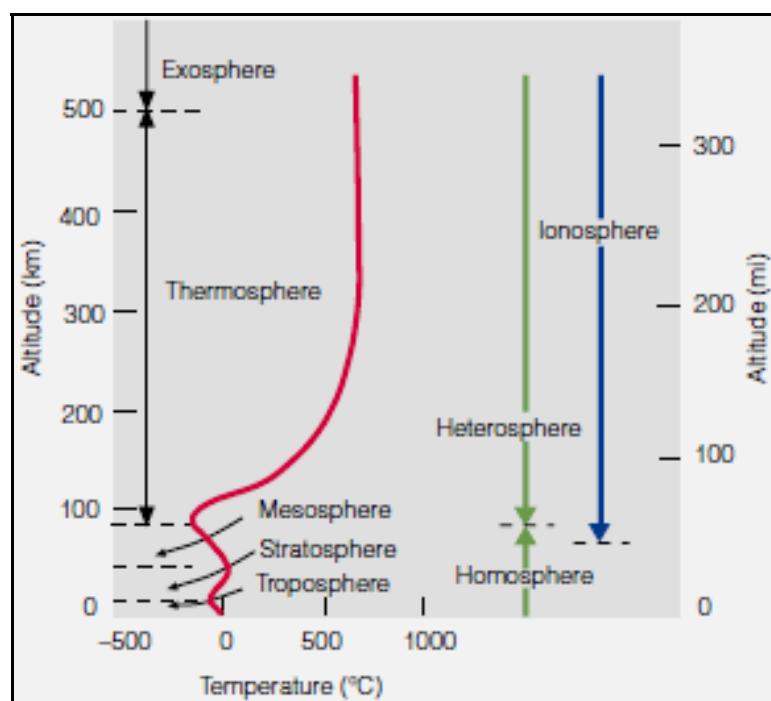
2.4 Structura atmosferei

Sondajele aerologice efectuate cu mijloace din ce în ce mai perfecționate și mai eficiente au condus la concluzia că, sub raportul însușirilor fizice, atmosfera nu este un mediu omogen. Astfel, temperatura, presiunea, densitatea etc., variază neîncetat atât pe verticală cât și pe orizontală. Variatiile în sens vertical sunt însă mult mai rapide și mai mari decât cele în sens orizontal. Pe măsura creșterii altitudinii, presiunea și densitatea scad destul de regulat, în timp ce temperatura înregistrează ample variații neregulate, determinate de procesele fizice și chimice predominante la diferite altitudini. De aceea, temperatura este criteriu esențial al împărțirii verticale a atmosferei în straturi cu caractere specifice.

În afara acestei împărțiri verticale a atmosferei, bazată pe criterii fizice și general răspândită și utilizată, există și o împărțire verticală a atmosferei bazată pe criteriul compozitionei chimice, realizată de cercetatorul francez M. Nicolet, în 1950. Aceasta deosebește un strat inferior și omogen, până la 100 km altitudine, numit *omosferă* și un strat superior și neomogen, între 100 și 10.000 km altitudine, numit *heterosferă*. Stratul superior conține patru substraturi: de azot molecular (100–200 km), de oxigen atomic (200–1.100 km), de heliu (1.000–3.500 km) și de hidrogen atomic (3.500–10.000 km).

În figura 1 este ilustrată stratificarea atmosferei bazată pe temperatură, compozitione și proprietăți electrice.

Figura 1 Stratificarea atmosferei bazată pe temperatură (linia roșie), pe compozitione (linia verde) și pe proprietăți electrice (linia albastră)



Analizând distribuția verticală a temperaturii, numeroși meteorologi au propus împărțiri ale atmosferei care, înmulțindu-se, tindeau să sporească dificultățile de comunicare în acest domeniu. Pentru a înlătura acest neajuns, în 1951 OMM a unificat propunerile preexistente, stabilind o stratificare unanim acceptată, care are la bază variația temperaturii cu altitudinea. Această stratificare consideră atmosfera ca fiind formată din cinci straturi:

- troposfera – de la 0 la 11 km;
- stratosfera – de la 11 la 32 km;
- mezofera – de la 32 la 80 km;
- termosfera – de la 80 la 1.000 km;
- exosfera – de la 1.000 la 3.000 km.

Cercetările mai detaliate au permis delimitarea în interiorul straturilor principale a unor substraturi cu caracteristici distincte, precum și existența, între straturile principale, a unor substraturi de tranziție, cu atât mai groase cu cât altitudinea la care se găsesc este mai mare.

În 1976 s-au stabilit principalele valori ale proprietăților *atmosferei standard internaționale*–ISA (International Standard Atmosphere): presiunea, temperatura, densitatea, vâscozitatea, conductivitatea termică și viteza sunetului la diferite altitudini (anexa 2).

Structura verticală a atmosferei este ilustrată în figurile 2 și 3, sub rezerva extinderii stratosferei până la altitudini de aproximativ 50 km, conform *atmosferei standard SUA*.

Figura 2 Structura verticală a atmosferei conform atmosferei standard SUA

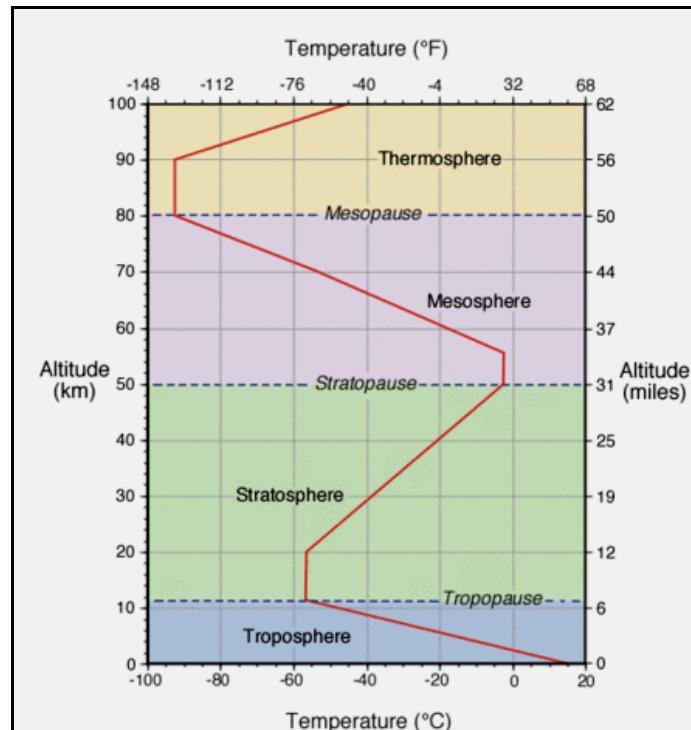
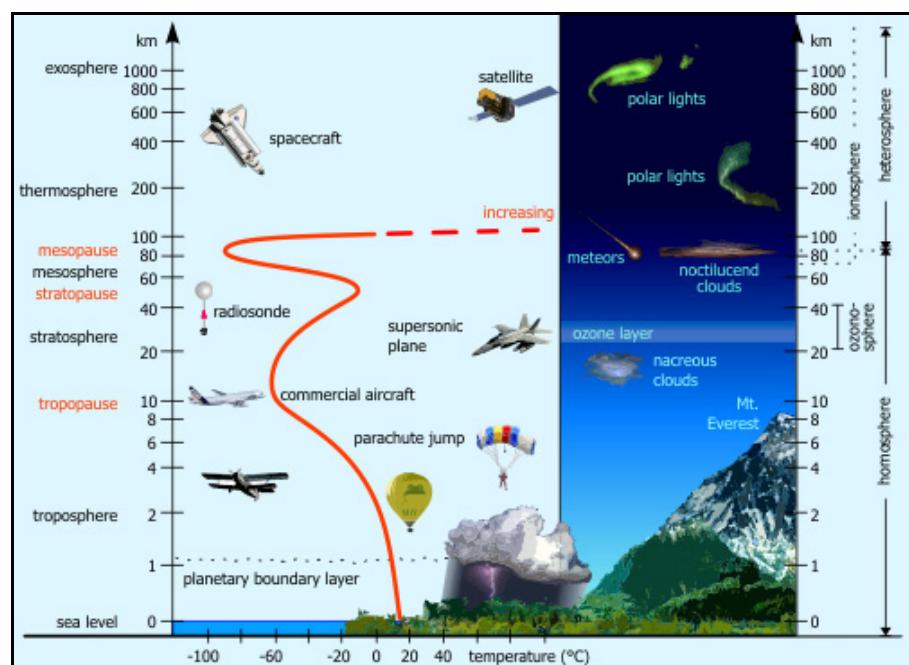


Figura 3 Structura verticală a atmosferei exemplificată cu activități aeronaute și fenomene fizice naturale (conform atmosferei standard SUA)



ICAO a creat, de asemenea, un model de atmosferă cu valori standard, la care să se raporteze măsurarea performanțelor aeronavelor și după care să se realizeze calibrarea instrumentelor aeronaute. Cel mai răspândit și utilizat model de ISA ICAO datează din 1964. Conform acestuia, la nivelul mediu al mării (MSL): - temperatura $T = +15^{\circ}\text{C}$;

- presiunea $P = 1013.25 \text{ mb (hPa)}$;
- densitatea $\rho = 1225 \text{ g/m}^3$.

De la sol până la 11 km altitudine (36.090 ft) temperatura scade cu $0,65^{\circ}\text{C}/100 \text{ m}$ ($1,98^{\circ}\text{C}/1000 \text{ ft}$), de la 11 km până la 20 km (65.617 ft) temperatura rămâne constantă la $-56,5^{\circ}\text{C}$, iar de la 20 km până la 32 km temperatura crește cu $0,1^{\circ}\text{C}/100 \text{ m}$ ($0,3^{\circ}\text{C}/1000 \text{ ft}$).

Câteva valori pentru temperatura, presiunea, treapta barică și densitatea aerului din ICAO ISA sunt menționate în tabelul 4.

Tabelul 4 Valori ICAO ISA

| Altitudinea | | Temperatura ($^{\circ}\text{C}$) | Presiunea (mb) | Treapta barică | | Densitatea (%) |
|-------------|---------|---------------------------------------|-------------------|----------------|------|-------------------|
| (m) | (ft) | | | (m) | (ft) | |
| 32.000 | 104.987 | -44,7 | 8,9 | | | 1,1 |
| 30.480 | 100.000 | -46,2 | 11,1 | | | 1,4 |
| 27.430 | 90.000 | -49,2 | 17,3 | | | 2,2 |
| 24.380 | 80.000 | -52,2 | 28,0 | | | 3,6 |
| 21.340 | 70.000 | -55,2 | 44,9 | | | 5,8 |
| 20.000 | 65.620 | -56,5 | 56,7 | | | 7,2 |
| 15.240 | 50.000 | -56,5 | 116,6 | | | 15,3 |
| 13.710 | 45.000 | -56,5 | 148,2 | | | 19,5 |
| 11.780 | 38.662 | -56,5 | 200 | | 103 | 26,3 |
| 11.000 | 36.090 | -56,5 | 228,2 | 32 | 91 | 29,7 |
| 9.160 | 30.065 | -44,4 | 300 | | 73 | 36,8 |
| 5.510 | 18.289 | -21,2 | 500 | 16 | 48 | 56,4 |
| 3.050 | 10.000 | -4,8 | 696,8 | | 37 | 73,8 |
| 3.010 | 9.882 | -4,6 | 700 | | 36 | 74,1 |
| 1.460 | 4.781 | 5,5 | 850 | | 31 | 87,3 |
| 0 | 0 | 15 | 1013,25 | 8,4 | 27 | 100 |

2.4.1 Troposfera

Este stratul cel mai de jos al atmosferei, pe care T. de Bort îl definește astfel deoarece se caracterizează printr-o continuă agitație (în limba greacă „*tropos*” înseamnă „turbulent”, „agitat”). Grosimea troposferei variază cu latitudinea, fiind de 16–18 km în zona ecuatorială, de 10–12 km în zonele temperate și de 6–8 km în cele polare. Grosimea variabilă a troposferei se datorează formei de elipsoid de rotație a atmosferei inferioare, precum și încălzirii diferențiate ce favorizează mișcări termoconvective intense la ecuator și extrem de slabe la poli. Din această a doua cauză, grosimea troposferei este mai mare vara și mai mică iarna, în orice punct al ei.

Deși este cel mai subțire strat al atmosferei, troposfera concentrează 80% din masa acesteia și 90% din vaporii de apă, fiind sediul celor mai importante procese și fenomene meteorologice.

Scăderea temperaturii cu altitudinea în troposferă are loc conform *gradientului termic vertical mediu de $0,65^{\circ}\text{C} / 100 \text{ m}$* , valabil pentru toate zonele Pământului. Grosimea troposferei fiind diferită, la limita ei superioară se înregistrează temperaturi de $-70 \dots -80^{\circ}\text{C}$ deasupra ecuatorului și de $-50 \dots -60^{\circ}\text{C}$ deasupra regiunilor temperate și polare.

Mișcarea neîncetată a aerului în troposferă se datorează încălzirii diferențiate a suprafeței terestre și, implicit, încălzirii inegale a stratului de aer inferior. Astfel apar *mișcările convective* (ascendente și descendente) și *mișcările advective* (orizontale) ale aerului.

Cercetarea detaliată a însușirilor fizice ale troposferei a permis identificarea a trei substraturi distințe: limită (de frecare), mijlociu (de advecție) și superior; deasupra acestora se află tropopauza.

Substratul limită sau de frecare sau de turbulență (troposfera inferioară) se extinde între suprafața terestră și altitudinea de 2 km. La contactul acestuia cu suprafața terestră au loc cele mai intense schimburi reciproce de materie și energie între cele două medii distințe, acestea fiind puse în evidență prin valorile foarte mari ale gradienților principalelor elemente meteorologice (temperatura, umezeala, viteza vântului etc.) din stratul de aer cuprins între 0 și 2 m înălțime, care a fost numit de R. Geyger, *strat microclimatic*.

Substratul mijlociu (troposfera medie) este cuprins între 2 și 6 km altitudine, în interiorul lui simțindu-se mai slab influențele locale ale suprafetei terestre. Mișcările advective sunt mult mai intense decât în troposfera inferioară, motiv pentru care a fost numit și substrat de advecție. Mișcările convective de natură termică și dinamică (orografică și frontală) sunt intense, favorizând formarea celor mai multe genuri de nori și căderea precipitațiilor.

Substratul superior (troposfera superioară) se situează la altitudini cuprinse între 6 km și limita superioară a troposferei. În interiorul său influențele perturbatoare ale suprafetei terestre sunt minime, iar temperatura este negativă; mișcările verticale și orizontale ale aerului sunt mai puțin intense decât în substraturile inferioare.

Tropopauza (substratosfera) are grosimi variabile între câteva sute de metri și 1–2 km și face tranziția între troposferă și stratosferă. Acestui substrat îi este caracteristică variația de altitudine în spațiu și timp; pe de o parte, ea nu coboară lin de la ecuator spre poli, ci cade în trepte care se suprapun pe anumite distanțe, în acele regiuni existând, de fapt, două tropopauze; pe de altă parte, se situează la altitudini mai mici unde presiunea la sol este coborâtă și la altitudini mai mari unde presiunea la sol este ridicată. Toate aceste variații sunt anotimpuale și diurne, dar și neperiodice.

Caracteristica esențială a tropopauzei este dată de distribuția verticală a temperaturii aerului în cuprinsul său: izotermie (anularea gradientului termic vertical mediu) sau inversiune termică (inversarea gradientului).

Din punct de vedere dinamic, tropopauza se caracterizează prin prezența curenților rapizi de vest – *Jet Streams* – care iau naștere în regiunile de suprapunere a tropopauzei arctice (antarcțice) cu cea extratropicală.

2.4.2 Stratosfera

Este stratul atmosferic cuprins între tropopauză și altitudinea medie de 32 km. Se caracterizează prin izotermie (gradient termic vertical mediu nul), temperatura având valori medii de $-55 \dots -60^{\circ}\text{C}$, dar și variații sezoniere (iarna și sub -90°C , vara și peste -30°C).

Stratosfera este extrem de săracă în vaporii de apă, aceștia depășind rareori tropopauza, iar atunci când se întâmplă, sunt sublimați la altitudini de 20–25 km, unde formează *norii sidefii*, vizibili numai când Soarele se găsește la orizont sau la câteva grade sub orizont. Tot aici, la altitudini cuprinse între 20 și 30 km, se găsește primul strat de ozon, ce are concentrația maximă la altitudini de 25 km.

Stratopauza (submezosfera) este un substrat relativ subțire, situat la altitudini de 30–35 km. Principala sa caracteristică ează gradientul termic vertical negativ (creșterea ușoară a temperaturii aerului cu altitudinea).

2.4.3 Mezosfera

Stratul mijlociu al atmosferei este situat între stratopauză și altitudinea medie de 80 km. În jumătatea sa inferioară, gradientul termic vertical mediu negativ se mărește, temperatura ajungând de la $-40 \dots -50^{\circ}\text{C}$ până la valori pozitive de $60 \dots 70^{\circ}\text{C}$, la altitudini de 50–55 km. Deasupra acestui nivel gradientul termic vertical mediu devine pozitiv, iar temperatura ajunge la $-80 \dots -110^{\circ}\text{C}$, la limita superioară a mezosferei.

Datorită inversiunii termice din mezosfera inferioară, în mezosfera superioară se produc puternice mișcări termoconvective, care dau acestui substrat un caracter intens turbulent.

Rezultat al sublimării cantităților infime de vapori de apă care ajung către limita superioară a mezosferei, pe pulberile de origine extraterestră existente acolo, la altitudini de 80 km se formează *norii argintii* sau *luminoși nocturni*. Aceștia se formează vara și pot fi observați numai la începutul și sfârșitul nopții, când Soarele se află sub orizont, între 6° și 16° ; sunt alb-argintii, cu dezvoltare verticală redusă și structură ondulată bine marcată.

Tot în mezosferă, la altitudini cuprinse între 40 și 55 km, se găsește al doilea strat de ozon, ce are concentrația maximă la altitudini de 50 km.

Mezopauza (subtermosferă) este un substrat subțire, situat la altitudinea medie de 80 km, care face tranziția spre termosferă. Ea a fost identificată cert doar în epoca sondajelor moderne cu rachete și sateliți meteorologici.

2.4.4 Termosferă

Se situează între nivelul mezopauzei și altitudinea de 1.000 km. În acest strat de aer, temperatura crește de la -120°C , la partea inferioară până la 3.000°C , la partea superioară. Temperaturile din termosferă au început să fie determinate din 1959 (A. E. Weller) prin analiza lățimii benzilor spectrale ale *aurorelor polare*. Astfel, aurorele de mică intensitate se produc în partea inferioară a termosferei, unde temperaturile sunt cuprinse între 50 și 150°C , iar cele înalte, cu structură radiată, se produc la altitudini de 200–250 km, unde temperaturile sunt cuprinse între 500 și 700°C . Cercetări spectrofotometrice ulterioare ale unor aurore polare și mai înalte, la 400–500 km altitudine, au evidențiat temperaturi de $800\text{--}1.200^{\circ}\text{C}$ pentru intervalele de noapte și de $1.500\text{--}2.000^{\circ}\text{C}$ pentru intervalele de zi.

În concluzie, termosfera se caracterizează prin inversiune termică în partea inferioară și prin izotermie în parte superioară (peste 700 km altitudine), temperaturile extrem de ridicate din acest strat fiind cauzate de absorția radiației solare de undă scurtă și interacțiunea electronilor liberi cu câmpul geomagnetic.

Cea mai importantă caracteristică a termosferei, prin implicațiile practice pe care le are asupra activității antropice, este *ionizarea aerului*, extrem de rarefiat de altfel (densitatea la limita superioară este de numai $7,4 \cdot 10^{-17} \text{ g/cm}^3$). Ionizarea este procesul de formare a ionilor (particule de materie încărcate electric, de dimensiuni subatomici, atomice, moleculare sau mai mari), care se datorează acțiunii radiațiilor solare ultraviolete și X, cât și acțiunii radiațiilor corpusculare solare și cosmice. Sub aceste acțiuni, moleculele și atomii gazelor componente ale atmosferei pierd electroni și se transformă în ioni pozitivi. Electronii rezultați pot rămâne liberi un timp oarecare, se pot atașa de molecule sau atomi neutri, dând naștere unor ioni negativi, sau se pot uni cu ioni pozitivi, recombinând neutralii (molecule și atomi neutri).

Intensitatea ionizării la o altitudine oarecare depinde de concentrația constituenților ionizabili și de intensitatea radiațiilor ionizante. Densitatea de ionizare sau concentrația ionilor liberi (numărul de electroni liberi raportat la unitatea de volum) este condiționată de raportul dintre ritmurile producerii, acumulării și recombinării ionilor.

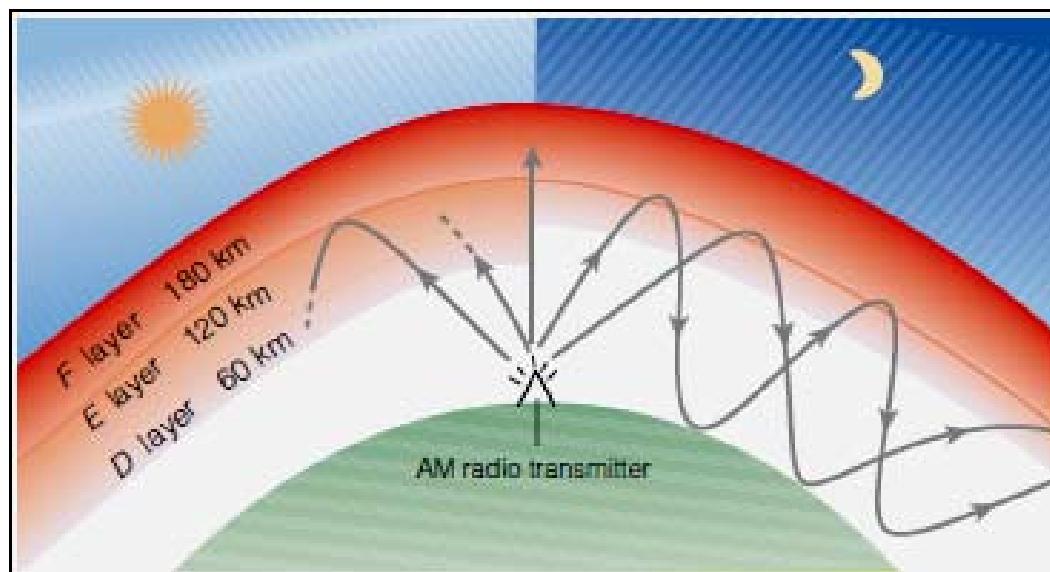
Procesele de ionizare și disociere a gazelor încep să influențeze compoziția atmosferei dincolo de altitudinea de 30 km; după 45 km densitatea de ionizare crește odată cu altitudinea și atinge valori maxime la altitudinea de 300 km, după care scade. Deși procesul are loc în întregul volum al atmosferei, ionizarea este o caracteristică esențială a termosferei, motiv pentru care acest strat se numea, în trecut, *ionosferă*. În prezent, prin **ionosferă** se înțelege stratul atmosferic parțial ionizat cu limita inferioară la altitudini între 50 km (ziua) și 80 km (noaptea) și limita superioară la 1.200 km și chiar mai mult.

Existența unor straturi de aer intens ionizate la mari altitudini a fost dovedită încă din 1925, de către E. V. Appleton și M. A. F. Barnett. În prezent există peste 300 de stații ionosferice care efectuează investigații sistematice asupra ionosferei, la care se adaugă cele întreprinse cu ajutorul rachetelor și sateliților meteorologici. Motivul cercetărilor intense asupra ionosferei îl reprezintă însușirea ei de a reflecta undele radio, fără de care propagarea acestora pe distanțe mari ar fi imposibilă.

Indicele de refracție al ionosferei este subunitar și scade pe măsura creșterii altitudinii și concentrației electronice, până la nivelul densității maxime de ionizare (300 km altitudine). Astfel, traectoria undei radio cu incidență oblică este deviată progresiv, ea îndepărându-se tot mai mult de verticală locului de emisie. La un anumit nivel din ionosferă, unde concentrația electronică este suficient de mare pentru frecvența undei respective, traectoria este deviată atât de mult încât unda incidentă își schimbă direcția, întorcându-se pe Pământ. Prin reflexii repetitive, undele radio străbat distanțe apreciabile, putând să înconjoare planeta. Pentru undele radio cu incidență verticală, reflexia totală se realizează la nivelul ionosferic unde indicele de refracție este nul pentru frecvența respectivă.

În scopul unificării limbajului specific și creșterii compatibilității rezultatelor obținute din cercetare, ionosfera a fost împărțită convențional în trei regiuni, după altitudinile la care se produce reflectarea undelor radio și tipurile de ecou (figura 4).

Figura 4 Structura ionosferei



Regiunea ionosferică D are limita inferioară între 50 și 60 km altitudine, iar limita superioară între 90 și 120 km altitudine. Are densitatea de ionizare cea mai redusă, principalul ei efect fiind absorbția intensă a undelor radio scurte și reflexia undelor radio cu $\lambda > 300$ m (unde lungi și o parte a undelor medii).

Regiunea ionosferică E este cuprinsă între 90–120 km și 160–180 km altitudine. Reflexia undelor radio scurte se produce la altitudini cuprinse între 100 și 125 km.

Regiunea ionosferică F se întinde între 160–180 km și 650 km. Din cuprinsul ei se înregistrează ecouri ale undelor radio scurte în orice moment al zilei.

Subregiunea ionosferică F₁ corespunde stratului ionosferic situat între 180 și 280 km altitudine și este mai intens ionizată decât regiunea E, astfel încât și scăderea nocturnă a ionizării este mai puțin accentuată. În cuprinsul ei se remarcă existența unei *frecvențe critice*, detectabilă la latitudinii medii, în timpul zilei, mai clar vara și mai slab în anotimpurile de tranziție, iarna fiind slab conturată.

Subregiunea ionosferică F₂ se întinde între 280 și 650 km altitudine, în cuprinsul ei înregistrându-se densitatea electronică maximă. Este detectabilă și în timpul nopții și are cea mai mare importanță pentru comunicațiile radio în bandă scurtă.

Frecvența cea mai ridicată a undei ce se propagă pe o direcție dată, la incidență oblică, poartă numele de *frecvență maximă utilizabilă* (MUF—Maximum Usable Frequency) și este cu atât mai mare cu cât distanța dintre emițător și receptor este mai mare. Curbura Pământului limitează însă la 4.000 km distanța transmisiilor radio „monosalt” pentru altitudinea reflexiei de 300 km, dar distanța poate fi mărită prin propagări „multisalt”.

Variațiile periodice ale comportamentului ionosferei se produc sub influența modificărilor periodice exercitate de Soare asupra structurii ionosferei. Variația diurnă este determinată de altitudinea Soarelui deasupra orizontului, astfel încât frecvențele critice din E, F₁ și F₂ apar în preajma răsăritului, cresc treptat până la valoarea maximă de la amiază locului și apoi scad, dispărând după apus.

Variația anuală este controlată strict de altitudinea Soarelui deasupra orizontului, în cazul E și F₁, unde valorile frecvențelor critice de la orele amiezii la latitudini medii cresc din ianuarie până la sfârșitul lui iunie, pentru ca apoi să scadă din nou. În cazul F₂, valoarea frecvenței critice crește din ianuarie până în martie, scade până la trecerea iunie–iulie, crește din nou până în septembrie și apoi scade până în ianuarie. La această variație anuală, pe lângă altitudinea Soarelui deasupra orizontului, contribuie și comportamentul și concentrația ionilor labili negativi de oxigen, care au frecvențe proprii în domeniul undelor radio scurte.

O altă variație periodică este cea legată de ciclul activității solare, cu o durată de 11 ani: creșterea activității solare determină, pe de o parte, creșterea tuturor frecvențelor critice din ionosferă, iar pe de altă parte, accentuarea absorbției frecvențelor critice din regiunea inferioară (D).

Variațiile neperiodice ale comportamentului ionosferei sunt de scurtă durată și multe dintre acestea coincid cu fluctuații similare ale activității solare. Furtunile ionosferice apar, cu precădere, în perioadele de activitate solară intensă, sunt asociate cu furtunile electromagnetice și însoțite de intense aurore polare. Durează de la câteva ore la câteva zile și deteriorează semnificativ comunicațiile radio în bandă scurtă prin ionosferă.

Perturbațiile ionosferice bruște sunt creșteri foarte rapide ale absorbției undelor radio, care deseori anulează complet reflexia acestora. Cunoscute și ca „efectul Dillinger”, apar numai ziua, fiind mai evidente la amiază, în zona ecuatorială; sunt asociate cu erupții puternice în cromosferă solară și însoțite de perturbații ale câmpului geomagnetic. Durează de la câteva minute până la o oră.

Perturbațiile ionosferice datorate meteoziilor constau în creșteri bruște ale ionizării la altitudini de 100–130 km. Se constată numai în regiunea ionosferică E și durează până la câteva secunde.

Perturbațiile ionosferice datorate eclipselor de Soare constau în scăderea gradului de ionizare pe timpul acestora. La latitudini polare, afectează toate tipurile de frecvențe critice, iar la latitudini medii, micșorează frecvențele critice din E și F₁.

Perturbațiile ionosferice datorate altor fenomene neregulate sunt sesizabile în timpul exploziilor nucleare și cutremurelor puternice.

Termopauza (subexosfera) este un substrat relativ subțire, care face tranziția spre exosferă.

2.4.5 Exosfera

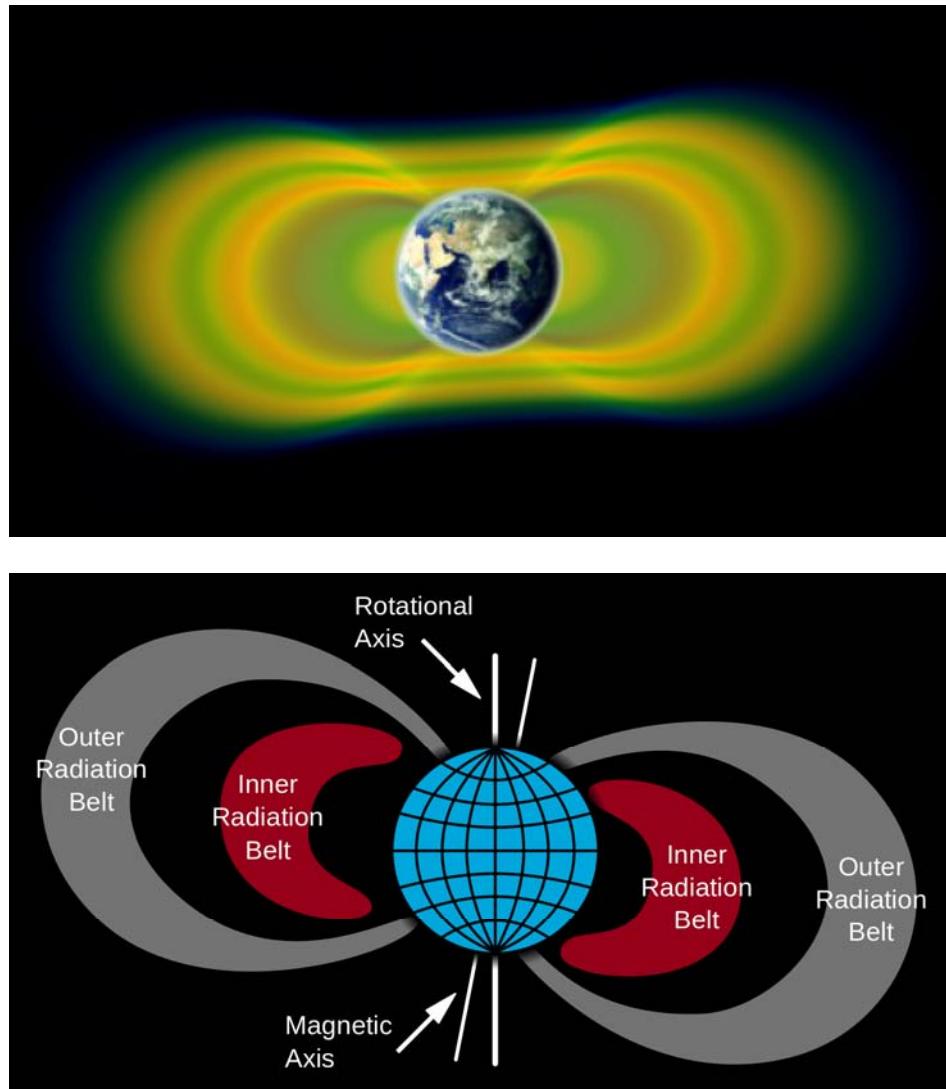
Este ultimul strat al atmosferei, situat între altitudinile de 1.000 și 3.000 km. Limita ei superioară a fost stabilită pe criteriul egalizării densității aerului cu densitatea materiei din spațiul interplanetar. Rarefieră este atât de mare, încât distanța dintre atomii și moleculele gazului atmosferic este de ordinul a 100 km, pe când la nivelul suprafeței terestre nu depășește 10^{-6} cm.

2.5 Centurile de radiații

Reprezintă una dintre descoperirile esențiale ale epocii explorării cosmice cu ajutorul sateliștilor artificiali, existența lor fiind semnalată de primii sateliți americani din seria *Explorer* și statuată de astronomul James Van Allen în 1958, care a demonstrat că în exosferă și dincolo de limitele ei există două zone vaste în care intensitatea radiațiilor este deosebit de mare (figurile 5 și 6). În 1963 geofizicienii ruși au descoperit o a treia centură de radiații, deasupra primelor două, toate fiind compuse din particule electrizate (radiații corpusculare solare și cosmice) care sunt captate de câmpul magnetic terestru și dirijate pe traекторii spiralate de-a lungul liniilor de forță ale acestuia (figura 7).

Figurile 5–6

Centurile van Allen



Centura van Allen interioară este compusă din protoni și electroni de mare energie (până la 100 MeV) captați din radiația corpusculară cosmică. Are forma unui inel bombat (cu convexitatea în afară) ce înconjoară Pământul între latitudinile geomagnetice de 35° nord și sud, începând de la altitudinea de 500 km în emisfera însorită și 1.500 km în cea umbrată, continuându-se până la 6.000 km deasupra suprafeței terestre.

Centura van Allen exteroară este compusă mai ales din electroni și neutroni captați din emisia corpusculară solară, intensitatea radiațiilor având fluctuații direct legate de ciclul activității solare. Înconjoară planeta având, în secțiune verticală, forma unei potcoave ale cărei capete sunt situate în dreptul latitudinilor geomagnetice de $55\text{--}65^{\circ}$ nord și sud. În zona ecuatorială limita ei inferioară se găsește la altitudini de 8.000 km, iar cea superioară la 40.000 km. Intensitatea radiațiilor acestei centuri este de zece ori mai slabă decât a celei dintâi, cu valori maxime înregistrându-se la 19.500 km altitudine. Interacțiunea particulelor electrizate ale acestei centuri cu atomii gazelor atmosferice determină apariția, mai ales la capetele ei, a unor frecvențe aurore polare.

Centura superioară de radiații este constituită din electroni cu viteze de deplasare mai mici decât ale celor din centurile van Allen. În dreptul ecuatorului geomagnetic are limita inferioară la altitudinea de 55.000 km, iar limita superioară la 75.000 km.

Regiunea circumterestră în cuprinsul căreia este detectabilă acțiunea câmpului geomagnetic a fost numită *magnetosferă*. Forma ei se îndepărtează de elipsoidul de rotație și apare ca forma unei comete, din cauza vântului solar (figura 8: limitele magnetosferei de culoare mov).

Figura 7 Câmpul magnetic terestru

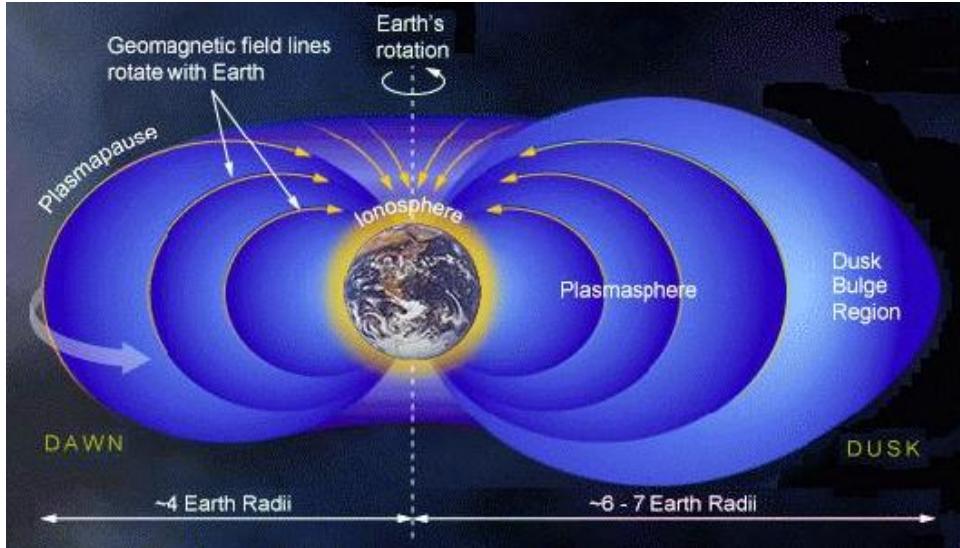
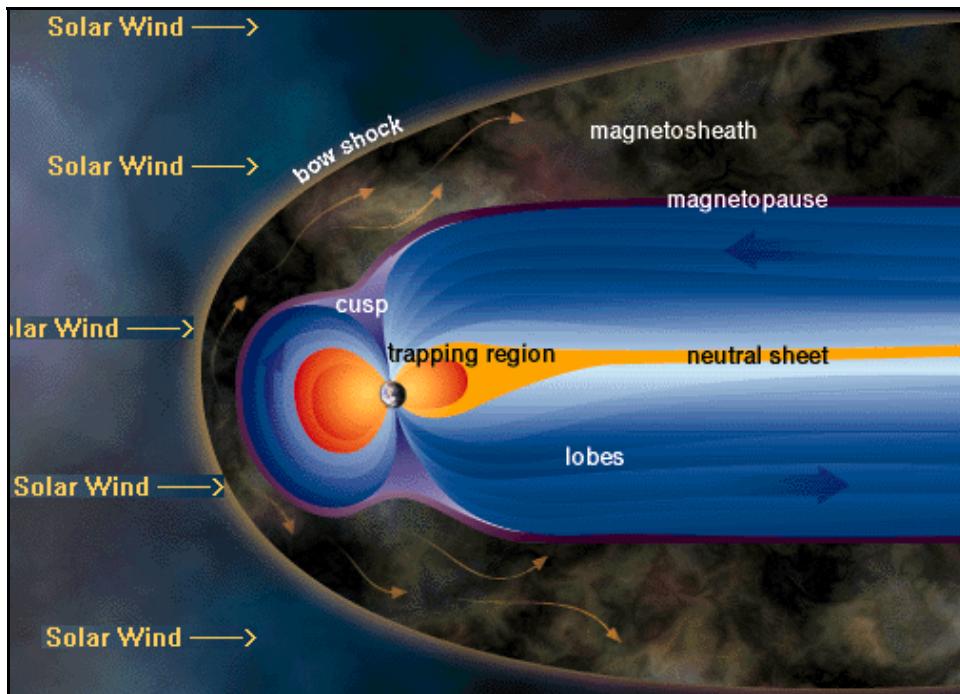


Figura 8 Vântul solar și magnetosfera terestră



Vântul solar este un flux continuu de plasmă coronală (ioni de hidrogen, heliu, oxigen, carbon, siliciu, fier) care părăsește Soarele cu viteze de 300–600 km/s și se propagă în toate direcțiile, până dincolo de ultima planetă a sistemului solar. În timpul erupțiilor cromosferice viteza vântului solar poate depăși 1.000 km/s, la impactul cu magnetosfera dând naștere unui front de soc sau front de unde de soc, care determină modificări importante în configurația magnetosferei și ionosferei.

Capitolul 3

ENERGIA PROCESELOR DIN ATMOSFERĂ

3.1 Sursele energetice ale proceselor atmosferice

Sursa energetică primară a aproape tuturor proceselor și fenomenelor din atmosferă este **Soarele**, o stea normală, de clasă spectrală G₂ (galben-portocalie), cu vârstă de aproximativ 4,6 miliarde de ani. Are temperatură de circa 5.760°K la suprafață (în centru sunt 15.500.000°K), luminozitatea de $3,826 \cdot 10^6$ dyne/cm² și accelerația gravitației de $2,740 \cdot 10^2$ m/s. Diametrul său unghiular este de 31'59,26'', raza de 695.990 km (de 109 ori raza Pământului), volumul de $1,4122 \cdot 10^{27}$ m³ (de 1.301.200 ori volumul Pământului), suprafață de $6,087 \cdot 10^{18}$ m² (de 11.900 ori suprafața Pământului), masa de $1,991 \cdot 10^{30}$ kg (de 330.000 ori masa Pământului) și densitatea medie de 1,41 g/cm³ (160 g/cm³ în centru).

Potrivit observațiilor spectrale, Soarele este compus din hidrogen (71%), heliu (28%) și unele elemente grele (1%). El emite o cantitate de energie constantă, de $4 \cdot 10^{33}$ ergi în fiecare secundă, produsă prin fuziunea termonucleară a hidrogenului. Structura Soarelui cuprinde un nucleu, o zonă radiativă, o zonă convectivă și atmosfera solară (figura 9).

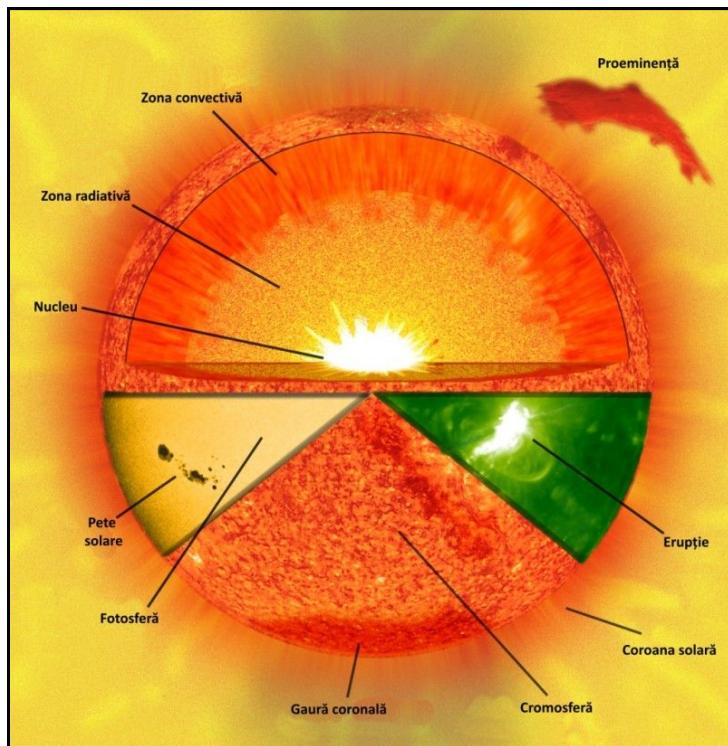


Figura 9
Structura Soarelui

Nucleul Soarelui se caracterizează prin reacții termonucleare de fuziune a hidrogenului în heliu, care produc cantități imense de energie ce se propagă în exterior prin cuante de energie (fotoni) în domeniul radiațiilor Rontgen.

Zona radiativă ocupă cea mai mare parte din volumul Soarelui, prin ea fiind transportată către exterior energia produsă în nucleu. Cuantele de energie sunt absorbite la distanțe mici de locul emisiei, devin tot mai slabe și capătă lungimi de undă tot mai mari, ajungând în fotosferă după circa un milion de ani, sub forma radiațiilor predominant vizibile.

Zona convectivă reprezintă, în grosime, doar o zecime din raza Soarelui. În cuprinsul său, energia este transportată spre exterior prin convecție.

Atmosfera solară este parte superioară a Soarelui și este formată din trei straturi distincte: fotosferă, cromosferă și coroana.

Fotosfera are grosimi de 300–400 km, se află la partea exterioară a zonei convective și reprezintă suprafața vizibilă, strălucitoare a Soarelui. Prin fotosferă se emite întreaga cantitate de energie pe care Soarele o trimită în spațiu; aceasta se exprimă prin *constanta solară* (cantitatea totală de energie radiantă care trece într-un minut printr-o suprafață de 1 cm², orientată perpendicular pe razele solare și situată în afara atmosferei terestre, la distanța medie dintre Pământ și Soare), egală cu 0,136 W/cm². Temperatura fotosferei scade de la 5.760°K, la partea inferioară, până la 5.000°K, la partea superioară.

Cromosfera sau atmosfera de hidrogen a Soarelui are grosimi de 8.000–10.000 km și este vizibilă cu ochiul liber numai pe timpul eclipselor totale de Soare. Densitatea ei scade odată cu creșterea înălțimii deasupra Soarelui, dar temperatura descrește numai în primele sute de km, ajungând la 4.000°K, pentru ca apoi să crească spre 50.000°K la 1.000 km și 500.000°K la câteva mii de km deasupra Soarelui. Cromosfera prezintă unele formațiuni, cum sunt plăgile sau regiunile faculare (porțiuni luminoase asociate regiunilor solare active), filamentele și protuberanțele, erupțiile cromosferice. Definitorii sunt însă *spiculele*, formațiuni conice luminoase cu înălțimi de circa 5.000 km și raze de 500 km, compuse din jeturi de gaz cromosferic mai rece (circa 10.000°K) și mai dens decât gazul coronal, care apar și dispar la intervale medii de 5 minute.

Coroana solară este stratul exterior și cel mai gros (câteva milioane de km) al atmosferei Soarelui, fiind formată din gaz complet ionizat (plasmă) cu temperaturi de 1–2 milioane °K. Este vizibilă cu ochiul liber numai pe timpul eclipselor totale de Soare, când apare ca o aureolă argintie. Are o structură neomogenă, prezentând condensări coronale și curenți coronali, în corelație cu procesele din straturile mai joase; emite radiații electromagnetice distințe în domeniile Rontgen, optic și radio, dar și un flux permanent de radiație corpusculară (vântul solar). Numărul total de particule emise de Soare prin vântul solar este de $1,3 \cdot 10^{31}$ în fiecare secundă (în fiecare oră Soarele pierde 6,7 miliarde de tone de materie).

Totalitatea proceselor și fenomenelor variabile în timp și spațiu care au loc la suprafața Soarelui sau în straturile atmosferei sale, poartă numele de *activitate solară*. Manifestările ei cele mai importante sunt: petele, erupțiile, protuberanțele, formațiunile coronale active și regiunile active. Studierea aprofundată a acestor manifestări, mai ales a petelor solare, a permis stabilirea caracteristicilor și legităților activității solare în ansamblu, de primă importanță fiind *periodicitatea* sau *ciclicitatea*, durata medie a ciclurilor activității solare fiind de 11,3 ani.

Petele solare sunt formațiuni întunecate, observabile pe discul Soarelui în lumină albă, având o strălucire de 10–50 de ori mai redusă decât fotosfera. Inițial, apar ce puncte întunecate în fotosferă (pori), cu diametru de 1.000–3.000 km, iar după 1–2 zile de dezvoltare au diametre de 2.500–100.000 km și forme neregulate. Au temperatură mai mică decât a fotosferei din jur cu 1.000–2.000°K și durează de la câteva ore până la 80–90 de zile. *Deriva petelor solare* constă în aceea că, la începutul fiecărui ciclu de 11 ani, ele apar în dreptul latitudinilor heliografice de 40°–45° nord și sud; treptat, locul apariției lor se schimbă, astfel încât la maximul ciclului corespunde latitudinilor de 15°, iar la încheierea ciclului este foarte apropiat de ecuator.

Erupțiile solare sunt formațiuni luminoase de scurtă durată (câteva minute–câteva ore) ce apar, cel mai adesea, în cromosferă, ca explozii de strălucire (de zeci de ori mai mare decât a cromosferei înconjурătoare) a unor părți limitate ale sale. *Erupția optică* este detectabilă cu ajutorul monocromatoarelor și spectrografelor, fiind invizibilă în lumină albă și este formată dintr-un gaz relativ rece (circa 10.000°K), dar dens (10^{12} – 10^{13} electroni/cm³); are sediul în cromosferă și în partea inferioară a coroanei solare. *Erupția plasmatică* este detectabilă de pe Pământ cu ajutorul radiospectrografelor și al efectelor ei geofizice, iar din afara atmosferei terestre, prin detectoarele de particule și radiații de pe sateliții artificiale. Este formată din plasmă de mare energie, cu temperaturi de 10^7 – 10^8 °K și densități de 10^{10} – 10^{12} electroni/cm³; cuprinde straturile superioare ale atmosferei solare și generează, pe lângă radiația corpusculară, o puternică emisie de radiații Rontgen (0,5–60 Å), radio și gamma. Cantitatea totală de energie emisă de o erupție solară variază între 10^{30} și 10^{32} ergi. Erupțiile solare sunt răspunzătoare de perturbațiile ionosferice care deteriorează comunicațiile radio, de furtunile geomagnetice cu influențe nefaste asupra oamenilor suferin de diferite maladii, de producerea aurorilor polare, de radiațiile cosmice periculoase pentru astronauți.

Protuberanțele solare sunt nori de plasmă cu densități inferioare densității cromosferei, proiectați sub formă de filamente întunecate pe discul solar și formațiuni luminoase la marginea acestuia, vizibile numai pe timpul eclipselor totale de Soare. **Protuberanțele calme** apar spre sfârșitul evoluției unei regiuni solare active, sub forma unor lame de gaz ce par compuse din fibre orientate diferit, nodului și nori; durează de la câteva zile la câteva luni și au dimensiuni de 100.000–700.000 km lungime, 5.000 km lățime și 20.000–100.000 km înălțime. Protuberanțele *active* sau *eruptive* apar în faza de maximă dezvoltare a regiunilor solare active, la nivelul coroanei sau al cromosferei; se asemănă cu erupțiile solare, având forma unor jeturi sau coloane luminoase, cu spirale complicate și durează până la 30 de minute, fiind însotite de emisii de unde radio, ultraviolete și Rontgen.

Formațiunile coronale active se află în strânsă legătură cu manifestările activității solare din cromosferă și fotosferă: deasupra petelor din fotosferă, în coroană apar condensări coronale (cupole, nori sferoidali); regiunilor faculare ale cromosferei le corespund, în coroană, curenți coronali; deasupra protuberanțelor și filamentelor apar coifuri coronale.

Regiunile solare active sunt porțiuni ale atmosferei Soarelui în care se dezvoltă ansamblul fenomenelor observabile ce preced, însotesc și succed petele solare, incluzând emisiile Rontgen, ultraviolete și corpusculare.

În concluzie, fiecare cm^2 de suprafață orizontală, situat la limita superioară a atmosferei Pământului, primește în medie 0,5 cal/min, adică 720 cal/24 h; exprimată în unități de putere, această energie reprezintă 348 W/m².

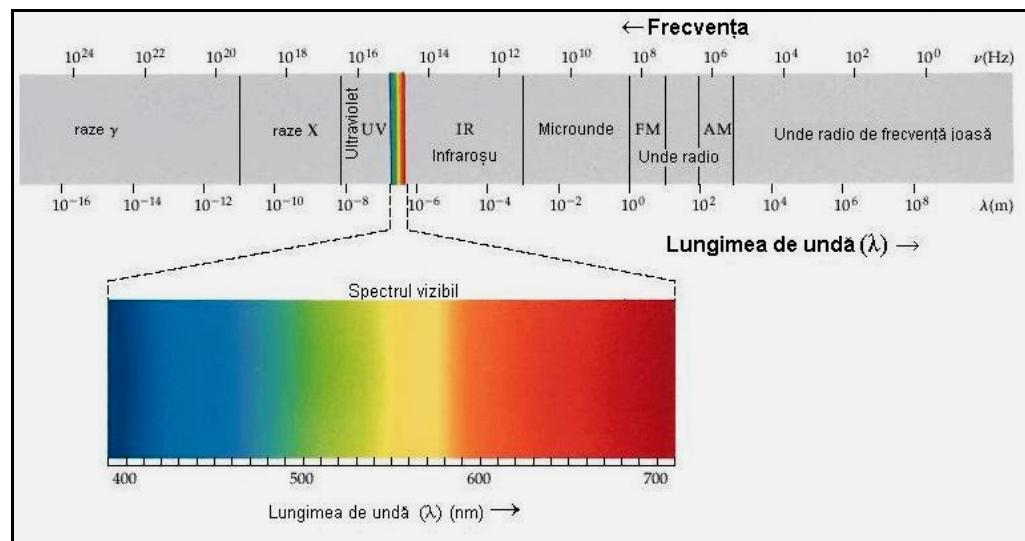
O altă sursă energetică a proceselor atmosferice o reprezintă nucleul fierbinte al Pământului, care furnizează o cantitate nesemnificativă de energie, în medie de doar 0,12 cal/cm²/zi, de 6.000 de ori mai mică decât cantitatea de energie primită de la Soare. Local, fluxul constant de căldură din interiorul planetei poate atinge valori de 10–50 de ori mai mari decât cele medii, în marile regiuni vulcanice din Islanda, Italia, Japonia, Noua Zeelandă.

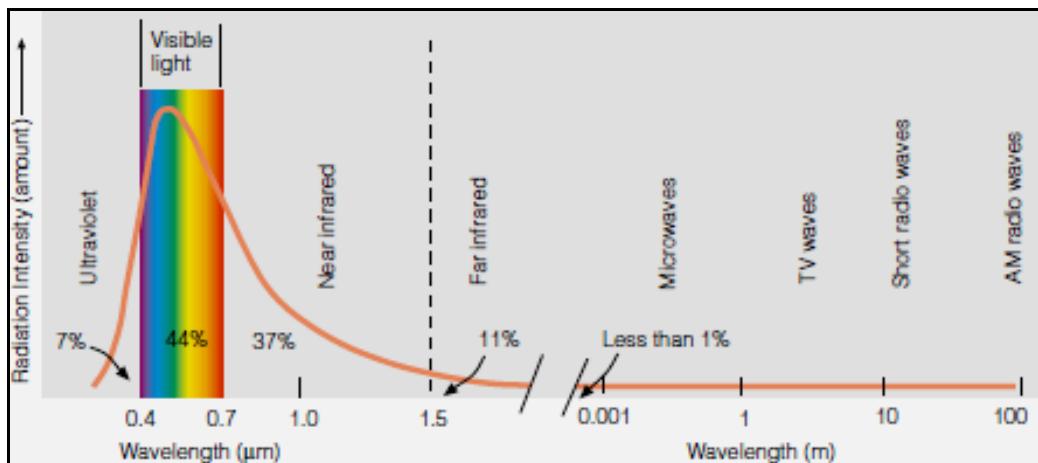
3.2 Fluxurile energetice radiante din atmosferă

Energia pe care atmosfera o primește de la Soare se propagă prin spațiu sub forma radiațiilor electromagnetice și corpusculare, ponderea celor din urmă fiind mult mai redusă. Spectrul radiativ solar are la o extremitate radiațiile gamma, cu lungimi de undă inferioare Ångstromului (Å), iar la cealaltă extremitate, undele radio, cu lungimi de undă de ordinul kilometrilor (figurile 10 și 11).

Figurile 10–11

Spectrul electromagnetic solar





În meteorologie interesează, cu precădere, regiunile spectrale ultravioletă, vizibilă și infraroșie, cărora le corespund cele mai mari cantități de energie.

Regiunea radiațiilor ultraviolete (cu lungimi de undă cuprinse între 0,01 și 0,39 μm) este formată din raze invizibile, cu efecte chimice pronunțate, din care cauză sunt numite și *radiații chimice*.

Regiunea radiațiilor vizibile (cu lungimi de undă cuprinse între 0,30 și 0,76 μm) este alcătuită din raze având cele șapte culori ale spectrului vizibil, care dau, în amestec, lumina albă (tabelul 5).

Regiunea radiațiilor infraroșii (cu lungimi de undă cuprinse între 0,76 și 500 μm) este constituită din raze invizibile, cu efecte calorice, motiv pentru care sunt numite și *radiații calorice*.

Energia radiantă solară este distribuită inegal, cea mai mare parte a ei fiind concentrată în regiunea vizibilă a spectrului, cu maximul centrat pe lungimea de undă de 0,475 μm, în gama radiațiilor verzi-albastre. În fapt, 99% din energia radiațiilor care străbat atmosfera se datorează regiunii spectrale cuprinsă între 0,17 și 80–100 μm.

| Nr. crt. | Culoarea | Lungimile de undă (μm) |
|----------|--------------|------------------------|
| 1 | Roșu | 0,760–0,620 |
| 2 | Portocaliu | 0,620–0,585 |
| 3 | Galben | 0,585–0,575 |
| 4 | Galben-verde | 0,575–0,550 |
| 5 | Verde | 0,550–0,505 |
| 6 | Bleu | 0,505–0,485 |
| 7 | Albastru | 0,485–0,455 |
| 8 | Violet | 0,455–0,390 |

Tabelul 5
Lungimile de undă
corespunzătoare
culorilor radiației
vizibile

Pentru definirea energiei radiante se utilizează noțiunea de *flux de energie radiantă* (f), care reprezintă cantitatea de energie ce cade pe o suprafață oarecare, într-o unitate de timp. Raportând fluxul respectiv la o unitate de suprafață (s) se obține *densitatea fluxului de energie radiantă* (d) sau *intensitatea radiației*, $d = f/s$, care se măsoară în $\text{cal}/\text{cm}^2 \cdot \text{min}$.

3.2.1 Legile energiei radiante

Legea Kirchhoff se referă la însușirile emisive și sbsorbante proprii tuturor corpurilor materiale din natură, stabilind că la o temperatură dată (T), în condițiile echilibrului termodinamic, *raportul dintre capacitatea de emisie* (e) și *cea de absorbție* (a) ale unui corp (indiferent de natura acestuia) este o valoare constantă, egală cu capacitatea de emisie a corpului absolut negru (E), atât în cazul radiației cu o anumită lungime de undă (λ), cât și în cazul radiației totale, cu lungimi de undă diferite.

Legea Kirchhoff conduce la două concluzii importante:

- pentru o temperatură dată (T), un corp care emite radiații cu o anumită lungime de undă (λ), absoarbe concomitent radiațiile cu aceeași lungime de undă provenite din surse exterioare;
- un corp bun absorbant este, în același timp, un bun radiant (și invers).

Corpul ideal care absoarbe întreaga cantitate de energie radiantă ce cade pe suprafața sa, poartă numele de *corp absolut negru*; capacitatea lui de absorție este egală cu 1. Acest corp este și un radiant integral, capacitatea sa de emisie fiind limita superioară posibilă pentru orice corp aflat la aceeași temperatură.

Legea Stephan–Boltzman exprimă dependența direct proporțională a capacitații totale de emisie radiativă (E) a corpului absolut negru, de temperatura lui absolută (T) la puterea a patra: $E = \sigma T^4$, unde σ este constanta Stephan–Boltzman, cu valoarea de $0,826 \cdot 10^{-10} \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{min} \cdot \text{grad}$.

Astfel, cunoscându-se cantitatea totală de energie emisă de Soare ($5,316 \cdot 10^{27} \text{ cal/min}$), au fost calculate temperatura suprafeței sale (5.760°K) și capacitatea de emisie ($87.320 \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{min}$).

Legea Wien stabilește relația dintre lungimea de undă corespunzătoare intensității maxime a radiațiilor emise de corpul absolut negru (λ_{\max}) și temperatura absolută la care se produce emisia (T), produsul acestora având o valoare constantă: $\lambda_{\max} \cdot T = 2884$.

Deoarece creșterea temperaturii absolute a suprafeței emisive determină deplasarea către valori mai mici a lungimii de undă corespunzătoare intensității maxime a radiațiilor, legea Wien a fost numită și *legea deplasării* (figura 12); ea se aplică numai la determinarea temperaturii corpurilor a căror distribuție spectrală a intensității radiațiilor emise este apropiată de cea a corpului absolut negru. Totodată, este evident faptul că radiațiile cu lungimi de undă mari transportă cantități de energie mai mici decât radiațiile cu lungimi de undă mici (figura 13).

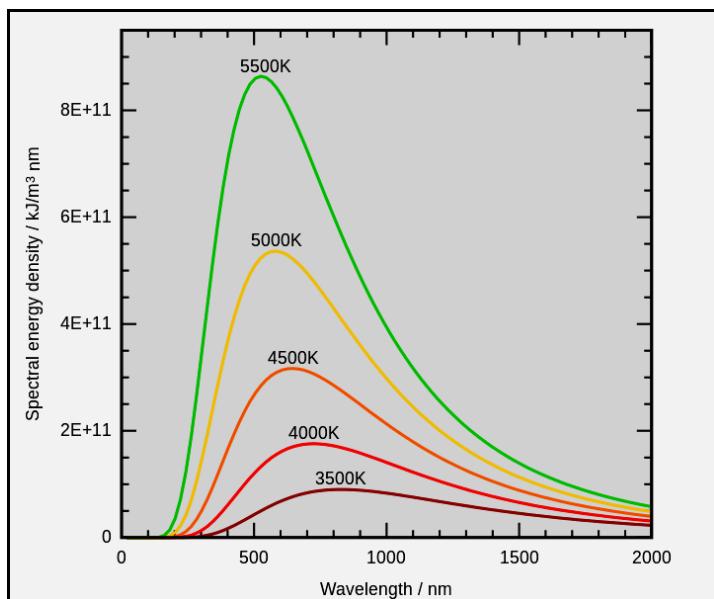


Figura 12
Relația dintre
temperatura
absolută a suprafeței
emitente și lungimea
de undă
corespunzătoare
intensității maxime
a radiațiilor

Legea Planck stabilește dependența intensității energiei ($E_{\lambda T}$) radiată de un corp absolut negru de lungimea de undă a radiațiilor (λ) și de temperatura absolută (T) a suprafeței emisive, pe baza relației:

$$E_{\lambda T} = \frac{2hc^2}{\lambda^5} \cdot \frac{1}{e^{\frac{hc}{K\lambda T}} - 1},$$

unde:

c – viteza luminii;

h – constanta lui Planck = $0,6256(5) \cdot 10^{-34} \text{ J} \cdot \text{s}$;

λ – lungimea de undă a radiațiilor;

e – funcție exponențială;

K – constanta Boltzmann = $1,38054(12) \cdot 10^{23} \text{ J} \cdot \text{K}^{-1}$;

T – temperatura absolută.

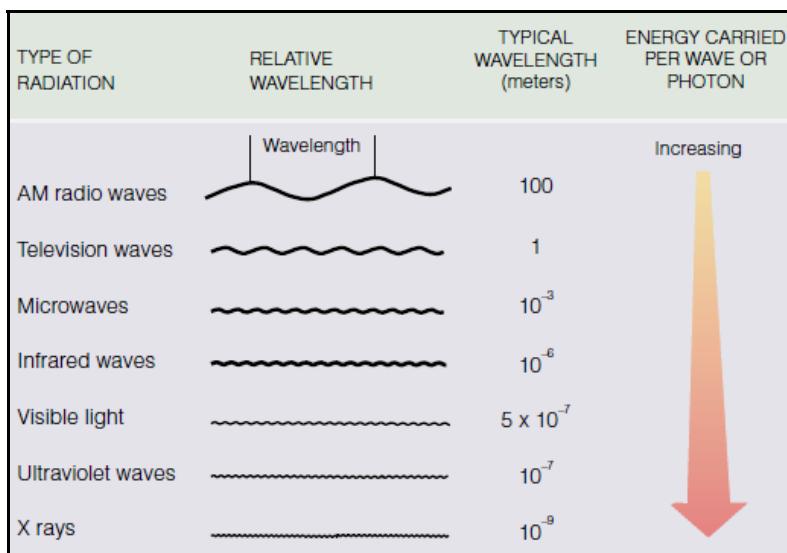


Figura 13
Relația dintre lungimea de undă și energia transportată de radiații

Pe baza acestor legi se pot calcula limitele între care se extinde spectrul radiativ al oricărui corp, pentru o temperatură dată. Astfel, Soarele, la suprafața căruia temperatura absolută este de aproximativ 6.000°K , are spectrul radiativ cuprins între 0 și $4\text{--}5 \mu$, cu intensitatea maximă a energiei radiante concentrată pe $0,475 \mu$; suprafața terestră are temperatura medie de 300°K și spectrul radiativ între 3 și 80μ , cu maximul centrat la 10μ ; atmosfera (la nivelul stratosferei inferioare) are temperatura medie de 200°K și spectrul radiativ între 4 și 120μ , cu maximul centrat la $14,5 \mu$.

Convențional, se consideră ca fiind de *undă scurtă* radiațiile solare și de *undă lungă*, radiațiile emise de suprafața Pământului și de atmosfera acestuia.

3.2.2 Influența atmosferei asupra fluxurilor de energie radiantă

Pe drumul parcurs de la limita superioară a atmosferei până la suprafața terestră, radiația solară suferă o serie întreagă de transformări cantitative (slăbirea intensității) și calitative (amputarea spectrului radiativ solar pentru anumite lungimi de undă). Acestea sunt datorate *absorbției* și *difuziei* pe care le exercită atmosfera asupra fluxurilor de energie care o străbat. Ambele procese se produc simultan și permanent, cu deosebirea că, în regiunile speciale ultravioletă și infraroșie predomină absorbția, iar în regiunea vizibilă predomină difuzia.

Intensitatea proceselor de absorbție și difuzie depinde de lungimea drumului stăbatut de radiații prin atmosferă și de concentrația vaporilor de apă și particulelor solide și lichide aflate în suspensie în atmosferă. Lungimea traectoriei radiațiilor prin atmosferă variază funcție de *unghiul zenital* (unghiul dintră verticala locului – *zenit* și direcția Soarelui în poziția respectivă). Distanța pe care o parcurg radiațiile când Soarele se află la zenit, între limita superioară a atmosferei și suprafața terestră, se numește *masă optică* și este utilizată ca unitate de măsură a lugimii traectoriei radiațiilor prin atmosferă. Creșterea unghiului zenital determină sporirea numărului de mase optice străbătute de radiațiile solare prin atmosferă și invers (tabelul 6).

Absorbția energiei radiante solare în atmosferă este selectivă, în cazul gazelor care compun atmosfera și globală, în cazul suspensiilor solide și lichide din cuprinsul acesteia.

Absorbția selectivă provoacă linii întunecate (de absorbție) în spectrul radiativ solar și o scădere a intensității energiei radiante solare, numită și *extincție*. Dintre componentele normale ale atmosferei, numai oxigenul, ozonul, dioxidul de carbon și vaporii de apă exercită o absorbție cu importanță practică esențială.

În tabelul 7 sunt precizate domeniile și benzile specrale de absorbție a radiațiilor solare de către componente menționate anterior, precum și lungimile de undă maxim absorbite.

Absorbția globală este provocată de pulberile aflate în suspensie în atmosferă și are drept consecință slăbirea generală a intensității fluxului de energie radiantă solară.

Tabelul 6 Variația a lugimii traiectoriei radiațiilor solare prin atmosferă în funcție de unghiul zenithal

| Nr. crt. | Unghiul zenithal (°) | Lungimea traiectoriei (mase optice) |
|----------|----------------------|-------------------------------------|
| 1 | 0 | 1,00 |
| 2 | 10 | 1,02 |
| 3 | 20 | 1,06 |
| 4 | 30 | 1,15 |
| 5 | 40 | 1,31 |
| 6 | 50 | 1,56 |
| 7 | 60 | 2,00 |
| 8 | 70 | 2,92 |
| 9 | 80 | 5,7 |
| 10 | 85 | 10,80 |
| 11 | 90 | 45,00 |

Tabelul 7 Absorbția radiațiilor solare de către componente normale ale atmosferei

| Component atmosferic | Domeniu spectral | Banda spectrală (λ / μ) | Lungimea de undă maxim absorbită | Mențiuni |
|----------------------|------------------|-------------------------------------|----------------------------------|----------------|
| O_2 | UV | < 200 | 0,155 | |
| | VIS | | 0,760; 0,687 | |
| O_3 | UV | 0,200–0,320 | 0,255 | Banda Hartley |
| | | | 0,360 | |
| | VIS | | 0,600 | Banda Chappuis |
| CO_2 | IR | 1,46–2,78 | 2,01–2,05 | |
| | | | 4,3 | |
| H_2O vaporii | VIS | 0,730–0,685 | | |
| | | 0,606–0,586 | | |
| | | 0,578–0,576 | | |
| | | 0,548–0,542 | | |
| | | 0,511–0,498 | | |
| | IR | 0,926–0978 | 0,935 | |
| | | 1,095–1,165 | 1,130 | |
| | | 1,319–1,498 | 1,395 | |
| | | 1,762–1,977 | 1,870 | |
| | | 2,520–2,845 | 2,680 | |

Extincția provocată prin absorbția radiației solare care traversează atmosfera este considerată ca reprezentând 17–19% din constanta solară. Ea se supune **legii Bouguer**, care stabilește că *intensitatea razelor solare directe scade în progresie geometrică, dacă grosimea straturilor atmosferice străbătute crește în progresie aritmetică*.

Extincția poate fi parțială (se referă la un singur component atmosferic) și totală (se referă la toate componentele atmosferice). Extincția produsă de gazele din atmosferă este constantă, iar cea produsă de vaporii de apă și pulberile în suspensie este variabilă. Raportul dintre extincția totală și extincția datorată numai gazelor atmosferice se numește *factor de opacitate*; valoarea lui este întotdeauna supraunitară și exprimă acțiunea tuturor cauzelor ce intervin în micșorarea transparenței atmosferei (dacă atmosfera nu conține vaporii de apă și pulberi în suspensie, valoarea sa ar fi 1).

Factorul de opacitate a atmosferei permite identificarea maselor de aer, fiecare având o valoare caracteristică:

- masa de aer continental-tropicală (cT) 3,49;
- masa de aer continental-polară (cP) 3,09;
- masa de aer maritim-polară (mP): 2,66;
- masa de aer continental-arctică (cA): 2,45.

Factorul de opacitate a atmosferei scade odată cu creșterea latitudinii și altitudinii; diurn, are valori maxime la amiază, iar anual, valorile sunt mai mici iarna și mai mari vara.

Difuzia energiei radiante solare în atmosferă este procesul de împrăștiere (prin deviere repetată) a radiațiilor solare directe, provocat de moleculele gazelor care compun atmosfera (difuzia moleculară) și de suspensiile din cuprinsul acesteia (difuzia totală).

Difuzia moleculară a fost „legiferată” de fizicianul englez R. Rayleigh, conform căruia *coeficientul de difuzie moleculară este invers proporțional cu lungimea de undă a radiațiilor la puterea a patra:* $i_\lambda/I_\lambda = c/\lambda^4$, unde:

I_λ – intensitatea unui fascicul de raze monocromatice cu secțiunea de 1 cm^2 și care stăbate 1 cm^3 de aer;
 i_λ – cantitatea de radiații difuzată de molecule de aer;
 c – constantă specifică.

Din aceasta rezultă că difuzia moleculară are intensități mai mari în cazul radiațiilor cu lungimi mici de undă și invers. Totodată, mărirea drumului parcurs de razele solare prin atmosferă determină:

- creșterea cantității de radiație difuzată;
- scurtarea spectrului în regiunea undelor scurte;
- deplasarea în direcția undelor lungi a radiației cu maximum de energie;
- creșterea ponderii energetice a radiațiilor infraroșii (tabelul 8).

Difuzia totală este provocată de suspensiile solide și lichide din atmosferă, ale căror diametre sunt comparabile sau mai mari decât lungimea de undă a radiațiilor. Acestea determină difracții, refracții și reflexii repetitive care generează un proces de difuzie mult mai complicat și mai intens decât difuzia moleculară, a cărui intensitate crește odată cu dimensiunile particulelor aflate în suspensie în atmosferă.

Ca și absorbția, difuzia are un efect important de slăbire a intensității radiației solare care traversează atmosferă, afectând 31–35% din radiația solară incidentă la limita superioară a atmosferei. Extincția acestei radiații datorită difuziei reprezintă doar 7%, restul de 24–28% ajungând la suprafața terestră sub forma radiației difuze.

Tabelul 8 Relațiile dintre lungimea drumului parcurs de razele solare prin atmosferă, ponderea energetică a diferitelor domenii spectrale și lungimea de undă a radiației cu maximum de energie

| Ponderea energetică a domeniilor spectrale | Drumul parcurs de razele solare prin atmosferă (mase optice) | | | | | | | | |
|--|--|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| | 0 | 0,5 | 1 | 2 | 3 | 4 | 6 | 8 | 9 |
| UV (%) | 6,7 | 5,3 | 4,2 | 2,7 | 1,8 | 1,1 | 0,5 | 0,2 | 0,1 |
| VIS (%) | 46,8 | 46,3 | 45,8 | 47,8 | 42,0 | 40,8 | 36,5 | 33,2 | 30,3 |
| IR (%) | 46,5 | 48,4 | 50,0 | 53,5 | 56,2 | 58,1 | 63,0 | 66,6 | 69,6 |
| $\lambda_{\max} (\mu)$ | 0,475 | 0,490 | 0,500 | 0,525 | 0,585 | 0,615 | 0,625 | 0,645 | 0,665 |

Un alt efect important al difuziei este schimbarea culorii cerului. Pe timp senin și cu concentrații neînsemnate ale impurităților din atmosferă, *cerul este albastru*, deoarece moleculele din atmosferă difuzează radiațiile cu cele mai mici lungimi de undă din spectrul vizibil, adică pe cele albastre și violete. Când difuzia este provocată de particule în suspensie (picături de apă, acicule de gheăță etc.), sunt afectate și radiațiile cu lungimi de undă mai mari și *cerul este albicios*. În zori și în amurg *cerul este roșiatic*, deoarece pe drumul mult mai lung pe care îl au de străbătut, radiațiile din spectrul vizibil cu lungimi de undă mici (violet, albastru, verde) sunt absorbite în mare măsură, iar cele cu lungimi de undă mai mari (galben, portocaliu, roșu) sunt difuzate de suspensiile din atmosferă.

3.2.3 Fluxurile radiative de undă scurtă

Sunt constituite din radiația solară și poartă numele de *radiație globală* (totală). În funcție de modificările suferite la trecerea prin atmosferă, se disting două fluxuri: radiația solară directă și radiația difuză.

La trecerea prin atmosfera terestră, cantitatea de energie radiantă exprimată prin constanta solară ($S_0 = 1,95 \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{min}$) este diminuată sensibil din cauza absorției, difuziei și reflexiei. *Fracțiunea din radiația solară care străbate atmosfera și ajunge nemodificată la suprafața terestră, sub formă unui flux de raze paralele ($\lambda = 0,291 - 4-5 \mu$)* se numește **radiație solară directă** (S). Intensitatea ei depinde, direct proporțional, de înălțimea Soarelui deasupra orizontului (latitudinea, pentru același moment; anotimpul și momentul zilei, pentru același punct) și de transparența atmosferei (umezeala aerului, nebulozitate, concentrația pulberilor în suspensie). Ponderea ei este de 21–27% din constanta solară.

