

Universitatea Tehnică "Gheorghe Asachi" din Iași
Facultatea de Hidrotehnică, Geodezie și Ingineria Mediului

Climatologie – suport de curs

Șef lucrări dr.ing. Marius Telișcă

2020

Curs 1

1.1 Atmosfera. Clima

Atmosfera Pământului

Atmosfera reprezintă învelișul de aer al Pământului, a cărui grosime este de la nivelul Pământului până la aproximativ 3000 km altitudine și care este menținut de către forța gravitațională a acestuia, are densitate maximă la nivelul mării și se răcește rapid odată cu creșterea altitudinii. Atmosfera protejează viața pe Pământ prin absorbirea radiațiilor solare, încălzindu-l prin retenția de căldură ("efectul de seră") și prin limitarea diferențelor de temperatură între zi și noapte.

Masa atmosferică este egală cu 52·10¹⁴ tone. Forma atmosferei este asemănătoare cu cea a Pământului, dar deformarea la Poli și la Ecuator este mai puternică. Aceasta formă este determinată de forța centrifugă și mai este determinată și de încălzirile puternice de la Ecuator și de răcirile de la Poli.

Datorită variabilității mari a temperaturii, compoziției, dinamicii atmosferei, există mai multe criterii de clasificare a structurii sale.

Un prim criteriu, cel mai folosit, este modul de variație a temperaturii cu altitudinea. Se definește gradientul vertical de temperatură ca fiind variația temperaturii pe unitatea de înălțime:

$$\gamma = -\frac{dT}{dz} \quad (1)$$

În funcție de valorile lui γ , atmosfera se împarte în câteva straturi orizontale, fiecare dintre ele caracterizate de o anumită variație a temperaturii cu înălțimea. Acestea sunt (Figura 1):

- troposfera, cuprinsă între 0 și 10 (poli) –(ecuator 18 km)
- stratosfera, cuprinsă între 12-15 și 45-55 km
- mezosfera, cuprinsă între aproximativ 50 și 80-85 km
- termosfera, cuprinsă între 80 și 800 km
- exosfera, la altitudine mai mare decât 800 km.

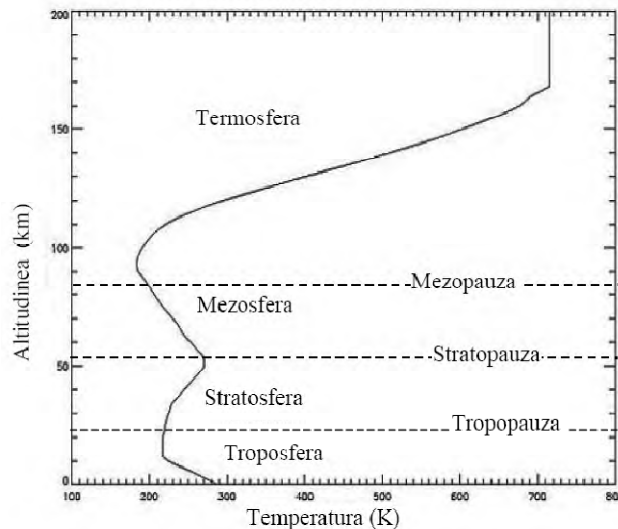


Figura 1. Variația temperaturii în atmosferă și primele patru straturi atmosferice. Exosfera se află la altitudini mult mai mari iar temperaturile sunt, de asemenea, mult în afara scalei alese.

Un alt criteriu de divizare a atmosferei este omogenitatea acesteia. Atmosfera este omogenă sub aproximativ 100 km, zonă numită homosferă, și heterogenă la altitudini mai mari, strat care se numește heterosferă.

Atmosfera poate fi caracterizată, de asemenea, prin distribuția diverselor procese chimice care apar în aceasta, prin compoziția moleculară, precum și prin procesele dinamice și cinetice.

Se poate spune astfel că homosfera cuprinde:

- Troposfera : reprezintă aprox. 80% din masa atmosferei și se întinde de la suprafața Pământului până la altitudinea de 7km (la Poli) și 17km la Ecuator. Gradientul normal de temperatura este de 6,4K/km, temperatura scăzând cu creșterea altitudinii.
- Tropopauza : este zona de legătură între Troposfera și Stratosfera
- Stratosfera : zona în care se găsește și stratul de ozon, se întinde până la aprox. 51km altitudine. Temperatura este relativ constantă până la 20km după care scade până la 0°C la altitudinea de 51km.
- Stratopauza : zona de legătură între Stratosferă și Mezosferă (aprox. 5km)
- Mezosfera : zona ce se întinde până la 80-85km altitudine. Acesta este zona în care majoritatea meteoriților ard înainte de intrarea în atmosferă. Temperaturile în acest strat scad până la aprox. -83°C
- Mezopauza : zona de legătură între Mezosferă și Termosferă. Aici temperaturile ating valoarea de -100°C.

Heterosfera cuprinde :

- Termosfera : zona până la 400km altitudine, în care temperaturile ating valori de 1100°C -1650°C. În acest strat orbitează Stațiile Internaționale Orbitale (între 320km și 380km).
- Exosfera : peste 400km altitudine și este formată în mare din Hidrogen și Helium. Se întinde până la aprox. 100.000km de suprafața Pământului.

Troposfera este cea mai joasă pătură a atmosferei și vine în contact direct cu suprafața Pământului. Temperatura scade treptat, de la o medie de 10° C până spre valori de -50°C. Gradientul temperaturii este aproximativ 6 – 7°C/km. În troposferă se găsește cea mai mare parte a vaporilor de apă. Aici se formează norii, precipitațiile, ceața.

La rândul ei, troposfera se împarte în:

- stratul inferior (0-2 km) sau stratul limită planetar, în care are loc mișcarea turbulentă a aerului, schimburile active de căldură, transformările importante de fază.
- stratul mijlociu (2-7 km) în care umiditatea scade mult astfel încât masele noroase ce se formează aici aduc precipitații slabe
- stratul superior (7-12 km) în care umiditatea este și mai scăzută, temperatura este deja mult sub 0° C și norii sunt formați numai din gheață și nu aduc precipitații.

Din punct de vedere al compoziției, atmosfera este alcătuită majoritar din azot (N₂), oxigen (O₂) și alte gaze în cantități mici cum ar fi vaporii de apă (H₂O) și dioxid de carbon (CO₂). Compoziția atmosferei este exprimată în tabelul 1.

TABEL 1 Compoziția atmosferei în apropierea suprafeței Pământului

Gaz	Gaze permanente			Gaze variabile		
	Simbol	Procent (pe volum)	Gaze (și particule)	Simbol	Procent (pe volum)	Părți pe milion (ppm)
Azot	N ₂	78,08	Vapori de apă	H ₂ O	0 la 4	
Oxigen	O ₂	20,95	Dioxid de carbon	CO ₂	0,037	368
Argon	Ar	0,93	Metan	CH ₄	0,00017	1,7
Neon	Ne	0,0018	Dioxid de azot	N ₂ O	0,00003	0,3
Helium	He	0,0005	Ozon	O ₃	0,000004	0,04 (în stratosferă 5-12 ppm)
Hidrogen	H ₂	0,00006	Particule (praf, funingine, etc.)		0,000001	0,01 - 0,15
Xenon	Xe	0,000009	Cloro-fluoro-carburi		0,00000002	0,0002

Vremea este starea în continuă schimbare a atmosferei terestre. Starea atmosferei la un moment dat este caracterizată prin totalitatea valorilor parametrilor elementelor meteorologici: temperatura, presiunea atmosferică, vânt, precipitații, nebulozitate etc., măsurate sau observate pentru un anumit loc sau regiune geografică.

Clima este definită ca o sinteză a vremii pe o perioadă de timp suficient de lungă care să permită determinarea unor anumite caracteristici statistice ale acesteia. Aceasta definiție este sugerată de Organizația Meteorologică Mondială ca fiind cuprinzătoare atât pentru publicul larg cât și pentru oamenii de știință. Cu alte cuvinte, clima este definită de proprietățile statistice ale variabilelor de stare ale atmosferei. Pentru caracterizarea climei, de regulă, se folosesc mediile parametrilor meteorologici pe intervale lungi de timp: temperatura, presiunea atmosferică, vânt, precipitații, nebulozitate etc. În climatologie, conform acordurilor internaționale, perioada de 30 de ani (de exemplu 1961-1990) este denumită perioadă de referință.

Pentru dezvoltarea teoriei despre climă, s-a introdus la începutul anilor '70 noțiunea de sistem climatic. **Sistemul climatic** cuprinde atmosfera, oceanul, suprafața uscatului, biosfera și criosfera, considerate ca subsisteme. Natura diferită a acestor subsisteme care interacționează între ele generează variabilitatea climatică.

Complexitatea sistemului climatic face ca variabilitatea climatică să se manifeste într-un domeniu larg de frecvențe, începând cu variabilitatea pe termen scurt (până la câțiva ani) și continuând cu variabilitatea pe termen lung (până la secole, milenii) iar suprapunerea acestora conduce la variabilitatea climatică observată. Variațiile pe termen scurt sunt cunoscute sub denumirea de **fluctuații/oscilații** care sunt foarte frecvente, în timp ce variațiile pe termen lung sunt asociate cu **schimbările climatice**.

Climatul este regimul multianual al vremii sau totalitatea schimbărilor succesive posibile ale proceselor atmosferice ce caracterizează vremea într-o regiune oarecare, datorită interacțiunii dintre factorii radiativi circulația atmosferei și nu, în ultimul rând influențele condițiilor fizico-geografice datorate activităților umane.

Factorii principali ce influențează regimul elementelor climatice, determină apariția diverselor tipuri de climat.

Acești factori se grupează în trei categorii și anume:

- factorii astronomici fizico-geografici;
- factorii climatici.

Repartiția valorilor solare și variațiilor intensității, precum și efecte calorice rezultate sunt condiționate de factorii astronomici (sfericitatea pământului, mișcarea de translație, înclinarea axei terestre pe planul elipticii etc.).

Aceste variații ale intensității și repartiția energiei solare la suprafața terestră, influențează acțiunea climatogenetică a factorilor radiativi, care constituie, de fapt, *factori climatogenetici fundamentali*.

Acești factori radiativi au o importanță hotărâtoare asupra desfășurării fenomenelor și proceselor de pe suprafața terestră și din atmosferă. Datorită *“efectului de seră”* apărut în ultimele decenii provocat în mare măsură de emisiile de CO₂, datorate unor activități industriale, fenomenele din atmosfera terestră au devenit violente.

Factorii fizico-geografici determină modificarea efectelor calorice ale razelor solare cu un rol deosebit pentru vreme și climat datorită influenței *suprafeței terestre active*. Se știe că apa și uscatul au capacități calorice deosebite, ele absorb, acumulează și cedează căldură atmosferei în moduri diferite.

Relieful solului condiționează înclinarea, orientarea și poziția la diferite niveluri a unor suprafețe active, rezultând o repartiție neuniformă a căldurii și umezelii. Transferul energiei calorice și a umezelii la suprafața terestră este asigurat de factorii dinamici.

Cauza principală a circulației aerului atmosferic o constituie acțiunea radiațiilor solare, care dinamizează variațiile de temperatură ale aerului, ceea ce duce implicit la modificări importante ale presiunii atmosferice.

Acțiunea climatogenetică a circulației atmosferice se exercită și prin intermediul fronturilor atmosferice și a perturbațiilor frontale (ciclone, anticiclone) datorită cărora au loc schimbări de căldură și de umiditate între diferite regiuni continentale.

Pentru a avea o privire clară asupra multitudinii condițiilor climatice la scară regională sau globală este necesar să se stabilească anumite *tipuri de climate fundamentale* din care să rezulte apoi subtipurile și varietățile fiecăruia, operație numită *clasificarea climatelor*.

Până la apariția schimbărilor climatice la care asistăm azi neputincioși există două grupuri de clasificări și anume:

- grupul de clasificări efective (sau funcționale);
- grupul de clasificări genetice.

-

În primul grup de clasificări efective intră sistemele climatice care au drept criteriu de individualizare, diferite efecte ale elementelor meteorologice asupra unor componente ale mediului geografic (soluri, vegetație, hidrografie, economie umană etc.).

Clasificările efective au la bază date prelucrate referitoare, fie la elementele climatice singulare, fie la un complex de elemente, utilizând date medii de temperatură și precipitații.

Al doilea grup de clasificări și anume *grupul de clasificări genetice* se bazează pe condițiile dinamice de genезă a climatelor, create de circulația generală a atmosferei. Se obține astfel o imagine mai completă asupra complexității și diversității geografice a climatului.

Temperatura ca bază a clasificării climatice

Paralelismul general al izotermelor cu paralelele a fost probabil prima bază a unei clasificări climatice. S-au definit astfel mai multe zone de latitudine: ecuatorială, tropicală, subtropicală, a latitudinilor medii, sub-arctică, arctică și polară (Figura 2).

Zona ecuatorială este situată la Ecuator și se întinde de-o parte și de alta a acestuia până la 10° latitudine nordică și sudică. În această zonă insolația este intensă pe întreaga durată a anului, zilele și nopțile fiind de lungimi aproximativ egale.

Situate imediat spre poli față de zonele tropicale, se găsesc niște regiuni de tranziție pe care cei mai mulți geografi le numesc zone subtropicale. În mod convențional, se consideră că aceste zone cuprind fâșiile dintre 25° și 30° latitudine nordică și sudică.

Zonele de latitudine medie aflate între 35° și 55° nord și sud sunt regiuni în care poziția Soarelui la amiază prezintă o variație relativ mare a unghiului înălțimii sale deasupra orizontului, astfel încât diferențele sezoniere de radiație solară globală sunt aici pronunțate.

Dincolo de zonele de latitudine medie se află zonele subarctice, între 55° și 60° nord și sud, formând trecerea dintre latitudinile medii și zonele arctice.

Situate pe cercurile arctic și antarctic, la 66,5° nord și sud, se află zonele arctice, pe care le putem eventual diferenția într-o zonă arctică și una antarctică. În uzanța clasică se consideră ca „regiune arctică” întreaga suprafață dintre Cercul arctic și Polul Nord, iar ca „regiune antarctică” zona corespunzătoare din emisfera sudică.

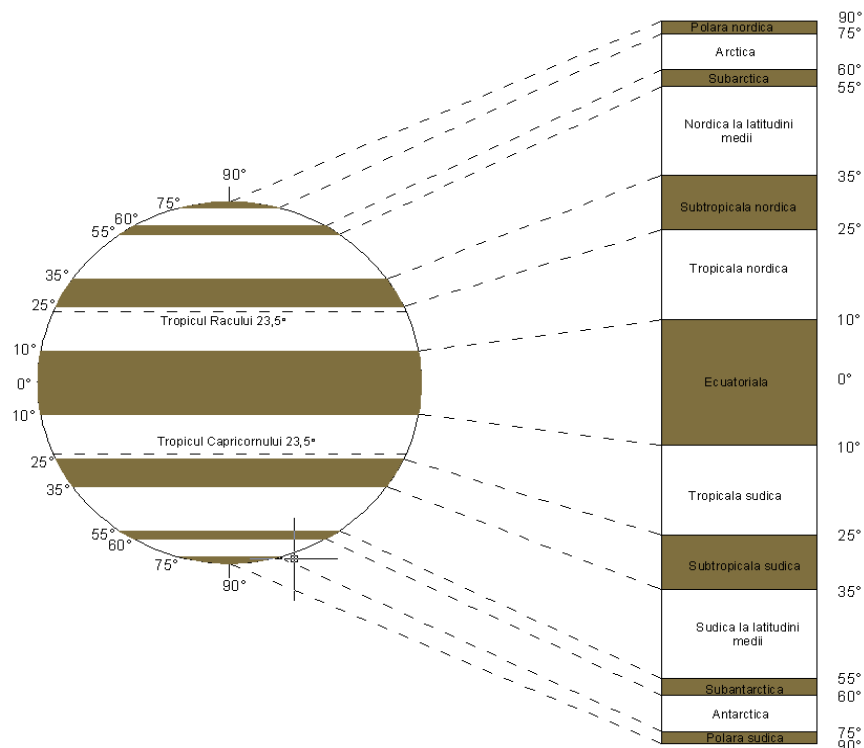


Figura 2 Sistemul geografic al zonelor de latitudine

Zonele polare de nord și de sud sunt suprafețe circulare aflate între latitudinile de 75° și poli. Aici predomină regimul solar polar cu șase luni de zi și șase luni de noapte și cu o diferență sezonieră maximă în privința energiei solare primite.

Temperatura ca bază a clasificării climatice

Folosită în mod inteligent temperatura a devenit factorul de bază în majoritatea clasificărilor climatice. Se pot defini trei grupe principale de climă: 1) Clima fără iarnă de la latitudini mici; 2) Clima de la latitudini medii, cu vară și iarnă; 3) Clima fără vară de la latitudini superioare. O climă fără iarnă este de regulă definită ca aceea climă în care în nici o lună a anului temperatura aerului nu are valori medii sub 18°C (64,4°F).

O climă fără vară este în general definită ca o climă în care nici o lună nu are temperatura medie a aerului superioară valorii de 10°C (50°F).

Temperatura însă nu este satisfăcătoare ca bază unică a unei clasificări climatice, deoarece nu face distincție între regiunile umede și deserturi. Soluția este dată de o nouă subîmpărțire, în funcție de precipitații.

Precipitațiile ca bază a clasificării climatice

Efectul profund al precipitațiilor asupra vegetației, sistemelor de drenaj, umidității solului și apei freatice face necesară introducerea cantității și a repartizării sezoniere a ploilor și zăpezilor ca bază pentru clasificarea climelor.

Blair enumera cinci intervale de precipitații :

Tipul de climă	Aspectul cantitativ al precipitațiilor	Precipitații anuale (cm)
Aridă	reduse	0— 25
Semiaridă	ușoare	25— 50

Sub-umedă	moderate	50-100
Umedă	abundente	100—200
Foarte umedă	foarte abundente	peste 200

O hartă climatică elaborată pe această bază ar coincide cu harta precipitațiilor anuale medii. Această clasificare ar fi substanțial îmbunătățită prin subîmpărțirea claselor în funcție de repartizarea precipitațiilor pe durata unui an (uniformă sau sezonieră).

Totuși nici această clasificare nu este pe deplin mulțumitoare, deoarece ea grupează climate reci arctice laolaltă cu deserturile fierbinți de la latitudinile joase. Evaporarea care determină proporția de precipitații ce va rămâne în sol este influențată de temperatura aerului. În general, zonele de climă rece sunt umede în condițiile acelorași precipitații reduse care produc deserturi la latitudinile calde — tropicale și subtropicale. S-ar părea deci că un sistem climatic într-adevăr util trebuie să combine clasele de temperatură cu cele de precipitații. Deși o asemenea combinație mărește numărul tipurilor de climă, fiecare tip va constitui descrierea eficace a unui mediu distinct.

Sistemul Koppen de clasificare climatică

Ideile de mai sus privind găsirea unor clase climatice care să combine caracteristicile de temperatură și precipitații, precum și stabilirea unor limite care să țină seama de repartizarea vegetației și a solurilor, au fost transpuse în practică, în 1918, de dr. Wladimir Koppen de la Universitatea din Graz (Austria). Această clasificare a fost ulterior revizuită și dezvoltată de Koppen și elevii săi, devenind clasificarea climatică de uz geografic cea mai larg răspândită.

Sistemul Koppen este strict empiric, adică fiecare climat este definit în funcție de valori fixe de temperatură și precipitații, calculate pe baza mediilor anuale sau lunare, într-o asemenea clasificare nu se ține seama de factorii climatici cauzali — presiune și vânturi, mase de aer, fronturi sau furtuni. Este posibil ca o anumită subgrupă climatică să primească poziția respectivă numai pe baza datelor de temperatură și precipitații ale localității, cu condiția, firește, ca perioada de înregistrări să fie suficient de lungă pentru a da valori medii stabile. Temperatura aerului și precipitațiile sunt datele meteorologice de suprafață cel mai ușor de obținut, necesitând echipament simplu și o pregătire foarte elementară a observatorului. Un sistem climatic bazat pe aceste date prezintă marele avantaj că suprafețele aparținând fiecărui subtip climatic pot fi delimitate sau evaluate pentru mari regiuni ale lumii. Sistemul Koppen introduce un cod de litere pentru desemnarea principalelor zone de climă, a subzonelor din cadrul acestora și a altor subdiviziuni necesare diferențierii caracteristicilor sezoniere individuale de temperatură și precipitații.

Clasificarea climatelor după W. Köppen

În afara celor cinci zone climatice de bază *W. Köppen* mai deosebește 11 tipuri de climat sau ordine și 18 subordine cu caractere climatologice speciale.

Clasificarea climatelor după W. Köppen

Clasă (grup)	Simbol	Ordin (tip)
A. Climatul tropical ploios	I	A _f
	I ^a	A _m
		<i>Climatul cald și umed al pădurilor tropicale</i> <i>Climatul cald și umed, cu scurtă perioadă secetoasă, moderată</i> <i>Climatul de savană, periodic, secetos</i>

B. Climatul uscat	III	B _s	{	<i>Climatul de stepă</i>
	IV	B _w		<i>Climatul de deșert</i>
C. Climatul temperat cald și ploios	V	C _w	{	<i>Climatul cald cu iarnă secetoasă</i>
	VI	C _s		<i>Climatul cald cu vară secetoasă</i>
	VII ^a	C _f		<i>Climatul temperat umed</i>
				<i>Climatul temperat cald cu maximă pluviometrică vara</i>
D. Climatul boreal de zăpadă-pădure	VII	D _f	{	<i>Climatul cu iarnă, rece și umedă</i>
	IX	D _w		<i>Climatul cu vară secetoasă</i>
C. climatul zăpezilor veșnice				<i>Climatul temperat umed</i>
				<i>Climatul temperat cald cu maximă pluviometrică vara</i>
	X. ET		{	<i>Climatul de tundră cu multă zăpadă</i>
	XI ^a EF			<i>Climatul înghețurilor veșnice</i>
				<i>Climatul de mare altitudine</i>

Clasele de climate se caracterizează prin valori limită de temperatură și de nivel pluviometric ():

- clasa A- luna cea mai mare are o temperatură medie peste 18°C, iar cantitatea anuală de precipitații nu coboară sub 750l/m²;
- clasa B- temperatura medie a lunii cele mai calde este de peste 10°C. Limitele cantităților de precipitații anuale se stabilește cu ajutorul unei relații în funcție de temperatura medie anuală și anume: pentru regimul pluviometric uniform precipitațiile nu depășesc $2(t+7)$ l/m². Maxima pluviometrică de iarnă nu depășește valoarea de $2t$ l/m²;
- clasa C- media temperaturii lunii cele mai calde este sub 18°C, dar peste -3°C. Regimul pluviometric cu maximă de vară este peste valoarea $2 \cdot (t+14)$ l/m², iar pentru maxima de iarnă valoarea pluviometrică este de peste $2t$ l/m²;
- clasa D- temperatura medie a lunii celei mai calde este peste 10°C, iar a lunii cele mai reci este sub -3°C. Regimul pluviometric anual cu maximă de vară este peste valoarea de $2 \cdot (t+14)$ l/m², iar maxima de iarnă are valoarea de peste $2 \cdot t$ l/m², identic ca și la clasa C.
- clasa E- temperatura medie a lunii cele mai calde este sub 10°C.