Regimul anual al radiației solare directe din regiunile temperate ale emisferei nordice prezintă un minim în luna decembrie și un maxim în lunile aprilie–mai (figura 14). Regimul diurn se caracterizează prin valori minime la răsăritul și apusul Soarelui și valori maxime la amiază, în condiții de cer senin. În plan teritorial, valorile fluxului radiației solare directe scad odată cu creșterea latitudinii, în linii mari, iar în plan vertical cresc odată cu creșterea altitudinii.

Radiația difuză (D) este *acea parte a radiației solare care, după ce a fost difuzată de moleculele gazelor ce compun atmosfera și de suspensiile din cuprinsul ei, ajunge la suprafața terestră venind din toate direcțiile*. Intensitatea ei depinde, invers proporțional, de înălțimea Soarelui deasupra orizontului și de transparența atmosferei. Ponderea ei este de 24–28% din constanta solară.

Anual, are valori minime în decembrie și maxime în iunie (figura 14), iar diurn are valori maxime la răsăritul și apusul Soarelui și valori la minime amiază, în condiții de cer senin. Latitudinal, se constată creșterea intensității radiației solare difuze de la ecuator spre poli, iar vertical, scăderea acesteia odată cu creșterea altitudinii.

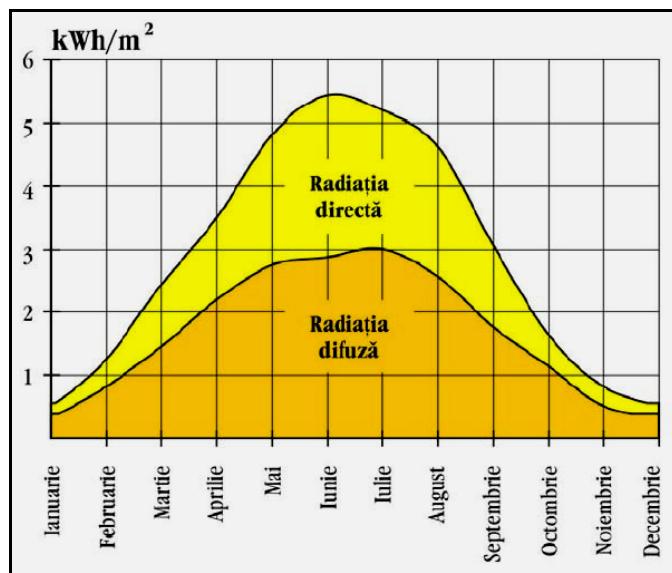


Figura 14
Regimul anual al radiației solare directe și difuze

Radiația globală (Q) rezultă din *însumarea radiației solare directe și a radiației difuze, măsurate pe unitatea de suprafață orizontală*; este denumită și **insolație**.

Valorile intensității radiației globale se află în strânsă dependență de starea atmosferei și procesele vremii. Pe timp noros, când radiația solară directă nu poate ajunge la suprafața terestră, ele sunt mai reduse și se referă numai la radiația difuză. În evoluția diurnă se înregistrează valori minime la apusul și la răsăritul Soarelui și valori maxime la amiază, iar în cea anuală există un minim în luna decembrie și un maxim în luna iulie. Distribuția latitudinală a radiației globale (omnipandu-se influența atmosferei) este simetrică față de ecuator, dar există multe cazuri particulare, determinate de starea atmosferei și procesele vremii.

Radiația reflectată (R) este *acea parte a radiației solare globale care ajunge la suprafața terestră și nu este absorbită de aceasta, ci reflectată*. Este dependentă, în mare măsură, de proprietățile fizice ale suprafețelor reflectante (culoare, rugozitate etc.) și de unghiul zenital.

Însușirile de reflectare ale suprafeței active nu se exprimă prin intensitatea fluxului de radiații reflectate, ci prin raportul dintre acesta și radiația globală incidentă, procentual, cu numele de **albedo** ($A = 100R/Q$). Majoritatea tipurilor de suprafață activă au valori ale albedoului între 10 și 30% (tabelul 9). Cunoașterea albedoului unei suprafețe permite determinarea intensității radiației globale absorbite, deci a cantității de căldură înmagazinate.

Norii reflectă, în medie, 24–25% din radiația solară incidentă la limita superioară a atmosferei. După traversarea atmosferei, radiația solară este reflectată de suprafața terestră în proporție de 2–5%.

| Suprafața activă | Albedo (%) |
|--------------------------|------------|
| Zăpadă proaspătă | 84–95 |
| Zăpadă învechită | 46–60 |
| Nisipul deșerturilor | 28–38 |
| Iarbă verde | 26 |
| Iarbă uscată | 19 |
| Cereale păioase | 10–25 |
| Păduri de conifere | 10–18 |
| Păduri de foioase (vara) | 15 |
| Sol negru | 10–15 |
| Sol deschis | 22 |
| Gheață | 30–40 |
| Apă | 2–70 |

Tabelul 9
Valorile albedoului
pe diferite tipuri
de suprafață activă

Albedoul norului este raportul procentual dintre energia radiațiilor reflectate prin difuzie și cea a radiațiilor incidente. Depinde de unghiul de incidență a razelor solare pe nor, de natura norului și de grosimea lui, valorile variind de la 40 la 90%. Radiația solară absorbită de nori depinde de grosimea lor, putând ajunge la 7–8%.

3.2.4 Fluxurile radiative de undă lungă

Sunt constituite din radiația terestră și radiația atmosferei.

Emisia neîntreruptă a suprafeței terestre în domeniul infraroșu al spectrului elecromagnetic dă naștere fluxului numit **radiația terestră** (E_t). Intensitatea acesteia depinde de temperatura absolută a suprafeței emisive (tabelul 10), care este determinată de intensitatea radiației globale. Rezultă că regimurile diurn și anual ale intensității radiației terestre le urmăresc pe cele ale intensității radiației globale, înregistrând valori maxime la amiază și, respectiv, în zilele de vară și valori minime cu puțin înainte de răsărîtul Soarelui și, respectiv, în noaptele de iarnă.

La temperatura medie a suprafeței terestre de 15°C , radiația terestră are valoarea de **0,57 cal/cm}^2\cdot\text{min}**.

Cea mai mare parte a radiației terestre este absorbită de atmosferă, la cărei încălzire contribuie în bună măsură. Această absorbție are caracter selectiv și se datorează vaporilor de apă, particulelor lichide de apă, dioxidului de carbon și ozonului. Încălzindu-se astfel, atmosfera emite continuu și în toate direcțiile *energie radiantă*; *fluxul îndreptat spre suprafața terestră* se numește **radiația atmosferei** (E_a).

La temperatura medie a atmosferei de 10°C , radiația atmosferei are valoarea de **0,42 cal/cm}^2\cdot\text{min}**.

Atmosfera este străbătută de două fluxuri opuse de radiații infraroșii: radiația terestră, îndreptată de jos în sus și radiația atmosferei, îndreptată de sus în jos. *Diferența dintre aceste două fluxuri de radiații calorice* se numește **radiație efectivă** (E_{ef}): $E_{ef} = E_t - E_a$.

| Temperatura suprafeței terestre (°C) | Intensitatea radiației terestre (cal/cm ² ·min) |
|--------------------------------------|--|
| 70 | 1,14 |
| 40 | 0,79 |
| 30 | 0,70 |
| 20 | 0,60 |
| 10 | 0,53 |
| 0 | 0,46 |
| -10 | 0,40 |
| -20 | 0,34 |
| -30 | 0,29 |
| -40 | 0,24 |

Tabelul 10
Intensitatea radiației terestre în funcție de temperatura suprafeței radiante

Deoarece temperatura suprafeței terestre este, de regulă, mai ridicată decât a atmosferei, intensitatea radiației terestre o depășește pe cea a radiației atmosferei, ceea ce face ca radiația efectivă să reprezinte, în mod obișnuit, o pierdere de căldură pentru suprafața terestră.

Valoarea medie a intensității radiației efective variază între **0,10** și **0,30 cal/cm²·min**, mărimea ei depinzând de temperatura și umezeala suprafeței terestre, de distribuția verticală a temperaturii și umezelii absolute a aerului și de nebulozitate. Temperaturile mari ale suprafeței terestre duc la creșterea radiației efective, prin sporirea intensității radiației terestre. Temperaturile mari ale atmosferei (inversiunile termice) duc la scăderea radiației efective, prin sporirea intensității radiației atmosferice.

Cresterea umezelii absolute (tensiunea vaporilor de apă) determină scăderea radiației efective, de asemenea și creșterea nebulozității (prin intensificarea radiației atmosferice—tabelul 11).

| Felul norilor | Intensitatea radiației efective (cal/cm ² ·min) |
|---------------|--|
| Cer senin | 0,147 |
| Cirriformi | 0,124 |
| Altocumulus | 0,047 |
| Inferiori | 0,041 |

Tabelul 11
Dependența intensității radiației efective de felul norilor

Regimul diurn al intensității radiației efective prezintă un minim principal înainte de răsăritul Soarelui, altul imediat după apus și un maxim la amiază. În regimul anual, intensitatea maximă se constată vara sau primăvara, când transparența aerului este mai mare, iar cea minimă, iarna, când transparența atmosferei este mică. Pe verticală, intensitatea radiației efective crește cu altitudinea, datorită scăderii temperaturii și a concentrației pulberilor și vaporilor de apă.

Cunoașterea exactă a intensității radiației efective este extrem de utilă pentru prognoza îngehețurilor și ceteșilor radiative, calcularea bilanțului radiativ etc.

3.2.5 Bilanțul radiativ

Este diferența dintre suma tuturor fluxurilor radiative de undă scurtă și lungă primite și suma suma fluxurilor radiative de undă scurtă și lungă cedate de o suprafață oarecare.

Suprafața terestră primește radiația solară directă, radiația difuză și radiația atmosferică și cedează radiația reflectată de undă scurtă, radiația terestră și radiația reflectată de undă lungă (flux radiativ neglijabil).

În forma sa cea mai sintetică, dar completă, **bilanțul radiativ al suprafeței terestre (B)** se exprimă astfel: $B = Q(1 - A) - E_{ef}$, unde: A – albedoul; E_{ef} – radiația efectivă.

Valoarea acestuia este dependentă de înălțimea Soarelui deasupra orizontului (latitudine, anotimp, momentul zilei), caracterul suprafeței active, opacitatea atmosferei (nebulozitate, suspensii) și conșinutul în vaporii de apă.

În evoluția sa diurnă, bilanțul radiativ al suprafeței terestre este pozitiv ziua (căldura primită o depășește pe cea cedată) și negativ noaptea (căldura cedată o depășește pe cea primită). Trecerea bilanțului de la tipul de insolație (pozitiv) la tipul de radiație (negativ) are loc, pe timp senin, la înălțimi ale Soarelui deasupra orizontului de $10\text{--}15^\circ$, adică între orele 17 și 19. Trecerea inversă, de la tipul de radiație (negativ) la tipul de insolație (pozitiv) se produce la înălțimi similare ale Soarelui, între orele 5 și 7. Când cerul este acoperit, momentele trecerii de la un tip de bilanț la altul se produc la înălțimi mai mici ale Soarelui, uneori chiar sub 5° . Atât noaptea, cât și ziua, valorile bilanțului radiativ al suprafeței terestre pot înregistra oscilații ample, determinate de variația nebulozității.

Caracterul suprafeței active induce modificări substanțiale în mersul și valoarea bilanțului radiativ al suprafeței terestre:

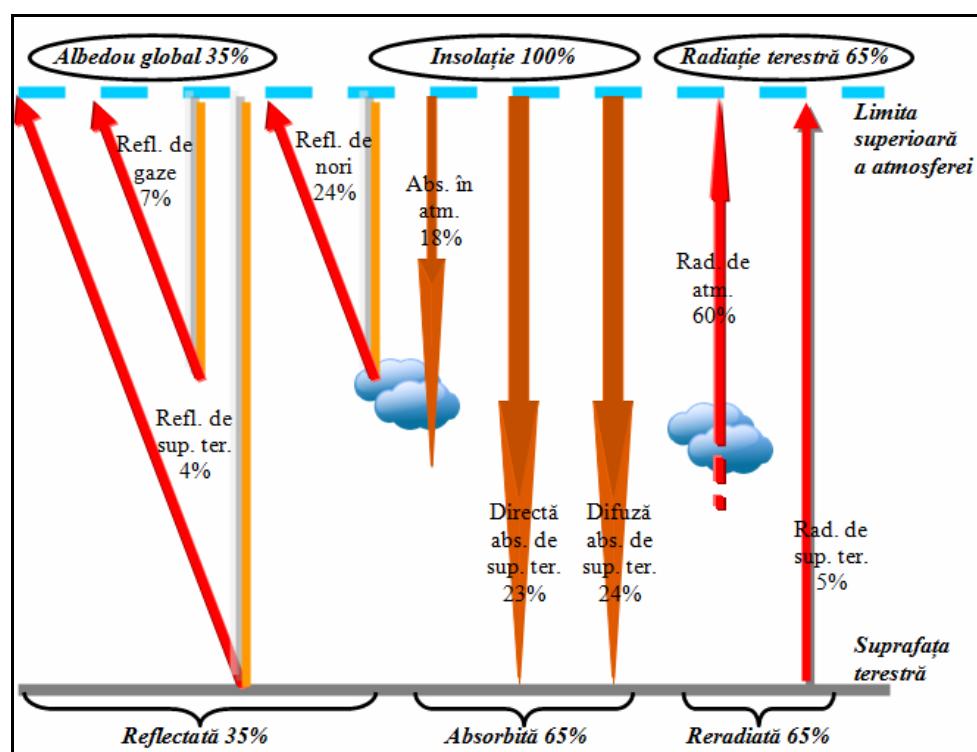
- ziua, bilanțul este mai mare deasupra apei decât deasupra uscatului;
- cele mai mici valori se înregistrează deasupra suprafețelor acoperite cu zăpadă;
- bilanțul deșerturilor este mult mai mic decât al suprafețelor acoperite cu vegetație, în condiții sinoptice identice și la aceeași latitudine.

În regimul anual, valorile maxime ale bilanțului radiativ al suprafeței terestre se produc vara, iar cele minime, iarna. Media anuală se cifrează la 68 kcal/cm^2 ($-2\text{...}3 \text{ kcal/cm}^2$ în Antarctica și Groenlanda, $120\text{--}140 \text{ kcal/cm}^2$ în regiunile cu climă ecuatorială și tropical-oceanică, $60\text{--}70 \text{ kcal/cm}^2$ în Sahara). La latitudinea țării noastre, valorile medii anuale se situează între 40 și 50 kcal/cm^2 .

Bilanțul radiativ al sistemului Pământ–atmosferă are o structură mai complexă decât bilanțul radiativ al suprafeței terestre, deoarece la traversarea atmosferei intervin procesele de absorbție, difuzie și reflexie (figura 15).

Din totalul radiației solare primite la limita superioară a atmosferei (100%), o fracțiune de 35% este reflectată (24% de către nori, 7% de către moleculele gazului atmosferic și 4% de către suprafața terestră), o fracțiune de 18% este absorbită de atmosferă și o fracțiune de 47% traversează atmosfera (23% sub formă radiației solare directe și 24% sub formă radiației difuze), fiind absorbită de suprafața terestră. Așadar, sistemul Pământ–atmosferă reflectă 35% din radiația primită și absoarbe 65% (reemisă în întregime: 60% de către atmosferă și 5% de către suprafața terestră).

Figura 15 Structura bilanțului radiativ Pământ–atmosferă



3.3 Procesele consumatoare de căldură

Pentru ca temperatura reală de echilibru a scoarței terestre să se mențină la 15° , este necesar ca întreaga cantitate obținută sub forma bilanțului radiativ să fie consumată. Aceasta se realizează prin următoarele procese care, generic, sunt denumite *schimburi de căldură* sau *transporturi de căldură*:

- încălzirea solului în adâncime;
- încălzirea aerului de deasupra solului;
- evaporarea apei;
- topirea gheții și zăpezii;
- reîncălzirea precipitațiilor;
- constituirea substanței vii.

3.3.1 Transportul căldurii în sol

Se realizează între suprafața solului și părțile lui mai puțin adânci; are sensuri opuse, după cum bilanțul radiativ al suprafeței terestre este pozitiv sau negativ. Fluxul de căldură îndreptat de sus în jos (pozitiv) împiedică ziua încălzirea prea puternică a suprafeței solului, iar cel îndreptat de jos în sus (negativ) împiedică răcirea excesivă în timpul nopții. Gradul de încălzire a suprafeței solului depinde, în primul rând, de intensitatea radiațiilor solare, dar și de factori legați de natura și structura solului: coeficientul de absorbție, căldura specifică, conductibilitatea calorică și conductibilitatea termică.

Coeficientul de absorbție (β) este complementul albedoului (A): $\beta = 1 - A$. Încălzirea suprafeței solului este cu atât mai puternică cu cât coeficientul de absorbție este mai mare și albedoul mai mic.

Căldura specifică sau *capacitatea calorică* reprezintă cantitatea de căldură necesară unui gram sau unui centimetru cub dintr-un corp, pentru a-și ridica temperatura cu 1°C . Când corpul respectiv este exprimat în grame, căldura specifică se numește *gravimetrică* ($\text{cal/g}\cdot\text{grad}$), iar când este exprimat în cm^3 , se numește *volumetrică* ($\text{cal}/\text{cm}^3\cdot\text{grad}$). Între căldura specifică volumetrică (C) și căldura specifică gravimetrică (c) există relația: $C = c\rho$, unde ρ este densitatea corpului.

Căldura specifică a componentelor solului este prezentată în tabelul 12.

| Materia | Căldura specifică volumetrică ($\text{cal}/\text{cm}^3\cdot\text{grad}$) |
|---------|---|
| Aer | 0,0003 |
| Nisip | 0,1900 |
| Calcar | 0,2000 |
| Humus | 0,4000 |
| Turbă | 1,0000 |
| Apă | 1,0000 |

Tabelul 12
Căldura specifică
volumetrică a diferitelor
tipuri de materie

Cu cât solul are mai multă apă și mai puțin aer, cu atât căldura lui specifică este mai mare și invers. Astfel, cantități egale de căldură încălzesc mai puțin un sol umed și mai mult un sol uscat, iar răcirea radiativă nocturnă a unui sol umed este mai lentă decât a unui sol uscat; un sol afânat cu structură granulară mare are o căldură specifică mai mică decât un sol uscat.

Conductibilitatea calorică reprezintă proprietatea corpurilor de a transmite căldura de la o moleculă la alta, de la o particulă la alta și de la un strat la altul. Pentru exprimarea ei se folosește *coeficientul de conductibilitate calorică* (λ), ce reprezintă cantitatea de căldură ce trece în timp de o secundă printr-un strat de materie cu suprafață de 1 cm^2 și grosimea de 1 cm , pe direcția normală față de cele două suprafețe limitante, între care există o diferență termică de 1°C ($\text{cal}/\text{cm}^2\cdot\text{s}\cdot\text{grad}$).

Coeficientul de conductibilitate calorică a unor materii este prezentat în tabelul 13.

Conductibilitatea calorică a solului este dependentă, în mare măsură, de structura lui și de natura materiei cu care sunt umplute spațiile sale lacunare. Cu cât structura solului este mai mare, cu atât spațiile lacunare sunt mai mari și coeficientul de conductibilitate calorică este mai mic.

| Materia | Coeficientul de conductibilitate calorică (cal/cm ² ·s·grad) |
|--------------|---|
| Argint | 1,0100 |
| Granit | 0,0110 |
| Gheăță | 0,0055 |
| Sol argilos | 0,0044 |
| Nisip | 0,0040 |
| Calcar | 0,0040 |
| Sol turbos | 0,0021 |
| Turbă | 0,0020 |
| Apa din sol | 0,0020 |
| Apă | 0,0015 |
| Aer nemișcat | 0,00005 |

Tabelul 13
Coeficientul de conductibilitate calorică a diferitelor tipuri de materie

Ziua, căldura primită de suprafața unui sol umed se transmite rapid către straturile din adâncime, aceasta încălzindu-se mai puțin decât suprafața unui sol uscat, iar noaptea rămânând mai caldă decât cea din urmă.

Conductibilitatea termică indică viteza de propagare a variațiilor termice, sau viteza de uniformizare a temperaturii diferitelor straturi. Pentru exprimarea ei se folosește *coeficientul de conductibilitate termică* (T), care este raportul dintre coeficientul de conductibilitate calorică și căldura specifică volumetrică: $K = \lambda / C$ (cm²/s).

Căldura însușită de suprafața solului se propagă în adâncime prin mijlocirea conductibilității calorice, de la strat la strat. Această propagare presupune însă trecerea unui anumit timp, din care cauză producerea maximelor și minimelor termice, diurne sau anuale, are loc cu atât mai târziu cu cât adâncimea este mai mare. Calculele matematice privind *propagarea căldurii în sol* au dus la stabilirea următoarelor *legi fundamentale*:

➤ perioada de oscilație diurnă și anuală a temperaturii este identică pentru toate adâncimile până la care se resimte o cât de slabă variație;

➤ creșterii în progresie aritmetică a adâncimii, îi corespunde o descreștere în progresie geometrică a amplitudinii oscilațiilor termice (temperatura medie zilnică devine constantă la adâncimea de 1 m, iar temperatura medie anuală, la adâncimea de 9 m);

➤ adâncimea la care temperatura medie diurnă sau anuală devine constantă se află în raport direct proporțional cu rădăcina pătrată a perioadei de oscilație (variațiile termice se propagă cu atât mai adânc cu cât perioada de oscilație este mai mare);

➤ întârzierea producerii maximelor și minimelor termice este direct proporțională cu adâncimea.

Ca urmare a variațiilor bilanțului radiativ al suprafeței terestre și transportului căldurii în sol, temperatura acestuia înregistrează variații periodice și neperiodice.

Variațiile periodice diurne și anuale ale temperaturii solului la suprafață se asemănă cu cele ale temperaturii aerului, cel puțin la latitudini temperate. În adâncime, în regimul diurn există distribuția verticală a temperaturii de insolație (de zi) și de radiație (de noapte), iar în regimul anual temperatura scade cu adâncimea vara și crește iarna; amplitudinea termică anuală scade cu adâncimea, anulându-se total la 19–20 m, de aici în jos temperatura crește cu adâncimea, cu 3°C la fiecare sută de metri (gradientul geotermic), sub influența căldurii interne a Pământului.

3.3.2 Transportul căldurii în mări și oceane

Se face, în principal, prin amestecul turbulent produs de curenți (verticali și orizontali) și valuri, până la adâncimi de ordinul sutelor de metri (variațiile termice dispar la adâncimi de circa 300 m).

Din cauza căldurii specifice și conductibilității calorice ridicate, a consumului mare de căldură în procesul evaporației și a mișcărilor sale neîncetate, apa mărilor și oceanelor se încalzește mai lent ziua și vara și se răcește mai greu noaptea și iarna. În regimul diurn al temperaturii suprafeței mărilor și oceanelor, minimele termice se înregistrează la 2–3 ore după răsărîtul Soarelui, iar maximele între orele 15 și 16. Regimul termic anual, la latitudinile temperate și polare din emisfera nordică, înregistrează valori maxime în lunile august–septembrie și valori minime în lunile februarie–martie.

Amplitudinea variației termice anuale scade pe măsura îndepărțării de țărmuri, iar în larg, crește către regiunile temperate, atât dinspre ecuator, cât și dinspre poli (tabelul 14).

Tabelul 14 Variația latitudinală a amplitudinii termice anuale la suprafața oceanelor

| Latitudinea (°) | 0 | 20 | 40 | 50 | 70 | 80 |
|-------------------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| Amplitudinea (°C) | 2,3 | 3,6 | 7,5 | 4,7 | 3,0 | 2,0 |

Măurile continentale sunt puternic influențate de uscatul înconjurător, având amplitudini termice anuale substanțial crescute: Marea Baltică, 12–17°C; Marea Neagră, 24–26°C.

Temperatura medie anuală a oceanului planetar este evaluată la 17,4°C, cele mai mari medii anuale înregistrându-se în Golful Persic (25,6°C), iar cele mai mici în măurile arctice (−2...−3°C).

3.3.3 Energia, temperatura și căldura – concepte fundamentale

Energia este capacitatea de a efectua lucru mecanic asupra unei forme de materie. Materia reprezintă orice are masă și ocupă spațiu. Lucrul mecanic este efectuat asupra materiei atunci când aceasta este deplasată pe o anumită distanță.

Cantitatea totală de energie stocată în orice obiect (energie internă) determină cât lucru mecanic este capabil să facă acel obiect. Energia potențială gravitațională sau, mai simplu, *energia potențială*, reprezintă potențialul de a face lucru mecanic. Energia potențială a oricărui obiect este dată de formula:

$$E_P = mgh, \text{ unde:}$$

m – masa obiectului;

g – accelerația gravitațională;

h – înălțimea obiectului deasupra solului.

Un volum de aer situat la o anumită înălțime are mai multă energie potențială decât același volum de aer situat imediat deasupra suprafeței. Acest lucru se datorează faptului că aerul de deasupra are potențialul să coboare și să se încalzească printr-o grosime mai mare a atmosferei. O substanță are, de asemenea, energie potențială dacă poate să exercite lucru mecanic atunci când are loc o schimbare chimică. Astfel, cărbunele, gazul natural și hrana conțin energie potențială chimică.

Orice substanță aflată în mișcare are energie de mișcare sau *energie cinetică*. Energia cinetică a unui obiect este egală cu jumătatea produsului dintre masa acestuia și pătratul vitezei cu care se deplasează: $E_C = 1/2 \cdot mv^2$.

În consecință, cu cât un obiect se mișcă mai repede, cu atât energia cinetică a acestuia este mai mare; astfel, un vânt puternic are mai multă energie cinetică decât o adiere slabă. Energia cinetică depinde și de masa obiectului. În aceste condiții, un volum de apă și un volum egal de aer, se pot deplasa cu aceeași viteză, dar deoarece apa are o masă mai mare, ea are mai multă energie cinetică.

Energia are mai multe forme și poate trece de la o formă la alta, dar cantitatea totală de energie din univers rămâne constantă. *Energia nu poate fi nici creată, nici distrusă*, ea doar se schimbă de la o formă la alta în timpul proceselor fizice și chimice obișnuite. Cu alte cuvinte,

energia pierdută în timpul unui proces trebuie să fie egală cu energia câștigată în timpul altui proces; astfel, energia este conservată. Această afirmație este cunoscută sub numele de *legea de conservare a energiei* sau *prima lege a termodinamicii*.

Aerul este un amestec de nenumărate miliarde de atomi și molecule. Acești atomi și molecule se mișcă în toate direcțiile, deplasându-se, rotindu-se și ciocnindu-se unele cu altele. În apropierea suprafeței Pământului, fiecare moleculă se va deplasa cu aproximativ 1000 de ori diametrul ei, înainte să se ciocnească cu altă moleculă. În plus, nu toți atomii și toate moleculele se mișcă cu aceeași viteză.

Temperatura aerului (sau a oricărei substanțe) este o măsură a energiei cinetice medii. Mai simplu spus, **temperatura** este o *măsură a vitezei medii a atomilor și a moleculelor*, unde temperaturile mai mari corespund cu viteze medii mai mari și invers.

Căldura reprezintă energia transferată de la un obiect la altul, ca urmare a diferenței de temperatură dintre acestea. După ce căldura este transferată, aceasta este stocată ca energie internă.

3.3.4 Transportul căldurii în aer

O parte însemnată a căldurii obținute de suprafața terestră sub formă bilanțului radiativ se consumă pentru încălzirea aerului de deasupra ei. Transmiterea căldurii se face prin conductibilitate moleculară, radiație, turbulență și convecție (figura 16).

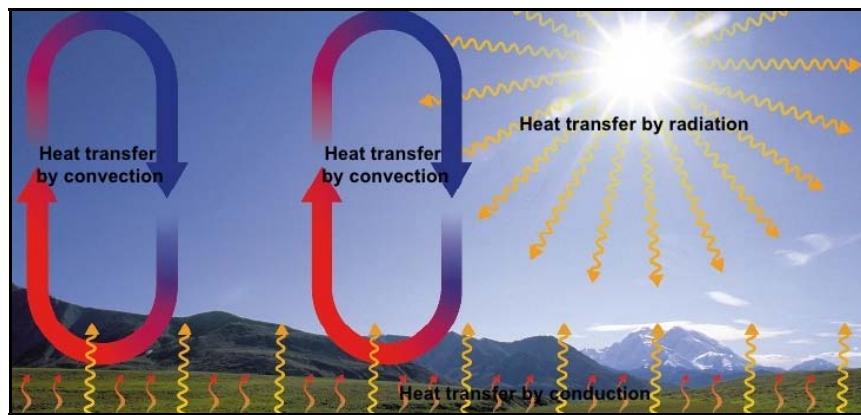


Figura 16
Transportul căldurii în aer

Conductibilitatea moleculară (conducția) are un rol neînsemnat în încălzirea aerului, din cauză că acesta are un coeficient de conductibilitate calorică extrem de redus ($0,00005 \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{s} \cdot \text{grad}$). Prin acest proces, aerul nemișcat se poate încălzi numai într-un strat cu grosimea de maxim 4 cm.

Radiația are o influență mult mai mare, fiind reprezentată prin fluxul radiativ de undă lungă, emis neîncetat de suprafața terestră. Acest flux este absorbit selectiv de către vaporii de apă, dioxidul de carbon și suspensiile din atmosferă, care se încălzește astfel și emite, la rândul ei, radiații calorice, în toate direcțiile, deci și înapoi către suprafața terestră.

Turbulența reprezintă mișările dezordonate ale aerului, sub forma unor mici vârtejuri, al căror efect principal constă în amestecul volumelor de aer cu temperaturi diferite, ceea ce implică un transport (schimb) caloric important între suprafața terestră și aerul de deasupra, precum și între diferitele straturi de aer. Turbulența poate fi generată de cauze termice și dinamice.

Turbulența termică ia naștere ca urmare a încălzirii diferite a micilor fațete și suprafețe orientate diferit față de razele solare. Aerul aflat în contact cu aceste suprafețe se încălzește diferit, ceea ce determină formarea unor curenți ascendenți de mică intensitate deasupra suprafețelor mai calde și a altora descendenți deasupra suprafețelor mai reci.

La latitudini medii turbulența termică se produce numai în semestrul cald, pe timp senin, intensitatea ei fiind maximă în orele amiezii, când și insolația este maximă.

Turbulența dinamică apare în urma interacțiunii dintre volumele de aer aflate în mișcare de-a lungul suprafeței terestre și neregularitățile acesteia. Obstacolele mici (asperitățile solului,

mușuroaiele, vegetația ierboasă etc.) și mari (dealurile, movilele, pădurile, construcțiile etc.) se opun deplasării liniare a volumelor de aer, modificând în același timp și viteza acestora.

Pe lângă amestecul aerului, care se poate resimți până la înălțimi de ordinul sutelor de metri, interacțiunea care produce turbulență dinamică are și efectul de micșorare a vitezei vântului, datorită forței de frecare.

Convecția este deplasarea pe verticală a volumelor de aer; poate fi termică și dinamică.

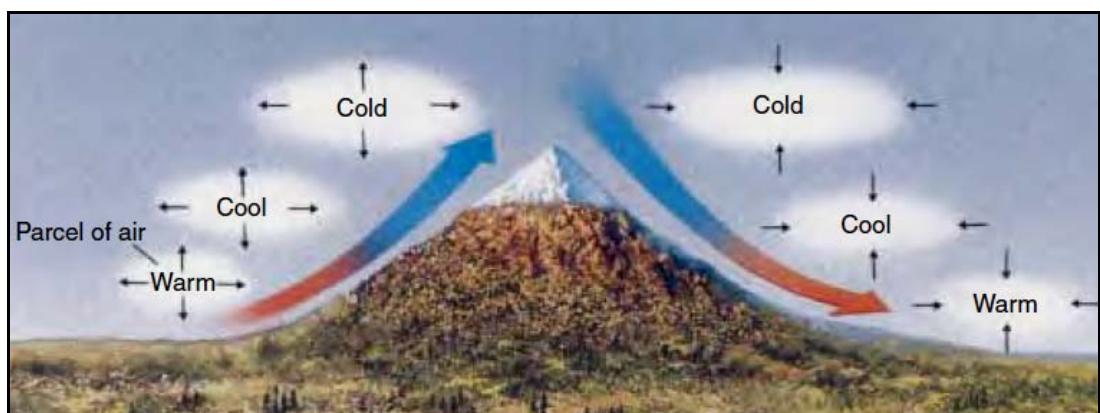
Convecția termică reprezintă, de fapt, turbulență termică la scară mare; apare în urma încălzirii inegale a diferitelor compartimente relativ omogene care alcătuiesc suprafața terestră (ogoare, lanuri, păduri, plaje, mlaștini, suprafețe acvatice, spații construite etc.).

Prin încălzire, volumul de aer aflat în contact cu o suprafață oarecare, își sporește energia cinetică și se dilată, iar densitatea lui devine mai mică decât a aerului înconjurător și apare o energie de instabilitate exprimată printr-o accelerare pozitivă (mișcare ascendentă). Odată intrat în mișcare ascendentă, respectivul volum de aer începe să se răcească adiabatic (cu 1°C la 100 m diferență de nivel), până la egalizarea temperaturii sale și a densității cu cea a aerului înconjurător, unde dispare energia de instabilitate și accelerarea pozitivă. Astfel, volumul de aer rămâne în echilibru indiferent.

În compensație, aerul mai rece și mai dens de la înălțime capătă o accelerare negativă (mișcare descendenta); ajungând la suprafața terestră se încălzește și intră din nou în ascensiune.

Orice volum de aer care urcă se destinde și se răcește și orice volum de aer care coboară este comprimat și se încălzește (figura 17).

Figura 17 Transformările fizice ale aerului în mișcarea verticală



Mișările convective efectuează un transport ascendent de căldură și prin intermediul vaporilor de apă care se ridică odată cu aerul, eliberând căldura lor latentă de evaporare la diverse niveluri, unde are loc condensarea (figura 18).

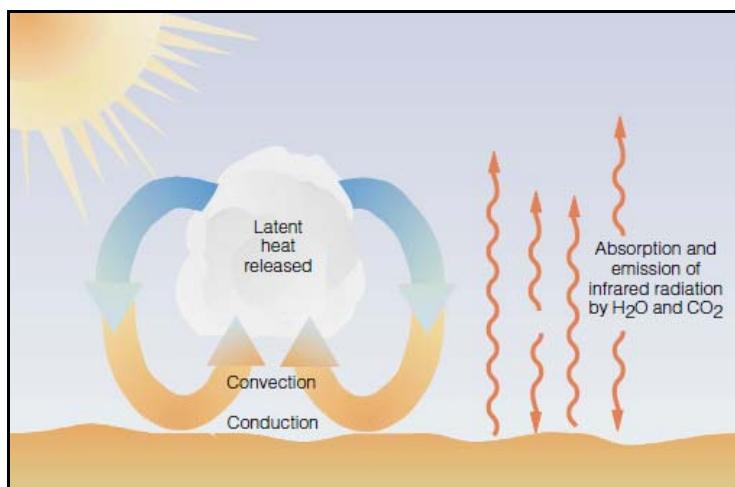


Figura 18
Contribuția
convecției termice
la condensarea
vaporilor de apă

Convecția dinamică se dezvoltă numai în situații speciale și poate fi frontală sau orografică, după cum ascensiunea aerului este determinată de o altă masă de aer (mai rece) sau de un obstacol de relief.

Convecția termică și dinamică reprezintă procesul cel mai important care produce transportul (schimbul) de căldură între suprafața terestră și aerul de deasupra, ca și între diferitele straturi ale atmosferei. Deoarece deosebirile dintre convecție și turbulentă sunt neesentiale, cele două noțiuni sunt incluse, foarte des, în denumirea unică de *turbulență*. Valoarea schimbului calorice turbulent dintre suprafața terestră și atmosferă este dată de cantitatea de căldură cedată sau primită de suprafața terestră către și de la atmosferă.

Pentru calcularea fluxurilor verticale de căldură și a evaporației ce are loc în intervalele cu convecție ascendentă, este utilă cunoașterea *coeficientului schimbului turbulent* (S_t): cantitatea de aer (grame) ce trece în timp de 1 secundă printr-o secțiune de 1 cm^2 , pe direcție normală (tabelul 15). Regimul diurn al coeficienților schimbului turbulent se caracterizează prin valori mari, îndreptate de la suprafața terestră către atmosferă, în orele de zi și valori foarte mici, îndreptate invers, mai ales în a doua jumătate a nopții.

| Ora | Coeficientul schimbului turbulent ($\text{g/cm}^2 \cdot \text{s}$) |
|-----|--|
| 01 | 0,2 |
| 05 | 0,6 |
| 09 | 1,1 |
| 13 | 1,6 |
| 17 | 1,1 |
| 21 | 0,3 |

Tabelul 15
Coeficientul schimbului turbulent într-o zi de vară

Pe timp senin și calm are loc numai turbulentă termică. Ea crește odată cu creșterea temperaturii suprafeței active, fiind maximă în zilele de vară, la orele amiezii, când depășește mult intensitatea turbulentei dinamice. Turbulența dinamică intervine odată cu apariția vântului și este cu atât mai intensă cu cât viteza vântului este mai mare, iar obstacolele întâlnite, mai înalte și mai numeroase. Iarna, turbulentă termică este minimă, cea dinamică fiind predominantă.

3.3.5 Distribuția spațială și temporală a temperaturii aerului

3.3.5.1 Distribuția verticală a temperaturii aerului în troposferă

Ca urmare a proceselor prin care se realizează schimbul de căldură între suprafața terestră și aerul de deasupra, distribuția verticală a temperaturii aerului în troposferă scade treptat, pe măsura creșterii altitudinii. Această variație a temperaturii aerului, raportată la unitatea de distanță verticală, se numește **gradient termic vertical** (γ) și are valoarea medie de **0,65°C/100 m**.

În realitate, gradientul termic vertical înregistrează (mai ales în troposfera inferioară) valori care diferă amplu de la un loc la altul, pentru același moment și de la un moment la altul, pentru același loc.

Procesele atmosferice presupun transformări frecvente de energie, dintr-o stare în alta, care au loc pe timpul absorbției și transformării energiei radiante, evaporării și condensării, încălzirii și răcirii aerului.

Atmosfera poate fi considerată o imensă mașină termică, a cărei funcționare este determinată și menținută de încălzirea inegală a aerului, pe orizontală și pe verticală. Drept consecință, mișcările aerului și schimbările stării lui, ca rezultate ale lucrului mecanic efectuat în atmosferă, se supun legilor (principiilor) generale ale termodinamicii.

Primul principiu al termodinamicii arată că o cantitate de căldură (Q) transmisă unui mediu izolat (gazul atmosferic) este consumată pentru creșterea energiei lui interne (dL) și pentru efectuarea lucrului mecanic (dL) necesar învingerii forțelor exterioare: $dQ = dE + dL$.

Temperatura aerului se poate modifica nu numai printr-un aport sau pierdere de căldură (dQ), ci și prin variația presiunii exterioare (dp) volumului considerat. Astfel, pentru aceeași valoare dQ , temperatura crește dacă se mărește presiunea exterioară ($dp > 0$) și scade dacă se micșorează presiunea exterioară ($dp < 0$). În situațiile particulare când $dQ = 0$, variația temperaturii depinde numai de modificarea presiunii; această variație se numește **adiabatică**, deoarece se produce fără schimb de căldură între sistemul (volumul de aer în mișcare verticală) considerat și mediul înconjurător (aerul în echilibru stabil).

În accepțiune strictă, procesele atmosferice nu sunt nici adiabatice, nici izoterme, ci **politrope**, adică au caracter intermediar, din cauză că în timpul mișcărilor aerului se produce, de regulă, și un schimb de căldură cu mediul înconjurător și, posibil, absorbție de radiație solară. Dar, întrucât aceste surse de căldură au o influență mult mai redusă decât variația energiei interne a aerului în mișcare verticală, variațiile temperaturii în acest proces sunt considerate adiabatice.

În cazul mișcărilor verticale, valorile succesive ale temperaturii aerului pot fi determinate cu ajutorul ecuației Poisson, dacă se cunoaște variația presiunii într-un proces adiabatic:

$$\frac{T_Z}{T_0} = \left(\frac{P_Z}{P_0} \right)^{0,286}, \text{ unde: } T_0 \text{ și } P_0 - \text{temperatura absolută și presiunea la nivelul inițial;} \\ T_Z \text{ și } P_Z - \text{temperatura absolută și presiunea la nivelul final.}$$

O cantitate (volum) oarecare de aer în mișcare verticală își poate modifica temperatură fără schimb de căldură cu mediul înconjurător, numai prin modificările sale de volum, sub acțiunea presiunii atmosferice exterioare, astfel:

➤ în cazul mișcării ascendențe aerul se răcește, din cauza creșterii de volum pe care o determină scăderea presiunii – *răcire prin destindere adiabatică* (transformarea unei părți din energia calorică a aerului ascendent în energie cinetico-moleculară, necesară învingerii presiunii atmosferice exterioare);

➤ în cazul mișcării descendente aerul se încălzește, din cauza scăderii de volum pe care o determină creșterea presiunii – *încălzire prin comprimare adiabatică* (transformarea unei părți din energia cinetico-moleculară a aerului descendente în energie calorică).

Pe baza ecuației Poisson și a sondajelor aerologice s-a stabilit valoarea variației adiabatice a temperaturii aerului uscat, raportată la unitatea de distanță verticală; aceasta se numește **gradient adiabatic uscat** (γ_{aus}) sau *gradient individual* și se cifrează la **$1^{\circ}\text{C}/100 \text{ m}$** . Spre deosebire de acesta, gradientul termic vertical al mediului aerian care înconjoară volumul de aer în mișcare, se numește **gradient termic local** (γ_{loc}) sau *gradient geometric* și poate avea valori mai mari sau mai mici decât cele ale primului, iar în cazuri izolate, valori egale.

Cunoscându-se temperatura aerului ascendent la nivelul inițial (T_0), gradientul adiabatic uscat ($\gamma_{aus} = 1^{\circ}\text{C}/100 \text{ m}$) și nivelul până la care urcă acesta (Z), se poate calcula temperatura lui la nivelul final (T_Z), cu ajutorul relației: $T_Z = T_0 - \gamma_{aus} \cdot Z/100$.

Gradientul adiabatic al temperaturii aerului umed nesaturat (γ_{ans}) este atât de apropiat de cel al aerului uscat, încât sunt considerate egale ($\gamma_{aus} = \gamma_{ans} = 1^{\circ}\text{C}/100 \text{ m}$).

Variația adiabatică a temperaturii aerului umed saturat are loc după un gradient inferior celui al aerului uscat, din cauza căldurii degajate prin condensarea vaporilor de apă. Valoarea *gradientului adiabatic al aerului umed saturat*, numit **gradient adiabatic umed** (γ_{aud}) se cifrează, în medie, la **$0,6^{\circ}\text{C}/100 \text{ m}$** și este cu atât mai mică cu cât cantitatea de vaporii de apă condensată în timpul mișcării ascendențe este mai mare. Acest gradient variază în funcție de temperatură și presiune; valorile lui cresc pe măsura scăderii temperaturii și invers (tabelul 16).

Dacă produsele de condensare (picături, cristale, asociații de cristale) rămân în suspensie în volumul de aer considerat și iau parte, împreună cu acesta, la mișcarea verticală, atunci variația temperaturii se produce conform acelaiași gradient, atât în timpul ascendenței (destindere), cât și în timpul descendenței (comprimare). Aceasta este un **proces adiabatic umed** și este reversibil, ca și cel adiabatic uscat.

Dacă dimpotrivă, produsele de condensare părăsesc volumul de aer considerat (căzând, parțial sau total, pe suprafața terestră sub forma precipitațiilor), atunci variația temperaturii se

produce după un anumit gradient în timpul ascendenței și după un alt gradient în timpul descendenței. Din această cauză, aerul se întoarce la nivelul inițial cu o altă temperatură (mai mare) decât cea pe care a avut-o la începutul ascensiunii. Acesta este un **proces pseudo-adiabatic** și are caracter ireversibil.

Tabelul 16 Gradientul adiabatic umed pentru diferite temperaturi și presiuni (°C/1000 m)

| Presiunea (mb) | Temperatura (°C) | | | | |
|----------------|------------------|-----|-----|-----|-----|
| | -40 | -20 | 0 | 20 | 40 |
| 1000 | 9,5 | 8,6 | 6,4 | 4,3 | 3,0 |
| 800 | 9,4 | 8,3 | 6,0 | 3,9 | |
| 600 | 9,3 | 7,9 | 5,4 | | |
| 400 | 9,1 | 7,3 | | | |
| 200 | 8,6 | | | | |

Pentru studierea și clarificarea proceselor termodinamice din troposferă, se definesc și următoarele mărimi:

➤ *temperatura potențială (θ)* – temperatura pe care o capătă aerul uscat dacă este adus adiabatic la o presiune standard de 1.000 mb; este o mărime conservativă (nu depinde de presiune), care servește și la compararea stării termice a maselor de aer;

➤ *temperatura echivalentă (T_e)* – temperatura pe care ar căpăta-o un volum de aer umed, dacă întreaga cantitate de vapori de apă conținută în el ar fi condensată, iar căldura eliberată ar fi consumată pentru încălzirea lui, la presiune constantă; este o mărime conservativă (nu depinde de condensarea vaporilor de apă);

➤ *temperatura echivalent-potențială (θ_e)* – temperatura aerului cu T_e , adus după adiabata uscată la presiunea standard de 1.000 mb; este o mărime dublu conservativă (nu depinde de presiune, nici de condensarea vaporilor de apă);

➤ *temperatura pseudo-echivalentă (T_{pe})* – temperatura aerului ridicat la presiunea unde întreaga cantitate de vapori de apă condensează și coborât apoi, după adiabata uscată, la nivelul inițial;

➤ *temperatura pseudo-potențială (θ_{pp})* – temperatura aerului ridicat la presiunea unde întreaga cantitate de vapori de apă condensează și coborât apoi, după adiabata uscată, la presiunea standard de 1.000 mb.

În cazul mișcărilor verticale adiabatice θ a aerului uscat rămâne constantă, în timp ce temperatura absolută (T) crește sau scade, după cum aerul coboară sau urcă.

În cazul proceselor adiabatice umede θ nu mai este constantă, ci crește cu înălțimea; nu poate fi utilizată pentru caracterizarea acestor procese.

Din toate acestea rezultă că: $\theta < \theta_e < \theta_{pp}$ și $T < T_e < T_{pe}$.

3.3.5.2 Energia de instabilitate

Mișcările convective termice iau naștere ca urmare a încălzirii inegale pe care o suferă aerul deasupra diferențelor porțiuni ale suprafeței terestre. Dacă o unitate de volum de aer primește o cantitate de căldură, temperatura lui (t) crește față de cea a aerului din mediul înconjurător (t_l – temperatură locală); drept urmare aerul încălzit se dilată, iar densitatea lui (ρ) devine mai mică decât cea a aerului din mediul înconjurător (ρ_l).

Conform principiului Arhimede, asupra volumului de aer cu densitate mai mică va acționa o forță egală cu volumul gazului dizlocuit și se va genera o energie echivalentă lucrului mecanic efectuat datorită forței Arhimede. Aceasta poartă numele de **energie de instabilitate** și poate fi zitivă sau negativă, în funcție de semnul diferenței $t - t_l$.

În situațiile când $t - t_l > 0$ ($\rho < \rho_l$) volumul de aer considerat capătă o *accelerație pozitivă* și se poate deplasa *ascendent*, fără a fi necesară acțiunea unor forțe exterioare.

În situațiile când $t - t_l < 0$ ($\rho > \rho_l$) volumul de aer considerat capătă o *accelerație negativă* și se poate deplasa *descendent*, fără a fi necesară acțiunea unor forțe exterioare.

Mișcarea convectivă ascendentă se dezvoltă atâtă timp cât există energie de instabilitate. **Nivelul convecției (K)** sau **înălțimea până la care se resimte mișcarea ascendentă** se află în raport direct proporțional cu diferența dintre temperatura volumului de aer considerat (t) și cea a aerului din mediul înconjurător (t_l), notată cu Δt_0 și în raport invers proporțional cu diferența dintre gradientul adiabatic uscat (γ_{aus}) și gradientul termic local (γ_{loc}):

$$K = \frac{\Delta t_0}{\gamma_a - \gamma_l}.$$

3.3.5.3 Stabilitatea și instabilitatea atmosferei

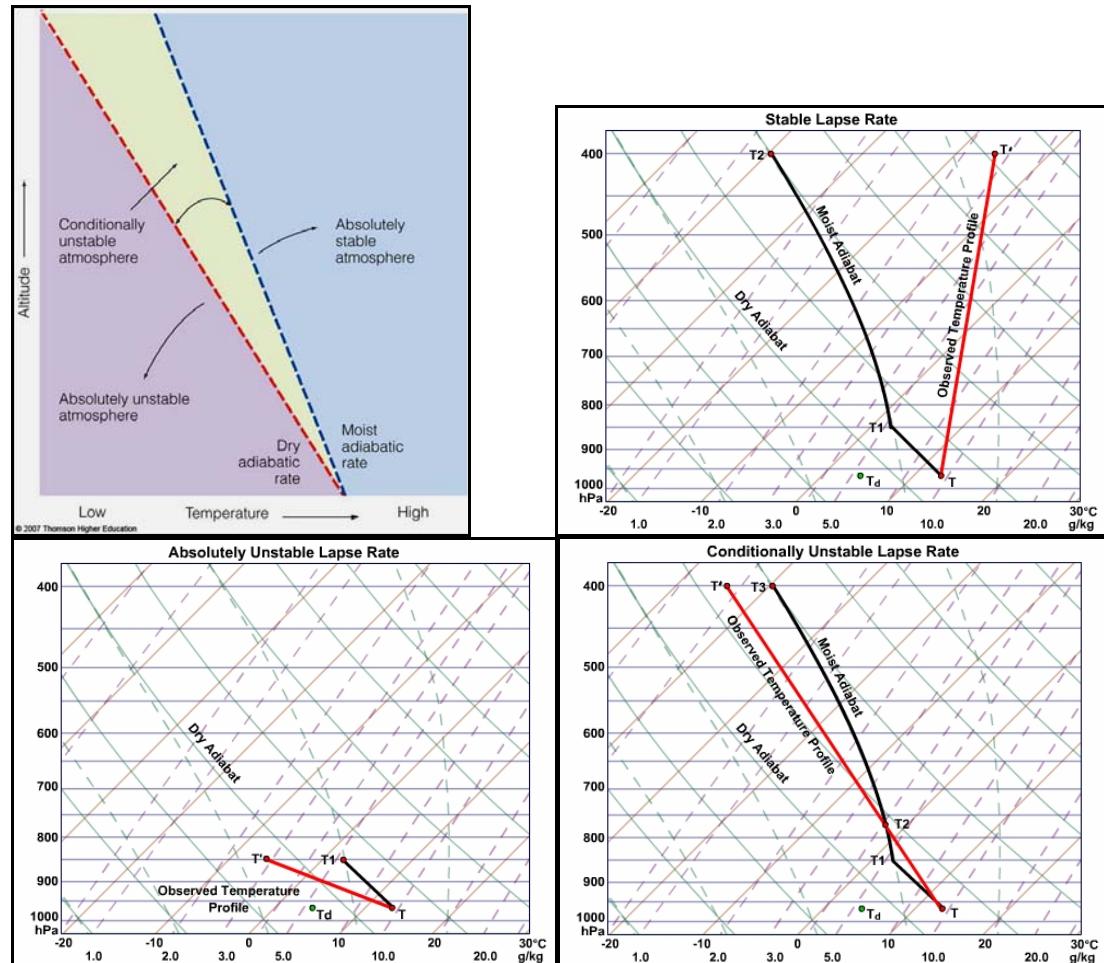
Întrucât aerul care se mișcă pe verticală este uneori uscat sau umed nesaturat, iar alteori umed saturat, condițiile generale ale stabilității și instabilității atmosferei sunt următoarele:

- $\gamma_{loc} > \gamma_{aus}$ și $\gamma_{loc} > \gamma_{aud}$ – stare instabilă;
- $\gamma_{loc} = \gamma_{aus}$ dar $\gamma_{loc} > \gamma_{aud}$ – stare indiferentă uscată, dar umed instabilă;
- $\gamma_{loc} < \gamma_{aus}$ dar $\gamma_{loc} > \gamma_{aud}$ – stare stabilă uscată, dar umed instabilă;
- $\gamma_{loc} < \gamma_{aus}$ și $\gamma_{loc} = \gamma_{aud}$ – stare stabilă uscată, dar umed indiferentă;
- $\gamma_{loc} < \gamma_{aus}$ și $\gamma_{loc} < \gamma_{aud}$ – stare stabilă.

În concluzie, la o primă generalizare, rezultă trei situații caracteristice (figura 19):

- atmosfera este **absolut stabilă** numai când $\gamma_{loc} < \gamma_{aus}$ ($0,6^{\circ}\text{C}/100 \text{ m}$);
- atmosfera este **absolut instabilă** numai când $\gamma_{loc} > \gamma_{aus}$ ($1^{\circ}\text{C}/100 \text{ m}$);
- atmosfera este **condițional instabilă** (stabilă uscată, dar umed instabilă) în situațiile când valorile γ_{loc} sunt cuprinse între cele ale γ_{aus} ($0,6^{\circ}\text{C}/100 \text{ m}$) și γ_{aud} ($1^{\circ}\text{C}/100 \text{ m}$); în aceste situații, stabilitatea sau instabilitatea atmosferei depinde de umezeala aerului.

Figura 19 Stările caracteristice ale atmosferei ilustrate și pe diagrama aerologică



La o ultimă generalizare, se diferențiază doar starea de stabilitate și starea de instabilitate atmosferică (figura 20).

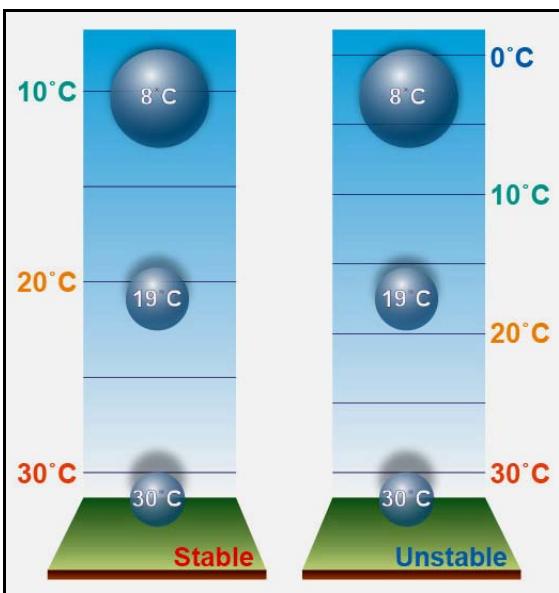


Figura 20
Starea de stabilitate și starea de instabilitate atmosferică

Corelații între valorile gradienților, de felul celor prezentate anterior, se produc în diferitele straturi ale atmosferei reale. De regulă, mișările verticale ascendente antrenează la început, aer umed nesaturat, a cărui temperatură variază după adiabata uscată. După atingerea **punctului de rouă (condensare)**, aerul umed devine saturat și se produce condensarea, iar variația temperaturii se produce după adiabata umedă. Din această cauză, ascensiunea aerului umed se reprezintă grafic printr-o linie dreaptă în partea inferioară (adiabata uscată) și printr-o linie curbă în partea superioară (adiabata umedă). Considerată în ansamblul ei, această curbă, care își modifică traекторia deasupra nivelului de condensare, se numește *curba de variație a stării unei particule de aer în ascensiune sau, pe scurt, curba stării*.

Atmosfera este stabilă atunci când gradientul termic vertical al mediului este mic, adică diferența de temperatură dintre aerul de la suprafață și aerul din altitudine este relativ mică. În consecință, atmosfera tinde să devină mai stabilă atunci când aerul din altitudine se încălzește sau când aerul de la suprafață se răcește. Dacă aerul din altitudine este înlocuit de un aer mai cald (advecție caldă) iar temperatura aerului de la suprafață nu se schimbă semnificativ, gradientul termic vertical al mediului scade, iar atmosfera devine mai stabilă. În mod similar, gradientul termic vertical scade și atmosfera devine mai stabilă atunci când stratul de jos se răcește.

Răcirea aerului de la suprafață se poate datora:

- răciri radiative de la suprafață din timpul noptii;
- unei pătrunderi de aer rece la suprafață, adus de către vânt (advecție rece);
- deplasării aerului deasupra unei suprafețe reci.

Atunci când într-o atmosferă stabilă aerul de la suprafață devine saturat, se poate forma un strat persistent de *ceată*.

Un alt mod prin care atmosfera devine mai stabilă este atunci când un întreg strat de aer coboară. De exemplu, dacă un strat de aer nesaturat cu grosime de peste 1000 m și care acoperă o arie extinsă va coborî, întregul strat se va încălzi prin comprimare adiabatică. Pe masură ce stratul coboară, el devine comprimat de către greutatea atmosferei și se contractă vertical. Partea superioară a stratului continuă să coboare și, astfel, se încălzește mai mult decât partea de jos.

Dupa ce coboară, marginea de sus a stratului este mai caldă decât marginea de jos și se formează o inversiune termică. Inversiunile care se formează pe masură ce aerul coboară lent deasupra unei arii întinse sunt numite *inversiuni de subsidență*. Ele apar cîteodată la suprafață dar, cel mai adesea, sunt observate la altitudini mai mari și sunt adesea asociate cu ariile mari de presiune atmosferică ridicată, datorită mișcărilor descendente asociate cu aceste sisteme.

Atmosfera devine mai instabil atunci când gradientul vertical al mediului crește, adică atunci când temperatura aerului scade rapid cu creșterea înălțimii. Această situație poate apărea atunci când aerul din altitudine devine mai rece, sau când aerul de la suprafață devine mai cald.

Răcirea aerului din altitudine se poate datora:

- vânturilor care aduc aer mai rece (advecție rece);
- norilor (sau aerului) care emit radiație infraroșie în spațiu (răcire radiativă).

Încălzirea aerului de la suprafață se poate datora:

- încălzirii prin insolație a suprafeței în timpul zilei;
- unui aflux de aer暖 adus de către vânt (advecție caldă);
- mișcării aerului deasupra unei suprafețe calde.

Combinarea dintre aerul rece din altitudine și aerul暖 de la suprafață poate produce o atmosferă instabilă.

Stabilitatea atmosferei se schimbă în timpul unei zile. În situațiile în care, la răsăritul Soarelui, cerul este senin, iar vântul lipsește, aerul de la suprafață este, în mod normal, mai rece decât aerul de deasupra lui, există o inversiune de radiație, iar atmosfera este stabilă, lucru indicat și de fumul sau pâclă care se mențin în apropierea solului. Pe masură ce avansăm în zi, radiația solară încălzește suprafață iar aceasta încălzește aerul de deasupra. Pe masură ce temperatura aerului din apropierea solului crește, atmosfera joasă devine treptat mai instabilă, adică se *instabilizează*. Maximul de instabilitate apare, de obicei, în timpul celei mai calde părți a zilei.

Dacă un strat de aer poate deveni instabil prin racirea aerului de deasupra și prin încălzirea aerului de la suprafață, el poate deveni instabil și prin amestec sau ridicare. Aerul din acest strat este amestecat atât prin convecție, cât și prin vârtejurile turbulente induse de către vânt. Aerul adus de dedesubt este răcit adiabatic, iar cel care este amestecat în jos, este încălzit adiabatic. Mișările ascendentă și descendente din strat redistribuie aerul în sensul în care temperatura la marginea de sus a stratului scade, iar cea de la baza acestuia crește. Acest proces crește gradientul termic vertical al mediului și face aerul mai instabil. Dacă acest amestec continuă pentru un timp și aerul rămâne nesaturat, gradientul termic vertical poate deveni egal cu gradientul adiabatic.

Așa cum coborârea unui întreg strat de aer îl face mai stabil, ridicarea unui strat de aer îl face mai instabil. Stratul este ridicat și, pe masură ce urcă, scăderea rapidă a densității aerului din altitudine face ca stratul să se întindă vertical. Dacă stratul rămâne nesaturat, întregul strat se va răci după gradientul adiabatic uscat. Datorită efectului de întindere, marginea de sus a stratului se răcește mai mult decât baza acestuia. Acest proces crește gradientul termic vertical al mediului.

Un strat de aer foarte stabil poate fi transformat într-un strat de aer absolut instabil atunci când partea de jos a stratului este umedă, iar partea de sus a stratului este uscată. Dacă stratul este forțat să urce, chiar și puțin, partea superioară a stratului se răcește după gradientul adiabatic uscat și, astfel, se răcește rapid, în timp ce aerul din partea de jos a stratului se răcește mai lent, după gradientul adiabatic umed. Nu este necesară multă ascendență înainte ca partea superioară a stratului să fie mult mai rece decât partea de inferioară; gradientul termic vertical crește și întregul strat devine absolut instabil.

Instabilitatea potențială care ia naștere prin ridicarea unui strat stabil a cărui bază este umedă și al cărui vârf este uscat este numită **instabilitate convectivă**. Instabilitatea convectivă este asociată cu dezvoltarea furtunilor severe.

Pentru analiza cantitativă a stării atmosferei și evaluarea energiei de instabilitate se utilizează **diagrama aerologică**, numită și **emagramă** (figura 21). Pe aceasta se evidențiază și **stratificarea termică a atmosferei**, care poate fi *directă* (temperatura scade cu înălțimea), *izotermică* (temperatura nu variază pe verticală) și *inversă* (temperatura crește cu înălțimea).

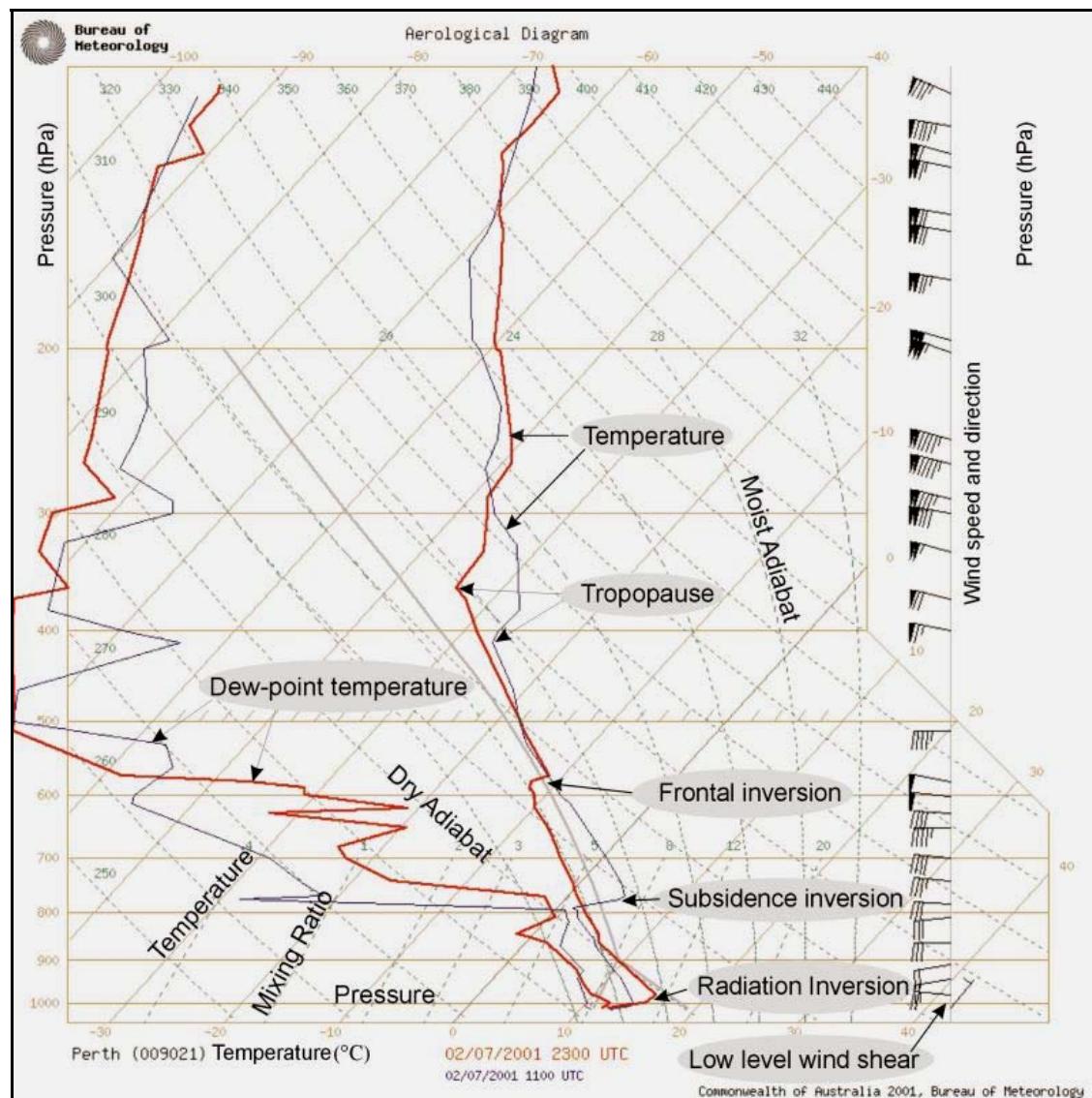
Stările atmosferei ilustrate prin poziția volumului de aer considerat în mediul aerian înconjurător și curbele de variație, sunt prezentate în figura 22.

În funcție de cauzele care le generează, **inversiunile termice** sunt de radiație, de advecție, frontale și de comprimare.

Inversiunile termice de radiație iau naștere datorită răcirii radiative nocturne a suprafeței terestre și aerului de deasupra acesteia. Vara pot atinge grosimi de câteva sute de metri,

distrugându-se rapid în primele ore ale dimineții. Iarna, grosimile lor pot depăși 1.500 m și pot persista mai multe zile în sir. Relieful depresionar bine închis și prezența stratului de zăpadă, intensifică și prelungesc inversiunile termice de radiație, în timp ce suprafețele acvatice au efecte inverse.

Figura 21 Diagrama aerologică



Inversiunile termice de advecție apar în urma deplasării unor mase de aer cald deasupra unor suprafețe reci, care determină răcirea prin conductibilitate calorică a stratului inferior de aer în mișcare și generează gradienți termici verticali de inversiune.

Inversiunile termice frontale se nasc fie prin alunecarea ascendentă a aerului cald peste aerul rece (frontul cald), fie prin dizlocarea spre înălțime a aerului cald de către aerul rece, care se deplasează mai rapid (frontul rece). În ambele cazuri, gradienții termici verticali de inversiune apar la înălțime.

Inversiunile termice de comprimare (subsidență) se dezvoltă în straturile troposferice mai înalte, deasupra părților centrale ale anticiclonicilor. Mișcările descendente caracteristice determină încălzirea aerului prin comprimare adiabatică și apariția gradienților termici verticali de inversiune.

O inversiune termică reprezintă un caz în care atmosfera este absolut stabilă. Acest lucru se datorează faptului că, în inversiune, aerul cald este situat peste aerul rece și, dacă aerul este forțat să urce în inversiune, acesta devine mai rece, în timp ce aerul din jurul lui devine mai cald. Este evident că aerul mai rece va tinde să coboare. Astfel, inversiunile acționează ca un "capac" asupra mișcărilor verticale ale aerului. Atunci când există o inversiune în apropierea solului norii, ceață,

pâcla și poluanții sunt ținuți în apropierea suprafeței. Astfel, mare parte din episoadele de poluare a aerului sunt asociate cu inversiunile de subsidență.

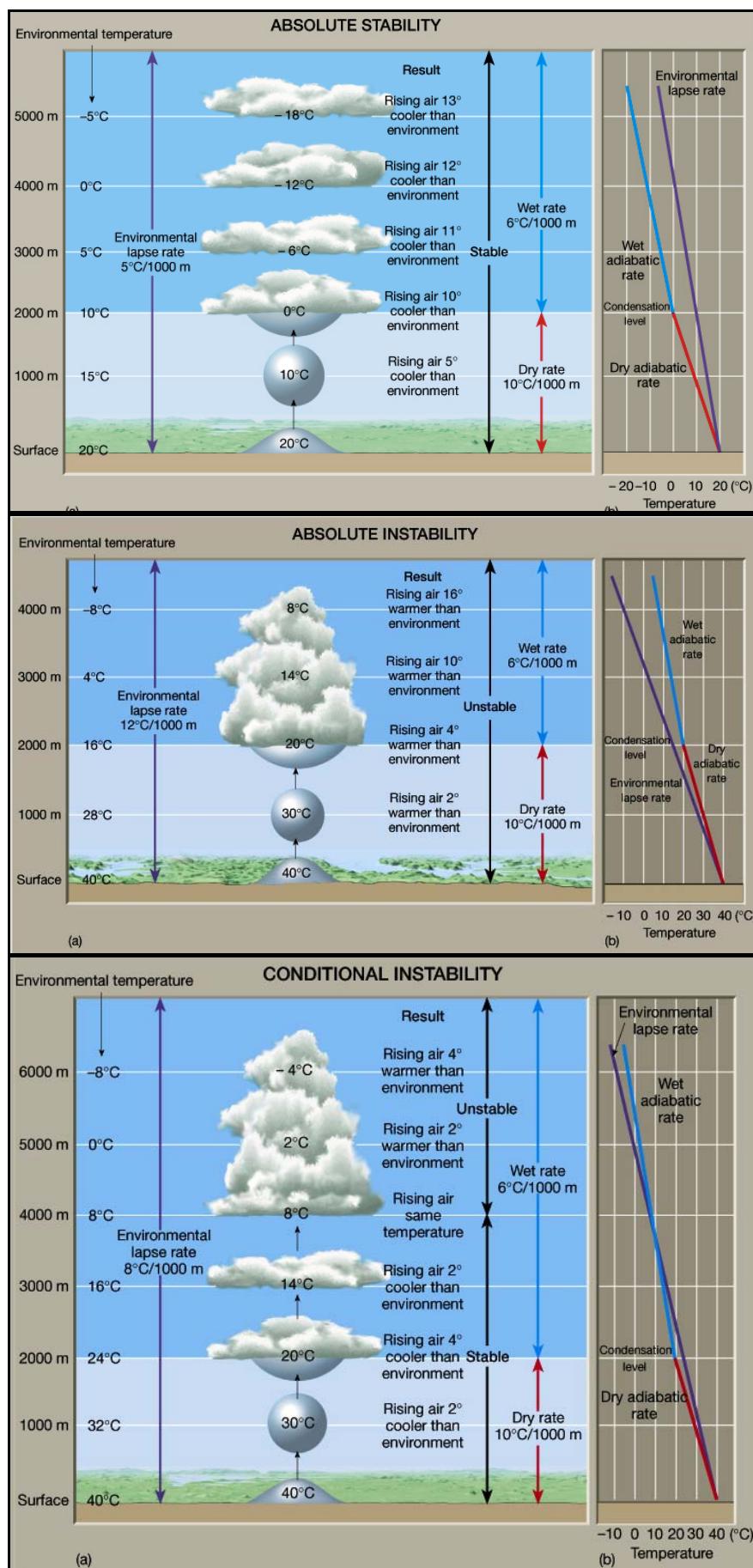


Figura 22
Stările atmosferei

3.3.5.4 Distribuția orizontală a temperaturii aerului

Pentru troposfera inferioară distribuția temperaturii depinde de energia primită de la Soare, de caracteristicile suprafeței active (terestră/acvatică, poziționare pe latitudine și în altitudine), de circulația atmosferei și de curenții oceanici. Dacă suprafața terestră ar fi omogenă, așa-numitele „temperaturi solare” (calculate pe baza energiei solare primite și cedate de suprafața terestră) ar descrește uniform de la ecuator spre poli, iar izotermele ar fi paralele între ele.

În realitate, neomogenitatea suprafeței terestre, conjugată cu circulația atmosferei, determină o repartiție mult mai complicată a temperaturii aerului în troposfera inferioară (tabelul 17).

Tabelul 17 Temperaturile medii reale la diferite latitudini

| Latitudinea (°) | Temp. medie anuală (°C) | Temp. medie ian. (°C) | Temp. medie iul. (°C) | Ampl. term. anuală (°C) | Proportia uscatului (%) |
|-----------------|-------------------------|-----------------------|-----------------------|-------------------------|-------------------------|
| 90 N | -19,0 | -40,0 | -1,0 | 39,0 | 0,0 |
| 80 | -17,2 | -32,2 | 2,0 | 34,1 | 20,0 |
| 70 | -10,4 | -26,9 | 7,2 | 34,1 | 53,0 |
| 60 | -0,6 | -16,4 | 14,0 | 30,4 | 61,0 |
| 50 | 5,4 | -7,7 | 18,1 | 25,8 | 58,0 |
| 40 | 14,0 | 4,6 | 23,9 | 19,3 | 45,0 |
| 30 | 20,4 | 13,8 | 26,9 | 13,1 | 43,5 |
| 20 | 25,0 | 21,8 | 27,3 | 5,5 | 31,5 |
| 10 | 26,0 | 25,4 | 26,1 | 0,7 | 25,0 |
| 0 | 25,4 | 25,3 | 25,3 | 0,0 | 22,0 |
| 10 | 24,7 | 25,2 | 23,6 | 2,2 | 20,0 |
| 20 | 22,8 | 25,3 | 20,1 | 1,6 | 24,0 |
| 30 | 18,3 | 22,6 | 15,0 | 7,6 | 20,0 |
| 40 | 12,0 | 15,3 | 8,8 | 6,5 | 4,0 |
| 50 | 5,3 | 8,4 | 3,0 | 5,4 | 2,0 |
| 60 | -3,4 | 2,1 | -9,1 | 11,2 | 0,0 |
| 70 | -13,6 | -3,5 | -23,0 | 19,5 | 71,0 |
| 80 | -30,2 | -21,0 | -39,5 | 18,5 | 100 |
| 90 S | -36,5 | -25,0 | -48,0 | 23,0 | 100 |

Datorită predominării maselor continentale, ecuatorul termic este deplasat spre nord, coincizând aproximativ cu paralela de 10°N. În luna iulie el se deplasează și mai mult, suprapunându-se aproximativ paralelei de 20°N. Drept consecință, diferența de temperatură dintre ecuatorul termic și poli este, vara, de 27,0°C în emisfera nordică și de 40,2°C în cea sudică, iar iarna, de 67,7°C în emisfera nordică și de 74,0°C în cea sudică. În ansamblu, emisfera nordică este iarna cu 1,6°C mai rece și vara cu 5,4°C mai căldă decât emisfera sudică.