Pentru a deosebi ordinele și subordinea în această clasificare se indică prin diferite inițiale, litere și cifre etc., particularitățile specifice ale regimurilor diferitelor elemente climatice. Pentru exemplificare, referitor la regimul pluviometric și al umidității avem următoarele notații:

“I”- precipitații suficiente tot anul;

“s”- secetă în vara fiecărei emisfere;

“S”- precipitații de stepă (250-400l/m²);

"w"- secetă în iarna fiecărei emisfere;
 "W"- precipitații de deșert (sub 250l/m² anual);
 "X"- maxima pluviometrică la începutul verii, minimă spre sfârșitul verii;
 "Z"- a doua maximă pluviometrică toamna;
 "m"- regim pluviometric musonic;
 Alte notații cu litere mari reprezintă:
 "S", "W"- indică gradul de uscăciune;
 "T"- tundră și "F"- îngheț veșnic;
 "H"- zăpadă veșnică la mare altitudine;
 "D"- climat boreal;
 "A"- climat tropical ploios.

Pentru a exemplifica codul complet al sistemului climatic Koppen *BWk* înseamnă climă răcoroasă de deșert, iar *Bfc* înseamnă climă de pădure rece cu zăpadă, având o vară scurtă și răcoroasă.

Un alt exemplu de clasificare a climatelor o constituie clasificarea după *Emm. De Martone*, la care trăsătura principală o constituie caracterul geografic.

De Martonne grupează climatele globului în:

- climate intertropicale la care parametrul distructiv sunt precipitațiile;
- climate extratropicale, unde regimul termic este hotărâtor.

Cele două grupe de climate se caracterizează printr-o mare uniformitate și prin bogăția contrastelor climatice. Astfel, această clasificare deosebește la toate latitudinile climate oceanice, climate continentale și climate deșertice, caracterizate prin precipitații rare și neregulate și un regim termic continental. Din această clasificare nu lipsește climatul musonic, care are un rol climatologic important, datorită consecințelor sale de ordin termic și mai ales pluviometric.

Schema acestei clasificări, după *Emm. De Martone*:

GRUPE	TIPURI FUNDAMENTALE	VARIETĂȚI
A. Climate calde	1. climatul ecuatorial sau guineean 2. climatul subecuatorial sau sudanian 3. climatul tropical sau senegalian	a. oceanian b. columbian (altitudine) c. cambodgian (musonic)
A'. Climate musonice	4. climatul musonic hindus- central 5. climatul continental cu influențe musonice	a. hawaiian b. mexican (altitudine) c. annamian d. pendjabian e. japonez
B. Climate subtropicale	9. climatul mediteraneean	a. peruvian (oceanic) b. patagonian (oceanic) c. tibetan (altitudine)
C. Climate subtropicale	10. climatul chinezesc (musonic) 11. climatul temperat oceanic sau breton 12. climatul temperat de tranziție	a. portughez (oceanic) b. elen (continental) c. sirian (stepic)
E. Climate reci	13. climatul temperat continental 14. climatul rece oceanic sau norvegian 15. climatul rece continental sau siberian 16. climatul polar 17. climatul alpin	a. parizian b. danubian

Există și alte clasificări de climate:

- clasificarea climatelor, după *L.S. Berg*;
- clasificarea climatelor , după *B.P. Alisov*;

Perioada pe care o străbatem de circa trei decenii încoace este una caracterizată printr-o mai mare variabilitate a condițiilor climatice decât cea anterioară. Să ne amintim ploile din anul 1973 care au produs inundații catastrofale în bazinul fluviului *Mississippi (S.U.A.)* și viscolul declanșat la mijlocul lunii august al aceluiași an, care a așternut un strat de zăpadă gros de 20 cm în câmpiile vestice ale *S.U.A.* De asemenea să evidențiem marile inundații din 1970 și 1975 (*România*), din 1978 (*S.U.A.*) și 1981 (*Brazilia*), iarna neobișnuit de blândă 1982-1983 în Europa, dar și de furtunile violente care au afectat Danemarca, Germania, Cehia și Slovacia, Ungaria, Polonia la începutul decadei a treia a lunii ianuarie 1983. Este limpede, că clima nu poate fi considerată un factor constant, ea identificându-se cu o variabilă cu fluctuații ample și neașteptate.

Curs 2

1.2 Definirea schimbărilor climatice

Clima este mereu în schimbare. Dovezile arată că în trecut clima s-a mai schimbat și nimic nu sugerează că nu va continua să se schimbe. În mediul urban clima diferă de cea a regiunii din jur. Uneori diferența este frapantă, ca atunci când nopțile în oraș sunt mai calde decât nopțile din zonele rurale, alteori, diferența este subtilă, ca atunci când clima este modificată de un strat gros de ceață de sulf care acoperă orașele. Schimbările climatice, sub forma unei secete persistente sau o întârziere a ploilor musonice anuale pot afecta negativ viața a milioane de oameni. Chiar și micile schimbări pot avea un efect negativ atunci când apar în medie pe mai mulți ani, ca atunci când pajiștile odată folosite pentru pășunat au devenit, treptat, deserturi de nelocuit.

Comitetul Interguvernamental pentru Schimbări Climatice (IPCC), creat în 1988 de către Organizația Mondială pentru Meteorologie și de Programul Națiunilor Unite pentru Mediu, elaborează din cinci în cinci ani cea mai amplă evaluare a gradului de cunoaștere și a cercetărilor din domeniul schimbărilor climatice. Aceste evaluări oferă baza unor politici internaționale privind schimbările climatice. IPCC nu conduce noi cercetări, ci realizează evaluări ale politicilor relevante ale literaturii mondiale asupra aspectelor științifice, tehnice și socio-economice ale schimbărilor climatice, bazându-se pe munca a sute de experți din toate regiunile lumii.

Schimbările climatice, în utilizarea IPCC, se referă la schimbări de climat care pot fi identificate (de exemplu, cu ajutorul testelor de statistică) prin schimbările în media și/sau variabilitatea proprietăților sale și care persistă pentru o perioadă îndelungată, de obicei zeci de ani sau mai mult. Se referă la orice schimbare a climatului de-a lungul timpului, datorită variabilității naturale sau ca rezultat al activității umane. Această utilizare diferă de cea din Convenția-Cadru a Națiunilor Unite privind schimbările climatice (UNFCCC), în care schimbările climatice se referă la o schimbare de climat care este atribuită direct sau indirect activității umane, care modifică compoziția atmosferei globale mai mult decât variabilitatea climatică naturală, observată pe perioade de timp comparabile.

A. Schimbarea climei Pământului de-a lungul timpului

Clima Pământului nu numai că este mereu în schimbare, dar doar acum 18.000 de ani Pământul era înghețat, cu *ghețarii alpini* extinzându-se până în jos pe văile râurilor și cu uriașe calote de gheață (*ghețarii continentali*) acoperind zone vaste din America de Nord și Europa. Ghețarii au avansat de 10 ori pe parcursul ultimilor 2 000 000 ani, numai ca apoi să se retragă. În perioadele mai calde, între avansurile ghețarilor, temperaturile globale medii au fost ușor mai ridicate decât în prezent. Prin urmare, unii oameni de știință considera că suntem încă într-o epocă de gheață, dar în partea relativ mai caldă din ea.

În prezent, ghețarii acoperă pe Pământ doar aproximativ 10% din suprafața uscatului. Cea mai mare parte din această gheață este în calotele din Groenlanda și din Antarctica. În cazul în care temperaturile globale ar fi să crească suficient, astfel încât toată această gheață să fie topită, nivelul oceanului va crește cu aproximativ 65 m. Multe orașe mari (cum ar fi New York, Tokyo, și Londra) ar fi inundate. Chiar și o creștere a temperaturii globale cu mai multe grade ar putea fi suficientă pentru a ridica nivelul mării cu aproximativ 1/2 metri iar inundațiile ar acoperi câmpiile de coastă.

În mare parte a istoriei Pământului, cu mult înainte de apariția umanității, clima globală a fost mult mai caldă decât în prezent, cu temperatura medie la nivel mondial, probabil, între 8 °C și 15 °C mai cald decât este astăzi. În cea mai mare parte a acestui timp, regiunile polare nu au fost acoperite de gheață. Aceste perioade calde, cu toate acestea, au

fost întrerupte de mai multe perioade de glaciațiune. Dovezile geologice sugerează că o perioadă glaciară a avut loc acum aproximativ 700 milioane ani în urmă și o alta aproximativ acum 300 milioane ani în urmă. Cea mai recentă epocă – Pleistocen – a început acum aproximativ 2 milioane ani în urmă.

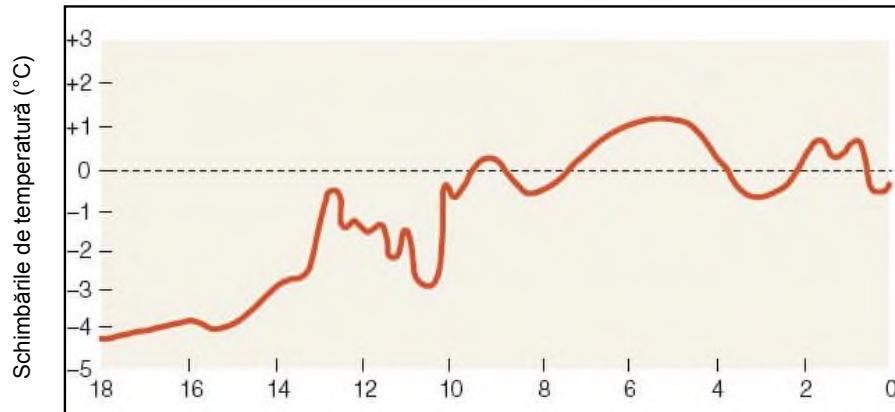


Figura 1.1 Variatiile medii ale temperaturilor pentru ultimii 18000 de ani

Gheața a început să se retragă acum aproximativ 14.000 de ani, pe măsură ce temperaturile la suprafață au crescut lent (vezi Figura 1.3). Apoi, acum 11 000 de ani, temperatura medie a scăzut brusc, și nord-estul Americii de Nord și Europa de Nord au revenit la condițiile glaciare. Apoi, 1000 de ani mai târziu, perioada rece s-a întrerupt brusc și în urmă cu 8000 de ani nu mai existau calote glaciare peste America de Nord.

Acum aproximativ 1000 de ani emisfera nordică a fost relativ caldă și uscată. În acest timp, podgoriile înflorite și vinul produs în Anglia indică veri calde, uscate și primăveri reci. În timpul acestei perioade calde de câteva sute de ani (cunoscută ca și "Perioada Medievală Caldă") vikingii au colonizat Islanda și Groenlanda.

Undeva în jurul 1200 d.Hr., clima blândă din Europa de Vest a început să arate variații extreme. Pentru câteva sute de ani au avut loc inundații și secete mari.

Aproximativ în anii 1400 - 1550, climatul s-a moderat (a se vedea Figura 1.4). Cu toate acestea, începând din anii 1550, temperatura medie a început să scadă. Această tendință de răcire (care a continuat timp de aproape 300 de ani) este cunoscută ca *Mica glaciațiune*. În acest timp, temperatura medie globală a scăzut cu aproximativ 0,5°C, ceea ce a permis ghețarilor alpini să crească în dimensiune și să avanseze. Iernile au fost lungi și severe, verile scurte și umede.

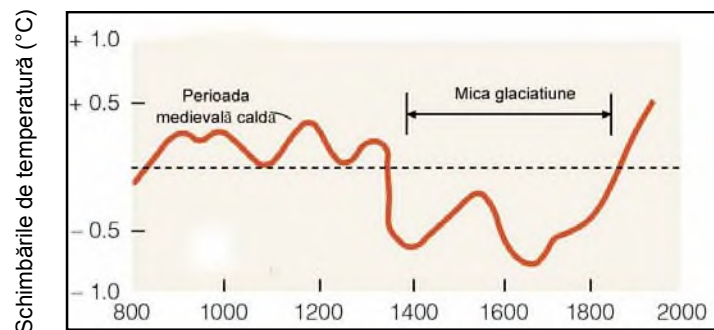


Figura1.2 Variatiile medii ale temperaturilor pentru ultimii 1200 de ani

În timpul *Micii glaciațiuni*, un an special iese în evidență: 1816. În Europa acelui an, vremea rea a contribuit la o cultură de grâu săracă și la răspândirea foametei. Valurile de frig au adus zăpadă în iunie și înghețuri ucigătoare în iulie și august. În zilele mai calde care au urmat fiecărui val rece, agricultorii replantau, doar pentru a avea un alt val rece care să înghețe plantele. Anul 1816 a devenit cunoscut ca "anul fără vară". Vara neobișnuit de rece a fost urmată de o iarnă și mai rece.

La sfârșitul anilor 1800, temperatura medie globală a început să crească (a se vedea Figura 1.4). Din aproximativ 1900 până în aproximativ 1940, temperatura medie a atmosferei inferioare a crescut cu aproape $0,5^{\circ}\text{C}$. După perioada mai caldă, pe pământ a început să se răcească ușor pentru următorii 25 de ani. La sfârșitul anilor 1960 și 1970, tendința de răcire s-a încheiat în cea mai mare parte din emisfera nordică. În timpul anilor 1970 și în anii 1980, temperatura medie anuală a arătat fluctuații considerabile de la an la an și de la regiune la regiune, cu tendința generală ce indică o încălzire. Tendința de încălzire a continuat în 1990, cu anii recentți fiind printre cei mai calzi ai secolului XX.

Putem vedea în Figura 1.5 că în ultimii o sută de ani, suprafața Pământului s-a încălzit cu aproximativ $0,7^{\circ}\text{C}$. Încălzirea, cu toate acestea, nu este uniformă, întrucât cea mai mare încălzire a avut loc pe continente la latitudini medii, iarna și primăvara, în timp ce câteva zone (cum ar fi Atlanticul de Nord), de fapt, s-au răcit în ultimele decenii.

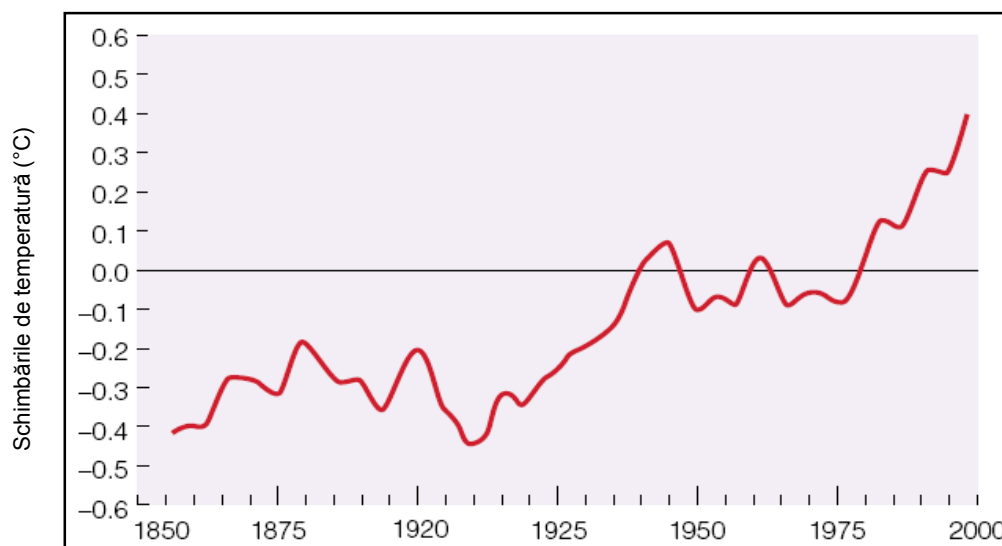


Figura1.3 Modificări în temperatura medie globală (pământ și mare) a aerului, 1850-1998.
Linia zero reprezintă temperatura medie a aerului în perioada 1961-1990.

Schimbări în temperatura aerului din Figura 1.5 sunt derivate din trei surse principale: temperatura aerului de deasupra uscatului, temperatura aerului de deasupra oceanelor și temperatura suprafeței mării. Există, totuși, incertitudini în înregistrările temperaturilor. De exemplu, în această perioadă de timp posturile de înregistrare s-au mutat iar tehnicile de măsurare a temperaturii au variat. De asemenea, stațiile de observare marine sunt limitate. Mai mult, urbanizarea (mai ales în țările dezvoltate) tinde să ridice artificial temperaturile medii pe măsură ce orașele cresc (efectul insulelor urbane de căldură). Când încălzirea urbană este luată în considerare și sunt încorporate informații îmbunătățite despre temperatura suprafeței mării, încălzirea pe ultimii o sută de ani se situează între $0,3^{\circ}\text{C}$ și $0,7^{\circ}\text{C}$.

B. Schimbări climatice actuale

O creștere globală a temperaturii între $0,3^{\circ}$ și $0,7^{\circ}\text{C}$ poate părea foarte mică, dar în Fig. 1 se poate vedea că temperaturile globale au variat cu nu mai mult de $1,5^{\circ}\text{C}$ în ultimii 10 000 de ani. Prin urmare, o creștere cu $0,7^{\circ}\text{C}$ devine semnificativă în comparație cu schimbările de temperatură de-a lungul a mii de ani.

Cea mai recentă evaluare IPCC, emisă în 2007, arată că procesul de încălzire globală este *univoc* și în *continuă dezvoltare*. Dovezi în acest sens sunt creșterile temperaturilor medii globale ale aerului și ale apelor oceanelor, topirea extinsă a zăpezii și gheții și creșterea nivelului mediu al apei mărilor.

Unsprezece din ultimii doisprezece ani (1999-2010) se clasează printre cei mai calzi doisprezece ani dintre înregistrările instrumentale globale ale temperaturii globale (din 1850).

Cele mai recente evaluări ale Comitetului Interguvernamental pentru Schimbări Climatice (IPCC) au condus la concluziile următoare:

- creșterea cu aproximativ 3°C a temperaturii medii în acest secol
- în ultimii 100 ani, Pământul a suferit o încălzire de $0,71^{\circ}\text{C}$, creșterea fiind mai pronunțată în ultimii 50 ani; temperaturile arctice au crescut de două ori mai mult.
- concentrațiile atmosferice de dioxid de carbon au crescut de la o valoare pre-industrială de 278 ppm la 379 ppm în 2005

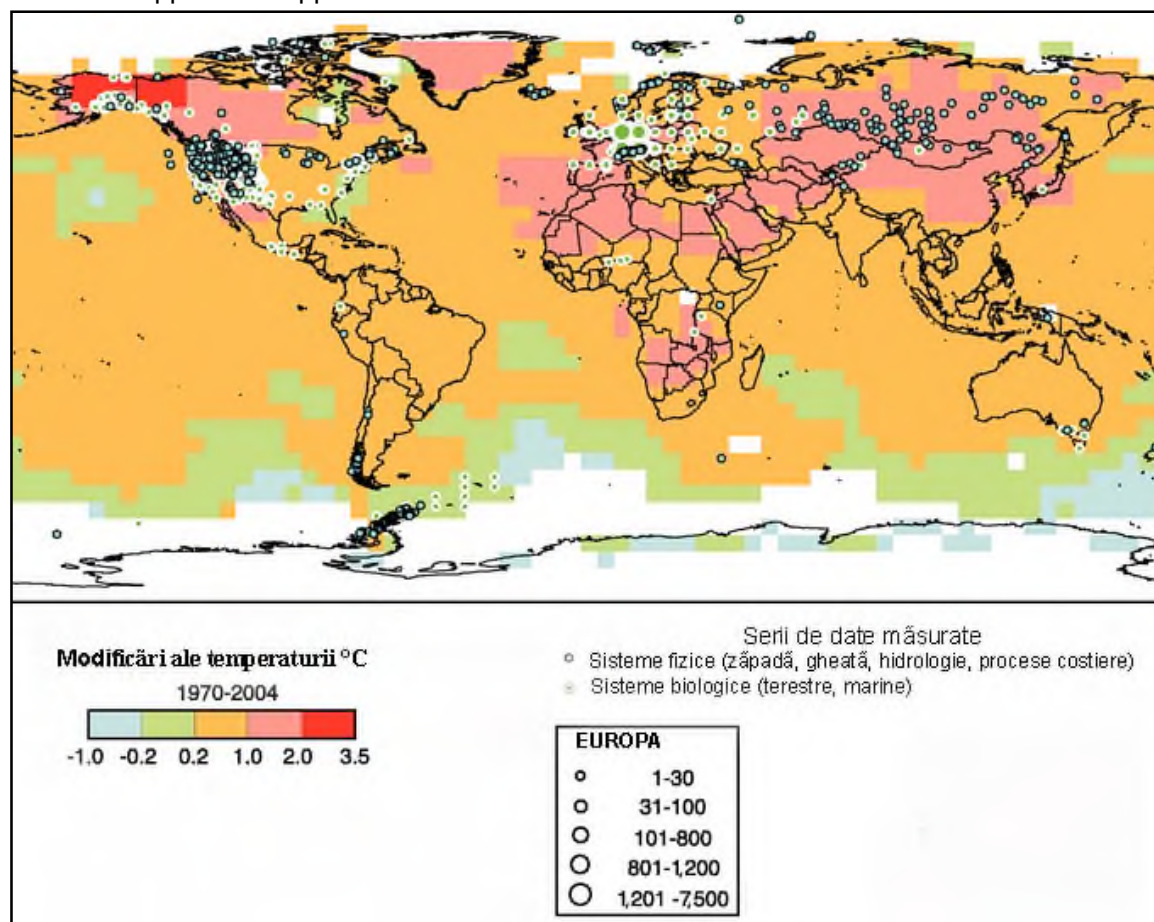


Figura1.4 Modificări de temperatură la nivel planetar în perioada 1970-2004

Creșterea temperaturii este foarte răspândită pe glob și este mai mare la latitudini mai nordice (Figura 1.6). Temperaturile medii arctice au crescut cu aproape de două ori rata medie la nivel global în ultimii 100 de ani. Regiunile terestre s-au încălzit mai repede decât oceanele (figura 4). Comparația cu observații din anul 1961 arată că temperatura medie a oceanului la nivel mondial a crescut la adâncimi de cel puțin 3.000 m și că oceanul a înglobat peste 80% din căldura care se adaugă la sistemul climatic.

Având în vedere schimbările evidente observate în climatul global din ultimele decenii, se pune problema majoră de a evalua schimbările climatice în deceniile viitoare. Complexitatea sistemului climatic, natura diferită a subsistemelor care îl compun precum și interacțiunea dintre acestea, impun utilizarea unor modele numerice extrem de complexe care au la bază legi fizice, dinamice și chimice care simulează comportamentul acestor subsisteme. În plus, influența factorului antropogen introduce o incertitudine legată de evoluția emisiilor gazelor cu efect de seră în viitor. Sunt elaborate anumite scenarii privind aceste emisii pe baza cărora se elaborează scenariile de schimbare a climei. Scenariile de emisie trebuie să țină seama de caracteristicile de dezvoltare ale societății umane în viitor, caracteristici ce includ anumite decizii de ordin politic. Cu cât aceste scenarii de emisii a gazelor cu efect de seră sunt mai realiste, cu atât și scenariile de schimbare a climei în deceniile viitoare sunt mai realiste. În plus se adaugă incertitudini legate de imperfecțiunile modelelor climatice utilizate. Simulările realizate cu diferite modele arată diferențe între diferite scenarii, însă semnalul comun este de încălzire a climei. Chiar dacă concentrația gazelor cu efect de seră se va stabiliza, datorită inerției sistemului climatic, clima va continua să se încălzească. Mai multe detalii despre schimbările climatice în secolul XX cât și diferite scenarii de schimbare a climei în secolul XXI sunt prezentate în ultimul raport al IPCC.

- Temperatura medie globală va crește cu 1.4-5.8°C , în funcție de scenariul de emisie, fiind de 2 până la 10 ori mai mare față de încălzirea din secolul trecut; deasupra uscatului încălzirea este mai pronunțată decât media globală (la latitudinile înalte iarna: nordul Americii de Nord, nordul și centrul Asiei); încălzire sub media globală în sudul și sud-estul Asiei (vara) și sudul Americii de Sud (iarna).

- Cantitățile de precipitații la nivel global vor crește, cu mari diferențieri regionale: scăderi și creșteri cuprinse între 5-20%;

- Schimbarea climei conduce la schimbări în circulația atmosferică care, la rândul ei, conduce la schimbări în frecvența și amplitudinea unor evenimente extreme de vreme;

- Zilele foarte calde vor fi mai frecvente iar zilele foarte reci mai puțin frecvente;

- Va crește amplitudinea și frecvența precipitațiilor extreme în multe regiuni după cum va crește de asemenea și frecvența secetelor (temperaturile ridicate și evapo-transpirația nu sunt compensate de creșterea precipitațiilor).

1.3 Posibile cauze ale schimbărilor climatice

Motivul pentru care climatul Terrei se schimba în mod natural nu este complet înțeles. Există mai multe teorii care încearcă să explice schimbările climatice, dar nici o teorie nu poate singură să explice în mod satisfăcător toate variațiile climatice din trecut. O problemă majoră cu care se confruntă orice teorie cuprinzătoare este interacțiunea complicată a elementelor implicate. De exemplu, dacă se schimbă temperatura, multe alte elemente pot fi modificate de asemenea. Interacțiunile dintre atmosfera, oceane, și gheață sunt extrem de complexe și numărul de posibile interacțiuni între aceste sisteme este enorm.

Trebuie arătat că, deocamdată din punct de vedere științific, problema schimbărilor climatice se află încă într-un stadiu preparadigmatic. Aceasta înseamnă că exista tot mai multe informații din prezent și din trecutul geologic apropiat și îndepărtat, dar ele nu sunt suficiente. Există numeroase teorii, modele și scenarii pentru viitor, dar acestea mai conțin multe elemente necunoscute și unele date contradictorii. De asemenea, nu trebuie exclus că poluarea datorată activităților antropice constituie un factor agravant al schimbărilor climatice preconizate ca urmare a fenomenelor menționate anterior (Antohi, Telișcă, 2007).

Nici un element climatic din cadrul sistemului nu este izolat de celelalte. Cu aceste considerente precizate, se va prezenta modul în care sistemele de feedback lucrează, apoi câteva dintre teoriile actuale ale schimbărilor climatice.

Schimbările climatice și mecanismele de feedback

Sistemul pământ - atmosferă este într-un echilibru delicat referitor la energia de intrare și de ieșire. Dacă acest echilibru este deranjat, chiar puțin, climatul global poate suferi o serie de schimbări complicate.

Dacă presupunem ca sistemul pământ - atmosferă a fost deranjat până la punctul în care Pământul a intrat într-o tendință lentă de încălzire, de-a lungul anilor, temperatura va crește încet și apa din oceane se va evapora rapid în aerul mai cald (care, la această temperatură mai mare are o capacitate mai mare de absorbție a vaporilor de apă). Cantitatea mărită de vaporii de apă absoarbe mai mult din energia infraroșie a pământului, mărind astfel efectul de seră atmosferic. Această consolidare a efectului de seră va ridica temperatura aerului chiar mai mult, care, la rândul său, va permite vaporilor de apă să se evaporeze mai mult în atmosferă. Efectul de seră devine mai puternic și temperatura aerului va crește chiar mai mult. Această situație este cunoscută ca **feedback-ul vaporii de apă - creșterea temperaturii**. Acesta reprezintă un mecanism pozitiv de feedback deoarece creșterea inițială a temperaturii este mărită de alte procese. Dacă acest feedback ar fi neconținut, temperatura pământului ar crește până când oceanele s-ar evapora. O astfel de reacție în lanț se numește *efect de sera instabil*.

Sistemul pământ-atmosferă are o serie de controale și echilibrări care îl ajută să contracareze tendințele de schimbări climatice. De exemplu, o mică creștere a temperaturii suprafeței va duce la o creștere mare a energiei infraroșii emise¹. Această energie emisă de suprafață ar încetini schimbările de temperatură și ar ajuta la stabilizarea climei. Prin urmare, nu există dovezi că un efect de sera instabil a avut loc vreodată pe Pământ și nu există nici un indiciu că va avea loc în viitor.

Ajutoarele pentru a contracara mecanismele de feedback pozitiv sunt **mecanismele de feedback negativ** – cele care au tendința de a slăbi interacțiunile dintre variabile în loc să le consolideze. Un exemplu despre cum ar funcționa un mecanism de feedback negativ pe o planetă aflată în încălzire ar fi presupunerea că aerul se încălzește și devine mai umed, ceea ce înseamnă ca nebulozitatea globală joasă va crește. Norii joși tind să reflecte un procent mare din lumina primită de la Soare, iar scăderea energiei solare ce încălzește suprafața Pământului va duce la încetinirea încălzirii. Este cazul fenomenului de *întunecare globală* despre care se va discuta în subcapitolul 1.4.

¹ Energia infraroșie emisă crește cu o valoare proporțională cu puterea a patra a temperaturii absolute. Dublarea temperaturii de suprafață conduce emisii de până la 16 ori mai mari.

Toate mecanismele de feedback lucrează simultan și în ambele direcții. De exemplu, o creștere a temperaturii globale a aerului ar putea provoca topirea zăpezii și gheții la latitudinile polare. Aceasta topire ar reduce albedo-ul (reflexia) suprafeței, permițând ca mai multă energie solară să ajungă la suprafața Pământului, ceea ce ar ridica și mai mult temperatura. Acest mecanism de feedback pozitiv este numit **feedback-ul albedo-ului de zăpadă**. Așa cum s-a văzut acest fenomen produce un feedback pozitiv pe o planetă aflată în încălzire, dar de asemenea poate produce un feedback pozitiv pe o planetă aflată în răcire. Să presupunem, de exemplu, că Pământul a fost într-o tendință lentă de răcire globală, care a durat timp de sute sau chiar mii de ani. Temperaturile mai joase ar putea permite o mai mare acoperire cu zăpadă la latitudinile medii și mari, care ar crește albedo-ul de suprafață astfel încât o mare parte din lumina incidentă a Soarelui ar fi reflectată înapoi în spațiu. O cantitate mai mică de lumina absorbită de suprafață ar putea determina o scădere suplimentară a temperaturii. Această acțiune ar putea crește în continuare stratul de zăpadă și chiar mai mult scăderea temperaturii. În cazul în care nu este controlat, feedback-ul albedo-ului de zăpadă ar produce o epocă de gheață instabilă care, desigur, este puțin probabilă pe Pământ pentru că alte mecanisme de feedback din sistemul atmosferic contribuie constant la moderarea magnitudinii răcirii.

Schimbările climatice, plăcile tectonice, și apariția munților

În trecutul geologic, suprafața pământului a suferit modificări ample. Una din modificări implică schimbarea lentă a continentelor și a fundului oceanelor. Această mișcare este explicată în larg acceptata **teorie a plăcilor tectonice** (anterior numita *teoria derivei continentale*). Conform acestei teorii, scoarța exterioară a Pământului este compusă din plăci uriașe care alunecă peste o zonă parțial topită subterană în legătură una cu alta, plăci ce încorporează continentele. Rata de mișcare este extrem de lentă, doar câțiva centimetri pe an.

Pe lângă furnizarea de perspective în multe procese geologice, plăcile tectonice, de asemenea, ajută la explicarea climatului în trecut. De exemplu, caracteristici glaciale în apropierea nivelului mării, în Africa, sugerează că zona a traversat o perioadă de glaciațiuni cu sute de milioane de ani în urmă.

Aranjarea diferită a continentelor poate influența, de asemenea, traseul curenților oceanici care, la rândul lor, ar putea modifica nu numai transportul căldurii de la latitudini mici la latitudini mari, dar ar putea schimba atât sistemul global al vânturilor cât și climatul latitudinilor medii și înalte. De exemplu, să presupunem că mișcarea plăcilor ar întrerupe transportul de apă caldă într-o anumită regiune. În timpul iernii, apa de suprafață ar îngheța și ar fi acoperită cu gheață. Această înghețare, la rândul său, ar reduce cantitatea de căldură latentă cedată atmosferei. În plus, gheața ar permite zăpezii să se acumuleze pe partea de sus a acesteia, ajutând astfel la crearea condițiilor care ar putea duce la temperaturi chiar mai mici.

Unii oameni de știință speculează că schimbările climatice, care au loc în decursul a milioane de ani, ar putea fi legate de rata de mișcare a plăcilor și, prin urmare, legate de cantitatea de CO₂ din aer. De exemplu, în perioade de mișcare rapidă, se formează o creastă relativ mare, determinând nivelul mării să crească în raport cu continentele. În același timp, o creștere a activității vulcanice va aduce mari cantități de CO₂ în atmosferă, ceea ce sporește efectul de seră, provocând creșterea temperaturilor globale. Mai mult, un nivel ridicat al mării înseamnă că există o mai mică suprafață terestră expusă și, probabil,

mai puține acțiuni chimice ale intemperiiilor asupra rocilor – un proces care înlătură CO_2 din atmosferă. Cu toate acestea, pe măsură ce temperaturile urcă la nivel global, creșterea temperaturilor intensifică acțiunile chimice ale intemperiiilor care îndepărtează CO_2 atmosferic într-un ritm mai rapid.

Schimbările climatice și variațiile orbitei Pământului

O teorie ce atribuie schimbările climatice variațiilor în orbita Pământului este **teoria Milankovitch**, numită după astronomul Milutin Milankovitch, care a propus primul idee în 1930. Premisa de bază a acestei teorii este că pe măsură ce Pământul călătorește prin spațiu, trei mișcări ciclice separate se combină pentru a produce variații în cantitatea de energie solară care ajunge pe Pământ.

Primul ciclu se referă la modificări în forma (excentricitatea) orbitei Pământului pe măsură ce Pământul se rotește în jurul Soarelui. Se poate observa în Figura 1.7 că orbita Pământului se schimbă de la eliptică la aproape circulară și înapoi, ciclu ce durează aproximativ 100 000 de ani. Cu cât este mai mare excentricitatea orbitei, cu atât este mai mare variația energiei solare primite de Pământ între cea mai apropiată și cea mai îndepărtată poziție față de Soare.

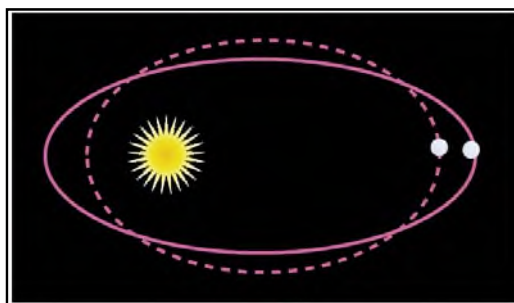


Figura 1.5 Variațiile orbitei Pământului de la cerc la orbită eliptică

Pentru ca orbita Pământului să varieze de la aproape un cerc (linia întreruptă) la o orbită eliptică (linie solidă) și înapoi din nou este nevoie de aproape 100 000 de ani (diagrama nu este la scară.)

În prezent, suntem într-o perioadă de excentricitate redusă. Pământul este mai aproape de Soare în ianuarie și mai departe în iulie. Diferența dintre distanțe (care doar se ridică la aproximativ 3 procente) este responsabilă pentru o creștere de aproape 7 procente din energia solară primită la partea superioară a atmosferei din iulie până în ianuarie. În cazul în care diferența între distanțe este de 9 procente (o orbită foarte excentrică), diferența de energie solară primită va fi pe ordinea a 20 de procente. În plus, orbita mai excentrică va schimba lungimea anotimpurilor în fiecare emisferă prin schimbarea lungimii perioadelor de timp între echinocțiile de primăvară și de toamnă².

Al doilea ciclu ia în considerare faptul că, pe măsură ce Pământul se rotește în jurul propriei axe, aceasta se balansează. Această variație, cunoscută sub numele de **precesia axei Pământului**, apare într-un ciclu de aproximativ 23 000 de ani. În prezent, Pământul este mai aproape de Soare în ianuarie și mai departe în iulie. Datorită precesiei, inversul situației va fi valabil peste circa 11 000 de ani.

² Deși pot să apară schimbări destul de mari în procentajul energiei solare între vară și iarnă, la nivel global și anual media de schimbărilor în ce privește energia solară primită de Pământ (datorită schimbărilor orbitale) variază foarte puțin. Ceea ce se schimbă este distribuția energiei solare, nu totalul.

Al treilea ciclu durează aproximativ 41000 ani pentru a se finaliza și se referă la schimbări în înclinarea (**oblicitatea**) Pământului atunci când acesta orbitează în jurul Soarelui. În prezent, înclinarea orbitei Pământului este de $23,5^\circ$, dar în timpul ciclului de 41000 de ani înclinarea variază de la aproximativ 22° la $24,5^\circ$. Cu cât înclinarea este mai mică, cu atât există mai puține variații sezoniere între vară și iarnă, la latitudinile medii și înalte, astfel încât iernile tind să fie mai blânde și verile mai reci. În timpul iernilor mai calde ar cădea mai multă zăpadă în regiunile polare datorită capacității crescute a aerului pentru vaporii de apă iar în timpul verilor răcoroase s-ar topi mai puțină zăpadă. Drept consecință, perioadele cu înclinare mai mică ar tinde să cauzeze formarea de ghețari la latitudini mari. De fapt, atunci când toate ciclurile sunt luate în considerare, tendința actuală ar trebui să fie spre un climat mai rece în emisfera nordică.

Pe scurt, ciclurile Milankovitch care se combină pentru a produce variații în radiația solară primită la suprafața Pământului includ:

1. schimbări în forma (excentricitatea) orbitei Pământului în jurul Soarelui
2. precesia axei de rotație a Pământului, sau balansarea
3. schimbări în înclinarea (oblicitatea) axei Pământului

În anii 1970, oamenii de știință din proiectul CLIMAP au găsit dovezi puternice în sedimentele oceanice de adâncime referitor la variațiile climatice din ultimii sute de mii de ani ce au fost strâns asociate cu ciclurile Milankovitch. Mai multe studii recente au întărit această ipoteză. De exemplu, studiile au concluzionat că în ultimii 800 000 de ani, calotele de gheață au atins apogeul la fiecare 100 000 de ani. Această concluzie corespunde natural la variațiile în excentricitatea Pământului. Suprapuse pe această situație sunt avansuri mai mici ale gheții care apar la intervale de aproximativ 41 000 de ani și 23 000 de ani. Se pare, deci că excentricitatea este factor de forțare - cauză externă – pentru frecvența glaciațiunilor, tot așa cum pare să controleze gradul de severitate al variațiilor climatice.

Dar schimbările orbitale singure nu sunt, probabil, în totalitate responsabile pentru acumularea și retragerea ghețurilor. Dovezile (bulele de aer prinse în calotele de gheață din Groenlanda și Antarctica reprezentând mii de ani de acumulare de zăpadă) arată că nivelurile de CO_2 au fost aproximativ 30% mai mici în timpul perioadelor mai reci glaciare decât în perioadele mai calde interglaciare. Aceasta sugerează că nivelurile mai mici de CO_2 atmosferic ar fi putut avea efectul de amplificare a răcirii inițiate de modificările orbitale. De asemenea, creșterea nivelului de CO_2 la sfârșitul perioadei glaciare poate fi decisiv pentru topirea rapidă a calotelor de gheață. Motivele pentru care nivelurile atmosferice de CO_2 au variat pe măsură ce ghețarii s-au extins și contractat nu sunt clare, dar par a fi datorate schimbărilor în activitățile biologice care au avut loc în oceane.

Schimbările climatice și particulele atmosferice

Particulele microscopice lichide și solide (aerosoli), care intră în atmosferă atât din surse antropice cât și din surse naturale pot avea efecte asupra climei. Efectele sunt însă extrem de complexe și depind de o serie de factori, cum ar fi dimensiunile particulelor, forma, culoarea, compoziția chimică și distribuția pe verticală.

Aerosolii în troposfera.

Aerosolii intra în atmosfera joasă într-o varietate de moduri, din emisii industriale și auto, incendieri agricole, incendii de pădure și furtuni de praf. Unele particule (cum ar fi praful și particule de sulfat) în principal reflectă și împrăștie lumina incidentă a Soarelui, în

timp ce altele (cum ar fi funinginea de fum) absorb ușor lumina solară, care încălzește aerul din jurul lor. Aerosolii care reduc cantitatea de lumina solară ce ajunge la suprafața pământului au tendința de a provoca răcirea netă a aerului în timpul zilei. Anumiți aerosoli, de asemenea, absorb selectiv și emit energia infraroșie înapoi către suprafață, producând o încălzire netă a aerului pe timp de noapte. Cu toate acestea, efectul global net al aerosolilor umani asupra climei este de răcire a suprafeței.

În ultimii ani, efectul reflectorizant ridicat al **aerosolilor de sulf** asupra climei a fost intens cercetat. În atmosfera inferioară, majoritatea acestor particule provin din arderea de combustibili fosili cu conținut de sulf, dar emisiile provenite de la vulcanii activi pot fi, de asemenea, o sursă importantă de aerosoli sulfat în troposferă. Poluarea cu sulf, care este mai mare decât dublă la nivel global comparativ cu perioada pre-industrială, intră în atmosferă în principal sub formă de bioxid de sulf gazos apoi se transformă în picături mici sau particule de sulfat. Întrucât acești aerosoli, de obicei, rămân în atmosferă pentru doar câteva zile nu au timp să se răspândească în întreaga lume. Prin urmare, aceștia nu sunt bine amestecați și efectul lor se resimte de cele mai multe ori peste emisfera nordică, mai ales peste regiunile poluate.

Aerosolii de sulf nu numai că reflectă lumina solară incidentă înapoi în spațiu, dar servesc de asemenea ca nuclee de condensare pentru nori. În consecință, aceștia au potențial de alterare a caracteristicilor fizice ale norilor. De exemplu, dacă numărul de aerosoli de sulf și, prin urmare, nuclee de condensare în interiorul unui nor, ar crește, norul ar trebui să-și împartă vaporii conținuți cu nucleele de condensare disponibile adăugate, o situație care ar conduce la producerea de picături mai multe (dar mai mici). Numărul mai mare de picături ar reflecta lumina solară și mai mult reduce cantitatea de lumină care ajunge la suprafața terestră.

În rezumat, aerosolii de sulf reflectă lumina solară incidentă, care tinde să reducă temperatura suprafeței Pământului în timpul zilei. Aerosolii de sulf pot modifica, de asemenea, norii prin creșterea reflexivității lor. Deoarece poluarea cu sulf a crescut semnificativ în zone industrializate din Europa de Est, America de Nord în zona de nord-est și China, efectul de răcire adus de aceste particule poate explica:

- (1) de ce emisfera nordică s-a încălzit mai puțin decât emisfera sudică în ultimele decenii
- (2) de ce Statele Unite au înregistrat o încălzire mai mică față de restul lumii și
- (3) de ce majoritatea încălzirii globale s-a înregistrat noaptea și nu în timpul zilei, mai ales în zonele poluate.

Cercetarea este încă în desfășurare și efectul global al aerosolilor troposferici asupra sistemului climatic nu este în totalitate înțeles

Erupțiile vulcanice și aerosolii în stratosferă

Erupțiile vulcanice pot avea un impact definitiv asupra climei. În timpul erupțiilor vulcanice pot fi ejectate în stratosferă particulele fine de cenușă și praf (ca și gaze) (Figura 1.8.). Oamenii de știință sunt de acord că erupțiile vulcanice care au cel mai mare impact asupra climei sunt cele bogate în gaze de sulf. Aceste gaze, pe o perioadă de aproximativ două luni, se combină cu vaporii de apă în prezența luminii solare pentru a produce mici, particule de acid sulfuric reflectorizante care cresc în dimensiuni, formând un strat dens de ceață.

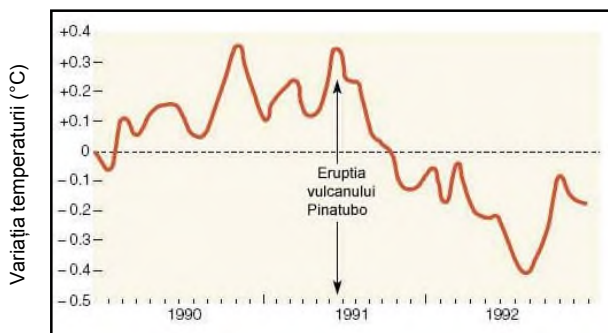


Figura 1.6 Erupția muntelui Pinatubo

Erupția muntelui Pinatubo a creat un nor acid cu 6 milioane de tone de aerosol de acid sulfuric, care s-a văzut ca o ceață fină de mici particule purtate de aer și a făcut să scadă cu aproximativ o jumătate de grad Celsius temperatura globală

Ceața poate staționa în stratosferă mai mulți ani, absorbind și reflectând înapoi în spațiu o parte din energia solară primită. Absorbția energiei solare, împreună cu absorbția de energie în infraroșu de la Pământ, încălzește stratosfera. Reflectarea luminii solare incidente de către ceață tinde să răcească aerul la suprafața Pământului, în special în emisfera în care are loc erupția.