La diferite înălțimi ale troposferei temperatura prezintă, de asemenea, variații latitudinale, în cea mai mare parte scăzând de la ecuator spre poli. În troposfera superioară, în tropopauză și în stratosferă inferioară, temperatura scade de la poli spre ecuator.

Valorile temperaturii medii pe glob, la nivelul mării, în lunile ianuarie și iulie sunt prezentate în figurile 23 și 24.

3.3.5.5 Anotimpurile

Pământul efectuează o rotație completă în jurul Soarelui pe o orbită eliptică în aproximativ 365 de zile și 6 ore (un an). În timp ce se rotește în jurul Soarelui, Pământul se rotește și în jurul axei sale, o rotație completă fiind efectuată în 24 de ore (o zi). Distanța medie de la Pământ la Soare este de 150 milioane de kilometri. Deoarece orbita Pământului este o elipsă, distanța față de Soare variază în timpul anului. Astfel, Pământul se află cel mai aproape de Soare în ianuarie (147

milioane de kilometri) și cel mai departe în iulie (152 de milioane de kilometri). Momentul de timp din jurul datei de 3 ianuarie, atunci când Pământul se află la cea mai mică distanță față de Soare, poartă numele de *periheliu*, iar momentul de timp din jurul datei de 4 iulie, atunci când Pământul se află la cea mai mare distanță față de Soare, poartă numele de *afeliu*.

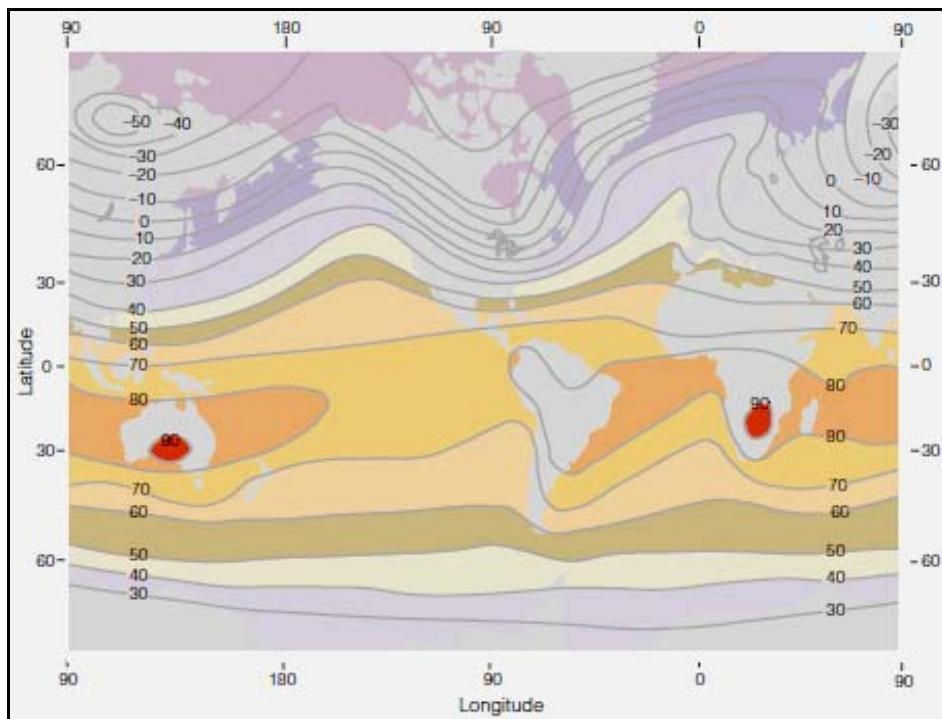


Figura 23
Temperatura medie pe glob în luna ianuarie (°F)

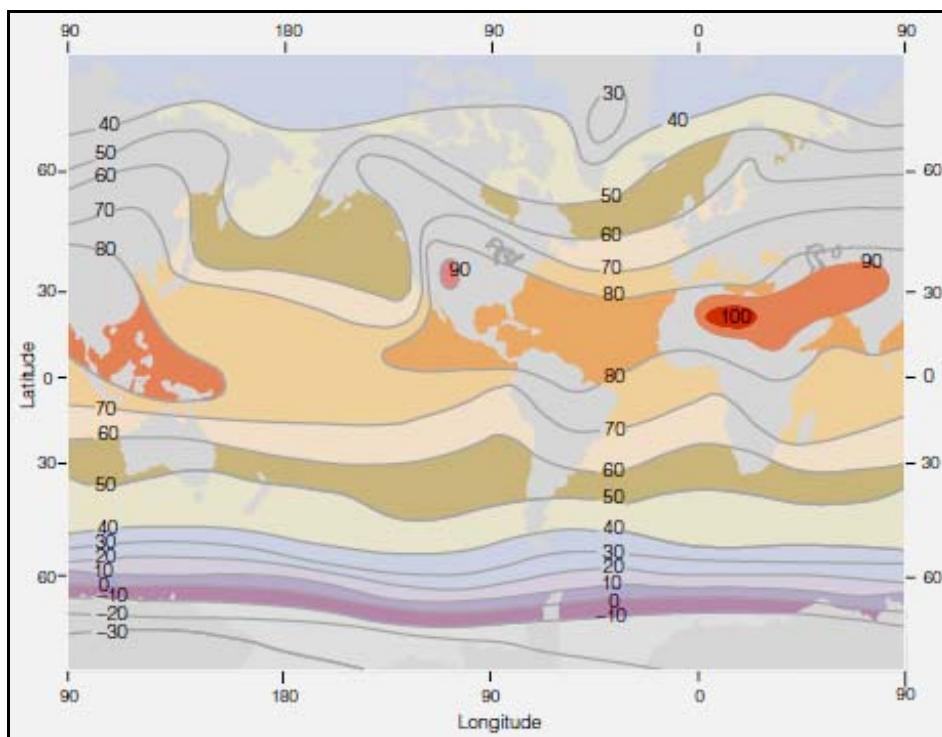


Figura 24
Temperatura medie pe glob în luna iulie (°F)

Astfel, s-ar putea concluziona că vremea cea mai caldă ar trebui să fie în ianuarie și cea mai rece în iulie. Însă, în emisfera nordică cea mai rece vreme se înregistrează în ianuarie, atunci când distanța față de Soare este cea mai mică și cea mai caldă în iulie, atunci când distanța față de Soare este cea mai mare. Dacă apropierea față de Soare ar fi cauza principală pentru prezența anotimpurilor, atunci într-adevar ianuarie ar fi mai cald decât iulie. Totuși, apropierea față de Soare reprezintă doar o mică parte din factorii determinanți.

Anotimpurile sunt determinate de *cantitatea de energie solară primită de suprafața Pământului*. Această cantitate este determinată, în principal, de unghiul la care radiația solară atinge suprafața și de cât de mare este durata de timp în care strălucesc Soarele la orice latitudine. Radiația solară care atinge suprafața Pământului perpendicular (direct) este mai intensă decât radiația care atinge suprafața Pământului la un anumit unghi, care se împrăștie și trebuie să încalzească o regiune mai largă decât dacă aceasta ar atinge perpendicular suprafața terestră. În lipsa altor factori, o arie care primește direct mai multă lumină solară, va primi mai multă caldură decât o arie cu aceeași dimensiuni, care va fi atinsă de lumina solară la un anumit unghi. În plus, cu cât razele Soarelui sunt mai inclinate față de perpendiculară, cu atât grosimea atmosferei pe care trebuie să o strabată este mai mare și cu atât mai mult ele vor fi împrăștiate și absorbite (attenuate). În consecință, atunci când Soarele este sus pe cer, el poate să încalzească solul până la o temperatură mai mare decât atunci când este mai jos, către orizont.

Al doilea factor important care determină cât de căldă devine suprafața Pământului este *timpul în care Soarele strălucesc în fiecare zi*. Mai multe ore de lumină înseamnă mai multă energie disponibilă de la Soare. Într-o anumită locație, într-o zi lungă și senină, mai multă energie solară atinge suprafața Pământului decât într-o zi senină dar scurtă. Zilele de vară au mai multe ore de lumină decât cele de iarnă, iar la amiază, în zilele de vară, Soarele este mai sus pe cer decât în zilele de iarnă. Ambele lucruri se întâmplă deoarece axa planetei noastre aflată în rotație este înclinată. Așa cum se poate observa în figura 25, unghiul de înclinare este de $23^{\circ}30'$ față de perpendiculara pe planul orbitei Pământului. Axa Pământului este îndreptată în aceeași direcție în tot timpul anului. Astfel, emisfera nordică este înclinată către Soare în timpul verii (iunie) și în direcție inversă față de Soare în timpul iernii (decembrie).

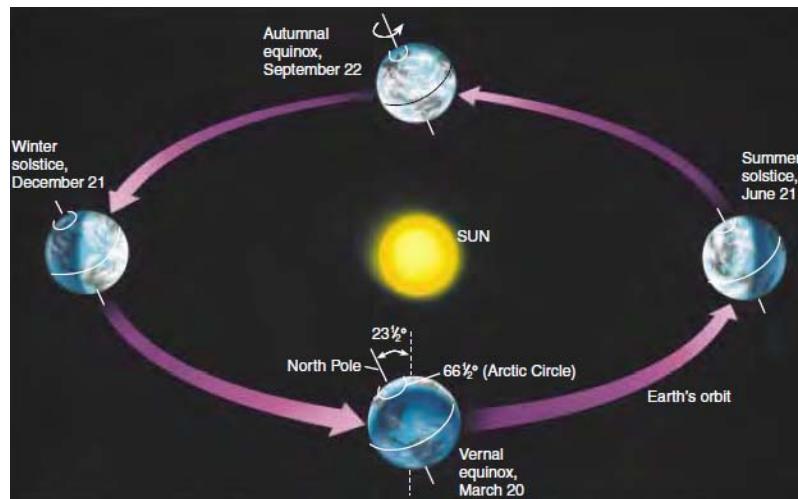


Figura 25
Pozițiile
anotimpuale
principale ale
Pământului
față de Soare

Pe 21 iunie **jumătatea nordică** a Pământului este orientată spre Soare. În această zi, la amiază, razele Soarelui cad asupra emisferei nordice mai direct decât în orice alt moment al anului. La amiază, Soarele se află la cea mai înaltă poziție, direct deasupra paralelei de $23^{\circ}30'N$ (Tropicul Racului). La această latitudine, razele Soarelui sunt perpendiculare pe suprafața terestră. Aceasta zi, numită **solstițiul de vară**, este prima zi a verii astronomice în emisfera nordică.

Deoarece Pământul se rotește în jurul axei sale, partea situată înspre Soare se află în lumina acestuia, iar cealaltă parte este în întuneric. Astfel, jumătate din glob este întotdeauna luminată. Dacă axa Pământului nu ar fi înclinată, la amiază Soarele ar fi situat direct deasupra Ecuatorului și ar fi 12 ore de lumină și 12 ore de întuneric la fiecare latitudine și în fiecare de zi din an. Deoarece pe 21 iunie emisfera nordică este îndreptată către Soare, fiecare latitudine din emisfera nordică va avea mai mult de 12 ore de lumină. Cu cât ne îndreptăm mai mult către nord, cu atât vor fi mai multe ore de lumină. Atunci când este atins Cercul Arctic ($66^{\circ}30'$) ziua durează 24 de ore. Regiunea situată la latitudini mai mari de $66^{\circ}30'$ latitudine nordică nu intră deloc în zona de umbră pe masură ce Pământul se rotește. La Polul Nord Soarele răsare în ziua de 20 martie și apune șase luni mai târziu, pe 22 septembrie.

În fiecare zi care trece după 21 iunie, la amiază Soarele se află puțin mai jos pe cer. În emisfera nordică zilele încep să se scurteze. Pe 22 septembrie Soarele este situat direct pe Ecuator. În afara polilor, în toată lumea zilele și noptile sunt egale. Această zi poartă numele de **echinocțiul de toamnă** și marchează începutul toamnei astronomice în emisfera nordică. La Polul Nord Soarele apare pe cer timp de 24 de ore datorită efectului de refracție a luminii exercitat de către atmosferă. În ziua următoare (sau peste câteva zile), Soarele dispare de pe cer și nu va mai răsări timp de 6 luni. În emisfera nordică, odata cu trecerea zilelor, numarul de ore cu lumină solară este din ce în ce mai mic, iar la amiază Soarele este din ce în ce mai jos pe cer. Mai puțină lumină directă a Soarelui și mai puține ore de lumină fac ca vremea să fie din ce în ce mai rece.

Pe 21 decembrie emisfera nordică este înclinată cel mai mult în direcție inversă față de Soare, noptile sunt lungi iar zilele sunt scurte.

În tabelul 18 se observă că durata zilei scade de la 12 ore la Ecuator până la 0 ore la latitudini mai mari de $66^{\circ}30'N$. Aceasta este cea mai scurtă zi a anului, este numită **solstițiul de iarnă** și marchează începutul iernii astronomice în emisfera nordică. În această zi Soarele strălucește direct deasupra latitudinii de $23^{\circ}30'S$ (Tropicul Capricornului). În emisfera nordică, Soarele se află la amiază la cea mai joasă poziție din întreg anul. Razele lui trec printr-o secțiune groasă a atmosferei și se împrăștie deasupra unei arii mai mari.

Tabelul 18 Timpul dintre răsărit și apus la diferite latitudini

| Latitudine ($^{\circ}$) | 20 martie | 21 iunie | 22 septembrie | 21 decembrie |
|---------------------------|-----------|----------|---------------|--------------|
| 0 | 12 ore | 12 ore | 12 ore | 12 ore |
| 10 | 12 ore | 12,6 ore | 12 ore | 11,4 ore |
| 20 | 12 ore | 13,2 ore | 12 ore | 10,8 ore |
| 30 | 12 ore | 13,9 ore | 12 ore | 10,1 ore |
| 40 | 12 ore | 14,9 ore | 12 ore | 9,1 ore |
| 50 | 12 ore | 16,3 ore | 12 ore | 7,7 ore |
| 60 | 12 ore | 18,4 ore | 12 ore | 5,6 ore |
| 70 | 12 ore | 2 luni | 12 ore | 0 ore |
| 80 | 12 ore | 4 luni | 12 ore | 0 ore |
| 90 | 12 ore | 6 luni | 12 ore | 0 ore |

În condițiile în care cantitatea de radiație solară incidentă este redusă, suprafața Pământului se răcește rapid. Prezența stratului de zăpadă intensifică acest proces de răcire. Zăpada reflectă mare parte din lumina solară care atinge suprafața și emite continuu radiație infraroșie în timpul noptilor lungi.

După data de 21 decembrie, Soarele urcă câte puțin pe cer la amiază. Perioada cu lumină crește până când zilele devin din nou egale cu noptile. Data de 20 martie, care marchează începutul primăverii astronomice, este numită **echinocțiul de primăvară**. În această zi, la amiază, Soarele strălucește direct deasupra Ecuatorului, în timp ce la Polul Nord apare deasupra orizontului după 6 luni. Zilele mai lungi și mai multă radiație solară directă determină încălzirea vremii în emisfera nordică. La trei luni după echinocțiul de primăvară, în iunie, emisfera nordică este din nou înclinată către Soare, astfel că, la amiază, acesta este sus pe cer. Zilele au devenit mai lungi și mai calde și a început un nou sezon de vară.

Pe 21 iunie în **emisfera sudică** începe un cu totul alt anotimp, aceasta fiind înclinată în direcție inversă față de Soare. Nopăile sunt lungi, zilele sunt scurte, iar razele Soarelui cad sub un anumit unghi pe suprafața terestră. Toți acești factori țin temperaturile aerului destul de coborâte. Astfel, în emisfera sudică, ziua de 21 iunie marchează începutul iernii astronomice. În această parte a lumii, vara astronomică începe doar atunci când Soarele se află deasupra Tropicului Capricornului ($23^{\circ}30'S$), adică pe 21 decembrie. Astfel, atunci când este iarnă în emisfera sudică, este vară în emisfera nordică, iar atunci când este vară în emisfera sudică, este iarnă în cea nordică.

3.3.5.6 Distribuția temporală a temperaturii aerului

Variatiile periodice ale temperaturii aerului sunt anuale și diurne; ele se datorează variațiilor periodice ale cantității de energie solară pe care o primește Pământul în timpul mișcărilor sale de revoluție și de rotație.

Variația anuală depinde de cea a radiației solare și prezintă ample diferențieri latitudinale. În funcție de mărimea amplitudinilor anuale (diferențele între luna cea mai căldă și luna cea mai rece) și de intervalul producerii valorilor termice extreme, se disting patru tipuri de regim anual al temperaturii aerului.

Tipul ecuatorial se caracterizează prin două maxime la echinoxii (când Soarele trece la zenith în momentul amiezii) și două minime la solstiții (când înălțimea Soarelui în momentul amiezii este de $66,5^{\circ}$), precum și prin amplitudini termice reduse (1°C deasupra oceanelor și $5\text{--}10^{\circ}\text{C}$ deasupra continentelor).

Tipul tropical prezintă un maxim după solstițiul de vară, un minim după solstițiul de iarnă și amplitudini termice mai mari decât tipul ecuatorial (5°C deasupra oceanelor și 20°C deasupra uscatului).

Tipul temperat are, ca și cel tropical, un maxim după solstițiul de vară și un minim după solstițiul de iarnă, ambele îndepărându-se de solstiții (spre august și februarie) pe măsura creșterii latitudinii. Amplitudinea termică este mai mare și crește cu latitudinea ($10\text{--}15^{\circ}\text{C}$ în regiunile oceanice, $40\text{--}50^{\circ}\text{C}$ în regiunile continentale și chiar 60°C în anumite regiuni depresionare de la latitudini subpolare).

Tipul polar se caracterizează prin iarnă lungă și vară scurtă, prin amplitudini termice mari și prin deplasarea maximului în august și a minimului în martie.

Variația anuală a temperaturii aerului se resimte în toată troposfera, amplitudinea ei micșorându-se cu înălțimea, înregistrând apoi o creștere în troposfera superioară și o scădere masivă în stratosfera inferioară. Paralel cu creșterea altitudinii are loc întârzierea extremelor termice, în troposferă mijlocie maximul producându-se în august, iar minimul în februarie; în stratosferă minimul se deplasează înapoi, spre februarie–ianuarie, iar maximul spre iulie–iunie.

În emisfera sudică inversarea anotimpurilor determină și inversarea extremlor.

Variația diurnă, dependentă de intensitatea radiației solare din timpul zilei și a radiației efective din timpul nopții, prezintă pretutindeni un minim înainte de răsăritul Soarelui și un maxim în primele ore ale după-amiezii (14–15 vara și 13–14 iarna).

În zona intertropicală variația diurnă a temperaturii aerului prezintă amplitudini relativ constante, pe tot parcursul anului, în medie de 12°C , cu excepția deșerturilor, unde sunt de zeci de grade C.

În zonele temperate oscilațiile termice diurne înregistrează amplitudini medii de $8\text{--}9^{\circ}\text{C}$, fiind mai ridicate vara și mai coborâte iarna.

În zonele polare variațiile diurne ale temperaturii aerului sunt aproape inexistente iarna (în timpul nopții polare), iar vara sunt foarte mici, de $3\text{--}4^{\circ}\text{C}$, din cauza slabiei variații a înălțimii Soarelui deasupra orizontului.

Mărimea amplitudinilor termice diurne este influențată și de alți factori:

➤ caracteristica suprafeței active: $2\text{--}3^{\circ}\text{C}$ deasupra oceanelor și $20\text{--}22^{\circ}\text{C}$ deasupra continentelor;

➤ înălțimea și forma reliefului: scad la altitudini mari și deasupra formelor de relief convexe și cresc la altitudini mici și deasupra formelor de relief concave;

➤ caracterul suprafeței solului: umedeala și învelișul vegetal reduc amplitudinile diurne, iar uscăciunea și stratul de zăpadă le măresc;

➤ condițiile meteorologice: timpul senin și calm sporește amplitudinile, iar timpul înnorat și cu vânt le diminuează.

Paralel cu creșterea altitudinii, amplitudinile termice diurne scad, iar momentele producerii maximului și minimului întârzie din cauza inerției transmiterii căldurii terestre prin turbulentă.

În timpul verii, oscilațiile termice diurne se resimt până la $1,5\text{--}2$ km înălțime, iar iarna numai până la $0,5$ km înălțime. La înălțimi mai mari de 2 km, încălzirea atmosferei datorându-se, în

principal, radiației terestre și absorbției radiației solare de undă lungă, maximul și minimul se produc la aceeași ore ca și în stratul de aer din imediata apropiere a suprafeței terestre.

Variatiile neperiodice ale temperaturii aerului sunt oscilații termice sub formă de pulsații sau unde, care se pot produce la intervale de ordinul secundelor, orelor, zilelor, anilor sau șirurilor lungi de ani.

Pulsățiile fluxurilor radiative, neomogenitatea distribuției teritoriale a temperaturii și ritmicitatea proceselor atmosferice determină variații neperiodice cu dure de până la câteva zile; procesele la scară globală, determinate, în general, de cauze cosmice, produc variații neperiodice de lungă durată a temperaturii aerului.

3.3.6 Transportul căldurii în procesele apei

Vaporii de apă sunt un gaz invizibil. Ei devin vizibili atunci când se transformă în particule mai mari, lichide sau solide. Acest proces de transformare este cunoscut sub numele de *schimbare de stare* sau *schimbare de fază*. Energia calorică necesară pentru a schimba o substanță cum ar fi apa dintr-o stare în alta este numită **căldură latentă**.

Evaporarea se face cu consum de căldură, determinând răcirea. Altfel spus, evaporarea determină răcirea, deoarece energia necesară pentru evaporarea apei (schimbarea fazei de la lichid la gaz) poate proveni de la apă sau de la alte surse, care includ aerul.

Energia pierdută de către apă lichidă în timpul evaporării poate fi considerată ca fiind transportată de către molecula de vapozi de apă și ca fiind blocată în aceasta. Energia se află astfel într-o stare "stocată" sau "ascunsă" și este astfel numită căldură latentă. Este latentă (ascunsă) în sensul că temperatura substanței care se transformă din lichid în gaz este aceeași. Energia calorică va reapărea sub forma de **căldură sensibilă** atunci când vaporii de apă condensează și se transformă din nou în apă lichidă. Astfel, *condensarea este un proces care produce încălzire*.

Căldura latentă este caracteristică fiecărui proces de schimbare de fază a apei:

➤ **căldura latentă de condensare** – energia calorică eliberată atunci când vaporii de apă condensează;

➤ **căldura latentă de evaporare** – energia calorică folosită pentru transformarea apei lichide în vaporii;

➤ **căldura latentă de topire** – energia folosită în procesul de transformare a gheții în apă lichidă; atunci când gheața se topește este consumată căldură, iar atunci când apa îngheță este eliberată căldură;

➤ **căldura latentă de sublimare** – energia calorică necesară pentru a transforma gheața în vaporii (proces numit *sublimare*).

În figura 26 sunt rezumate conceptele prezentate mai sus. Atunci când schimbarea de stare se face de la stânga la dreapta, căldura este absorbită de către substanță și luată din mediul. Astfel, procesele de topire, evaporare și sublimare răcesc mediul. Atunci când schimbarea de stare se face de la dreapta la stânga, energia calorică este eliberată de către substanță în mediul. Astfel, procesele de înghețare, condensare și desublimare încălzesc mediul înconjurator.

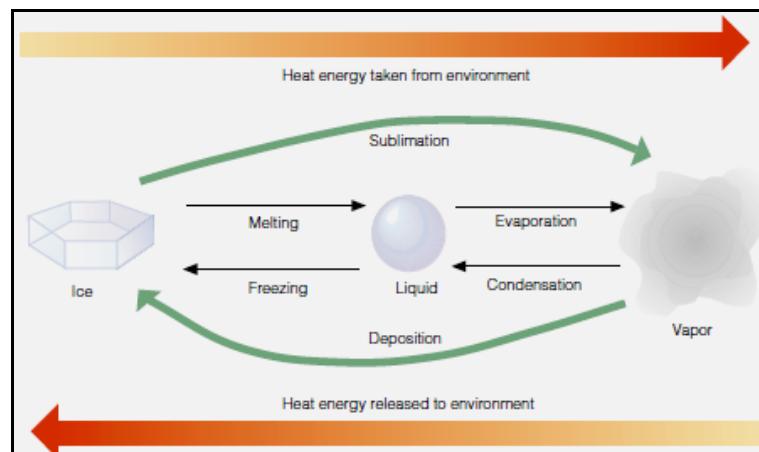


Figura 26
Energia calorică absorbită și eliberată

Căldura latentă este o sursă importantă de energie pentru atmosferă. Odată ce moleculele de vaporii de apă devin separate de suprafața Pământului, ele sunt preluate de către vânt. Pe măsură ce urcă la altitudini mai mari, acolo unde aerul este rece, vaporii se transformă în particule de nor lichide și solide (gheată). În timpul acestor procese, în mediu este eliberată o cantitate foarte mare de energie calorică. Această căldură asigură energie pentru furtuni, cum ar fi uraganele, ciclonii latitudinilor medii și furtunile convective.

Vaporii de apă evaporați de deasupra apelor calde, tropicale, pot fi transportați în regiunile polare, unde condensează și își eliberează energia calorică. Astfel, procesele de evaporare, transport și condensare reprezintă un aspect extrem de important pentru relocarea energiei calorice (și a apei) în atmosferă.

3.3.6.1 Transportul căldurii în procesul evaporăției

Din cele 110 Kcal absorbite anual de fiecare cm^2 al suprafeței terestre, 46 Kcal/ cm^2 (42%) se consumă în procesul evaporăției, deoarece pe cea mai mare parte a suprafeței Pământului evaporarea are loc fără întrerupere, iar consumul de căldură necesar realizării ei se ridică la 677 cal pentru un gram de gheată cu temperatura de 0°C, la 597 cal pentru un gram de apă cu temperatura de 0°C și la 580 cal pentru un gram de apă cu temperatura de 30°C.

În foarte multe regiuni de pe glob, prin evaporare se consumă cea mai mare parte a căldurii obținute sub forma bilanțului radiativ. Acest proces caracterizează intensitatea transportului (schimbului) de umezeală dintre suprafața terestră și aerul de deasupra. *Transportul căldurii în procesul evaporăției* poate fi identificat cu **evaporăția**, care întreține deasupra suprafeței evaporante un curent ascendent de vaporii de apă. Căldura latentă de evaporare înmagazinată în vaporii de apă ce intră în mișcarea ascendentă este eliberată la diferite niveluri din atmosferă, unde are loc condensarea, jucând astfel un rol important în procesul transportului (schimbului) turbulent de căldură dintre suprafața activă și aerul de deasupra.

Determinarea intensității evaporării se face prin patru categorii de metode:

➤ pe baza ecuațiilor bilanțului calorice sau hidric:

$$E = \frac{(B - T_s)de}{e + bdt}, \text{ unde: } E \quad - \text{intensitatea sau viteza evaporării (mm/oră);}$$

B – bilanțul radiativ;

T_s – transportul (schimbul) de căldură cu solil;

de – diferența dintre tensiunile vaporilor de apă, măsurate la două niveluri din atmosferă

dt – diferența dintre temperaturile, măsurate la două niveluri din atmosferă;

b – coeficient care depinde de e și t;

$$E = \frac{B - T_s}{L + C_C \frac{T_1 - T_2}{q_1 - q_2}}, \text{ unde: } L \quad - \text{căldura latentă de evaporare;}$$

C_C – capacitatea calorică a aerului cu presiunea constantă;

$T_1 - T_2$ – diferența medie de temperatură;

$q_1 - q_2$ – diferența medie de umezeală specifică;

$$E = (W^h_1 - W^h_2) + x - y - z, \text{ unde: } W^h_1 - W^h_2 \quad - \text{conținutul în umezeală al stratului de sol cu grosimea } h, \text{ la începutul și sfârșitul perioadei;}$$

x – suma precipitațiilor din perioada analizată;

y – schimbul de umezeală cu straturile inferioare, pentru aceeași perioadă;

z – scurgerea superficială;

➤ pe baza ecuațiilor care includ caracteristici ale schimbului turbulent:

$$E = \rho k_1 \frac{dq}{dz}, \text{ unde: } \rho \quad - \text{densitatea aerului;}$$

k_1 – coeficientul schimbului turbulent la înălțimea de 1 m;
 dq/dz – gradientul umezelii specifice din stratul de aer inferior;

➤ pe baza determinărilor evapometrice;

➤ cu ajutorul graficelor și nomogramelor.

3.3.6.2 Transportul căldurii în procesul topirii gheții și zăpezii

Topirea gheții și a zăpezii se realizează cu consum de căldură, pentru topirea unui gram de gheată cu temperatura de 0°C consumându-se 80 cal. Acest fapt prezintă o importanță deosebită, mai ales pentru regiunile temperate și reci, deoarece, în perioada de topire parțială sau totală a stratului de zăpadă, care acoperă circa 37 milioane km² din emisfera nordică, se consumă zilnic aproape 350 cal/cm², ceea ce face ca temperatura aerului să nu depășească prea mult valoarea de 0°C.

3.3.6.3 Transportul căldurii în procesul (re)încălzirii precipitațiilor

Reprezintă un consum de căldură insignificant, care poate juca un rol oarecare doar în pădurile tropicale, unde ploile cu picături mari, formate în troposfera mijlocie, cad zilnic pe suprafața terestră. Totalizând, în medie, 11 mm pe zi, aceste ploi, care ajung pe sol cu temperatura de 15°C, sunt (re)încălzite până la 27°C (temperatura medie a suprafeței solului) printr-un consum de energie calorifică de 1,2 cal/cm² pe zi.

3.3.7 Transportul căldurii în procesele biologice

Toate organismele vii, indiferent de locul pe care îl ocupă pe scară evoluției, consumă energie pentru constituirea substanței vii. În același timp, lumea vie eliberează căldură în procesele de putrefacție, descompunere și respirație. Datele disponibile cu privire la mărimea consumurilor sau cedărilor de energie calorifică în procesele biologice sunt doar orientative (pentru pădurile tropicale este apreciat un consum mediu de 3,3 cal/cm²·zi, în tot cursul anului).

3.3.8 Bilanțul calorific al suprafeței terestre

Clasarea rațională a tuturor proceselor consumatoare de energie într-un **bilanț calorific (B_c)** conduce la stabilirea unei relații de forma: $B_c = B - (T_s + T_a + T_v + T_g + T_p + T_b)$, unde:

B – bilanțul radiativ;

T_s – transportul căldurii în sol;

T_a – transportul căldurii în aer;

T_v – transportul căldurii în aer, prin evaporație;

T_g – transportul căldurii în procesul topirii gheții și zăpezii;

T_p – transportul căldurii în procesul (re)încălzirii precipitațiilor;

T_b – transportul căldurii în procesele biologice.

Cele mai importante transporturi de căldură din al doilea termen al bilanțului calorific, sunt primele trei, cu privire la ele existând și cele mai multe date, obținute prin cercetări teoretice și experimentale. În consecință, ecuația bilanțului calorific poate fi scrisă sub forma:

$$B_c = B - (T_s + T_a + T_v).$$

Considerând aportul de căldură ca fiind primul termen al ecuației și consumurile ca pe cel de-al doilea, aceasta devine: $B = (T_s + T_a + T_v)$.

Schimbul de căldură cu interiorul solului poate fi neglijat la o analiză de până la câțiva ani, ceea ce duce la simplificarea ecuației bilanțului calorific al suprafeței terestre, până la forma:

$$B = T_a + T_v.$$

3.4 Temperatura real resimțită de organismul uman

Condițiile naturale, în special vremea, au impact direct asupra vieții și sănătății oamenilor. Cu toate acestea, valorile măsurate ale parametrilor meteorologici sunt percepute în mod diferit de organismul uman. Acest lucru se datorează atât condiției fizice particulare a persoanelor, cât și complexului propriu-zis al condițiilor meteorologice. De exemplu, în funcție de temperatură aerului, vîntul poate răcori, sufoca sau degera, iar valoarea de 15°C toamna caracterizează o vreme caldă, iar vara – răcoroasă.

Ca urmare a progresului tehnico-științific și a cererii în creștere a datelor despre vreme și influența ei asupra activității umane, au fost elaborați în mod empiric mai mulți indici care descriu gradul de confort fiziologic pe care îl oferă condițiile meteorologice, luând în considerare diferite complexe de parametri (temperatura și umiditatea aerului; temperatura și viteza vîntului; temperatura, umiditatea, viteza vîntului și nivelul radiației solare etc.).

Temperatura real resimțită reprezintă temperatura percepță de organismul uman și este rezultatul acțiunii combinate a temperaturii aerului (temperatura ambientală), vitezei vântului, umezelii, nebulozității și precipitațiilor asupra bilanțului calorice al organismului uman.

Indicele de răcire (Wind Chill Factor) reprezintă o măsură a temperaturii resimțite și depinde de temperatura aerului și de viteza vântului.

Formula matematică a acestui indice a fost concepută pornind de la analiza modului în care, în situații de temperaturi scăzute și vînt intens, stratul termic protector existent în jurul corpului uman este distrus. Astfel, temperatura corpului devine mai apropiată de cea a aerului înconjurător, iar senzația de frig va fi mai puternică.

Cu cât viteza vântului este mai mare, cu atât mai repede pierdem căldura corpului. Pentru că vântul mărește rata de evaporare a umezelii la suprafața pielii, producând răcirea acesteia, temperatura efectivă resimțită de corpul uman este mai mică decât temperatura indicată de termometru. Aceasta pentru că evaporarea se face cu consum de căldură, căldură care este luată de la organism. Indicele de răcire este o măsură a acestei temperaturi aparente, resimțită de organismul uman.

Scăderea temperaturii efectiv înregistrată de organism este importantă în condiții de vreme cu temperaturi scăzute și vînt intens. În zonele cu climat arctic și polar, la altitudini mari sau la viteze de deplasare mari, indicele are o importanță deosebită în supraviețuirea oamenilor și animalelor, dar și în funcționarea motoarelor și echipamentelor.

Pentru acest index sunt mai multe formule de calcul, parametri de care țin seama fiind multipli: $T_{WC} = 13,12 + 0,6215 \cdot T_a - 11,37 \cdot V^{0,16} + 0,3965 \cdot T_a \cdot V^{0,16}$, unde:

$$\begin{aligned} T_a & \quad \text{temperatura aerului;} \\ V & \quad \text{viteza vîntului (la 10 metri înălțime).} \end{aligned}$$

În scopul asigurării operativității în evaluarea riscului termic, ca și în foarte multe alte situații, se folosește o tabelă de calcul a indicelui de răcire, din care se extrage direct temperatura real resimțită de organism (figura 27). Cu cât temperatura este mai coborâtă, cu atât este mai puternică senzația de rece, la aceeași viteză a vântului. De pildă, la o temperatură de -10°C și un vînt cu 20 km/h (vînt moderat), indice de răcire este de -18°, deci o senzație de rece corespunzătoare temperaturii de -18°C, cu 8° grade mai coborâtă decât temperatura indicată de termometru. La -20°C, același vînt va produce o senzație de rece corespunzătoare temperaturii de -30°C, deci o scădere cu 10°C.

Indicele de confort termic (Heat Index) sau indicele temperatură-umezeală (ITU) este dat de o formulă complexă care conține două variabile: temperatura și umiditatea relativă, prin care se determină o temperatură aparentă, adică cea resimțită efectiv de corpul uman. Când valoarea ITU este sub 80 de unități, aerul este plăcut și ușor respirabil, însă când ITU depășeste 80 de unități, se instalează un risc ridicat de disconfort, aerul fiind irespirabil. Acest lucru se întâmplă mai ales atunci când temperaturile sunt ridicate și umiditatea din aer este foarte mare. O umiditate crescută poate face ca un aer cu o temperatură nu foarte ridicată să fie de-a dreptul irespirabil.

Figura 27 Indicele de răcire

| | | Air Temperature (Celsius) | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|--------------------|-----|---------------------------|-----|-----|-----|---------------------|-----|-----|-----|-----------------|-----|-----|-----|--------------------|-----|-----|-----|-----------------------|--|--|
| | | 0 | -1 | -2 | -3 | -4 | -5 | -10 | -15 | -20 | -25 | -30 | -35 | -40 | -45 | -50 | -55 | -60 | | |
| Wind Speed (km/hr) | 6 | -2 | -3 | -4 | -5 | -7 | -8 | -14 | -19 | -25 | -31 | -37 | -42 | -48 | -54 | -60 | -65 | -71 | | |
| | 8 | -3 | -4 | -5 | -6 | -7 | -9 | -14 | -20 | -26 | -32 | -38 | -44 | -50 | -56 | -61 | -67 | -73 | | |
| 10 | 10 | -3 | -5 | -6 | -7 | -8 | -9 | -15 | -21 | -27 | -33 | -39 | -45 | -51 | -57 | -63 | -69 | -75 | | |
| | 15 | -4 | -6 | -7 | -8 | -9 | -11 | -17 | -23 | -29 | -35 | -41 | -48 | -54 | -60 | -66 | -72 | -78 | | |
| 20 | 20 | -5 | -7 | -8 | -9 | -10 | -12 | -18 | -24 | -30 | -37 | -43 | -49 | -56 | -62 | -68 | -75 | -81 | | |
| | 25 | -6 | -7 | -8 | -10 | -11 | -12 | -19 | -25 | -32 | -38 | -44 | -51 | -57 | -64 | -70 | -77 | -83 | | |
| 30 | 30 | -6 | -8 | -9 | -10 | -12 | -13 | -20 | -26 | -33 | -39 | -46 | -52 | -59 | -65 | -72 | -78 | -85 | | |
| | 35 | -7 | -8 | -10 | -11 | -12 | -14 | -20 | -27 | -33 | -40 | -47 | -53 | -60 | -66 | -73 | -80 | -86 | | |
| 40 | 40 | -7 | -9 | -10 | -11 | -13 | -14 | -21 | -27 | -34 | -41 | -48 | -54 | -61 | -68 | -74 | -81 | -88 | | |
| | 45 | -8 | -9 | -10 | -12 | -13 | -15 | -21 | -28 | -35 | -42 | -48 | -55 | -62 | -69 | -75 | -82 | -89 | | |
| 50 | 50 | -8 | -10 | -11 | -12 | -14 | -15 | -22 | -29 | -35 | -42 | -49 | -56 | -63 | -69 | -76 | -83 | -90 | | |
| | 55 | -8 | -10 | -11 | -13 | -14 | -15 | -22 | -29 | -36 | -43 | -50 | -57 | -63 | -70 | -77 | -84 | -91 | | |
| 60 | 60 | -9 | -10 | -12 | -13 | -14 | -16 | -23 | -30 | -36 | -43 | -50 | -57 | -64 | -71 | -78 | -85 | -92 | | |
| | 65 | -9 | -10 | -12 | -13 | -15 | -16 | -23 | -30 | -37 | -44 | -51 | -58 | -65 | -72 | -79 | -86 | -93 | | |
| 70 | 70 | -9 | -11 | -12 | -14 | -15 | -16 | -23 | -30 | -37 | -44 | -51 | -58 | -65 | -72 | -80 | -87 | -94 | | |
| | 75 | -10 | -11 | -12 | -14 | -15 | -17 | -24 | -31 | -38 | -45 | -52 | -59 | -66 | -73 | -80 | -87 | -94 | | |
| 80 | 80 | -10 | -11 | -13 | -14 | -15 | -17 | -24 | -31 | -38 | -45 | -52 | -60 | -67 | -74 | -81 | -88 | -95 | | |
| | 85 | -10 | -11 | -13 | -14 | -16 | -17 | -24 | -31 | -39 | -46 | -53 | -60 | -67 | -74 | -81 | -88 | -96 | | |
| 90 | 90 | -10 | -12 | -13 | -15 | -16 | -17 | -25 | -32 | -39 | -46 | -53 | -61 | -68 | -75 | -82 | -89 | -96 | | |
| | 95 | -10 | -12 | -13 | -15 | -16 | -18 | -25 | -32 | -39 | -47 | -54 | -61 | -68 | -75 | -83 | -90 | -97 | | |
| 100 | 100 | -11 | -12 | -14 | -15 | -16 | -18 | -25 | -32 | -40 | -47 | -54 | -61 | -69 | -76 | -83 | -90 | -98 | | |
| | 105 | -11 | -12 | -14 | -15 | -17 | -18 | -25 | -33 | -40 | -47 | -55 | -62 | -69 | -76 | -84 | -91 | -98 | | |
| 110 | 110 | -11 | -12 | -14 | -15 | -17 | -18 | -26 | -33 | -40 | -48 | -55 | -62 | -70 | -77 | -84 | -91 | -99 | | |
| | | 0 to -10 Low | | | | -10 to -25 Moderate | | | | -25 to -45 Cold | | | | -45 to -59 Extreme | | | | -60 Plus very Extreme | | |

Formula de calcul pentru indicele de confort termic, sau indicele temperatură–umiditate, este: $\text{ITU} = 0,81 \cdot T + 0,01 \cdot U(0,99 \cdot T - 14,3) + 46,3$, unde:

T – temperatura aerului ($^{\circ}\text{C}$);

U – umiditatea relativă (%).

Pentru operativitate în evaluarea riscului termic, în practică se utilizează o tabelă de calcul din care se extrage direct temperatura real resimțită de organism (figura 28).

Figura 28 Indicele de confort termic

| | | 50 | 81 °F (27 °C) | 83 °F (28 °C) | 85 °F (29 °C) | 88 °F (31 °C) | 91 °F (33 °C) | 95 °F (35 °C) | 99 °F (37 °C) | 103 °F (39 °C) | 108 °F (42 °C) | 113 °F (45 °C) | 118 °F (48 °C) | 124 °F (51 °C) | 131 °F (55 °C) | 137 °F (58 °C) | | |
|-----------------------|-----|------------------|------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|--|--|
| Relative humidity (%) | 50 | 81 °F (27 °C) | 83 °F (28 °C) | 85 °F (29 °C) | 88 °F (31 °C) | 91 °F (33 °C) | 95 °F (35 °C) | 99 °F (37 °C) | 103 °F (39 °C) | 108 °F (42 °C) | 113 °F (45 °C) | 118 °F (48 °C) | 124 °F (51 °C) | 131 °F (55 °C) | 137 °F (58 °C) | | | |
| | 55 | 81 °F (27 °C) | 84 °F (29 °C) | 86 °F (30 °C) | 89 °F (32 °C) | 93 °F (34 °C) | 97 °F (36 °C) | 101 °F (38 °C) | 106 °F (41 °C) | 112 °F (44 °C) | 117 °F (47 °C) | 124 °F (51 °C) | 130 °F (54 °C) | 137 °F (58 °C) | | | | |
| | 60 | 82 °F (28 °C) | 84 °F (29 °C) | 88 °F (31 °C) | 91 °F (33 °C) | 95 °F (35 °C) | 100 °F (38 °C) | 105 °F (41 °C) | 110 °F (43 °C) | 116 °F (47 °C) | 123 °F (51 °C) | 129 °F (54 °C) | 137 °F (58 °C) | | | | | |
| | 65 | 82 °F (28 °C) | 85 °F (29 °C) | 89 °F (32 °C) | 93 °F (34 °C) | 98 °F (37 °C) | 103 °F (39 °C) | 108 °F (42 °C) | 114 °F (46 °C) | 121 °F (49 °C) | 128 °F (53 °C) | 136 °F (58 °C) | | | | | | |
| | 70 | 83 °F (28 °C) | 86 °F (30 °C) | 90 °F (32 °C) | 95 °F (35 °C) | 100 °F (38 °C) | 105 °F (41 °C) | 112 °F (44 °C) | 119 °F (48 °C) | 126 °F (52 °C) | 134 °F (57 °C) | | | | | | | |
| | 75 | 84 °F (29 °C) | 88 °F (31 °C) | 92 °F (33 °C) | 97 °F (36 °C) | 103 °F (39 °C) | 109 °F (43 °C) | 116 °F (47 °C) | 124 °F (51 °C) | 132 °F (56 °C) | | | | | | | | |
| | 80 | 84 °F (29 °C) | 89 °F (32 °C) | 94 °F (34 °C) | 100 °F (38 °C) | 106 °F (41 °C) | 113 °F (45 °C) | 121 °F (49 °C) | 129 °F (54 °C) | | | | | | | | | |
| | 85 | 85 °F (29 °C) | 90 °F (32 °C) | 96 °F (36 °C) | 102 °F (39 °C) | 110 °F (43 °C) | 117 °F (47 °C) | 126 °F (52 °C) | 135 °F (57 °C) | | | | | | | | | |
| | 90 | 86 °F (30 °C) | 91 °F (33 °C) | 98 °F (37 °C) | 105 °F (41 °C) | 113 °F (45 °C) | 122 °F (50 °C) | 131 °F (55 °C) | | | | | | | | | | |
| | 95 | 86 °F (30 °C) | 93 °F (34 °C) | 100 °F (38 °C) | 108 °F (42 °C) | 117 °F (47 °C) | 127 °F (53 °C) | | | | | | | | | | | |
| | 100 | 87 °F (31 °C) | 95 °F (35 °C) | 103 °F (39 °C) | 112 °F (44 °C) | 121 °F (49 °C) | 132 °F (56 °C) | | | | | | | | | | | |

Capitolul 4

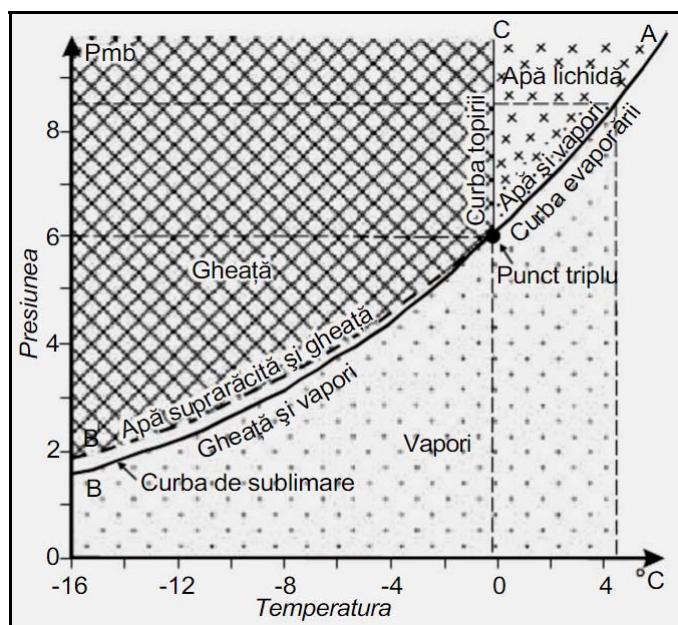
APA ÎN ATMOSFERĂ

Atmosfera conține apă în toate cele trei stări de agregare (faze), ale căror însușiri fizice prezintă diferențieri importante, aşa cum rezultă din tabelul 19.

Tabelul 19 Fazele apei și principalele lor însușiri fizice

| Însușiri fizice | Vapori | Apă pură | Gheață |
|---|--------|----------|--------|
| Densitate (g/cm^3) | 0,623 | 0,99987 | 0,917 |
| Căldură specifică ($\text{cal}/\text{g}\cdot\text{ grd}$) | 0,330 | 1,002 | 0,5 |
| Căldură latentă (cal/g) | 597 | 677 | 80 |

Frecvent, în troposferă, apa poate exista simultan în toate cele trei faze ale sale, ca în cazul norilor cu mare dezvoltare verticală. Între fazele apei au loc schimburi neîncetate, care se realizează cu consum de căldură (evaporarea și topirea) sau cu eliberare de căldură (condensarea și sublimarea), aşa cum a fost prezentat în subcapitolul 3.3.6 și, sintetic, în figura 26. Când schimburile de molecule între fazele apei încetează, ori se compensează reciproc, este posibilă atingerea unui echilibru, numit **punctul triplu al apei**, care apare și se menține numai dacă se intrunesc și se mențin anumite condiții de temperatură ($0,0096^\circ\text{C}$) și de tensiune a vaporilor (6,1 mb). Reprezentată grafic (figura 27), această stare de echilibru cuprinde: *curba de sublimare* (între faza de gheață și de vaporii), *curba de evaporare* (între faza lichidă și cea gazoasă), *curba de topire* (arată dependența între presiunea vaporilor și temperatura de topire), *curba tensiunii de saturatie* (deasupra apei suprarăcite) care se mai numește și *curba de suprarăcire*.



*Figura 27
Echilibrul fazelor apei*

4.1 Evaporarea apei

Trecerea apei din faza lichidă în faza gazoasă se numește **evaporare**. Procesul are loc la suprafața lichidului și se datorează faptului că, în mișcarea haotică, unele dintre moleculele apei ating viteze suficiente de mari pentru a învinge rezistența peliculei de adsorbție și de a pătrunde în aerul de deasupra. Continuindu-și mișcarea haotică, o parte din moleculele care părăsesc suprafața lichidului se pot întoarce în volumul acestuia.

Cât timp numărul moleculelor care părăsesc suprafața lichidului este mai mare decât numărul celor care se întorc, evaporarea continuă. Când cele două fluxuri sunt egale, evaporarea încetează, aerul fiind saturat cu vaporii de apă. În situațiile în care aerul de deasupra suprafeței evaporante este suprasaturat cu vaporii de apă, numărul moleculelor care se întorc în volumul lichidului este mai mare decât numărul celor care îl părăsesc. Suprasaturația creează condiții favorabile pentru condensarea ori sublimarea vaporilor de apă în exces.

Intensitatea procesului de evaporare depinde de două mari categorii de condiții:

- condițiile atmosferice: deficitul de umedeală, viteza vântului, coeficientul turbulentei, presiunea atmosferică, radiația solară globală și radiația atmosferei;
- condițiile fizice ale suprafeței evaporante: dimensiuni, temperatură, concentrația, conductibilitatea calorică, mișcările apei, structura și umedeala solului, prezența vegetației, prezența zăpezii sau a ghetii.

Viteza evaporării se exprimă în $\text{g/cm}^2 \cdot \text{s}$ sau în **mm** (grosimea stratului de apă evaporat) și se determină pe cale experimentală sau prin metode de calcul, o largă utilizare având formula August:

$$Q = K \frac{E' - e}{P}, \text{ unde: } \begin{aligned} Q &= \text{viteza de evaporare } (\text{g/cm}^2 \cdot \text{s}); \\ K &= \text{coeficientul de turbulentă a aerului}; \\ E' &= \text{tensiunea de saturatie corespunzătoare temperaturii} \\ &\quad \text{suprafeței evaporante}; \\ E &= \text{tensiunea reală la suprafața evaporantă}; \\ P &= \text{presiunea atmosferică}. \end{aligned}$$

Cu ajutorul formulei Mayer-Tihomirov se calculează cantitatea de apă evaporată de pe o suprafață într-un interval de o lună: $Q_1 = (E - e)(15 + 3V)$, unde:

- Q_1 – grosimea stratului de apă evaporată într-o lună (mm);
- E – tensiunea de saturatie corespunzătoare mediei termice a lunii respective;
- E – media lunară a tensiunii reale a vaporilor de apă;
- $(E - e)$ – media lunară a deficitului de saturatie;
- V – media lunară a vitezei vântului.

Pentru calcularea evaporării zilnice se folosește și formula Zaițev:

$$Q_z = (E - e)(0,20 + 0,17V_{100}), \text{ unde:}$$

- Q_z – grosimea stratului de apă evaporată într-o zi (mm);
- V_{100} – viteză medie zilnică a vântului la înălțimea de 100 cm.

Evaporării fizice, care se desfășoară atât la suprafața apei, cât și a uscatului care conține cantități diferite de apă, i se adaugă **evaporata fiziologică** (transpirația plantelor). Aceasta depinde, pe lângă factorii menționați anterior pentru evaporarea fizică și de particularitățile fiziologice ale fiecărei plante în parte.

C. W. Thornthwaite a denumit **evapotranspirație** procesul pierderii apei de pe o suprafață continentală, atât prin evaporare, cât și prin transpirație. Evapotranspirația care s-ar realiza pe o suprafață continentală în cazul în care aceasta ar conține o cantitate nelimitată de apă, se numește **evapotranspirație potențială** sau **evapotranspirație maximă posibilă**. În natură, pe suprafețele continentale, **evapotranspirația efectivă** sau **reală** este mai mică decât cea potențială, deoarece apa care se evaporă fizic și fiziologic nu este disponibilă în cantități nelimitate.

Distribuția teritorială a evapotranspirației potențiale indică o creștere continuă a valorilor medii anuale, de la latitudini subpolare până la 10° N și S, urmată de o scădere usoară în zona ecuatorială, datorită scăderii frecvenței vânturilor și diminuării mediilor termice anuale (tabelul 20).

Evapotranspirația efectivă (reală) se măsoară pe cale experimentală, cu ajutorul evaporimetrelor și indirect, pe baza ecuației bilanțului hidrologic: $ET = P - (R + dS)$, unde:

- ET – evapotranspirația reală;
- P – precipitațiile atmosferice;
- R – scurgerea;
- dS – apa infiltrată (depozitată) în sol.

| Latitudinea | N | S |
|-------------|-------|-------|
| 70–60° | 180 | |
| 60–50° | 400 | 300 |
| 50–40° | 700 | 600 |
| 40–30° | 1.100 | 1.000 |
| 30–20° | 1.300 | 1.300 |
| 20–10° | 1.400 | 1.300 |
| 10–0° | 1.200 | 1.200 |

Tabelul 20
Distribuția latitudinală
a mediilor anuale ale
evapotranspirației
potențiale (mm)

Repartiția factorilor care influențează evapotranspirația reală face ca aceasta să fie maximă în regiunile intertropicale și minimă în regiunile polare (tabelul 21), iar valori minime azonale se înregistrează în regiunile continentale deșertice.

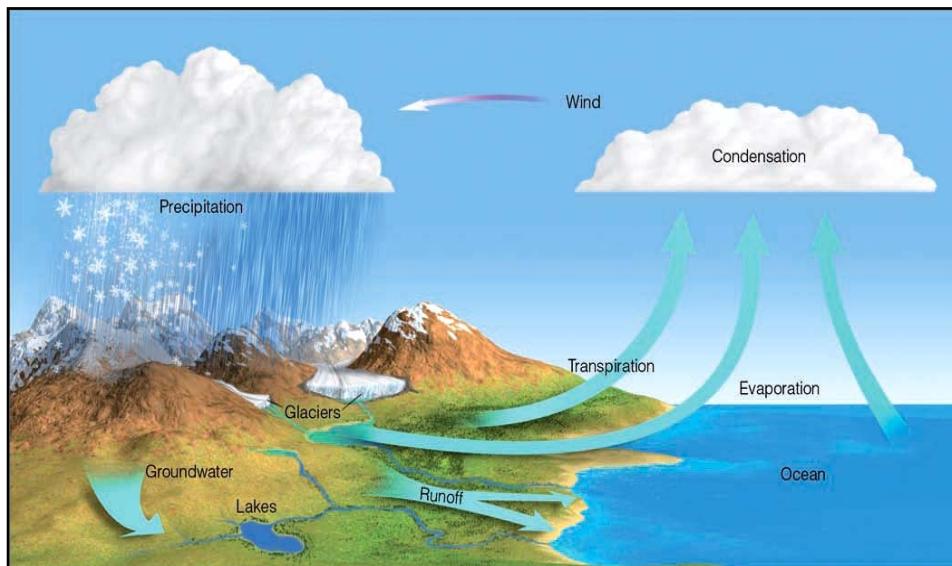
În ansamblu, suprafața terestră evaporă anual 518.600 km³ de apă (100%), din care 447.900 km³ (86%) de pe mări și oceane și 70.700 km³ (14%) de pe continent. Cantitățile de apă evaporate de emisferă sudică sunt mai mari decât cele evaporate de emisferă nordică, din cauza proporției mai mari a suprafețelor oceanice, cu precădere între ecuator și latitudinea de 35° S.

Tabelul 21 Distribuția latitudinală a mediilor anuale ale evapotranspirației efective (mm)

| Latitudinea | Suprafața evaporantă | | | | | |
|-------------|----------------------|----------|----------|-----------------|----------|----------|
| | Emisfera nordică | | | Emisfera sudică | | |
| | Continente | Oceane | Media | Continente | Oceane | Media |
| 60–50° | 360,68 | 398,78 | 381,00 | 200,66 | 231,14 | 223,52 |
| 50–40° | 330,20 | 701,04 | 510,54 | 500,38 | 579,12 | 549,12 |
| 40–30° | 381,00 | 960,12 | 711,20 | 510,54 | 889,00 | 701,70 |
| 30–20° | 500,38 | 1.150,62 | 909,32 | 408,94 | 1.120,14 | 990,60 |
| 20–10° | 789,94 | 1.198,88 | 1.089,66 | 899,16 | 1.198,88 | 1.130,60 |
| 10–0° | 1.150,62 | 1.000,76 | 1.031,24 | 1.219,20 | 1.140,46 | 1.160,78 |

Vaporii de apă rezultați în urma procesului de evaporare pătrund și se răspândesc în atmosferă prin difuziune, turbulență, convecție și advecție. Ca rezultat al procesului de condensare la care sunt supuși în troposferă, vaporii de apă se întorc pe suprafața terestră sub forma precipitațiilor; astfel, se încheie circuitul apei în natură (figura 28).

Figura 28 Circuitul apei în natură



După G. T. Trewartha (tabelul 22) circa 80% din precipitațiile căzute pe continent sunt evaporate direct de pe suprafața solului, a învelișului vegetal, a apelor continentale etc., iar 20% se scurg în oceane prin intermediul râurilor și ghețarilor. Scurgerea compensează cantitatea de apă cu care evaporarea de pe oceane întrece precipitațiile, contribuind astfel la păstrarea unui echilibru complex, dependent de numeroși factori aflați într-o continuă interacțiune. Modul specific în care se combină acțiunea acestor factori, mai ales a circulației generale a atmosferei și a reliefului, face ca în unele zone ale planetei evaporarea să depășească precipitațiile, iar în altele situația să fie inversată (tabelul 23).

| Categorii | Valori |
|---------------------------------------|---------|
| Precipitațiile pe continente | 122.000 |
| Evaporarea de pe continente | 97.000 |
| Surplusul pe continente | 25.000 |
| Precipitațiile pe oceane | 359.000 |
| Evaporarea de pe oceane | 384.000 |
| Deficitul pe oceane | 25.000 |
| Transferul de pe continente pe oceane | 25.000 |

*Tabelul 22
Schimburile de
umezeală între
continent și oceane
(km³/an)*

Tabelul 23 Distribuția latitudinală a excesului (+) și a deficitului (-) de precipitații (km³)

| Latitudine N | Precipitații–Evaporare | Latitudine S | Precipitații–Evaporare |
|--------------|------------------------|--------------|------------------------|
| 90–80° | + 0,4 | 90–80° | + 1,0 |
| 80–70° | + 2,3 | 80–70° | + 2,5 |
| 70–60° | + 5,0 | 70–60° | + 3,6 |
| 60–50° | + 8,1 | 60–50° | + 12,0 |
| 50–40° | + 10,1 | 50–40° | + 10,7 |
| 40–30° | - 7,1 | 40–30° | + 0,1 |
| 30–20° | - 19,0 | 30–20° | - 16,5 |
| 20–10° | - 16,2 | 20–10° | - 16,0 |
| 10–0° | + 19,3 | 10–0° | - 0,2 |

Cercetările întreprinse de M. I. Budîko asupra bilanțului hidrologic din fiecare continent (tabelul 24) arată că evaporarea depășește pretutindeni scurgerea, proporția acestei depășiri fiind maximă în continentele cu mari întinderi aride și semiaride (Australia și Africa).

Tabelul 24 Bilanțul hidrologic pe continente (mm/an)

| Continental | Precipitațiile | Evaporare | Scurgerile |
|-----------------|----------------|-----------|------------|
| Europa | 600 | 360 | 240 |
| Asia | 610 | 390 | 220 |
| America de Nord | 670 | 400 | 270 |
| America de Sud | 1.350 | 860 | 490 |
| Africa | 670 | 510 | 160 |
| Australia | 470 | 410 | 60 |

Dependența de temperatură face ca variația diurnă a evaporării să fie asemănătoare cu cea a temperaturii. Ziua temperatura aerului crește, deficitul de saturatie sporește (crește tensiunea de saturatie) și evaporarea se intensifică; această intensificare este favorizată de creșterea vitezei vântului și a schimbului turbulent. Noaptea, scăderea temperaturii și a schimbului turbulent, determină reducerea intensității evaporării.

În regimul anual, cele mai ridicate valori ale evaporării se înregistrează în lunile iunie–iulie, iar cele mai scăzute în lunile decembrie–ianuarie.

4.2 Umezeala aerului

Prezența vaporilor de apă în atmosferă determină umezeala aerului, care este unul dintre principalele elemente meteorologice, de valoarea lui depinzând, în bună măsură, cantitatea norilor și a precipitațiilor, opacitatea atmosferei și bilanțul radiativ-caloric.

4.2.1 Mărimele care definesc umezeala aerului

Pentru definirea cantității de vapori de apă din aer și a diferitelor lui însușiri higrometrice, se utilizează următoarele mărimi și unități de măsură:

Tensiunea (forță elastică) vaporilor de apă reprezintă presiunea parțială exercitată de vaporii de apă în cadrul presiunii generale a atmosferei; se disting o tensiune reală și o tensiune maximă (de saturație), ambele exprimându-se în mm Hg sau în mb;

Tensiunea reală (e) este presiunea vaporilor de apă din atmosferă la un moment dat; se află în raport direct proporțional cu temperatura aerului;

Tensiunea maximă (de saturație– E) este presiunea vaporilor de apă care saturează aerul la o temperatură dată; și ea se află în raport direct proporțional cu temperatura aerului, dar depinde și de starea de agregare a apei, forma suprafeței evaporante și conținutul apei în săruri.

Starea de agregare a apei influențează tensiunea de saturare a vaporilor de apă în sensul micșorării acesteia deasupra gheții (din cauza coeziunii moleculare mai mari, care face ca numărul moleculelor ce scapă de pe suprafața ei să fie mai mic) și măririi deasupra apei: $E_a > E_g$. Tensiunea de saturare a vaporilor de apă deasupra gheții crește odată cu creșterea temperaturii și devine egală cu cea de deasupra apei la 0°C (figura 29).

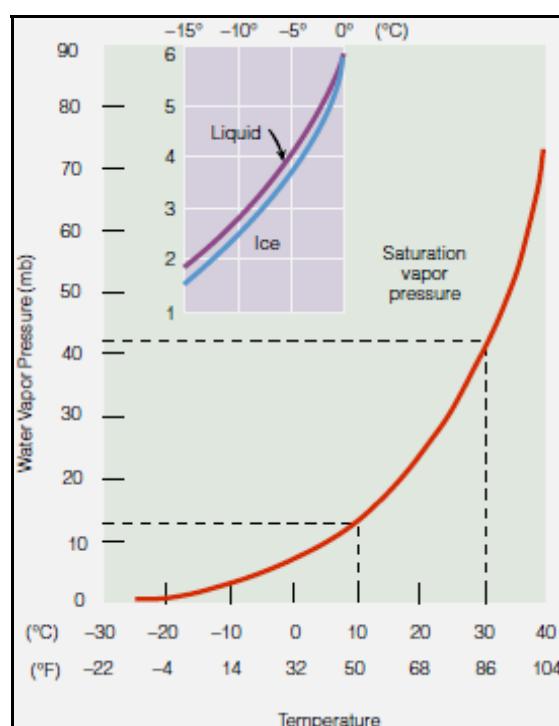


Figura 29
Tensiunea de saturare
a vaporilor de apă
deasupra apei și gheții

Forma suprafeței evaporante creează condiții diferite pentru desprinderea și întoarcerea moleculelor de apă din și în volumul lichidului, mărind sau micșorând tensiunea de saturare, funcție de rezistența peliculei pe care trebuie să o învingă. Tensiunea de saturare deasupra suprafețelor plane (E_{pl}) este mai mică decât deasupra suprafețelor convexe (E_{cx}) și mai mare decât deasupra suprafețelor concave (E_{cv}): $E_{cx} > E_{pl} > E_{cv}$.

Picăturile de apă care alcătuiesc norii au dimensiuni diferite, deci și curburi diferite; rezultă că tensiunea de saturatie din jurul picăturilor de apă scade pe măsura creșterii acestora și, de asemenea, în nor, aerul din jurul picăturilor mici poate fi nesaturat cu vaporii (picăturile se evaporă), iar aerul din jurul picăturilor mari poate fi suprasaturat (picăturile se măresc).

Conținutul apei în săruri micșorează tensiunea de saturatie cu atât mai mult cu cât concentrația lor este mai mare, datorită faptului că moleculele soluției saline au o coeziune mai mare decât cele ale apei pure. Evaporarea de pe suprafața unei soluții saline este mai mică decât evaporarea de pe suprafața apei pure.

Relațiile dintre tensiunea reală și tensiunea de saturatie exprimă gradul de saturatie cu vaporii de apă a unui volum de aer:

- $e < E$ – aerul este nesaturat;
- $e = E$ – aerul este saturat;
- $e > E$ – aerul este suprasaturat.

Umezeala absolută poate fi reală și maximă (de saturatie), ambele exprimându-se în g/cm^3 de aer.

Umezeala absolută reală (a) este cantitatea de vaporii de apă conținută la un moment dat într-un volum de aer cu o temperatură dată și se definește prin relațiile:

$$a = \frac{1,06 \cdot e}{1 + \alpha t} \text{ g/cm}^3 \quad \text{sau} \quad a = \frac{0,81 \cdot e}{1 + \alpha t} \text{ g/cm}^3,$$

(când e se exprimă în mm) (când e se exprimă în mb)

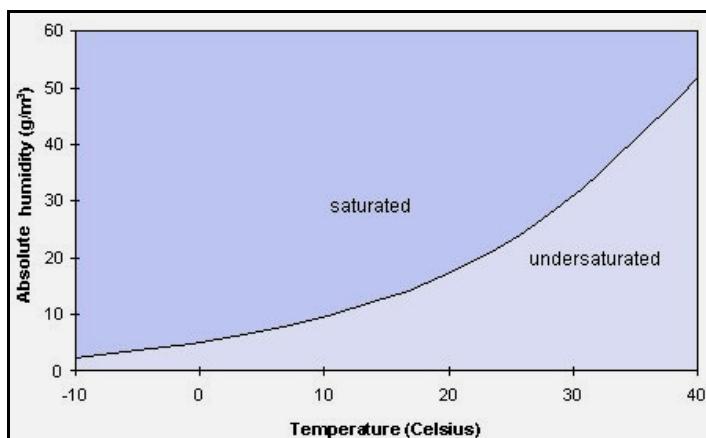
unde: e – tensiunea reală a vaporilor de apă;
 α – coeficientul de dilatare a aerului;
 t – temperatura aerului.

La valoarea de $16,4^\circ\text{C}$ a temperaturii aerului, umezeala absolută reală coincide numeric cu tensiunea reală a vaporilor de apă exprimată în mm Hg ($a = e$).

Umezeala absolută maximă (de saturatie – A) este cantitatea de vaporii de apă care saturează un volum de aer la o temperatură dată sau capacitatea maximă de înmagazinare a vaporilor de apă de către un volum de aer la o temperatură dată. Crește odată cu creșterea temperaturii (tabelul 25), dar variază cu gradienți mai mici la temperaturi scăzute și mai mari la temperaturi ridicate (figura 30).

Tabelul 25 Umezeala absolută de saturatie într-un m^3 de aer la diferite temperaturi

| Temperatura ($^\circ\text{C}$) | Cantitatea de vapori (g) | Temperatura ($^\circ\text{C}$) | Cantitatea de vapori (g) |
|----------------------------------|--------------------------|----------------------------------|--------------------------|
| -5 | 3261 | 20 | 17.300 |
| 0 | 4847 | 25 | 23.049 |
| 5 | 6797 | 30 | 30.371 |
| 10 | 9401 | 35 | 39.599 |
| 15 | 12.832 | 40 | 51.117 |



*Figura 30
Umezeala absolută de saturatie la diferite temperaturi*

Umezeala specifică poate fi reală și maximă (de saturatie), ambele exprimându-se în g/kg de aer.

Umezeala specifică reală (s) este cantitatea de vapori de apă conținută la un moment dat, într-un kg de aer cu o temperatură dată și se definește prin relația:

$$s = 0,623 \frac{e}{p}, \text{ unde: } e - \text{tensiunea reală a vaporilor de apă; } p - \text{presiunea atmosferică.}$$

Spre deosebire de umezeala absolută reală, care variază invers proporțional cu volumul aerului, umezeala specifică reală rămâne neschimbată, oricare ar fi volumul aerului.

Umezeala specifică maximă (de saturatie-S) este cantitatea de vapori de apă care saturează unitatea de greutate a aerului la o temperatură dată.

Umezeala relativă (r) reprezintă raportul dintre tensiunea reală (e) și tensiunea de saturatie (E) a vaporilor de apă, considerate la temperatura din momentul observației:

$$r = \frac{e}{E} \cdot 100 \quad \text{Când } e = E \text{ sau } a = A, r = 100\%.$$

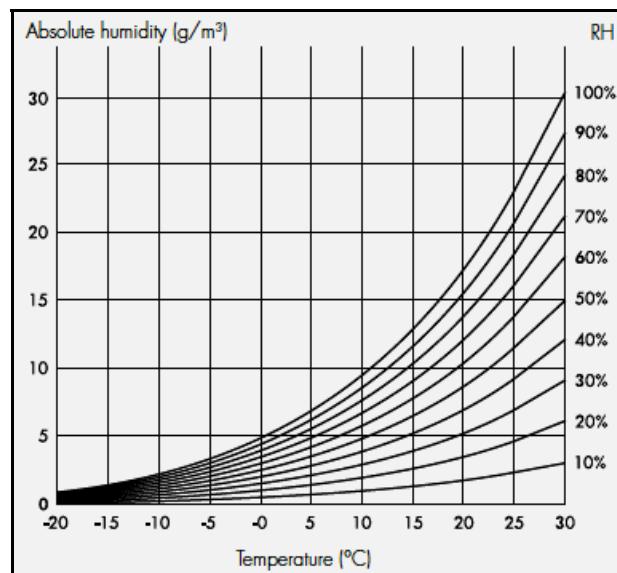
Se exprimă în procente și este cel mai bun indicator al stării higrometrice a aerului, valorile ei arătând exact gradul de saturatie a aerului cu vaporii de apă.

Umezeala relativă este, de fapt, raportul dintre cantitatea actuală de vapori de apă din aer și cantitatea maximă de vapori de apă necesară pentru saturatie, la o anumită temperatură și presiune.

O schimbare în umezeala relativă a aerului se poate produce în două moduri:

- prin schimbarea conținutului de vapori de apă din aer;
- prin schimbarea temperaturii aerului.

Relația dintre umezeala absolută, temperatură și umezeala relativă este ilustrată în figura 31.



*Figura 31
Relația dintre
umezeala absolută,
temperatură și
umezeala relativă*

Temperatura punctului de rouă (τ) este temperatura la care vaporii de apă aflați într-un volum de aer provoacă saturatie acestuia; se exprimă în °C. Când $e = E$ sau $a = A$, $t = \tau$ (temperatura reală egală cu temperatura punctului de rouă). Din acest moment, orice scădere a temperaturii reale determină condensarea vaporilor de apă deveniți excesivi și depunerea lor sub forma picăturilor de rouă.

Temperatura punctului de rouă este, de fapt, temperatura la care aerul ar fi răcit la presiune constantă și conținut constant de vapori de apă pentru a atinge saturatie. Ea este determinată în raport cu o suprafață plană de apă; atunci când este determinată în raport cu o suprafață plană de gheăță, aceasta este numită temperatura **punctului de brumă**.

Temperatura punctului de rouă este o masură importantă folosită pentru prognoza formării de rouă, de brumă și de ceață și chiar a temperaturii minime. Atunci când este folosită cu o formulă empirică, temperatura punctului de rouă poate ajuta în determinarea înălțimii bazei unui nor cumuliform.

Deoarece presiunea atmosferică variază doar puțin la suprafața Pământului, temperatura punctului de rouă este un bun indicator al conținutului actual de vapori de apă. Temperaturi ale punctului de rouă ridicate indică un conținut mare de vapori de apă; temperaturi ale punctului de rouă coborâte indică un conținut de vapori de apă redus. Adăugarea de vapori de apă în aer crește temperatura punctului de rouă, iar eliminarea de vapori de apă din aer scade temperatura punctului de rouă.

Deficitul hidrometric (diferența psihrometrică) este diferența dintre temperatura (reală) indicată de termometrul uscat (t) și temperatura indicată de termometrul umezit (t') ale unui psihrometru. Diferența $t - t'$ este cu atât mai mare cu cât umezeala relativă are valori mai mici, deci, cu cât aerul este mai uscat.

Temperatura termometrului umed este temperatura până la care se răcește o particulă de aer la presiune constantă, prin evaporarea apei în ea. La această temperatură, particula devine saturată. Temperatura termometrului umed este situată întotdeauna între temperatura punctului de rouă și temperatura aerului. La saturatie, temperatura aerului, temperatura punctului de rouă și temperatura termometrului umed sunt egale.

Deficitul de saturatie (d) reprezintă diferența dintre tensiunea de saturatie (E) sau umezeala absolută de saturatie (A) și tensiunea reală (e) sau umezeala absolută reală (a):

$$d = E - e \quad \text{sau} \quad d = A - a.$$

Starea hidrometrică (S_h) este raportul dintre greutatea vaporilor de apă și greutatea aerului uscat dintr-un m^3 de aer și se definește prin relația:

$$S_h = \frac{0,623 \cdot e}{p - e}, \text{ unde: } e - \text{tensiunea reală a vaporilor de apă; } p - \text{presiunea atmosferică.}$$

4.2.2 Distribuția spațială a umezelii aerului

Este dependentă de repartiția surselor de vapori de apă, temperatură, circulația generală a atmosferei și intensitatea mișcărilor convective.

Variatia latitudinală a tensiunii vaporilor de apă evidențiază o descreștere continuă dinspre zona ecuatorială spre poli, mai redusă vara și mai accentuată iarna, întrucât tensiunea vaporilor de apă variază direct proporțional cu temperatura (tabelul 26).

La latitudini de $65-70^\circ N$, unde temperaturile medii ale lunilor de iarnă coboară sub $-20^\circ C$, tensiunea medie lunară a vaporilor de apă se cifrează numai la 1 mb.

Tabelul 26 Variatia temperaturii (t), tensiunii vaporilor (e) și umezelii relative (r) în funcție de latitudine

| ${}^{\circ}N$ | 5 | 15 | 25 | 35 | 45 | 55 | 65 |
|-------------------|------|------|------|------|-----|-----|------|
| $t ({}^{\circ}C)$ | 25,5 | 25,4 | 21,9 | 15,3 | 8,7 | 1,2 | -7,0 |
| $e (mb)$ | 25,3 | 22,9 | 18,4 | 12,9 | 9,3 | 6,5 | 4,1 |
| $r (%)$ | 79 | 75 | 71 | 70 | 74 | 78 | 82 |

Variatia latitudinală a umezelii relative evidențiază valori ridicate în zona ecuatorială, din cauza cantităților mari de vapori de apă existente în atmosferă; la latitudini tropicale umezeala relativă este extrem de redusă în regiunile continentale aride (caracterizate prin presiune atmosferică mară, temperaturi excesive, precipitații întâmplătoare și evaporație extrem de redusă); din zonele temperate umezeala relativă crește continuu către regiunile polare (mai ales iarna), datorită, în primul rând, scăderii temperaturii aerului.

Variatia meridională a umezelii aerului arată că, atât valorile tensiunii vaporilor, cât și cele ale umezelii relative, la aceleași latitudini, cresc deasupra mărilor și oceanelor și scad deasupra continentelor. În zona intertropicală se constată valori deosebit de ridicate ale tensiunii vaporilor și umezelii relative (superioare chiar celor de deasupra oceanelor) în regiunile mlăștinoase acoperite cu jungle dese și valori extrem de coborâte în regiunile deșertice, unde tensiunea vaporilor de apă scade până la câțiva mb, iar umezeala relativă până la 10–20%.

Variația verticală a umerezii aerului este condiționată de mai mulți factori: temperatura, gradul de dezvoltare a mișcărilor convective, schimbările de fază ale apei, cădere precipitațiilor.

Variația verticală a tensiunii vaporilor de apă prezintă valori medii care scad cu altitudinea mai repede decât presiunea atmosferică: la 1 km altitudine este de 2 ori mai mică decât la suprafață, iar la 5 km de 10 ori mai mică; la latitudini temperate, media anuală a tensiunii vaporilor de apă nu depășește 10 mb, astfel încât la 5 km altitudine scade sub 1 mb, iar la 8–9 km altitudine până la 0,1 mb.

Variația verticală a umerezii absolute este analogă.

Variația verticală a umerezii relative înregistrează o descreștere generală cu altitudinea, dar neomogenă spațial și neregulată temporal. În stratul atmosferic inferior (până la 2–3 km altitudine), vara, în timpul zilei, umezala relativă este mică la suprafața terestră, crește cu altitudinea, atingând maximul la 1,5–2,5 km (unde se formează frecvent nori) și scade apoi, pe măsura creșterii altitudinii; noaptea, este mai mare la suprafață și scade rapid cu altitudinea. Iarna, atât noaptea cât și ziua, umezala relativă este mai mare la suprafața terestră și scade rapid cu altitudinea.

4.2.3 Distribuția temporală a umerezii aerului

Regimurile diurne ale tensiunii vaporilor de apă și umerezii absolute se diferențiază în funcție de suprafața subiacentă activă.

Tipul oceanic de evoluție diurnă a tensiunii vaporilor de apă, întâlnit și deasupra continentelor, toamna și iarna, este caracterizat printr-o variație simplă, similară celei a temperaturii. Maximul se produce în primele ore ale după-amiezii, iar minimul înaintea răsăritului Soarelui. Se manifestă când schimbul vertical de aer este neînsemnat, iar evaporația intensă.

Tipul continental de evoluție diurnă a tensiunii vaporilor de apă, prezent vara deasupra uscatului, înregistrează un minim principal înaintea răsăritului Soarelui, când și temperatura este minimă și un minim secundar în orele după-amiezii (15–16), când turbulența are dezvoltare maximă. Cele două maxime se produc în intervalele orare 8–9 și 20–21, datorită afluxului de vaporii de apă de după minima termică de la sfârșitul nopții (maximul principal) și de după încetarea schimbului vertical de după-amiază (maximul secundar).

Regimul diurn al umerezii relative în troposfera inferioară este invers regimului temperaturii aerului. Deasupra uscatului continental, maximul se produce dimineață, înaintea răsăritului Soarelui, iar minimul în primele ore ale după-amiezii. Amplitudinile diurne ale variației umerezii relative sunt mai mari în semestrul cald și mai mici în semestrul rece. Pe litorale, maximul diurn se înregistrează între orele 14 și 15, când briza de zi se intensifică cel mai mult, aducând cantități importante de vaporii de apă de deasupra mării.

Regimurile anuale ale tensiunii vaporilor de apă și umerezii absolute sunt similare celui al temperaturii: prezintă un maxim în luna cea mai căldă (iulie) și un minim în luna cea mai rece (ianuarie sau februarie). La latitudini temperate, cele mai mari medii lunare ale tensiunii vaporilor de apă se ridică vara la 12–18 mb, iar cele mai mici coboară iarna la 2–3 mb.

Regimul anual al umerezii relative prezintă, dimpotrivă, un maxim în luna cea mai rece (ianuarie) și un minim în luna cea mai căldă (iulie). La latitudini temperate, mediile lunilor de iarnă oscilează între 80 și 90%, iar ale lunilor de vară între 60 și 70%. În regiunile musonice variația este inversă, cele mai mari medii lunare înregistrându-se vara, când musonul aduce mari cantități de vaporii de apă dinspre ocean, iar cele mai mici iarna, când musonul bate dinspre uscatul continental.

Variațiile anuale ale umerezii aerului scad cu altitudinea, ele atenuându-se până la dispariție în troposfera superioară.

4.3 Condensarea și produsele de condensare

Trecerea apei din faza gazoasă în faza lichidă se numește **condensare**, iar trecerea directă din faza gazoasă în faza solidă se numește **desublimare** (**sublimarea** este procesul de trecere directă din faza solidă în faza gazoasă). În meteorologie se utilizează frecvent termenul de

condensare pentru ambele procese, ele fiind diferențiate numai în situațiile când acest lucru este absolut necesar.

Pentru ca vaporii de apă dintr-un volum de aer să condenseze sunt necesare două condiții:

- suprasaturația;
- prezența nucleelor de condensare.

Un volum de aer poate ajunge la saturație ($e = E$) și suprasaturație ($e > E$) cu vaporii de apă prin:

- scăderea temperaturii până la punctul de rouă ($t = \tau$) și sub punctul de rouă ($t < \tau$);
- creșterea cantității de vaporii de apă până când tensiunea reală atinge ($e = E$) și depășește ($e > E$) tensiunea de saturație;
- concomitent, pe ambele căi.

În natură atingerea saturației pe calea creșterii conținutului de vaporii de apă se realizează mai greu, din cauza împrăștierii acistoră prin difuzie, turbulență, convecție și advecție. Cel mai frecvent aerul devine saturat cu vaporii de apă prin coborârea temperaturii lui până la temperatura punctului de rouă: $t = \tau$; rezultă că; $e = E$ și $r = 100\%$. Dacă răcirea continuă, atunci $t < \tau$, $e > E$, iar $r > 100\%$. În consecință, aerul devine suprasaturat, iar cantitatea de vaporii care depășește capacitatea lui de înmagazinare, la temperatura respectivă, condensează.

Răcirea aerului poate fi provocată de cauze multiple care, de cele mai multe ori, acționează conjugat: radiația, advecția, destinderea adiabatică, amestecul a două mase de aer cu temperaturi diferite.

Răcirea radiativă este procesul pierderii căldurii prin emisia de radiații calorice; se supune legilor energiei radiante și are loc, mai ales, în noptile senine și calme; determină condensări care dau naștere depunerilor de *rouă* și *brumă*, *cetările radiative subțiri* și *norilor stratiformi*.

Răcirea advecțivă se datorează deplasării unor mase de aer rece peste regiuni acoperite anterior cu aer mai cald; determină condensări care generează *ceturi advective*.

Răcirea adiabatică se produce în timpul mișcărilor convective ascendente, prin destinderea datorată scăderii presiunii și creșterii volumului aerului în mișcare; determină condensările cele mai intense și mai frecvente, care conduc la *formarea majorității norilor*.

Răcirea prin amestecul a două mase de aer cu temperaturi diferite, în cazul în care tensiunea vaporilor de apă rezultată prin amestec depășește tensiunea de saturație corespunzătoare temperaturii amestecului, determină condensarea surplusului de vaporii, generând *cetările de amestec*.

Experimentele au arătat că, în aerul pur, condensarea începe la suprasaturații foarte mari, cu valori ale umezelii relative între 500 și 800%. În atmosferă reală aceste suprasaturații sunt imposibile, cele mai ample și frecvente condensări producându-se la valori ce depășesc cu numai câteva procente umezeala relativă de 100%. Procesul este posibil datorită prezenței în atmosferă a unor particule lichide și solide (microscopice și submicroscopice) care favorizează formarea picăturilor embrionare și poartă numele de **nuclee de condensare**.

Nucleele de condensare din troposferă au, aproape în exclusivitate, proveniență terestră. Cele mai multe pătrund în atmosferă prin pulverizarea picăturilor fine de apă de la creștele valurilor marine și oceanice; evaporarea acestor picături îmbogățește aerul de deasupra oceanului planetar cu numeroase cristale scheletiforme de săruri hidroscopice, care sunt purtate de vânturi și deasupra continentelor. Suspensiile minerale (particule de rocă și sol) și organice (spori, grăunți de polen, microorganisme) din atmosferă constituie și ele nuclee de condensare.

Nucleele de condensare solubile sunt reprezentate prin cristale de cloruri (natriu, magneziu etc.) de origine marină, prin diversi acizi (sulfuric, clorhidric etc.) proveniți, de cele mai multe ori, în urma combinării diferitelor substanțe eliminate de coșurile industriale și țevile de eșapament ale vehiculelor. Fiind hidroscopice, aceste nuclee de condensare sunt deosebit de active; apa condensată în jurul unui cristal de clorură îl dizolvă și face ca picătura germen să fie o soluție salină, caz în care procesul condensării poate începe la umezelii relative de 78%.

Nucleele de condensare insolubile sunt reprezentate prin pulberele minerale și organice din atmosferă, rolul lor în formarea picăturilor germen fiind mai puțin activ.

Nucleele de condensare sunt extrem de ușoare (multe dintre ele au o masă mai mică de o mia miliardă parte dintr-un gram), astfel că ele pot rămâne suspendate în aer timp de mai multe zile. Ele sunt întâlnite în număr mai mare deasupra orașelor industriale, unde aerul puternic poluat poate conține aproape 1 milion de particule într-un cm^3 . Numărul lor scade în aerul deasupra zonelor rurale și de deasupra oceanelor, unde concentrația poate ajunge până la doar câteva nuclee pe cm^3 .

Nucleele de condensare cele mai favorabile pentru producerea norilor au raze de $0,1 \mu$ sau mai mari (tabelul 27).

Tabelul 27 Dimensiunile și concentrațiile caracteristice ale nucleelor de condensare și ale picăturilor de apă din componența norilor și a ceții

| Tip de particule | Raza (μ) | Număr de particule/ cm^3 | |
|---|----------------|-----------------------------------|-------|
| | | Interval | Tipic |
| Nuclee de condensare mici (Aitken) | $> 0,2$ | 1.000–10.000 | 1.000 |
| Nuclee de condensare mari | 0,2–1 | 1–1.000 | 100 |
| Nuclee de condensare gigant | > 1 | 1–10 | 1 |
| Picăturile de apă din componența ceții și a norilor | > 10 | 10–1.000 | 300 |

Desublimarea necesită, ca și condensarea, prezența unor nuclee de desublimare, care să cristalizeze în același sistem cu apa; printre acestea, particulele de cuarț favorizează începerea desublimării la valori ale umezelii relative puțin sub 100%.

Cristalele de gheăță odată formate se mențin și cresc mai ușor decât picăturile de apă în condiții identice, deoarece tensiunea de saturatie deasupra gheții este mai redusă decât deasupra apei.

4.3.1 Condensarea la nivelul suprafeței terestre

În situațiile când stratul subțire de aer, aflat în contact cu suprafața terestră, se răcește până sub punctul de rouă, vaporii de apă în exces condensează ori desublimează dând naștere unor fenomene meteorologice (hidrometeori) lichide (rouă) sau solide (brumă, chiciură, polei).

Roua reprezintă *depunerea pe suprafața solului sau a obiectelor de pe acesta a unor picături de apă provenite din condensarea vaporilor conținuți în aerul de deasupra*.

Se formează, de regulă, în nopțile senine și calme ori cu vânt slab, când suprafața de depunere este răcită radiativ până sub punctul de rouă. Uneori se poate produce și în cursul serilor sau al dimineaților.

Este mai abundentă pe suprafețele orizontale descoperite (iarbă, frunze, acoperișuri, scânduri etc.), putând ajunge, în condiții favorabile, la formarea unui strat de apă cu grosimi până la 0,5 mm.

În toate situațiile, *depunerile de rouă au loc la temperaturi ale aerului și suprafeței solului mai mari de 0°C* .

Bruma este *depunerea pe suprafața solului sau a obiectelor de pe acesta a unor cristale fine de gheăță albicioasă*, având adesea forme de solzi, ace, pene sau evantaie.

Se produce în nopțile senine, calme și reci de primăvară, toamnă și iarnă, prin desublimarea vaporilor de apă din aer pe *suprafețe a căror temperatură scade sub 0°C* , ca urmare a răcirii radiative nocturne.

Depozitul de gheăță poate atinge grosimi de 1–3 mm (uneori peste 5 mm), iar frecvența cea mai mare se constată la temperaturi ale aerului între -2 și -3°C . Depunerile sunt favorizate de timpul calm sau cu vânt slab (0–2 m/s), senin sau cu nori foarte subțiri și umed ($r > 80\%$). Bruma dispără, de regulă, prin evaporare (sublimare) și, mai rar, prin topire.

Se depune în cantități mai mari pe suprafețele superioare, puțin înclinate, ale suprafețelor plate (frunze căzute, acoperișuri, scânduri etc.), precum și pe suprafețele de culoare închisă care

rezintă multe asperitați (ogoare, tablă neagră etc.) situate în apropierea unor surse de umedeală (lacuri, mlaștini etc.).

Chiciura moale (cristalină sau pufoasă) este o *depunere de granule de gheăță albicioasă*, separate între ele prin incluziuni de aer și ornate uneori de ramificații cristaline cu aspect de ghirlande pufoase, ciucuri, frunze de ferigă sau ramuri de vâsc, care se scutură la cea mai mică atingere sau la viteze ale vântului peste 5 m/s.

Se formează prin desublimarea vaporilor de apă pe obiecte subțiri (ramuri, conductori aerieni, fibre etc.) din natură, în condiții sinoptice specifice: timp calm sau cu vânt slab, cu ceată sau cu aer cețos și cu temperaturi foarte coborâte.

În general, depunerea de ghiciură moale este cu atât mai intensă cu cât diametrul obiectului pe care se formează este mai mic; pe crengile cu diametre peste 5 cm se depune o cantitate foarte mică, în timp ce pe ramurile sau conductorii mai subțiri grosimea depunerii poate atinge câțiva cm, mai ales când situația durează mai multe zile.

Temperaturile cele mai favorabile depunerilor de chiciură moale sunt situate sub -15°C , dar pe timp calm și geros, cu temperaturi sub -30°C , ea poate să apară chiar în lipsa ceții sau aerului cețos; la temperaturi între -8 și -2°C se formează foarte rar.

Chiciura tare (granulară) este o *depunere de gheăță granulară alb-mată*, care prezintă inițial aspect de zăpadă sau măzăriche, devenind apoi compactă și sticloasă.

Se formează, de obicei, la *temperaturi între -2 și -7°C* sau chiar mai coborâte, pe timp cețos și cu vânt tare, prin înghețarea rapidă a picăturilor de apă suprarăcită pe arborii subțiri, conductorii aerieni, firele de iarbă etc.

Depunerile de chiciură tare cresc aproape exclusiv pe părțile expuse vântului ale obiectelor, fiind mai evidente pe vârfurile, colțurile și muchiile acestora. Creșterea vitezei vântului atrage o accelerare a depunerii, care poate depăși, în zonele montane, grosimea de 100 cm. Întrucât intensitatea depunerii este direct proporțională cu vîrsta vântului, grosimea chiciurii tari pe obiectele verticale este mai mare către vârful acestora și mai mică la bază.

Pe timp favorabil producerii ei, chiciura tare depusă în jurul conductorilor aerieni poate avea diametrul de 20–30 cm, ceea ce duce la sporirea cu 4–6 kg a greutății fiecărui metru de conductor; în unele situații, diametrul ei poate depăși 60 cm, astfel că greutatea suplimentară a unui metru de conductor crește cu 50 kg.

Poleiul este o *depunere de gheăță transparentă și omogenă, rezultată prin înghețarea picăturilor suprarăcite de ploie sau burniță* pe suprafețe cu temperaturi de 0°C sau foarte apropiate de aceasta.

De regulă, se produce la temperaturi cuprinse între $0,1$ și -1°C ; foarte rar apare la -15°C și, în mod excepțional, la -16°C . La temperaturi mai coborâte decât cele obișnuite pentru formarea lui, poleiul devine opac și mai puțin dens, prezentând caracter de trecere către chiciura tare.

4.3.2 Condensarea în straturile inferioare ale troposferei

Coborârea sub punctul de rouă a temperaturii aerului din cele mai de jos straturi ale troposferei determină condensarea și/sau desublimarea vaporilor de apă, dând naștere unor picături fine de apă sau unor cristale mici de gheăță sau unui amestec de picături și cristale, care constituie hidrometeorii numiți aer cețos și ceată. Fiind mici, particulele ce compun ceata plutesc în aerul din vecinătatea suprafeței terestre, micșorându-i substanțial transparenta; în consecință, vizibilitatea orizontală, iar uneori și vizibilitatea verticală, scad proporțional cu densitatea produselor de condensare.

Aerul cețos este *suspensia în stratul inferior al troposferei a unor picături microscopice de apă* (sub 1μ) *sau a unor cristale fine de gheăță* (sau a ambelor), care reduc vizibilitatea orizontală între 1 și 10 km.

Aerul cețos precede ori succede ceata, având aspectul unui văl cenușiu, puțin dens, prin care norii de deasupra pot fi observați, ușor estompat.

Ceața reprezintă *suspensia în stratul inferior al troposferei a unor picături mici de apă sau a unor cristale fine de gheăță* (sau a ambelor), care reduc vizibilitatea orizontală sub 1 km în stratul de aer inferior (sub 2 m).

Ceața prezintă, în general, aspectul unui văl albicios care acoperă peisajul; în orașele și regiunile industriale cu emanații puternice de fum și praf, capătă adesea o nuanță galben-murdară, devenind mult mai stabilă. Ceața creează senzația certă de umezeală, deoarece în prezență ei umezeala relativă este de 100% sau foarte aproape de această valoare.

Structura și caracteristicile microfizice ale ceții sunt similare celor ale norilor, de care se deosebește numai prin faptul că ea se află în contact cu suprafața terestră, pe când norii au baza la o înălțime oarecare de suprafața terestră.

Caracteristici ale ceții:

- compozitie: - numai picături de apă, dacă temperatura punctului de rouă este pozitivă;
 - picături de apă suprărăcite și cristale de gheăță, la temperaturi între 0 și -40°C;
 - numai cristale de gheăță, la temperaturi sub -40°C;
- dimensiunile picăturilor: - raze cuprinse între 1 și 60 μ , la temperaturi pozitive;
 - raze mai mici de 5 μ , la temperaturi negative;
- numărul picăturilor: - 50–100/cm³ în ceață slabă;
 - 500–600/cm³ în ceață densă;
- valorile umezelii relative: - 100% sau câteva procente mai puțin, în ceață formată la temperaturi pozitive;
 - sub 100% în ceață formată la temperaturi negative.

Pentru formarea ceții este necesar ca aerul din apropierea suprafeței terestre să ajungă la suprasaturație, ceea ce se realizează prin creșterea cantității de vaporii de apă, prin scăderea temperaturii aerului sau pe ambele căi, concomitent.

Pentru disiparea ceții este necesar ca aerul din apropierea suprafeței terestre să devină nesaturat, ceea ce se realizează prin scăderea cantității de vaporii de apă (datorită condensării sau desublimării acestora sub formă de rouă sau brumă) sau prin încălzirea aerului. Aceasta din urmă se datorează următoarelor procese:

- absorbția radiațiilor calorice emise de suprafața terestră;
- advecție de aer cald
- amestecul aerului mai rece și mai umed cu aer mai cald și mai uscat;
- comprimare adiabatică;
- eliberarea căldurii latente de evaporare.

După condițiile sinoptice generale ale formării ei, ceața se împarte în două categorii mari: ceața din interiorul aceleiași mase de aer și ceața frontală.

Ceața din interiorul aceleiași mase de aer se subîmparte după cauzele fizice concrete ale formării ei, astfel:

a) ceața formată prin creșterea cantității de vaporii de apă din aer – apare în condiții de stabilitate atmosferică, atunci când de pe suprafața evaporantă (de obicei, acvatică) mai caldă, o mare cantitate de vaporii de apă pătrunde în aerul mai rece de deasupra, unde condensează; se numește **ceață de evaporare** și este mai frecventă iarna;

b) ceața formată prin răcirea aerului se subdivide după cauzele răcirii:

➤ **ceață de radiație** – este tipic continentală și ia naștere datorită răcirii suprafeței terestre și aerului de deasupra (în condiții de inversiune termică); frecventă noaptea și iarna în regim anticiclonic (figura 32) caracterizat prin calm atmosferic sau vânt slab (sub 2 m/s); limita superioară coincide cu limita stratului de inversiune termică;

- **ceață radiativă joasă** apare în urma răcirii nocturne a aerului, are grosimi de câteva zeci de metri și dispără la câteva ore după răsăritul Soarelui sau la viteze ale vântului de 4–6 m/s;

- **ceață radiativă înaltă** se produce prin extinderea verticală a ceții radiative joase până la înălțimi de 200–800 m, ca urmare a menținerii inversiunii termice pe parcursul mai multor zile sau săptămâni, ceea ce favorizează atât intensificarea răcirii radiative și creșterea grosimii stratului de inversiune, cât și stabilitatea mai mare a ceții;



Figura 32
Ceață de radiație

➤ **ceață de advecție** – se formează în interiorul maselor de aer cald și umed care se deplasează peste suprafețe întinse cu temperaturi scăzute, dar și în interiorul maselor de aer rece care se deplasează peste suprafețe acvatice mai calde (figura 33);



Figura 33
Ceață de advecție

- **ceață aerului tropical** se dezvoltă mai ales iarna, pe areale de sute de mii de km² și grosimi de 1–2 km, datorită pătrunderii aerului tropical maritim peste suprafețe continentale reci situate la latitudini temperate;

- **ceață musonică** de datorează deplasării aerului continental fierbinte peste suprafață mai rece a oceanului, sub influența unor migrări periodice ale formațiunilor barice tipice arealelor respective;

- **ceață mărilor arctice** se formează prin înaintarea maselor de aer arctic, foarte rece, peste suprafață cu temperaturi mai ridicate a unor mari aflate sub influența curentilor calzi ai Norvegiei, Alaskăi;

- **ceață mărilor temperate** se formează iarna, când aerul continental rece se deplasează peste suprafețe acvatice mai calde;

➤ **ceață advectiv-radiativă** ia naștere sub acțiunea conjugată a proceselor advective și radiative, iarna, în cazul deplasării aerului arctic sau polar maritim peste uscatul continental, unde continuă să se răcească prin emisie de radiații infraroșii;

➤ **ceață de amestec** se datorează suprasaturației rezultată în urma amestecului unor volume de aer cu temperaturi și umezeli diferite; este caracteristică litoralelor (*ceață litorală*), dar și regiunilor oceanice în care se întâlnesc curenți calzi și reci: regiunea nord-atlantică dintre Islanda și Newfoundland, unde se întâlnesc curentul cald al Golfului și curentul rece al Labradorului; regiunea nord-pacifică din apropierea coastelor nord-estice ale Japoniei, unde se întâlnesc curentul cald Kuro-Sivo și curentul rece Oya-Sivo (*ceață marină*);

➤ **ceață adiabatică (de pantă)** ia naștere în timpul mișcărilor ascendente lente ale aerului pe pantele munților (figura 34), fiind rezultatul răcirii acestuia prin destindere adiabatică până sub punctul de rouă;



Figura 34
Ceață de pantă

c) ceață formată prin sporirea concentrației nucleelor de condensare se datorează numărului mare de nuclee de condensare din aerul urban sau al regiunilor industriale; este numită și **ceață urbană** sau **ceață industrială**.

Ceață frontală apare în zonele de separație a maselor de aer cu însușiri fizice diferite (figura 35). Suprasaturația se produce atât datorită amestecului și răcirii adiabatice, cât și evaporării precipitațiilor care însoțesc fronturile atmosferice. După poziția față de linia frontului, această ceață poate fi *prefrontală, pe linia frontului și postfrontală*.

Distribuția teritorială a ceții este rezultatul distribuției condițiilor care contribuie la formarea ei; are o frecvență mai mare în regiunile din apropierea țărmurilor și mai mică în cele din largul mărilor și interiorul continentelor.

Distribuția temporală a ceții prezintă, în evoluția diurnă, o frecvență mai mare noaptea și dimineață, când temperatura aerului are valori mai scăzute, iar în evoluția anuală, toamna și iarna – pe continente și primăvara – pe mări și oceane.

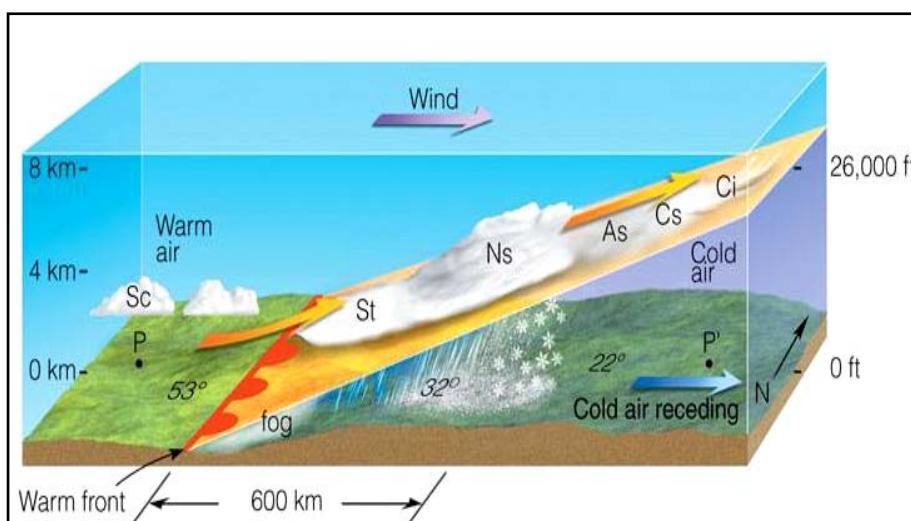


Figura 35
Ceață frontală

Întrucât prezența ei provoacă, în mod curent, dereglați și pagube serioase unor domenii de activitate cum sunt transporturile aeriene, navale și rutiere, **combaterea cești** este deosebit de importantă, dar mijloacele folosite până în prezent nu sunt nici foarte eficace, nici foarte ieftine:

- împrăștiera în ceață a unor substanțe higroscopice pentru absorbirea picăturilor de apă;
- emiterea unor unde sonore care favorizează contopirea și precipitarea picăturilor de apă;
- însământarea cu dioxid de carbon solid a ceștirilor cu picături suprarăcite (sub -4°C) pentru înghețarea și precipitarea acestora.

Pâcla este un litometeor care constă în *suspensia în stratul inferior al troposferei a unor particule uscate, care reduc vizibilitatea orizontală între 1 și 10 km*, formată prin spulberarea acestor particule de pe sol, prin eruptii vulcanice, prin incendii și prin emisii industriale.

Se aseamănă cu ceața prin aglomerarea de particule în suspensie, prin poziție și prin reducerea vizibilității, dar prezintă deosebiri esențiale de origine și structură. În cuprinsul ei umezeala relativă este sub 100%, iar aerul capătă o nuanță gălbui-alburie, din cauza difuziei totale a radiațiilor cu lungimi mari de undă.

Inversiunile termice favorizează formarea pâclei, iar instabilitatea atmosferei și vânturile puternice duc la disiparea ei.

4.3.3 Condensarea în atmosfera liberă

În situațiile când temperatura aerului scade sub punctul de rouă la diferite niveluri din atmosfera liberă, iau naștere produsele de condensare sau desublimare care alcătuiesc norii.

Norii sunt *sisteme coloidale de produse de condensare (picături de apă la temperaturi pozitive sau negative) sau desublimare (cristale sau asociații de cristale de gheață) ori mixte (picături și cristale) aflate în suspensie în atmosferă*.

Spre deosebire de ceață, norii nu sunt în contact cu suprafața terestră și îmbracă o mare varietate de forme, dependente de geneza și particularitățile structurii lor fizice.

Ca și în cazul celorlalte produse de condensare, pentru formarea norilor sunt necesare cele două condiții: suprasaturația și prezența nucleelor de condensare.

În atmosfera liberă, suprasaturația se realizează prin răcirea aerului, care are loc pe mai multe căi:

- destinderea adiabatică datorată mișcărilor convective ascendente, termice și dinamice (orografice și frontale);
- emisia radiativă;
- amestecul volumelor de aer foarte umed, cu temperaturi diferite.

Suspensia în atmosferă a particulelor ce formează norul este aparentă, căci acestea cad cu viteze diferite. Viteza-limită de cădere a apărținătorilor noroase se atinge când greutatea lor egalează rezistența aerului; viteza-limită de cădere crește direct proporțional cu raza picăturilor de apă.

Formarea unui nor are două stadii succesive:

➤ stadiul uscat: ascensiunea aerului umed nesaturat până la atingerea nivelului de condensare;

➤ stadiul umed: ascensiunea aerului umed saturat după atingerea nivelului de condensare.

În primul stadiu este necesară realizarea următoarelor condiții:

a) condiții din atmosferă sau de la sol care să provoace aerului umed nesaturat un impuls suficient de puternic încât să imprime forță necesară ascensiunii până la niveluri înalte;

b) unor condiții de stratificare care să favorizeze sau să accelereze mișcarea ascendentă a aerului umed nesaturat, începând de la nivelul atins de acesta ca urmare a impulsului inițial;

c) aerul antrenat în mișcarea ascendentă să fie suficient de umed pentru ca, în timpul ascensiunii, răcirea datorată destinderii adiabatice să determine creșterea umezelii relative până se atinge saturația sau o mică suprasaturație.

Al doilea stadiu începe la nivelul de condensare și constă în procesele prin care, picăturile-germen formate inițial din condensarea vaporilor de apă pe nuclele de condensare, cresc numeric și în mărime, astfel ca ansamblul lor să dea aspectul vizibil al norului. În continuare, picăturile de apă

și/sau cristalele de gheăță cresc până la dimensiunile de la care încep să cadă din nor și să atingă suprafața terestră sub forma precipitațiilor.

Și în acest stadiu sunt necesare anumite condiții:

a) condiții de stratificare care să permită continuarea mișcărilor ascendente ale aerului saturat;

b) umezeală suficientă a aerului, care să asigure condensarea vaporilor de apă ce ajung la nivelul de condensare;

c) picăturile-germen formate să nu se evapore, ci să crească în diametru și concentrație, pentru a asigura persistența norului.

Dacă primele două condiții de mai sus sunt îndeplinite, creșterea picăturilor-germen pentru a forma un nor vizibil se produce prin două procese principale: *condensarea ulterioară* a vaporilor de apă pe picăturile-germen și *coalescență* (contopirea picăturilor mici în forme mai mari, ca urmare a ciocnirii acestora).

După atingerea saturației, factorul important pentru creșterea picăturilor în nor este echilibrul diferit al tensiunii vaporilor de apă aflați în contact cu picăturile de dimensiuni diferite. Dacă tensiunea vaporilor de apă din aerul cu picături-germen este în echilibru cu picăturile de diferite dimensiuni, picăturile mici tind să se evapore, iar cele mari să crească progresiv în timp. Pentru condensarea ulterioară a vaporilor de apă pe picăturile-germen, este necesară o mică suprasaturație a vaporilor din aerul noros, în raport cu tensiunea de saturație a vaporilor aflați în contact cu picăturile din nor.

Viteza de creștere a picăturilor de apă prin condensare fiind invers proporțională cu raza lor, la început, picăturile mici cresc destul de repede (raza lor se mărește de 2–3 ori în câteva secunde), dar după ce ating dimensiuni mai mari, cresc încet. Viteza de creștere mai depinde și de diferențele de temperatură ce există între particulele noroase, datorită existenței curentilor ascendenți și descendenți; la același nivel din nor, picăturile venite de sus sunt mai reci decât cele de jos, iar diferențele dintre tensiunile lor determină trecerea vaporilor de apă de pe cele mai calde pe cele mai reci.

După atingerea unor dimensiuni mari, rolul important în creșterea picăturilor de apă revine coalescenței. Ciocnirea picăturilor de apă, care duce la contopirea lor, este determinată de mișcările turbulente din nor și de existența în nor a picăturilor de diferite dimensiuni, care cad sub influența gravitației, cu viteze diferite. Când cad din nor, picăturile mai mari colectează picăturile mai mici întâlnite, iar viteza lor crește și de cădere se mărește.

La o grosime mică a norului (sub 1.000 m) picăturile de apă rămân mici; pentru producerea precipitațiilor este necesar ca norul să aibă o grosime de 3–4 km și mai mult.

4.3.3.1 Nivelurile caracteristice și structura microfizică a norilor

Dezvoltarea verticală și structura microfizică a norilor depind de patru niveluri caracteristice din atmosferă: de condensare, al suprafeței izotermice de 0°C , al suprafeței izotermice de -40°C și al convecției.

Nivelul de condensare (C) corespunde înălțimii la care temperatura aerului devine egală cu punctul de rouă ($t = \tau$), tensiunea reală a vaporilor de apă devine egală cu tensiunea de saturație ($e = E$), iar umezeala relativă este 100% ($r = 100\%$).

Sub acest nivel $t > \tau$, $e < E$, $r < 100\%$, iar scăderea temperaturii aerului cu înălțimea are loc conform gradientului adiabatic al aerului uscat sau umed nesaturat: $\gamma_{\text{aus}} = 1^{\circ}\text{C}/100 \text{ m}$.

Deasupra acestui nivel, $t < \tau$, $e > E$, $r > 100\%$, iar scăderea temperaturii aerului cu înălțimea are loc conform gradientului adiabatic al aerului umed: $\gamma_{\text{aud}} < 1^{\circ}\text{C}/100 \text{ m}$.

Pentru aceeași cantitate de vaporii de apă raportată la unitatea de greutate a aerului, nivelul de condensare variază direct proporțional cu temperatura aerului.

În general, *nivelul de condensare corespunde cu baza norilor*, aceasta fiind mai evident vara.

Determinarea nivelului de condensare prin metode de calcul, dar numai în cazul convecției termice, se face cu ajutorul relației:

$$C = 122(t_0 - \tau_0), \text{ unde:}$$

- | | |
|----------|---|
| C | – nivelul de condensare; |
| t_0 | – temperatatura aerului la nivelul suprafeței terestre; |
| τ_0 | – temperatura punctului de rouă. |

Nivelul suprafeței izotermice de 0°C poate fi situat sub nivelul de condensare, când temperatura punctului de rouă este negativă și deasupra nivelului de condensare, când temperatura punctului de rouă este pozitivă.

În situațiile în care temperatura punctului de rouă este pozitivă, între nivelul de condensare (situat mai jos) și nivelul suprafeței izotermice de 0°C (situat mai sus), norii sunt alcătuși din picături de apă și rare cristale de gheăță în curs de topire.

Nivelul suprafeței izotermice de -40°C (nivelul nucleelor de gheăță) este situat la altitudinea mai sus de care norii sunt alcătuși, aproape în exclusivitate, din cristale de gheăță.

Între nivelurile suprafețelor izotermice de 0°C și de -40°C , structura microfizică a norilor este mixtă: între 0°C și -10°C (numai o picătură dintr-un milion este înghețată) și chiar -30°C (o picătură dintr-o mie este înghețată) predomină net picăturile suprarăcice; între -30°C și -40°C ponderea picăturilor înghețate crește rapid; deasupra de -40°C aproape toate picăturile sunt înghețate.

Nivelul de convecție (K) este înălțimea până la care ajung curenții ascendenți de aer și corespunde înălțimii părții superioare a norilor.

4.3.3.2 Clasificarea norilor

Modificările neîncetate de formă, culoare și dimensiuni pe care le suferă norii sunt consecințe ale mișcărilor orizontale și verticale provocate de curenții convectivi și turbulenți din atmosfera terestră. Ascensiunea și descendența picăturilor de apă și particulelor de gheăță care alcătuiesc norii determină variații importante de temperatură și umezeală relativă, ceea ce implică modificări ale structurii și formelor pe care aceștia le îmbracă. La rândul său, vântul modifică substanțial forma și extensia norilor, la căror periferie are loc evaporarea continuă a particulelor ce-i alcătuiesc, din cauza condițiilor de nesaturație din mediul înconjurător.

Norii se pot menține numai dacă, prin aportul de vapori de apă datorat curenților ascendenți, numărul (cantitatea) particulelor de apă nou formate compensează integral numărul (cantitatea) particulelor evaporate. Norii se dezvoltă dacă predomină condensarea și dispar dacă predomină evaporarea.

Exceptând straturile de formare a norilor sidefii și argintii, troposfera este singurul strat atmosferic în care se întunesc condiții favorabile formării norilor, procesul fiind mai amplu în partea ei mijlocie.

În formarea și dezvoltarea norilor, rolul fundamental îl au mișcările verticale ale aerului, care le imprimă caracterele structurale și morfologice. Aceste mișcări pot fi:

- lente și continui: în plan orizontal cuprind sute și mii de km, iar în plan vertical cuprind toată troposfera; sunt legate de formarea și evoluția ciclonilor;

- ondulatorii: se desfășoară la scară mai mică, în straturile troposferice cu mare stabilitate, situate deasupra straturilor turbulentelor;

- convective: se derulează sub impulsul neomogenității termice a suprafeței terestre și datorită stratificării instabile a atmosferei.

Din perspectiva naturii mișcărilor verticale ale aerului care îi generează, la un nivel maxim de generalizare, norii se grupează în trei categorii: **nori stratiformi**, **nori ondulați** și **nori cumuliformi**. Toate aceste categorii vor fi explicitate, în continuare, conform criteriului genetic.

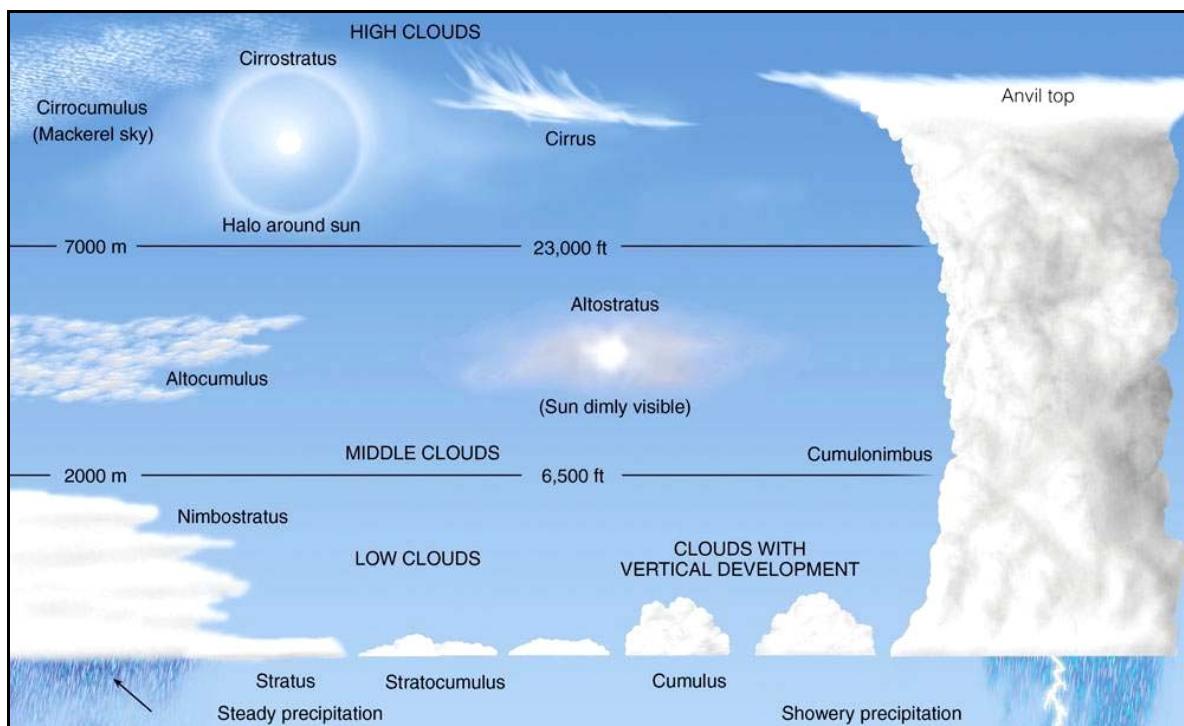
Clasificarea norilor bazată pe criteriul morfologic este cea mai veche, cea mai complexă și cea mai utilizată. Cu toată diversitatea formelor pe care le îmbracă, norii au fost grupați după criteriile lor morfologice în mai multe unități taxonomice care, sistematizând cunoștințele, facilitează comunicarea între cercetătorii din domeniu.

Prima clasificare a norilor a fost publicată în 1803 de către naturalistul englez Luke Howard. Aceasta se baza pe criteriul morfologic și împărtea norii în genuri și specii (după modelul

sistematiecii vegetale și animale) ale căror denumiri exprimau, în limba latină, principalele lor caracteristici formale.

Ulterior, această clasificare a fost îmbunătățită, criteriului formal adăugându-i-se criterii ținând seama de geneza și evoluția norilor, de înălțimea lor și fenomenele meteorologice pe care le determină. Cunoștințele din acest domeniu au fost sintetizate în cele două ediții ale „Atlasului Internațional al Norilor” din 1896 și 1956. În ultima ediție specialiștii OMM au grupat norii în **4 familii, 10 genuri, 26 de specii și 31 de varietăți** (anexa 3 și figura 36).

Figura 36 Clasificarea morfologică a norilor



Clasificarea norilor bazată pe criteriul structurii microfizice deosebește: nori formați din cristale de gheăță, nori formați din picături de apă și nori cu structură mixtă.

Norii formați din cristale de gheăță sunt cei care se dezvoltă deasupra nivelului suprafeței izotermice de -40°C , la înălțimi de peste 6.000 m, adică genurile *Ci*, *Cs* și *Cc*. Acestora li se adaugă vârfurile formate din cristale de gheăță ale norilor *Cb*, *Cu* și *As*.

Norii de gheăță se formează la temperaturi negative foarte scăzute, prin desublimarea vaporilor de apă. Cantitatea de vaporii de apă cristalizată este foarte redusă ($0,01\text{--}0,1 \text{ g/cm}^3$), numărul particulelor de gheăță mic, iar transparența formațiunilor noroase mare; viteza de cădere a cristalelor de gheăță este de 1 m/s.

Principalele forme pe care le îmbracă cristalele de gheăță sunt: cristale pline (prisme hexagonale formate prin desublimarea lentă a vaporilor de apă la suprasaturații moderate); cristale scheletiforme (formate prin creșterea în continuare a prismelor hexagonale, mai ales pe colțuri, unde suprasaturația este mai mare); sferocristale (formate fie prin coalescență mai multor cristale, fie prin creșterea uniformă în toate direcțiile a unor cristale).

Norii formați din picături de apă sunt cei care se dezvoltă sub nivelul suprafeței izotermice de 0°C , la înălțimi cuprinse, de regulă, între 3.000 m și nivelul de condensare. Ei includ total sau parțial genurile *St*, *Sc*, *Ac* și *Cu*, adică atât norii inferiori și mijlocii, cât și nori de dezvoltare verticală.

Picăturile de apă care îi alcătuiesc au diametre de $0,005\text{--}0,05 \text{ mm}$ în norii aflați în stadiul incipient de formare, de $0,05\text{--}0,5 \text{ mm}$ în norii *St* și *Sc* din care cad burnițe și de $0,5\text{--}5 \text{ mm}$ în norii *Cu* din care cad averse de ploaie. Numărul picăturilor variază între 300 și $400/\text{m}^3$ de aer în norii *Cu*.

și între 500 și 600/m³ de aer în norii *St.* Cantitatea de apă variază între 0,2 și 0,4 g/m³ de aer în norii *Cu hum* și între 4 și 5 g/m³ de aer în norii *Cu con*. Viteza de cădere a picăturilor este de 1–2 m/s.

Norii cu structură microfizică mixtă sunt cei care se dezvoltă între nivelurile suprafeteelor izotermice de 0°C și –40°C. Din această categorie fac parte parțial sau în întregime norii *Ns*, *Cb*, *Cu*, *Ac* și *As*. În componența lor intră atât picături de apă suprarăcite de dimensiuni variabile, cât și cristale de gheăță sau asociații de cristale, care compun fulgii de zăpadă.

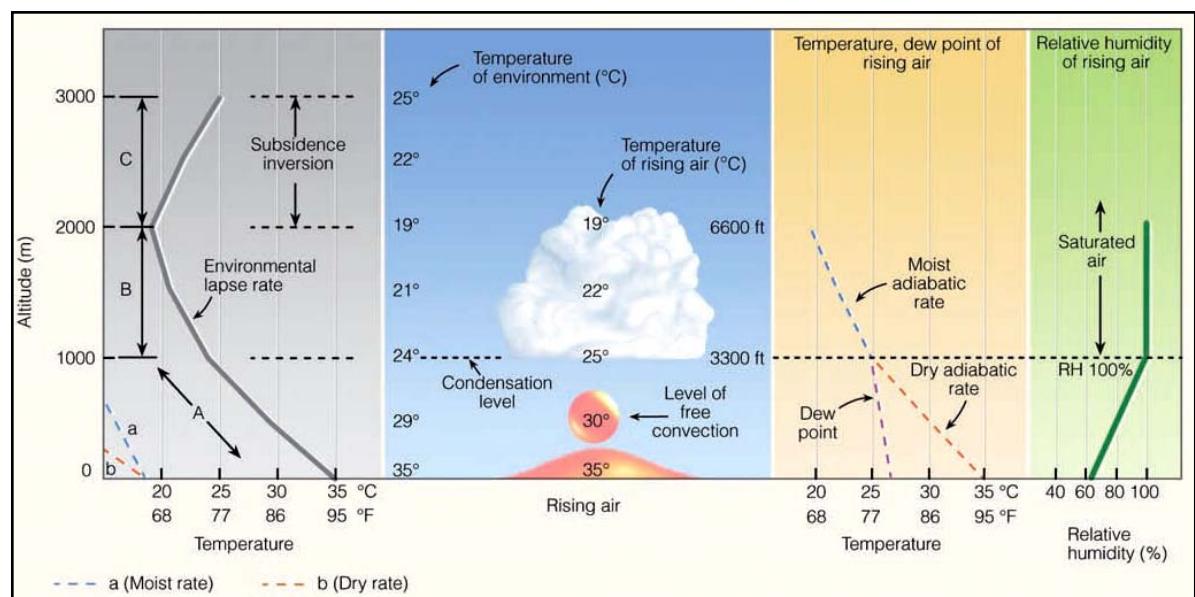
Din principalii nori cu structură microfizică mixtă – *Ns* și *Cb* – cad cele mai mari cantități de precipitații.

Clasificarea norilor bazată pe criteriul genetic distinge nori de convecție termică, nori de convecție dinamică, nori de undă, nori de turbulență și nori de radiație.

Norii de convecție termică sunt nori cumuliformi și iau naștere în urma încălzirii puternice a stratului de aer inferior, care capătă o mișcare ascendentă, cu atât mai amplă cu cât temperatura lui este mai ridicată. Răcirea datorată destinderii adiabatice a aerului în mișcare ascendentă determină scăderea temperaturii acestuia sub punctul de rouă, ceea ce asigură declanșarea procesului de condensare și formarea norilor cumuliformi de convecție termică. Dezvoltarea verticală a acestor nori este cu atât mai mare cu cât nivelul convecției este situat mai sus față de nivelul condensării.

Norii specifici convecției termice sunt cei din genul *Cu* (figura 37), slab dezvoltăți vertical când nivelul convecției depășește cu puțin nivelul condensării (*Cu hum*) și puternic dezvoltăți vertical când distanța dintre cele două niveluri este mare (*Cu con*).

Figura 37 Dezvoltarea norului *Cumulus*



În situațiile în care curenții ascendenți întâlnesc straturi de izotermie sau de inversiune termică, norii nu se mai dezvoltă pe verticală, iar vârfurile lor se aplatypează și se împărătie. Dacă astfel de straturi nu apar până la înălțimi foarte mari, norii capătă dezvoltarea verticală și caracteristicile genului *Cb*, ale cărui părți superioare sunt constituite din cristale stălucitoare de gheăță (figura 38).

Dacă aerul ascendent nu este suficient de umed, iar deasupra nivelului de convecție atmosfera este stabilă, se formează *Cu hum*, cu baza plată și vârful limitat de stratul de inversiune; oscilațiile aerului de deasupra și de sub nivelul de convecție determină rotunjirea vârfului; în interiorul lor predomină curenții ascendenți cu viteze de 5 m/s. Caracteristică lor este lipsa precipitațiilor; picăturile care pot cădea din ei se evaporă în stratul de aer nesaturat, situat imediat sub baza norilor (*virga*).

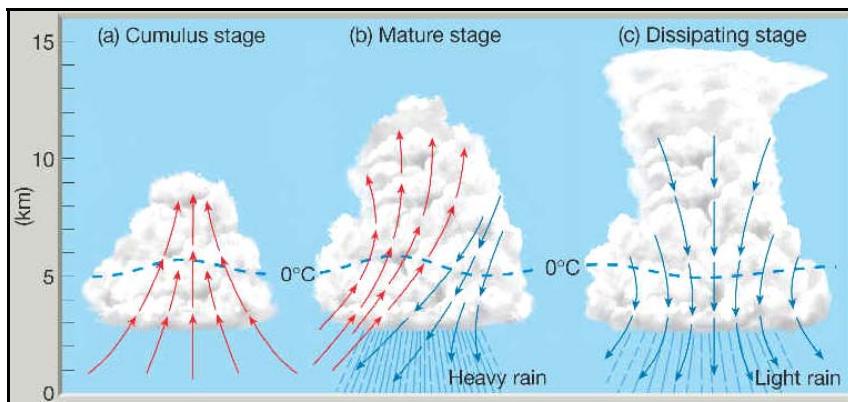


Figura 38
Dezvoltarea norului
Cumulonimbus

Dacă sunt condiții favorabile, *Cu hum* cresc repede pe verticală și orizontală, sau mai mulți nori se contopesc, rezultând *Cu con*. În acest stadiu, deasupra nivelului convecției nu se produce o schimbare bruscă în curba temperaturii, ca la *Cu hum*, astfel că particulele noroase, datorită inerției, depășesc acest nivel și formează bucle la vârful norului. Câteodată, în jurul bucelor sau turnurilor de *Cu con*, se formează văluri fibroase, iar după un timp, vârful norului se rupe. În *Cu con* predomină curenții ascendenți cu viteze de 15–20 m/s.

Când norul atinge grosimi de 3–4 km, picăturile de apă au dimensiuni pe care curentul ascendent nu le mai poate susține, iar ele încep să cadă prin părțile norului unde ascendența este mai slabă.

În faza de trecere de la *Cu con* la *Cb* mișcările ascendențe sunt maxime, viteza curenților crescând treptat, de la nivelul de condensare până la nivelul de convecție. În nor se formează vârtejuri ce au ca rezultat formarea de bucle cu aspect de conopidă, la partea superioară a norului. Faza de trecere are două etape:

➤ *Cb calvus*: trecerea la stadiul de înghețare se observă prin structura mai puțin precisă a vârfului, care este cețos și pare că fumegă;

➤ *Cb capillatus*: structura fibroasă îmbracă o mare parte a norului, iar vârful îngheță.

Uneori vârful formează o „nicovală” – *Cb incus* – care se datorează unei inversiuni termice aflate la baza stratului atmosferic stabil (chiar tropopauza); norul a ajuns la dezvoltarea maximă, după care începe slăbirea și destrămarea lui (nicovala se separă de vârf și se mișcă mai departe ca *Ci denși – spissatus*).

Particulele de gheață formate la vârful norului nu mai pot fi susținute de curenții ascendenți, ced prin nor și colectează picăturile suprarăcite din drum; ajungând în partea inferioară a norului cu temperaturi pozitive, se topesc și ced pe suprafața terestră ca picături mari și dese de apă ce constituie aversele de ploaie. Dacă timpul în care particulele de gheață parcurg norul este prea scurt ca ele să se topească, acestea ced ca grindină sau măzăriche. Odată cu începerea precipitațiilor se dezvoltă curenții descendenți în nor, care sunt cu atât mai puternici cu cât precipitațiile sunt mai intense.

Caracteristica *Cb termici* este că ei sunt însotiti de fenomene orajoase și, uneori, de grindină.

Norii de convecție dinamică se datorează atât convecției dinamice orografice, cât și convecției dinamice frontale.

Norii orografici sunt *nori cumuliformi*, care iau naștere ca urmare a mișcărilor ascendențe pe care masele de aer sunt forțate să le efectueze pentru a depăși obstacolele de relief din calea lor. Răcirea prin destindere adiabatică determină procese de condensare intense, care conduc la formarea norilor *Cu* și *Cb*, care au o dezvoltare mai slabă în cazul aerului stabil și mai puternică în cazul aerului instabil (figura 39).

Un caz particular al norilor orografici este acela al *norilor „zid de foehn”* (figura 40) care reprezintă marginea de sub vânt a unei formațiuni noroase formată pe partea expusă fohnului și extinsă vertical pe creasta montană. Acești nori pot persista de la câteva ore la câteva zile.

Figura 39
Dezvoltarea norilor orografici

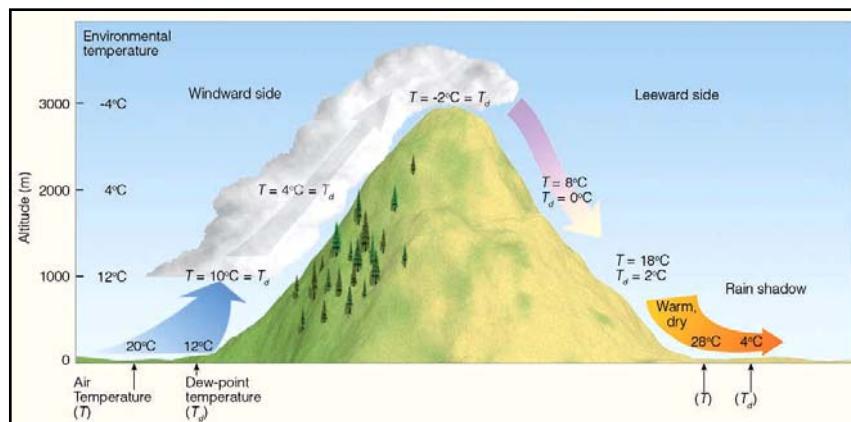


Figura 40 Dezvoltarea norilor „zid de foehn”



Norii frontali sunt rezultatul ascensiunii aerului cald pe suprafață frontală care îl separă de aerul rece de desupt.

În cazul frontului cald, alunecarea ascendentă lentă a aerului cald dă naștere unui sistem noros de mare întindere, format din genurile *Ci*, *Cs*, *As* și *Ns*, inclusiv *pannus*. (figura 41). Aceștia sunt *nori stratiformi*, care formează mari ansambluri migratoare ce însoțesc mișcările ciclonice. Pânzele stratiforme se pot întinde pe sute de km, iar grosimea lor crește treptet, de la câteva sute de m (*Cs*) la 8 km sau mai mult (*Ns*).

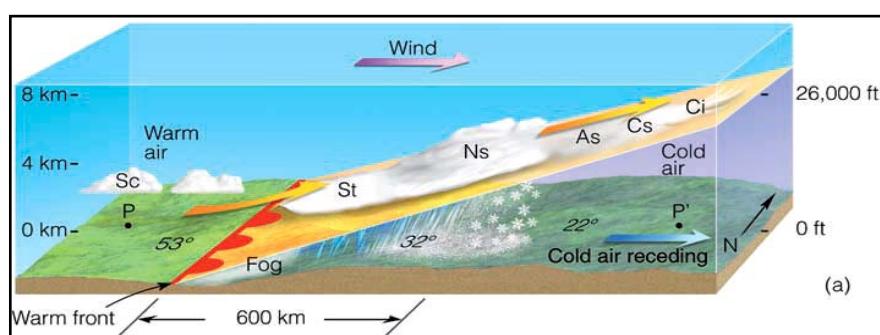


Figura 41
Norii frontului cald

În cazul frontului rece, dizlocarea violentă spre înăltime a aerului cald de către aerul rece pătruns pe dedesupră, determină apariția norilor *Cb* de mare dezvoltare verticală. Când pantă frontului rece este mai puțin abruptă, în spatele liniei acestuia, aerul cald alunecă ascendent și dă naștere norilor *Ns*, *As* și *Cs*, dispusi în ordine inversă decât la frontul cald (figura 42).

Norii cumuliformi formați prin convecția dinamică se deosebesc de cei formați prin convecția termică, prin aceea că le lipsește baza plată, au o evoluție mai rapidă (legată de frontul rece) și forme neregulate.

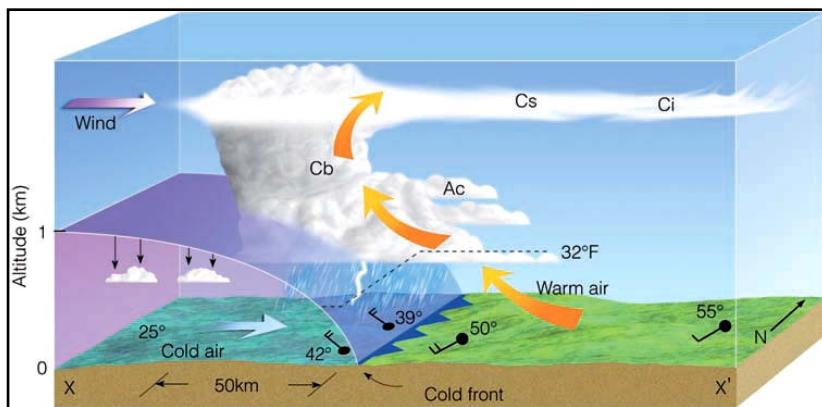


Figura 42
Norii frontului rece

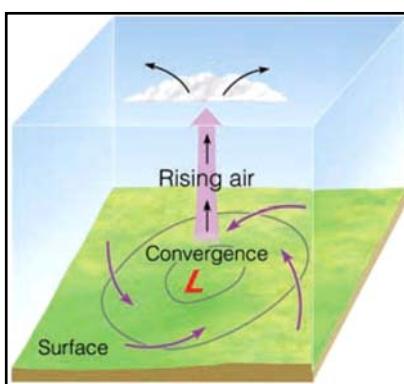
Cb dinamici sunt legați nemijlocit de frontul rece, au dezvoltare verticală mare (vârfuri la 8–10 km), se întind pe sute de km lungime și câțiva km lățime. La altitudine, în față și în interiorul lor, iau naștere vânturi puternice, care fragmentează vâfurile în nori lenticulari; aceștia indică apropierea unor fenomene orajoase. În partea anteroară, sub ei, se mișcă vârtejuri formate din *pannus* foarte joși, iar baza are aspect de pătură cenușie, putând fi confundată cu *Ns*.

Caracteristica *Cb dinamici* este că ei produc averse însotite de grindină și, uneori, de vijelii.

Norii de convecție dinamică se mai formează și în alte două *situări de convergență*:

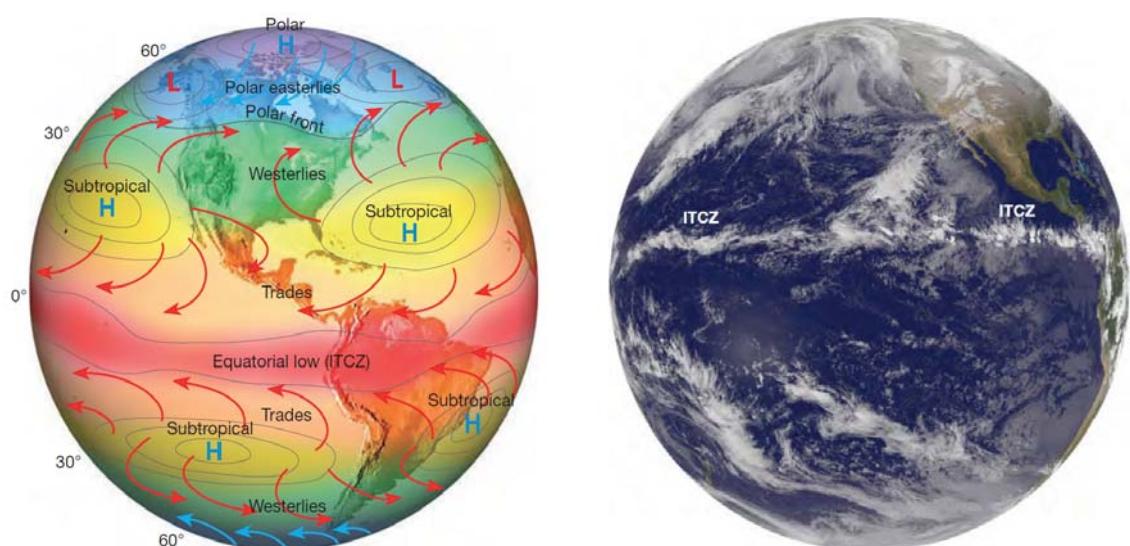
➤ în arealele de joasă presiune (depresiuni și talveguri nefrontale) aerul converge către centru (respectiv, axa centrală a talvegului) și este forțat să se ridice, ceea ce conduce la instabilitate atmosferică, saturatie și apariția norilor din genul *Cu* (figura 43);

Figura 43
Dezvoltarea norilor de convergență



➤ în preajma ecuatorului, converg alizeele de nord-est și cele de sud-est (figura 44), generând nori cumuliformi de-a lungul zonei intertropicale de convergență (Intertropical Convergence Zone – ITCZ).

Figura 44 Dezvoltarea norilor de convergență în ITCZ



Norii de undă (ondulați) se formează ca urmare a mișcărilor ondulatorii determinate de curenții de aer cu viteze și direcții diferite de deasupra și de desubtul straturilor cu mare stabilitate atmosferică. Astfel de mișcări apar la limita straturilor de inversiune, lungimea lor de undă fiind de 200–300 m, iar înălțimea de 40–50 m. La partea superioară a undelor, mișcarea ascendentă favorizează formarea norilor, iar la cea inferioară, descendentă favorizează disiparea lor. Norii *Ac* și *Sc* astfel formați au aspectul unor benzi paralele (figura 45).

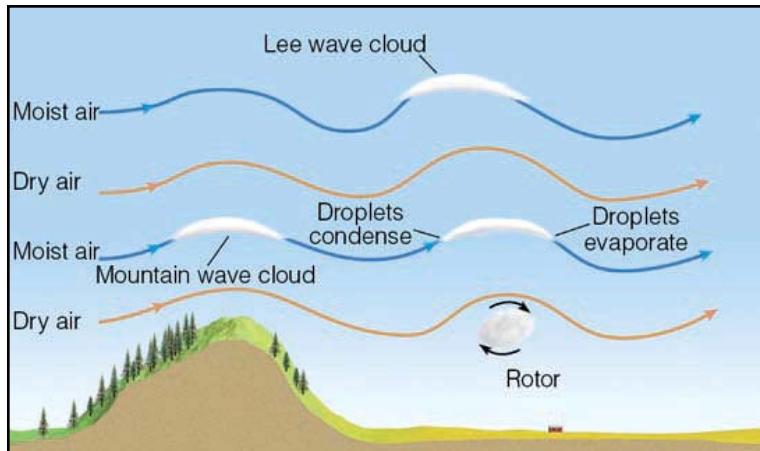


Figura 45
Dezvoltarea norilor de undă

Când în masa de aer rece de sub stratul de inversiune există un curent de aer cu altă direcție decât a celui de deasupra, undele lor se interferează, generând nori *Ac*, *Sc* și *Cc*, ale căror elemente constitutive se aseamănă, în astfel de situații, cu dalele unui pavaj stradal, dispuse în siruri care se întrelapă.

Forma și caracterul norilor ondulați depind de înălțimea la care se află stratul de mare stabilitate atmosferică: dacă este la înălțime mică se formează *St* (toate speciile și variațile) și *Sc* (*lenticularis*, *stratiformis*; *opus*, *translucidus*, *undulatus*, *radiatus*), dacă este la înălțime mare se formează *Ac* (*lenticularis*, *stratiformis*; *opus*, *translucidus*, *undulatus*, *radiatus*) și *Cc* (*stratiformis*, *lenticularis*).

Deși fiecare nor ondulat își menține identitatea și poziția în sirurile de unde, elementele lui se transformă permanent, deoarece condensarea continuă în partea ascendentă, iar evaporarea în partea descendentă a undei. Se formează în mare cantitate pe cer, în pături groase în masa cărora apar spații libere.

Pe măsura creșterii lungimii și amplitudinii, undele devin instabile și se desfac în celule care se deformează. Păturile noroase, după ce ating dezvoltarea maximă, se rup și norii iau forme de lamele, pietre, dale dispuse uneori regulat, pe una sau mai multe direcții (*radiatus*).

Mișcarea celulară care se dezvoltă în partea inferioară a norilor determină formarea unei variații caracteristice – *mamma* – a cărei suprafață inferioară are aspect de pungi, mameloane.

Norii ondulați au grosimi de zeci–sute de metri, iar orizontal se întind pe zeci–sute de km. Caracteristica lor este aceea că foarte rar dau precipitații (*St* – burniță și zăpadă grăunțoasă, *Sc* – picături mari și rare).

Norii pannus – de timp rău – se formează sub complexul *As–Ns*, sub influența turbulenței dinamice din aerul rece de sub nori, umezit de precipitațiile care cad din pârza superioară.

Mișcările ondulatorii apar și în cazul deplasării aerului peste lanțuri montane constituite din culmi paralele despărțite de văi. Dacă undele astfel formate pătrund în partea inferioară a unui strat de inversiune, pot lua naștere norii *Ac len* (figura 46). Mișcările ondulatorii și efectele lor se păstrează adesea și după traversarea obstacolului de relief.

Un nor „calotă” este, de asemenea, un nor lenticular, care se formează peste un vârf de munte și are baza mai jos de acesta (figura 47). Este staționar și se formează când aerul umed este ridicat peste vârful muntelui, în condiții de stratificare atmosferică stabilă, curgere lină, neturbulentă și umiditate ridicată; este, adesea, precursorul maselor de aer umed care se apropie de munți.

Figura 46 Nori *Altocumulus lenticularis*



Figura 47 Nor *Altocumulus lenticularis* „calotă”



Norii „rotori” sunt din genul *Sc* sau *Ac* care se formează pe partea de sub vânt a unei creste montane, pe partea superioară a unei unde atmosferice de mare amplitudine (figura 48). Au baza aproape de nivelul vârfului crestei montane și se rotesc în jurul unei axe orizontale, paralelă cu creasta montană, din cauza faptului că la partea superioară vântul este semnificativ mai puternic decât la partea inferioară a norilor. Acești nori indică vânturi puternice și turbulențe în arealul lor de formare.

Figura 48
Nori „rotor”



Norii de turbulență (*cumuliformis*) se formează sub stratul de inversiune, în masele de aer oceanic umed pătrunse deasupra uscatului și afectate de mișcări turbulentă, în condițiile unui nivel de condensare situat sub 2.000 m înălțime. Ei aparțin, de regulă, genurilor *Ac* și *Sc*, având grosimi de câteva sute de metri și supafețe superioare ondulate.

Formarea norilor *cumuliformis* se datoră convecției alimentată de o turbulență ce se produce la partea lor superioară, sau convecției produsă sub o pătură de aer superioară stabilă (un strat de pâclă sau o zonă de izotermie în altitudine, cu umezeală ridicată), dar *niciodată convecției de la sol*.

Vârfurile acestor nori străbat pătura stabilă în unele puncte, formând prelungiri care dau aspect crenelat sau de fulgi risipitori. De obicei, se formează în cursul diminuțiilor foarte calde de vară, pe un cer albicios sau vânăt, cu aspect haotic, ceea ce indică o mare umezeală și instabilitate accentuată în straturile troposferice mai înalte, precum și formarea unei activități convective puternice, cu declanșare de fenomene orajoase în următoarele ore.

Norii cumuliformis (*Ac* și *Sc*) cuprind două varietăți: *castellatus* (mase cumuliforme mai mult sau mai puțin dezvoltate vertical, încrustate într-o bază aproape orizontală; vârfuri fragmentate, cu aspect de pânză de fierăstrău sau creneluri) și *floccus*.

Norii de radiație iau naștere iarna și toamna, datorită răcirii radiative nocturne a aerului de sub stratul de inversiune, mai ales când conținutul în vaporii de apă și suspensii solide este mare. De regulă, ei dispar în cursul zilei și se formează din nou în noaptea următoare.

4.3.3.3 Distribuția teritorială a norilor

Cantitatea norilor, identificată în mod obișnuit cu **nebulozitatea** (gradul de acoperire cu nori a bolții cerești), se diferențiază teritorial în funcție de modul în care se combină factorii care generează norii (tabelul 28).

Tabelul 28 Distribuția latitudinală a nebulozității (%)

| Lat. °N | Lunar | | | | | | | | | | | | An | Continente | Oceane |
|------------|-------|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|------------|--------|
| | I | F | M | A | M | I | I | A | S | O | N | D | | | |
| 90–80 | 36 | 47 | 56 | 46 | 76 | 87 | 90 | 85 | 84 | 64 | 45 | 41 | 63 | | 63 |
| 80–70 | 56 | 56 | 55 | 63 | 70 | 74 | 75 | 76 | 78 | 75 | 63 | 50 | 66 | 63 | 70 |
| 70–60 | 57 | 56 | 54 | 59 | 65 | 66 | 66 | 68 | 71 | 72 | 67 | 60 | 63 | 62 | 72 |
| 60–50 | 59 | 57 | 57 | 59 | 64 | 63 | 63 | 62 | 62 | 67 | 67 | 64 | 62 | 60 | 67 |
| 50–40 | 59 | 57 | 57 | 57 | 56 | 56 | 54 | 49 | 49 | 54 | 58 | 61 | 56 | 50 | 66 |
| 40–30 | 50 | 49 | 49 | 48 | 48 | 43 | 42 | 39 | 39 | 43 | 45 | 48 | 45 | 40 | 52 |
| 30–20 | 41 | 41 | 41 | 39 | 41 | 43 | 45 | 44 | 40 | 39 | 38 | 40 | 41 | 34 | 49 |
| 20–10 | 40 | 39 | 30 | 40 | 47 | 53 | 59 | 58 | 54 | 46 | 44 | 44 | 47 | 40 | 53 |
| 10–0 | 50 | 48 | 49 | 53 | 54 | 56 | 57 | 55 | 53 | 53 | 53 | 53 | 53 | 52 | 53 |
| Lat. °S | | | | | | | | | | | | | | | |
| 0–10 | 54 | 53 | 53 | 52 | 50 | 50 | 50 | 52 | 53 | 53 | 53 | 55 | 52 | 56 | 50 |
| 10–20 | 54 | 52 | 52 | 49 | 46 | 45 | 43 | 44 | 43 | 47 | 49 | 54 | 48 | 46 | 49 |
| 20–30 | 49 | 50 | 50 | 47 | 48 | 48 | 47 | 45 | 48 | 47 | 49 | 50 | 48 | 38 | 53 |
| 30–40 | 53 | 52 | 54 | 53 | 55 | 56 | 56 | 54 | 55 | 56 | 55 | 52 | 54 | 48 | 57 |
| 40–50 | 64 | 65 | 63 | 64 | 64 | 67 | 69 | 64 | 66 | 67 | 67 | 66 | 66 | 58 | 67 |
| 50–60 | 76 | 69 | 71 | 74 | 83 | 82 | 70 | 69 | 68 | 71 | 71 | 75 | 72 | 70 | 72 |
| 60–70 | 86 | 80 | 80 | 72 | 72 | 66 | 68 | 74 | 75 | 77 | 83 | 80 | 76 | | 76 |
| 70–80 | 64 | 80 | 69 | 69 | 64 | 47 | 49 | 59 | 65 | 74 | 62 | 63 | 64 | | 64 |
| Continente | 47 | 47 | 47 | 48 | 49 | 50 | 49 | 48 | 48 | 49 | 49 | 50 | 49 | | |
| Oceane | 59 | 58 | 58 | 57 | 58 | 58 | 59 | 58 | 58 | 59 | 58 | 59 | 58 | | |

Nu există însă o concordanță între repartitia latitudinală a nebulozității și a precipitațiilor. În zona ecuatorială, unde precipitațiile sunt foarte abundente, nebulozitatea are valori care le întrec doar pe cele din regiunile subtropicale, deoarece norii cu mare dezvoltare verticală, deși dau zilnic mari cantități de precipitații, acoperă doar parțial și episodic bolta cerească din acele regiuni.

Cea mai redusă nebulozitate se înregistrează la latitudinile anticiclonicilor subtropicali și alizeelor (20° – 35° N și S), ceea ce coincide cu minima zonală a precipitațiilor. De la latitudinile subtropicale, nebulozitatea crește constant spre poli, atingând valori maxime în zonele subpolare, pentru ca apoi să scadă continuu până la poli. La rândul lor, precipitațiile cresc din spatele minimele subtropicale spre zonele temperate, unde ating un maxim secundar, după care descresc constant până la poli.

4.3.3.4 Distribuția temporală a norilor

Variatia anuală a nebulozității se diferențiază latitudinal (tabelul 33), dar este, în linii generale, paralelă cu cea a precipitațiilor. La ecuator este neînsemnată, diferențele dintre mediile lunare ale nebulozității fiind foarte mici.

În zonele tropicale dintre 10° și 20° N și S, nebulozitatea maximă coincide cu maximul precipitațiilor de vară. Pe fațadele vestice ale continentelor, la latitudini subtropicale cuprinse între 30° și 40° N și S, nebulozitatea și precipitațiile înregistrează valori mari în timpul iernii. De la 50° N și S către poli, vara este mai însorită decât iarna, mai ale în emisfera nordică. Acest contrast este amplificat pe uscat de predominarea, în timpul iernii, a anticiclonicilor continentali.

În interiorul continentelor, la latitudini medii, variația nebulozității este diferită de cea a precipitațiilor: este minimă vara, când precipitațiile sunt maxime și maximă iarna, când precipitațiile sunt minime, din cauza predominării norilor cumuliformi în semestrul cald și a norilor stratiformi în semestrul rece.

Variația diurnă a nebulozității se află în strânsă dependență de caracterul suprafeței subiacente active și de tipul norilor.

Pe continente, norii cumuliformi au o dezvoltare maximă în orele de la mijlocul după-amiezii și minimă în cele de la începutul dimineții, pe când norii stratiformi au o evoluție exact inversă.