Schimbările climatice și variațiile emisiilor solare

În trecut se credea că energia solară nu variază cu mai mult de o fracțiune de procent pe durata mai multor secole. Cu toate acestea, măsurătorile efectuate de către radiometre sofisticate de la bordul sateliților sugerează că producția de energie solară poate varia mai mult decât s-a crezut. Mai mult decât atât, producția de energie solară pare a se schimba ușor cu activitatea petelor solare.

Petele solare sunt uriașe furtuni magnetice pe Soare care apar ca regiuni mai reci (mai închise) pe suprafața Soarelui. Ele apar în cicluri, cu numărul și mărimea ajungând la un maxim aproximativ la fiecare 11 ani. În timpul perioadelor de maxim al petelor solare, Soarele emite mai multă energie (circa 0,1 % mai mult) decât în timpul perioadelor minime ale petelor solare (Figura 1.9). Evident, numărul mai mare de zone luminoase (facule) în jurul petelor solare radiază mai multă energie, cea ce compensează efectul petelor întunecate.

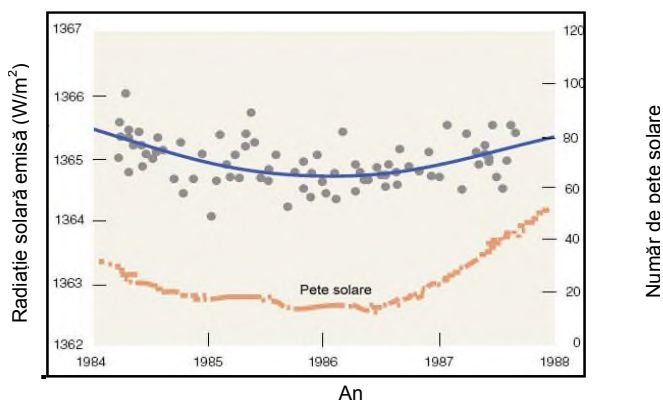


Figura1. 7 Schimbările în emisia de energie solară

Schimbările în emisia de energie solară (curba superioară) în W/m^2 - măsurători efectuate de Satelitul pentru bilanț energetic al Pământului (Earth Radiation Budget Satellite - ERBS). Curba inferioară reprezintă numărul mediu anual de pete solare. pe măsură ce numărul de pete solare crește de la minim la maxim, emisia de energie solară crește cu aproximativ 0,1%

Se pare că ciclul de 11 ani al petelor solare nu a predominat întotdeauna. Aparent, între 1645 și 1715, în timpul perioadei cunoscută sub numele de **Minimul Maunder*** (Figura 1.10¹), petele solare au fost puține sau deloc. Este interesant de observat că minimul a avut loc în timpul celei mai reci etape a Miciei Glaciațiuni - un moment în care temperatura medie globală a scăzut cu aproximativ $0,5^\circ \text{C}$ sub media pe termen lung. Unii oameni de știință sugerează că o reducere a luminozității solare a fost, în parte, responsabilă pentru această alternanță rece. Este bine de știu că o creștere de 1% a emisivității energetice a Soarelui ar fi comparabilă cu efectul total al creșterii nivelului de CO_2 în atmosferă asupra încălzirii globale începând cu perioada pre-industrială.

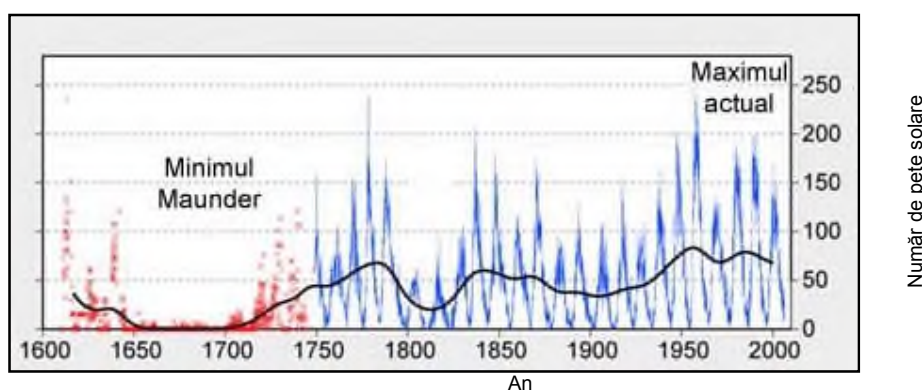


Figura1.8 Evoluția numărului de pete solare în ultimii 400 de ani

Câmpul magnetic al Soarelui variază în funcție de activitatea petelor solare și de fapt se inversează la fiecare 11 ani. Deoarece este nevoie de 22 ani pentru a reveni la starea inițială, ciclul magnetic al Soarelui este de 22 de ani, mai degrabă decât 11. Unii cercetători sunt de părere că seceta periodică cu frecvența de apariție de 20 de ani din Marile Câmpii din Statele Unite poate fi corelată cu acest ciclu solar de 22 de ani. Mai recent, oamenii de știință au descoperit o relație între ciclul de 11 ani al petelor solare și modele meteorologice în emisfera nordică. Se pare că încălzirile din perioada iernii ar putea fi legate de variații ale petelor solare și de un model de reversie a vânturilor stratosferice deasupra tropicelor.

Dioxidul de carbon, efectul de seră și încălzirea globală recentă

CO_2 este un gaz cu efect de seră care absoarbe puternic radiațiile infraroșii și joacă un rol major în încălzirea atmosferei inferioare. Se știe de asemenea că CO_2 a crescut constant în atmosferă, în principal datorită arderii de combustibili fosili (Figura 1.11). Cu toate acestea, defrișările pot, de asemenea, să mărească această creștere fiindcă pădurile tropicale sunt tăiate și înlocuite cu plante mai puțin eficiente în îndepărtarea CO_2 din atmosferă. În 1999, media anuală de CO_2 a fost de aproximativ 368 ppm, iar estimările prezente arată că, dacă nivelurile de CO_2 continuă să crească în același ritm (aproximativ 1,5 ppm pe an), concentrațiile atmosferice se vor ridica la aproximativ 500 ppm până la

*Această perioadă este numită după E.W Maunder, astronom solar britanic care a descoperit prima perioadă scăzută de pete solare la sfârșitul anilor 1880

sfârșitul acestui secol. Pentru a complica situația, urme ale unor gaze, precum metanul (CH_4), protoxidul de azot (N_2O), și cloro-fluoro-carburile (CFC), care absorb ușor radiația infraroșie, au avut concentrațiile în creștere comparativ cu secolul trecut (Tabelul 1.1, secțiunea 1.1). Per total, creșterea acestor gaze este aproximativ egală cu a CO_2 în capacitatea lor de a spori efectul de seră atmosferic.

Cele mai multe modele numerice climatice (modele matematice care simulează clima) estimează că până în anul 2100 creșterea concentrațiilor de gaze cu efect de seră va duce la o încălzire globală medie a aerului între 1°C și $3,5^\circ\text{C}$. Cele mai noi și sofisticate modele iau în considerare o serie de relații importante, inclusiv interacțiunile dintre oceane și atmosferă, procesele prin care CO_2 este eliminat din atmosferă, precum și efectul de răcire produs de aerosolii de sulf în atmosfera inferioară. Modelele prevăd că, pe măsură ce aerul se încălzește, vor ajunge vapori de apă suplimentari din oceane în aer. Vaporii de apă adăugați (cu cel mai puternic efect de seră) vor produce un feedback pozitiv prin sporirea efectului de seră atmosferic și accelerarea creșterii temperaturii (feedback-ul vaporilor de apă creșterea temperaturii descris la începutul secțiunii). Fără acest feedback realizat de vaporii de apă suplimentari, modelele prognozează că până în anul 2100 încălzirea va fi cca. $1,2^\circ\text{C}$.

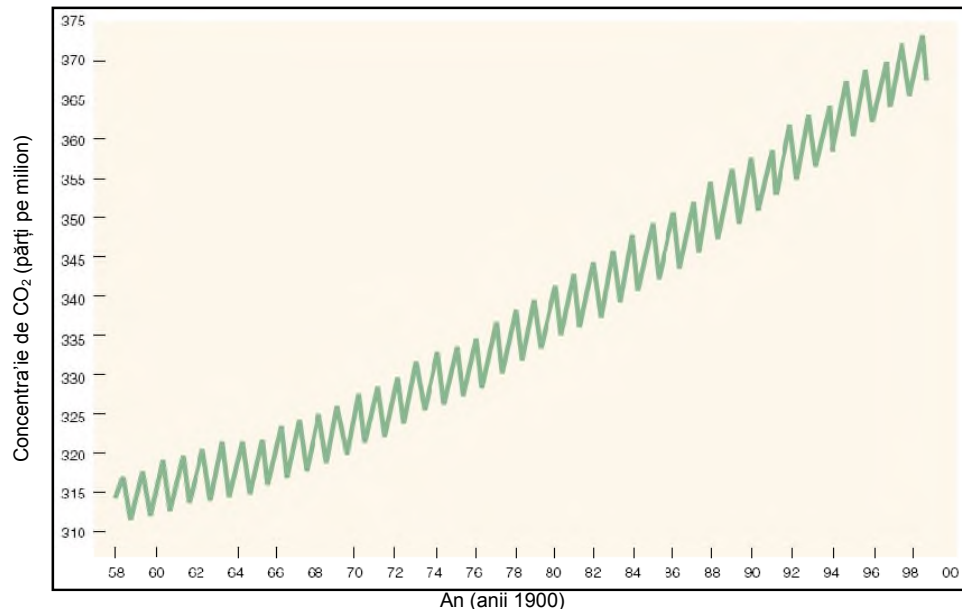


Figura 1. 9 Valorile măsurate de CO_2 în părți per milion (ppm).
 Valorile mai mari apar în timpul iernii atunci când plantele mor și eliberează CO_2 în atmosferă.
 Valorile mai mici apar vara, când vegetația abundentă absoarbe CO_2 din atmosferă.

În concluzie, deși fiecare din cauzele posibile prezentate par a fi cauze de sine stătătoare ale schimbărilor climatice, unele fenomene nu pot fi atribuite decât unora dar nu pot fi indicate ca fiind motive singulare ale schimbărilor climatice.

Cea mai corectă afirmație ar fi că schimbările climatice, la nivelul actual de cunoaștere, nu au o cauză singulară, toate fenomenele prezentate contribuind la fenomenele schimbărilor climatice, fie ele de încălzire sau răcire globală.

1.4 Consecințele încălzirii globale

Cei mai mulți experți în probleme climatice sunt de părere că nivelurile tot mai ridicate de gaze cu efect de seră vor cauza, până la sfârșitul acestui secol, o încălzire a pământului între 1°C și $3,5^\circ\text{C}$. În Figura 1.3 din secțiunea 1.2 se observă că o încălzire de

doar 1°C înseamnă că Pământul va fi mai cald decât în orice alt moment din ultimii 5000 de ani. O încălzire de 3,5°C ar fi echivalentă cu creșterea temperaturii după evenimentul Younger-Dyas³. Modelele climatice prezic faptul că încălzirea ar trebui să fie cea mai mare la latitudinile nordice mari în timpul iernii și mai mică în timpul verii. În general, iarna, încălzirea suprafeței ar trebui să fie mai mare deasupra zonelor terestre decât deasupra oceanelor.

Având în vedere schimbările evidente observate în climatul global din ultimele decenii, se pune problema majoră de a *evalua schimbările climatice în deceniile viitoare*. Complexitatea sistemului climatic, natura diferită a subsistemelor care îl compun precum și interacțiunea dintre acestea, impun utilizarea unor modele numerice extrem de complexe care au la bază legi fizice și chimice care simulează comportamentul acestor subsisteme (Giurma I. ș.a., 2005)(Giurma R., 2008).

Problematica abordată reprezintă un domeniu complex în care trebuie îmbunătățite cunoașterea și înțelegerea, pentru a lua măsuri imediate și corecte în vederea abordării eficiente din punct de vedere al protecției populației și al costurilor aferente, respectând principiul precauției (Antoși ș.a., 2007).

Unele modele climatice prevăd că, în cazul în care temperatura medie globală va crește cu aproximativ 3°C, curentul *Jet stream* va slăbi și vânturile globale se vor deplasa de la poziția lor "normală". Căldura sporită a suprafeței va spori evaporarea, ceea ce va conduce la o mai mare medie a precipitațiilor la nivel mondial. Cu toate acestea, schimbarea vânturilor înalte ar putea reduce precipitațiile peste anumite zone, care, la rândul lor, ar pune presiune suplimentară pe anumite zone agricole, mai ales atunci când modelele prognozează că mai multe precipitații vor cădea iarna peste latitudini mai mari. Mai multe modele indică faptul că intensitatea precipitațiilor ar trebui să crească, ceea ce sugerează o posibilitate pentru mai multe evenimente extreme de precipitații, precum inundațiile și seceta severă. În cazul în care planeta se încălzește, precipitațiile totale trebuie să crească pentru a echilibra creșterea evaporării. Dar la acest punct, modelele climatice sunt în imposibilitatea de a determina exact modul în care se vor schimba precipitațiile la nivel mondial.

Într-o lume mai caldă, cele mai multe precipitații ar putea cădea sub formă de ploaie, chiar și în regiunile montane, ceea ce ar conduce ca o mare parte din apa din timpul iernii să ajungă în mare, mai degrabă decât în rezervoarele care captează zăpada topită în timpul primăverii (Crăciun ș.a., 2007).

Ceea ce se poate observa cu ușurință este intensificarea ploilor torențiale concentrate pe areale mici. Astfel, distribuția precipitațiilor s-a modificat și este posibil să se modifice în continuare. Consecința directă a concentrării precipitațiilor este apariția inundațiilor fulger (flash-floods) în zonele expuse la risc (Telișcă, 2007).

Alte consecințe ale încălzirii globale ar putea fi o creștere a nivelului mării pe măsură ce ghețarii alpini se retrag, gheața polară se topește și oceanele se extind pe măsură ce se încălzesc. În prezent, estimările sunt că nivelul mării va crește până în anul 2100 cu aproximativ 50 cm față de nivelul actual. Luând în considerare atât previziunile inferioare și superioare asupra temperaturii, creșterea poate fi între 15 cm și 95 cm. Creșterea nivelului oceanelor ar putea avea o influență dăunătoare asupra ecosistemelor de coastă. În plus, sursele de apă subterane costiere ar putea fi contaminate cu apă sărată.

Modificarea compoziției chimice a atmosferei va fi încetinită de efectul termic al oceanelor și ghețurilor polare, dar se estimează posibilitatea dublării cantității de CO₂, la

³ Younger-Dyas a fost o perioadă aproape glaciară, în urmă cu 14500 de ani, ce a durat aproximativ 3000 de ani.

fiecare 50 de ani care urmează, temperatura biosferei putând să crească cu circa 5°C (Duplessy, Morel, 1990).

Pentru prognozarea viitoarelor trasee de dezvoltare a schimbărilor climatice se folosesc o serie de modele climatice globale (Giurma ș.a., 2007) sau evoluția factorilor de mediu (Crăciun ș.a., 2008). Modelele climatice prezic faptul că încălzirea ar trebui să fie mai mare în regiunile nordice (a se vedea Figura 1.12). În latitudinile mari din emisfera nordică, pădurile boreale de culoare verde închis absorb cu până la de trei ori mai multă energie solară decât tundra acoperită de zăpadă. Prin urmare, temperaturile din timpul iernii în regiunile subarctice sunt, în medie, cu aproximativ 11,5°C mai mari decât ar fi fără copaci. Dacă încălzirea permite pădurilor boreale să se extindă în tundră, pădurile pot accelera încălzirea în această regiune. Pe măsură ce temperatura crește, materia organică din sol ar trebui să se descompună într-un ritm mai rapid, adăugând mai mult CO₂ în aer, care ar putea accelera încălzirea chiar mai mult.

Deși majoritatea oamenilor de știință din domeniu cred că în secolul al XXI-lea Pământul se va încălzi într-un ritm fără precedent (un proces care ar putea provoca multe probleme), ei recunosc, de asemenea, că o creștere a nivelului de CO₂ în atmosferă poate avea unele consecințe pozitive. De exemplu, unii oameni de știință susțin că nivelul ridicat de CO₂ va acționa ca un "îngrășământ" pentru unele plante și va accelera creșterea lor. O creștere a plantelor va duce la creșterea consumului de CO₂, care ar putea întârzia rata de creștere a emisiilor de CO₂ în mediul înconjurător. Alți cercetători consideră că o creștere a plantelor ar putea forța unele insecte să mănânce mai mult având ca rezultat o pierdere netă de vegetație. Există o îngrijorare, de asemenea, legată de faptul că o creștere majoră a emisiilor de CO₂ ar putea să perturbe echilibrul naturii, cu unele specii de plante devenind dominante pe măsură ce altele sunt eliminate. În zonele cu climă rece, în care culturile sunt acum cultivate doar marginal, efectul de încălzire poate crește randamentul culturilor, în timp ce în zonele tropicale, în care se află multe națiuni în curs de dezvoltare, încălzirea poate reduce randamentul culturilor.

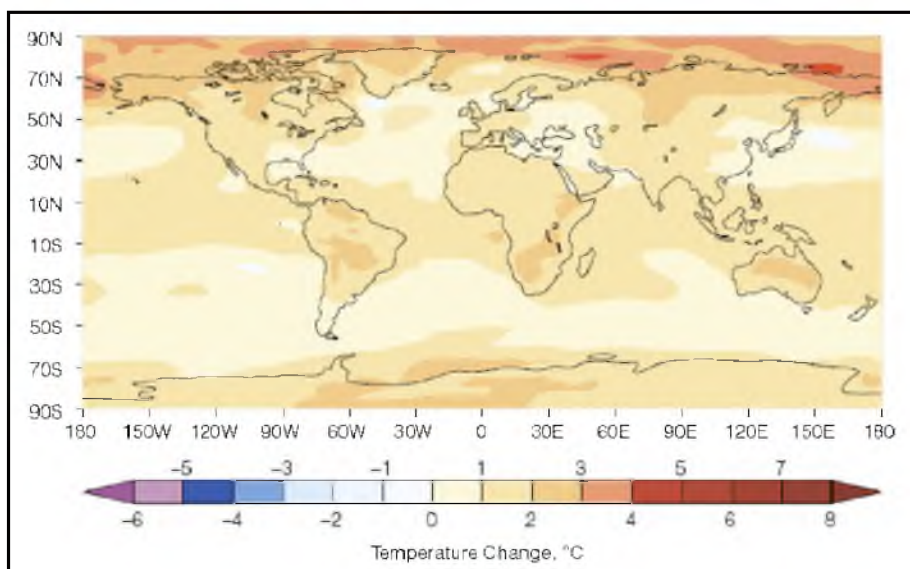


Figura1. 10 Schimbările prognozate în temperatura aerului
Schimbările prognozate în temperatura aerului datorită unei dublări a emisiilor de CO₂ și aerosoli de sulf induse de om, cu un Model General de Circulație Atmosferică-Ocean (AOGCM). Se observă că cea mai mare încălzire este proiectată pentru latitudinile nordice polare. (Mitchell et al., 1995)

Mai mult decât atât, creșterea temperaturilor poate modifica modul în care terenurile absorb și emit CO₂. De exemplu, temperaturile înregistrate în tundra din Alaska au crescut dramatic în ultimii 35 de ani, până la punctul în care solul înghețat se topește în timpul verii mai mult decât în mod obișnuit. În timpul lunilor calde, straturile profunde de turbă în descompunere eliberează CO₂ în atmosferă. Până de curând, această regiune absorbea mai mult CO₂ decât elibera. Acum o mare parte din tundră acționează ca o sursă pentru emisiile de CO₂.

Efectul pe care nivelurile tot mai ridicate de CO₂ l-ar putea avea asupra părții superioare a atmosferei nu este în totalitate clar. Cu toate acestea, modelele climatice sugerează că, în timp ce atmosfera inferioară (troposfera) se încălzește în mod constant, atmosfera superioară (stratosfera, mezosfera, și termosfera), se va răci. Răcirea este cauzată de către moleculele suplimentare de CO₂ (și alte gaze) care emit o cantitate mai mare de radiații infraroșii atât în sus cât și în jos (Telișcă ș.a., 2009).

În urma dereglării climei planetei s-au declanșat numeroase catastrofe (cum ar fi de exemplu seceta persistentă de la începutul anilor 80), care au determinat mari incendii în unele regiuni de pe glob, sau inundații în altele (exemplu în rezervația sud-africană Klaserie; datorită secetei au murit de sete circa 33.000 de animale.; în Australia au ars 350 de mii de hectare de pădure; în partea centrală a Oceanului Pacific, ploile torențiale au distrus o rezervație de 17 milioane de păsări; în partea de est a aceluiași ocean a fost distrusă populația de plancton, aducând după sine dezastre). Aceste catastrofe au fost puse pe seama fenomenului meteorologic numit El Niño declanșat în perioada sfârșitului de decembrie 1996, iar în urma examinărilor făcute pe computer, s-a întărit ipoteza potrivit căreia catastrofele s-au datorat atât fenomenelor naturale cât și modificărilor din compoziția chimică a atmosferei.

Schimbările de climă au efecte și asupra proceselor fiziologice și asupra metabolismului plantelor, animalelor și omului, deoarece temperaturile mai ridicate în biosisteme favorizează unele boli, atacul unor dăunători, sensibilizarea organismului, etc., care vor duce în final la un dezechilibru planetar. Astfel, încălzirea climei a provocat în vestul Canadei invazia unor insecte (de exemplu viermele conurilor de molid), care provoacă mai multe pagube decât toate insectele la un loc.

Modificarea accelerată a climei face ca plantele să nu reușească să „țină pasul” în privința adaptabilității sau altfel spus, variațiile termice sunt mult mai sensibil simțite de către vegetație decât de om. Ca urmare, în perioadele călduroase din iarnă, exemplu anul 2007, unele plante și-au accelerat ritmul de creștere și au ajuns ca la nivelul lunii ianuarie să se prezinte în stadiul de dezvoltare caracteristic lunii martie. Aceasta înseamnă că plantele nu prezintă și rezistența caracteristică perioadei calendaristice în care se află, fiind foarte vulnerabile la un eventual îngheț, caracteristic perioadei de iarnă amintite (Giurma, Telișcă, 2007).