Pe oceane, norii cumuliformi predomină noaptea, când suprafața apei este mai căldă, iar cei stratiformi ziua, când suprafața apei este mai rece.

4.4 Precipitațiile atmosferice

Particulele de apă lichidă ori solidă (cristalizată sau amorfă) care cad din nori (rar și din ceață) atingând suprafața terestră, poartă numele de **precipitații atmosferice**. Ele constituie variga prin care se încheie circuitul apei în natură și unul dintre cele mai importante fenomene meteorologice.

4.4.1 Geneza precipitațiilor atmosferice

Întrucât particulele lichide și solide care alcătuiesc norii au dimensiuni foarte mici, căderelor este extrem de lentă, cei mai slabii curenenți ascendenți reușind să le mențină în suspensie. Pentru a cădea pe suprafața terestră, este necesar ca particulele respective să crească într-atât încât greutatea lor să depășească forța curenenților ascendenți. Viteza de cădere a particulelor, direct proporțională cu dimensiunile lor, este prezentată în tabelul 29.

Creșterea picăturilor de apă din nori până la dimensiuni care să permită căderea lor pe suprafața terestră sub formă de precipitații, se realizează pe două căi: prin coalescență și prin condensare sau desublimare.

Coalescența (coagularea) reprezintă procesul de unire a picăturilor de apă care se ciocnesc din cauza vitezelor de cădere diferite, a mișcărilor turbulente și a forțelor de atracție dintre particulele cu sarcini electrice diferite. Acest mod de creștere a picăturilor de apă are importanță numai în cazul norilor cu structură mixtă și mișcări turbulente intense, care favorizează fuzionarea cristalelor de gheăță cu picăturile suprărăcite, ceea ce conduce la geneza precipitațiilor sub formă de grindină și zăpadă grunjoasă. Unirea directă prin coliziune și cea datorată sarcinilor electrice diferite contribuie nesemnificativ la formarea precipitațiilor.

| Felul picăturilor | Viteza de cădere (m/s) |
|--------------------------------|------------------------|
| Picături mari de ploaie | 8,9 |
| Picături mici de ploaie | 4,0 |
| Picături fine de ploaie | 2,8 |
| Picături de burniță | 1,5 |
| Picături mari noroase | 0,3 |
| Picături noroase obișnuite | 0,076 |
| Picături noroase mici | 0,003 |
| Picături-germen și nuclee mari | 0,00012 |
| Nuclee mari | 0,00004 |

*Tabelul 29
Viteza de cădere a picăturilor de ploaie și a picăturilor noroase în aer calm*

Condensarea și desublimarea constituie principalul proces de creștere a particulelor care alcătuiesc norii, până la dimensiuni apte să determine căderea precipitațiilor. Procesul are loc numai în condiții de suprasaturație cu vaporii de apă a aerului din jurul particulelor, condiții care depind de diferențele de volum și de temperatură și de starea de agregare a particulelor.

Orice nor este un *sistem coloidal* (picăturile și cristalele constituie faza dispersă, iar aerul – mediul de dispersie) numit aerosol.

În cazul când norul este alcătuit numai din picături de apă sau numai din cristale de gheăță, cu dimensiuni de același ordin, el reprezintă un *sistem coloidal stabil*. Aceasta înseamnă că procesul creșterii particulelor este imposibil sau foarte dificil. Astfel, norii superiori *Ci*, *Cs* și *Cc* au o stabilitate atât de mare, încât nu generează niciodată precipitații. La fel de stabili sunt și norii mijlocii *Ac* formați, de regulă, din picături fine de apă, omogene sub raportul dimensiunilor. Stabilitate apreciabilă au și norii inferiori *Sc* și *St*, care dău precipitații slabe numai în situațiile când sunt afectați de mișcări turbulente ce favorizează coalescența particulelor constitutive.

În cazul în care norul este alcătuit din picături sau cristale, ori picături și cristale de dimensiuni diferite, el reprezintă un *sistem coloidal instabil*.

În norii formați din picături de apă cu dimensiuni diferite, aceeași tensiune a vaporilor de apă poate asigura condiții de subsaturație pentru picăturile mici (cu curbură mare) și condiții de suprasaturație pentru picăturile mari (cu curbură mică). Drept consecință, picăturile mici se evaporă asigurând suprasaturația necesară creșterii în continuare a picăturilor mari. Creșterea lentă a picăturilor de apă generează ***burnițe*** și ***ploi slabă***. Astfel de procese se produc în norii *St* și *Sc* ale căror picături de apă capătă dimensiuni diferite în urma unor mișcări turbulente.

Cea mai puternică instabilitate se înregistrează în norii cu mare dezvoltare verticală, în care coexistă toate cele trei faze ale apei. Întrucât tensiunea de saturare a vaporilor de apă este mai mică deasupra gheții decât deasupra apei, aerul din jurul picăturilor de apă poate fi nesaturat cu vapori, pe când cel din jurul cristalelor de gheăță este suprasaturat. Drept urmare, cristalele cresc (prin desublimarea vaporilor din jur), iar deficitul de saturare din jurul picăturilor se accentuează, creând condiții pentru continuarea evaporării acestora. Astfel are loc un transfer permanent de vapori, care asigură creșterea cristalelor de gheăță pe seama evaporării picăturilor de apă. Acest proces, esențial pentru formarea precipitațiilor, se numește ***procesul Bergeron***.

Primul care a propus teoria creșterii cristalelor de gheăță ca urmare a diferenței presiunii vaporilor între gheăță și apă supraracită a fost Alfred Wegener (1880–1930), un climatolog german. La începutul anilor 1930, importante completari ale acestei teorii au fost făcute de către meteorologul suedez Tor Bergeron. Câțiva ani mai târziu, meteorologul german Walter Findeisen a adus alte completări teoriei Bergeron, astfel că aceasta este cunoscută ca procesul *Wegener–Bergeron–Findeisen* sau, mai simplu, *procesul Bergeron*.

Procesul Bergeron este caracteristic norilor cu structură mixtă *Ns* și *Cb*, care dău cele mai mari cantități de precipitații, atât lichide, cât și solide. Este prezent și în norii *Cu con* și *As*, aceștia din urmă dând ***ninsori slabă*** sau ***ploi slabă*** care se evaporă adesea înainte de a atinge suprafața terestră (***virga***).

În unii nori, în special în cei ale căror vârfuri sunt relativ calde, cristalele de gheăță se pot ciocni cu picăturile suprarăcite care îngheăță prin contact și se unesc cu acestea. Acest proces, prin care picăturile suprarăcite îngheăță pe cristalele de gheăță este numit ***acreție***. Materia înghețată rezultată este numită ***măzăriche tare***. Pe masură ce cade, măzărichea tare se poate fractura în mici particule de gheăță atunci când se ciocnește cu picăturile de nor. Aceste mici particule pot crește la rândul lor, devenind măzăriche tare și, de asemenea, pot produce mici fragmente de gheăță. În norii mai reci, cristalele de gheăță delicate se pot ciocni unele cu altele și se pot fractura în mici particule de gheăță, pe care îngheăță prin contact sute de picături suprarăcite. În ambele cazuri se poate dezvolta o reacție în lanț producând numeroase cristale de gheăță. Pe măsura ce cad, cristalele se pot ciocni și se pot lipi unele de altele. Procesul prin care se ciocnesc cristalele de gheăță și apoi se lipesc unele de altele poartă numele de ***agregare***. Agregări semnificative par să fie posibile doar când aerul este relativ cald, de obicei mai cald de -10°C . Produsul final rezultat prin procesul de agregare este fulgul de ***zăpadă***.

Cel puțin în regiunile temperate, orice ploaie importantă cantitativ este, la început, zăpadă. Aceasta se datorează procesului Bergeron. Starea de agregare a precipitațiilor care ajung la suprafața terestră căzând din norii cu structură mixtă, coloidal instabilă, depinde de temperatura stratului de aer dintre suprafața terestră și baza norului:

- când temperatura este suficient de ridicată pentru a topi în întregime fulgii de zăpadă formați în nor, precipitațiile cad sub formă de **ploaie**;
- când fulgii se topesc parțial, precipitațiile cad sub formă de **lapoviță**;
- când fulgii nu se topesc deloc, precipitațiile cad sub formă de **ninsoare**.

4.4.2 Clasificarea precipitațiilor

4.4.2.1 Clasificarea bazată pe criteriul genetic

Precipitațiile termoconvective se formează datorită curentilor ascendenți de mare intensitate, care iau naștere în masele de aer instabil, ca urmare a încălzirii puternice din straturile lor inferioare. Au caracter de *aversă*, cad pe suprafețe puțin extinse din nori *Cb* și sunt însoțite, vara, de *fenomene orajoase* (figura 49).

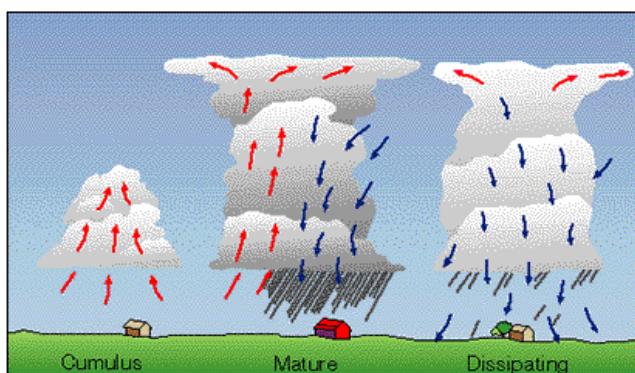


Figura 49
Formarea
precipitațiilor
termoconvective

Precipitațiile frontale sunt precipitații de convecție dinamică (figura 50).

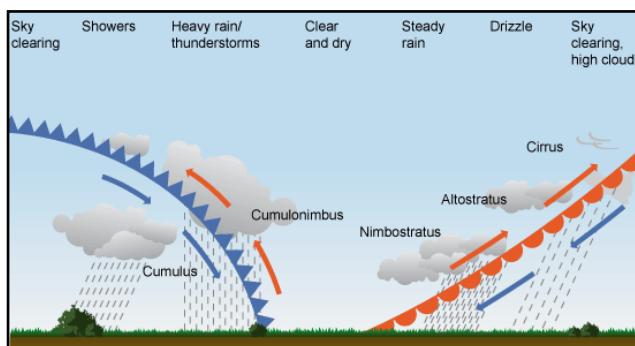


Figura 50
Formarea
precipitațiilor
frontale

Precipitațiile frontului cald au dureate mari, intensități moderate și cad din norii *Ns* pe suprafețe foarte extinse și mai puțin din *As*.

Precipitațiile frontului rece cad mai ales din norii *Cb*, pe fâșii relativ înguste și au caracter de *aversă*, fiind însoțite de *descărcări electrice* și *vijelii*.

Precipitațiile frontului ocluz sunt complexe, deoarece norii din care provin iau naștere prin unirea sistemelor noroase ale fronturilor cald și rece.

Precipitațiile orografice sunt, ca și cele frontale, de convecție dinamică, dar provin din nori generați de ascensiunea forțată a aerului umed pe pantele munților (figura 51).

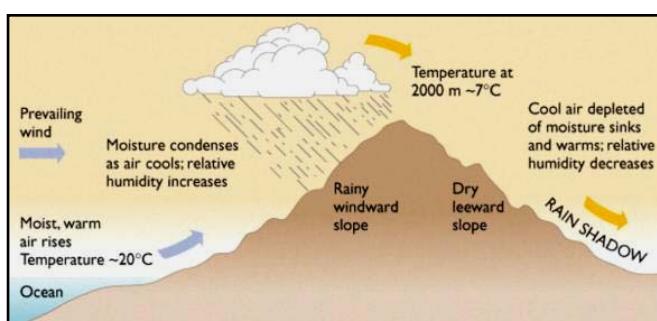
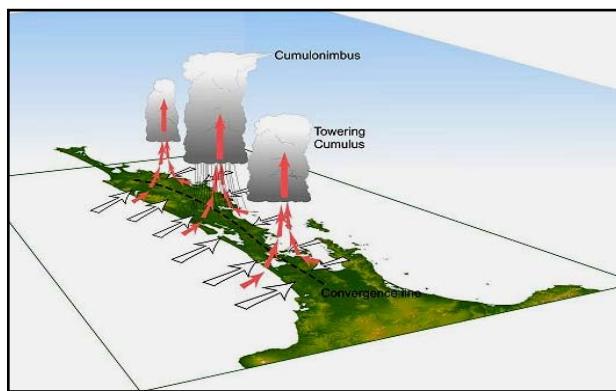


Figura 51
Formarea
precipitațiilor
orografice

Precipitațiile de convergență cad din norii de convergență dezvoltăți în urma ascendenței aerului produsă de convergența curenților la suprafața terestră, în special în ITCZ (figura 51).



*Figura 52
Formarea
precipitațiilor
de convergență*

4.4.2.2 Clasificarea bazată pe criteriul sinoptic distinge o grupă a precipitațiilor din interiorul aceleiași mase de aer și o grupă a precipitațiilor de la contactul a două mase de aer (cu însușiri fizice diferite).

4.4.2.3 Clasificarea bazată pe criteriul duratei și intensității

Precipitațiile generale cad din norii frontului cald (*Ns* și *As*), au durate mari și intensități moderate, sunt extinse pe suprafețe foarte mari și sunt alcătuite din picături mijlocii de apă sau fulgi mici de zăpadă.

Aversele cad mai ales din norii frontului rece (*Cb*), au durate mici, intensități mari și extinderi teritoriale reduse, fiind însoțite de fenomene orajoase și, frecvent, vijelii.

În regiunile ecuatoriale provin din norii termoconvectivi formați în interiorul aceleiași mase de aer; sunt formate din picături sau fulgi foarte mari, cărora li se asociază uneori grindina sau măzărichea moale; por cădea și din norii *Cu con*.

Burnițele provin din norii inferioiri *St* și *Sc* dezvoltăți în interiorul maselor de aer stabil, au intensități foarte reduse și sunt alcătuite din picături foarte fine de apă.

4.4.2.4 Clasificarea bazată pe criteriul stării de agregare

Precipitațiile lichide:

- **ploaia:** - precipitație continuă constituită din picături de apă cu diametrul mai mare de 0,5 mm, a căror cădere se observă ușor;
 - provine din norii *Ns*, *As*, *Sc*;
- **aversa de ploaie:** - ploaie de scurtă durată, cu începutul și sfârșitul brusc, care prezintă, în intervalul producerii, schimbări de intensitate foarte rapide, adesea violente;
 - formată din picături mari, frecvent însoțită de descărcări electrice, uneori de grindină;
 - provine din norii *Cb*, uneori din *Cu con*;
- **ploaia care îngheăță:** - formată din picături suprarăcite (temperaturi sub 0°C);
 - îngheăță în momentul atingerii solului sau obiectelor de pe sol, formând **poleiul**;
- **burniță:** - precipitație uniformă constituită exclusiv din picături dense și fine de apă, cu diametru până la 0,5 mm, care nu pot fi observate în cădere;
 - scade vizibilitatea orizontală mai mult decât ploaia;
 - umezește uniform suprafețele uscate pe care cade și nu produce cercuri mișcătoare pe suprafețele acvatice netede;
 - provine din norii *St* cu acoperire totală;
- **burniță care îngheăță:** - constituță din picături de apă suprarăcite;
 - îngheăță brusc în momentul atingerii solului sau obiectelor de pe sol, formând **poleiul**.

Precipitațiile solide:

- **ninsoarea:** - constituită din cristale de gheăță care formează fulgi de diferite forme și dimensiuni (cel mai adesea, dendrite – stele ramificate);
- tipul de cristale care se formează (tabelul 30) și intensitatea de creștere a acestora depinde de temperatura aerului și de umzeala relativă (gradul de suprasaturație între apă și gheăță);
- cade din norii *Ns*, *As*, *Sc*, *St*;

| Temperatura mediului (°C) | Forma cristalelor |
|---------------------------|-------------------|
| 0 ... -4 | plate subtiri |
| -4 ... -6 | ace |
| -6 ... -10 | coloane |
| -10 ... -12 | plate |
| -12 ... -16 | dendrite, plate |
| -16 ... -22 | plate |
| -22 ... -40 | coloane |

Tabelul 30

Formele pe care le capătă cristalele de gheăță la diferite temperaturi

- **aversa de ninsoare:** - ninsoare de scurtă durată, cu început și sfârșit brusc, care prezintă, în intervalul producerii, schimbări de intensitate foarte rapide;
- constituță din fulgi mari de zăpadă;
- cade, în mod obișnuit, din norii *Cb*;
- constituță din grăunțe albe și opace de gheăță cu forme conice sau sferice și diametre cuprinse între 2 și 5 mm;
- ușor deformabile, grăunțele care cad pe suprafețe tari ricoșează și se sfărâmă;
- cade din norii *Cb*, la temperaturi apropiate de 0°C;
- amestecată cu fulgi de zăpadă și picături de ploaie, primăvara și toamna, poate căpăta aspect de aversă;
- **măzărichea moale:** - formată din particule transparente sau translucide de gheăță, cu forme sferice, neregulate sau conice, cu diametre până la 5 mm;
- particulele iau naștere din granule de zăpadă sau măzăriche moale, care se îmbracă într-un strat de gheăță transparentă, prin înghețarea pe suprafața lor a picăturilor de apă interceptate pe timpul căderii sau prin reînghețarea apei provenită din topirea parțială a particulelor respective;
- rezistentă la sfărâmare;
- cade mai ales primăvara și toamna, la temperaturi de peste 0°C, din norii *Cb*, însotită întotdeauna de ploaie;
- **zăpada grăunțoasă:** - alcătuită din granule albe și opace de gheăță, cu forme relativ plate sau alungite și diametre mai mici de 1 mm;
- provine, de regulă, din norii *St*;
- **granulele de gheăță:** - granule transparente ori translucide de gheăță, cu forme sferice sau neregulate și diametre între 1 și 5 mm;
- granulele iau naștere prin înghețarea unor picături de apă în cădere spre suprafața terestră;
- rezistente la sfărâmare, dar uneori, căzând pe suprafețe tari, se sparg și împrăștie apă rămasă lichidă în interior;
- cad din norii *Ns* și *As*;
- **grindina:** - compusă din sferule sau fragmente de gheăță cu diametre cuprinse între 5 și 50 mm (uneori mai mari), care se pot asocia în blocuri neregulate; granulele

sunt alcătuite dintr-un nucleu mat, înconjurat de un strat de gheăță transparentă, sau de straturi alternative transparente și mate;
 - se formează prin înghețarea apei suprarăcite din partea mediană a norilor *Cb* pe granulele de măzăriche moale, incomplet înghețate (figura 53);

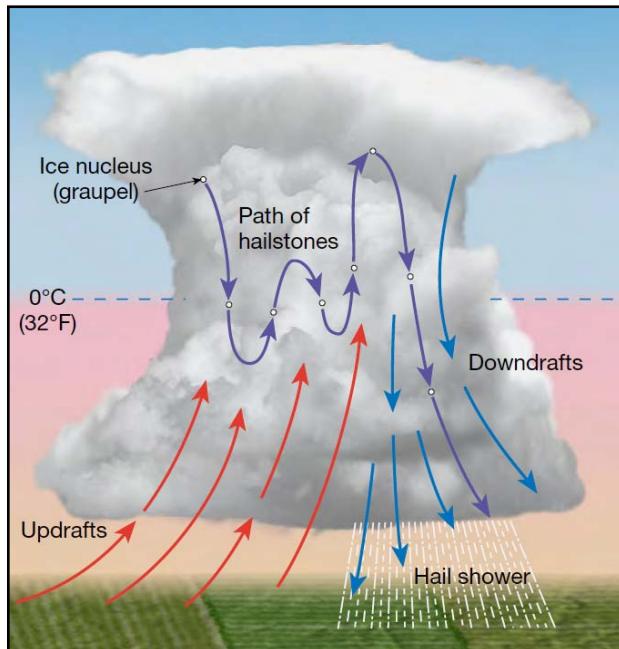


Figura 53
Formarea
grindinii

- dacă viteza curenților ascendenți din interiorul norului este mai mare decât viteza de cădere a granulelor, acestea sunt antrenate către partea superioară a norului, unde capătă un înveliș de gheăță mat, produs prin desublimarea vaporilor de apă pe suprafața lor; numărul învelișurilor de gheăță mată și transparentă depinde de numărul trecerilor succesive ale granulelor de grindină din partea superioară a norului în cea mediană și invers;
- cade, cel mai adesea, în semestrul cald al anului; aproape întotdeauna este însoțită de averse puternice, oraje și vijelii;
- nu se produce niciodată când la suprafața terestră temperatura este mai mică de 0°C ;

➤ **acele de gheăță:**

- formate din cristale de gheăță neramificate, cu formă de ace, coloane sau lamele;
- pot cădea dintr-un nor, dar pot să apară și pe timp senin;
- caracteristice maselor de aer stabile, cu temperaturi foarte scăzute (mai ales în regiunile polare);
- strălucesc în razele splare asemeni unei „pulberi de diamant”, dând naștere unor fotometeori (coloana luminoasă, haloul).

Precipitațiile mixte:

➤ **lapoviță:**

- rezultă din amestecul picăturilor de apă și fulgilor de zăpadă ce cad concomitent pe suprafața terestră, liniștit, la temperaturi apropiate de 0°C ;
- ninsorile continue cad din complexul noros *Ns-As*;

➤ **aversa de lapoviță:**

- lapoviță de scurtă durată, cu început și sfârșit brusc, care prezintă, în intervalul producerii, schimbări de intensitate foarte rapide;
- provine din norii *Cb*.

Intr-un nor există o legătură între cantitatea de apă din particulele noroase și cantitatea de apă care ar putea cădea sub formă de precipitații:

➤ cantitatea de apă ce ajunge pe suprafața terestră sub formă de precipitații este de 2–3 ori mai mare decât cantitatea de apă înglobată în particulele noroase, datorită faptului că în nor pătrund, prin difuzie, mari cantități de vaporii de apă, iar în masa noroasă condensarea este continuă;

➤ între baza norului și zona pe care cad precipitațiile există un raport de aproximativ ½, deoarece nu toate picăturile ajung la sol, unele evaporându-se în cădere (*virga*).

4.4.3 Distribuția teritorială a precipitațiilor

Suma medie anuală a precipitațiilor pentru întreaga planetă este de circa 860 mm, ea prezentând însă ample variații de la un loc la altul. Cantitatea anuală de precipitații căzute într-o anumită regiune depinde de două grupe de factori:

➤ factori care influențează mișcările verticale din atmosferă: accentuează mișcările ascendentă și descendente, fiind strâns legați de principalele zone de convergență și divergență orizontală, de turbulență atmosferică și de barierele orografice;

➤ factori legați de natura aerului însuși (uscat sau umed, cald sau rece, stabil sau instabil): depind de originea și traectoria maselor de aer, determinând caracterul lor tropical, polar sau arctic (antarctic), oceanic sau continental.

În funcție de modul cum se combină factorii menționați, precipitațiile înregistrează valori mari în zona ecuatorială, scad în zonele tropicale, cresc în cele temperate, apoi descresc continuu până în regiunile polare, unde sunt extrem de reduse. Această imagine generală a distribuției precipitațiilor, obținută prin medierea valorilor din zonele respective, se modifică, uneori substanțial, prin apariția unor maxime azonale în chiar zona tropicală cu precipitații reduse (regiunea ploilor musonice din Asia de Sud) sau a unor minime azonale în cuprinsul zonei temperate cu precipitații moderate (regiunile deșertice și semideșertice din Asia Centrală, America de Nord și America de Sud).

4.4.4 Distribuția temporală a precipitațiilor

4.4.4.1 Variația anuală a precipitațiilor

Se află în strânsă dependență de zonele climatice și de caracteristicile generale ale suprafeței subiacente active.

Tipul ecuatorial de regim anual al precipitațiilor se caracterizează prin ploi termoconvective abundente în tot timpul anului. Există două maxime, la cele două echinoxii, când temperatura și intensitatea mișcărilor ascendentă sunt maxime.

Pe măsura îndepărterii de ecuator încep să se contureze souă minime pluviometrice, care constituie caracteristica principală a unui regim de tranziție, de tip subecuatorial.

Tipul tropical de regim anual al precipitațiilor prezintă o perioadă ploioasă de câteva luni, centrată pe solstițiul de vară și datorată încălzirii excesive care determină scăderea presiunii atmosferice și advecția aerului umed ecuatorial, din care cad precipitații abundente. În restul anului, când zona de maximă încălzire migrează spre și dincolo de ecuator, aerul ecuatorial este înlocuit de cel tropical adus de alizee, iar precipitațiile se diminuează până la dispariție, dând naștere anotimpului secetos.

Tipul deșertic de regim anual al precipitațiilor are ca și caracteristică esențială scăderea precipitațiilor sub 250 mm/an și neregularitatea producerii lor (în unele regiuni ploile cad o dată la mai mulți ani). Absența sau diminuarea severă a precipitațiilor se datorează predominării regimului anticiclonic în zona subtropicală și a inversiunilor termice în zona alizeelor.

Tipul temperat de regim anual al precipitațiilor are trei subtipuri distincte.

Subtipul oceanic este propriu și regiunilor litorale ale continentelor; se caracterizează prin precipitații bogate în tot timpul anului. Intensificarea activității ciclonice face să se înregistreze un maxim pluviometric în timpul iernii, iar slabirea ei determină apariția unui minim pluviometric în a doua jumătate a verii și prima jumătate a toamnei (nu constituie o perioadă secetoasă).

Subtipul continental se particularizează prin cantități anuale de precipitații mai reduse și prin apariția unor scurte perioade de secetă. Maximul pluviometric se înregistrează la sfârșitul primăverii și începutul verii (când se intensifică activitatea frontală și convecția termică), iar minimul iarna (când predomină regimul anticiclonic).

Subtipul mediteranean propriu țărmurilor vestice ale continentelor la latitudini cuprinse între 35° și 45° în ambele emisfere, prezintă un maxim pluviometric iarna și un minim vara.

Tipul musonic de regim anual al precipitațiilor este caracteristic Asiei de Sud, Sud-Est și Est și se caracterizează prin ploi abundente în semestrul cald, când musonul bate dinspre ocean spre uscat și prin secetă în semestrul rece, când musonul bate dinspre uscat spre ocean.

4.4.4.2 Variația diurnă a precipitațiilor

Este strâns legată de cea a nebulozității.

Tipul continental înregistrează un maxim principal după-amiaza (când mișcările convective ascențe sunt intense) și un minim principal la miezul nopții (în absența mișcărilor ascențe). Maximul secundar se produce înaintea amiezii.

Tipul oceanic prezintă valori maxime noaptea (când suprafața acvatică, mai căldă, favorizează dezvoltarea mișcărilor ascențe care duc la formarea norilor cumuliformi) și valori minime ziua (când temperaturile mai scăzute de la suprafața apei nu favorizează mișcările ascențe).

4.4.5 Influențarea antropică a precipitațiilor atmosferice

Întrucât absența îndelungată a precipitațiilor (seceta) are consecințe nefaste asupra activității din numeroase domenii economice (mai ales asupra agriculturii), iar unele forme de precipitații (grindina) provoacă adesea pagube importante culturilor agricole, pomicole și viticole, cercetările de profil urmăresc găsirea celor mai eficiente mijloace de influențare dirijată a precipitațiilor, fie în sensul stimulării, fie în sensul împiedicării producerii acestora.

4.4.5.1 Stimularea artificială a căderii precipitațiilor

Se aplică maselor de aer instabile și constă în sporirea artificială a nucleelor de condensare, prin însămânțarea norilor cu dioxid de carbon, aer lichid, azot, iodură de argint, iodură de plumb etc., iar în cazul norilor formați din picături fine de apă cu temperaturi pozitive, chiar cu picături de apă mai mari decât cele care îi compun. Metoda, cea mai larg răspândită, necesită resurse financiare importante, dar state ca SUA și Rusia o aplică pentru declanșarea precipitațiilor pe teritorii întinse amenințate de secetă.

4.4.5.2 Prevenirea producerii grindinei

Se realizează prin însămânțarea norilor Cb cu iodură de argint sau alte substanțe care stimulează căderea ploilor înainte ca mișcările convective caracteristice să determine producere averselor de ploaie însotite de grindină. Transportul în nor a substanțelor care activează creșterea picăturilor de apă și căderea lor sub formă de ploaie se efectuează, în principal, cu ajutorul rachetelor antigrindină.

În România, influențarea antropică a precipitațiilor atmosferice este reglementată de **Legea nr. 173/2008 privind intervențiile active în atmosferă** și este desfășurată prin intermediul **Sistemului național antigrindină și de creștere a precipitațiilor**.

Capitolul 5

MIŞCAREA ÎN ATMOSFERĂ

Atmosfera în ansamblul său efectuează, împreună cu Pământul, o mișcare de rotație, dar are în același timp și mișcările ei proprii, complexe și relativ independente de cele ale planetei.

Diverse forțe mențin atmosfera într-o stare de agitație continuă, dintre ele cea mai importantă fiind presiunea atmosferică, ce face legătura între energia radiantă solară și energia cinetică. Împreună cu alte forțe, presiunea atmosferică generează vânturile, care transportă căldura și umezeala aerului dintr-o regiune în alta.

Mișcările aerului sunt influențate, pe de o parte, de rotația Pământului, efectul variind în funcție de latitudine și de viteza vântului, pe de altă parte. Frecarea datorată neregularităților scoarței terestre (în principal barierelor montane) modifică atât viteza, cât și direcția vânturilor, iar convergența și interacțiunea a doi curenți complică și mai mult modelul de evoluție a mișcării.

5.1 Scara mișcărilor atmosferice

Pentru descrierea mișcărilor atmosferice se folosesc scările spațio-temporale prezentate în tabelul 31.

Tabelul 31 Scările spațio-temporale ale mișcărilor atmosferice

| Denumirea scării | Scara de timp | Lungimea de scară (km) | Exemple de mișcări |
|----------------------------------|----------------|------------------------|--------------------------------------|
| Circulația generală a atmosferei | săptămâni–ani | 1.000–40.000 | undele planetare, vânturile de vest |
| Scara sinoptică | zile–săptămâni | 100–5.000 | cyclonii, anticyclonii, uraganele |
| Mezoscara | minute–zile | 1–100 | brizele marine, furtunile, tornadele |
| Microscara | secunde–minute | < 1 | turbulența |

5.2 Presiunea atmosferică

Presiunea atmosferică (P) este forța (F) cu care învelișul gazos al planetei apasă asupra unității de suprafață (S): $P = F/S$ (dyn/cm²)

Presiunea atmosferică reprezintă, în același timp, o forță rezultată din energia cinetică a moleculelor gazoase, care se manifestă în toate direcțiile. Conform *teoriei cinetice*, moleculele individuale ce compun gazul atmosferic se ciocnesc neîncetat, impactul acestor coliziuni generând presiunea aerului. Mărimea presiunii aerului depinde de numărul și masa moleculelor și de viteza lor de mișcare, determinată, la rândul ei, de temperatură.

Următoarele legi fizice exprimă relațiile dintre temperatura, presiunea și volumul (deci și densitatea) gazelor:

- într-un gaz menținut la temperatură constantă, volumul variază invers proporțional cu presiunea (*proces izoterm*) – legea Boyle–Mariotte;
- într-un gaz menținut la presiune constantă, volumul variază direct proporțional cu temperatura absolută (*proces izobar*) – legea Gay–Lussac;
- într-un gaz menținut la volum constant, presiunea variază direct proporțional cu temperatura absolută (*proces izocor*) – legea Charles.

În meteorologie se utilizează noțiunea de **presiune atmosferică la un nivel oarecare din atmosferă**, ceea ce reprezintă *greutatea coloanei de aer cu secțiunea de 1 cm² și înălțimea egală cu distanța dintre nivelul respectiv și limita superioară a atmosferei*.

Ea a fost pusă în evidență, pentru prima dată, în 1643, de E. Torricelli, care a calculat că presiunea atmosferică echivalentă unei coloane de mercur cu înălțimea de 76 cm și secțiunea de 1 cm^2 este de $1.032,84 \text{ gf/cm}^2 \approx 1 \text{ kgf/cm}^2 = 98066,5 \text{ N/cm}^2 = 0,980665 \text{ bar} \approx 1 \text{ at} = 760 \text{ Torr} = 1.013,25 \text{ mb}$.

Astfel s-a putut calcula și presiunea totală a atmosferei terestre, de $52 \cdot 10^{14} \text{ tf}$, echivalentă cu cea a unui strat de măsură gros de 76 cm, care ar acoperi întreaga planetă. Totodată, s-a calculat că un om de talie mijlocie suportă o presiune atmosferică de 17.000 kgf.

5.2.1 Distribuția spațială a presiunii atmosferice

Presiunea atmosferică prezintă variații orizontale și verticale în funcție de factorii care o determină și influențează: temperatura, volumul, densitatea, accelerația gravitațională și circulația aerului.

5.2.1.1 Distribuția verticală a presiunii atmosferice

În plan vertical presiunea atmosferică scade pe măsura creșterii altitudinii, mai rapid în straturile inferioare, dense și mai lent în straturile superioare, rarefiate (figura 54).

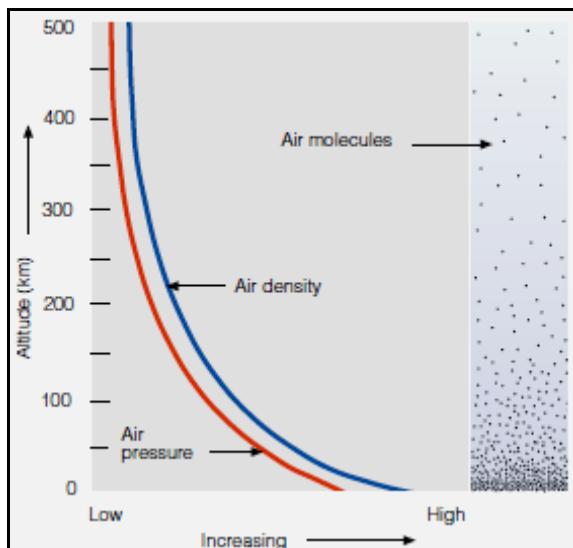


Figura 54
Variația verticală
a presiunii și
densității aerului

Deoarece presiunea atmosferică scade rapid cu creșterea înălțimii, există întotdeauna o forță a gradientului baric direcționată către în sus, mult mai puternică decât în plan orizontal. Aerul nu scapă în spațiu deoarece forța gradientului baric direcționată în sus este aproape întotdeauna echilibrată exact de către forța de gravitație direcționată către în jos. Atunci când aceste două forțe sunt în echilibru exact, aerul se află în **echilibru hidrostatic**. Atunci când aerul este în echilibru hidrostatic, nu există nici o forță verticală netă care să acționeze asupra lui și, astfel, nu există accelerare verticală netă. În cea mai mare parte a timpului, atmosfera se află aproximativ în echilibru hidrostatic, chiar și atunci când aerul urcă sau coboară lent cu viteză constantă. Totuși, acest echilibru nu există în furtunile convective violente și în tornade, acolo unde aerul are accelerare verticală apreciabilă. Aceste mișcări verticale puternice apar pe distanțe verticale relativ mici, dacă se ia în considerare extinderea verticală totală a atmosferei.

Relația dintre presiunea atmosferică și înălțime se exprimă prin **ecuația atmosferei statice (ecuația hidrostatică)** (variația elementară a presiunii aerului este egală cu greutatea unui volum elementar de aer): $-dp = \rho gdh$, unde:

dp – variația presiunii atmosferice în coloana de aer;

ρ – densitatea aerului din coloană;

g – accelerația gravitațională;

dh – înălțimea coloanei de aer cu suprafața de 1 cm^2 .

Presiunea atmosferică scade cu creșterea înălțimii mai rapid în aerul rece (mai dens) decât în aerul cald (mai puțin dens).

Din aceasta și din **ecuația Klapeyron–Mendeleev** ($pv = RT$), se obține $\rho gh = \rho RT$, de unde înălțimea atmosferei omogene cu densitate constantă pe verticală este: $h = RT/g \approx 8.000$ m.

Relațiile dintre înălțime, presiune și temperatură, ținând seama de influența variațiilor accelerării gravitaționale și de umezeala aerului, sunt definite prin **formula Laplace–Rullmann**, din care derivă **formula hipsometrică** folosită pentru calcularea presiunii în funcție de altitudine, a altitudinii în funcție de presiune, precum și pentru reducerea presiunii atmosferice la nivelul mediu al mării:

$$h_1 - h_0 = 18400(1 + \alpha t_m) \lg \frac{p_0}{p_1}, \text{ unde:}$$

h_0, h_1 – înălțimile a două puncte situate pe aceeași verticală;

p_0, p_1 – valorile presiunii în punctele h_0, h_1 ;

α – coeficientul de dilatare a gazelor ($0,0036 \approx 0,004$);

t_m – temperatura medie a stratului de aer dintre punctele h_0, h_1 .

Gradientul baric vertical (G_v) exprimă valoarea scăderii presiunii atmosferice raportată la unitatea de distanță verticală (de obicei, 100 m): $G_v = dp/dh$, unde dp este diferența (variația) de presiune, iar dh este diferența de înălțime.

Prin introducerea elementelor ecuației atmosferei statice, formula de mai sus devine:

$G_v = 3,42 \cdot P/T$ (mb/100 m) și cu ajutorul ei pot fi calculați gradienții barici verticali din diferite straturi ale atmosferei.

Valorile gradientului baric vertical variază direct proporțional cu presiunea atmosferică și invers proporțional cu temperatura absolută (tabelul 32).

| Temperatura (°C) | Presiunea (mb) | | |
|---------------------|----------------|------|------|
| | 1000 | 500 | 100 |
| -40 | 14,68 | 7,34 | 1,47 |
| 0 | 12,52 | 6,26 | 1,25 |
| 40 | 10,92 | --- | --- |

Tabelul 32

Variația gradientului baric vertical (mb/100 m) în funcție de valorile temperaturii și presiunii atmosferice

Calcularea presiunii în funcție de altitudine, a altitudinii în funcție de presiune, precum și reducerea presiunii atmosferice la nivelul mediu al mării se efectuează mai ușor cu ajutorul **formulei Babinet**, dar numai pentru straturile atmosferice situate sub 2.000 m altitudine, a căror presiune este mai mică de 600 mmHg:

$$h = h_1 - h_0 = 8000 \frac{2(p_0 - p_1)}{p_0 + p_1} (1 + \alpha t_m), \text{ unde:}$$

$h_1 - h_0$ – diferența de altitudine dintre cele două niveluri;

p_0 – presiunea la nivelul inferior h_0 ;

p_1 – presiunea la nivelul superior h_1 ;

α – coeficientul de dilatare a gazelor ($0,0036 \approx 0,004$);

t_m – temperatura medie a stratului de aer dintre cele două niveluri.

Formula Babinet are o utilitate practică deosebită, deoarece permite:

➤ calculul diferenței de altitudine dintre două stații;

➤ calculul treptei barice;

➤ reducerea presiunii atmosferice la nivelul mediu al mării.

Treapta barică reprezintă o mărime inversă gradientului baric vertical; valorile ei numerice cresc pe măsura scăderii presiunii (deci pe măsura creșterii altitudinii) și a creșterii temperaturii (tabelul 33).

Reducerea presiunii atmosferice la nivelul mediu al mării sau la oricare alt nivel de referință se realizează cu ajutorul treptei barice, dar și mai simplu, cu ajutorul tabelelor de calcul. Utilitatea acestei operațiuni constă în realizarea hărților care să permită analiza distribuției presiunii atmosferice în plan orizontal și este ilustrată în figura 55.

| Presiunea (mb) | Temperatura (°C) | | | | |
|----------------|------------------|------|------|------|------|
| | - 40 | - 20 | 0 | 20 | 40 |
| 1000 | 6,7 | 7,4 | 8,0 | 8,6 | 9,3 |
| 500 | 13,4 | 14,7 | 16,0 | 17,3 | 18,6 |
| 100 | 67,2 | 73,6 | 80,0 | 86,4 | 92,8 |

Tabelul 33
Variația treptei barice (m/mb) în funcție de valorile temperaturii și presiunii atmosferice

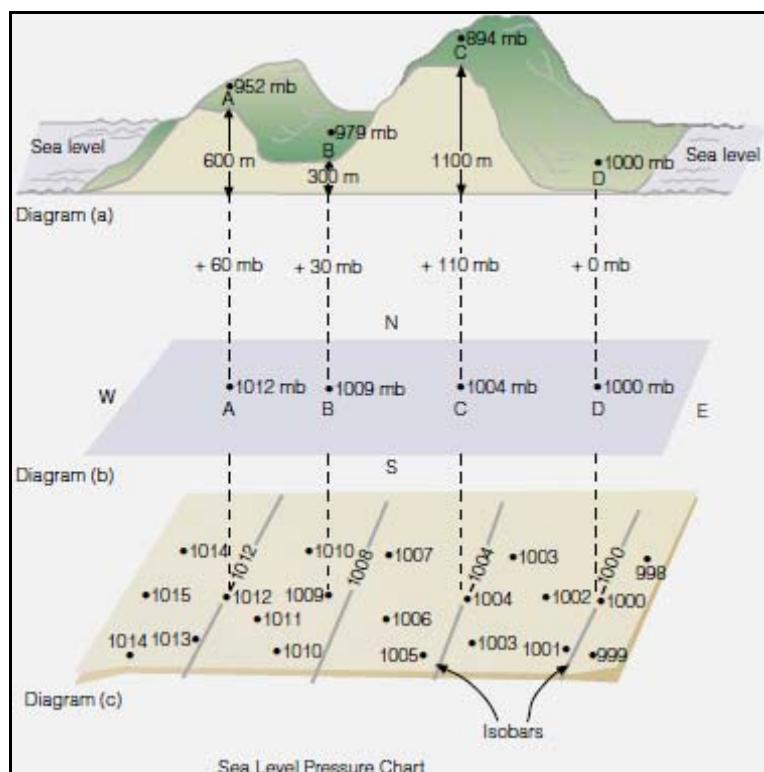


Figura 55
Transpunerea pe hartă a valorilor presiunii atmosferice măsurate în patru puncte situate la altitudini diferite și reduse la nivelul mediu al mării

Principaliii factori care determină scăderea presiunii atmosferice cu înălțimea îi constituie micșorarea densității și diminuarea temperaturii aerului (tabelul 34).

| h (m) | t (°C) | ρ (kg/m ³) | P (mb) |
|--------|--------|-----------------------------|--------|
| 0 | 15,0 | 1,3250 | 1013,2 |
| 1.000 | 8,5 | 1,1117 | 898,8 |
| 2.000 | 2,0 | 1,0064 | 794,9 |
| 3.000 | - 4,5 | 0,9091 | 701,0 |
| 4.000 | - 11,0 | 0,8190 | 616,4 |
| 5.000 | - 17,5 | 0,7360 | 540,1 |
| 6.000 | - 24,0 | 0,6595 | 471,7 |
| 7.000 | - 30,5 | 0,5894 | 410,4 |
| 8.000 | - 37,0 | 0,5250 | 355,8 |
| 9.000 | - 43,5 | 0,4661 | 307,2 |
| 10.000 | - 50,0 | 0,4125 | 264,3 |
| 11.000 | - 56,5 | 0,3673 | 226,3 |
| 12.000 | - 56,5 | 0,3107 | 193,3 |
| 13.000 | - 56,5 | 0,2653 | 165,3 |
| 14.000 | - 56,5 | 0,2266 | 141,3 |
| 15.000 | - 56,5 | 0,1936 | 120,8 |

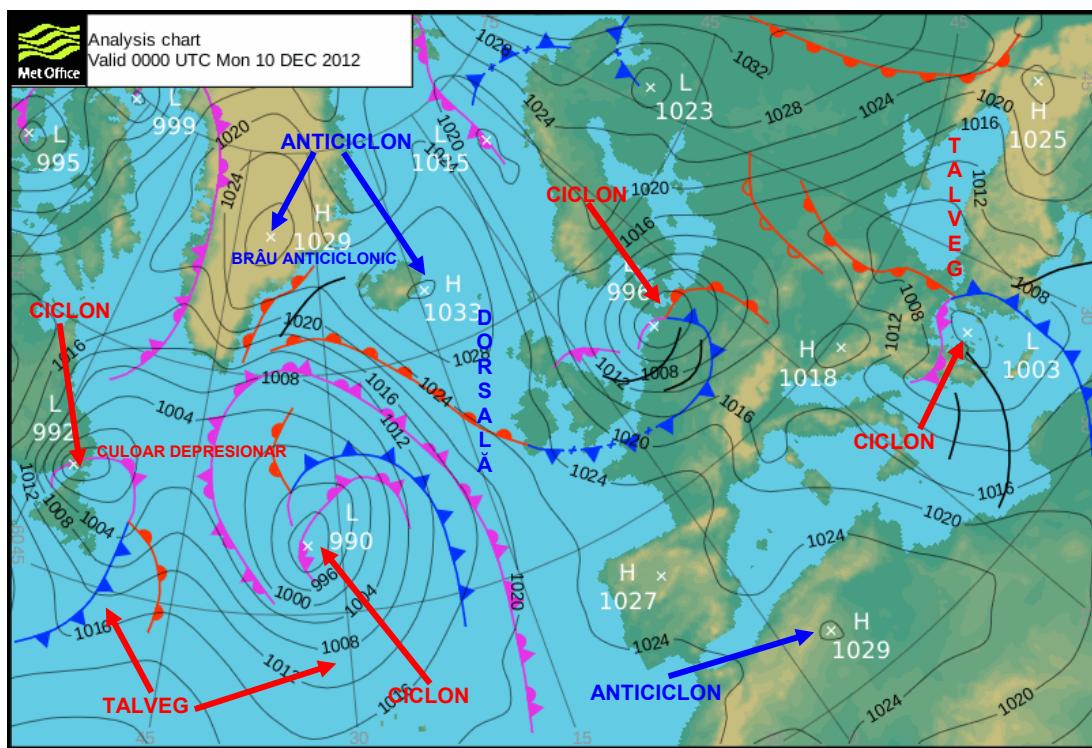
Tabelul 34
Variația presiunii atmosferice (P) în funcție de valorile altitudinii absolute (h), temperaturii (t) și densității (ρ)

Cunoașterea legilor distribuției verticale a presiunii atmosferice prezintă o importanță deosebită, atât sub aspect teoretic, cât și mai ales practic, pentru prognoza vremii.

5.2.1.2 Distribuția orizontală a presiunii atmosferice

Pentru analiza distribuției presiunii atmosferice în plan orizontal, se utilizează hărțile cu **izobare** (linii de egală valoare a presiunii atmosferice) realizate pentru nivelul mediu al mării. Trasate din 5 în 5 mb sau din 4 în 4 mb, izobarele pun în evidență **relieful baric** (figura 56), ale cărui forme sunt: ciclonul (depresiunea sau minimul baric), anticyclonul (maximul baric), talvegul depresionar, culoarul depresionar, dorsala anticlonică, brâul anticlonic, șaua barică (punctul hiperbolic) și câmpul de presiune uniformă (mlăștina depresionară).

Figura 56 Relieful baric pe harta sinoptică de sol



Ciclonul este principala formă depresionară a reliefului baric. Este pus în evidență prin una sau mai multe izobare închise și se caracterizează prin presiune scăzută în partea centrală și din ce în ce mai mare spre periferii.

Anticiclonul este principala formă pozitivă a reliefului baric. Este pus în evidență prin una sau mai multe izobare închise și se caracterizează prin presiune mare în centru și din ce în ce mai redusă spre periferii.

Talvegul depresionar constituie o formă secundară negativă a reliefului baric, asemănătoare unei depresiuni alungite. Este pus în evidență de izobare deschise, cu aspect de V sau de U, legate de un ciclon. Presiunea descrește de la periferii către axa talvegului, care separă, cel mai adesea, mase de aer cu însușiri fizice diferite.

Culoarul depresionar constituie o formă negativă alungită a reliefului baric, mărginită pe ambele părți de izobare cu valori ridicate și având lățimi mult mai mari decât ale talvegului; se poate întinde pe distanțe de mii de km, cel mai adesea legând două depresiuni.

Dorsala anticiclonică constituie o formă secundară pozitivă a reliefului baric, asemănătoare unei culmi alungite. Este pusă în evidență de izobare deschise, cu aspect de V sau de U, legate de un anticiclron. Presiunea crește de la periferii către axa dorsalei.

Brâul anticiclonic constituie o formă pozitivă alungită a reliefului baric, mărginită pe ambele părți de izobare cu valori mici ale presiunii, care leagă între ei doi anticicloni.

Şaua barică este o formă complexă a reliefului baric, care ia naștere când doi cicloni (sau două talveguri) și doi anticicloni (sau două dorsale) sunt dispuși alternativ în prelungirea a două diagonale.

Câmpul de presiune uniformă este o formă plată a reliefului baric caracterizată prin valori normale, omogene, ale presiunii atmosferice.

Un alt tip de hartă folosită în mod obișnuit în studierea vremii este harta întocmită la un nivel de presiune constantă din altitudine. În loc să arate variațiile de presiune la o altitudine constantă, aceste hărți sunt construite pentru a arăta variațiile înălțimii de-a lungul unei suprafețe de presiune egală (**suprafață izobarică**). Din acest motiv ele sunt numite **hărți de topografie barică absolută**. Hărțile întocmite la niveluri de presiune constantă sunt convenabil de folosit deoarece în ecuațiile meteorologice este mai ușor de lucrat cu variabile care reprezintă înălțimea decât cu variabile care reprezintă presiunea.

Datorită schimbărilor în densitatea aerului, suprafața izobarică urcă în aerul暖 și mai puțin dens și coboară în aerul rece și mai dens. Acolo unde variațiile orizontale ale temperaturii sunt cele mai rapide, înălțimea suprafeței izobarice se schimbă cel mai rapid (figura 57), iar izohipsele descriu dorsale acolo unde aerul este暖 și talveguri acolo unde aerul este rece (figura 58). Astfel, *pe o hartă la un nivel de presiune constantă, înălțimile mari corespund cu presiuni mai mari decât cele normale, la orice altitudine dată, iar înălțimile mici corespund cu presiuni mai mici decât cele normale, la orice altitudine dată.*

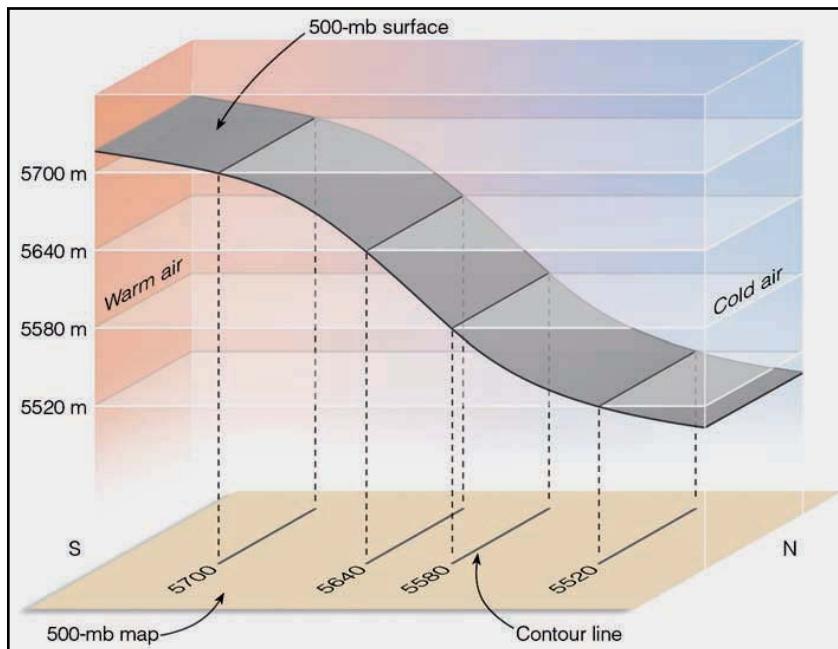


Figura 57
Variația înălțimii suprafeței izobarice de 500 mb în funcție de temperatura aerului

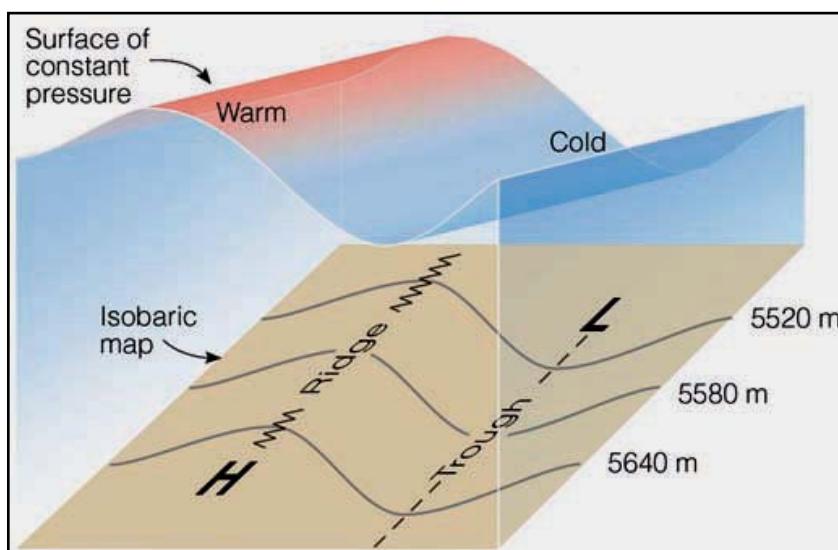


Figura 58
Relația dintre izohipsele de pe hartă și schimbările în altitudine ale suprafeței izobarice

Acolo unde liniile de înălțime constantă intersectează suprafața de presiune de 500 mb, pe harta la nivelul de 500 mb sunt desenate *izohipse* (linii care unesc punctele de înălțime constantă). Fiecare linie de contur reprezintă altitudinea deasupra nivelului mării la care presiunea atmosferică este de 500 mb. În aerul mai cald de la sud altitudinile sunt mari, în timp ce în aerul rece de la nord altitudinile sunt mici. Deși izohipsele sunt linii de înălțime, ele ilustrează presiunea în termeni de izobare, adică izohipsele de înălțime mică reprezintă o regiune de presiune scăzută, iar izohipsele de înălțime mare reprezintă o regiune de presiune ridicată.

Valorile izohipselor de pe hărțile de altitudine nu se exprima în metri obișnuiți (metri geometrici), ci în *metri geopotențiali* sau *decametri geopotențiali* (un decametru geopotențial este egal cu 10 metri geopotențiali).

Prin *înălțimea de geopotențial* a unui punct oarecare din spațiu față de un nivel inițial se înțelege *lucrul mecanic care trebuie consumat împotriva forței de gravitație pentru a ridica unitatea de masă de la nivelul inițial până în acel punct*. Metrul geopotențial reprezintă lucrul mecanic depus la ridicarea masei de o tonă la înălțimea de un metru.

Deoarece accelerata gravitațională este de aproximativ $9,8 \text{ m/s}^2$, din punct de vedere al valorii numerice *metrul geopotențial este aproximativ egal cu metrul geometric*. Întrucât accelerata gravitațională variază cu latitudinea și cu altitudinea, corespondența numerică dintre metrul geopotențial și cel geometric variază de la un punct al atmosferei la altul. În primii 10 km de lângă sol diferența dintre înălțimile geopotențialului și cele geometrice nu depășește 0,5%.

Avantajul practic al folosirii înălțimilor de geopotențial față de cele geometrice constă în faptul că între variația forței gravitaționale și variația înălțimii de geopotențial există o corelație care face ca multe formule în care apar înălțimi de geopotențial să fie mai simple decât formulele corespunzătoare ce conțin înălțimi geometrice.

Hărțile de topografie barică absolută se realizează pentru suprafețele izobarice prezentate în tabelul 35.

| Suprafața izobarică (mb/hPa) | Altitudinea aproximativă (m) |
|------------------------------|------------------------------|
| 1.000 | 120 |
| 850 | 1.460 |
| 700 | 3.000 |
| 500 | 5.600 |
| 300 | 9.180 |
| 200 | 11.800 |
| 100 | 16.200 |

Tabelul 35

Suprafețele pentru care se realizează hărțile de topografie barică absolută

Hărțile cu izobare întocmite pe baza datelor medii multianuale de presiune, reduse la nivelul mediu al mării, arată că distribuția orizontală a acesteia se află în strânsă dependență de factorii termici și factorii dinamici, care îi conferă, în linii generale, un caracter zonal.

Astfel, de o parte și de alta a ecuatorului termic se întinde *zona ecuatorială de minimă presiune*. Spre nord și sud de aceasta, presiunea crește, atingând valori maxime la latitudinile de $30\text{--}35^\circ \text{N}$ și S , care constituie *zonele subtropicale de maximă presiune*. Spre poli presiunea scade, cu o rapiditate mai mare la latitudinile de $60\text{--}70^\circ \text{N}$ și S , care constituie zonele *subpolare de joasă presiune*. Dincolo de acestea, presiunea crește lent spre poli, unde se formează *zonele polare de presiune ridicată*.

Acțiunea conjugată a factorilor termici și dinamici determină intensificarea sau slăbirea efectelor caracteristice acțiunii separate a lor asupra formelor barice. Astfel, iarna, formele barice dinamice de presiune ridicată se intensifică deasupra continentelor și slăbesc deasupra oceanelor, iar vara, formele barice dinamice de presiune joasă se intensifică deasupra oceanelor și slăbesc deasupra continentelor.

Influența anotimpurilor se resimte cu pregnanță și în distribuția de ansamblu a presiunii atmosferice la nivelul mării (figurile 59–60).

Figura 59 Distribuția presiunii la nivelul mediu al mării și vânturile la suprafață – ianuarie

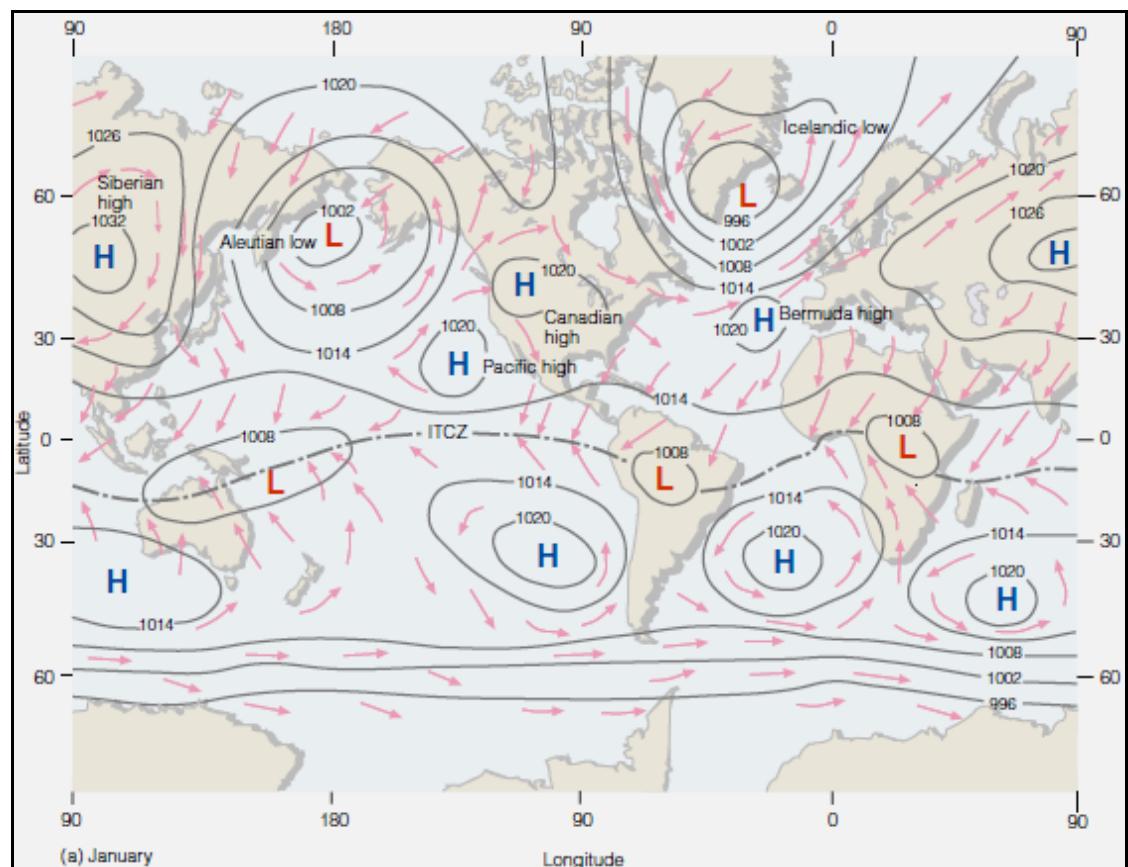
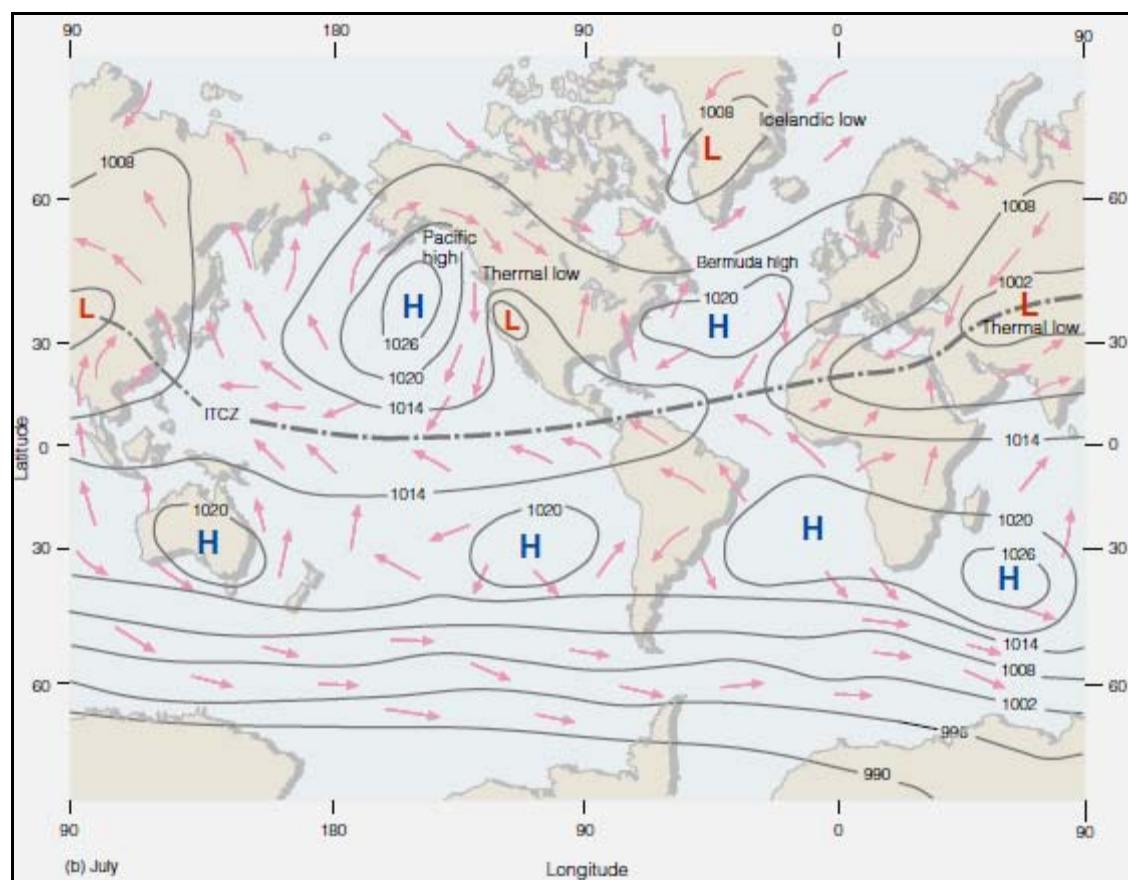


Figura 60 Distribuția presiunii la nivelul mediu al mării și vânturile la suprafață – iulie



5.2.2 Distribuția temporală a presiunii atmosferice

5.2.2.1 Variațiile periodice ale presiunii atmosferice

La nivelul suprafeței terestre, variațiile periodice ale presiunii atmosferice depind, într-o foarte mare măsură, de factorii termici, cărora li se adaugă, cu o pondere mai redusă, factorii dinamici și un factor de natură extraterestră.

Variația anuală a presiunii atmosferice este determinată de variațiile temperaturii aerului și de natura suprafeței terestre.

În zona ecuatorială, absența anotimpurilor face ca variația anuală a presiunii atmosferice să fie slab exprimată, dar în celelalte zone latitudinale prezența anotimpurilor determină variații clar exprimate și net diferențiate, în funcție de caracterul suprafeței terestre.

Tipul continental de variație anuală a presiunii atmosferice se caracterizează printr-un minim în timpul verii, când mișcările termoconvective sunt puternice și un maxim în timpul iernii, când predomină mișcările convective descendente.

Tipul oceanic de variație anuală a presiunii atmosferice prezintă un maxim principal vara și un minim principal spre sfârșitul toamnei, cărora li se adaugă un maxim secundar în timpul iernii și un minim secundar primăvara.

Tipul polar de variație anuală a presiunii atmosferice se individualizează prin două minime (în ianuarie și în iulie) și două maxime (în aprilie și în noiembrie).

Variațiile anuale ale presiunii atmosferice sunt sesizabile pe toată grosimea troposferei, amplitudinile lor mărgindu-se odată cu creșterea altitudinii.

Variația diurnă a presiunii atmosferice prezintă diferențieri apreciabile în privința amplitudinii, care scade continuu de la ecuator (circa 3 mm) către regiunile temperate (circa 0,75 mm) și polare, unde devine greu perceptibilă.

La toate latitudinile unde variația diurnă a presiunii atmosferice este perceptibilă, curbele evoluției se caracterizează prin două minime (unul slab, în jurul orei 4 și unul mai accentuat, în jurul orei 16) și două maxime (unul principal, în jurul orei 10 și unul secundar, în jurul orei 22). Minimul de la ora 16 se datorează încălzirii aerului, iar maximul de la ora 22, răcirea acestuia. Minimul de la ora 4 și maximul de la ora 10 sunt determinate de o cauză extraterestră, reprezentată prin atracția gravitațională a Lunii și a Soarelui, care generează aşa-numita „maree atmosferică”.

Ca și în cazul regimului anual, efectul variațiilor termice asupra presiunii atmosferice se inversează la înălțimi nu prea mari. Astfel, pe culmile montane, presiunea este minimă noaptea, când aerul rece și dens alunecă descendent către regiunile mai joase și maximă ziua, când mișcările termoconvective din regiunile mai joase pulsează spre înălțime volume importante de aer.

5.2.2.2 Variațiile neperiodice ale presiunii atmosferice

Se datorează variațiilor de temperatură și, mai ales, schimbărilor în circulația aerului. Curenții de aer favorizează acumularea lui în anumite regiuni și rarefierea în altele, producând variații neperioadice ale presiunii atmosferice. Acestea sunt mai frecvente la latitudini medii și mari.

Variațiile neperiodice pe care le înregistrează presiunea atmosferică se înscriu, de regulă, între 1.050 și 950 mb. Cu toate acestea, în cazuri excepționale, limitele au fost depășite substanțial. Astfel, la 31 decembrie 1968, în localitatea siberiană Agata (Rusia) s-a înregistrat presiunea maximă absolută a planetei, de 812,2 mmHg (1.083,8 mb), iar la 24 septembrie 1958, pe Insula Guam din Arhipelagul Mariane (Oceanul Pacific) s-a înregistrat presiunea minimă absolută, de 657,9 mmHg (875,0 mb).

Variațiile neperiodice ample se produc rar și nu prezintă un interes deosebit, mult mai importante fiind variațiile interdiurne, care oscilează, de regulă, între 1 și 10 mb (1 mb în regiunile tropicale, 3 mb în regiunile subtropicale, 7 mb în regiunile temperate și 10 mb în regiunile subpolare). În unele situații, când formațiunile barice se succed cu rapiditate, variațiile presiunii de la o zi la alta pot atinge 30–50 mb iarna și 10–20 mb vara.

Cele mai ample variații interdiurne de presiune se înregistrează vara, când contrastele termice dintre masele de aer care se succed peste o regiune oarecare sunt maxime. Mediile acestor variații, calculate de W. Koeppen pentru lunile de iarnă cresc dinspre latitudinile mici către cele mari, atât pe uscat, cât și pe ocean (tabelul 36).

Tabelul 36 Amplitudile medii lunare ale variațiilor neperiodice de presiune la diferite latitudini (mmHg)

| Latitudinea (°) | 10 | 20 | 30 | 40 | 50 | 60 | 70 |
|-----------------|----|----|----|----|----|----|----|
| Continente | 4 | 8 | 14 | 21 | 28 | 33 | 33 |
| Oceane | 4 | 7 | 14 | 26 | 36 | 43 | 39 |

5.3 Vântul

Vântul este **mișcarea orizontală a aerului**, cunoscută sub numele de **advecție**. Alături de mișcarea verticală a aerului, cunoscută sub numele de **convecție**, vântul contribuie, în mod hotărâtor, la schimbările neregulate ale vremii.

Vântul este rezultatul interacțiunii mai multor forțe, dintre care cea a diferenței de presiune generează mișcarea, iar celelalte – forța de deviație datorată rotației Pământului, forța de frecare și forța centrifugă – îi modifică direcția și viteza.

5.3.1 Forțele care acționează asupra aerului

Asupra atmosferei acționează două categorii de forțe:

- forțe reale: forța de gravitație, forța gradientului baric și forța de frecare;
- forțe aparente: forța centrifugă și forța Coriolis.

Forța de gravitație și forța centrifugă determinată de rotația Pământului în jurul axei proprii nu influențează, în mod direct, mișcarea orizontală a aerului, care este generată de forța gradientului baric orizontal și modificată de forța de deviație datorată rotației Pământului (Coriolis), de forța de frecare și de forța centrifugă care ia naștere în urma deplasării aerului pe traекторii curbilinii.

5.3.1.1 Forța gradientului baric orizontal

Analiza câmpului baric (distribuția spațială a presiunii atmosferice) se realizează prin trasarea suprafețelor izobarice sau, când este vorba de analiza distribuției presiunii pe o suprafață orizontală, prin trasarea izobarelor.

Gradientul baric (G) este o caracteristică a câmpului baric, definită ca **vectorul îndreptat după normala la suprafața izobarică în direcția scăderii presiunii**. Mărimea acestui vector este egală cu valoarea scăderii presiunii pe unitatea de distanță: $G = -\frac{dp}{dn}$, unde:

- dp – diferența de presiune între două puncte situate pe aceeași normală față de suprafață izobarică;
 dn – distanța dintre cele două puncte.

Altfel spus, **gradientul baric este variația presiunii atmosferice raportată la unitatea de distanță, în direcție normală față de suprafețele izobarice**. El este o rezultantă a forțelor de presiune exercitate din toate părțile asupra unității de volum de aer, îndreptată în direcția presiunii mai mici, perpendicular pe suprafețele izobarice și care se descompune în alți doi vectori: **gradientul baric vertical (G_v)** și **gradientul baric orizontal (G_o)**.

Forța gradientului baric vertical este, în majoritatea cazurilor, echilibrată de greutatea aerului, motiv pentru care vitezele curenților verticali de aer nu sunt prea mari. În schimb, **forța gradientului baric orizontal**, nefiind echilibrată de altă forță, acționează asupra aerului, deplasându-l în direcția ei, perpendicular pe izobare (figura 61). Cu cât sunt mai apropiate izobarele, cu atât sunt mai mari gradientul de baric, forța gradientului baric și viteza vântului. Săgețile albastre reprezintă intensitatea relativă a forței care este orientată întotdeauna de la presiunile mai mari către cele mai mici.

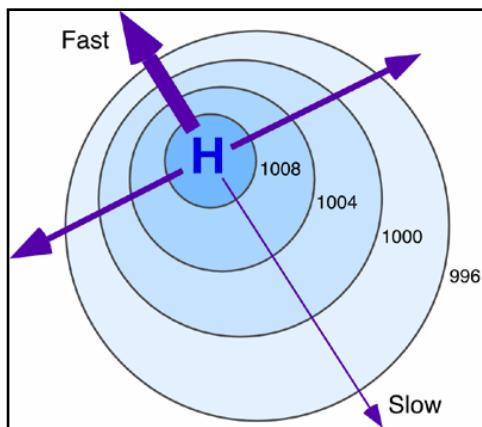


Figura 61
Acțiunea forței
gradientului
baric orizontal

Pentru calcularea gradientului baric orizontal, pe harta sinoptică se ia ca unitate de măsură a presiunii 1 mb, iar ca unitate de distanță lungimea arcului de 1 grad măsurată pe ecuator (111 km).

Accelerarea pe care o primește aerul sub acțiunea forței gradientului baric orizontal se poate exprima prin relația:

$$Gof = -\frac{1}{\rho} \frac{dp}{dn}, \text{ unde } \rho \text{ este densitatea aerului.}$$

5.3.1.2 Forța de deviație datorată rotației Pământului

Joacă un rol important în modificarea direcției mișcărilor din atmosferă în raport cu suprafața terestră și acționează asupra oricărui corp aflat în mișcare pe sau deasupra suprafeței terestre, abătându-l de la direcția inițială spre dreapta, în emisfera nordică și spre stânga, în emisfera sudică (figurile 62–63).