Efectele asupra circuitului termosalin

În ultima perioadă glaciară, climatul din jurul Groenlandei a suferit schimbări, de la temperaturi ale glaciațiunii la condiții mult mai calde într-o perioadă de numai câțiva ani. Se pare ca un flux mare de apă oceanică, cunoscut sub numele de *circuitul termosalin*, joacă un rol major asupra climatului aducând fluctuații mari de temperatură într-o perioadă scurtă de timp. Schimbările de temperatură sau salinitate a apei oceanelor creează schimbări în

densitatea apei producând prin diferențele de temperatură și/sau salinitate circulația termosalină a oceanelor.

Circulația termosalină începe în Atlanticul de nord aproape de Groenlanda și Islanda, unde apă sărată de suprafață este răcită prin contactul cu masele de aer rece arctic. Mișcarea circulației termosaline, sau a benzii transportoare oceanice, este ilustrată în Figura 1.13. Apa rece și densă curge spre sud prin adâncul Oceanului Atlantic, în jurul Africii, spre oceanele Indian și Pacific în timp ce în Atlanticul de Nord, scufundarea apei reci atrage spre nord apa caldă de la latitudini mai mici. Deoarece această apă curge spre nord, evaporarea crește salinitatea și densitatea apei. Când această apă densă și sărată ajunge în regiunile Atlanticului de nord, se scufundă treptat la adâncimi mari. Această parte caldă a circuitului oferă o cantitate incredibilă de căldură tropicală Atlanticului de nord. În timpul iernii, aceasta căldură este transferată în atmosfera de deasupra, iar evaporarea mărește umezeala aerului. Vânturile puternice de vest transportă apoi această căldură și umiditate în nordul și vestul Europei, unde determină iernile să fie mult mai calde și mai umede decât ar fi de așteptat în mod normal pentru aceasta latitudine. Atunci când se oprește acest circuit se pare că iernile devin mult mai reci în nordul Europei.

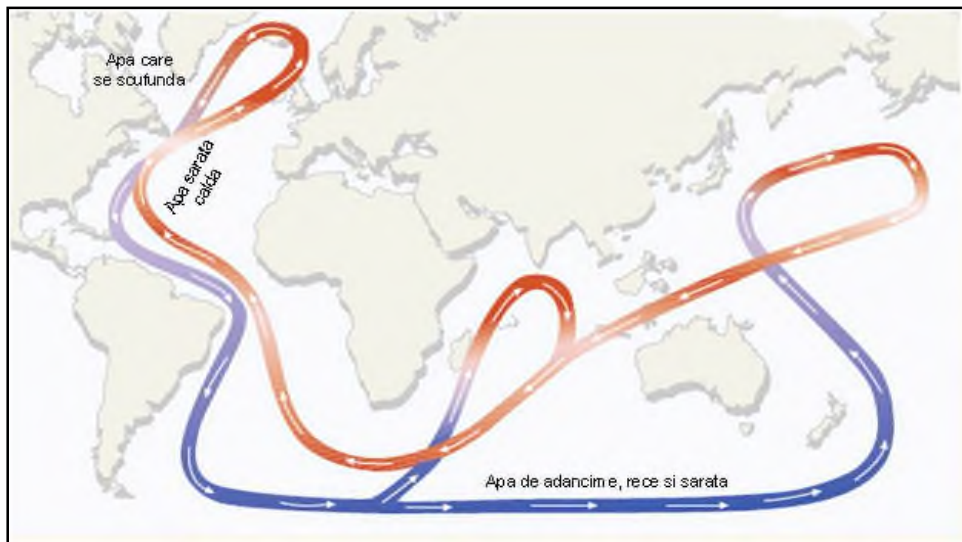


Figura1.11 Circuitul termosalin global

Măsurători ale sedimentelor oceanice împreună cu mostre de gheață din Groenlanda sugerează că acest circuit termosalin a pornit și s-a oprit în timpul ultimei ere glaciare. Astfel de evenimente au coincis cu schimbări rapide ale climei. De exemplu, atunci când circuitul termosalin este puternic iernile în nordul Europei tind să fie umede și relativ ușoare iar când circuitul este slab sau se oprește total, iernile în nordul Europei par să fie mult mai reci. Un astfel de eveniment - Young-Dryas - ilustrează cât de repede se poate schimba clima și cum vestul și nordul Europei se poate răci într-o perioadă de zeci de ani, pentru a reveni apoi rapid înapoi la condițiile mai blânde.

Aparent, mecanismul care oprește banda transportoare este un aflux masiv de apă dulce. De exemplu, acum circa 11000 de ani, în timpul evenimentului Young-Dryas, apa dulce dintr-un lac glaciare mare a început să curgă pe râul St. Lawrence în Atlanticul de Nord. Acest aflux masiv de apă dulce a redus salinitatea (și prin urmare densitatea) apelor de suprafață până la punctul la care s-a oprit scufundarea. Circuitul a fost oprit pentru aproximativ 1000 de ani, timp în care un frig sever a cuprins o mare parte din nordul

Europei. Circuitul termosalin a început din nou să funcționeze când afluxul de apă dulce a început să se scurgă spre sud în loc să curgă spre Atlanticul de Nord, perioadă în care condițiile de climă mai blândă s-au întors în nordul Europei.

Unele modele climatice prevăd că odată cu creșterea nivelului de CO₂, mai multe precipitații vor cădea peste Atlanticul de Nord. Această situație va reduce densitatea apei de mare și va încetini circuitul termosalin. În cazul în care nivelurile de CO₂ se vor dubla, modele prevăd că circuitul termosalin va încetini cu circa 30%. În cazul în care nivelurile de CO₂ vor crește de patru ori circuitul se va opri și frigul va reveni în nordul Europei, chiar dacă temperaturile globale vor crește, probabil, în mod dramatic.

Fenomenele El Niño / La Nina

Modele climatice în Pacific

Cercetările efectuate în ultimele decenii au clarificat în mare măsură rolul important jucat de interacțiunile dintre atmosferă și ocean în centura tropicală din Oceanul Pacific asupra modificării climatului global și a modelelor climatice. În timpul evenimentelor El Niño, de exemplu, temperaturile mari la suprafața apei în Oceanul Pacific Central și tropical de Est devin substanțial mai mari decât în mod normal. În schimb, în timpul evenimentelor La Niña, temperatura la suprafața mării în aceste regiuni poate deveni mai mică decât în mod normal. Aceste modificări de temperatură sunt strâns legate de fluctuațiile climatice majore de pe glob și, o dată inițiate, astfel de evenimente pot dura timp de 12 luni sau mai mult. Puternicul eveniment El Niño din 1997-1998 a fost urmat de o fază prelungită La Niña care s-a extins de la mijlocul anului 1998 până la începutul anului 2001. Evenimentele El Niño / La Niña schimbă probabilitatea modelelor climatice speciale de pe glob, dar rezultatele fiecărui eveniment nu sunt exact la fel. În plus, în timp ce există o relație între impactul global al unui eveniment El Niño / La Niña și intensitatea acestuia, există întotdeauna potențial pentru ca un eveniment să genereze efecte grave în unele regiuni, indiferent de intensitatea acestuia.

Prognoza și monitorizarea fenomenelor El Niño / La Niña

Prognoza evoluțiilor în Oceanul Pacific este efectuată într-un număr de moduri. Modele dinamice complexe prognozează evoluția Oceanului Pacific tropical de la starea sa observată în prezent sau pot captura, de asemenea, unii dintre precursorii unor astfel de evoluții. Analiza situației actuale adaugă valoare suplimentară, în special în interpretarea implicațiilor evoluției situației sub suprafața oceanului. Toate metodele de prognoză încearcă să includă efectele interacțiunilor ocean-atmosferă în cadrul sistemului climatic.

Datele meteorologice și oceanografice care permit să fie monitorizate și prognozate episoadele El Niño și La Niña sunt extrase din sistemele naționale și internaționale de observare. Schimbul și prelucrarea datelor sunt realizate în cadrul programelor coordonate de Organizația Meteorologică Mondială.

Curs 3

Definirea schimbărilor climatice periculoase

Timp de mulți ani, interesul asupra schimbărilor climatice a fost centrat pe găsirea răspunsului dacă încălzirea globală se petrece cu adevărat și, dacă ar fi, cât de mult s-ar schimba climatul în diferite părți ale lumii. În cercurile științifice, cu excepția unei minorități de sceptici, s-a confirmat că încălzirea globală este o realitate și cei mai mulți experți în probleme climatice s-au mutat de la această dezbatere și au început să ia în considerare cu seriozitate gravitatea, impactul și perspectivele de adaptare și de atenuare.

Unii oameni de știință din domeniul climatic susțin acum că schimbările climatice vor fi agravate de mecanismele de feedback pozitiv care accelerează încălzirea. Se pare că ne confruntăm cu riscul ca anumite sisteme la nivel global ar putea ajunge la praguri periculoase sau "puncte critice", dincolo de care se va pierde orice perspectivă de management.

S-a crezut că schimbările climatice cauzate de activitățile umane vor fi treptate și oamenii vor fi capabili să se adapteze (Schellnhuber, 2006). Cu toate acestea dovezile indică faptul că, odată ce schimbările climatice depășesc anumite praguri critice, consecințele vor intra într-un domeniu incontrolabil și ireversibil.

Pericolele includ intensificarea El Niño și riscul că aceasta ar putea deveni o caracteristică permanentă, slăbirea Curentului Golfului, topirea calotelor polare din Antarctica de Vest și Groenlanda, întreruperi ale musonului indian, și intensificarea uraganelor. Fără o acțiune din partea oamenilor, aceste puncte critice ar putea apărea unul câte unul, unele mai devreme, altele mai târziu.

Unii membri ai CSIRO (The **Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation**), au susținut de ceva timp că schimbările climatice pot fi mai accentuate decât cele prezise anterior (Pittock, 2005). El a avertizat asupra faptului că mai multe procese pozitive de feedback, cum ar fi albedo-ul redus al calotelor ce se topesc, au ca efect o accelerare rapidă a încălzirii globale și creșterea gravității impactului. "Utilizarea unor intervale de temperatură mai degrabă decât valori singulare se datorează atât alegerii de scenarii diferite, de exemplu, pentru emisiile și controlul viitor al gazelor cu efect de seră, cât și incertitudinii științifice. Dar incertitudinea nu ar trebui să fie folosită ca o scuză pentru inacțiune."

Schimbări dezastruoase

Un șir de cercetări recente indică o probabilitate ridicată pentru consecințe grave ale schimbărilor climatice, dacă ne se iau măsuri de contracarare. De exemplu, cercetători NASA și alți oameni de știință au observat recesiunea rapidă a gheții arctice și mai multe grupuri de cercetare au documentat, de asemenea, topirea rapidă a permafrostului în emisfera nordică. Acestea reduc albedo-ul, sau reflexia suprafeței, pe măsură ce zăpada strălucitoare se înlocuiește cu vegetație mai închisă la culoare și cu sol, iar acest lucru, la rândul său, conduce la creșterea încălzirii globale - un feedback pozitiv timpuriu, care face lucrurile să se înrăutățească progresiv.

Gradul de acoperire cu gheață în zona arctică este acum la cel mai scăzut nivel din ultimul secol și un raport (Overpeck s.a., 2005) spune că "o vară arctică fără gheață la suprafața Oceanului Arctic într-un secol este o posibilitate reală".

Observații recente indică faptul că pădurile din lume, mult timp considerate ca absorbanți importanți pentru emisiile de CO₂, ar putea fi transformate în surse de gaze cu efect de seră pe măsură ce încălzirea globală se manifestă. "Un număr de oameni de știință au observat recent că vegetația și solurile acționează în calitate de surse, mai degrabă decât

absorbanți și acest lucru ar putea însemna un feedback pozitiv mai rapid decât se estimase în ciclul carbonului terestru" Pittock, 2006

Valurile de căldură (și alte evenimente extreme) sunt prognozate a deveni mai frecvente, odată cu schimbările climatice, iar în 2005 (Hopkin, 2005) se anunța că o echipă de oameni de știință europeni au constatat că valul sufocant de căldură din 2003 în Europa, a provocat pășunile și pădurile continentului să elibereze cantități masive de CO₂ în atmosferă. Cantitatea de CO₂ eliberată ca urmare a valului de căldură a fost echivalentă cu cantitatea de carbon stocată în plante în ultimii patru ani de creștere normală.

Pragurile climatice periculoase pot fi identificate prin analiza modificărilor asupra sistemului climatic geofizic, sub-sistemelor sale cheie și asupra evenimentelor extreme. Impacturile fizice potențialele sunt de o magnitudine general acceptată ca fiind periculoasă (Telișcă, 2010).

În primul rând, creșterea nivelului mării cu mai mulți metri peste câteva secole ar duce la pierderea pe scară largă a zonelor de coastă și deltaice (cum ar fi regiunile Bangladesh, Nil, Yangtze și delta Mekong-ului), inclusiv a ecosistemele lor și a așezărilor umane, inclusiv multe dintre cele mai mari orașe din lume. O încălzire globală de 3°C peste nivelurile preindustriale poate cauza o astfel de creștere cu 3-5 m a nivelului mării până în 2300. Având în vedere faptul că sensibilitatea la schimbările climatice ar putea fi foarte bine 3°C pentru o dublare a concentrațiilor de CO₂, o stabilizare a CO₂ la 560ppm nu ar fi suficientă pentru a împiedica această interferență periculoasă.

În al doilea rând, o încetinire semnificativă a circulației termosaline ar avea un impact mare atât asupra Atlanticului de Nord (răcire, creșterea nivelului mărilor, impactul asupra ecosistemelor marine și pescuit) cât și asupra regiunilor tropicale (schimbare în centurile de precipitații asociate cu zona de convergență intertropicală).

În al treilea rând, încălzirea globală este de așteptat să ducă la schimbări la scară largă a variabilității modelelor oceanice și atmosferice. Concret, o Oscilație Sudică El Niño (El Niño Southern Oscillations - ENSO) mai intensă este prevăzută într-un număr mare de modele sau o variabilitate mai mare a musonului indian cu potențiale consecințe devastatoare pentru securitatea alimentară.

În plus, evenimentele extreme cum ar fi uraganele, taifunurile, ciclonii, furtunile, inundațiile, furtunile de praf, valurile de caniculă și secetă pot crește ca număr și intensitate din cauza schimbărilor climatice induse de om. De asemenea, pierderea aproape completă a gheții vara în Marea Arctică este posibil să conducă la o încălzire globală medie de aproximativ 2,5°C peste nivelul pre-industrial. Fără gheață pe timpul verii, animalele dependente de aceasta cum ar fi focile, urșii polari sau morsele vor dispărea, fiind deci afectate ecosisteme întregi.

În plus, o accelerare semnificativă a schimbărilor climatice ca urmare a mecanismelor de feed-back biogeofizic (ciclul carbonului sau metanului) ar putea fi considerată ca periculoasă. În cazul în care apare feed-back-ul pozitiv la scară mare atunci acestea ar putea face stabilizarea concentrațiilor de gaze cu efect de seră imposibilă cu tehnologiile și politicile cunoscute. Unele studii sugerează eliberări semnificative de carbon din sol în cazul în care temperatura medie globală va crește cu 2°C sau 3°C peste valorile preindustriale. De asemenea, un model climatic sugerează că ecosistemul padurii amazoniene ar putea fi înlocuit cu savană pentru o încălzire globală medie de aproximativ 2°C până la 3°C, cauzând nu numai dispariția unui ecosistem prețios dar și eliberări masive de carbon în atmosferă.

În rezumat, sistemul climatic este probabil să se confrunte cu mai multe limite critice în subsistemele sale cheie în cazul creșterii globale a temperaturii medii cu 2°C până la 3°C peste nivelurile preindustriale; Cu toate acestea, chiar și creșterea temperaturilor globale cu mai puțin de 2°C nu pot fi considerate drept "sigure", având în vedere incertitudinea mare la unele dintre praguri. Pe termen lung creșterea nivelului mării și creșteri ale frecvenței și puterii unor evenimente extreme sunt susceptibile de a afecta negativ anumite regiuni și ecosisteme pentru niveluri de încălzire moderată, sub 2°C.

Schimbări climatice periculoase

Termenul de "schimbări climatice periculoase" a fost introdus în mod oficial din 1992, la Convenția Cadru a Națiunilor Unite privind schimbările climatice (UNFCCC), la care s-a solicitat stabilizarea gazelor cu efect de seră pentru a "preveni interferențele antropice periculoase cu sistemul climatic" (Conv. ONU, 1992). Convenția-cadru sugerează, de asemenea, că: "Un astfel de nivel ar trebui să fie atins într-un interval de timp suficient pentru a:

- permite ecosistemelor să se adapteze natural la schimbările climatice;
- asigura că producția de alimente nu este amenințată;
- permite ca dezvoltarea economică să se desfășoare într-o "manieră durabilă".

În timp ce unele dintre efectele schimbărilor climatice discutate sugerează că pot să apară niveluri periculoase ale schimbărilor climatice, UNFCCC de fapt nu a definit ce se înțelege prin "periculoase".

Mai multe metode de măsură pentru definirea termenului de „periculos” au fost introduse în ultimii ani, și cele mai multe se concentrează pe consecințele (impactul) rezultate din schimbările climatice. Se poate argumenta că orice schimbare climatică, care are un impact mai mare asupra celor care au contribuit cel mai puțin la problema este incorectă și fără îndoială, mai periculoasă și ar putea avea repercusiuni care se extind dincolo de efectele asupra mediului (pentru securitate, sănătate și economie, de exemplu). În mod similar, unii oameni de știință au definit "interferențe antropice periculoase" la Conferința a 10-a a părților (COP 10), în Buenos Aires, în decembrie 2004 prin evaluarea vulnerabilităților cheie cu privire la schimbările climatice. În al treilea raport IPCC, "vulnerabilitatea" a fost descrisă ca o consecință a expunerii, sensibilității și capacității de adaptare (IPCC, 2001). Noțiunea de vulnerabilitate cheie a fost derivată din discuția privind "conceptele de pericol", care a avut loc la Forumul European al Climei (ECF) asupra "regiunilor cheie vulnerabile la schimbările climatice", la Beijing, în octombrie 2004 și a fost prezentată la COP 10. Simpozionul ECF a identificat trei concepte de pericol:

- pericolele determinate sunt, însele, suficiente pentru a defini nivelurile periculoase ale schimbărilor climatice. Lista de pericole determinate ce decurg din schimbările climatice includ: circumstanțele care ar putea conduce la consecințe globale și fără precedent, dispariția unor specii "reprezentative" sau pierderea de ecosisteme întregi, pierderea de culturi umane, amenințări asupra resurselor de apă și creșteri substanțiale ale nivelurilor de mortalitate, printre altele.

- pericolele cu avertizare timpurie sunt pericolele deja prezente în anumite zone care sunt susceptibile a se răspândi și agrava de-a lungul timpului, pe măsură ce crește încălzirea. Aceste pericole ar putea include retragerea calotei Ocenului Arctic, incendiile forestiere în emisfera boreală și creșteri ale frecvenței secetelor, și acestea ar putea deveni determinate în timp sau luate împreună cu alte pericole.

- pericolele regionale sunt pericolele răspândite pe scară largă peste o regiune mare, cel mai probabil legate de securitatea alimentară, resursele de apă, infrastructură sau ecosisteme. Ele nu sunt considerate determinante, deoarece sunt în mare parte limitate la o singură regiune (European Climate Forum, 2004).

Dessai ș.a. (2004) s-au concentrat pe vulnerabilități ca indicator al schimbărilor climatice periculoase. Ei au separat definițiile pericolului în două categorii: cele evidențiate în procesele de cercetare de sus în jos și cele evidențiate prin metodele de jos în sus. Abordarea mai frecvent utilizată de sus-în-jos determină vulnerabilitatea fizică pe baza modelelor ierarhice conduse de diferite scenarii ale schimbărilor socio-economice, în timp ce abordarea de jos-în-sus se concentrează asupra vulnerabilității și capacității de adaptare a indivizilor sau grupurilor, ceea ce duce la indicatori sociali de potențiale pericole cum ar fi sărăcia și/sau lipsa de acces la asistență medicală, instituții politice eficiente, etc

În cel de-al patrulea raport de evaluare IPCC (2005), definițiile intermediare și descrierile "vulnerabilităților cheie" sunt încadrate după cum urmează. Vulnerabilitățile cheie sunt un produs al expunerii sistemelor și populației la schimbările climatice, sensibilitatea acestor sisteme și a populației la astfel de influențe, precum și capacitatea acestor sisteme și populațiilor de a se adapta la ele. Modificări ale acestor factori pot mări sau micșora vulnerabilitatea. Evaluările vulnerabilităților cheie trebuie să țină seama de scale spațiale și temporale, în care apar impacte, și de distribuția impactului între grupuri, precum și de relația temporală dintre cauze, efecte și posibile răspunsuri. Nu există o măsură unică ce descrie în mod adecvat diversitatea de vulnerabilități cheie. Șase criterii obiective și subiective sunt sugerate pentru evaluarea și definirea vulnerabilităților cheie:

- Amploarea
- Momentul
- Persistența și reversibilitatea
- Probabilitatea și încrederea
- Potențialul de adaptare
- Importanța sistemului vulnerabil.

Unele vulnerabilități cheie sunt asociate cu "pragurile sistemice", fie în sistemul climatic, sistemul socio-economic sau sisteme cuplate socio-naturale (de exemplu, un colaps al calotei polare în zona arctică, care elimină o condiție majoră pentru cultura vânătorii a populației indigene din regiune). Alte vulnerabilități cheie pot fi asociate cu "praguri normative", care sunt definite de către grupurile ce vizează o creștere constantă a efectelor negative cauzate de o creștere a magnitudinii schimbărilor climatice (de exemplu, o magnitudine a creșterii nivelului mării ce nu mai este considerată acceptabilă de către locuitorii de pe malurile joase).

În timp ce oamenii de știință au mai multe opinii despre ce vulnerabilități pot fi considerate periculoase, există o viziune comună că nu oamenii de știință trebuie să definească ce înseamnă "periculos". Aceasta este mai degrabă o chestiune politică, deoarece depinde de evaluări ale valorii cu privire la importanța relativă a diferitelor tipuri de impact și despre comportarea față de riscurile schimbărilor climatice și a normelor pentru definirea a ceea ce este "inacceptabil" (Schneider, Azar, 2001) (Mastrandrea, Schneider, 2004). De fapt, noțiunea de „vulnerabilitati cheie” este în sine o evaluare a valorii și factorii de decizie din diferite niveluri sunt susceptibili a percepe vulnerabilitățile și conceptul de "periculos" în moduri distincte.