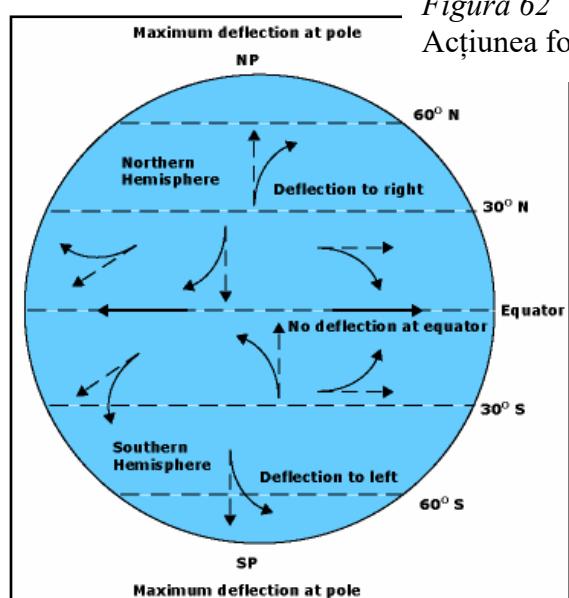


Figura 62
Acțiunea forței Coriolis

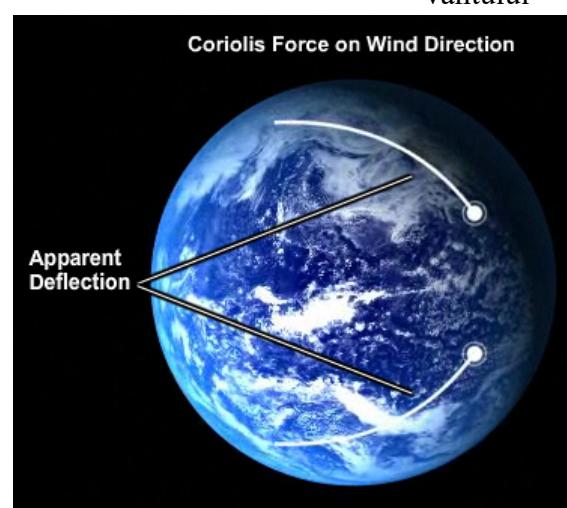


Figura 63
Acțiunea forței
Coriolis asupra
vântului

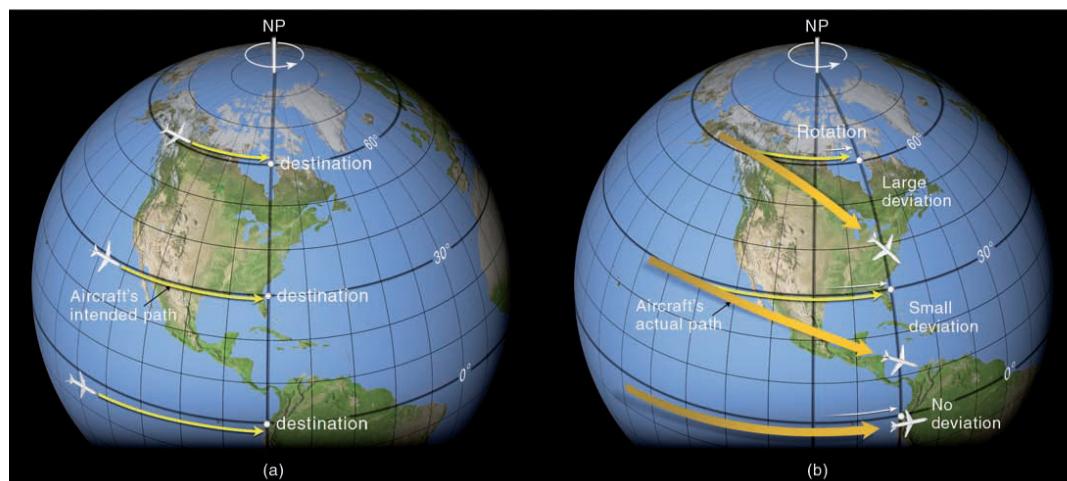
Omul de știință francez Gaspard Coriolis a demonstrat matematic, în secolul al XIX-lea, efectul forței care-i poartă numele, aceasta exprimându-se prin relația: $A = 2\omega\rho V \sin\phi$, unde:

- A – forța Coriolis
- ω – viteza unghiulară de rotație a Pământului;
- ρ – densitatea aerului;
- V – viteza vântului;
- ϕ – latitudinea locului.

Forța Coriolis este un vector întotdeauna perpendicular pe vectorul vitezei vântului, pe care îl deplasează spre dreapta, în emisfera nordică și spre stânga, în emisfera sudică, dar nu-i influențează niciodată viteza (figura 63).

Intensitatea forței Coriolis variază în funcție de viteza obiectului care se mișcă și de latitudine. Pe măsură ce crește viteza vântului, crește și forța Coriolis; astfel, cu cât este mai mare viteza vântului, cu atât mai mare este devierea; forța Coriolis crește pentru toate vitezele vântului de la o valoare de zero la ecuator, până la o valoare maximă la poli (figurile 62, 64).

Figura 64 Variația efectului forței Coriolis în funcție de latitudine



5.3.1.3 Forța de frecare

Ia naștere datorită interacțiunii nemijlocite a aerului în mișcare cu suprafața terestră. În toate cazurile când un lichid sau un gaz se scurge pe o suprafață solidă, imobilă, la nivelul acesteia din urmă se formează un strat subțire de lichid sau gaz care rămâne nemișcat. Acesta exercită o acțiune de reținere asupra stratului cu scurgere lentă de deasupra, care se comportă în același mod cu stratul imediat următor, a cărui viteză este ceva mai mare și așa mai departe.

Mecanismul interacțiunii straturilor de aer învecinate se datorează mișcării dezordonate a moleculelor, care pătrund dintr-un strat superior într-unul inferior, se ciocnesc cu moleculele acestuia din urmă, pierzând din viteză, dar mărind înrucătiva viteza moleculelor din stratul inferior. Fenomenul este invers când moleculele cu viteze mari pătrund dintr-un strat inferior într-unul superior.

Consecința acestor schimburi de molecule este tendința de egalizare a vitezelor de mișcare din straturile vecine. Acest fenomen poartă numele de **frecare internă**, **frecare moleculară** sau **vâscozitate**.

În atmosferă însă, schimburile dintre straturi se realizează mult mai eficient prin volumele mari de aer purtate în sus și în jos de mișcările turbulente și convective, care iau naștere din cauze termice sau dinamice. Fenomenul de schimb realizat pe această cale se numește **frecare virtuală** sau **frecare externă**. El are, în principiu, același efect de egalizare a vitezelor din straturile vecine de aer, dar efectul său este de sute de mii de ori mai mare decât cel al frecării interne. Datorită complexității factorilor care o determină, frecarea externă variază în limite largi, în funcție de caracterul suprafeței subiacente active, situația sinoptică, anotimp, momentul zilei etc.

Forța de frecare generată de interacțiunea suprafeței terestre cu aerul care se deplasează deasupra ei este orientată în direcția opusă mișcării aerului, iar mărimea ei este proporțională cu viteza mișcării aerului; accelerarea negativă (R) imprimată de forța de frecare poate fi scrisă sub forma:

$$R = -kv, \text{ unde: } v \quad - \text{viteza de mișcare a aerului;} \\ K \quad - \text{coeficient de frecare dependent de caracterul suprafeței terestre.}$$

Valorile coeficientului de frecare sunt mai mari în regiunile montane și adânc fragmentate, mai mici în regiunile de câmpie și foarte mici în regiunile oceanice (de 4 ori mai reduse decât pe continente).

Forța de frecare joacă un rol însemnat în distribuția verticală a vitezei vântului, deoarece efectul frecării scade pe măsura îndepărțării de suprafața terestră; astfel, viteza vântului tinde să crească odată cu creșterea altitudinii. Stratul atmosferic care este influențat de frecare este numit **strat de frecare sau strat limită planetar** și se extinde până la o altitudine de aproximativ 1.000–1.500 m deasupra suprafeței terestre, în funcție de înălțimea și forma obstacolelor, precum și de viteza vântului (figura 65).

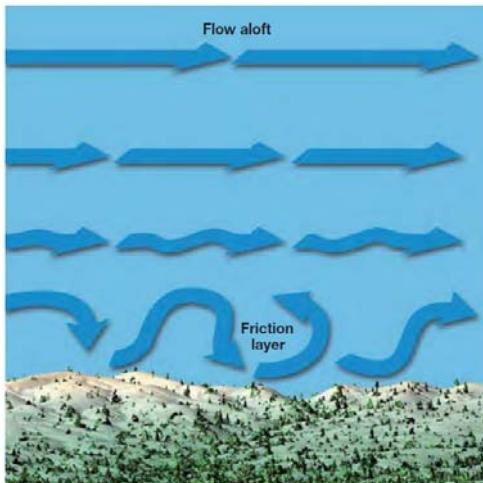


Figura 65
Mișcarea
aerului și
stratul de
frecare

Întrucât frecarea crește ziua și scade noaptea, în funcție de intensificarea și slăbirea mișcărilor verticale, în stratul de aer de la 0 la 50 m, iarna și de la 0 la 100 m, vara, **viteza vântului** crește ziua și scade noaptea. Deasupra acestui strat, variația diurnă a vitezei vântului este inversă.

Tot datorită intensificării interacțiunii stratului inferior de aer cu cele superioare, deci creșterii frecării, **direcția vântului** din stratul de lângă sol se rotește spre dreapta, înaintea amiezii, apropiindu-se de direcția vânturilor din straturile superioare, pentru ca după-amiază, paralel cu scăderea frecării virtuale, să se rotească spre stânga.

5.3.1.4 Forța de centrifugă

În afara forței centrifuge care ia naștere datorită rotației Pământului și care acționează pe verticală asupra întregii atmosfere, există și o **forță centrifugă în plan orizontal**, care apare și se dezvoltă ori de câte ori particulele de aer se deplasează pe traекторii curbilinii, cum se întâmplă frecvent în cicloni și anticicloni.

Forța centrifugă (C) este direct proporțională cu pătratul vitezei particulelor în mișcare (v^2) și invers proporțională cu raza de curbură a traectoriei acestora (r): $C = v^2/r$.

În ciclonii și anticiclonii de la latitudini medii, caracterizați prin viteze relativ reduse ale vântului (gradienți barici moderați) și prin valori mari ale razelor curburilor izobarelor, forța centrifugă este mai mică de zeci de ori decât forța Coriolis. În ciclonii tropicali, unde razele curburilor izobarelor sunt mici, iar viteza vântului mare, forța centrifugă crește substanțial, depășind de câteva ori forța Coriolis.

5.3.2 Vântul din altitudine (în absența frecării)

În straturile atmosferice mai înalte, unde forța de frecare este nulă sau neglijabilă, asupra aerului acționează forța gradientului baric, forța Coriolis și forța centrifugă. Dacă și forța centrifugă este nulă, ca în cazul izobarelor rectilinii, aerul se mișcă sub acțiunea și în direcția gradientului baric. Odată cu apariția mișcării începe să acționeze și forța Coriolis, care se dezvoltă treptat, până când devine egală cu forța gradientului baric ($A = -G_o$) și orientată în direcție opusă. În această situație, direcția mișcării aerului (v) este perpendiculară pe gradient și paralelă cu izobarele rectilinii, purtând numele de **vânt geostrofic** (figura 66).

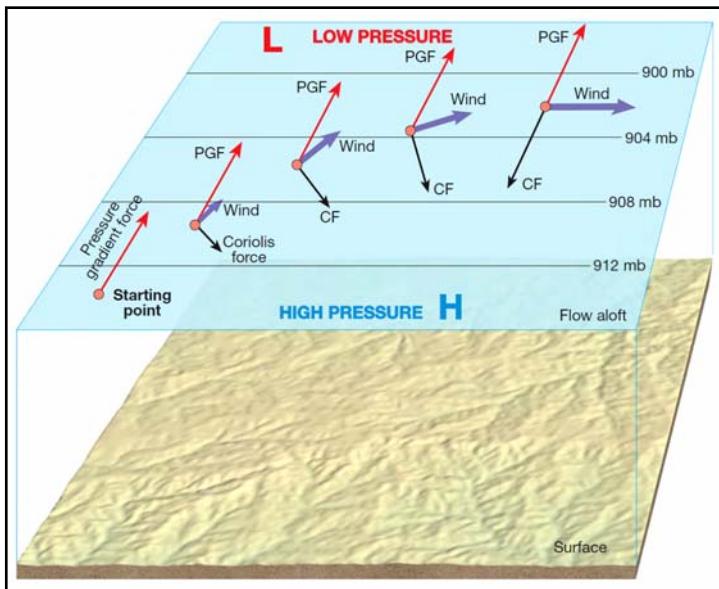


Figura 66
Vântul geostofic

PGF – Pressure Gradient Force
CF – Coriolis Force

Vântul geostrofic se exprimă prin relația:

$$V_g = \frac{1}{2\omega\rho \sin \varphi} \frac{dp}{dn}, \text{ unde: } V_g \quad - \text{viteza vântului geostrofic;}$$

ω – viteza unghiulară de rotație a Pământului;
 ρ – densitatea aerului;
 φ – latitudinea locului;
 dp/dn – gradientul baric.

Viteza vântului geostrofic poate fi determinată din egalitatea forțelor gradientului baric și Coriolis, ale căror accelerări sunt, de asemenea, egale și rezultă:

$$v = \frac{4,76}{\sin \varphi} \cdot n \text{ (m/s), unde } n \text{ este valoarea reală a gradientului baric.}$$

Viteza vântului geostrofic este direct proporțională cu gradientul baric orizontal și invers proporțională cu densitatea aerului și sinusul latitudinii (tabelul 37).

Tabelul 37 Variația coeficientului $4,76/\sin\varphi$ în funcție de latitudine

| Latitudinea ($^{\circ}$) | 30 | 40 | 50 | 60 | 70 | 80 | 90 |
|--|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| Valoarea coeficientului $4,76/\sin\varphi$ | 9,6 | 7,5 | 6,2 | 5,5 | 5,1 | 4,9 | 4,8 |

În realitate, mișcarea particulelor de aer în lungul unor izobare rectilinii are loc numai pe porțiuni limitate. Cel mai adesea, traекторiile mișcării sunt curbilinii, ceea ce înseamnă că intervine și forța centrifugă. Aceasta este întotdeauna îndreptată în direcția convexității traectoriei și în unghi drept față de direcția mișcării particulelor de aer (în aceeași direcție sau în direcție contrară cu forța Coriolis).

În ciclon forța gradientului baric orizontal este echilibrată de suma forțelor Coriolis și centrifugă ($-G_o = A + C$), iar în anticiclone de diferență dintre acestea ($-G_o = A - C$). În această situație, direcția mișcării aerului este perpendiculară pe gradient și paralelă (tangentă în toate punctele) cu izobarele curbilinii, purtând numele de **vânt de gradient** (figura 67).

În ciclon traectoriile se curbează neîncetat spre stânga, iar forța centrifugă este orientată la dreapta (90°), adică în direcția forței Coriolis – **curgere ciclonică**. În anticiclone traectoriile se curbează neîncetat spre dreapta, iar forța centrifugă este orientată la stânga (90°), adică în direcția inversă forței Coriolis – **curgere anticiclonică** (figura 68).

Sub acțiunea vântului de gradient aerul se deplasează spre zona cu presiune mai coborâtă, pe o direcție perpendiculară pe izobară. Pentru aceeași valoare a gradientului baric, viteza vântului de gradient este mai mare în anticiclone și mai mică în ciclon.

Vitezele vântului de gradient în funcție de curbura izobarelor cu care coincide curbura traiectoriilor particulelor de aer în mișcare sunt prezentate în tabelul 38.

Figura 67 Vântul de gradient

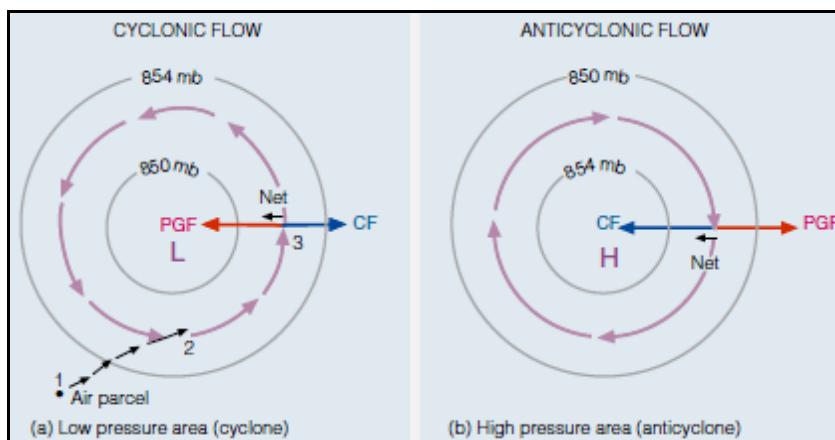
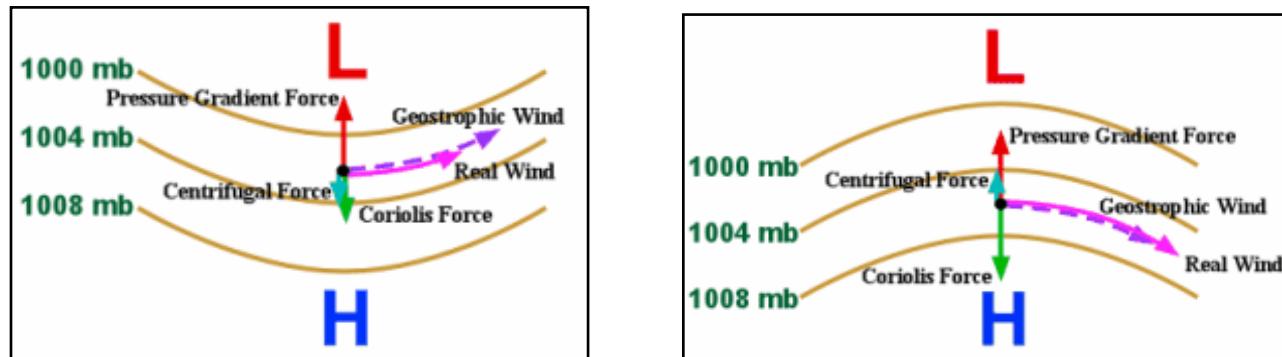


Figura 68
Vântul de
gradient
și circulația
ciclonică și
anticiclonică
în emisfera
nordică

Tabelul 38 Viteza vântului de gradient (m/s) la latitudinea de 50° și densitate normală a aerului

| n (mb) | Cyclon (raza curburii în km) | | | | | Izobare rectilinii | Anticiclone (raza curburii în km) | | | |
|-----------|------------------------------|------|------|-------|-------|-----------------------|-----------------------------------|-------|------|-----|
| | 100 | 200 | 500 | 1.000 | 2.000 | | 2.000 | 1.000 | 500 | 250 |
| 1 | 1,5 | 5,1 | 5,7 | 5,9 | 6,1 | 6,3 | 6,5 | 6,6 | 7,2 | 9,4 |
| 2 | 8,2 | 9,0 | 10,5 | 11,4 | 11,9 | 12,5 | 13,3 | 14,3 | 18,9 | --- |
| 3 | 10,0 | 12,0 | 14,8 | 16,4 | 17,4 | 18,8 | 20,7 | 23,9 | --- | --- |
| 4 | 12,0 | 15,0 | 18,7 | 21,1 | 22,7 | 25,1 | 28,7 | 37,9 | --- | --- |
| 5 | 13,9 | 17,6 | 22,3 | 25,5 | 27,8 | 31,3 | 37,6 | --- | --- | --- |

În concluzie, *vântul care bate deasupra stratului de freare în lungul izobarelor drepte este geostrofic*, iar *vântul care bate deasupra stratului de freare în lungul izobarelor curbe este de gradient*.

Temperatura, presiunea și vântul din atmosferă sunt strâns legate: gradienții de temperatură determină gradienții de presiune, gradienții de presiune determină câmpul vântului și, în final, vântul determină advecția maselor de aer cald și rece.

Atunci când gradientul înălțimii la un nivel al atmosferei diferă (în intensitate sau direcție sau în ambele) de cel de la alt nivel, vântul geostrofic la cele două niveluri va fi diferit. **Schimbarea vântului geostrofic cu înălțimea sau, cu alte cuvinte, forfecarea verticală a vântului geostrofic** se definește drept **vântul termic**.

În emisfera nordică, *un vânt geostrofic care se rotește în sens antiorar cu creșterea înălțimii implică advecție de aer rece*, iar *un vânt geostrofic care se rotește în sens orar cu creșterea înălțimii implică advecție de aer cald*.

5.3.3 Vântul de la suprafață terestră (în prezența frecării)

În straturile atmosferice din apropierea suprafeței terestre, unde frecarea este prezentă, interacțiunea forțelor care determină și modifică mișcarea aerului devine mai complicată. **Direcția vântului real** se abate spre dreapta față de direcția gradientului baric orizontal (figura 69) cu un *unghi de deviație* ce depinde de coeficientul de frecare, de viteza vântului, de caracterul scoarței terestre și de latitudine:

- când este foarte mic, frecarea este foarte mare, iar când se apropie de 90° , frecarea este neglijabilă;
- este minim la ecuator și maxim la poli;
- este mici pentru viteze mari ale vântului și invers;
- este mai mare deasupra oceanelor și mărilor decât deasupra continentelor și este mai mare deasupra câmpilor decât deasupra munților;
- are valori maxime în atmosferă liberă, unde frecarea este nulă sau neglijabilă;
- la latitudini medii, în apropierea suprafeței terestre, are valori de $70\text{--}80^\circ$ deasupra mării și de $30\text{--}40^\circ$ deasupra uscatului.

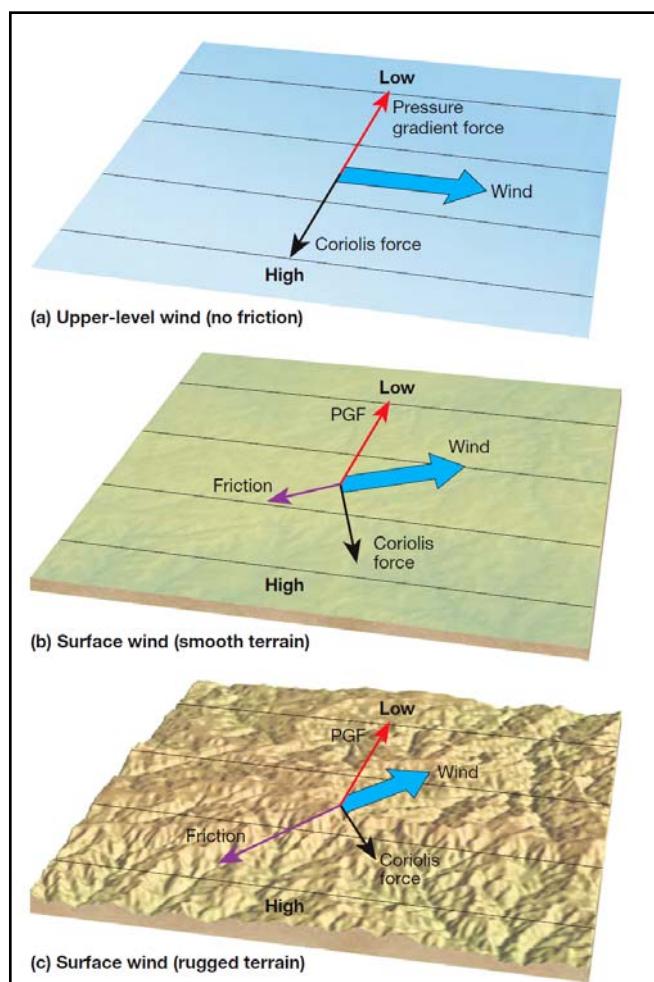
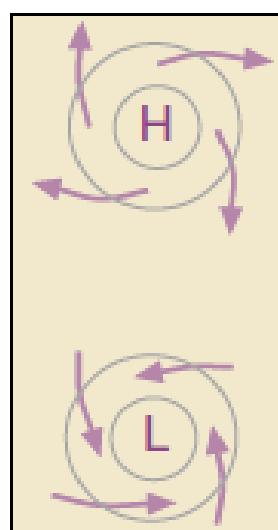


Figura 69
Efectul frecării
asupra vântului
de la suprafață
terestră

Figura 70
Circulația ciclonică
și anticiclonică
la suprafață, în
emisfera nordică



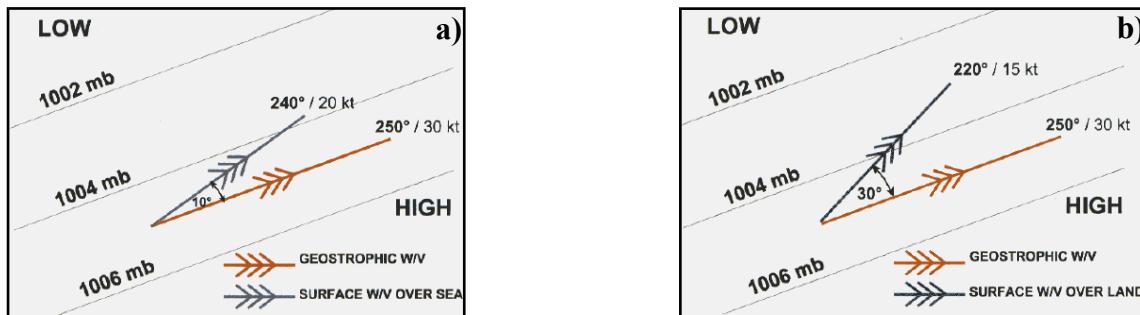
La suprafață terestră forța gradientului baric (PGF) este echilibrată de suma forțelor de frecare și Coriolis (CF). Astfel, în emisfera nordică, vânturile la suprafață bat în sens anterior și către *interior* într-un ciclon și în sens orar și către *exterior* într-un anticiclon (figura 70).

Potrivit celor prezentate și *Legii Buys-Ballot*, în emisfera nordică, *un observator care privește în direcția către care bate vântul (are vântul în spate), va avea presiunea coborâtă la stânga și puțin în față, iar presiunea ridicată la dreapta și puțin în spate*.

În prezența frecării, **viteza vântului real** este direct proporțională cu gradientul baric orizontal și invers proporțională cu coeficientul de frecare.

Deasupra suprafețelor marine și oceanice, unde frecarea este mică, **direcția vântului real** este deviată cu $10\text{--}15^\circ$ față de direcția izobarelor (figura 71a), deasupra suprafețelor relativ netede ale uscatului cu $10\text{--}20^\circ$, iar deasupra suprafețelor continentale frământate, unde frecarea este mare, cu 45° (figura 71b). Deasupra suprafețelor relativ netede ale uscatului, **viteza vântului real** este redusă la aproximativ 70% din viteza vântului geostrofic, iar deasupra suprafețelor continentale frământate, la aproximativ 50% din viteza vântului geostrofic.

Figura 71 Diferențele dintre direcția și viteza vântului real și ale vântului geostrofic în câmpul baric: a) deasupra oceanelor, b) deasupra uscatului



Scăderea cu înălțimea a valorii coeficientului de frecare face ca viteza vântului să crească, mai rapid în stratul de aer din apropierea suprafeței terestre: la 6 m înălțime viteza vântului este de 1,5 ori mai mare decât la 1 m înălțime, iar la 30 m, de 2 ori mai mare. La altitudini cuprinse între 500 și 1.000 m, viteza vântului se apropie de cea a vântului geostrofic.

5.3.4 Vântul și mișările verticale ale aerului

Aerul de la suprafața terestră care converge spre centrul ciclonului începe să urce în altitudine. Deasupra ciclonului de la suprafață (la aproximativ 6 km) aerul începe să diveargă pentru a compensa convergența de la suprafață (figura 72). Atât timp cât cantitatea de aer care divergează în altitudine este echilibrată de cantitatea de aer care converge la suprafață, presiunea în centrul ciclonului nu se modifică. Dacă divergența din altitudine și convergența de la suprafață nu sunt în echilibru, presiunea la suprafață se va schimba. Dacă divergența din altitudine depășește convergența de la suprafață (adică în partea de sus ieșe mai mult aer decât cel care intră la suprafață), presiunea în centrul ciclonului va scădea, iar izobarele din jurul ciclonului vor deveni mai apropiate. Această situație determină creșterea gradientului de presiune (a forței gradientului baric) și, astfel, vânturile de la suprafață se intensifică.

Într-un anticiclone, vânturile de la suprafață se mișcă către exterior față de centrul anticiclonului (diverg). Pentru a înlătări aerul care se împrăștie lateral, în altitudine aerul converge și coboară lent (figura 73). Atât timp cât convergența din altitudine echilibrează divergența de la suprafață, presiunea în centrul anticiclonului nu se va modifica.

Convergența și divergența aerului sunt foarte importante pentru evoluția sistemelor barice. Intensitatea cu care aerul urcă deasupra unui ciclon sau coboară deasupra unui anticiclone este mică, comparativ cu vânturile orizontale care spiralează în jurul acestor sisteme. În general, mișările verticale sunt de doar câțiva cm/s sau aproximativ 1,5 km pe zi.

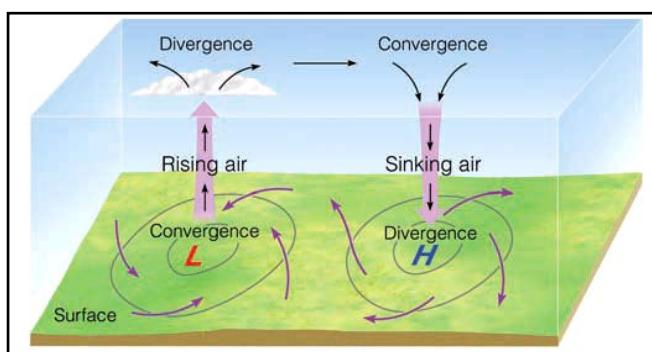


Figura 72
Vântul la suprafață și
mișările verticale ale aerului
în cicloni și anticicloni,
în emisfera nordică

5.3.5 Câmpul vântului

Reprezentarea grafică a câmpului vântului (câmpul cinematic, câmpul eolian) este mai dificilă decât cea a altor elemente meteorologice, deoarece acesta se caracterizează nu numai prin viteza, ci și prin direcție.

Distribuția spațială a vitezelor vântului se reprezintă prin **izotahăe** (linii de egală viteză), iar **distribuția spațială a direcțiilor vântului** se reprezintă prin **linii de curent**, caracterizate prin faptul că tangenta dusă la oricare punct al lor coincide cu direcția vântului din acel punct.

Deosebit de importantă pentru evoluția vremii este **deformarea câmpului eolian**, care se produce prin procesele de **convergență** (când într-o regiune pătrunde o cantitate de aer mai mare decât cea care se scurge) spre **zone de confluență** și **divergență** (când într-o regiune pătrunde o cantitate de aer mai mică decât cea care se scurge) spre **zone de difluență a curenților de aer** (figura 73).

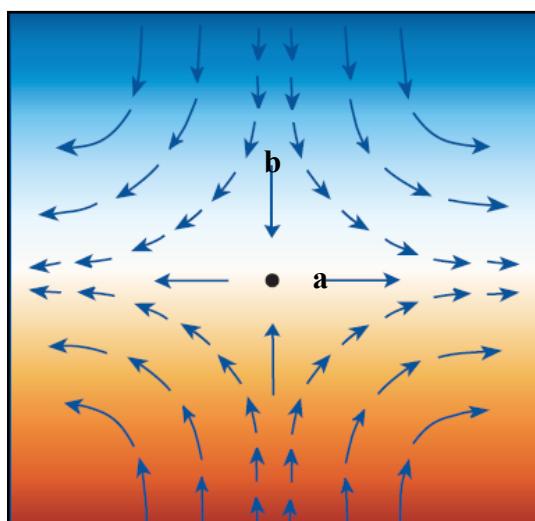


Figura 73
Schema generală
a deformării
câmpului eolian:
a – axa de dilarare
b – axa de comprimare

Punctele de convergență corespund părților centrale ale ciclonilor simetриci, iar *liniile de convergență* talvegurilor depresionare (fronturile atmosferice). *Punctele de divergență* corespund părților centrale ale anticiclonașilor simetrii, iar *liniile de divergență* dorsalelor anticlonice.

Acolo unde liniile de curent se apropiu este prezentă **convergență de direcție**, iar unde se îndepărtează, **divergență de direcție**. Acolo unde viteza vântului scade în direcția mișării aerului are loc **convergență de viteză**, iar unde crește în direcția mișării aerului, **divergență de viteză**.

5.3.6 Structura curenților de aer

Mișcarea aerului suferă frecvent modificări de direcție și de viteză, astfel încât numai rareori se desfășoară în plan strict orizontal. Analiza traiectoriilor particulelor de aer din cadrul curenților atmosferici a permis deosebirea a trei tipuri de mișcare:

- **laminară** – deplasare uniformă în direcție orizontală sau quasiorizontală, cu viteză moderată; particulele se deplasează pe traiectorii distințe, care descriu curbe lini, ce se modifică ușor în timp; deasupra suprafețelor netede (oceanice, de câmpie etc.);
- **turbulentă** – variabilitate accentuată a direcției și vitezăi; traiectoriile particulelor sunt haotice, se modifică rapid în timp, cu deplasări transversale și chiar opuse față de curgerea generală;
- **în rafale** – variații ample ale vitezăi în intervale scurte de timp (5–10 minute).

5.3.7 Variațiile temporale ale vântului

5.3.7.1 Variațiile periodice ale vântului

Variația diurnă a direcției vântului la înălțimi care fac neglijabilă influența directă a neregularităților suprafeței terestre se caracterizează printr-o rotire în sens orar: la ora 20 vântul bate dinspre nord, între orele 04–05 dinspre est, la ora 09 dinspre sud, iar la ora 16 dinspre vest.

Variația diurnă a vitezei vântului în stratul de aer inferior (0–50 m iarna și 0–100 m vara) o urmărește pe cea a temperaturii aerului, înregistrând un minim în cursul nopții și un maxim imediat după-amiază. Deasupra acestor niveluri, variația diurnă se inversează, minimul constatându-se ziua și maximul noaptea.

Variația anuală a direcției vântului la nivelul giruetei (10 m) prezintă diferențieri ample de la o regiune la alta, în funcție de condițiile concrete ale interacțiunii circulației generale a atmosferei cu factorii fizico-geografici locali.

Variația anuală a vitezei vântului depinde de particularitățile sezoniere ale climei și de influențele locale. În zonele temperate, viteza vântului variază invers pe litorale și mări, în comparație cu interiorul continentelor. Astfel, pe fațadele vestice ale continentelor, viteza vântului este maximă iarna (ca urmare a creșterii contrastelor termobarice dintre cele două tipuri fundamentale de suprafață activă: uscat și apă) și minimă vara (când contrastele termobarice se atenueză). În interiorul continentelor, dimpotrivă, iarna se înregistrează vitezele minime (din cauza predominării regimului anticiclonic), iar primăvara vitezele mazime (datorită intensificării activității ciclonice).

5.3.7.2 Variațiile neperiodice ale vântului

Sunt caracteristice atât direcției, cât și vitezei vântului și se datorează variațiilor neperiodice ale presiunii atmosferice, fiind mai frecvente la latitudini medii și mari.

Cele mai mari viteze sunt mai frecvente în zona intertropicală (legate de ciclonii tropicali) și în regiunile polare. Cea mai mare viteză a vântului la nivelul mării a fost înregistrată în Commonwealth Bay (67° S, 140° E) din George V. Land, Antarctida, de 88,9 m/s (320 km/h). Pentru alte înălțiumi decât nivelul mării, cea mai mare viteză a vântului a fost înregistrată în 1934, la Mount Washington ($44^{\circ}15'$ N, 1917 m) din New Hampshire, SUA, de 103,4 m/s (372 km/h).

În România, cele mai mari viteze ale vântului, de 45–55 m/s (162–198 km/h), au fost înregistrate la Botoșani și la Dorohoi în timpul viscolului din perioada 5–7 ianuarie 1966.

5.3.8 Vânturi regulate și neregulate

Vânturile regulate iau naștere datorită unor cauze care acționează permanent sau periodic: repartiția energiei solare și natura suprafetei subiacente active.

Vânturile regulate permanente sunt *alizeele*, care se manifestă în ambele emisfere, datorită diferenței de presiune dintre regiunea ecuatorială și regiunile tropicale. În emisfera nordică bat de la nord-est către sud-vest, iar în emisfera sudică de la sud-vest către nord-est, sub influența forței Coriolis.

Vânturile regulate periodice sunt musonii, brizele, vânturile de munte și de vale.

Musonii (figura 74) sunt mișcări ale aerului la scară planetară, legate de anotimpuri. Cuvântul muson derivă din cuvântul arab *mausim* care înseamnă sezoane. Un sistem de vânturi musonice este unul care își schimbă direcția sezonier, ele bătând dintr-o direcție vara și din direcție opusă iarna. Această inversare sezonieră a vânturilor este bine dezvoltată în Asia sudică și estică.

Într-o anumită măsură, musonul este similar cu o briză de mare la scară mare. În timpul iernii, aerul de deasupra continentului devine mult mai rece decât aerul de deasupra oceanului. Astfel, se dezvoltă o arie de presiune atmosferică ridicată deasupra Siberiei, puțin extinsă pe verticală, care produce o circulație a aerului în sens orar, ce curge către în afară, deasupra Oceanului Indian și a Mării Chinei de Sud. Aerul care coboară în aria anticiclonului și mișcarea în josul pantei a vânturilor nord-estice care bat dinspre platoul din interiorul continentului, determină în Asia estică și sudică o vreme în general frumoasă. Astfel, **musonul de iarnă**, care durează aproximativ din decembrie până în februarie, înseamnă cer degajat (sezonul uscat) și vânturi care bat dinspre uscat spre mare.

În timpul verii, structura curgerii vântului se inversează, pe măsură ce aerul de deasupra continentului devine mult mai暖 decât aerul de deasupra mării. Astfel, deasupra continentului se dezvoltă un ciclon termic puțin extins pe verticală. Aerul încălzit din ciclon urcă, iar aerul din împrejurimi curge în sens antiorar, către centrul ciclonului. Această structură dă naștere la vânturi

care transportă umedeza de pe ocean către continent. Aerul umed converge cu curgerea dinspre vest, mai uscată, ceea ce îl face să urce. Ascendența suplimentară este cauzată și de către dealuri și munți. Ascendența determină răcirea aerului până la punctul de saturatie, rezultând averse putenice și furtuni convective. Astfel, în sud-estul Asiei, ***musonul de vară***, care durează aproximativ din iunie până în septembrie, înseamnă vreme ploioasă (sezoul umed) cu vânturi care bat dinspre mare spre uscat. Deși mare parte din ploaie cade în sezonul umed, nu plouă tot timpul. Astfel, perioade ploioase care durează între 15 și 40 de zile sunt urmate adesea de mai multe săptămâni cu vreme însorită și foarte caldă.

Mulți factori ajută la crearea sistemului de vânturi musonice. Căldura latentă care este eliberată în timpul condensării ajută la încălzirea aerului de deasupra continentului și intensifică circulația musonică de vară. Ploile sunt intensificate și de către cicloni slabii care se mișcă spre vest, numiți *depresiuni musonice*. Formarea acestor depresiuni este ajutată de curentul-jet din altitudine. Acolo unde vânturile din jet diverg, presiunea la suprafață scade, depresiunile musonice se intensifică, iar vânturile la suprafață cresc în intensitate. Curgerea mai puternică spre interior a aerului umed furnizează cantități mari de caldură latentă, care intensifică circulația musonică.

Sisteme de vânturi musonice există și în alte regiuni ale lumii, cum ar fi Australia, Africa, America de Nord și de Sud, acolo unde se dezvoltă contraste mari de temperatură între oceane și continente. Totuși, aceste sisteme nu sunt atât de pronunțate ca în sud-estul Asiei.

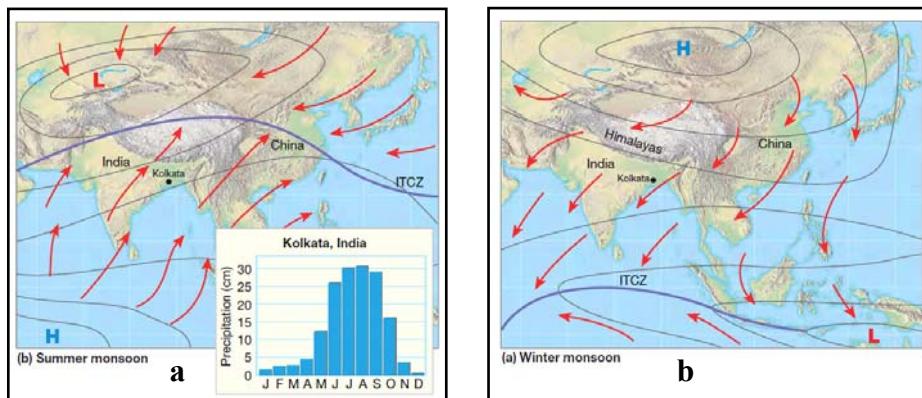
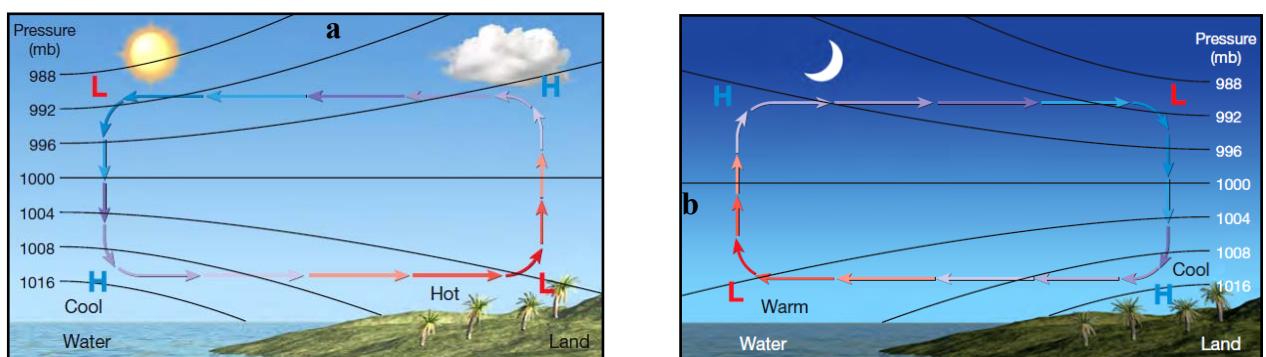


Figura 74
Musonii:
a – de vară
b – de iarnă

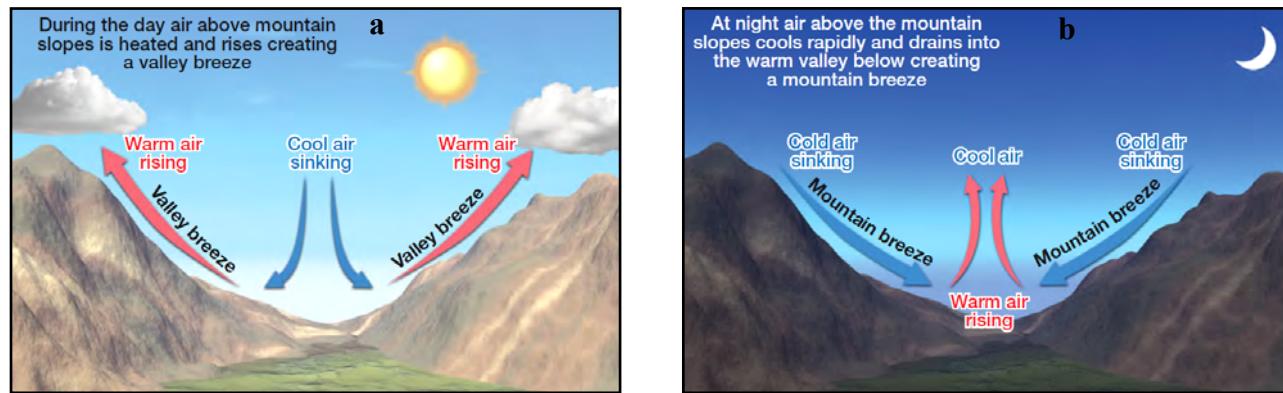
Brizele se derulează la scară mică (locală) și iau naștere din cauza diferențelor termice de la zi la noapte dintre uscat și apă. Dimineața, odată cu răsărîtul Soarelui, uscatul se încălzește mai repede decât apa, generându-se o diferență termică în aerul de deasupra acestor două tipuri de suprafață subiacentă activă. Deoarece în aerul cald presiunea scade mai încet cu înălțimea decât în aerul rece, pe mare presiunea va crește, ceea ce determină scurgerea aerului către uscat, formându-se ***briza de zi*** sau ***briza de mare***. Odată cu înserarea, fenomenul se inversează, formându-se ***briza de noapte*** sau ***briza de uscat*** (figura 75).

Figura 75 Brizele: **a** – de mare; **b** – de uscat



Vânturile de munte și de vale se derulează tot la scară locală și se datorează diferențelor de temperatură a straturilor de aer de pe pantele muntoase și din văi. Ziua suflă din vale spre munte, iar noaptea din munte spre vale (figura 76). Ca și în cazul brizelor, cu care sunt similare, scurgerea aerului depinde de condițiile fizico-geografice locale și de instabilitatea atmosferică.

Figura 76 Vânturile de munte (a) și de vale (b)



Circulațiile aerului determinate de schimbările în temperatura lui, în care aerul cald urcă și aerul rece coboară, sunt numite **circulații termice** sau **locale**, acesta fiind cazul brizelor și al vânturilor de munte-vale. Schema generală de formare a circulațiilor termice este prezentată în figura 77. Este de remarcat faptul că **vânturile din circulația generală a atmosferei distrug circulațiile termice (locale)**.

În mod frecvent vânturile locale își schimbă viteza și direcția atunci când trec peste o suprafață acvatică de mari dimensiuni (figura 78). Pe măsură ce aerul se mișcă de deasupra terenului neregulat (poziția A) deasupra unei suprafețe de apă relativ netedă, frecarea slăbește și viteza vântului crește, ceea ce determină creșterea forței Coriolis, care întoarce curgerea vântului către dreapta (poziția B). Atunci când aerul ajunge în partea opusă a lacului, el întâlnește din nou terenul neregulat, iar viteza acestuia scade. Acest proces reduce forța Coriolis, iar vântul se rotește pe o direcție mai vestică (poziția C).

Figura 77
Formarea
circulațiilor
termice

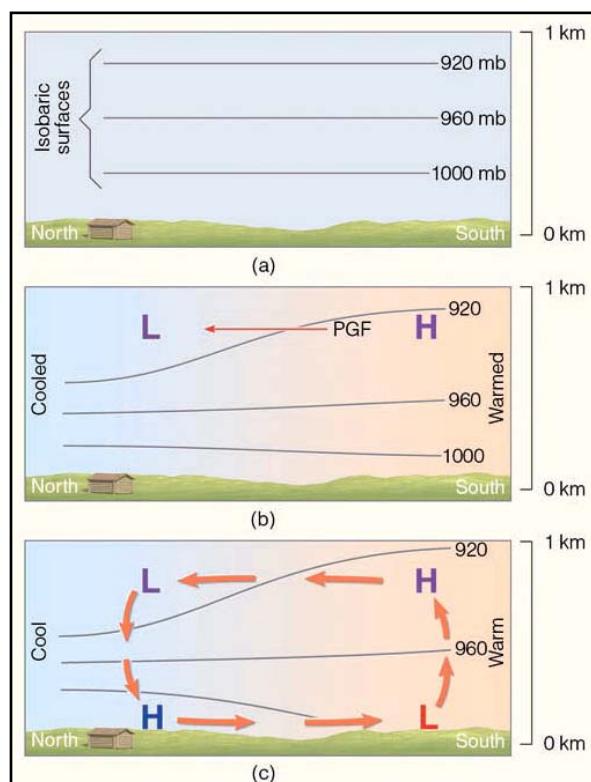
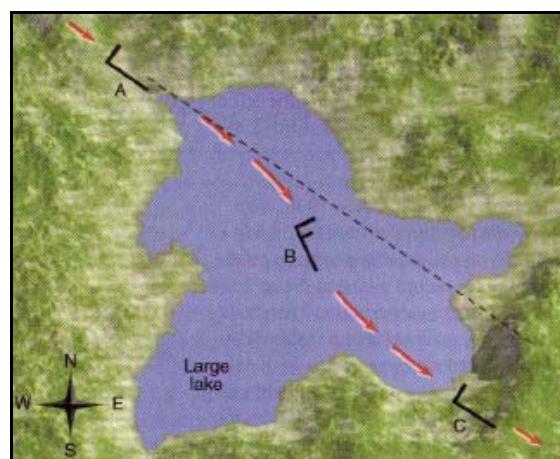


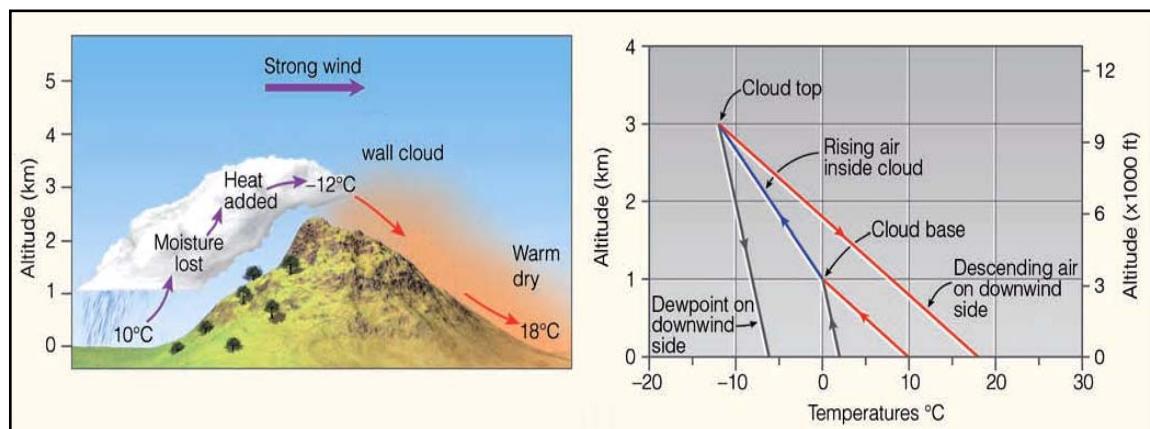
Figura 78
Influența
suprafețelor
acvatice
asupra
vânturilor
locale



Vânturile neregulate iau naștere datorită unor cauze care nu au o acțiune periodică: formațiunile barice care deplasează mase de aer cu proprietăți diferite. În Europa, principalele vânturi neregulate sunt **Sirocco** (în sudul Italiei; poate fi uscat, când este generat de anticiclronul Nord-African sau umed, când este generat de anticiclronul Azoric) și **Mistralul** (bate din nord, puternic și rece, de-a lungul Hronului, când în nord-vestul Europei acționează un anticiclron, iar în Marea Mediterană un ciclon).

Foehn-ul este un vânt cald care coboară de pe munte, ce își are originea în apropierea nivelului vârfului muntelui și deasupra acestuia. Pe măsură ce acest aer coboară în partea de adăpost, el se încalzește după gradientul adiabatic uscat ($10^{\circ}\text{C}/\text{km}$). În condițiile în care atmosfera este stabilă, gradientul tremic vertical în susul curentului față de bariera montană va fi substanțial mai mic de $10^{\circ}\text{C}/\text{km}$, iar rezultatul final este creșterea temperaturilor în partea de adăpost a barierei montane (figura 79).

Figura 79 Formarea foehn-ului



Bora este un vânt rece care coboară de pe munte și rezultă dintr-o masă de aer groasă și foarte rece, situată în susul curentului, care se revarsă peste o barieră montană și dislocă masa de aer cald. Spre deosebire de foehn, masa de aer rece din susul curentului este atât de rece încât aerul care atinge solul de-a lungul pantelor situate în partea de adăpost se simte mai rece, chiar dacă aceasta se încalzește adiabatic atunci când coboară. Bora suflă pe coastele Dalmătiei, când în Balcani și nord-estul Europei acționează un anticiclron, iar în Adriatica și în Mediterană un ciclon.

În România, principalele vânturi neregulate sunt:

- **Crivățul**: suflă din nord și nord-est, în Moldova, Dobrogea și Câmpia Dunării; foarte rece iarna și însotit de ninsori abundente;
- **Nemeșul**: suflă în estul Transilvaniei (Munții Ciucului); se formează în aceleași condiții ca și Crivățul;
- **Koșava**: suflă uscat în sudul Banatului, uneori foarte puternic;
- **Austrul**: suflă din vest, în Câmpia Dunării; iarna este rece;
- **Vântul negru**: suflă în Dobrogea și Bărăgan, uscat și cald.

5.4 Circulația generală a atmosferei

Ansamblul mișcărilor efectuate de particulele de aer troposferic în cadrul neîncetărilor schimburi de căldură, masă, umezeală și impuls, dintr-o zonă geografică în alta, în scopul echilibrării termice și barice la scară planetară, constituie circulația generală a atmosferei.

Primul cercetător care a propus un scenariu, complet teoretic, al circulației aerului între ecuator și polii diferit încălziti de către Soare, a fost Halley, în 1689, când meteorologia încă nu se născuse ca știință. Au urmat Hadley în 1735, Ferrel în 1856 și O’Berbeck în 1886.

Scenariile acestora au la bază teoria „hornului ecuatorial”, conform căreia aerul din regiunea ecuatorială se încalzește puternic de la Soare și se ridică prin convecție termică, ascendență

neîntreruptă determinând un tiraj continuu, care declanșează și menține circuitul vânturilor alizee la suprafața oceanelor și continentelor și pe cel al contraalizeelor în troposfera liberă, în sens invers. Acestei ramuri ecuatoriale ascendențe îi corespund două ramuri polare descendente.

Cauza primară a circulației generale o reprezintă încălzirea inegală a suprafeței Pământului. Mediata pe un întreg an, radiația solară primită de Pământ este aproximativ egală cu radiația pierdută de către Pământ, dar acest echilibru radiativ nu este menținut pentru fiecare latitudine, deoarece în zonele tropicale se înregistrează un câștig net de energie, iar în zonele polare se înregistrează o pierdere netă de energie. Pentru a echilibra aceste inegalități, atmosfera transportă aerul cald către poli și aerul rece către ecuator.

Circulația generală a atmosferei este influențată de rotația planetei, neuniformitatea suprafeței terestre, dinamica atmosferei și oceanelor, fiind deosebit de complexă și, încă, necunoscută în întregime.

5.4.1 Teoria unicelulară a circulației aerului în troposferă

Această teorie presupune următoarele:

- suprafața Pământului este acoperită uniform cu apă (astfel încât nu apare influență încălzirii diferențiate dintre uscat și apă);
- Soarele este situat întotdeauna direct deasupra ecuatorului (astfel încât vânturile nu se modifică în funcție de sezon);
- Pamântul nu se rotește (astfel că singura forță care acționează este forța gradientului baric).

Făcând aceste presupuneri, circulația generală a atmosferei arată ca reprezentarea din figura 80, adică o celulă termică în fiecare emisferă.

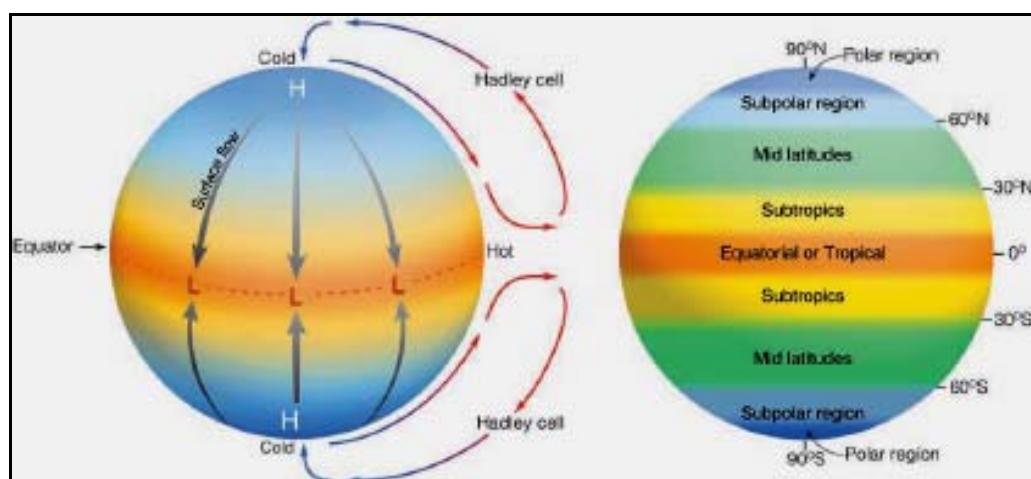


Figura 80
Circulația troposferică unicelulară (a)
Denumirea regiunilor latitudinale (b)

Circulația aerului descrisă mai sus este **celula Hadley** (numită după meteorologul englez George Hadley, care a propus această idee pentru prima dată). Ea este o *circulație termică directă*, deoarece este determinată de energia solară, iar aerul cald urcă și aerul rece coboară. Încălzirea excesivă a zonei ecuatoriale produce o arie extinsă cu presiune mică la suprafață, în timp ce răcirea excesivă a zonelor polare crează o arie cu presiune atmosferică ridicată. Ca răspuns la gradientul baric orizontal, aerul rece polar de la suprafață curge către ecuator, în timp ce la nivelurile înalte, aerul curge către poli.

Întreaga circulație constă într-un inel închis în care aerul urcă în apropierea ecuatorului, coboară deasupra polilor, curge către ecuator în apropierea suprafeței și se întoarce către poli în altitudine. În acest mod, o parte din excesul de energie de la tropice este transportat sub formă de caldură sensibilă și latentă către regiunile cu deficit de energie de la poli.

O astfel de circulație cu o singură celulă nu există pe Pământ. Acest lucru se întâmplă deoarece Pământul se rotește, iar forța Coriolis ar devia către dreapta în emisfera nordică aerul de la suprafață, care se mișcă spre sud și, astfel, la suprafață ar lua naștere vânturi dinspre est la toate latitudinile. Aceste vânturi s-ar mișca în direcție opusă față de cea în care se rotește Pământul și,

datorită frecării cu suprafața, ar încetini viteza de rotație a Pământului. Acest lucru nu se întâmplă, iar la latitudinile medii vânturile dominante bat dinspre vest. Astfel, observațiile arată că modelul circulației închise a aerului dintre ecuator și poli nu este un model adecvat pentru Pământul aflat în rotație. Acest model arată doar cum o planetă care nu se rotește va echilibra un exces de energie la ecuator și un deficit la poli.

5.4.2 Teoria tricelulară a circulației aerului în troposferă

Această teorie presupune că Pământul se rotește, este acoperit uniform de apă și există trei celule închise de circulație atmosferică între ecuator și poli (figura 81).

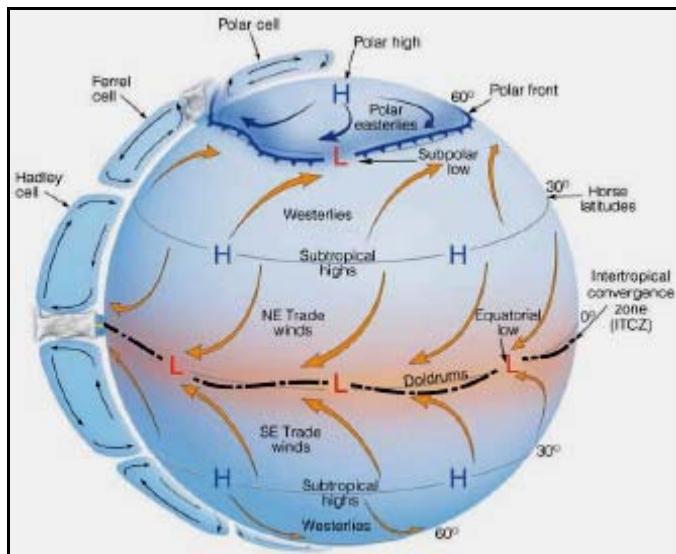


Figura 81
Circulația troposferică tricelulară

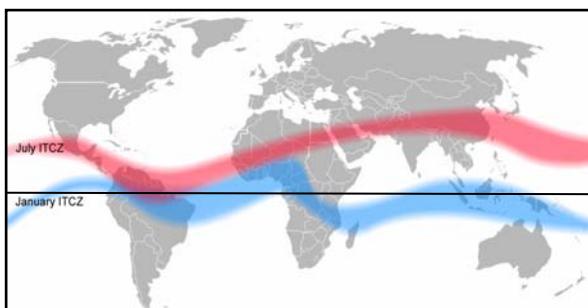
Regiunile tropicale primesc în continuare un exces de căldură, iar polii înregistrează un deficit. În fiecare emisferă există trei celule care redistribuie energia. La poli există o arie cu presiune atmosferică ridicată, iar la ecuator există un talveg extins de presiune atmosferică scăzută. De la ecuator până la latitudinea de 30° circulația este reprezentată de **celula Hadley (celula alizeelor și contraalizeelor)**.

Deasupra apelor ecuatoriale aerul este暖, gradienții orizontali ai presiunii atmosferice sunt redusi, iar vânturile sunt slabe. Această regiune este numită regiunea de **calm ecuatorial**. Aici, aerul care urcă condensează adesea dând naștere la nori cumuliformi imenzi și la furtuni convective. Această căldură face aerul mai flotabil și furnizează energie pentru a întreține celula Hadley. Aerul care urcă atinge tropopauza, care acționează ca o barieră și face ca el să se mișe lateral către poli. Forța Coriolis deviază curgerea spre pol către dreapta în emisfera nordică și către stânga în emisfera sudică, dând naștere la **vânturi de vest** în altitudine, în ambele emisfere.

Pe măsură ce aerul se mișcă dinspre tropice către poli, el se răcește constant prin pierdere de radiație infraroșie și, în același timp, începe să conveargă, în special atunci când se apropie de latitudinile medii. Această convergență a aerului la latitudini mari crește masa de aer de deasupra suprafeței, ceea ce face ca presiunea la suprafață să crească. Astfel, la latitudinile apropiate de 30° , convergența aerului de la altitudini mari produce brâurile de presiune ridicată cunoscute sub numele de **anticicloni subtropicali**. Pe masură ce converge, aerul relativ uscat de deasupra anticlonilor coboară lent și se încălzește prin comprimare. Aerul care coboară produce în general cer senin și temperaturi ridicate la suprafață; astfel, în această arie, se găsesc mariile deșerturi ale lumii, cum este Sahara.

De la aceste latitudini, o parte din aerul de la suprafață se mișcă înapoi către ecuator. El nu se deplasează drept ci, datorită forței Coriolis care deviază aerul, vântul bate dinspre nord-est în emisfera nordică și dinspre sud-est în emisfera sudică. Aceste vânturi constante sunt numite **alizee**. În apropierea ecuatorului, **alizeele de nord-est** converg cu cele **de sud-est** de-a lungul unei arii

numită **zona de convergență intertropicală – ITCZ** (figura 82). În această regiune de convergență la suprafață, aerul urcă și își continuă circuitul celular.



*Figura 82
Oscilația
sezonieră
a poziției
ITCZ*

În același timp, la latitudinea de 30° nu tot aerul de la suprafață se mișcă spre ecuator. O parte din aer se mișcă spre poli și este deviat către est, rezultând într-o curgere mai mult sau mai puțin vestică și dând naștere la **vânturile de vest** în ambele emisfere. În lumea reală, curgerea dinspre vest nu este constantă, deoarece ciclonii și anticiclonii mobili perturbă structura curgerii la suprafață. La latitudinile medii din emisfera sudică, unde suprafața este acoperită în mare parte cu apă, vânturile bat mai constant dinspre vest.

Pe măsură ce aerul cald se deplasează către pol, el întâlnește aerul rece care coboară dinspre poli. Cele două mase de aer cu temperaturi diferite nu se amestecă cu ușurință. Ele sunt separate de o zonă de separație numită **front polar** și asociată cu el, o zonă de presiune scăzută – **cyclon subpolar** – acolo unde aerul de la suprafață converge și urcă; astfel, se dezvoltă nori și furtuni. O parte din aerul care urcă se întoarce la altitudini mari deasupra anticiclonilor subtropicali, acolo unde coboară din nou la suprafață. Celula medie este completată atunci când aerul de la suprafață din aria anticiclonilor subtropicali curge către poli, spre frontul polar. Această celulă este numită **celula Ferrel** (după meteorologul american William Ferrel) și este o *celulă termică indirectă*, în care aerul rece urcă, iar aerul cald coboară (**celula vânturilor de vest**).

În spatele frontului polar, aerul rece de la poli este deviat de către forța Coriolis și, astfel, curgerea generală a aerului se face dinspre nord-est. Astfel, aceasta este regiunea **vânturilor polare estice**. Iarna, frontul polar cu aerul rece asociat se poate mișca la latitudinile medii și subtropicale producând o pătrundere de aer rece, polar. De-a lungul frontului, o parte din aerul ascendent se mișcă spre poli, iar forța Coriolis deviază aerul determinând vânturi dinspre vest la altitudini mari. Aerul de deasupra atinge eventual polii, coboară lent la suprafață și curge înapoi către frontul polar, completând **celula polară**.

La suprafață, există două arii majore cu presiune atmosferică ridicată și două arii majore cu presiune atmosferică scăzută. Arieile cu presiune atmosferică ridicată există în apropierea latitudinii de 30° și la poli, iar ariile cu presiune atmosferică scăzută există deasupra ecuatorului și în apropierea latitudinii de 60° , în vecinătatea frontului polar. Alizeele se extind de la anticiclonii subtropicali către ecuator, vânturile de vest se extind de la anticiclonii subtropicali până la frontul polar, iar vânturile de est se extind de la poli până la frontul polar (figura 83).

Teoria tricelulară a circulației aerului în troposferă a fost fundamentată fizico-matematic de C. G. Rossby în 1941, iar în 1951 i-a fost consolidat suportul aerosinoptic de către Palmen.

5.4.3 Legile de bază ale circulației generale a atmosferei

Pe baza cunoașterii acumulate după dezvoltarea și consolidarea teoriei tricelulare a circulației aerului în troposferă, au fost stabilite următoarele legi de bază privind circulația generală a atmosferei:

➤ **predominarea mișcărilor orizontale față de cele verticale** (condiționată de faptul că mișcarea aerului se face în câmpul gravitațional, iar componenta gradientului baric se echilibrează cu forța accelerării gravitaționale);

➤ **predominarea circulației zonale față de cea meridiana** (determinată de tendința generală de repartizare a zonelor de joasă și înaltă presiune în funcție de distribuția geografică a

nucleelor aerului rece și cald și de influența rotației Pământului; în troposferă predomină, în medie, gradienți barici orizontali, orientați dinspre tropice spre poli, care, sub influența forței Coriolis, determină predominarea, în troposferă și stratosferă, a vânturilor vestice);

➤ **variația curenților de aer de la un strat la altul și distribuția neuniformă a energiei cinetice, orizontal și vertical** (rezultatul interacțiunilor complexe dintre atmosferă și suprafața subiacentă activă, precum și al interacțiunilor dintre curenții învecinați);

➤ **variabilitatea curenților de aer prin trecerea de la un anotimp la altul.**

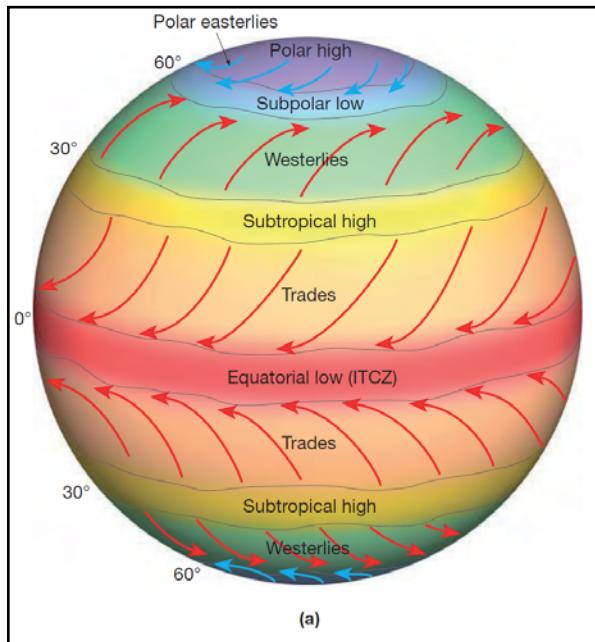


Figura 83
Vânturile la suprafață și regiunile barice majore

5.4.4 Centri de acțiune atmosferică

În sistemul circulației generale a atmosferei există mai multe elemente structurale: mase de aer, formațiuni barice, fronturi atmosferice. Ciclonii și anticicloni reprezintă formele de bază ale macromișcărilor atmosferice și, în anumite regiuni geografice, reprezintă centri de acțiune atmosferică.

În emisfera nordică:

- centri de acțiune permanenți:
 - ciclonul islandez (Islanda);
 - anticiclonul azoric (Insulele Azore–Bermude);
 - anticiclonul nord-pacific (Insulele Hawaii);
 - anticiclonul groenlandez (Groenlanda);
- centri de acțiune sezonieri:
 - ciclonul de iarnă aleutin (Insulele Aleutine–Alaska);
 - ciclonul de iarnă mediteranean (Golful Genova);
 - anticiclonul de iarnă est-european (Siberia);
 - anticiclonul de iarnă nord-american (Canada);
 - ciclonul de vară subasiatic;
 - ciclonul de vară nord-american.

În emisfera sudică:

- centri de acțiune permanenți:
 - anticiclonul sud-atlantic (Insula Sfânta Elena);
 - anticiclonul Indiilor de Sud;
 - anticiclonul sud-pacific (sudul Oceanului Pacific);
- centri de acțiune sezonieri:
 - ciclonul de vară sud-american;
 - ciclonul de vară sud-african;

- ciclonul de vară australian;
- ciclonul de vară neozeelandez;
- ciclonul de iarnă sud-african;
- anticiclonul de iarnă australian.

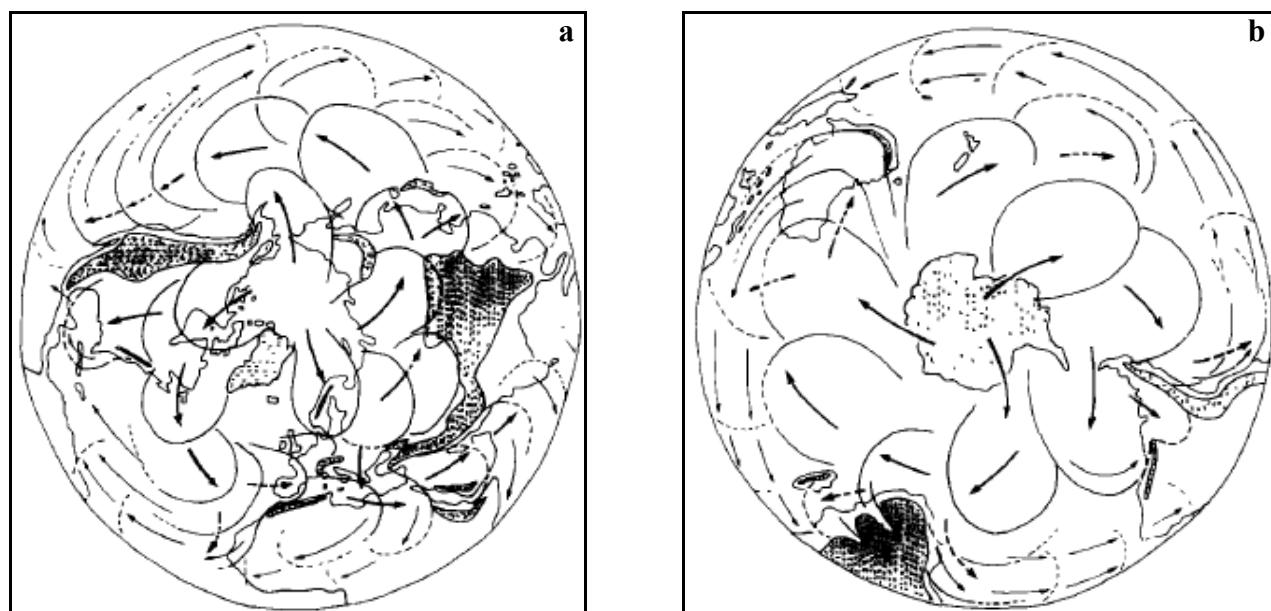
5.4.5 Teoria anticiclonilor mobili polari privind circulația aerului în troposferă

A fost lansată după 1993 de către profesorul Marcel Leroux de la Universitatea Lyon 3, care mută centrul de greutate al circulației generale troposferice din teoria „hornului ecuatorial” de la ecuator la poli. Astfel, teoria **anticiclonilor mobili polari (AMP)** susține distribuția inegală a radiației solare pe suprafața terestră antrenează schimburi meridianale de aer care pornesc de la două surse reci – calotele polare – către o sursă caldă în centru căreia este situat ecuatorul meteorologic (axa de simetrie a circulației generale a atmosferei).

Circulația aerului în straturile atmosferice inferioare este determinată nu de excedentul termic intertropical, ci de deficitul termic al calotelor polare, care anjajează în sistemul circulației generale AMP ce revărsă aerul rece polar către tropice și provoacă dislocarea ascensională a aerului cald din spațiul intertropical, precum și orientarea lui, în altitudine, către poli, pe traectorii marginale AMP.

Distribuția și orografia blocurilor continentale impun AMP individuali traectorii specifice (figura 84) și aglutanarea lor, adică aglomerarea AMP succesiv la mare distanță în timp și spațiu de locul și de momentul desprinderii lor din **anticiclonul de calotă polară**. AMP aglumați departe de calotele polare determină (prin tropicalizarea treptată a maselor de aer conținute) existența și perpetuarea anticiclonilor calzi de brâu tropical, regăsiți în teoria tricelulară a circulației aerului în troposferă, precum și permanența și intensitatea alizeelor sau musonilor.

*Figura 84 Traекторiile AMP și circulația în troposferă inferioară:
a – emisfera nordică; b – emisfera sudică*



Factorul geografic determină șase domenii de circulație ale AMP bine individualizate în stratul inferior al troposferei:

- în emisfera meteorologică nordică:
 - domeniul America de Nord și Centrală–Atlanticul de Nord–Europa Occidentală;
 - domeniul Europa Nordică și Centrală–Asia Occidentală–Africa Septentrională–Arabia;
 - domeniul Asia Orientală–Pacificul de Nord;
- în emisfera meteorologică sudică:
 - domeniul America de Sud Orientală–Atlanticul de Sud–Africa Occidentală și Centrală;

- domeniul Africa Australă și Orientală–Oceanul Indian–Australia;
- domeniul Australia Orientală–Pacificul de Sud–America de Sud Occidentală.

Circulația troposferică generală este consecința radiației, iar vehiculul principal al schimburilor meridianale îl constituie AMP, care acționează direct în sensul poli–ecuator și indirect în sens invers, provocând întoarcerea aerului tropical spre poli.

Variatiile sezoniere și pe termen lung ale circulației depend de deficitul termic polar.

Straturile troposferice joase, puternic influențate de factorul geografic, sunt divizate în domenii ale circulației, care se supun unei dinamici comune și au o importanță deosebită, deoarece ele realizează partea esențială a schimburilor, prin transferuri orizontale.

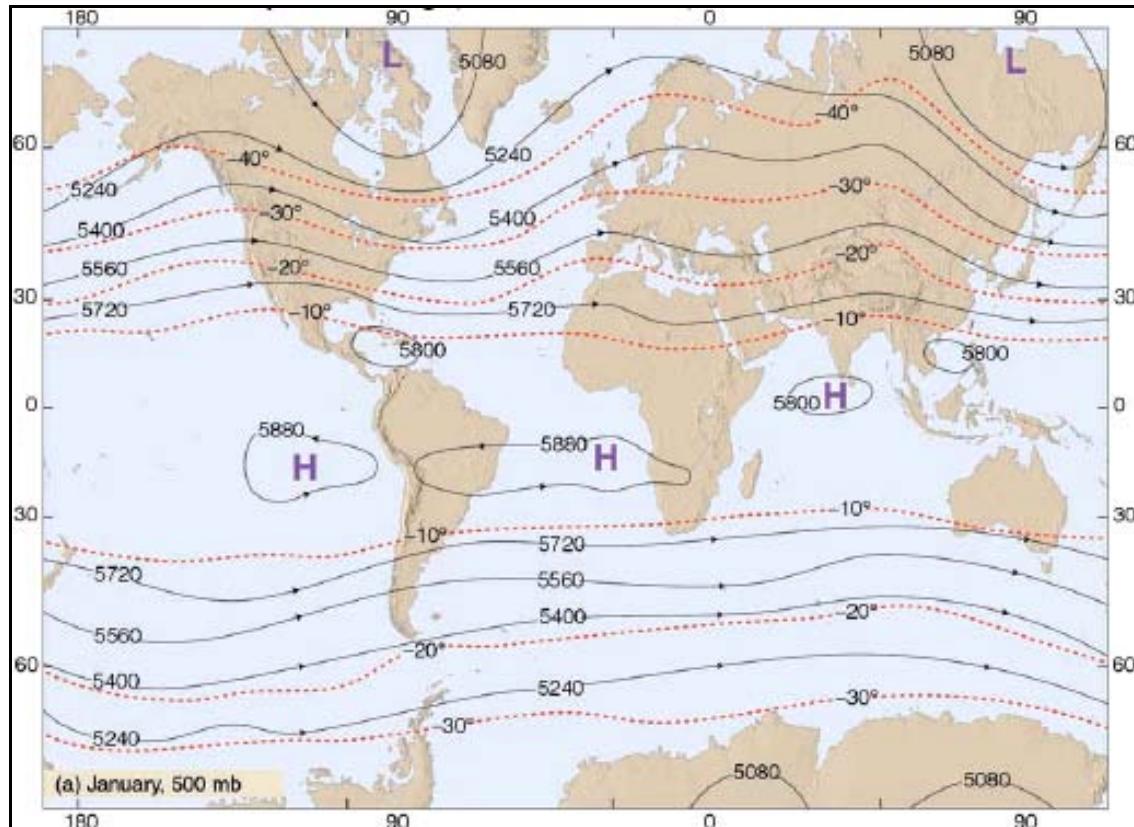
Straturile troposferice joase influențează straturile troposferice superioare, contribuind la modelarea reliefului câmpurilor lor baric și eolian, prin transferuri verticale ascendente.

5.4.6 Curgerea medie a aerului și structurile barice din altitudine

Unele dintre structurile circulației generale de la suprafața terestră sunt reflectate și în altitudine, de exemplu la 500 hPa, nivelul hărților prezentate în figurile 85–86.

Pe harta din ianuarie (figura 85), atât ciclonul Islandez cât și cel Aleutin sunt localizați la vest de corespondenții lor de la suprafață (în comparație cu hărțile prezentate în figurile 59–60).

Figura 85 Distribuția medie a presiunii și temperaturii la nivelul de 500 hPa – ianuarie

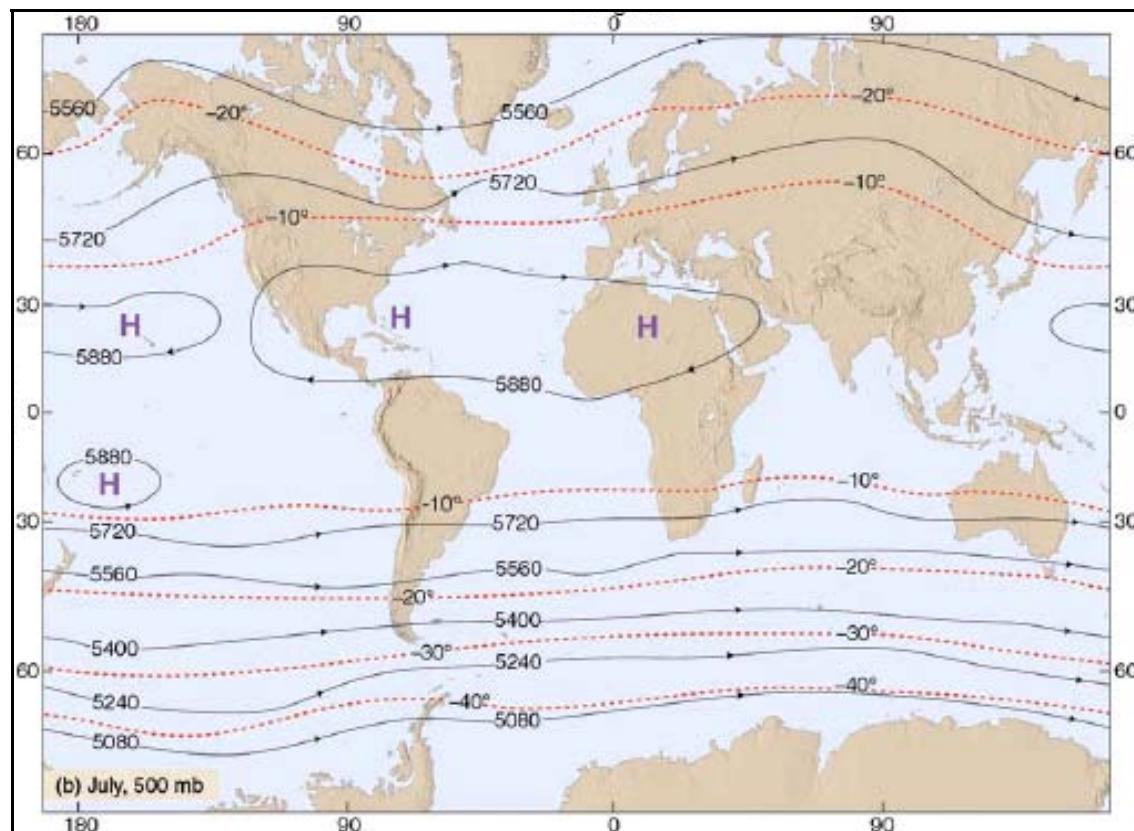


Pe harta din iulie (figura 86), ariile subtropicale de presiune ridicată din emisfera nordică apar ca brâuri de presiune mare care tind să înceruiască Pământul la sud de 30° N.

În ambele emisfere aerul este mai暖 deasupra latitudinilor mici și mai rece deasupra latitudinilor mari. Acest gradient termic orizontal determină un gradient de presiune orizontal care face ca vânturile să bată dinspre vest, în special la latitudinile medii și înalte. Gradientii de temperatură și de înălțime sunt mai mari iarna decât vara. În consecință, vânturile din altitudine sunt mai puternice iarna decât vara. Totuși, vânturile dinspre vest nu se extind până la ecuator, deoarece în partea dinspre ecuator a anticlonilor subtropicali de altitudine apar vânturi de est.

La latitudinile medii și înalte, viteza vânturilor de vest continuă să crească deasupra nivelului de 500 hPa. Acest lucru se datorează faptului că vântul geostrofic, la orice latitudine, este direct proporțional cu gradientul baric și invers proporțional cu densitatea aerului. Astfel, un gradient baric mai mare și o densitate mai mică a aerului vor determina vânturi mai puternice. Datorită faptului că densitatea aerului scade cu înălțimea, același gradient baric va produce vânturi mai puternice la altitudini mai mari.

Figura 86 Distribuția medie a presiunii și temperaturii la nivelul de 500 hPa – iulie



În plus, gradientul de temperatură orientat de la nord la sud face ca gradientul orizontal al presiunii (înălțimii) să crească cu altitudinea până la tropopauză. Ca rezultat, viteza vânturilor crește până la tropopauză. Deasupra tropopauzei gradienții de temperatură se inversează, determinând schimbarea gradienților de presiune și reducerea intensității vânturilor de vest. Acolo unde vânturile puternice tind să se concentreze în benzi înguste situate în apropierea tropopauzei, se regăsesc curenții-jet.

5.4.7 Curenții-jet

Curenții-jet atmosferici sunt curenți de aer extrem de rapid, de formă tubulară și secțiune ovală, lungimi de mii de km, lățimi de până la 500 km și grosimi de până la 7 km. Vitezele vântului în interiorul lor sunt cuprinse între 100 și 400 km/h și cresc dinspre exterior spre interior, iar în partea centrală depășesc 200 km/h. Curenții-jet se găsesc, de obicei, sub tropopauză, la altitudini între 10 și 15 km, dar pot apărea și la altitudini mai mari sau mai mici.

Există doi curenții-jet principali în emisfera nordică, ambii localizați în rupturile de tropopauză, acolo unde are loc amestecul dintre aerul troposferic și cel stratosferic (figura 87a). Curențul-jet situat la aproximativ 13 km deasupra anticicloului subtropical este **curențul-jet subtropical**, iar cel situat la aproximativ 10 km în apropierea frontului polar este **curențul-jet polar** (figura 87b).

Curgerea curenților-jet din emisfera nordică eate prezentată în figura 88, iar curenții-jet planetari în figura 89.

Curenții-jet joacă un rol major în transferul global de caldură, iar structura de unde a curentului-jet polar are un rol important în dezvoltarea ciclonilor latitudinilor medii.

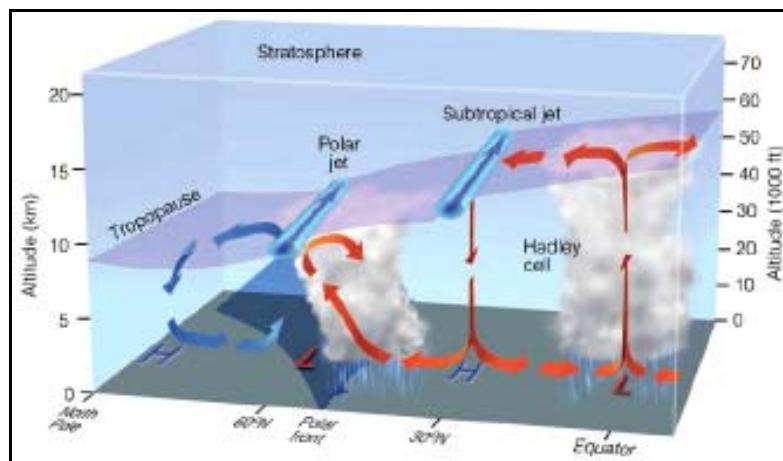


Figura 87a
Poziția
curenților-jet
în emisfera
nordică, iarna

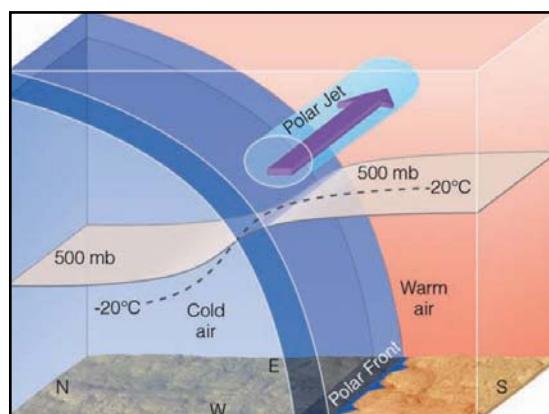


Figura 87b
Curentul-jet polar
și frontul polar

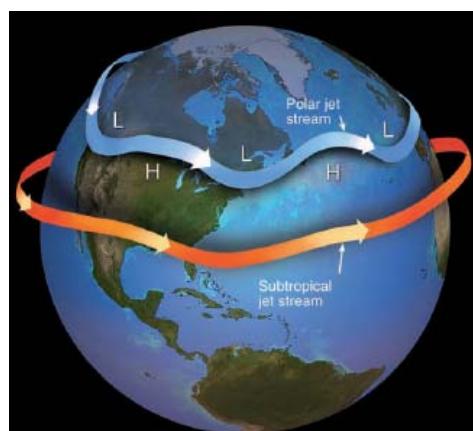


Figura 88
Curgerea
curenților-jet
în emisfera
nordică



Figura 89
Curenții-jet
planetari

OPTICA ATMOSFEREI

Fluxul luminii solare incidente, care produce iluminarea suprafeței terestre, este asigurat de radiațiile din domeniul vizibil al spectrului radiației solare (lungimi de undă cuprinse între 0,30 și 0,76 μm).

Intensitatea iluminării este evaluată de raportul dintre fluxul de lumină și unitatea de suprafață pe care acesta cade; unitatea de măsură este **lux**-ul (flux luminos de 1 lumen repartizat uniform pe 1 m^2 de suprafață).

Iluminarea determină **luminanța** sau strălucirea luminoasă a suprafeței corpurilor. Raportul dintre iluminare și luminanță constituie **luminozitatea** corpurilor din natură, respectiv a suprafeței panetare.

6.1 Iluminarea suprafeței terestre

6.1.1 Culoarea cerului

În atmosferă se produc fenomene luminoase deoarece razele solare, în drumul lor, întâlnesc pulberi în suspensie, picături fine de apă și cristale de gheăță. Aceste particule determină difuzia, refracția, dispersia și difracția luminii; astfel rezultă efectele luminoase, numite **fotometeori**.

Cerul privit de pe Pământ apare albastru, cu nuanțe diferite, deși păturile superioare ale atmosferei au culoarea albastru-închis sau negru. Culoarea albastră se datorează difuziei radiației luminoase de către particulele solide și lichide, de foarte mici dimensiuni, care se află permanent în suspensie în atmosferă. Dacă atmosfera ar fi omogenă și perfect transparentă, cerul ar fi negru și ar primi lumina ca fâșii, în dreptul Soarelui și al Lunii, care ar apărea pe boltă ca niște globuri de foc.

Frecvent cerul este colorat albastru cu diferite nuanțe deoarece din spectrul solar vizibil razele din domeniul albastru sunt cel mai mult difuzate. Difuzia este cu atât mai mare cu cât coeficientul de transparență este mai mare (atmosferă mai pură). Când aerul conține impurități, difuzia afectează și alte lungimi de undă ale spectrului solar vizibil, dând culoarea cerului în roșu-grena, portocaliu sau galben.

La răsăritul și apusul Soarelui, cerul este roșu, de obicei, pentru că în atmosferă sunt difuzate razele cu lungime de undă mare, din cauza drumului mai lung pe care îl străbat până pe suprafața terestră. Dacă particulele aflate în suspensie în atmosferă au diametrul mic, vor difuza mai intens radiația albastră, iar dacă au diametrul mare, mai ales picăturile de apă, vor difuza mai intens radiația cu lungimi de undă mai mari, din domeniul roșu-portocaliu.

Deoarece puritatea atmosferei este mult mai mare în atitudine, culoarea cerului observată de la înălțime este albastru-închis.

Din punct de vedere sinoptic, masele de aer cald difuzează, în special, domeniul roșu, masele de aer rece, în anotimpul cald, domeniul violet, uneori galben, iar masele de aer rece, în anotimpul rece, domeniile albastru și verde.

6.1.2 Iluminarea suprafeței terestre ziuă

Este determinată de **radiația solară directă** și de **radiația solară difuză** și se numește **iluminare totală**.

Dacă Soarele este acoperit de nori, iluminarea provine numai de la **radiația difuză** și se numește **iluminare difuză**.

Iluminarea unei suprafețe orizontale, situată la o altitudine oarecare în atmosferă, într-o zi senină, depinde de luminozitatea boltii cerești. Pentru suprafețele verticale sau inclinate (versanții munților și dealurilor, ziduri etc.), în condiții ideale (bolta cerească are aceeași luminozitate), iluminarea difuză este de două ori mai mică decât în cazul unei suprafețe orizontale, deoarece suprafețele verticale sau inclinate sunt iluminate umai de o porțiune a boltii cerești, aceea spre care sunt orientate. În cazul iluminării directe a suprafețelor verticale sau inclinate, cea mai mare iluminare o primesc cele orientate spre Soare.

Iluminarea suprafeței terestre este influențată de următorii factori:

- nebulozitatea și forma norilor:
 - norii mijlocii și superiori care nu sunt compacți măresc iluminarea difuză, fără a o micșora prea mult pe cea directă; acești nori măresc iluminarea totală;
 - norii inferiori, mai ales cei de furtună, fiind mai compacți, reduc iluminarea totală cu 95% față de cea a cerului senin (iluminarea ajunge la valori sub 1000 lux, echivalentă cu cea a iluminării crepusculare);
 - albedoul suprafeței terestre (cu cât este mai ridicat, cu atât iluminarea crește);
 - înălțimea unghiulară a Soarelui deasupra orizontului:
 - pentru o variație a înălțimii Soarelui deasupra orizontului de la 5° la 45° , iluminarea directă crește de 37 de ori, iar iluminarea difuză crește de 4,6 ori;
 - pentru înălțimi mici ale Soarelui deasupra orizontului, iluminarea produsă de lumina difuză este mai mare decât cea produsă de lumina directă, datorită prezenței suspensiilor în atmosferă;
 - opacitatea atmosferei: când crește, iluminarea directă scade, iluminarea difuză crește, iar iluminarea totală scade; influența opacității atmosferei este mai accentuată în orașe.

Înălțimea unghiulară a Soarelui deasupra orizontului generează variația zilnică și anuală a iluminării suprafeței terestre: maximul se atinge în luna iunie, în jurul amiezii; în cazul suprafețelor orientate diferit, iluminarea prezintă un maxim în lunile de iarnă, datorită stratului de zăpadă și unul vara, datorită difuziei particulelor aflate în suspensie în atmosferă.

6.1.3 Iluminarea suprafeței tereste noaptea

Noaptea, atât Luna, cât și stelele luminează suprafața terestră. Iluminarea produsă de Lună variază în funcție de:

- fazele Lunii (intensitate maximă pe timpul Lunii pline);
- variațiile periodice ale distanței Pământ–Lună;
- grosimea atmosferică străbătută de razele luminoase;
- înălțimea Lunii pe bolta cerească.

Iluminarea nocturnă produsă de bolta cerească apare imediat după crepusculul astronomic, fiind des mascată de lumina Lunii; este de ordinul $3 \cdot 10^{-4}$ lux, echivalând cu lumina unei lămpi electrice de 25 W la o distanță de 335 m.

Iluminarea nocturnă se datorează existenței mai multor surse de lumină:

- **lumina stelelor**: variabilă în funcție de anotimp, datorită modificării distanței dintre Pământ și constelații;
 - **lumina zodiacală**: fâșie, con luminos care luminează destul de slab cerul deasupra orizontului, în nopțile fără Lună, imediat după dispariția crepusculului;
 - apare datorită difuziei luminii solare de către pulberile cosmice;
 - cea mai mare parte a conului are un colorit roșiatic-gălbui în timpul echinocțiilor;
 - se observă mai des la latitudini mijlocii și mici, în special iarna, până în momentul când Soarele coboară cu $50\text{--}60^{\circ}$ sub orizont;
 - cele mai intense linii din spectru sunt cele roșii și verzi ale oxigenului și cele galbene ale natriului;
 - **lumina galactică**: produsă de constelațiile galaxiei noastre;
 - **luminiscența atmosferei**: rezultatul disocierii moleculelor de gaze din compunerea aerului și al recombinării atomilor de oxigen și azot la altitudini de 250–270 km.

Spectrul luminii nocturne este aproape continuu în domeniile albastru și violet, ca și benzile spectrale caracteristice gazelor atmosferice. Maximul de luminozitate se datorează extinderii regiunii verzi a spectrului, iar minimul regiunii înguste a roșului și galbenului.

Iluminarea nocturnă nu este constantă, ci variază de la o noapte la alta și chiar în cursul aceleiași nopți, în funcție de:

- nebulozitate (creșterea nebulozității micșorează iluminarea nocturnă);
- stratul de zăpadă pe sol și crepusculul lunar (cresc iluminarea nocturnă)
- protuberanțele solare (variații periodice);

➤ latitudine (crește odată cu creșterea latitudinii).

În regim diurn, minimul se înregistrează dimineața, iar maximul între orele 01–02.

6.2 Fenomene crepusculare

Prin difuzia și reflexia luminii în straturile superioare ale atmosferei se produc efectele luminoase numite **fenomene crepusculare**. Creșterea înălțimii straturilor de difuzie a luminii solare duce la creșterea luminozității fenomenelor crepusculare, datorită schimbării unghiului de incidență a razelor pe măsura coborârii Soarelui sub orizont.

Crepusculele sunt de seară, numite **amurg** (timpul de trecere de la lumina zilei la întunericul nopții) și de dimineață, numite **zori de zi** sau **aurore** (timpul de trecere de la întunericul nopții la lumina zilei).

Amurgul (crepusculul) civil este timpul dintre momentul apusului Soarelui și momentul când nu se mai pot efectua, fără lumină artificială, unele activități (lucrări pe câmp, citirea unei cărți, cu greutate, în aer liber etc.). Pe cer senin, sfârșitul amurgului civil se produce când centrul Soarelui este la 6° sub orizont; în aceste condiții încep să apară planetele și stelele de primă mărime.

Amurgul (crepusculul) nautic este timpul dintre momentul apusului Soarelui și momentul când centrul său este la 12° sub orizont; dacă cerul este senin, încep să apară stelele de mărimea a doua, iar linia orizontului este încă vizibilă.

Amurgul (crepusculul) astronomic este timpul dintre momentul apusului Soarelui și momentul când centrul său este la 18° sub orizont; dacă cerul este senin, încep să apară stelele de mărimea a șasea.

Durata crepusculelor depinde de latitudinea locului, anotimp, starea atmosferei și declinația Soarelui (tabelul 39).

Tabelul 39 Durata crepusculelor la diferite date și latitudini

| Data | Latitudinea | Durata (min) | Latitudinea | Durata (min) |
|------------|-------------|--------------|---------------------------------|--------------|
| 1 ianuarie | Ecuator | 76 | $40^{\circ}\text{--}45^{\circ}$ | 99 |
| | | 24 | | 33 |
| | | 70 | | 34 |
| | | 23 | | 30 |
| | | 76 | | 124 |
| | | 26 | | 37 |
| | | 70 | | 92 |
| | | 23 | | 30 |

Durata crepusculelor crește dinspre ecuator către poli și, începând de la latitudinile de $48,5^{\circ}$, vara, amurgul astronomic se confundă cu zorile astronomice, deoarece Soarele nu coboară mai mult de 18° sub orizont.

„**Nopțile albe**” se observă acolo unde amurgul civil se confundă cu zorile civile, începând de la latitudinile de 69° .

Începând de la Cercul Polar ($66,5^{\circ}$), vara, se stabilește pentru o oarecare durată, **ziua continuă** și iarna, **noaptea continuă**.

Când Soarele coboară mult sub orizont, difuzia razelor luminoase în straturile atmosferice superioare provoacă dungi de lumină roșiatică, înconjurate de un arc galben; fenomenul se numește **arc crepuscular**.

În partea opusă Soarelui care coboară sub orizont, spre est, apare imaginea unui imens disc întunecat, care se ridică deasupra orizontului; este umbra lăsată de Pământ în atmosferă. În regiunile muntoase, pe timp calm, în umbra Pământului se distinge și profilul munților. Uneori, la partea superioară, umbra are benzi colorate, numite **arcuri anticrepusculare**.

Uneori, în lumina purpurie a zorilor, se observă dungi albastre ce pornesc radial de la Soare, produse de umbrele norilor de sub orizont; fenomenul este cunoscut sub numele de **raze crepusculare**.

6.3 Fenomene optice determinate de refracția astronomică și terestră

În atmosferă, razele luminoase ce pătrund din straturile superioare în cele inferioare nu se propagă în linie dreaptă, ci suferă fenomenul de refracție, datorită variației densității aerului. Refracția atmosferică depinde de lungimea de undă a razelor luminoase și de distanța zenitală a Soarelui (sau a aștrilor de la care provin razele luminoase).

În funcție de stratul de aer refractant, **refracția** poate fi **astronomică** (în straturile superioare ale atmosferei) și **terestră** (în straturile din apropierea suprafeței terestre).

6.3.1 Fenomene optice determinate de refracția astronomică

Datorită refracției astronomice, distanța zenitală a unui astru apare deviată de cea reală, cu atât mai mult cu cât grosimea stratului de aer refractant este mai mare; astfel se crează fenomenul de **deviere a distanței zenitale**. Datorită inclinării luminii unei stele atunci când intră în atmosferă, orice stea care nu este situată direct la verticala observatorului, pare să fie mai sus decât este în realitate (figura 90).

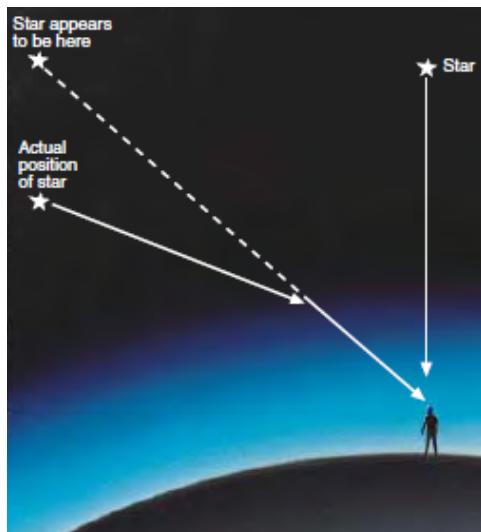
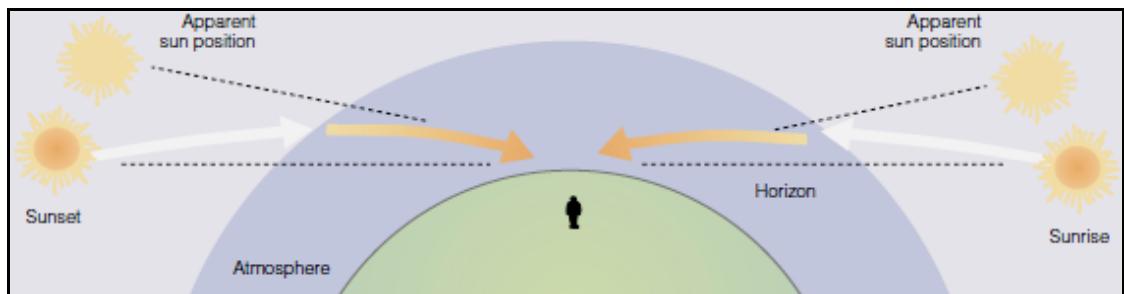


Figura 90
Devierea
distanței
zenitale
a stelelor

De asemenea, deoarece devierea luminii este mai mare la orizont, Soarele și Luna par să fie mai sus decât sunt în realitate. În consecință, ele răsărit cu aproximativ două minute mai devreme și apun cu aproximativ două minute mai târziu decât ar fi normal (dacă nu ar exista atmosferă – figura 91).

Figura 91 Devierea distanței zenitale a Soarelui



În momentele răsăritului și apusului, Soarele și Luna capătă forma unui disc turtit pe verticală. **Turtirea aparentă a Soarelui și Lunii în dreptul orizontului** (figura 92) se datorează refracției diferite a razelor luminoase, datorită drumului parcurs de acestea prin atmosferă; astfel, razele care ajung la partea inferioară a discului solar/lunar apar mai ridicate cu 35' față de razele care ajung la partea superioară a discului, ce apar mai ridicate cu numai 20'.



*Figura 92
Turtirea
aparentă a
Soarelui și
Lunii în
dreptul
orizontului;
raza verde*

Raza verde se produce într-o atmosferă pură și constă în colorația verde, de scurtă durată, ca o fulgerare, observată când marginea superioară a unui astru dispare după orizont sau apare la orizont (figura 92). Fenomenul se datorează refracției și dispersiei razelor luminoase, care determină suprapunerea parțială a radiațiilor colorate diferit, dând o nuanță alb-verzui; este frecvent când orizontul este o linie dreaptă (deasupra mărilor și oceanelor).

Licărirea (scintilația) stelelor constă în variația clarității și coloritului stelelor în apropierea orizontului, uneori chiar și a planetelor mai îndepărtate (Venus, Mercur).

Razele luminoase provenite de la stele, având lungimi de undă diferite, la trecerea prin atmosferă sunt refractate diferit de straturi atmosferice cu densități și indici de refracție diferenți; se descompun în culori care nu pot fi observate în totalitate, din cauza depărtării.

Curenții turbulenți din atmosferă variază densitatea aerului, iar devierile de refracție ale razeelor luminoase ajung la observator ca licări.

Rolul curenților de aer în licărirea stelelor este asemănător cu cel al lentilelor optice:

➤ curenții de aer cald se comportă ca lentilele divergente – razele luminoase sunt refractate cu convexitatea spre sol;

➤ curenții de aer rece se comportă ca lentilele convergente.

Variația elementelor meteorologice determină gradul diferit de licărire a stelelor:

➤ scăderea presiunii accentuează licărirea și invers;

➤ la temperaturi scăzute licărirea este însotită de un colorit mai viu al nuanțelor razeelor și invers;

➤ creșterea vitezei vântului și a umezelii relative intensifică licărirea.

6.3.2 Fenomene optice determinate de refracția terestră

Deplasarea aparentă a obiectelor este un fenomen care apare pe întinderile mari de uscat și de apă (figura 93) și influențează măsurătorile topografice. Efectul acestui fenomen rezidă în faptul că *un obiect îndepărtat care poate fi văzut de observator, apare mai apropiat decât în realitate și mai sus*; de asemenea, *un obiect situat după linia orizontului și care nu poate fi văzut în condiții normale, devine vizibil în condițiile producerii fenomenului*.

Deplasarea poate fi determinată cu ajutorul unei relații empirice: $D = 291 \cdot 10^{-6} \cdot d \cdot r$, unde: d – distanța până la obiect, r – unghiul de refracție.

Vibrațiile obiectelor îndepărtate se observă în zilele foarte călduroase, mai ales la câmpie; obiectele îndepărtate (clădiri, coline, munți) oscilează, mai vizibil la extremități.

Fenomenul se datorează faptului că razele luminoase provenite de la obiectele îndepărtate, care ajung la observator, suferă devieri brusăte, deoarece străbat straturi de aer cu densități și indici de refracție diferenți.



Figura 93
Deplasarea aparentă

Mirajul se datorează variației bruște a densității aerului în sens vertical.

Mirajul inferior se produce în deșerturi și câmpii întinse, unde straturile de aer din apropierea solului se încălzesc mai mult decât cele de deasupra lor (figurile 94–95).

Razele luminoase ce provin de la un obiect îndepărtat, care ajung la observator, sunt refractate, depărtându-se tot mai mult de normală, pe măsura apropierii de sol. Unghiul de incidentă depășește valoarea limită, iar razele se reflectă total; observatorul vede imaginea obiectului în prelungirea ultimei raze reflectate, *imagine coborâtă față de obiect și răsturnată*.

Pentru ca mirajul să se producă, gradientul temperaturii trebuie să fie de cel puțin $2^{\circ}\text{C}/\text{m}$, iar mirajul nu se va intensifica până când gradientul nu atinge 4 sau $5^{\circ}\text{C}/\text{m}$.

Figura 94 Formarea mirajului inferior

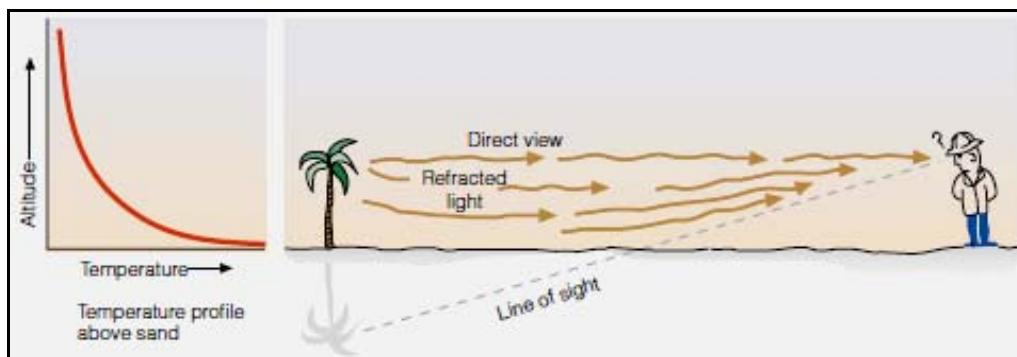


Figura 95
Miraj inferior



Mirajul superior se produce în cazul în care straturile de aer din apropierea solului se răcesc, în comparație cu cele de deasupra lor (figurile 96–97).

Refracția razele luminoase ce provin de la un obiect îndepărtat, care ajung la observator, se produce cu o apropiere de normală, astfel că imaginea obiectului se va vedea în prelungirea ultimei raze reflectate total, *mai sus decât obiectul și răsturnată*.

Mirajul multiplu constă în formarea câtorva imagini ale unui obiect îndepărtat, datorită scăderii densității aerului cu înălțimea și accentuării acestei scăderi, de la o anumită înălțime.

În straturile inferioare, razele luminoase ce pornesc de la obiectul îndepărtat către observator, sunt deviate prin refracție mai slab, iar imaginea obiectului este mai apropiată de sol; în straturile superioare, din cauza variației rapide a densității aerului cu înălțimea, devierea razelor este mai accentuată și astfel se formează 2–3 *imagini răsturnate ale obiectului*.

Figura 96 Formarea mirajului superior

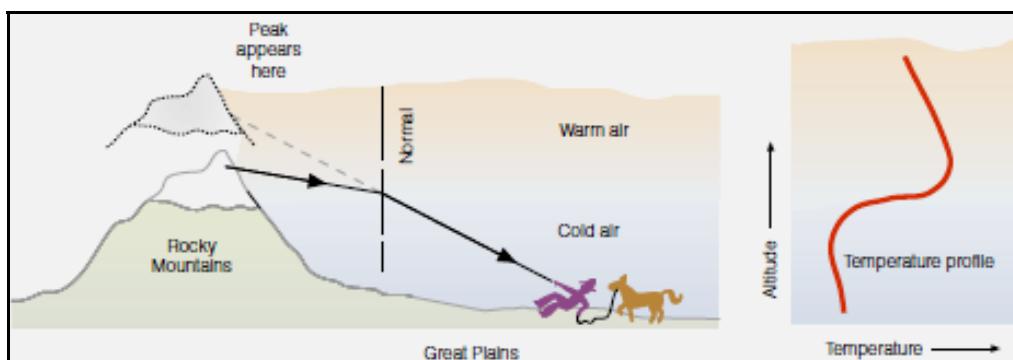


Figura 97
Miraj
superior

Mirajul inferior alcătuit din imagini multiple se numește **Fata Morgana**. Fenomenul poate fi observat frecvent acolo unde aerul cald staționează deasupra unei suprafețe reci, cum ar fi suprafețele mari de apă din regiunile polare (figura 98). Este un miraj complex, prin care *obiectele de la orizont, cum ar fi insule, faleze, vapoare sau iceberg-uri, apar distorsionate și alungite*, dar apare și la apusul sau răsărîtul Soarelui (figura 99).



Figura 98
Fata
Morgana
în peisaj
arctic



*Figura 99
Fata
Morgana
la apus*

Mirajul lateral este un fenomen foarte rar și se produce când straturile de aer cu densități diferite nu mai sunt orizontale, ci verticale. Încălzirea puternică a unei suprafete verticale de către Soare sau o altă sursă internă poate produce o creștere puternică a temperaturii, extinzând-o lateral în afara suprafetei. Această condiție poate forma mirajul lateral. Aceasta apare ca o *reflexie aparentă în preajma unei imagini și se formează chiar langă perete ori pe suprafața unei pietre.*

Coborârea orizontului se datorează, de asemenea, refracției razelor luminoase. Efectul acestui fenomen rezidă în faptul că *un obiect îndepărtat vizat de observator, de la o anumită distanță, dispare dincolo de orizont, datorită convexității Pământului*. De asemenea, *un obiect îndepărtat care ar trebui să fie văzut în condiții normale (de exemplu, un iceberg), nu poate fi văzut în condițiile producerii fenomenului.*

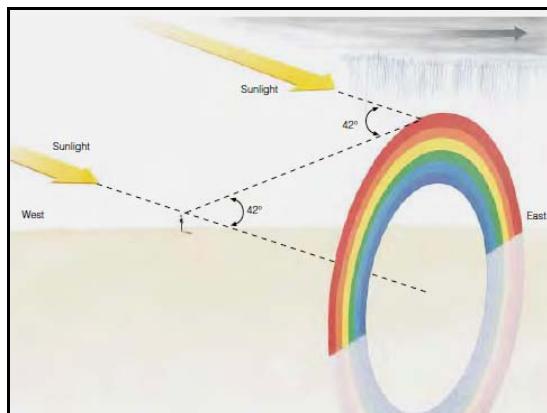
6.4 Fenomene optice în nori și precipitații

Norii, ca sisteme de picături fine de apă și cristale de gheăță, produc fenomene optice complexe, care se datorează dispersiei, reflexiei, refracției și difracției razelor luminoase.

Curcubeul apare atunci când, opus Soarelui, se află un nor de ploaie. Are aspectul unui arc de cerc cu concavitatea în jos, colorat în culorile spectrului vizibil, mai lat sau mai îngust în funcție de diametrul picăturilor de apă.

Culorile curcubeului sunt dispuse concentric și se succed din exterior spre interior: roșu, orange, galben, verde, albastru, indigo, violet. Uneori apare al doilea curcubeu, vizibil sub un unghi de 52° ; are culorile mai puțin vii și dispuse invers față de primul, culorile roșii fiind față în față. Uneori, în interiorul primului curcubeu și în exteriorul celui de-al doilea apar benzi verzi și violete alternative, slab vizibile din cauza strălucirii lor puțin intense, numite *arcuri supranumerare*.

Nu toate razele ce cad pe picăturile de apă din nor contribuie la formarea curcubeului, numai cele ce străbat picăturile de apă sub un anumit unghi. Pentru razele roșii, unghiul de deviație trebuie să fie de 138° , pentru razele violete de 140° , iar pentru celelalte raze trebuie să aibă valori intermediare. Deoarece formarea curcubeului se datorează numai razelor eficace, el nu este vizibil decât pentru razele vizuale care formează cu suprafața terestră un unghi de $40^{\circ}\text{--}42^{\circ}$ (figura 100).



*Figura 100
Formarea
curcubeului*

Formarea celui de-al doilea curcubeu (secundar) este produsă de reflexia de două ori a razelor luminoase pe picăturile de apă din nori sau de refrație, reflexie și descărcare în picăturile de apă situate în straturi la diferite nivele (figura 101).

Curcubeul poate fi produs și de Lună, dar are culorile mai albicioase.

În regiunile polare este frecvent **curcubeul alb**, vara, pe timp cețos; culorile razelor se suprapun și se recompon în alb.

Din punct de vedere meteorologic curcubeul indică, în zona deasupra căreia este observat, producerea ploii. După culoarea lui se poate aprecia mărimea picăturilor de apă:

➤ dacă este intensă culoarea roz-violetă, cea verde este foarte vizibilă, iar cea albastră lipsește, picăturile au raza de 0,5–1 mm; numai la aceste dimensiuni culoarea benzii roșii este pură;

➤ dacă banda violet este lucioasă, cea verde clară, iar marginea este purpurie, picăturile au raza de 1–2 mm;

➤ când culoarea roșie este slabă, iar banda violet bine exprimată, picăturile au raza sub 0,5 mm.



Figura 101
Curcubeu dublu

Haloul se datorează refracției, reflexiei și difracției razelor solare sau lunare în cristalele de gheăță foarte fine care alcătuiesc norii *Cs*; se întâlnește frecvent în regiunile polare.

Cristalele de gheăță din *Cs* aparțin sistemului hexagonal, cu două forme principale: cristale aciculare hexaedrice și cristale în formă de plăcuțe hexagonale cu axul principal puțin dezvoltat. Aceste cristale sunt în suspensie aparentă în atmosferă, ele fiind supuse mișcărilor curentilor de aer și căderii. Razele luminoase ce ajung pe fețele lor se reflectă în diferite direcții și se dispersează total sau parțial (figura 102).

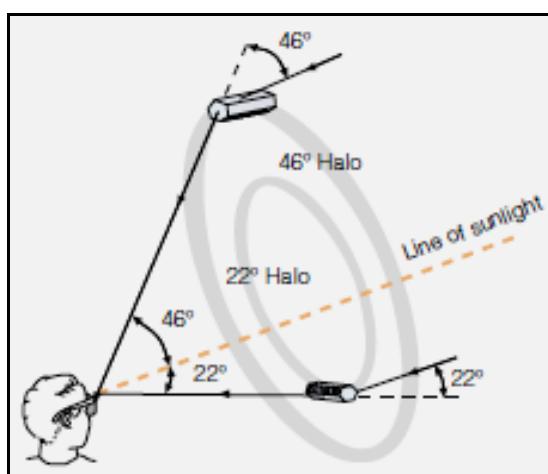


Figura 102
Formarea haloului

După abundența în atmosferă a formelor cristalelor de gheăță, haloul apare ca:

➤ **halou ordinar**: cerc luminos cu diametrul de 22° în jurul Soarelui sau Lunii, rezultat al refracției razelor luminoase prin cristalele de gheăță aciculare orientate diferit, cu diametre mai mici de $20 \mu\text{m}$ (fețele lor, cu unghiuri de 60° între ele, se comportă ca prisme optice); de multe ori apare colorat (figura 103), cu marginea interioară în roșu, apoi cu orange și galben, succesiv spre exterior (celealte culori nu sunt vizibile, ele formează o bandă albă ce se confundă cu bolta cerească);

➤ **halou extraordinar**: concentric cu primul, cu diametrul de 46° , rezultat al refracției razelor luminoase prin cristalele de gheăță ce formează unghiuri de 90° între fețele lor și au diametre cuprinse între 15 și $25 \mu\text{m}$; poate fi colorat și apare mai rar decât haloul ordinar.



Figura 103
Halou ordinar

Cercul parhelic este o bandă luminoasă, alb-strălucitoare, paralelă cu orizontul, ce pare că traversează Soarele sau Luna. Se datorează reflexiei razelor luminoase pe fațetele cristalelor de gheăță ce rămân verticale.

Parheliile (paraselenele) sunt pete alb-strălucitoare, mai rar colorate. Se produc la intersecțiile cercului parhelic cu haloul ordinar. Apar conturate în roșu spre interior, galben, verde și, mai rar, albastru. Sunt rezultatul unei reflexii totale a razelor luminoase pe cristalele de gheăță dispuse vertical.

Arcul circumzenital este un arc de cerc tangent la haloul extraordinar (figura 104). Se datorează refracției razelor luminoase ce pătrund prin bazele cristalelor de gheăță aciculare și ieș prin una din fețele laterale verticale și se formează la aproximativ 45° deasupra Soarelui, pe masură ce cristalele de gheăță cad cu suprafetele lor plate paralele cu solul.



Figura 104
Arc circumzenital



Figura 105
Arc tangent superior

Arcurile tangente sunt arcuri de cerc (unul inferior și unul superior) tangente la haloul ordinat (figura 105). Se datorează refracției razelor luminoase pe fețele laterale ale cristalelor de gheăță în formă de steluțe. Atunci când Soarele se află pe orizont, arcul care se formează la marginea de sus a haloului este numit *arc tangent superior*. Atunci când Soarele se află deasupra orizontului, *un arc tangent inferior* se poate forma în partea de jos a haloului, sub Soare.

Atunci când în aer sunt prezente cristale de gheăță plate cu diametre mai mari de 30 µm, ele tind să cadă lent și se orientează orizontal, ceea ce împiedică formarea unui halou. În această poziție, cristalele de gheăță acționează ca mici prisme refractând și dispersând lumina Soarelui care trece prin ele. Dacă Soarele este situat în apropierea orizontului, într-o configurație în care el, cristalele de gheăță și observatorul sunt situați în același plan orizontal, observatorul va vedea o pereche de puncte strălucitoare colorate, pe ambele părți ale Soarelui. Un astfel de punct colorat este numit **sundog** (figura 106).



Figura 106
Sundog

În timp ce sundog-urile, arcele tangente și halourile sunt cauzate de refracția luminii solare prin cristalele de gheăță, **stâlpii de lumină** sunt creați prin reflectarea luminii de către cristalele de gheăță, atunci când cristalele hexagonale cad cu bazele lor plate orientate orizontal. Stâlpul de lumină apare cel mai frecvent la răsărit și la apus, ca un ax vertical de lumină care se extinde în sus sau în jos de la Soare (figura 107).



Figura 107
Stâlp de lumină

Coroanele apar ca cercuri luminoase, uneori în culorile spectrului, în jurul Lunii și Soarelui, atunci când în fața aștrilor există un nor subțire din picături fine de apă sau cristale foarte mici de gheăță. Când dimensiunile picăturilor de apă (cristalelor de gheăță) sunt uniforme, culorile coroanelor sunt mai calde, iar când sunt diferite, fiecare grupă de picături sau cristale produce cercuri luminoase cu diametre și culori diferite, care se suprapun parțial (dând o colorație confuză) sau total (creând un cerc alb strălucitor).

Coroanele apar frecvent în norii *Ac* și *As*, sub forma unui inel albăstrui concentric cu un cerc roșu spre exterior (figura 108). Dimensiunile lor unghiulare sunt direct proporționale cu lungimea

de undă a razelor luminoase și invers proporționale cu diametrul picăturilor de apă (cristalelor de gheață) care compun norii.

Coroanele se deosebesc de halou prin aceea că dispunerea culorilor este inversă, au diametre mai mici cu 1° – 5° și se datorează difracției—devierea luminii atunci când trece prin jurul obiectelor.



Figura 108
Coroană
lunară



Figura 109
Iridescențe

Atunci când într-un nor există picături de dimensiuni diferite, coroana devine distorsionată și neregulată. Câteodată norul prezintă pete de culoare cu nuanțe de roz, albastru sau verde. Aceste arii strălucitoare produse prin difracție sunt numite **iridescențe** (figura 109).

Inelul de difracție (Bishop) este un cerc luminos brun-roșcat în jurul Soarelui și al Lunii. Este o varietate de coroană, cu diametre între 20° și 40° și culorile dispuse ca la halou. Se observă în urma erupțiilor vulcanice, iar diametrul particulelor ce-l produc este de 0,002–0,004 mm.

Este format din mai multe inele suprapuse, care dau uneori culoarea albă, cu marginile albastru-violet în interior și roșu-brun în exterior (figura 110).



Figura 110
Inel
Bishop

Gloria constă într-o serie de inele colorate, cu violet în interior și roșu în exterior, care înconjoară umbra unei persoane sau a unui obiect, proiectată în ceață sau pe nori (figura 111). Este un fenomen rar, produs de refracția luminii de către picături de apă cu diametre sub 50 μm .



Figura 111
Gloria

6.5 Fenomene optice corpusculare

La latitudinile mari ale ambelor emisfere, noaptea poate fi văzut pe cer unul dintre cele mai spectaculoase fenomene naturale – **aurora polară**.

În funcție de latitudine, aurorele polare pot fi **boreale** și **australe**. Ele apar instantaneu, la altitudini cuprinse între 80 și 1.200 km, durează de la câteva minute la câteva ore, au colorit variat și poziție schimbătoare. Se produc în fiecare noapte, în jurul polilor magnetici, la distanțe de 20°–25°; frecvența lor scade odată cu scăderea latitudinii.

6.5.1 Caracteristicile aurorelor polare

Luminozitatea aurorelor polare se exprimă în unități internaționale de luminozitate, de la 1 la 4, cele mai slabe având luminozitatea similară Căii Lactee. Aurorele de intensitate 1, 2 și 3 sunt, în mod obișnuit, necolorate, numai uneori fiind colorate în galben-verzui. Aurorele de intensitate 4 apar colorate în verde, violet și roșu (figura 112). Cele ce se produc în straturile superioare ale atmosferei apar în culoare violacee sau azurie.

Figura 112 Aurore polare



Deși au forme variate, aurorele polare au fost grupate în două categorii:

- aurore cu structură radială: aspect de raze, benzi sau cocoane luminoase;
- benzile luminoase sunt alcătuite din raze izolate și dispuse perpendicular pe benzi, luând aspectul unor draperii imense;
- apariția sub formă de coroană este o combinație de raze și draperii, care se produce în imediata apropiere a polilor, unde liniile câmpului magnetic sunt aproape perpendiculare pe suprafața terestră;
- își schimbă permanent poziția și intensitatea;
- aurore cu structură neradială: sunt instabile, au luminozitate difuză și arcuri galben-verzui; apar la 3-4 ore după apusul Soarelui sau la 3–4 ore înainte de răsărit.

Apariția aurorelor polare este legată de starea ionosferei, intensitatea câmpului magnetic terestru și evoluția activității petelor solare. Au o tendință de producere ciclică, la 27 de zile și la perioade de 11 ani, de maximă activitate a petelor solare.

Spectrul aurorelor polare cuprinde unele linii accentuate din spectrul vizibil, cele mai intense fiind cele ale oxigenului atomic (liniile roșii), precum și benzi din domeniile violet și albastru, ale moleculelor de azot ionizate. Semenea, apar și linii ale natriului, hidrogenului și heliului.

6.5.2 Originea aurorelor polare

Conform teoriei *Birkeland–Stormer*, aurorele polare sunt produse de undele electromagnetice emise de Soare, formate din particule care străbat spațiile interplanetare și, fiind atrase de polii magnetici terestri, ajung în sfera de atracție a Pământului. Traекторiile particulelor care produc aurorele polare la latitudini mari din atmosfera terestră sunt influențate de poziția Soarelui, ca și poziția draperiilor colorate luminoase din regiunile polilor magnetici.

Teoria Moris–Hulbburt susține că aurorele polare nu se datorează radiației corpusculare a Soarelui, ci bombardamentului cu raze ultraviolet, de pe urma căruia se mărește foarte mult gradul de ionizare a atmosferei superioare. De la altitudini de 70.000 km, radiația UV proiectează atomi cu care interferează la altitudini mai joase, de 300–400 km; ionii rezultați ajung în sfera gravitației terestre și, abătuți de câmpul magnetic, provoacă aurorele polare.

Potrivit *teoriei Alfnen*, din regiunea Soarelui în care protuberanțele sunt mai accentuate, țășnesc particule rapide electrizate, cu foarte mare energie (10^8 eV), ce produc curenti corpusculari puternici, care ajung în sfera de atracție a globului și în câmpul magnetic terestru, producând aurorele polare.

Aurorele polare sunt produse de către vântul solar care perturbă magnetosfera. Perturbarea constă în aceea că particulele puternic încărcate energetic sunt antrenate în atmosfera superioară a Pământului, acolo unde excită atomii și moleculele gazelor atmosferice, care emit radiație vizibilă.

Atunci când o particulă încărcată puternic cu energie din magnetosferă se ciocnește cu o altă moleculă (sau atom) de aer, aceasta transferă o parte a energiei sale către moleculă. Astfel, molecula devine excitată, iar electronii ei trec către un nivel mai mare de energie, în timp ce orbitează față de centrul acesteia, după care se întorc rapid la nivelul inițial. Atunci când moleculele se dezexcită, ele eliberează energia primită inițial de la particula energetică, toată odată sau în trepte. Energia emisă fiind eliberată sub formă de radiație, dacă lungimile de undă ale acestei radiații sunt în zona vizibilă, pot fi văzute sub forma aurorelor polare.

6.6 Vizibilitatea în atmosferă

Vizibilitatea se definește ca fiind *cea mai mare distanță la care un obiect sau un reper poate fi descoperit și identificat*.

La suprafața terestră, vizibilitatea este influențată de următorii factori: transparența atmosferei, luminozitatea reperului și a fondului, culoarea și claritatea reperului și a fondului, dimensiunile geometrice ale reperului, cauze geodezice și topografice, însușiri subiective ale vederii observatorului.

Vizibilitatea orizontală la sol reprezintă distanța maximă la care, în plan orizontal, poate fi văzut și identificat un obiect sau reper cu caracteristici definite. Aceasta se determină cu ajutorul unor repere fixe, aflate la distanțe măsurate, cunoscute exact sau cu senzori electrono-optici.

Dintre fenomenele atmosferice, ceața, ploile puternice, ninsoarea, viscolul, furtunile de praf reduc cel mai mult vizibilitatea orizontală. Vizibilitatea orizontală la sol, în afara fenomenelor menționate, este redusă și de coborârea plafonelor noroase.

Vizibilitatea orizontală la înălțime este foarte variată și depinde, în mare măsură, de caracterul maselor de aer. Astfel, în masele de aer stabile, la înălțimi de 1–2 km, vizibilitatea este mai bună decât la sol.

Vizibilitatea verticală, determinată de la sol, se confundă adesea cu înălțimea bazei (plafonul) norilor; vizibilitatea de jos în sus este mai bună decât de sus în jos.

Vizibilitatea oblică (de aterizare) este distanța de la care pilotul aeronavei aflate pe pantă de aterizare poate să vadă bine capul pistei. Aceasta depinde de următorii factori: structura microfizică a norilor, gradul de iluminare naturală, contrastul dintre pistă de decolare–aterizare și mediul inconjurător, luminozitatea sistemului de balizaj, viteza pe pantă de aterizare, sensibilitatea vizuală, precipitații, plafonul norilor, relieful locului, transparența atmosferei.

Valoarea acestei vizibilități, deosebit de importantă în faza apropierei de pistă, planare și aterizare, poate fi mult redusă sau anulată de fenomenele de viscol, transport de zăpada la sol și ninsoare. De asemenea, variabilitatea plafonului norilor are o influență deosebită asupra vizibilității oblice: în cazul unui plafon de 100–200 m, vizibilitatea oblică atinge, în medie, 40–70% din valoarea vizibilității orizontale la sol.

Vizibilitatea în nori este întotdeauna diminuată față de spațiul aerian inconjurător, în funcție de structura microfizică a norilor respectivi.

Capitolul 7

ELECTRICITATEA ATMOSFEREI

Studiul electricității atmosferice cuprinde totalitatea fenomenelor electrice care se produc în atmosferă și care se numesc **electrometeori**.

Starea electrică a atmosferei este condiționată de mișcarea particulelor încărcate cu sarcini electrice (ionilor). Procesul formării ionilor din atomii gazelor ce intră în compoziția aerului se numește **ionizare**.

7.1 Ionizarea atmosferei

7.1.1 Cauzele ionizării atmosferei

Procesele de apariție și dispariție a ionilor în atmosferă sunt însoțite de fenomene fizice și optice. Foarte des, ionizarea atmosferei este provocată de **ciocnirea particulelor**, interacțiune caracterizată prin energie potențială, care se observă numai la apropierea particulelor la distanțe comparabile cu dimensiunile lor.

Dacă în timpul ciocnirii numărul particulelor și starea lor cuantică nu variază, ciocnirea este elastică; ea modifică doar direcția și viteza de mișcare a particulelor. Ciocnirea urmată de modificarea stării cuantice este neelastică; în acest caz, are loc excitația și ionizarea particulelor.

Ionizarea se produce gradat: atomul trece treptat în starea de excitație și apoi electronul, cu energie mărită, ieșe din sfera de atracție a nucleului. La ionizarea atomilor, în urma ciocnirilor, pentru un electron de valență din atom și îndepărțarea lui din sfera de atracție a nucleului, se consumă o cantitate de energie din energia cinetică a particulei ionizatoare, numită *lucru de ionizare*. Valoarea potențialului electric, suficientă pentru efectuarea lucrului de ionizare a gazelor de către electron, este *mărimea potențialului de ionizare*. Cel mai ușor se ionizează O₂ (12,5 eV), apoi O (13,5 eV) și N₂ (15 eV).

Experimental s-a dovedit că, la ciocnirea electronilor rapizi cu particule de gaze, valoarea maximă a probabilității efective de ionizare se atinge la o viteză de aproximativ $7 \cdot 10^8$ cm/s, caz în care energia electronului este de 150 eV. La alte viteză de mișcare a electronului, numărul de ionizări pentru un cm parcurs scade (la viteză foarte mari, efectul de ionizare este mic datorită duratei scurte de interacțiune cu particulele de gaze).

Ionizarea particulelor gazoase se produce și prin acțiunea radiațiilor, datorită captării unui electron de valență dintr-un atom gazos, de către o cantă de radiație. Fenomenul se numește **fotoionizare** și se datorează ciocnirilor elestice în care rolul particulelor ionizante îl au cuantele de radiație. Pentru producerea lui este necesar ca energia cuantei de radiație să fie egală sau mai mare decât valoarea lucrului de ionizare a gazului respectiv. Lungimile de undă la care se produce ionizarea directă sunt de 910 Å pentru O₂, 900 Å pentru O și 781 Å pentru N₂.

7.1.2 Ionizatorii atmosferei

Principalii ionizatori ai atmosferei sunt:

- în straturile inferioare: radiațiile substanțelor radioactive;
- în straturile superioare: radiația cosmică;
- în ionosferă: radiația cosmică și radiația ultravioletă solară.

Ionizatorii secundari ai atmosferei sunt descărcările electrice, fluxurile meteorice și radiațiile siderale.

Radiațiile radioactive sunt produse de substanțele radioactive din scoarța terestră, aproximativ 100 de milioane de tone, ale căror emanații sunt transportate la mari distanțe de curentii de aer.

Cele mai importante substanțe radioactive din scoarța terestră sunt radiul, thoriul și actiniul. Acestea, pe lângă produsele de dezagregare, au și emanații gazoase care, trecând în atmosferă, se descompun și ionizează atmosfera, prin produsele lor de dezagregare sau prin inducție. Produsele de

dezagregare rămân în suspensie în aer și se depun pe particulele de praf, picăturile de apă și nucleele de condensare.

Dintre toate elementele radioactive, radiul are cea mai mare acțiune în ionizarea aerului atmosferic, deoarece are timpul de înjumătățire cel mai mare, iar produsele lui de dezagregare se răspândesc în cantități mari, atât în straturile inferioare, cât și în cele superioare ale atmosferei. Apa mărilor și oceanelor, cu toate că are radiu în sarea marină, contribuie foarte puțin la ionizarea aerului.

Cantitatea de radioactivitate emanată în aer se exprimă în *curie* (cantitatea se substanță radioactivă în care se produc $3,7 \cdot 10^{10}$ dezagregări/s). Cel mai reactiv este aerul din sol, apoi cantitatea emanărilor scade rapid cu creșterea altitudinii (la 5 km altitudine acțiunea de ionizare a substanțelor radioactive din scoarța terestră scade până la 0).

Radiația cosmică este formată, la limita superioară a atmosferei, dintr-un flux primar ce conține protoni (nuclee pozitive de hidrogen) și nuclee ale celorlalte elemente, în proporția răspândirii lor în Cosmos.

Acest flux produce în atmosferă „avalanșe” de reacții electronucleare, în urma ciocnirii protonilor (cu energii de 10^{10} eV) cu nucleele unor atomi; astfel, apar noi protoni și particule α . Din nucleele atomilor mai pot fi antrenați și mezoni (pozitivi și negativi), care se dezintegreză spontan, emițând radiație α cu energie mare.

Înaintând în atmosferă, radiația cosmică își continuă interacțiunea cu atomii moleculelor de aer și rezultă un flux secundar de particule electrizate, format din electroni, pozitroni, mezoni și fotonii, care contribuie la menținerea stării de ionizare a aerului atmosferic. Toate aceste procese scad foarte mult pe măsura apropierea de suprafața terestră, deoarece intensitatea radiației cosmice scade, din cauza reflectării ei de către straturile succesive ale atmosferei.

Intensitatea radiației cosmice crește cu latitudinea și cu altitudinea, fluxul de particule având o dezvoltare maximă la altitudini de 15–20 km, unde densitatea aerului este suficient de mare, ca și energia particulelor, pentru dezvoltarea reacțiilor electronucleare. Puterea medie de ionizare a atmosferei de către razele cosmice, la nivelul mării, este de 2–4 perechi de ioni/cm³ de aer.

Pe lângă ciocnirea particulelor și fotoionizare, există și cauze **secundare ale ionizării atmosferei**:

- radiația cu lungime de undă mică (910–1.350 Å) provenită de la Soare și absorbită de atmosferă superioară;
- efectul fotoelectric al radiației luminoase asupra spărturilor proaspete ale unor roci (feldspat, granit) produce răspândirea electronilor în aer, iar al radiației UV asupra cristalelor de gheăță din norii *Ci* produce încărcarea pozitivă a acestor cristale;
- efectul Lenard se manifestă prin separarea sarcinilor electrice în ploaia care cade, ca urmare a pulverizării picăturilor de apă, acestea încărcându-se pozitiv, iar aerul din jur negativ;
- arderile incandescente, oxidările violente, reacțiile chimice.

Recombinarea ionilor se produce la ciocnirea particulelor cu sarcini electrice de semne diferite și rezultă molecule neutre.

Recombinarea dintre ionii pozitivi și negativi se produce în straturile atmosferice inferioare și duce la formarea moleculelor neutre, cu eliberare de energie egală cu surplusul dintre lucrul de ionizare și lucrul de scurgere a electronului de la ionul negativ către cel pozitiv.

Recombinările dintre ionii pozitivi și electroni sunt caracteristice tuturor straturilor atmosferice și duc la formarea moleculelor neutre, cu eliberare de energie egală cu surplusul dintre energiile de ionizare și de excitație.

Din observațiile asupra stării de ionizare a atmosferei a rezultat concentrația ionilor în diferite puncte și momente de timp, care variază între 50 și 1.000/cm³. În apropierea solului, până la înălțimea de 100 m, există **efectul electronic**, care constă într-o concentrație mai mare a ionilor pozitivi decât a ionilor negativi.

Conductibilitatea electrică a atmosferei este legată direct de concentrația ionilor; în stratul de lîngă sol variază ușor cu înălțimea, apoi începe să crească, datorită creșterii mobilității și concentrației ionilor cu altitudinea.

7.2 Câmpul electric al atmosferei

7.2.1 Cauzele apariției curenților electrici în atmosferă

Spațiul din atmosferă unde se generează curenții electrici se numește **câmpul electric al atmosferei**. După cauzele ce le provoacă apariția, curenții electrici din atmosferă sunt:

➤ curentul de conducție: apare datorită deplasării ionilor sub acțiunea unui câmp electric slab; este orientat din atmosferă către suprafața terestră și are intensități de $2,9 \cdot 10^{-16}$ A/cm²;

➤ curentul de difuzie al ionilor: apare datorită deplasării și variației densității ionilor în diferite puncte din atmosferă; se produce numai pe verticală și are intensități proporționale cu coeficientul de difuzie turbulentă a particulelor de aer ionizate;

➤ curentul de convecție: apare datorită transportului ionilor odată cu masa de aer în deplasare; intensitatea lui depinde de intensitatea ionilor și de viteza de deplasare a curentului de aer, fiind de aproximativ $2,8 \cdot 10^{-18}$ A/cm²; este mai intens pe viscol și pe vânt puternic;

➤ curentul electric al precipitațiilor: apare datorită căderii sau mișcării picăturilor de apă și/sau cristalelor de gheăță încărcate electric; sub nor sunt regiuni în care predomină, alternativ, sarcini pozitive sau negative, iar picăturile de ploaie și fulgii de zăpadă, deși au sarcini diferite, ajung la sol cu sarcini pozitive; intensitatea atinge valori de $10^{-13} - 10^{-12}$ A/cm²;

➤ curentul descărcărilor orajoase și obscure: are cea mai mare intensitate și străbate întreaga troposferă; datorită acestor curenți, în atmosferă există, întotdeauna, un câmp electric generat de sarcinile negative ale Pământului și de sarcinile pozitive în exces în atmosferă, care reprezintă **câmpul electric normal al atmosferei**.

7.2.2 Originea câmpului electric terestru

După fizicianul Frenkel, cauza inițială a formării câmpului electric terestru este nebulozitatea, iar sarcina electrică a Pământului ia naștere prin inducție. Astfel, porțiunile de suprafață terestră de sub nori se încarcă pozitiv, iar pentru compensarea lor, zonele cu cer senin se încarcă negativ, în apropierea lor stabilindu-se un câmp electric normal. Curentul electric dintre nori și sol este orientat de la Pământ către nori, iar sarcina electrică negativă este repartizată uniform pe suprafața terestră, ca într-un conductor. La o asemenea sarcină electrică negativă a Pământului, când curentul pozitiv de sub nori este echilibrat de curentul de conducție, se stabilește o stare de „echilibru” a câmpului electric.

După alte teorii, sistemul Pământ-atmosferă reprezintă un condensator gigantic plat, rolul plăcii superioare avându-l ionosfera, iar cel al plăcii inferioare, Pământul. Potențialul electric al ionosferei față de Pământ este de $4 \cdot 10^5$ V; partea superioară a ionosferei (regiunea F) are un surplus de sarcină negativă, formată din electroni liberi, iar partea mai joasă (regiunea E) are un surplus de sarcină pozitivă; ca rezultat, *Pământul capătă, prin inducție, sarcină electrică negativă*. Prin urmare, generatorul sarcinii electrice negative a Pământului este Soarele, care acționează prin intermediul ionosferei, în sensul teoriei prezentate.

7.2.3 Caracteristicile câmpului electric normal

Densitatea electrică superficială reprezintă cantitatea de electricitate pe unitatea de suprafață și se exprimă în sarcini elementare/cm²·s.

Sarcina volumetrică reprezintă numărul sarcinilor electrice elementare dintr-un volum elementar de aer și se exprimă în sarcini elementare/cm³ de aer.

Aceste două caracteristici scad odată cu grosimea stratului de aer.

Potențialul câmpului electric are o anumită valoare în orice punct al spațiului aerian; punctele cu aceeași valoare a potențialului formează suprafete echipotențiale, care nu se ating sau intersectează.

Gradientul potențialului electric reprezintă variația potențialului între două suprafete echipotențiale aflate la distanță verticală de 1 m.

Deoarece atmosfera este un mediu neomogen electric, ea are proprietăți dielectrice diferite, deci și regiuni cu densități electrice superficiale diferite. Determinările făcute la suprafața terestră au dat valoarea medie a gradientului potențialului electric, de 130 V/m.

Atât potențialul electric al atmosferei, cât și gradientul său, au variații în funcție de latitudine, altitudine și timp. Ele sunt mai mari la latitudinile temperate și scad către ecuator și poli; potențialul scade cu altitudinea, în straturile inferioare ale atmosferei, din cauza sarcinilor pozitive.

Variațiile diurne sunt diferite de la un anotimp la altul, la latitudini medii; deasupra oceanelor și în regiunile polare se înregistrează un maxim între orele 18 și 19 și un minim în jurul orei 03; deasupra uscatului există un minim principal între orele 03 și 05 și unul secundar după amiază, precum și un maxim principal seara și unul secundar la amiază.

Variațiile anuale, la latitudini medii din emisfera nordică, prezintă un maxim iarna (decembrie–februarie) și un minim vara (iunie–august), iar în regiunile tropicale se înregistrează două maxime și două minime.

Amplitudinea variațiilor anuale este mai mare la latitudinile medii și scade către ecuator și poli.

7.2.4 Influența stării atmosferei asupra câmpului electric

Condițiile meteorologice influențează curenții de conducție, în special cele care produc variații brusete ale sarcinilor volumetrice, deci și variații ale câmpului electric. Intensitatea medie a acestor curenți în apropierea solului este de 1.800 sarcini elementare/ $\text{cm}^2 \cdot \text{s}$; sunt constanți cu înălțimea și variază doar orizontal, datorită transportului sarcinilor volumetrice de către curenții de aer.

Cele mai notabile influențe ale condițiilor meteorologice asupra câmpului electric al atmosferei sunt următoarele:

- gradul mare de impurificare a atmosferei reduce conductivitatea și mărește potențialul câmpului electric;
- norii inferiori micșorează gradientul potențialului electric și pot schimba semnul câmpului electric;
- ceața și pâclă micșorează potențialul electric;
- ploaia, ninsoarea și alte precipitații au influențe complexe și puternice, în sensul modificării valorilor câmpului electric cu mii de V, pozitiv sau negativ.

Masele de aer conțin valori medii specifice ale gradientului potențialului electric: masele continental-polare: 138 V/m, masele maritim-polare: 136 V/m, masele continental-arctice: 203 V/m, masele maritim-arctice: 178 V/m.

7.3 Electricitatea norilor și precipitațiilor

7.3.1 Electricitatea norilor orașoși

Apariția electricității în norii *Cb* se datorează prezenței, în interiorul lor, a ionilor pozitivi și negativi, care caracterizează starea electrică a atmosferei. Fixarea lor pe picăturile de apă sau pe cristalele de gheață creează, în unele porțiuni din nor, concentrații de sarcini pozitive, iar în alte porțiuni din nor, concentrații de sarcini negative. Generarea acestor sarcini electrice determină, în interiorul și exteriorul norului orașos, formarea unor câmpuri electrice locale, care deformează câmpul electric al atmosferei.

Sarcinile electrice ale unui nor creează în apropierea suprafeței terestre, prin inducție, un câmp electric egal și de semn contrar cu al norului. Astfel se naște, pe o porțiune a suprafeței terestre de sub nor, prin inducție, un câmp electric cu tensiune orientată în sus. Fenomenul se produce când densitatea sarcinilor negative de la baza norului este mai mare decât densitatea sarcinilor medii terestre, determinată pe timp senin.

Intensitatea maximă a *câmpului electric anormal* (din timpul orajului) se înregistrează într-un punct de sub centrul norului orașos.

Potențialul câmpului electric se modifică în cazul deplasării sarcinilor electrice în atmosferă. În nori se află, în mod obișnuit, sarcini volumetrice de semne contrare, nepolarizate, în cantități variabile în diferite părți ale norilor (nori bipolari). Acești nori produc, prin deplasarea lor, variația câmpului electric al atmosferei, deci variația gradientului de potențial de la suprafața terestră.

Într-un nor orajos distribuția sarcinilor electrice rezultă din două procese diferite: unul asociat cu prezența cristalelor de gheăță și limitat spre partea superioară, deasupra izotermei de -10°C și altul asociat cu predominanța picăturilor de apă de la baza norului, sub izoterma de 0°C .

La partea superioară a norului se concentrează, în urma electrizării pozitive, elemente solide – cristale fine de gheăță. Particulele mai mari se încarcă negativ și sunt proiectate spre partea inferioară a norului, unde temperaturile fiind pozitive, se topesc. Particulele de apă rezultate sunt supuse, din cauza mișcării verticale turbulente intense, unor procese de fragmentare, care conduc la puverizarea lor; în ascensiune, acestea coagulează ionii negativi și transportă sarcinile electrice negative către centrul norului.

În partea superioară a norului *Cb* se află regiunea principală cu sarcini pozitive, iar în partea centrală, unde temperaturile sunt puțin sub 0°C , se află regiunea principală cu sarcini negative.

La partea inferioară a norului, cu temperaturi peste 0°C , restul picăturilor mai mari se încarcă pozitiv, formând o regiune izolată (locală) de sarcini pozitive, plasată în centrul zonei de precipitații și fulgere, înconjurată de regiunea cu sarcini negative.

În norul orajos, cele mai importante fenomene se produc în zona izotermei de 0°C (grindina, ploile torrentiale, descărcările electrice, givrajul), precum și cel mai puternic gradient de potențial electric al norilor (figura 113).

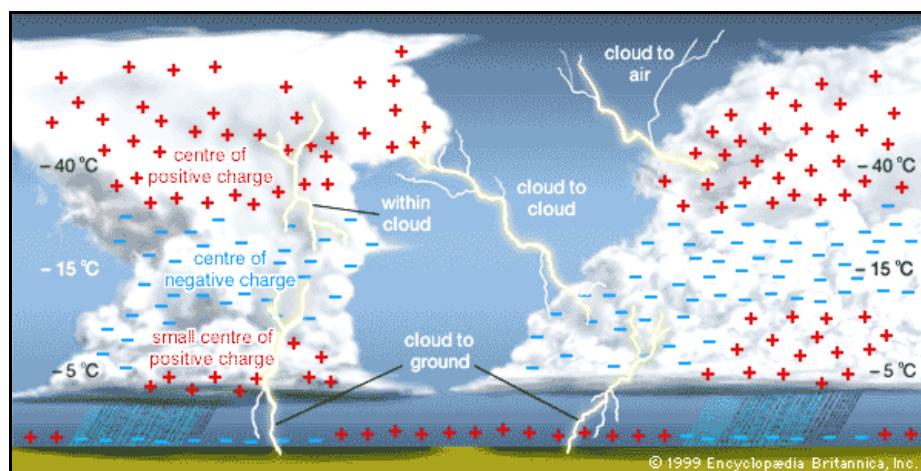


Figura 113
Sarcinile
electrice
ale norilor *Cb*
și formarea
descărcărilor
electrice

Asupra formării sarcinilor electrice din norii orajoși au fost emise mai multe teorii, majoritatea bazate pe *efectul Lenard: când o șubiță de apă izbește un obstacol, picăturile rezultate se încarcă pozitiv, iar obstacolul, negativ*. În cazul norilor orajoși, ori de câte ori o picătură mai mare de apă se fragmentează în picături mai mici, se produce o separare a sarcinilor electrice din picătura inițială, astfel încât *picăturile rezultate se încarcă pozitiv, iar aerul înconjurător negativ*.

Fragmentarea picăturilor de apă are loc în mod curent în norii orajoși în care predomină curenții ascendenți puternici. Procesul se produce mai ales în anotimpul cald, când viteza curenților de convecție și diametrul picăturilor de apă sunt mari.

7.3.2 Electricitatea precipitațiilor

Picăturile de ploaie, fulgii de zăpadă, grindina, în cădere lor spre sol, transportă și sarcini electrice. Acestea au fost puse în evidență prin măsurarea gradientului de potențial și a intensității curentului care se scurge în atmosferă în cursul căderii precipitațiilor.

În urma determinărilor efectuate asupra sarcinilor electrice ale precipitațiilor, s-a ajuns la următoarele concluzii:

- în timpul căderii precipitațiilor, numărul total al sarcinilor pozitive este mai mare decât al celor negative, într-un raport de aproximativ 1,7/1:

- durata căderii precipitațiilor încărcate pozitiv este mai mare decât cea a căderii precipitațiilor încărcate negativ;
- diversele feluri de precipitații au caractere electrice diferite:
 - intensitatea curentului electric oscilează între 10^{-12} A/cm², în cazul averselor și 10^{-17} A/cm², în cazul precipitațiilor continue și liniștite;
 - sarcinile electrice ale precipitațiilor din interiorul același fâșii de precipitații diferă de la o înălțime la alta; în cădere, picăturile și fulgii își pot schimba semnul sarcinii, iar pe de altă parte, produsele de condensare ce apar în diferite regiuni ale norului pot căpăta sarcini diferite;
 - în timpul căderii ploii câmpul electric suferă variații brusă și neregulate; valorile mari de potențial alternează datorită schimbării sarcinilor propagate de precipitațiile din nori;
 - în timpul viscozelor potențialul câmpului electric se intensifică și are variații mari.
- Asupra formării sarcinilor electrice ale precipitațiilor au fost emise mai multe teorii:
 - **teoria inducției:** picăturile de apă care străbat în cădere un câmp electric sunt electrificate astfel încât pe jumătatea superioară se concentrează sarcini de un semn, iar pe jumătatea inferioară, sarcini de semn contrar; în cădere, picăturile mai mari se ciocnesc cu cele mai mici și, chiar dacă nu se contopesc, schimbul de sarcini este frecvent; picăturile de diferite dimensiuni capătă sarcini de semn contrar, dar mai pot căpăta din aer și ioni de același semn, iar în cădere își pot modifica sarcinile, datorită descărcării ionilor pe suprafețele lor;
 - **teoria absorbtiei:** picăturile de ploaie formează în nor un sistem coloidal, iar particulele lui se pot electriza până la un potențial electrocinetic; la trecerea picăturilor prin mediul ionizat pe care îl reprezintă norul, antrenează ioni negativi, astfel căpătând sarcini negative;
 - teoria bazată pe **efectul Lenard**.