O accelerare semnificativă a schimbărilor climatice ca urmare a mecanismelor de feed-back biogeofizic (ciclul carbonului sau metanului) ar putea fi considerate ca periculoase în cel puțin două feluri. În primul rând majorări suplimentare ale temperaturii ar

putea fi periculoase peste anumite mărimi și rate de schimbare. Există potențialul de a se mări în mod semnificativ impactul climatic. În al doilea rând există un pericol în feed-back-uri ce ar duce la "pierderea controlului" asupra sistemului climatic. În prezent tehnologiile și politicile care sunt considerate fezabile ar putea limita plauzibil încălzirea și chiar ar putea să o reducă în cele din urmă. Cu toate acestea, în cazul în care apar feed-back-uri pozitive la scară mare atunci acestea ar putea face imposibilă stabilizarea concentrațiilor de gaze cu efect de seră folosind tehnologiile și politicile cunoscute. Prin urmare, mecanismele de feed-back trebuie incluse în analiza schimbărilor climatice asupra subsistemelor cheie.

1.6 Schimbări climatice locale. Climatologie urbană

Deși discuțiile despre schimbări climatice se referă în special la modificările climei la nivel global sau la nivel regional, trebuie avute în vedere și modificările climei la nivel local. Ne referim aici la schimbările condițiilor obișnuite de climă datorită orașelor și a marilor zone de dezvoltare urbană.

Zonele urbane au condiții climatice speciale, cu o temperatură mai mare decât terenurile rurale, un vânt slab și un total de radiație solară care variază în funcție de gradul de poluare, densitatea urbană, orientarea străzilor și umbra clădirilor.

Aproape fiecare oraș din lumea de azi este mai fierbinte - de obicei între 1-4°C mai cald decât zona înconjurătoare. Această diferență între temperaturile urbane și rurale este numită efectul "insulei de căldură urbane" și a fost intensificat pe parcursul acestui secol. În timpul lunilor fierbinți o insulă de căldură creează disconfort considerabil și stres și crește, de asemenea, consumul de electricitate pentru aerul condiționat și incidența smogului urban. Cercetările arată că pentru fiecare grad de căldură în plus, crește consumul de energie electrică cu 2% până la 4%, iar smogul crește cu 4% până la 10%. Oamenii, de asemenea, cred că există o legătură directă între încălzirea globală și insulele de căldură urbane. În primul rând efectul de seră ar putea agrava în mod semnificativ creșterea temperaturii urbane iar în al doilea rând, insulele de căldură pot contribui la efectul de seră.

Microclimatele urbane sunt complexe din cauza numărului și diversității de factori care intră în joc. Condițiile radiației solare, temperatura și vântul pot varia semnificativ în funcție de topografia împrejurimilor. În timpul iernii, cele mai multe microclimate urbane sunt mult mai moderate decât cele găsite în zonele suburbane sau rurale. Ele sunt caracterizate prin temperaturi ușor mai ridicate și, mai departe de clădirile înalte, vanturi mai slabe. În timpul zilei, străzile largi, piețele și zonele fără vegetație sunt cele mai calde părți ale unui oraș. Noaptea, străzile înguste au temperaturi mai mari decât restul orașului. În timpul verii, spații verzi sunt deosebit de utile în modificarea mediu în timpul după-amiezii târzii, atunci când clădirile sunt foarte fierbinți în interior.

În general, există trei factori principali care cauzează insulele de căldură urbane:

- suprafața - caracteristicile suprafețelor în zonele urbane și rurale sunt diferite și proprietățile lor termice diferă, de asemenea, foarte mult. În comparație cu zonele rurale, cartierele urbane au rate ridicate de absorbție (a căldurii soarelui și a atmosferei), grad de reflexie scăzut, pierderi reduse de căldură prin evaporare și transmitere rapidă a căldurii.
- emisiile de căldură - "căldura artificială" emisă în cartierele urbane este mult mai mare decât în zonele rurale.
- calitatea aerului - poluarea aerului în zonele urbane este mare și particulele vor forma un scut termic ce captează căldura.

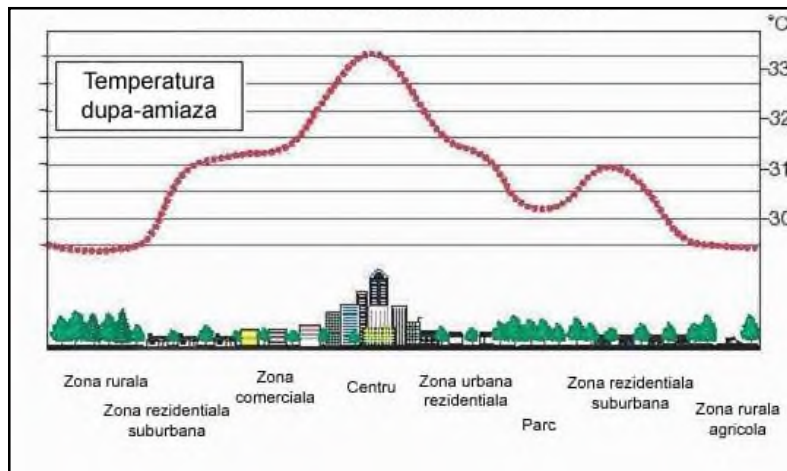


Figura 1.12 Profilul unei insule de caldură urbane

Climatologie urbană

Preocupările legate de clima orașelor, analizată prin comparație cu zonele rurale din apropiere, sunt destul de vechi – încă de la sfârșitul sec. XIX. Ca știință, deci ca ramură a climatologiei, climatologia urbană s-a conturat la începutul sec. XX.

Una din principalele dificultăți este legată de ceea ce numim așezarea orașului în teritoriu. În majoritatea cazurilor relieful sit-ului este destul de complex, încât caracteristicile sale micro și mezoclimatice se deosebesc de cele ale zonei înconjurătoare încă înainte de apariția orașului. În aceste condiții simpla comparare a datelor de la o stație meteo din interiorul orașului cu datele de la o stație din afară (de regulă lângă aeroporturi) nu permite obținerea de informații relevante asupra particularităților climatice ale orașelor; doar în situația când avem de-a face cu un relief plan (câmpie netedă) comparațiile de acest fel sunt relativ satisfăcătoare.

În fapt, pentru evaluarea corectă a influenței orașului asupra climatului local este necesară o asemenea fericită conjunctură de împrejurări în care să dispunem de 2 șiruri de date: unul care să reflecte condițiile climatice din oraș, iar celălalt caracteristicile climatice ale aceluiași teritoriu, dar înainte de apariția orașului (cel de-al doilea, firește, este preferabil să fie cât mai lung). Este clar că în practică o asemenea conjunctură apare extrem de rar.

Dificultatea discutată mai sus nu poate fi depășită în practică decât foarte rar. Nu este mai puțin adevărat, însă, că preocupări în această direcție au existat. Merită amintit aici modelul teoretic al lui Lowry (1977), la baza căruia stau 3 elemente ce influențează valorile măsurate ale unei variabile M ce descrie condițiile climatice din oraș:

- termenul C , care caracterizează climatul de fond al regiunii înconjurătoare;
- termenul L , care descrie topografia locului (relief, dar și rețea hidro etc.);
- termenul U , care descrie modificările climatului provocate de urbanizare.

Variabila M apare de regulă sub forma unei serii cronologice ale cărei componente (trend, componentă sezonieră, componentă aleatoare) formează un ansamblu statistic ce poate fi analizat prin metode specifice.

Între cele 4 elemente, în care cunoscută (din măsurători) este numai mărimea M , există relația:

$$M = C + L + U \quad (1.1)$$

Lowri propune deducerea valorilor acestor necunoscute pornind de la proprietățile ansamblurilor statistice ale variabilelor: cunoscând valoarea M_0 pentru momentul inițial al intervalului de timp (aparitia orașului, eventual) și o valoare M_t pentru un moment ulterior, relația de mai sus se poate scrie astfel:

$$M_0 = C + L + 0 \quad (1.2)$$

$$M_t = C + L + U \quad (1.3)$$

Presupunând că C și L sunt mărimi constante (climatul de fond al regiunii și topografia locală nu se modifică în intervalul de analiză) se poate determina valoarea U . De menționat că în sistemul de ecuații de mai sus influența orașului în momentul inițial este considerată neglijabilă ($U = 0$).

Modelul Lowri de abordare a modificării locale a climatului sub influența urbanizării este unul teoretic. Constrângerile presupuse de rezolvarea matematică a ecuațiilor modelului îl fac inutilizabil pentru situații concrete.

Pentru evaluarea influenței orașului asupra poluării aerului sau asupra unor elemente meteo ca vântul și precipitațiile pot fi utile determinările cantitative efectuate pe un aliniament orientat astfel: partea „din vânt” a orașului (înafara acestuia) – oraș – partea „de sub vânt”. Pentru a dovedi o influență vizibilă a orașului trebuie ca $M_{\text{„din vânt”}} \neq M_{\text{oraș}} \neq M_{\text{„de sub vânt”}}$, iar diferențele dintre ele să fie statistic semnificative. O asemenea cale de abordare este aplicabilă în cazul orașelor de câmpie, dar nu poate oferi rezultate credibile în condiții de relief colinar sau muntos.

Climatul orașului nu poate fi studiat izolat. Ca orice climat, el reprezintă de fapt o sinteză a unei mulțimi de evenimente meteo zilnice ce se produc pe teritoriul orașului. Însă condițiile de vreme sunt reglate, în orice loc, de fenomenele atmosferice la scară mare, cele care sunt vizibile pe hărțile sinoptice și care determină macro-climatul dintr-o regiune.

Fiecare dintre districtele sau cartierele unui oraș este capabil să-și modifice, într-o măsură mai mare sau mai mică, condițiile locale din stratul inferior de aer. Particularitățile condițiilor locale, cauzate de caracteristicile suprafeței subiacente, sunt cuprinse sub denumirea de microclimat și mezoclimat (topoclimat).

Există o interacțiune permanentă între fenomenele la scară sinoptică (macroscară) și cele la scară locală (micro- și mezoscară). Această interacțiune poate fi asemuită cu un balans permanent: uneori influența dominantă o exercită procesele atmosferice la scară mare, altoeri în starea vremii prevalează condițiile locale, deși întotdeauna există și acționează și unele și altele. Ca o regulă generală, în condițiile unor procese sinoptice active, caracterizate prin vânt puternic, nebulozitate și, uneori, precipitații, influența condițiilor locale este îngădită în mare măsură; pe de altă parte, în situațiile de vreme calmă, cu cer senin caracteristicile stratului inferior de aer sunt dictate mai ales de condițiile locale.

Nu există o diferențiere netă între elementele care definesc condițiile sinoptice și cele ce definesc condițiile locale. Într-o ordine (aproximativă) a trecerii de la scara sinoptică (macroscară) la scara locală (micro- și mezoscară) am putea enumera: presiunea atmosferică, variația temperaturii în stratul superior de aer, umiditatea aerului, nebulozitate, precipitații, viteza vântului, vizibilitatea, variația temperaturii în stratul inferior de aer, variația locală a temperaturii aerului pe orizontală. Vizibilitatea și viteza vântului sunt elementele care, într-o oarecare măsură, fac trecerea de la scara macro la scara mezo-micro.

Între aceste elemente există o interacțiune permanentă. Uneori relațiile pot fi unidirecționale – de exemplu umiditatea aerului influențează clar vizibilitatea, variația presiunii atmosferice determină viteza vântului etc. Cel mai adesea, însă, influențele sunt

reciproce și multiple: un element poate influența simultan mai multe alte elemente sau poate fi influențat simultan de mai multe alte elemente.

Încercările insistente de a evalua cantitativ diferențele dintre climatul orașelor și cel al regiunii înconjurătoare au nu numai o motivație pur științifică, ci și una practică. Specialiști din cele mai diverse domenii se lovesc în practică de nevoia de a cuantifica fie influența urbanizării asupra climatului, fie informațiile climatologice necesare pentru desfășurarea activităților specifice.

Alteori există posibilitatea de a compara datele provenite de la aeroporturi cu datele furnizate de puncte de observații din interiorul orașului. Însă această metodă este utilizabilă numai în cazul anumitor elemente meteo cum ar fi temperatura aerului sau temperatura punctului de rouă – în nici un caz ea nu poate fi folosită în cazul vitezei vântului, precipitațiilor sau al vizibilității. În plus valorificarea datelor este condiționată de existența unei stații meteo „reper” din vecinătate, stație care să aibă program complet de observații (deci inclusiv radiația solară); pe lângă asta, este bine ca stația respectivă să fie dotată cu aparatură pentru determinarea calității aerului (concentrația de aerosoli, O_3 , oxizi de S și de N, ioni NH_4^+ , oxizi de C, aciditatea ploilor).

Trebuie subliniat că pe un teritoriu suficient de extins (cum este cel al unui oraș mare) există niște diferențieri microclimatice naturale între diferitele raioane (deci microclimatele raioanelor nu se diferențiază doar datorită proceselor de origine antropică). Aceste diferențieri se amplifică în condițiile unui relief accidentat. În asemenea condiții este clar că numărul și dispunerea punctelor de observații vor fi în funcție de poziția înălțimilor, respectiv depresiunilor pe teritoriul orașului.

Influența substanțelor poluante asupra condițiilor meteo este mai evidentă în cazul *vizibilității atmosferice* (V). Se apreciază că o vizibilitate redusă este cu peste 20% mai frecventă în orașe decât în jur. Ceața, care reduce vizibilitatea la sub 1km, este de 2 ori mai frecventă în orașe.

În principiu, V este invers proporțională cu coeficientul de absorbție (σ) a luminii de către aerosoli. Totuși, scăderea V odată cu creșterea concentrației substanțelor poluante din aer nu poate fi descrisă printr-o relație matematică simplă, întrucât puterea de rezoluție a ochiului uman este și ea influențată de caracteristicile aerosolilor. Pe de altă parte, coeficientul de absorbție a luminii de către aerosoli, în cazul când aceștia apar ca aerosoli uscați alcătuiți din particule sferice, poate fi determinată cu o relație de forma:

$$\sigma \sim \pi r^2 N \quad (1.4)$$

unde N reprezintă nr. de particule, iar r este raza medie a acestora.

Utilizarea unei asemenea relații este îngreunată de faptul că particulele solide din atmosferă au rareori o formă sferică; în plus, coeficientul σ pentru corpurile opace diferă de cel pentru picăturile transparente (care pot apare și ele în alcătuirea aerosolilor).

Influența *precipitațiilor* este clară, mai ales dacă este vorba despre particule solide. Acțiunea precipitațiilor este dublă: precipitarea odată cu picăturile de ploaie, respectiv spălarea.

În primul caz aerosolii servesc drept nuclee de condensare și sunt deplasați odată cu picăturile astfel formate către sol. În al doilea caz aerosolii se depun pe suprafața terestră după ciocnirea cu picăturile de apă sau fulgii de zăpadă.

Pentru orașe procesul care purifică aerul este cel de spălare. La averse puternice concentrația de aerosoli poate să se reducă la jumătate în decurs de 15 minute (la o ploaie mărunță pentru aceasta este nevoie de cca. 2 ore). Duratele menționate sunt orientative, căci interacțiunea precipitațiilor cu aerosolii implică numeroși parametri: cantitatea de

precipitații, spectrul dimensional al picăturilor de apă, durata ploii, intensitatea emisiilor de poluanți ș.a.

Vântul este cel mai eficient factor de purificare a atmosferei urbane. Cercetările au demonstrat că nivelul concentrației poluanților scade rapid odată cu creșterea vitezei vântului. Scăderea nu este liniară, ci este mai rapidă în zona vitezelor de până la 3-4 m/s; la viteze mai mari, viteza de scădere a concentrației este din ce în ce mai mică. Relația de principiu care descrie variația concentrației poluantului în funcție de viteza vântului are forma:

$$X_{(u)} = c \frac{Q_0}{\bar{u}} \quad (1.5)$$

în care: $X_{(u)}$ este concentrația substanțelor poluante; Q_0 este intensitatea emisiei poluantului; $\bar{u}$ este viteza medie a vântului în intervalul de calcul; c este o constantă adimensională pentru exprimarea turbulenței vântului.

Radiația solară și bilanțul radiativ

Atmosfera orașului influențează **radiația solară** mai ales prin absorbția și difuzia provocate de particulele solide și lichide.

S-a demonstrat de multă vreme că pe teritoriul ocupat de un oraș se receptează mai puțină lumină solară decât în regiunea din jur. Acest fapt este, indubitabil, un efect al prezenței orașului, căci durată de strălucire a Soarelui depinde de starea generală a vremii – iar modificări pe suprafețe reduse (ca cea menționată) pot avea doar cauze locale.

În orașele industriale *durata de strălucire* a Soarelui se poate reduce cu 10-20%. În cazul *cantității* de energie solară care ajunge la suprafața terestră trecând prin aerul plin de fum al orașului, pierderile sunt cam de același ordin de mărime.

La traversarea atmosferei urbane cele mai importante reduceri ale energiei solare se constată în cazul grosimii relative maxime a stratului de aer poluat traversat de razele solare – sau, altfel spus, la înălțimi mici ale Soarelui deasupra orizontului. Dimpotrivă, pierderile vor fi mici la înălțimi mai mari ale Soarelui. Situațiile meteo care favorizează acumularea de poluanți, de exemplu inversiunile termice inferioare, conduc la pierderi suplimentare de energie solară (atât iarna, cât și vara); dimpotrivă, convecția termică (vara) și vitezele sporite ale vântului (primăvara) favorizează dispersia poluanților, ceea ce înseamnă pierderi mai mici de radiații solare în aceste sezoane.

De remarcat că reducerea cu 10-20% (în medie) a radiației solare se referă la *radiația globală*. Dacă se are în vedere *radiația directă*, atunci reducerea poate fi mult mai drastică, mai ales în regiunile cu climat mai umed – exemplu: în M.Britanie 38%; în compensație, însă, crește cantitatea de *radiație difuză* – tot în M.Britanie cantitatea de radiație difuză în oraș este de 2,3 ori mai mare decât în regiunile rurale cele mai „curate” de aici.

Temperatura aerului în oraș

Caracteristicile cu rol climatogen ale orașului fac ca acesta să se remarce printr-o superioritate termică clar evidențiată față de zona rurală din apropiere. Cvasitotalitatea cercetărilor întreprinse încă din sec.XIX au demonstrat acest lucru, chiar dacă diferențele termice variază de la un cercetător la altul datorită metodologiilor de cercetare și duratelor de efectuare a măsurătorilor diferite. Practic, în cazul acestui element climatologic problema

care se pune este de a argumenta și explica diferențele de temperatură existente între oraș și regiunea rurală apropiată.

Diferența termică medie în favoarea orașului a fost demonstrată în multe cercetări de climatologie urbană. Ca medie anuală, diferențele oscilează între 0,5 și 1,5°C, aparent destul de puțin. Însă trebuie avut în vedere faptul că mediile anuale maschează situații în care diferențele termice sunt considerabile; mai mult, dacă ținem cont de faptul că o diferență medie anuală de 1°C corespunde, în latitudine, unei distanțe de 200km, iar în altitudine unei diferențe de nivel de 150-200m, importanța valorilor menționate capătă adevărata dimensiune.

Un rol demn de remarcat în apariția superiorității termice a orașului îl joacă și *umiditatea mai scăzută a aerului urban*. Materialele de construcție ce acoperă cea mai mare parte din suprafața orașului sunt practic impermeabile, fapt ce împiedică infiltrarea și favorizează scurgerea rapidă a apei de precipitații spre rețeaua de canalizare. În felul acesta căldura care ar fi consumată pentru evaporarea apei devine disponibilă pentru încălzirea stratului inferior de aer urban.

Una dintre cauzele controversate ale superiorității termice discutate o reprezintă *încălzirea artificială*. Rolul încălzirii artificiale este contestat prin prisma faptului că, dacă ea ar contribui semnificativ la încălzirea orașului, atunci cele mai mari diferențe ar trebui să apară în sezonul rece – lucru care, așa cum s-a văzut mai sus, nu se constată decât uneori. Se pare că rolul acestui factor în crearea superiorității termice urbane diferă în funcție de condițiile climatice generale din regiunea în care este amplasat orașul. Se pare că în orașele din regiuni ce nu înregistrează frecvent advecții de aer cald în timpul iernii (climat temperat continental) rolul încălzirii artificiale este mai însemnat; din contra, în regiunile cu climat temperat oceanic, mai ales cele influențate de curenții oceanici calzi, contribuția încălzirii artificiale este diminuată de frecvențele advecții de aer mai cald în cursul iernii.

Ceața urbană

Studiile efectuate de numeroși cercetători au demonstrat că orașul are o influență semnificativă în ceea ce privește *creșterea frecvenței, a densității și a stabilității ceții*. Acest fapt pare greu de crezut dacă avem în vedere că ceața este un hidrometeor legat de temperaturi mai scăzute și umezeală a aerului mai ridicată; ori, așa cum am văzut, orașul determină o creștere a temperaturii și scăderea umezelii, lucru care ar trebui să conducă la o situație opusă celei menționate. Însă dubla influență care se opune formării ceții este compensată de *numărul foarte mare de nuclee de condensare* din aerul urban. Mai mult, o bună parte din aceste nuclee sunt foarte active datorită marii lor *higroscopicități* – se remarcă aici nucleele de acid sulfuric (H_2SO_4) și acid sulfuros (H_2SO_3) formate prin reacția trioxidului de sulf (SO_3) și a bioxidului de sulf (SO_2) cu vaporii de apă. Higroscopicitatea crescută a nucleelor de condensare și a picăturilor cu caracter de soluții acide ori saline face ca tensiunea de saturație la suprafața acestora să se reducă direct proporțional cu concentrația soluțiilor respective, astfel încât condensarea vaporilor se poate produce chiar dacă umezeala relativă este mai mică de 100%. În felul acesta ceața se formează mai frecvent, iar abundența nucleelor de condensare duce la o creștere a densității acesteia.

Vântul în oraș

În general orașul acționează asupra vântului în sensul *reducerii vitezei* acestuia. Majoritatea studiilor au arătat că în oraș numărul zilelor cu calm atmosferic este mai mare ca

în afară, iar viteza maximă a vântului este în medie cu 10-20% mai mică. De asemenea, multe cercetări au demonstrat că scăderea vitezei vântului în oraș este mai accentuată în sezonul cald (aprilie-octombrie) și mai puțin evidentă iarna, iar diferența între vitezele vântului în zona oraș-împrejurimi este minimă în orele serii.

În multe situații viteza vântului în oraș este influențată și de vegetație. După unii autori, în sezonul cald (arbori înfrunziți) covorul arboricol micșorează viteza vântului cu 20-30%; după căderea frunzelor, viteza vântului în oraș crește semnificativ.

Una dintre concluziile importante ale cercetărilor întreprinse este aceea că, indiferent de direcția vântului, orașul *influențează mai evident vânturile cu viteze mici, comparativ cu cele puternice*.