Toate aceste teorii nu explică electrizarea cristalelor de gheăță, prezente întotdeauna în norii orajoși. Astfel, pentru explicarea completă a electricității norilor orajoși, trebuie considerat și faptul că, în căderea prin nor, cristalele de gheăță poartă sarcini electrice negative, în timp ce aerul antrenat de curentul ascendent, împreună cu particulele rezultante din sfârșirea cristalelor de gheăță prin frecare, poartă sarcini electrice pozitive. Aceste sarcini pozitive se fixează apoi pe particulele solide sau lichide din nor, transportând electricitatea pozitivă până la vârful lui.

7.4 Descărcările electrice în troposferă

Picăturile de ploaie, fulgii de zăpadă, grindina, în căderea lor spre sol, transportă și sarcini electrice. Interacțiunea lor sau împrejurările în care se pot grupa sau separa, determină fenomenele electrice observate la sol sau în atmosferă liberă. Electrizarea picăturilor de apă sau a fulgilor de zăpadă se produce în nori; în interiorul aceluiași nor există spații în care se pot concentra sarcini electrice de semne diferite.

Sarcinile electrice dintr-un nor orajos determină, în interiorul și în exteriorul lui, formarea unor câmpuri electrice intense. Diferențele de potențial fac ca, între porțiuni separate din același nor sau între nori (figura 113), să se producă o neutralizare a sarcinilor de sens opus, prin descărcări electrice luminoase, observate sub formă de **fulger**. Descărcarea electrică prin neutralizarea sarcinilor de sens opus între nor și sol – sau obiecte de la sol – este observată sub formă de **trăznet**.

De obicei, **fulgerele** (figura 114) sunt **liniare**, fiind formate din fascicule de benzi subțiri și strălucitoare, uneori ramificate sau sinuoase, care se succed la intervale de sutimi (miimi) de secundă. Lungimea benzii vizibile a fulgerului liniar este de 2–3 km, mai rar de 15–20 km, iar lățimea de 15–40 cm.

Impulsul necesar producerii fulgerului este dat de o descărcare electrică inițială slabă, numită **leader**, care înaintează lent și se ramifică în aerul insuficient ionizat. Partea din față a acestei descărcări inițiale se propagă treptat, prin impulsuri intermitente, ionizează aerul și pregătește descărcarea principală a fulgerului, formată dintr-o serie de predescărcări la intervale scurte. Prima predescărcare pornește dintr-un punct al norului și înaintează cu o viteză de 10–20 km/s pe o distanță scurtă, de aproximativ 50 m, după care dispăre. După o pauză de 50–100 μs, din locul opririi primei predescărcări începe a doua, care merge mai departe, apoi dispăre. Acest fenomen se

repetă pe parcursul întregului canal al fulgerului. Totalitatea descărcărilor formează o descărcare progresivă care, din cauza vitezei mari de propagare, este observată ca o bandă luminoasă continuă. Ramificațiile care se formează în timpul predescărcărilor se datorează faptului că noua descărcare, din locul unde s-a oprit anterioara, pornește într-o direcție diferită.



*Figura 114
Complex
de fulgere
și trăznete
deasupra
mării*

Trăznetele sunt formate din 1–5 impulsuri care se succed la intervale de 0,02–0,7 secunde, în trei faze (progresivă, de întoarcere și a descărcărilor ulterioare) cu o durată medie totală de 0,2 secunde.

În faza progresivă, se pregătește canalul principal al fulgerului, în mod identic cu impulsul care produce fulgerul. Dintr-un punct situat în apropierea bazei norului, încărcat cu electricitate negativă, prin impulsuri separate, sarcinile negative își fac drum către suprafața terestră. Pe vechiul canal străpuns de *leader*, se succed fără întrerupere impulsurile următoare, mai scurte. *Leader*-ul caută să unească, printr-un canal de aer ionizat, regiunea de concentrare a sarcinilor negative din nor cu suprafața terestră.

În faza de întoarcere, capătul leader-ului ajunge la sol. Prin influență, la suprafața solului și mai ales pe obiecte înalte și ascuțite, se acumulează sarcini electrice pozitive care, în tendință de a neutraliza sarcinile negative, se ridică pe canalul creat de leader spre nor. Când întregul canal este închis, se produce o neutralizare violentă a sarcinilor negative din nor cu cele pozitive induse de la sol, astfel încât sarcinile negative ale *leader*-ului sunt descărcate instantaneu la pământ. Această neutralizare produce descărcarea electrică principală, îndreptată de la sol către nor (trăznetul propriu-zis). Scânteia electrică produsă se întinde pe parcursul întregului canal, este foarte puternică și luminoasă, strălucirea ei fiind mai intensă la sol și descreșcând cu înălțimea.

În faza descărcărilor ulterioare, din părțile mai îndepărtate ale norului încep să se scurgă alte sarcini electrice negative, iar din nor se propagă un alt *leader*, care urmează drumul precedentului, în vechiul canal aerul fiind încă ionizat.

Tunetele sunt zgomotele (bubuiturile) care însotesc descărcările electrice – fulgere sau trăznete – rezultate din încălzirea și dilatarea aerului pe canalul de propagare până la 10.000°C , urmată de contractarea și răcirea bruscă ulterioară, cu scăderea corespunzătoare a presiunii.

Fulgerele liniare pot fi :

- ramificate ;
- în formă de bandă (canale paralele luminoase, cu lățimea benzii de ordinul metrilor) ;
- în formă de rachetă (foarte rar sunt observate ca o trenă cu un capăt luminos, ce se mișcă foarte repede între nor și sol sau numai între nori, lăsând în urmă o dără luminoasă).

Au durată medie de 0,2 s, cea maximă observată fiind de 1,5 s.

Fulgerele plate (difuze) sunt descărcări electrice dirijate în sus, ce apar ca luminiscențe roșiatice, fără zgomot, pe o porțiune mai mare a norului orajos și au o durată medie de 1 s ; datorită lor, partea superioară a norului orajos se luminează difuz.

Fulgerele globulare apar la sfârșitul orajelor, după cele liniare, ca sfere strălucitoare albe sau roșii ce plutesc în aer și produc un șuierat (bâzâit); dispar lent, cu părăituri, sau brusc, cu explozie. Diametrul lor, în apropierea solului, este de 10–15 cm, iar în atmosferă liberă, de câțiva m. Durata lor este cuprinsă între fracțiuni de s și câteva minute.

Se presupune că ar fi compuse din gaze adunate în formă sferică sub acțiunea forțelor electrice, sau vârtejuri de gaze rezultate din reacții chimice ce dău temperaturi foarte mari și care se mențin datorită forțelor de tensiune superficială, sau zone de ardere a hidrogenului atmosferic.

Fulgerele mătănii se observă foarte rar ca o succesiune de sfere mici; fac trecerea de la fulgerele liniare la cele globulare. Distanța între sfere este de aproximativ 1 m, iar durata de 1 s.

Focul Sfântului Elm reprezintă un complex de descărcări electrice în efluvi, care se formează pe vârfuri ascuțite, atunci când tensiunea câmpului electric atmosferic este foarte mare. Fenomenul se observă pe timpul producerii orajului sau înaintea dezvoltării lui, pe culmile ascuțite ale stâncilor, antenele aeronavelor, catargele navelor, acoperișuri ascuțite, vârfurile arborilor, iar în regiunile muntoase, chiar pe capul animalelor sau oamenilor.

Fenomenul apare ca raze luminoase ce pornesc din vârful ascuțit, se împrăștie ca un pământuf și înconjoară vârful ca o cunună; este însoțit de zgomote ca la pieptănarea părului uscat. Luminiscența care însoțește descărcarea electrică se datorează ionizării puternice a aerului.

7.5 Fenomenele orajoase

Orajul reprezintă una sau mai multe descărcări bruște de electricitate atmosferică care se manifestă printr-o lumină scurtă și intensă (fulger) și printr-un zgomot sec sau un bubuit puternic (tunet).

Orajele sunt asociate norilor de convecție (*Cb*) și sunt cel mai adesea însoțite de averse de ploaie, de ninsoare, măzăriche sau grindină. În unele cazuri, orajele pot fi lipsite de precipitații, după cum aversele de ploaie sau de ninsoare nu sunt însoțite întotdeauna de descărcări electrice.

7.5.1 Formarea norilor *cumulus* și *cumulonimbus*

Orice nor *Cb* își are originea într-un nor *Cu*. Formarea norilor *Cb* de natură termică este indicată de apariția, pe timp de vară, înainte de răsăritul soarelui, a unor nori cumuliformi cu plafonul la aproximativ 2.000 m, *Ac cas*, care indică prezența atmosferei instabile și posibilitatea dezvoltării curenților ascendenți, necesari formării orajelor în a doua jumătate a zilei (figura 115).



Figura 115
Nori
Ac cas

Stadiul *Cumulus humilis* (figura 116) de timp frumos:

➤ curenții principali sunt ascendenți (viteză medie de 5 m/s), simetrici față de o verticală dusă prin centrul norului; cei mai puternici curenți ascendenți sunt către vârful norului și la sfârșitul stadiului;

- lipsesc precipitațiile; se formează picături de apă care se evaporă în stratul de aer nesaturat de sub nor;
- când există condiții favorabile, *Cu hum* cresc repede, atât vertical cât orizontal, sau mai mulți nori se contopesc într-unul mai mare; *Cu hum* trece în stadiul de *Cu med*, apoi în stadiul de *Cu con*;
- câteodată, în jurul buclelor sau a turnurilor de *Cu con* se formează văluri fibroase (pileus).



Figura 116
Nori
Cu hum

- Stadiul *Cumulus congestus* (figura 117):
- curenți ascendenți bine dezvoltați (15–20 m/s);
 - apar și curenți descendenți, însă mai slabii, mai ales în aerul liber de sub nori;
 - picăturile de apă se contopesc, formând picături mai mari, care sunt antrenate de curenții ascendenți puternici; când norul atinge grosimi mari (3–5 km), picăturile au dimensiuni suficiente de mari încât currentul ascendent nu le mai poate ține în suspensie și începe să cadă prin părțile norului unde curenții ascendenți sunt mai slabii; dacă nu se evaporă în stratul de aer de sub nor, ating solul sub formă de picături mari și rare;

Începutul căderii picăturilor este rezultatul înghețării părții superioare a norului și marchează trecerea din stadiul de *Cu con* în stadiul de *Cb calvus* și apariția curenților descendenți mai puternici, apoi trecerea în faza de *Cb capillatus*.



Figura 117
Nori
Cu con
pileus

În stadiul de trecere de la *Cu* la *Cb*, mișcările ascendențe ale aerului sunt maxime, până ce tot norul *Cu cong* se transformă în *Cb*. Viteza curenților ascendenți crește treptat, de la nivelul de condensare și devine maximă la vârful norului. Acești curenți sunt însoțiți de curenți descendenți mai slabii (care încep să frâneze curenții ascendenți). În interiorul norului se produc vârtejuri care au

ca rezultat formarea de bucle (adesea cu aspect de conopidă, pileus) în partea lui superioară; în aceste regiuni, predominând picături de apă suprarăcită, se întâlnesc condiții periculoase de givraj.

Trecerea de la nori *Cu* la *Cu con* este lentă, însă trecerea de la norii *Cu con* la norii *Cb* orajoși este foarte rapidă (30–60 minute).

Stadiul *Cb matur* (figura 118):

➤ schimbarea curenților verticali din interiorul norilor; curenții ascendenți cu viteze de 30–40 m/s sunt însoțiti și de curenți descendenți, care se dezvoltă intens, fapt ce explică și căderea precipitațiilor;

➤ în afară de curenții ascendenți, foarte puternici, odată cu apariția precipitațiilor, se observă o mișcare descendantă a aerului rece, care se face simțită sub nori; viteza curenților descendenți din interiorul norilor este direct proporțională cu intensitatea averselor de ploaie, depășind uneori 15 m/s sub nor;

➤ căderea precipitațiilor produce scăderea bruscă a temperaturii aerului la sol cu 10°–15°C și, datorită curenților verticali foarte puternici, apare o intensificare a vântului de scurtă durată care uneori este foarte puternică.



Figura 118
Nori *Cb*

Norii orajoși bine dezvoltăți pot ocupa toată troposfera. La latitudinile medii, înălțimea limitei inferioare, de regulă, este la 600–1000 m, iar cea superioară ajunge până la altitudinea de 8–14 km. Extinderea pe orizontală a norilor orajoși oscilează între 3 și 50 km.

Stadiul de *disipare* reprezintă distrugerea progresivă a norilor orajoși, prin încetarea activității orajoase și slabirea precipitațiilor. Formarea nicovalei la partea superioară a norilor orajoși (*Cb incus*) indică dezvoltarea maximă a acestora și totodată începutul distrugerii lor. Nicovala se separă de vârful norului și se poate mișca mai departe, sub formă de Cirrus spissatus cumulonimbogenitus.

Perioada de existență a norilor *Cb* este de 1–5 ore, iar procesul de distrugere durează aproximativ 30 de minute.

7.5.2 Clasificarea și dezvoltarea orajelor

Pentru dezvoltarea fenomenelor orajoase este necesar ca în atmosferă să se creeze o stare de instabilitate, iar aerul cald și umed, sub acțiunea unui impuls puternic, să fie forțat să se ridice repede deasupra nivelului de condensare, formând norii *Cb*. După natura acestui impuls, orajele se clasifică în:

- oraje din interiorul masei de aer: de insolație/termice/locale, orografice și de convergență;
- oraje frontale.

Orajele locale se produc prin impulsul aerului cald și umed, provocat de curenții de convecție formați de încălzirea prin insolație a suprafeței terestre. Pe lângă acești curenți turbionari verticali, o importanță deosebită au și curenții turbionari orizontali.

Pe uscat, frecvența maximă a acestor oraje se produce vara, după-amiaza, iar pe mare, iarna. Aceste oraje se dezvoltă și se sting aproape în același loc; apar dezordonat sau încep într-un focar și apoi se propagă în împrejurimi. Când se deplasează peste suprafețe fără vegetație, se înteșesc, iar când trec peste suprafețe mai reci (lacuri, râuri, păduri), slabesc sau dispar.

Fenomenul orajos local este format dintr-o celulă orajoasă sau serie de celule individuale distincte, mai mult sau mai puțin legate între ele. Se extinde, în general, pe lungimi de 30–35 km și lățimi de 10–15 km, acest areal conținând câte 4–6 celule independente și turbulente, fiecare înconjurată de un brâu neturbulent cu nori de diferite tipuri, cu lărgimea de 1–2 km.

Structura celulelor nu este similară. Unele constau numai din curenti ascendenți, altele numai din curenti descendenți, iar uneori din ambele categorii de curenti.

Precipitațiile și celelalte fenomene caracteristice urmează aranjarea spațială a celulelor și reflectă stadiile dezvoltării lor. Ciclul vieții unei celule corespunde cu cel al norului *Cb* format prin convecție termică: stadiul *Cu*, stadiul matur și stadiul de disipare (figura 119).

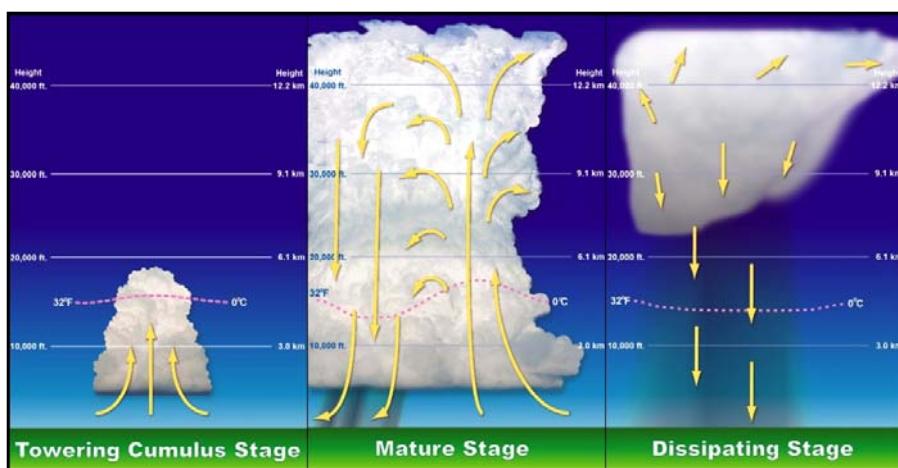


Figura 119
Stadiile
dezvoltării
norilor *Cb*

În primul stadiu, 2–3 nori *Cu* pot crește astfel încât să formeze o celulă orajoasă cu diametrul de 2–5 km și cu vârful nedepășind 5.000 m.

În stadiul matur celula orajoasă conține, la nivelul inferior, un curent ascendent pronunțat, adiacent cu cel descendent. Ploaia de la sol este asociată, mai ales, cu curentul descendent al celulei. Datorită răcirei puternice a aerului de sub nori, produsă de evaporarea picăturilor de ploaie, curentul descendent devine un curent de aer rece, care cade pe sol ca o cascadă și se împrăștie lateral în toate direcțiile. Toate fenomenele observate de la sol, legate de oraje (ploi torențiale, vânturi în rafale, vijelii, creșterea umezelii aerului, mersul neregulat al temperaturii și presiunii aerului), sunt asociate cu acești curenti descidenți.

În stadiul dissipativ, în întreaga celulă orajoasă predomină curentii descidenți, care continuă atât timp cât durează ploaia. Formarea „nicovalei” la vârful norului *Cb* arată că acesta a ajuns la dezvoltarea maximă, după care începe procesul de disipare. Odată cu diminuarea ploii slabesc și curentii descidenți, iar norul se fragmentează, începând de la partea inferioară.

Orajele unicelulare au un ciclu de viață scurt (30–60 minute) și o dezvoltare troposferică rapidă, favorizată de ascendență puternică a aerului cald și de variația slabă orizontală și verticală a vântului.

Deplasarea norului orajos se realizează după direcția vântului din stratul troposferic cuprins între 5 și 7 km altitudine.

Determină precipitații în stadiul de maturitate, pot fi însoțite de rafale de vânt și grindină.

După intensitatea lor, orajele unicelulare pot fi **obișnuite** sau **severe** (puternice – figura 120).

Orajele multicelulare (figura 121) sunt mănunchiuri de oraje unicelulare/linii de oraje (de gren) cu ciclu de viață scurt. Fiecare celulă generează un curent descendent de aer rece din combinarea căror poate rezulta un front de rafale; convergența în zona frontului de rafale poate cauza dezvoltarea unor noi celule orajoase, la intervale de aproximativ 5–15 minute (figura 122).

Figura 120 Oraj unicelular sever în stadiul matur

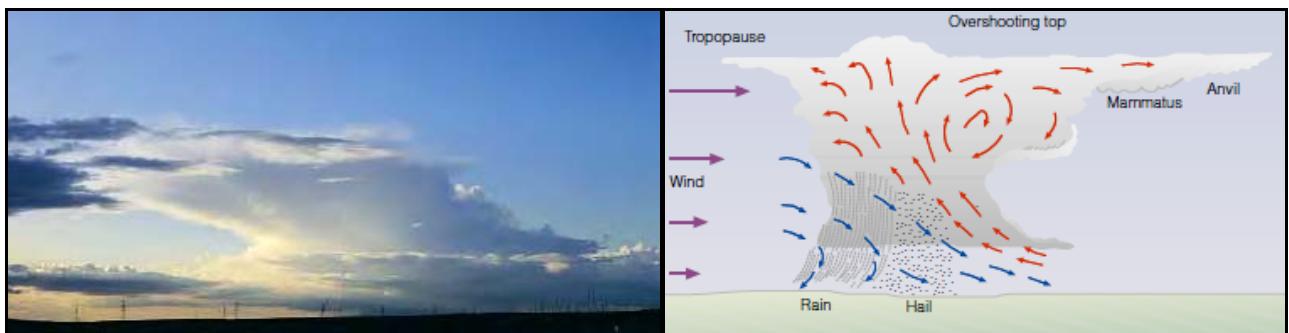


Figura 121 Oraj multicelular

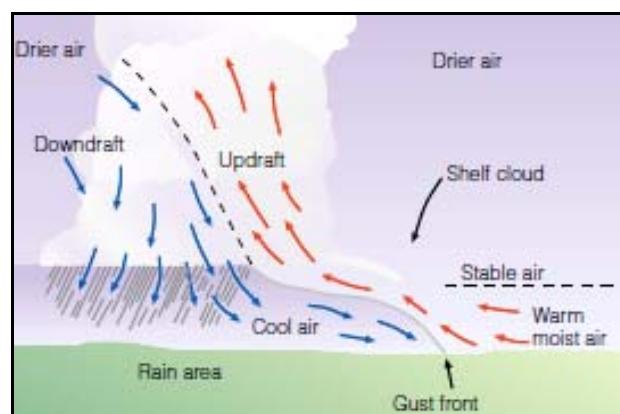
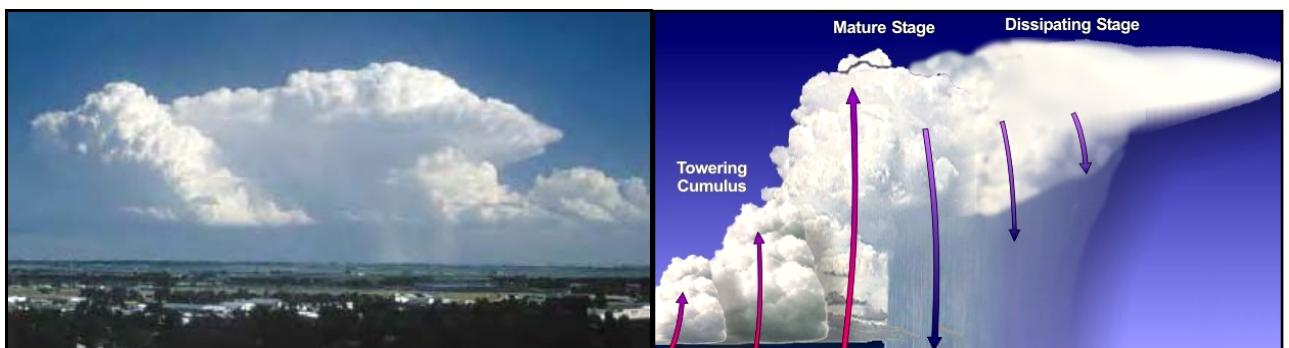


Figura 122
Formarea
frontului
de rafale

Manifestarea orajelor multicelulare este de durată mai lungă decât a orajelor unicelulare, din cauza regenerării de-a lungul frontului de rafale. Orajele multicelulare sunt, întotdeauna, **severe**.

Profilul vertical al vântului indică o puternică forfecare unidirecțională a vântului în straturile joase ale troposferei, iar deplasarea celulei orajoase se face după vântul mediu (figura 123).

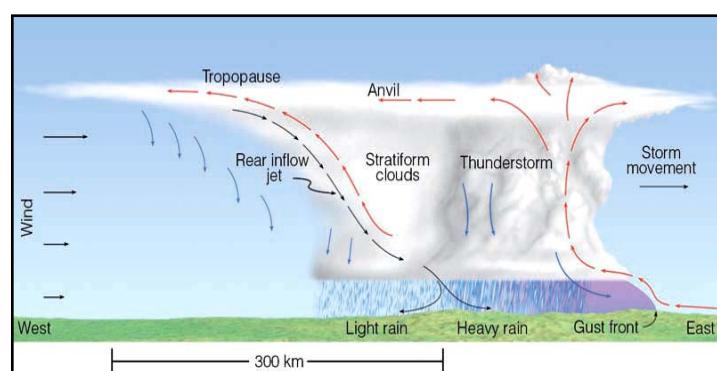


Figura 123
Deplasarea
frontului
de rafale

Mănușchiurile de nuclee orajoase se propagă în direcția frontului de rafale și la dreapta vântului mediu, sunt însotite de averse puternice care pot determina viituri; se înregistrează căderi de grindină, de dimensiunile cele mai mari în apropierea centrului curentului de aer descedent; este posibilă apariția tornadelor, pentru scurt timp, de-a lungul fronturilor de rafale, în apropierea centrului mișcărilor ascendente.

Orajele supercelulare sunt furtuni mari, cu o durată lungă și cu un singur curent ascendent de rotație, violent (figura 124). Sunt un tip particular de oraj unicelular, care poate persista timp de mai multe ore.

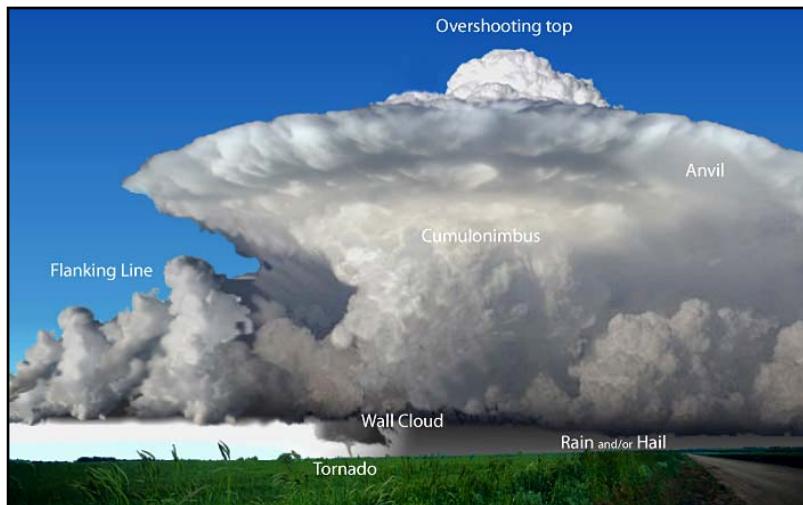


Figura 124
Oraj
supercelular

Ele sunt responsabile pentru aproape toate tornadele semnificative și pentru cele mai multe dintre grindinile cu dimensiuni mai mari decât cea a unei mingi de golf, pentru că violența curentului ascendent păstrează grindina în nor suficient de mult timp pentru ca ea să crească la dimensiuni considerabile.

Supercelulele (figura 125) persistă mai multe ore și determină frecvent fenomene de vreme severă. Condițiile favorabile dezvoltării supercelulelor sunt (figura 126):

- creșterea vitezei vântului cu înălțimea;
- rotirea vântului cu înălțimea în straturile joase ale troposferei, ceea ce duce la mișcarea turbionară ascendentă;
- profilului vântului, curbat în straturile joase ale troposferei, devine o linie dreaptă;
- forfecarea vântului cu cel puțin 70° grade în primii 3 km (forfecarea medie pentru formarea unei supercelule convective este de 90°).

Supercelulele convective determină, pe lângă grindina de mari dimensiuni și tornade, averse puternice, curenți descendenți și rafale puternice la suprafața solului, deseori peste 25 m/s.

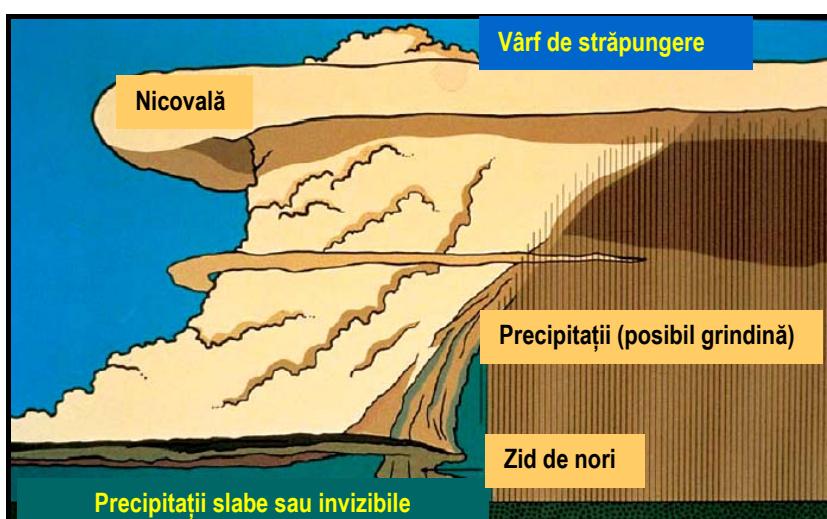
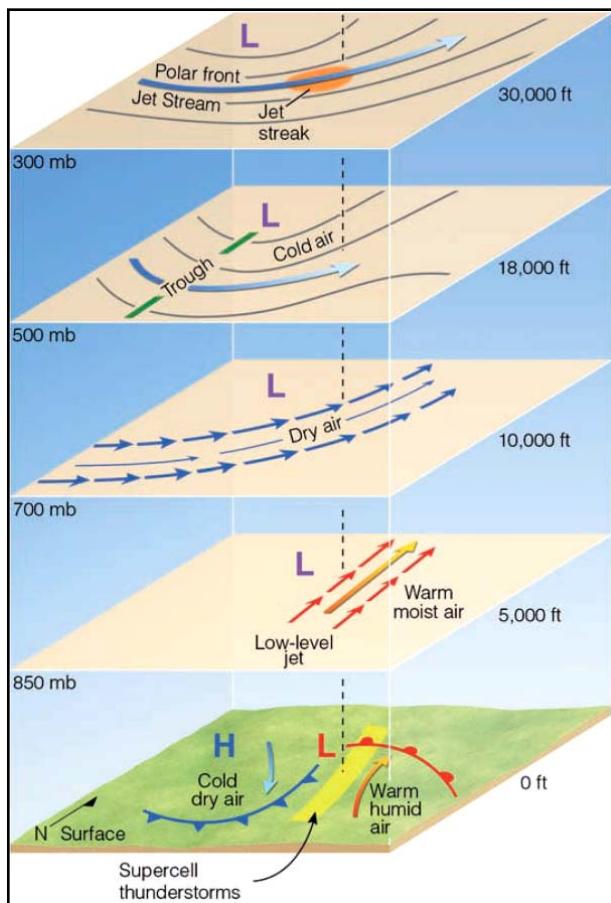


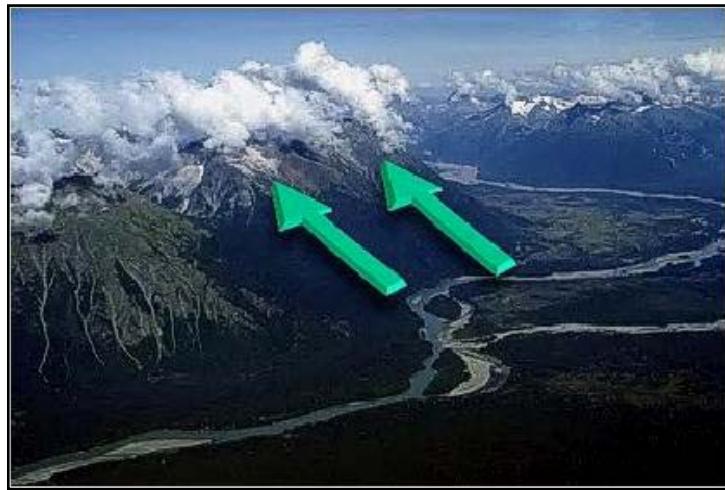
Figura 125
Structura verticală
a supercelulei
de furtună clasice

Figura 126
Formarea supercelulei de furtună: principalele elemente la sol și în altitudine



Orajele orografice pot apărea în orice moment din zi sau noapte, în timpul verii și în timpul iernii, în condițiile ascensiunii orografice a aerului într-o atmosferă instabilă sau condițional instabilă (figura 127). Totodată, ascensiunea orografică a aerului poate intensifica un oraj care deja se deplasează peste obstacolul respectiv.

Figura 127
Oraj orografic



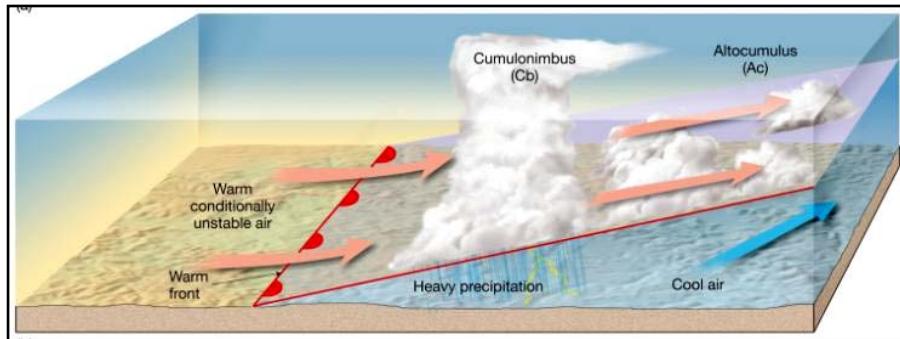
În cazul ascensiunii pe un șir de înălțimi, ele pot apărea într-o formăție liniară, iar dacă ascensiunea.

Orajele de convergență sunt foarte comune regiunilor de convergență a aerului, adică în cicloni și în ITCZ (figurile 43–44).

Orajele frontale se produc datorită activității frontale, unde aerul cald este forțat să se ridice deasupra aerului rece. Aceste oraje se produc în orice anotimp, ziua sau noaptea; nu au caracter local, ci urmează o linie continuă pe distanțe mari.

Oragele asociate cu frontul cald se formează în norii *As–Ns*; precipitațiile care cad din acești nori se combină cu cele ale norilor *Cb*, determină coborârea plafonului norilor, scădereea vizibilității și givraj. Aceste fenomene sunt împrăștiate la sute de kilometri în zona de precipitații dinaintea frontului cald, formând o linie aproape paralelă cu frontul de la sol (figura 128). Pot apărea pe neașteptate și se produc atât ziua cât și noaptea, deoarece sunt independente de încălzirea diurnă. Mai frecvent apar toamna și primăvara, mai rar iarna și numai ocazional vara.

Figura 128 Oragele asociate frontului cald



Fenomenele orajoase asociate cu frontul cald sunt mai puțin violente decât alte tipuri de fenomene frontale orajoase.

Oragele asociate cu frontul rece au o violență mare, se întind pe suprafețe vaste ca un zid neîntrerupt și sunt însotite deseori de vijelii (spre deosebire de cele locale); se manifestă într-o zonă largă de aproximativ 50–100 km și lungă de sute de kilometri de-a lungul frontului rece (figura 129).

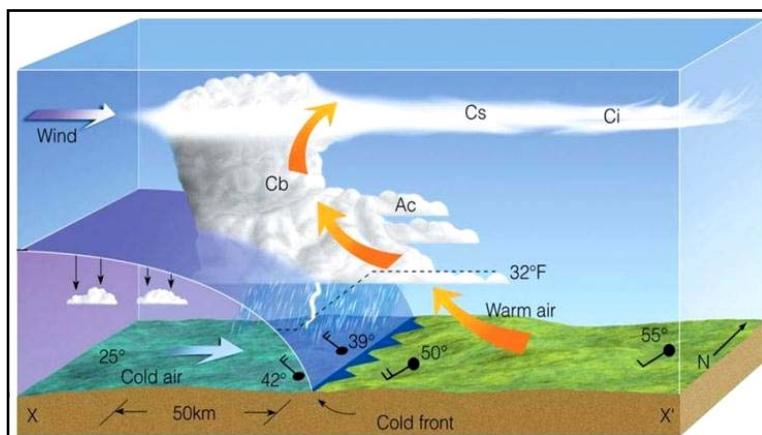


Figura 129
Oragele
asociate
frontului
rece

Fenomenele orajoase sunt foarte puternice în tot cursul zilei și nopții și în orice anotimp; pot forma, de-a lungul frontului, o zonă orajoasă continuă (linie de vijelii), ca un zid neîntrerupt de nori *Cb*, gros de aproximativ 80 km și înalt de 10 km, care adesea ocupă întreaga troposferă.

Fronturile reci de la sol, care produc asemenea fenomene, sunt precedate în mod frecvent de un front rece superior, care se mișcă înaintea frontului rece de la sol, mai ales în cazul fronturilor reci rapide și marcate printr-o discontinuitate puternică a vântului (talveguri depresionare). De-a lungul limitei celor două sisteme de vânturi (limita a cărei intersecție cu suprafața terestră formează linia de vijelii), întinsă numai până la câteva sute de metri deasupra solului, se produce schimbarea pronunțată și violentă a direcției vântului și creșterea intensității sale; dacă limita de separație este înclinată mai abrupt, de-a lungul ei se produce o convecție locală care dă naștere unui vârtej vertical, care atunci când se întinde până la suprafața pământului formează trombe.

Fenomenele orajoase se mișcă în general spre NE, de obicei cu vânturile superioare și cu viteză mai mare ca frontul rece (30–50 km/h); se deplasează mai repede noaptea și deasupra mării decât ziua și deasupra uscatului.

Curenții verticali sunt puternici și pot cauza formarea grindinii; vârfurile norilor orajoși ating niveluri înalte (10–12 km), turbulența este puternică; zonele de ploaie asociate cu aceste fenomene orajoase au lărgimi importante și sunt însotite de plafoane joase și vizibilități coborâte.

Norul *Cb* este originea multor nori ce apar în partea posterioară a maselor mari de nori orajoși. Porțiunile mai înalte pot forma nori *Ci spissatus* denși, iar porțiunile inferioare pot forma nori *Ac* și *Sc* în straturi groase.

7.5.3 Repartiția fenomenelor orajoase

Fenomenele orajoase au o repartiție caracteristică pe glob, temporală și latitudinală.

Frecvența orajelor este maximă la latitudinile mici și descrește treptat spre latitudinile mari, iar durata orajelor este maximă la latitudinile mici și mijlocii.

Deasupra întinderilor mari de uscat, frecvența zilnică a orajelor este mare între orele 13 și 14; în zonele cu climat continental, frecvența este maximă între orele 15 și 18, iar cel mai redus număr de oraje este dimineața, între orele 5 și 7.

În regim anual, frecvența maximă a orajelor se înregistrează în lunile iunie–iulie, iar cea minimă în lunile decembrie–ianuarie.

Deasupra întinderilor mari de apă, orajele au frecvența maximă diurnă seara și noaptea, iar frecvența maximă anuală, iarna.

Focarele cu cel mai mare număr de zile orajoase sunt următoarele:

- centrul Africii: 150 zile;
- centrul Braziliei: 106 zile;
- Panama: 135 zile;
- Sudul Mexicului: 142 zile;
- Australia: 220 zile.

În regiunile tropicale orajele durează foarte mult, până la 14 ore, iar numărul fulgerelor atinge ordinul miilor.

În România, cel mai mare număr mediu anual de zile cu oraje se înregistrează în regiunea munților (30 de zile); numărul orejelor scade treptat spre câmpie, apoi spre delta și litoral.

7.6 Descărcările electrice în atmosferă înaltă

Descărcări electrice în atmosferă înaltă sau **fulgere ionosferice** sunt termeni utilizați pentru referirea la o familie de fenomene electrice de scurtă durată, de descompunere, care au loc cu mult peste altitudinile fulgerelor și norilor de furtună normale. Fenomenul fulgerelor ionosferice este considerat a fi inducție electrică de forme de plasmă luminoasă și deoarece diferențelor tipuri de fenomene electrice cu descărcare în atmosferă superioară le lipsesc câteva caracteristici ale fulgerelor troposferice, se preferă utilizarea termenului de **eveniment luminos tranzitoriu** (Transient Luminous Event – **TLE**).

TLE sunt fenomene secundare care au loc în atmosferă superioară, în asociere cu fulgerezile de desubtul lor (figura 130). În general durează de la mai puțin de o milisecundă la mai mult de 2 secunde. Prima înregistrare video a unui TLE a fost efectuată accidental pe 6 iulie 1989. Cercetătorii de la Universitatea Minnesota așteptau să înregistreze o lansare de rachete și au orientat aparatul de fotografiat spre o furtună îndepărtată. Un TLE a fost identificat mai târziu, apărând în doar două cadre ale filmului. Ulterior, TLE au fost capturate de către o varietate de sisteme de înregistrare optică, numărul total de evenimente înregistrate până în anul 2009 fiind estimat la mai multe zeci de mii. Rata globală de apariție a TLE, estimată prin observații satelitare, este de mai multe milioane de evenimente pe an.



Figura 130
Formarea
TLE

Apariția descărcărilor electrice în atmosfera superioară, deasupra furtunilor puternice, a fost sugerată de fizicianul scoțian CTR Wilson, în 1925. În deceniile care au urmat, descărcări electrice la mare altitudine au fost observate din aer și din spațiu și actualizate de către meteorologi până la prima dovardă vizuală directă, documentată în anul 1989. Ani mai târziu, semnăturile optice ale acestor evenimente au fost numite "sprite" de către cercetători, pentru a evita implicarea unor proprietăți fizice încă necunoscute la momentul respectiv. Termenii "red sprite" și "blue jet" au câștigat popularitate după ce un clip video a circulat ca urmare a unei campanii de cercetare aeriană a acestor fenomene, în 1994.

Există mai multe tipuri de TLE (figura 131), cele mai comune fiind sprites. Sprites sunt flash-uri de lumină roșie strălucitoare care au loc deasupra sistemelor orajoase. C-sprite (prescurtarea de la "sprite columniform") este numele dat coloanelor verticale de lumină roșie. C-sprite care prezintă cârcei sunt numite uneori *sprite morcov*. Alte tipuri de TLE includ halouri, jeturi albastre, jeturi gigantice, startere albastre și ELVES (Emissions of Light and Very Low Frequency Perturbations due to Electromagnetic Pulse Sources – emisii de lumină și perturbări de frecvență foarte redusă, datorită surselor de impulsuri electromagnetice).

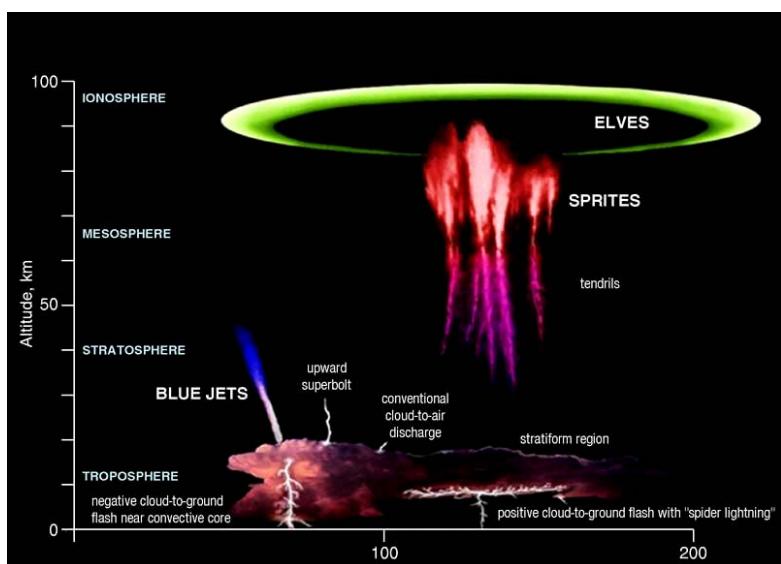


Figura 131
Tipuri de
TLE

Sprites sunt descărcări electrice pe scară largă care au loc deasupra unui nor de furtună, dând naștere la o gamă destul de variată de forme vizuale. Acestea sunt declanșate de descărcările sarcinilor pozitive între norul *Cb* și suprafața terestră. În mod normal, acestea sunt colorate în roșu-

portocaliu sau albastru-verzui, cu forme de lujeri la partea inferioară și ramuri la partea superioară. Ele pot fi precedate de un halou roșiatic, iar de multe ori apar în grupuri, situate între 50 și 90 km deasupra suprafeței terestre (figura 132).



Figura 132
Sprites

Pe baza aspectului vizual, au fost clasificate trei tipuri de sprite:

- sprite meduze – foarte mari, de până la 50/50 km;
- sprite morcov;
- sprite C sau coloană.

Jeturile albastre diferă de sprites prin aceea că sunt proiectate din partea de sus a norului *Cb*, deasupra unei furtuni, de obicei într-un con îngust, către nivelurile inferioare ale ionosferei (40 la 50 km deasupra Pământului). În plus, în timp ce sprites roșii tind să fie asociate cu trăsnete semnificative, jeturi albastre nu par a fi declanșate în mod direct de fulgere; cu toate acestea, sunt conectate cu grindina puternică din furtuni. Ele sunt, de asemenea, mai luminoase decât sprites și de culoare albastră, din cauza unui set de linii de emisie în albastru și ultraviolet apropiat, produse de azot molecular neutru și ionizat (figura 133).

Au fost înregistrate mai întâi la 21 octombrie 1989, pe un film alb-negru al unei furtuni la orizont, luat de la Space Shuttle ce a trecut peste Australia și apar mult mai puțin frecvent decât sprites. Până în 2007 au fost obținute mai puțin de o sută de imagini, majoritatea lor, primele color, fiind asociate cu o singură furtună și datând din campania de cercetare aeriană a acestor fenomene, din 1994.

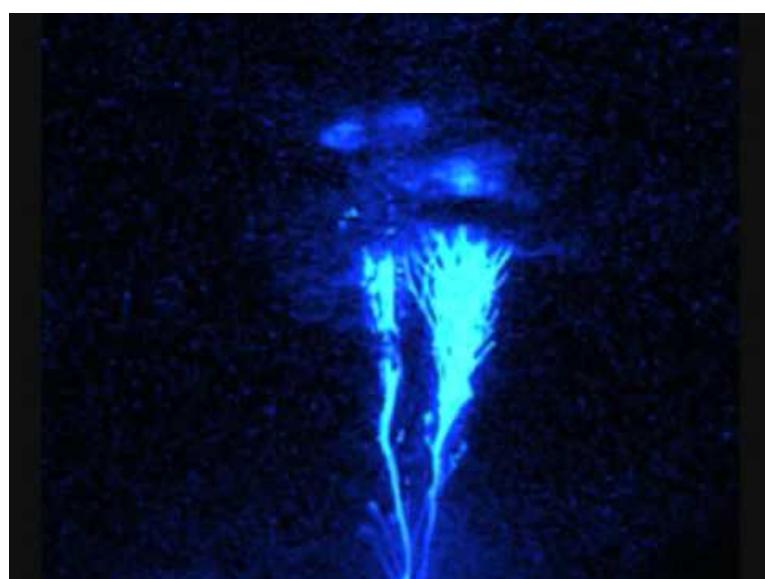


Figura 133
Jeturi albastre

Startere albastre au fost descoperite pe video de la un zbor de cercetare pe timp de noapte în jurul furtunii și apar ca un fenomen luminos ascendent strâns relaționat cu jeturile albastre. Sunt mai scurte și mai strălucitoare decât jeturile albastre, atingând altitudini de numai 20 km.

Jeturile gigantice au fost fotografiate la 14 septembrie 2001, de oamenii de știință de la Observatorul Arecibo, acestea ajungând la 70 km în atmosferă, dublul altitudinii observate până atunci. Acestea au fost localizate deasupra unei furtuni pe ocean și a durat sub o secundă. Jetul a fost observat inițial deplasându-se cu aproximativ 50.000 m/s, viteză similară fulgerelor tipice, apoi cu 160.000 și cu 270.000 m/s, s-a împărțit în două și a accelerat în sus cu o viteză de cel puțin 2.000.000 m/s, în ionosferă, unde s-a imprăștiat într-o explozie de lumină strălucitoare.

La 22 iulie 2002, s-au observat cinci jeturi gigantice, între 60 și 70 km altitudine, peste Marea Chinei de Sud, din Taiwan și care au durat mai puțin de o secundă, având forme de copaci și morcovii uriași. La 10 noiembrie în China s-a observat un eveniment cu jet gigantic, deasupra unei furtuni de pe continent. La 2 februarie 2014, Observatorul Verde Oro din Argentina a raportat zece sau mai multe evenimente cu jeturi gigantice, observate într-o furtună, în apropiere de orașul Rosario.

ELVES apar adesea ca o strălucire vagă, aplatizată, cu extinderea de aproximativ 400 km în diametru, care durează, de obicei, doar o milisecundă. Ele apar în ionosferă, la 100 km altitudine deasupra furtunii. Culoarea lor a fost un puzzle pentru ceva timp, dar acum este considerată a fi o nuanță de roșu. ELVES au fost înregistrate prima dată de o misiune spațială, deasupra regiunii Guyana Franceză, la 7 octombrie 1990, în cadrul programului Mesoscale Lightning Experiment (MLE) derulat de o echipă de cercetători de la Marshall Space Flight Center.

Capitolul 8

ACUSTICA ATMOSFEREI

8.1 Sunetul în atmosferă

Sunetul este rezultatul oscilațiilor unui mediu elastic, provocate de o sursă sonoră.

Oscilațiile sunt percepute de om direct sau prin intermediul unor aparate speciale. Urechea umană poate percepere sunete cu frecvențe între 16 și 20.000 Hz, având sensibilitate maximă pentru frecvențele între 1.000 și 3.000 Hz. Sunetele cu frecvențe mai mici de 16 Hz se numesc **infrasunete**, iar cele cu frecvențe mai mari de 20.000 Hz, **ultrasunete**.

Sunetele se caracterizează prin intensitate și viteză de propagare. **Intensitatea** este cantitatea de energie sonoră primită într-o secundă de o suprafață de 1 cm^2 , perpendiculară pe direcția de propagare, iar **viteză** este spațiul parcurs de undă sonoră în unitatea de timp. Ambele mărimi sunt influențate de condițiile atmosferice.

8.1.1 Variația intensității sunetului în atmosferă

Starea atmosferei influențează intensitatea sunetului prin faptul că produce absorbția parțială a sunetelor, prin amortizarea oscilațiilor sonore. Intensitatea sunetelor (măsurată în W/m^2) scade invers proporțional cu pătratul distanței până la sursa sonoră.

Această diminuare se datorează propagării energiei sonore prin unde sferice tot mai mari; datorită faptului că energia sonoră este absorbită de mediu și transformată în alte forme de energie (calorică, mecanică etc.).

Intensitatea sunetului în atmosferă depinde de:

- starea meteorologică a atmosferei (temperatură, umezeală, amestecul gazelor în aer, mărimea picăturilor de apă din ceată și din nori etc.);
- lungimea undelor sonore;
- existența pulberilor în atmosferă, care generează fenomene de acțiune intermoleculară, slabind mult intensitatea undelor, datorită pierderii energiei sonore prin frecarea internă a moleculelor gazoase cu particulele aflate în suspensie;
- umezeala aerului (în cazul sunetului cu o frecvență de 10.000 Hz, intensitatea se micșorează de 80 de ori pentru o umezeală absolută de $9,5 \text{ g/m}^3$);
- fenomenele de evaporare și condensare, care produc comprimări și destinderi periodice ale aerului, ce deviază undele sonore;
- starea de turbulentă a atmosferei, care slăbește intensitatea sunetului.

8.1.2 Variația vitezei sunetului în atmosferă

Din formula Laplace rezultă că vîțea sunetului este proporțională cu temperatura aerului; experimental s-a demonstrat că, pentru o variație a temperaturii aerului cu 1°C , vîțea sunetului variază cu 0,60 m/s.

Relația Laplace pentru un mediu omogen și stabil (gaz ideal) se poate scrie sub forma:

$$V = \sqrt{\frac{RT\rho}{MCv}}, \text{ unde: } T \quad - \text{temperatura absolută;}$$

R – constanta universală a gazelor = $8,314 \text{ J/mol}\cdot\text{K}$;

M – greutatea moleculară = $28,95 \text{ g/mol}$ (aer uscat);

ρ – densitatea;

Cp/Cv – constantă adiabatică = 1,405.

Rezultă că vîțea sunetului în aerul uscat, omogen și stabil, este $20,05\sqrt{T}$ (m/s).

Vîțea sunetului este influențată și de umezeala aerului; pentru a o calcula în funcție de temperatura și umezeala aerului, poate fi folosită formula empirică $V = 330 + 0,6t + 0,07e$.

Viteza sunetului este influențată și de starea electrică a atmosferei, crescând cu aproximativ 2% pentru o stare electrică intensă a aerului.

Sub acțiunea vântului, viteza sunetului crește în direcția vântului și scade în sens opus.

Altitudinea influențează viteza sunetului doar în troposferă, unde scade cu creșterea altitudinii; între 11 și 30 km altitudine rămâne constantă, iar între 30 și 70 km altitudine crește, apoi devine iarăși constantă (anexa 2).

În general, elasticitatea, temperatura, densitatea și starea de agregare a mediului de propagare determină viteza de propagare a sunetului prin acel mediu (tabelul 39).

| Mediu | Viteza sunetului (m/s) |
|----------------|------------------------|
| Aer la 0°C | 331 |
| Aer la 20°C | 343 |
| Aer la 100°C | 366 |
| Heliu la 0°C | 965 |
| Mercur | 1452 |
| Apă la 20°C | 1482 |
| Plumb | 1960 |
| Lemn de stejar | 3850 |
| Fier | 5000 |
| Cupru | 5010 |
| Stică | 5640 |
| Otel | 5960 |

Tabelul 39
Viteza de propagare a sunetului în diverse medii

Mach (după numele fizicianului austriac Ernst Mach) este o unitate de masură folosită în aerodinamică pentru a exprima viteza unui corp care se deplasează în aer: proiectil, avion, rachetă etc. Viteza Mach 1 este egală cu viteza sunetului în aer; în condiții standard **Mach 1** este egal cu **1225 km/h**.

Numărul Mach este o mărime adimensională, care arată de câte ori este mai mare viteza unui mobil decât viteza sunetului în aer. Valorile subunitare ale numărului Mach înseamnă **viteze subsonice** (mai mici decât viteza sunetului), iar valorile supraunitare înseamnă **viteze supersonice**. O clasificare mai detaliată definește, în plus, **vitezele transsonice** (între Mach 0,8 și Mach 1,2) și **vitezele hipersonice** (mai mari de Mach 5).

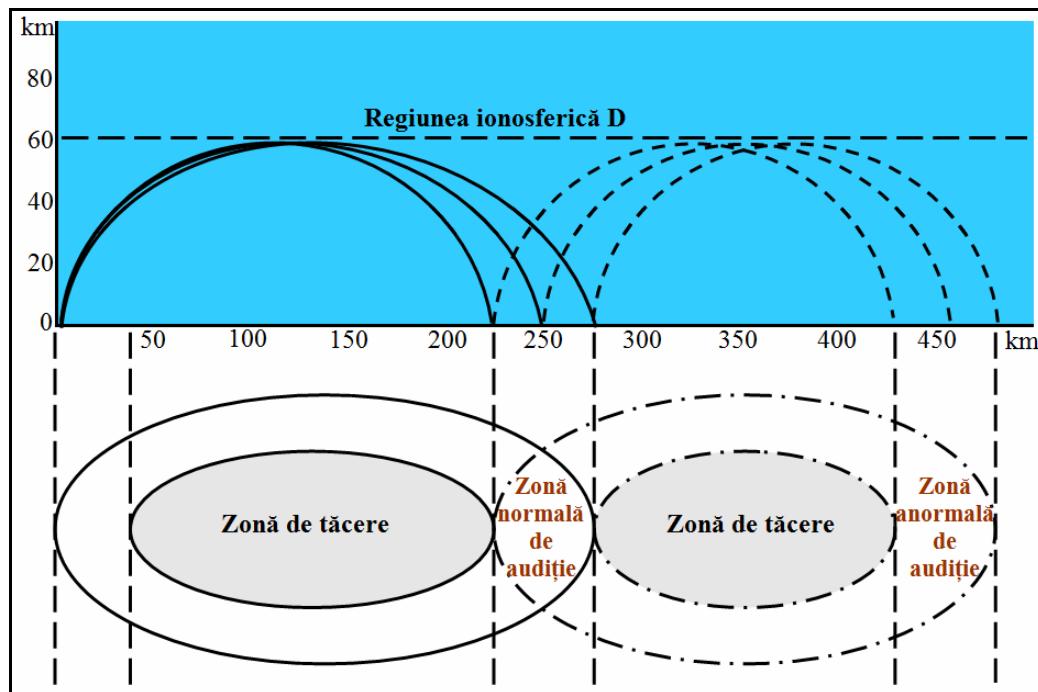
8.2 Propagarea undelor sonore în atmosferă

Atmosfera, neomogenă orizontal și vertical, face ca undele sonore să fie reflectate și refractate pe suprafețe de separație a straturilor de aer. Legile opticii geometrice sunt valabile și pentru aceste fenomene, astfel că razele incidente, reflectate și refractate sunt în același plan normal la suprafața de separație.

Atmosfera, prin structura sa verticală și prin fenomenele ce se produc în interiorul ei, are o mare influență asupra propagării sunetelor de proveniențe diferite. Experimental s-a constatat că undele unei surse sonore se propagă în direcție aproape verticală, într-o zonă mai mult sau mai puțin extinsă din jurul ei. Undele sonore se propagă în straturile superioare ale atmosferei, de unde, la o înălțime oarecare, se reflectă către suprafața terestră, formând **zona de audiere normală (interioară)**. Concentric cu aceasta se situează **zona de tăcere**, care este o parte a suprafeței terestre aflată sub limita de propagare a sunetelor (figura 134). Dacă intensitatea sunetului sursei este mare, imediat după zona de tăcere urmează **zona de audiere anormală (exterioară)**.

Deoarece viteza sunetului crește cu înălțimea, la început, traiectoria undei sonore are concavitatea în jos. Unghiul undei cu orizontul scade cu înălțimea, apoi traiectoria undei devine orizontală și se reflectă total spre Pământ, descriind o traiectorie simetrică cu cea ascendentă.

Figura 134 Propagarea undelor sonore în atmosferă



Experimental s-a constatat că dimensiunile zonei interioare de audiere depind de intensitatea sunetului produs și de proprietățile fizice ale atmosferei. În cazul unor surse puternice, cum ar fi exploziile, zona interioară de audiere se poate extinde dincolo de limitele zonei exterioare, nemaieștiind zona de tăcere. Producerea zonei exterioare de audiere este condiționată și de inversionsile termice din atmosferă, care constituie straturi de reflexie pentru undele sonore.

Deși atmosfera influențează propagarea undelor sonore, unele fenomene meteorologice nu schimbă aproape deloc acustica atmosferei. Propagarea sunetului nu este afectată de căderea ploii, zăpezii, grindinii, de prezența ceții, deoarece niciunul din acești factori nu influențează omogenitatea aerului, caz care demonstrează faptul că aerul posedă **transparentă acustică**. În prezența insolației puternice se formează curenti ascendenți și descendenți, iar atmosfera devine eterogenă, caz în care transparentă acustică scade mult. Straturile eterogene ale atmosferei se numesc **nori acustici**; datorită lor undele sonore se reflectă și refractă multiplu, se împrăștie în toate direcțiile, deci nu se pot propaga la distanțe mari.

Depinzând de starea de omogenitate a atmosferei, implicit propagarea undelor sonore depinde și de vânt, cu excepția stratosferei, unde undele sonore nu sunt influențate de vânturile de altitudine.

Influența mare a elementelor meteorologice asupra propagării undelor sonore în atmosferă se materializează prin variabilitatea distanțelor de propagare față de sursă, determinată de schimbarea traectoriilor undelor sonore și prin slabirea sunetului, ca urmare a absorbției sau dispersării energiei sonore.

Condițiile de audibilitate a sunetelor în atmosferă sunt diferite, datorită existenței zonelor favorabile sau nefavorabile audierii, produse de următoarele condiții:

- favorabile: - vânt din spate, a cărui intensitate crește cu înălțimea;
- existența inversionselor termice în straturile inferioare;
- stabilitate atmosferică pe timp de ceată, burniță, cer noros;
- nefavorabile: - vânt din față, care slăbește cu înălțimea;
- vânt din față, a cărui intensitate crește cu înălțimea;
- scăderea rapidă a temperaturii cu înălțimea;
- instabilitate atmosferică (turbulență accentuată, vânt în rafale).

8.3 Fenomene acustice în atmosferă

Fenomenele acustice care se petrec în atmosferă sunt foarte complicate, cele mai importante fiind cele determinate de reflexia undelor sonore. Cea mai mare influență asupra reflexiei sunetului în atmosferă este exercitată de diferențele termice între straturile de aer; pentru o diferență termică oarecare între două straturi de aer, pe suprafața lor de separație se reflectă aproximativ 2,7% din energia sonoră incidentă; pentru un unghi de incidență a undei sonore de 79° reflexia este totală.

Ecoul este cel mai obișnuit fenomen acustic, care se datorează reflexiei undelor sonore și constă în repetarea sunetului odată sau de mai multe ori, atunci când undele sonore sunt reflectate de diferite suprafete întâlnite (apă, pământ, munți, nori etc.).

Deoarece pentru pronunțarea unei silabe este nevoie, în medie, de 1/5 s, iar în acest interval sunetul parurge 68 m, un obstacol situat în fața undelor sonore la o distanță de 34 m față de sursă produce un ecou monosilabic, la o distanță de 68 m un ecou bisilabic etc.

Tunetul produce ecou în urma reflectării undelor sonore pe suprafața terestră, pe versanții montani, pe pătura de picături de ploaie, pe suprafetele de separație a straturilor de aer cu proprietăți fizice diferite.

În atmosferă, pe lângă sunetele produse de activitatea umană, se produc și **sunete de natură meteorologică**, cum sunt cele produse de tunete și cele legate de vibrațiile aerului.

Tunetul însăștește descărcările electrice din atmosferă și este rezultatul unor procese termodinamice produse în canalul fulgerului (trăznetului), unde numărul particulelor disociate este mult mai mare decât al celor din atmosferă, temperatura atinge 10.000°C și se creează o presiune suplimentară.

Odată cu încetarea fulgerului, canalul începe să se destrame, ceea ce produce vibrații puternice ale aerului care se transmit ca undă sonoră – tunetul. Este auzit, de obicei, ca bubuituri consecutive, ce dau impresia unui sunet continuu și puternic. Cu cât observatorul este mai departe de locul producerii, bubuiturile se aud mai disparate, deoarece vibrațiile sonore ajung consecutiv și cu intensități diferite. Mai intervin și fenomene de interferență a undelor, ce au ca urmare intensificarea sau slabirea alternativă a bubuiturilor. La intensificarea lor contribuie și reflexia vibrațiilor pe suprafetele de separație a straturilor de aer și pe obiectele de pe sol.

Tunetul poate fi auzit până la distanță maximă de 25 km. Cunoscând intervalul de timp ce desparte fulgerul de tunet, se poate aprecia distanța la care se află norul orajos față de observator.

Vâjâitul vântului este zgomotul produs de vânt la întâlnirea obstacolelor, prin comprimarea și destinderea succesivă a aerului în deplasare. Sunetul produs este cu atât mai ascuțit cu cât vântul este mai intens.

Freamățul pădurii se produce similar cu vâjâitul vântului. În pădurile de brad se aude ca un șuierat, datorită vibrației aerului printre frunzele aciculare.

Zgomotul alpin se produce datorită acumulării și rarefierii aerului pe pereții stâncosi ai munților.

Zgomotul mării este produs de izbirea și spargerea valurilor pe malurile stâncoase. Este amplificat mult de fenomenul de rezonanță din grotele subterane.

Vocea mării constă în sunete joase (infrasunete) cu aproximativ 10 vibrații/s, produse ca urmare a deplasării aerului de pe crestele valurilor spre baza lor.

Anexa 1

Concentrația igienică maximă admisibilă a substanțelor poluante

| Nr. crt. | Substanța | Concentrația (mg/m ³) | |
|-------------|--------------------------------------|-----------------------------------|--------------------|
| | | Momentană | Medie în 24 de ore |
| 1 | Acetonă | 5,0 | 2,0 |
| 2 | Acid clorhidric | 0,3 | 0,1 |
| 3 | Acid sulfuric | 0,3 | 0,1 |
| 4 | Acroleină | 0,3 | 0,1 |
| 5 | Amoniac | 0,3 | 0,1 |
| 6 | Anhidridă fosforică | 0,3 | 0,1 |
| 7 | Anilină | 0,05 | 0,02 |
| 8 | Arsen și compuși | 0,03 | 0,01 |
| 9 | Benzen | 2,4 | 0,8 |
| 10 | Benzină | 6,0 | 2,0 |
| 11 | Clor | 0,3 | 0,1 |
| 12 | Crom hexavalent | 0,0015 | 0,0015 |
| 13 | Dicloretan | 3,0 | 1,0 |
| 14 | Dietilamină | 0,05 | 0,05 |
| 15 | Dinil (difenil, difeniloxid) | 0,01 | 0,01 |
| 16 | Dioxid de azot | 0,3 | 0,1 |
| 17 | Dioxid de sulf | 0,75 | 0,25 |
| 18 | Fluor și compuși | 0,02 | 0,005 |
| 19 | Fenoli | 0,1 | 0,03 |
| 20 | Formaldehidă | 0,03 | 0,01 |
| 21 | Funingine | 0,15 | 0,05 |
| 22 | Furfurol | 0,15 | 0,05 |
| 23 | Hidrogen sulfurat | 0,03 | 0,01 |
| 24 | Mangan și compuși | 0,03 | 0,01 |
| 25 | Mercur | --- | 0,001 |
| 26 | Metanol | 3,06 | 1,0 |
| 27 | Oxid de carbon | 6,0 | 2,0 |
| 28 | Piridină | 0,15 | 0,005 |
| 28 | Plumb și compuși | --- | 0,001 |
| 30 | Substanțe oxidante (O ₃) | 0,1 | 0,03 |
| 31 | Sulfură de carbon | 0,03 | 0,01 |
| 32 | Tetraclorură de carbon | 3,0 | 1,0 |
| 33 | Toluilen diizocianat | 0,5 | 0,02 |
| 34 | Pulberi în suspensie (netoxice) | 0,5 | 0,15 |
| 35 | Pulberi sedimentabile (netoxice) | 200t/km ² ·an | |

Anexa 2

Valorile proprietăților atmosferei standard internaționale (ISA)

| Altitudine (m) | Temperatură (K) | Presiune (bar) | Densitate relativă - ρ/ρ_o - | Vîscozitate cinematică (m^2/s) | Conductivitate termică ($kW/m K$) | Viteza sunetului (m/s) |
|-------------------|--------------------|-------------------|--|--|---|------------------------------|
| -2.000 | 301,2 | 1,2778 | 1,2067 | 1,253 | 2,636 | 347,9 |
| -1.500 | 297,9 | 1,2070 | 1,1522 | 1,301 | 2,611 | 346,0 |
| -1.000 | 294,7 | 1,1393 | 1,0996 | 1,352 | 2,585 | 344,1 |
| -500 | 291,4 | 1,0748 | 1,0489 | 1,405 | 2,560 | 342,2 |
| 0 | 288,15 | 1,01325 | 1,0000 | 1,461 | 2,534 | 340,3 |
| 500 | 284,9 | 0,9546 | 0,9529 | 1,520 | 2,509 | 338,4 |
| 1.000 | 281,7 | 0,8988 | 0,9075 | 1,581 | 2,483 | 336,4 |
| 1.500 | 278,4 | 0,8456 | 0,8638 | 1,646 | 2,457 | 334,5 |
| 2.000 | 275,2 | 0,7950 | 0,8217 | 1,715 | 2,431 | 332,5 |
| 2.500 | 271,9 | 0,7469 | 0,7812 | 1,787 | 2,405 | 330,6 |
| 3.000 | 268,7 | 0,7012 | 0,7423 | 1,863 | 2,379 | 328,6 |
| 3.500 | 265,4 | 0,6578 | 0,7048 | 1,943 | 2,353 | 326,6 |
| 4.000 | 262,2 | 0,6166 | 0,6689 | 2,028 | 2,327 | 324,6 |
| 4.500 | 258,9 | 0,5775 | 0,6343 | 2,117 | 2,301 | 322,6 |
| 5.000 | 255,7 | 0,5405 | 0,6012 | 2,211 | 2,275 | 320,5 |
| 5.500 | 252,4 | 0,5054 | 0,5694 | 2,311 | 2,248 | 318,5 |
| 6.000 | 249,2 | 0,4722 | 0,5389 | 2,416 | 2,222 | 316,5 |
| 6.500 | 245,9 | 0,4408 | 0,5096 | 2,528 | 2,195 | 314,4 |
| 7.000 | 242,7 | 0,4111 | 0,4817 | 2,646 | 2,169 | 312,3 |
| 7.500 | 239,5 | 0,3830 | 0,4549 | 2,771 | 2,142 | 310,2 |
| 8.000 | 236,2 | 0,3565 | 0,4292 | 2,904 | 2,115 | 308,1 |
| 8.500 | 233,0 | 0,3315 | 0,4047 | 3,046 | 2,088 | 306,0 |
| 9.000 | 229,7 | 0,3080 | 0,3813 | 3,196 | 2,061 | 303,8 |
| 9.500 | 226,5 | 0,2858 | 0,3589 | 3,355 | 2,034 | 301,7 |
| 10.000 | 223,3 | 0,2650 | 0,3376 | 3,525 | 2,007 | 299,8 |
| 10.500 | 220,0 | 0,2454 | 0,3172 | 3,706 | 1,980 | 297,4 |
| 11.000 | 216,8 | 0,2270 | 0,2978 | 3,899 | 1,953 | 295,2 |
| 11.500 | 216,7 | 0,2098 | 0,2755 | 4,213 | 1,952 | 295,1 |
| 12.000 | 216,7 | 0,1940 | 0,2546 | 4,557 | 1,952 | 295,1 |
| 12.500 | 216,7 | 0,1793 | 0,2354 | 4,930 | 1,952 | 295,1 |
| 13.000 | 216,7 | 0,1658 | 0,2176 | 5,333 | 1,952 | 295,1 |
| 13.500 | 216,7 | 0,1533 | 0,2012 | 5,768 | 1,952 | 295,1 |
| 14.000 | 216,7 | 0,1417 | 0,1860 | 6,239 | 1,952 | 295,1 |
| 14.500 | 216,7 | 0,1310 | 0,1720 | 6,749 | 1,952 | 295,1 |
| 15.000 | 216,7 | 0,1211 | 0,1590 | 7,300 | 1,952 | 295,1 |

Anexa 2

Valorile proprietăților atmosferei standard internaționale (ISA)

| Altitudine (m) | Temperatură (K) | Presiune (bar) | Densitate relativă - ρ/ρ_0 - | Vîscozitate cinematică (m^2/s) | Conductivitățe termică ($kW/m K$) | Viteza sunetului (m/s) |
|-------------------|--------------------|-------------------|--|--|--|------------------------------|
| 15.500 | 216,7 | 0,1120 | 0,1470 | 7,895 | 1,952 | 295,1 |
| 16.000 | 216,7 | 0,1035 | 0,1359 | 8,540 | 1,952 | 295,1 |
| 16.500 | 216,7 | 0,09572 | 0,1256 | 9,237 | 1,952 | 295,1 |
| 17.000 | 216,7 | 0,08850 | 0,1162 | 9,990 | 1,952 | 295,1 |
| 17.500 | 216,7 | 0,08182 | 0,1074 | 10,805 | 1,952 | 295,1 |
| 18.000 | 216,7 | 0,07565 | 0,09930 | 11,686 | 1,952 | 295,1 |
| 18.500 | 216,7 | 0,06995 | 0,09182 | 12,639 | 1,952 | 295,1 |
| 19.000 | 216,7 | 0,06467 | 0,08489 | 13,670 | 1,952 | 295,1 |
| 19.500 | 216,7 | 0,05980 | 0,07850 | 14,784 | 1,952 | 295,1 |
| 20.000 | 216,7 | 0,05529 | 0,07258 | 15,989 | 1,952 | 295,1 |
| 22.000 | 218,6 | 0,04047 | 0,05266 | 22,201 | 1,968 | 296,4 |
| 24.000 | 220,6 | 0,02972 | 0,03832 | 30,743 | 1,985 | 297,7 |
| 26.000 | 222,5 | 0,02188 | 0,02797 | 42,439 | 2,001 | 299,1 |
| 28.000 | 224,5 | 0,01616 | 0,02047 | 58,405 | 2,018 | 300,4 |
| 30.000 | 226,5 | 0,01197 | 0,01503 | 80,134 | 2,034 | 301,7 |

Anexa 3
Clasificarea morfologică a norilor

| Familii și înălțimea la care se dezvoltă (pe zone latitudinale) | Genuri | Specii | Varietăți | |
|---|--------------|--|--|--|
| | | | comune | speciale |
| Nori superiori Zona intertropicală: h = 6–18 km Zone temperate: h = 5–13 km Zone polare: h = 3–8 km | Cirrus | fibratus uncinus spissatus castellanus floccus | intortus radiatus vertebratus duplicatus | mammatus |
| | | stratiformis lenticularis castellanus floccus | undulatus lacunosus | mammatus virga |
| | | fibratus nebulosus | duplicatus undulatus | |
| Nori mijlocii Zona intertropicală: h = 2–8 km Zone temperate: h = 2–7 km Zone polare: h = 2–4 km | Altocumulus | stratiformis lenticularis castellanus floccus | translucidus perlucidus opacus duplicatus undulatus radiatus lacunosus | mammatus virga |
| | | ----- | translucidus opacus duplicatus undulatus radiatus | mammatus pannus virga |
| | | ----- | ----- | pannus virga |
| Nori inferiori Zona intertropicală: h = 0–2 km Zone temperate: h = 0–2 km Zone polare: h = 0–2 km | Nimbostratus | ----- | ----- | pannus virga |
| | | stratiformis lenticularis castellanus | translucidus perlucidus opacus duplicatus undulatus radiatus lacunosus | mammatus virga |
| | | nebulosus fractus | opacus translucidus undulatus | |
| Nori de dezvoltare verticală Zona intertropicală: h = 0–18 km Zone temperate: h = 0–13 km Zone polare: h = 0–8 km | Cumulus | humilis mediocris congestus fractus | radiatus | pannus pileus velum virga |
| | | calvus capillatus | ----- | arcus, incus mammatus pannus pileus tuba, velum virga |
| | | ----- | ----- | |

BIBLIOGRAFIE

Ahrens C. D. (2012), *Essentials of Meteorology. An Invitation to the Atmosphere*; Brooks/Cole, Belmont, California

Bacinschi D. (1962), *Meteorologie și climatologie*; Editura Didactică și Pedagogică, București

Bâzâc G. (1985), *Din istoria meteorologiei*; Editura Științifică și Enciclopedică, București

Ciulache S. (2002), *Meteorologie și climatologie*; Editura Universitară, București

Ion-Bordei E., Căpșună S. (2000), *Curs de meteorologie și climatologie*; Universitatea Ecologică București

Miller A., Thomson I. C. (1975), *Elements of Meteorology*; Charles E. Merrill Publishing Company, Columbus, Ohio, SUA

* * * *Istoria aviației Române*; Editura Științifică și Enciclopedică, București, 1984

* * * *Un secol de la înființarea Serviciului Meteorologic al României*; Institutul de Meteorologie și Hidrologie, București, 1984

* * * *Profesioniști ai meteorologiei românești*; Societatea Meteorologică Română și Administrația Națională de Meteorologie, București, 2009