Cercetările au evidențiat și un alt fenomen, foarte răspândit, și anume *convergența aerului din stratul inferior spre zona centrală a orașului*. Acest fenomen decurge logic din existența insulei termice urbane, care are ca efect o stratificație termică instabilă în atmosfera din zona urbană și atragerea aerului din împrejurimi. Convergența este mai ușor observabilă noaptea, când insula termică este mai bine pusă în evidență. De regulă această insulă nu este concentrică datorită neuniformității structurii zonelor construite și datorită neuniformității reliefului din regiune.

Variația pe verticală a vitezei vântului în oraș prezintă și ea unele aspecte caracteristice.

Vara, pe timp senin și calm, pe străzile cu diferite orientări iau naștere *circulații termice* specifice. *Ziua* acoperișurile clădirilor de pe străzile orientate est-vest se încălzesc mai mult decât cele ale caselor de pe străzile orientate nord-sud. Aerul cald de deasupra lor se ridică și, la o înălțime oarecare, se amestecă cu cel de deasupra străzilor; curenți descendenți mai reci contribuie la înlocuirea acestuia din urmă.

Noaptea aerul de la nivelul acoperișurilor (care se răcesc mai puternic) alunecă descendent împingând spre înălțime aerul mai cald de jos, contribuind astfel la înprospătarea aerului la nivelul străzii.

1.7 Întunecarea globală

Acumularea globală de gaze cu efect de seră (GES) este cea mai supărătoare problemă globală de mediu cu care se confruntă planeta. GES încălzesc suprafața și atmosfera cu implicații semnificative pentru precipitații, retragerea ghețarilor și a calotelor polare sau modificarea nivelului mării. Ceea ce este mai puțin recunoscut, totuși, este o problemă majoră la nivel mondial legată de poluarea aerului. Până acum aproximativ 10 ani, poluarea aerului era considerată a fi doar o problemă urbană sau locală, dar noile date au arătat că, din cauza transportului rapid pe distanțe lungi, poluarea aerului este transportată peste continente și bazine oceanice, rezultând nori sub forma de pene transoceanice și transcontinentale de nori atmosferici maro care conțin particule de dimensiuni submicronice, de exemplu, aerosoli (Ramanathan, 2007).

Fenomenul de întunecare globală constă în scăderea capacității razelor solare (infraroșii, vizibile, ultraviolete) de a atinge suprafața pământului, având ca efect o răcire a suprafeței pământului, mascând efectele încălzirii globale asupra climei în general.

Fenomenul de „întunecare globală” a fost descoperit de către biologul englez Gerald Stanhill când, după 20 de ani a repetat măsurătorile asupra intensității luminii solare în vederea proiectării în Israel a unui sistem de irigații. Comparând rezultatele asupra intensității luminii solare măsurate în anul 1960 și în anul 1980 a constatat că intensitatea

luminii solare a scăzut în Israel cu 20%. Continuând cercetările și în alte zone ale lumii a descoperit o scădere a intensității luminii cu 10% în Statele Unite, cu aproape 30% în câteva zone din Rusia și cu aproximativ 10% în insulele britanice, cu 15% pe continentul african și sub 10% în Europa de Nord și Australia, anunțându-și descoperirea sub numele de „Întunecare Globală”, pe care a publicat-o în „Agricultural and Forest Meteorology” în 2001 (Stanhill, Cohen, 2001).

Recent, cercetările biologului englez au fost confirmate de nenumărați oameni de știință, cauza apariției acestui fenomen fiind prezența, în concentrații din ce în ce mai mari, a aerosolilor în atmosferă ca urmare a activității umane sau a unor cauze naturale. Aerosolii devin centre de condensare a vaporilor de apă, obținându-se picături foarte fine care, prin forțe de adeziune, se unesc cu aerosoli ce au dimensiuni de la 100 la 0,01 μ , producând difuzia, difracția, reflexia, refracția și absorbția luminii solare, micșorându-i intensitatea la suprafața solului.

Aerosolii, considerați impurități ale aerului atmosferic, pot fi în formă de particule (solide, lichide) sau sub formă de molecule (gaze sau vapori) fiind mai puțin sau mai grele decât aerul, natura lor fiind în funcție de zona considerată (industrială, urbană, rurală, vulcanică etc.). În tabelul 1.3 se arată varietatea acestora atât ca structură cât și ca origine și dimensiuni:

Particulele de dimensiuni mici ce rămân suspendate în aerul atmosferic au proprietăți legate de marea lor suprafață raportată la volum și anume: încărcare electrică, adsorbție, aglomerare, evaporare, difuzie, proprietăți calorice, absorbție a radiației infraroșii, vizibile și ultraviolete din spectrul luminii solare etc. Aceste proprietăți, care depind atât de dimensiunea și natura lor cât și de condițiile aerului atmosferic, dau posibilitatea de a se aglomera și depune pe sol, exercitând acțiuni asupra diminuării intensității luminii solare, asupra mediului în general și asupra organismelor cu care vin în contact. Forma particulelor este neregulată, niciodată sferică (adesea sunt chiar poroase) iar compoziția lor în aer foarte eterogenă.

Tabel 1.1 Clasificarea aerosolilor

Denumirea / starea de agregare	Ordin de mărime (μ)	Originea				
		Naturală	Industrială	Transport	Combustibil	Altele
<u>Aerosoli solizi</u>						
Cărbune nears	100 - 10		x	x	x	x
Cristale de sare marină	100 - 10	x				
Cenușă	100 – 1		x	x	x	
Ciment	100 – 1		x	x	x	
Pulberi de pe sol	100 – 1	x				
Praf metalurgie	100 – 1		x			
Coloranți	10 – 0,01		x			
Fumuri metalice	1 – 0,01		x			
Fum de cărbune	0,2 – 0,1	x	x			x
Spori vegetali	30 – 10	x				
Polen	100 – 10	x				
Bacterii	10 – 1	x	x			x

Virusi	0,1 – 0,01	x				
Oxizi (Pb, Zn tec)	0,3 – 0,03		x	x		
Fum de tutun	0,1 – 0,01					x
<u>Aerosoli lichizi</u>						
Acid sulfuric	10 – 1		x			
Mercur	10 – 1		x			
Acid fluorhidric	10 – 1		x			
Acid clorhidric	10 – 1		x			
<u>Aerosoli sub formă de gaze și vapori</u>						
Compuși de sulf	0,001		x	x		
Oxizi de azot	0,001		x	x		
Oxizi de carbon	0,001	x	x	x	x	x
Hidrocarburi	0,001	x	x	x	X	

Sub acțiunea vântului, aceste aglomerări ce apar îndeosebi deasupra marilor orașe cu circulație auto intensă, în special particule fine de hidrocarburi nearse, sunt deplasate la distanțe mari, de aceea fenomenul „întunecare globală” este regional, dar și global și s-a înregistrat un declin al intensității luminii solare cu circa 1-2%.

În tabelul 1.4 sunt comparate distanțele parcurse într-o secundă de particulele de diverse dimensiuni sub acțiunea a patru câmpuri de forțe: gravitație, centrifugă (Coriolis), electrostatică, difuzie.

Tabel 1. 2 Distanțele parcurse de particule de diferite dimensiuni

Diametrul particulei (μ)	Km parcurși într-o secundă
10,0	1,06
1,0	1,165
0,1	2,93
0,01	22,6

O primă concluzie se desprinde deja și anume că „Întunecarea Globală” se datorează creșterii concentrației de aerosoli în atmosfera liberă datorită următoarelor cauze:

- incendiile de pădure (Portugalia 2005, SUA 2007, Grecia 2007);
- transporturile auto, maritime fluviale, aeriene, feroviare, rachete militare, lansare sateliți, navete spațiale etc. prin eliminarea în atmosferă de hidrocarburi nearse și particule de carbon, în special la motoarele diesel;
- explozii în timp de război, explozii miniere;
- focurile de artificii care marchează diferite aniversări, sărbători, producând cantități importante de aerosoli solizi ca particulele de sulf, cărbune negru, celuloză etc.
- arderea combustibililor fosili și anume lemn, cărbune, petrol și gaze naturale. Prezența carbonului negru are un efect puternic de încălzire la altitudini de peste 2,5 km datorită absorbției în infraroșu.

După cum s-a arătat, în urma acestor cauze crește concentrația de carbon negru din atmosfera liberă, aerosol ce se cuplează prin forțe de adeziune cu picăturile de apă care se condensează în jurul particulei de funingine, altfel spus apar nori formați din picături fine de apă și funingine a căror proprietate principală este aceea de a reflecta, difuza și absorbi

lumina conform cu legile fizice și opticii geometrice. Într-un asemenea nor format, numărul de picături de apă este mult mai mare și având dimensiuni mai mici, lumina solară este în parte absorbită, în parte reflectată de mai multe ori decât într-un nor obișnuit format numai din picături de apă a căror dimensiuni cresc pe măsură ce se deplasează haotic în masa norului sub acțiune curenților de aer. Când forțele ascensionale ce mențin picăturile în nor dispar datorită creșterii masei acestea cad spre pământ sub forma de precipitații.

În general lumina provenită de la Soare (radiația directă) și cea difuzată de nori reprezintă „luminozitatea zilei”, cea mai vizibilă la suprafața Pământului fiind în domeniul culorii galben-verde pentru o lungime de undă medie de circa 483 nm corespunzând acelei date de un radiator integral la $T = 6000^\circ\text{K}$ cum este Soarele.

Schimbul de energie între radiația solară și particulele constituite din apă și aerosoli are loc sub formă de fotoni – particule de masă nulă. Un foton de frecvență ν și lungimea de undă $\lambda = c/\nu$ posedă energia E dată de relația:

$$E = h\nu = \frac{hc}{\lambda} \quad (1.6)$$

unde $h = 6,626075 \cdot 10^{-34}$ J·s este constanta lui Planck și $c = 299792458$ m/s este celeritatea luminii în vid.

Cunoscând intensitatea luminii solare „ I_0 ” la limita superioară a stratosferei și intensitatea luminii măsurată la sol „ I ” putem calcula înălțimea „ H_t ” a straturilor de nori aflate deasupra punctului de măsură utilizând relațiile:

$$H_t = h + H \quad (1.7)$$

$$H_t^2 = I_0/I \quad (1.8)$$

(conform legilor fotometriei – Legea distanțelor) unde h reprezintă înălțimea bazei norilor determinată cu balonul pilot, „ H ” reprezintă grosimea stratului de nori, iar „ H_t ” înălțimea totală de la sol până la suprafața superioară a stratului de nori.

La trecerea luminii printr-un nor poluat cu aerosoli ea este absorbită conform relației:

$$I = I_0 e^{-kH} \quad (1.9)$$

unde „ I ” reprezintă intensitatea luminii după ce a străbătut un strat de nor de grosime „ H ”, „ I_0 ” reprezintă valoarea intensității luminii inițiale, adică la începutul stratului (limita superioară a stratosferei) iar „ k ” reprezintă coeficientul de adsorbție. Acest coeficient arată că în fiecare strat parcurs se absoarbe un anumit procent din intensitatea de lumină inițială (radiația directă) funcție de natura aerosolilor conținuți în nor.

Din relațiile (1.7) și (1.8) se poate calcula valoarea aproximativă a coeficientului de adsorbție k putându-se identifica natura aglomerărilor de aerosoli prezente în norul aflat deasupra punctului de măsură. Deci:

$$H_t^2 = \frac{I_0}{I_0 e^{-kH_t}} \quad (1.10)$$

(din această relație se poate calcula coeficientul de adsorbție „ k ”)

$$H_t^2 = \frac{1}{e^{-kH_t}} \Rightarrow$$

$$k = \frac{2}{H_t} \ln(H_t) \quad (1.11)$$

$$k = k_a + k_n \quad (1.12)$$

k_a – coeficientul de absorbție a atmosferei până la plafonul norilor

k_n – coeficientul de absorbție a norului

Pentru intervalul vizibil, cu nebulozitate zero, la presiunea atmosferică normală, coeficientul de absorbție pentru aer are valoarea: $k = 10^{-5} \text{ cm}^{-1}$ iar pentru sticlă $k = 10^{-2} \text{ cm}^{-1}$. Pentru toate substanțele coeficientul de absorbție „ k ” variază într-o măsură sau alta cu lungimea de undă „ λ ”, deci absorbția poate avea și un caracter selectiv, cerul fiind luminat în culoare luminii care nu a fost absorbită datorită prezenței unui anumit poluant în atmosferă sau în nori (Giurma s.a., 2008).

Apusurile de soare cu tentă roșatică văzute în tablourile pictate între anii 1500 și 1900 pot fi puse pe seama evenimentelor vulcanice ce au avut loc în timpul realizării tabloului. Această constatare se datorează colectivului de cercetători avându-l în frunte pe profesorul Christos Zerefos care a condus un proiect ce a analizat întunecarea globală cauzată de vulcani a cărei efecte pot fi foarte grave (Zerefos s.a., 2007). Același colectiv a folosit raporturile de roșu/verde pentru a estima cantitatea de praf aeropurtat emisă de fiecare vulcan. Rezultatele acestor cercetări sunt foarte asemănătoare cu rezultatele extrase din observațiile istorice, măsurătorile timpurii și materialul găsit în centrul blocurilor glaciare.

Radiația provenită de la Soare (radiația directă) la primul contact cu formațiunile noroase care conțin aerosoli este în primul rând reflectată, apoi este refractată în stratul de nori, intensitatea ei fiind diminuată după cum am văzut datorită reflexiilor multiple de către picăturile fine ale norilor sau a absorbției selective. Reflexia crește atunci când în stratosferă apar liniile de condensare (cristale de gheață) datorate fragmentelor minuscule de carbon ce apar după arderea combustibilului în motoarele avioanelor de pasageri, militare sau a rachetelor. Această reflexie a radiației solare datorită traficului aerian a fost confirmată în momentul opririi complete a acestuia timp de 3 zile după atentatele de la 11 septembrie. În unele zone din SUA s-au observat variații de temperatură de până la 1°C . Concluzia este evidentă: traficul aerian conduce la scăderea temperaturilor din timpul zilei, ceea ce la nivel punctual poate părea infim dar la nivel climatic înseamnă foarte mult.

Specialiștii consideră că monitorizarea evaporării apei dintr-un vas dă indicații asupra „întunecării globale” într-o anumită regiune sau mai reprezintă o măsură a intensității luminii solare la nivelul solului, fenomen observat și deasupra teritoriului Chinei, în cazul așa-numitului „nor brun asiatic” (Antohi s.a., 2009).

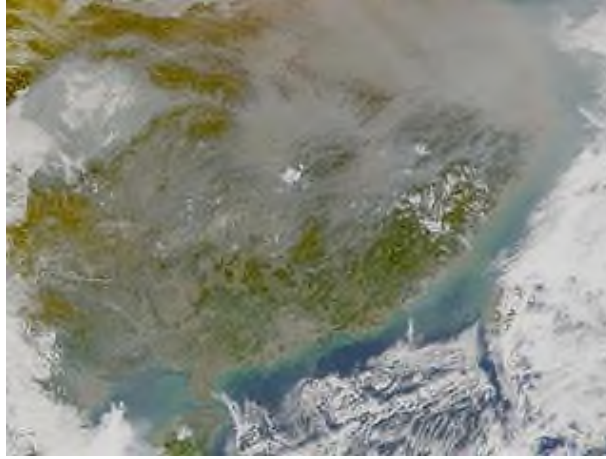


Figura 1.13 Nor brun deasupra Chinei

Acești nori interceptează lumina soarelui prin absorbție și reflexie, ceea ce conduce la o întunecare pe suprafețe mari. Efectul de întunecare este mărit deoarece aerosolii creează centri de condensare producând picături mai multe în nori, ceea ce face ca norii să reflecte mai mult radiația solară. Răcirea suprafeței datorită acestui efect a mascat încălzirea ca urmare a GES. Norii sunt concentrați în pete regionale și metropolitane iar transportul pe distanțe lungi a aerosolilor din aceste puncte fierbinți dă naștere la pene răspândite peste oceanele adiacente. Un astfel de model de întunecare a suprafeței concentrată la nivel regional și de încălzire a atmosferei, însoțite de întunecare răspândită peste oceane dă naștere la efecte regionale mari. Gradientul mare nord-sud în întunecarea provocată de norii atmosferici maro a modificat gradientul nord-sud în temperatura suprafeței oceanelor, ceea ce, la rândul său, a fost demonstrat de către modele că reduce precipitațiile peste continente. Efectul de răcire a suprafeței se poate să fi mascat mai mult de 50% din încălzirea globală. Acest lucru prezintă o dilemă, deoarece eforturile de a stopa poluarea aerului ar demasca efectul de răcire al acestor nori bruni și de sporire a încălzirii suprafeței terestre (Ramanathan s.a., 2007).

Evaporarea apei

Cantitatea de apă care se evaporă în unitatea de timp se numește viteză de evaporare. Viteza de evaporare (V) crește dacă se îndepărtează vaporii de la suprafața apei. Vântul joacă acest rol și deci intensifică evaporarea apei.

Viteza de evaporare este dată de relația:

$$V = K \frac{S(P_m - P)}{P_o} = \frac{K(E - e)}{P_o} = \frac{Kd}{P_o} \quad (1.13)$$

unde:

- K – factor de proporționalitate – exprimă influența factorilor meteo;
- p – presiunea vaporilor în atmosfera înconjurătoare;
- P_m – presiunea vaporilor naturali la temperatura la care loc evaporarea;
- E – tensiunea de saturație;
- e – tensiunea parțială a vaporilor de apă;

- d – deficitul de saturație;
- P_0 – presiunea atmosferică.

Dacă $P = P_m$, sau $E = e$ mediul ambiant este saturat cu vaporii de apă (împreună cu aerosoli sub formă de gaze și vapori) și evaporarea nu mai are loc.

Influența factorilor meteorologici

- evaporarea difuză este direct proporțională cu deficitul de umiditate al atmosferei din imediata apropiere a suprafeței de evaporare.
- viteza de evaporare variază direct proporțional cu temperatura aerului
- radiația solară asigură energia necesară procesului de evaporare
- evaporarea variază la fel ca radiația solară în raport cu latitudinea, anotimpul, perioada din timpul zilei și cu nebulozitatea
- curenții de aer orizontali (vântul) și verticali, influențează favorabil evaporarea prin faptul că deplasează masele de aer umed aflate deasupra suprafeței de evaporare înlocuindu-l cu aer sărac în vapori.
- evaporarea apei variază invers proporțional cu presiunea atmosferică

Trebuie remarcat faptul că presiunea atmosferică are o influență scăzută asupra evaporării și drept urmare în unele formule pentru evaluarea acesteia intră sus forma logaritmică.

Influența naturii suprafeței de evaporare

În stabilirea evaporării de la nivelul diverselor suprafețe naturale trebuie să se țină seama de starea fizică a acestora, deoarece influențează mărimea și viteza de evaporare.

Evaporarea la suprafața apei depinde de adâncime și de întinderea luciului de apă.

Evaporarea la suprafața solului fără vegetație depinde de umiditatea solului și indirect de condițiile de alimentare cu apă ale suprafeței de evaporare din precipitații atmosferice și din apa subterană prin ascensiune capilară.

Evaporarea de la suprafața zăpezii și gheții are loc dacă temperatura punctului de rouă (temperatura aerului la care umiditatea absolută devine umiditate de saturație) este inferioară temperaturii suprafeței zăpezii respectiv gheții, adică dacă tensiunea vaporilor de apă din atmosferă este mai redusă decât cea corespunzătoare suprafeței zăpezii respectiv gheții. Evaporarea apei din sol și transpirația pantelor luate împreună formează evapo-transpirația (E.T.).

Pentru ca rezultatele măsurărilor să fie reale trebuie eliminate erorile datorate lipsei de precizie a aparatelor de măsură.

Aceste fenomen al diminuării intensității radiației solare la nivelul solului după unii specialiști a ținut ascunse efectele „încălzirii globale”. Atâta timp cât vor exista aerosoli în atmosfera liberă fenomenul „încălzirii globale” nu se va face simțit la adevărata putere. „Încălzirea globală” se manifestă în celelalte regiuni unde s-au luat măsuri pentru reducerea poluării prin creșterea rapidă a temperaturii având efecte devastatoare și anume:

- caniculă în Franța (2003), România (2007);
- arderea pădurilor în Portugalia (2005), Grecia (2007), SUA (2007);
- apariția unor fenomene meteorologice periculoase,
- inundații în România (2005, 2006, 2007), Germania (2002), Anglia (2007), Africa Sud-Sahariană (2007), secetă prelungită în Europa;
- cicloni devastatori în America de Nord (Katrina – 2005) și Centrală (Dean – 2007);

- topirea banchizelor de gheață în Groenlanda.

Diferențele de temperatură dintre diferite regiuni ale Globului datorate acțiunii concomitente ale celor două fenomene (întunecare și încălzire globală) modifică distribuția barică la scară mare ducând în final la furtuni devastatoare (tornade, trombe marine) la schimbarea zonelor de acțiune a unor musoni cum a fost musonul în Africa sud-sahariană între anii 1970 – 1980 (ce a cauzat, datorită secetei prelungite, moartea a cel puțin 1 milion de oameni, creând în schimb inundații catastrofale în China).

Datorită existenței de schimbări a unei multitudini de parametri atmosferici și a consecințelor necunoscute asupra climei Globului, orice ipoteză emisă poate fi considerată sortită eșecului, dar știm cu certitudine că eradicarea imediată a poluării rămâne singura soluție. Se pot anticipa consecințele „întunecării globale” la nivelul actual al cunoașterii. Aceste consecințe ar putea fi:

- micșorarea intensității luminoase la nivelul solului;
- efectul de răcire a solului și a aerului din cauza micșorării procentului de 51% al radiației infraroșii (de exemplu iarna la începutul anului 2008 în Europa de Sud-Est – (România, Bulgaria, Grecia, Turcia, Iran);
- micșorarea luminozității zilei datorită reducerii proporției de 41% din radiația vizibilă;
- micșorarea producției agricole, datorită reducerii procesului de fotosinteză la plantele agricole;
- scăderea sub 8% a radiației ultraviolete, având ca efect creșterea rahitismului (fixarea calciului – vitamina D), reducerea efectului germicid datorat razelor UV;
- creșterea consumului de energie electrică pentru iluminarea spațiilor închise mai ales în timpul iernii datorat reducerii luminozității zilei;
- micșorarea intensității luminii produse de descărcările electrice atmosferice (fulgerul de pământ, fulgerul de nor) datorat absorbției luminii de către aerosoli;
- intensificarea fenomenelor meteorologice periculoase din cauza modificărilor câmpurilor barice;
- dezvoltarea formațiunilor noroase pe verticală (15 – 17 km) ce generează precipitații de mare intensitate;
- apariția frecventă în sezonul rece a ceții mai mult sau mai puțin dense cu mare extindere în zonele urbane, industriale și în zonele riverane (în apropierea lacurilor, râurilor, fluviilor, litoral), formarea de chiciură pe liniile de înaltă tensiune;
- inundații în special pe cursurile râurilor cu debite mici;
- eroziune solului și producerea de alunecări de teren;
- modificarea ciclului apei în natură prin reducerea vitezelor de evaporare a apei de la suprafața solului, apelor de suprafață și a gheții;
- modificarea centurilor de ploi tropicale provocând inundații în unele regiuni și secete în alte regiuni;
- modificarea traseului musonului asiatic, traseul musonului din Africa sud-sahariană a fost deja modificat încă din 1970-1980;
- micșorarea pierderilor de energie termică a Pământului pe timpul nopții datorate reflexiilor cauzate de straturile de nori cu aerosoli (efect de seră);
- prin reflexia razelor de soare de către stratul de zăpadă și gheață se produce o răcire mai accentuată a Pământului (vezi iarna de la începutul anului 2008 în Europa de Est);
- înmulțirea cazurilor de îmbolnăviri asociate poluării aerului cum ar fi cancerul pulmonar sau alte afecțiuni pulmonare;
- creșterea frecvenței apariției ploilor acide cu impact major asupra florei și solului;

- creșterea temperaturii în straturile superioare ale atmosferei datorită absorbției radiației infraroșii din spectrul solar, ceea ce poate conduce la distrugerea stratului de ozon și creșterea radiației UV-B la nivelul solului cauzând cancer de piele, conjunctivite, cataracte și alte riscuri asociate. Aceste cazuri au apărut deja în Australia.

Curs 4

Legile radiației solare

Deoarece radiația solară este de origine termică, se supune legilor radiației corpului negru, fapt evidențiat experimental de analiza distribuției spectrale a acesteia.

Vom enumera pe scurt legile fundamentale ale radiației termice:

LEGEA ȘTEFAN-BOLTZMAN

Orice corp negru emite o radiație. Se poate calcula puterea de emisie a corpului negru în funcție de temperatura sa. Această lege se enunță astfel:

“Puterea de emisie a corpului negru este direct proporțională cu puterea a 4^a a temperaturii sale absolute.”

Analitic se poate scrie:

$$P = S \sigma T^4 \quad (8.7)$$

unde:

S – suprafața care emite

T – temperatura absolută

σ – constanta Ștefan-Boltzman ($\sigma = 5,67 \times 10^{-8} \text{ W/k}^4\text{m}^2$)

LEGEA LUI KIRCHHOFF arată că raportul dintre emitanța Σ_v a unui corp și absorbanța α_v este o funcție universală de temperatură (T) și frecvență (ν):

$$\frac{\Sigma_v}{\alpha_v} = \Sigma_{ov} = f(T, \nu) \text{ corp negru} = f(T, \nu) \quad (8.8)$$

LEGEA DEPLASĂRII (WIEN) stabilește legătura între lungimea de undă corespunzătoare valorii maxime a intensității spectrale a radiației emise și temperatură:

$$\lambda_{\max} = \frac{b}{T} \quad (8.9)$$

unde:

b – o constantă egală cu $2987 \times 10^{-6} \text{ m} \times \text{grad}$

T – temperatura absolută a corpului

LEGEA LUI PLANK exprimă distribuția spectrală a intensității radiației termice pentru o temperatură dată:

$$W_\lambda = \frac{2V^2 \cdot h \cdot \lambda^{-5}}{e^{\frac{V \cdot h}{k \cdot \lambda \cdot T}} - 1} \quad (8.10)$$

$k = 1,38 \times 10^{-23} \text{ J K}^{-1}$;

$h = 6,625 \times 10^{-34} \text{ J s}$;

$V = 3 \times 10^8 \text{ m/s}$.

Experiențele arată că radiația termică depinde atât de temperatură cât și de natura corpului emițător. Există însă un caz când radiația termică este independentă

de natura corpului care o emite: este cazul radiației de echilibru (radiația corpului absolut negru).

Să considerăm o serie de recipiente (fig. 8.2) cu pereții impermeabili la căldură, care pot fi menținuți la temperatură constantă și uniformă T , ele pot fi complet închise sau pot avea un mic orificiu.

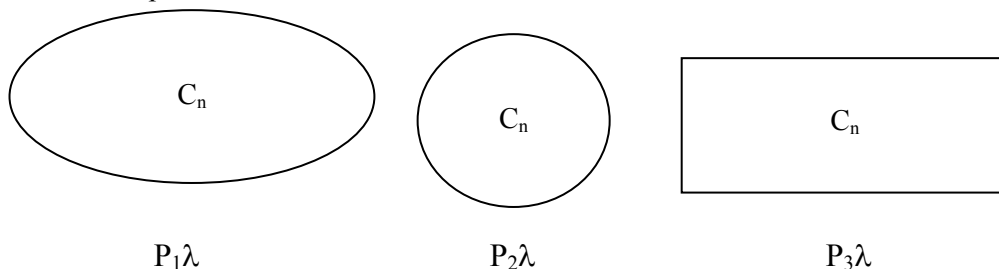


Figura 8.2

Încălziți la temperatura T , pereții fiecărui recipient emit un flux radiant termic, flux care depinde de natura pereților cât și de forma lor.

Luăm un corp “ C_n ” care poate emite o radiație pur termică și-l introducem succesiv în cele trei recipiente. Corpul primește radiație termică de la pereți și încălzindu-se emite și el energie radiantă.

După un timp se stabilește o stare de echilibru.

Radiația R sau puterea emisivă totală (pentru toate radiațiile) a corpului C este:

$$R = \int_0^{\infty} dR_{\lambda} = \int_0^{\infty} r_{\lambda} d\lambda \quad (8.11)$$

Fluxul absorbit de corp raportat la unitatea de arie este:

$$P' = \int_0^{\infty} a_{\lambda} p_{\lambda} d\lambda \quad (8.12)$$

în care:

- a_{λ} – puterea absorbită spectrală;
- p_{λ} – fluxul radiant emis.

Condiția de echilibru radiant pentru toate recipientele va fi:

$$R = \int_0^{\infty} r_{\lambda} d\lambda = \int_0^{\infty} a_{\lambda} p_{1\lambda} d\lambda = \int_0^{\infty} a_{\lambda} p_{2\lambda} d\lambda = \int_0^{\infty} a_{\lambda} p_{3\lambda} d\lambda = \dots \quad (8.13)$$

Deoarece a_{λ} este independent de p_{λ} avem:

$$p_{1\lambda} = p_{2\lambda} = p_{3\lambda} = f(\lambda, T) \quad (8.14)$$

Deci, în orice recipient închis, cu pereți impermeabili la căldură, menținut la temperatură constantă și uniformă, se stabilește un echilibru de radiație, la care

fluxul spectral emis de pereți este același, indiferent de natura și forma lor. Aceasta este radiația termică de echilibru.

CORPUL NEGRU – presupunem că corpul “C_n” este un absorbant integral, atunci, în acest caz puterea absorbantă spectrală $a_\lambda = 1$.

Se știe că substanțele puternic absorbante pentru radiația termică au culoare neagră (exemplu – negru de platină, negru de fum).

Radiația spectrală a corpului negru pentru diferite lungimi de undă λ și la diverse temperaturi rezultă din următorul grafic, fig. 8.3:

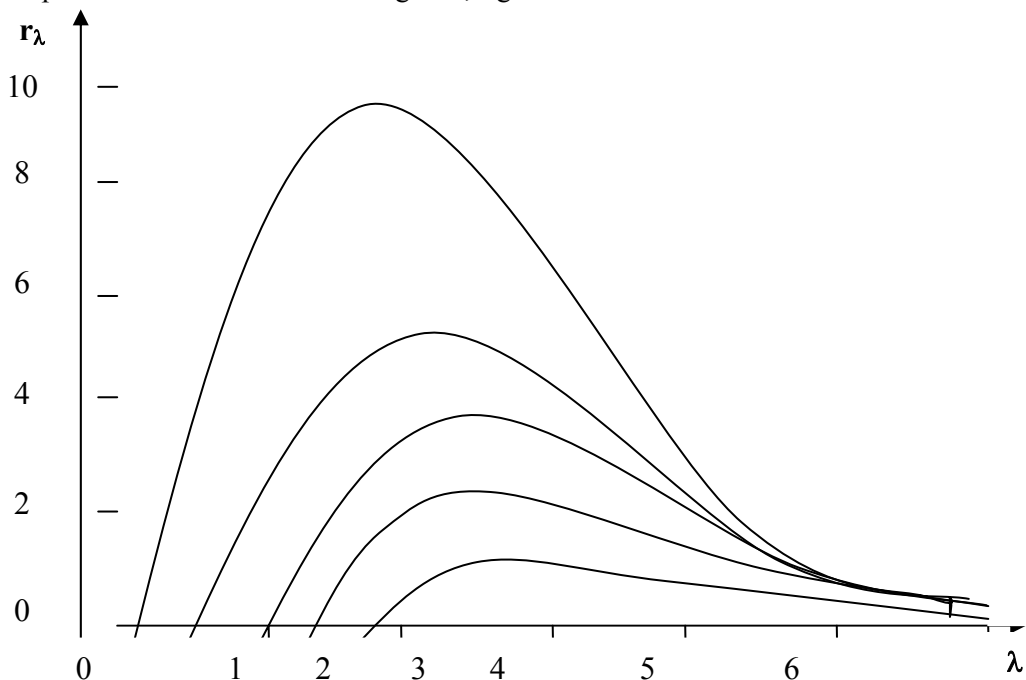


Figura 8.3

Pentru fiecare temperatură, radianța “ r_λ ” crește cu lungimea de undă prezentând un maxim a cărui poziție însă se deplasează către lungimile de undă mici și curba devine din ce în ce mai ascuțită.

În concluzie, radianța măsoară energia emisă de o suprafață, curbele din grafic reprezintă repartizarea energiei în spectrul corpului negru și ecuația lor exprimă legea de iradiere a corpului negru.

Radiația solară la suprafața Pământului

Elementele care definesc radiația solară la suprafața Pământului

Emisiunea de radiație termică depinde de temperatura Soarelui, care la suprafața lui este, după Theekaekanna, de 5.762 K.

Constanta solară „C”, așa-zisa radiație directă, primită pe unitatea de suprafață plasată perpendicular pe direcția razelor solare la limita exterioară a atmosferei terestre este de 1.353 W/m^2 .

Fluxul integral de energie radiantă care vine de la Soare spre Pământ este variabil, funcție de variația distanței Pământ-Soare. Distanța medie Pământ-Soare este aproximativ 149 mil. km, iar traiectoria Pământului în jurul Soarelui este o ușoară elipsă excentrică. Din această cauză, la solstițiul de vară (21 iunie) Pământul se găsește față de Soare la distanța maximă $d_{\max} = 151.533.000 \text{ km}$, iar la solstițiul de iarnă (22 decembrie), la distanța minimă $d_{\min} = 146.467.000 \text{ km}$.

Fluxul de energie radiat de Soare care ajunge la suprafața Pământului este mai mic decât valoarea I_0 , întrucât în drumul lor radiațiile solare străbătând masa atmosferică (în grosime de $\approx 8 \text{ km}$) sunt parțial absorbite de gazele existente în atmosferă (ozon, gaz carbonic, vapori de apă).

Variația radiației directe Q_D , în funcție de înălțimea Soarelui h și diferite situații atmosferice, este dată de fig. 8.4.

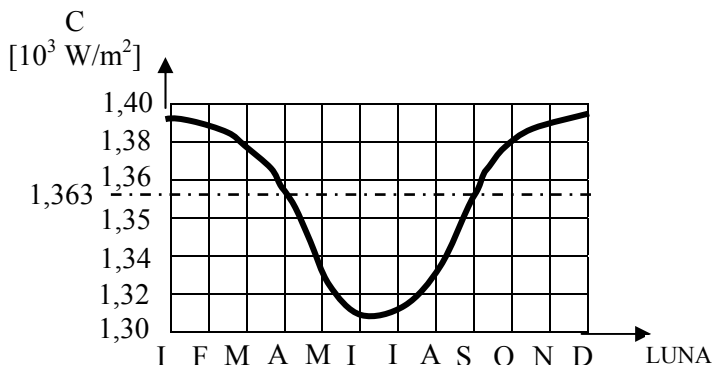


Figura 8.4. Variația valorii constantei solare C în cursul unui an

De asemenea, fluxul de energie mai depinde și de latitudinea și altitudinea locului, de sezon, de oră și de zi etc. Pentru o aceeași valoare a constantei solare „C”, în exteriorul atmosferei, densitatea puterii radiante care ajunge pe Pământ diferă de la oră la oră, ca urmare a masei de aer parcursă de radiația solară.

Noțiunea de masă de aer „m” corespunde lungimii parcurse de radiația solară prin atmosferă. Într-un loc dat la nivelul mării, când Soarele este la amiază (zenit), se consideră valoarea $m = 1$. Pentru o înălțime a Soarelui h , valoarea m va fi diferită și mai mare decât unitatea. Astfel, pentru $h = 30^\circ$ (Fig. 8.5; Fig. 8.6)

$$AC = AB / \sin h = m / \sin 30^\circ = 2m,$$

ceea ce demonstrează că radiațiile solare la traversarea prin atmosferă întâlnesc un număr dublu de particule și molecule de gaze.

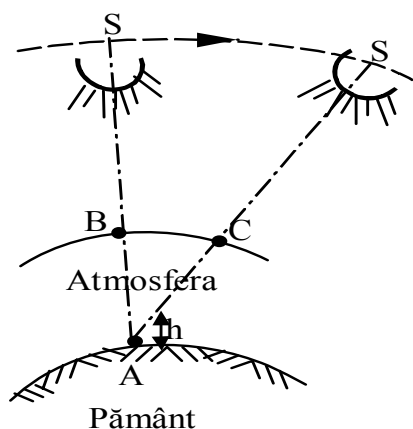


Fig. 8.5. Masa de aer atmosferic

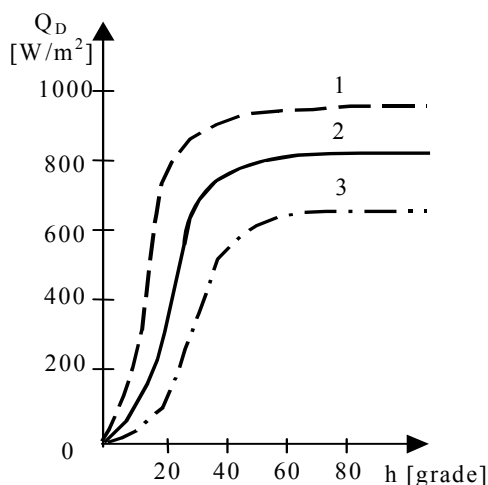


Fig. 8. 6. Variația radiației solare Q_D :

1 – curba de variație în cazul unui cer senin; 2 – curba de variație în cazul unui cer mediu; 3 – curba de variație în cazul unui cer dintr-o zonă poluată (industrială)

Bilanțul energetic la suprafața Pământului

Ținând cont de cele scrise mai sus, în fig. 8.7 este schematizat bilanțul energetic al Globului terestru. Se constată că, din intensitatea radiației solare extraterestre, o fracțiune corespunde radiației solare directă absorbite de Pământ (24%) și în atmosferă (22%), o fracțiune corespunde radiației solare difuzate de nori (47%), restul (7%) fiind componente reflectate în spațiu de aer și sol. Vom putea scrie ecuația de bilanț:

$$C = I_g + I_r \quad (8.15)$$

unde:

- C – constanta solară;
- I_r – radiația reflectată;

I_g reprezentând intensitatea radiației solare globale ($I_g = i + I_d$, unde i – radiația incidentă, I_d – radiația difuză).

Albedoul atmosferei terestre „a” exprimând reflectanța acesteia este:

$$a = 26\% + 7\% = 33\% = 0,33$$

Fracțiunea absorbită de Pământ (45%) din intensitatea radiației solare îl încălzește, ducând la o radiație terestră în domeniul IR (radiație infraroșie). Așa cum se arată, deoarece atmosfera este foarte opacă în acest domeniu spectral, există o absorbție și o reemisie de către gazele atmosferice a radiației emise de Pământ. Se

obține astfel o supraîncălzire a solului – fenomen denumit efect de seră. Ecuația de echilibru termodinamic a Globului terestru va fi:

$$C(1 - a) = \sigma T_e^4 \quad (8.16)$$

unde rezultă temperatura efectivă a solului $T_e = 253 \text{ }^\circ\text{K}$.

a) radiație solară extraterestră; b) radiație împrăștiată de nori; c) radiație reflectată în spațiu; d) radiație împrăștiată către Pământ; e) radiație absorbită de atmosferă; f) radiație absorbită de Pământ; g) radiație reflectată de Pământ; h) radiația reflectată de atmosferă.

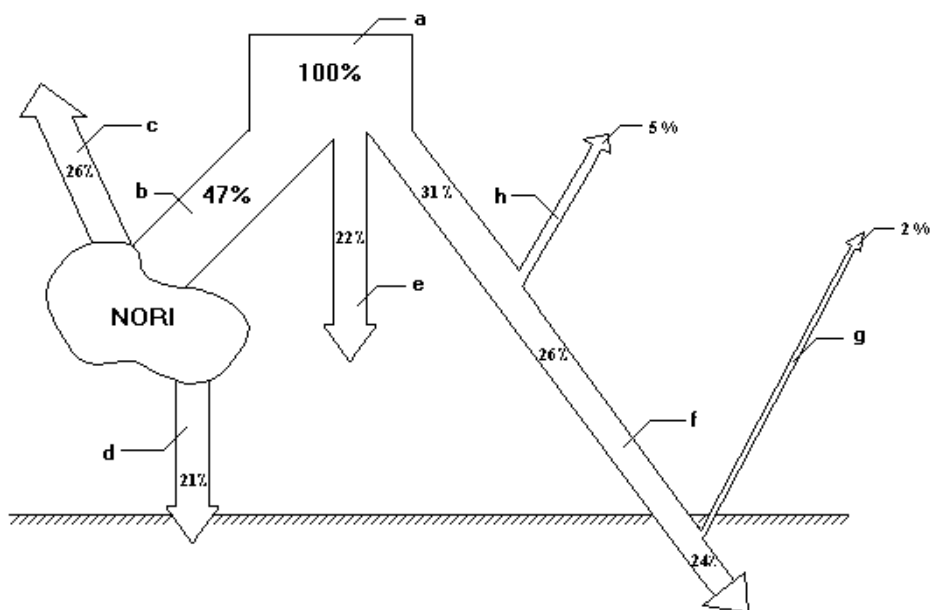


Figura 8.7

Radiația diurnă

Intervalul de timp dintre răsăritul și apusul Soarelui (ziua solară) depinde de latitudinea locului și anotimpul anului.

Stabilitatea poziției Soarelui pe bolta cerească pentru un loc și un timp dat, este necesară la determinarea ***fluxurilor solare: instantaneu, global și difuz.***

Pentru aceasta este necesară cunoașterea următoarelor date: declinația Soarelui “ δ ”, înălțimea Soarelui h și unghiul de azimut solar “ Az ”.

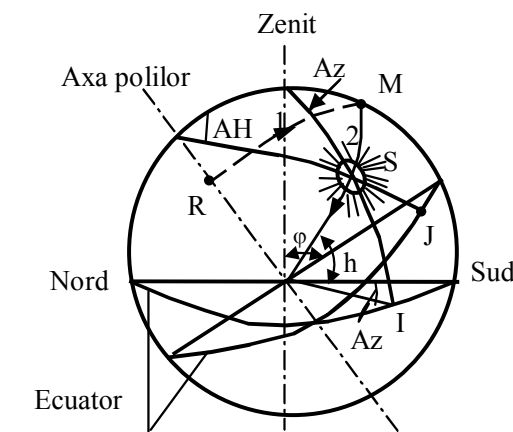


Figura 8.8. Poziția Soarelui pe bolta cerească:

h – înălțimea Soarelui;
 δ - declinația Soarelui;
 Az – azimutul Soarelui;
 AH – unghiul orar;
 1 – drumul Soarelui în cursul dimineții;
 2 – drumul Soarelui în cursul după amiezei.

Studiul mișcării Soarelui pe o sferă cerească constă în a stabili în centrul sferei locul considerat, ceea ce se poate reprezenta cel mai simplu într-un sistem de coordonate zenitale, în care planul orizontal este însuși planul ecuatorial, iar verticala locului este axul sferei cerești (fig. 8.8).

Declinația Soarelui “ δ ” reprezintă unghiul pe care-l face direcția razei solare în locul considerat cu planul ecuatorial al bolții cerești:

$\delta = +28^{\circ} 27'$ în solstițiul de vară (22 iunie);
 $\delta = -23^{\circ} 27'$ în solstițiul de iarnă (22 decembrie);
 $\delta = 0^{\circ}$ la echinocțiul de primăvară și toamnă.

Între aceste 4 puncte, δ ia toate **valorile intermediare**, care se pot calcula cu relația:

$$\sin \delta = 0,4 \sin N \frac{360}{365}; \quad (8.16)$$

- N este numărul de zile scurse de la echinocțiul de primăvară.

Pentru **calculul declinației Soarelui** se mai poate utiliza și relația lui Cooper:

$$\delta = 23,45 \sin \left(360 \frac{284 + n}{365} \right) \quad (8.17)$$

- n este numărul de zile scurse de la începutul anului.

Declinația Soarelui nu depinde de latitudinea sau longitudinea locului, ci de zilele și lunile anului.

Înălțimea Soarelui „h” reprezintă unghiul direcției razelor lui cu planul orizontal. Depinde de latitudinea locului Φ , declinația Soarelui δ și unghiul orar “AH”. Dintr-un triunghi sferic P – Zenit și h – S (fig. 8.8) se obține relația (8.18):

$$\sin h = \sin \Phi \sin \delta + \cos \Phi \cos \delta \cos (AH) \quad (8.18)$$

Valorile înălțimii Soarelui h în cele 3 ipostaze ale unei zile sunt:

1) *La răsărit*, respectiv *la apus*:

$$h = 0; \quad \sin h = 0$$

2) *La amiază*: unghiul $AH = 0$ (punctul M din fig. 8.8), ceea ce pentru $\cos AH = 1$ se obține:

$$\sin h = \sin \Phi \sin \delta + \cos \Phi \cos \delta = \cos (\Phi - \delta)$$

Înălțimea maximă a Soarelui la amiază rezultă din relația (8.19):

$$h_{\max} = \frac{\pi}{2} - \Phi + \delta \quad (8.19)$$

Unghiul de azimut solar AZ este definit ca unghiul format de planul meridian al locului cu planul vertical ce trec prin Soare și axa Pământului.

Azimutul solar se măsoară de la direcția de nord și se calculează în funcție de înălțimea Soarelui h , declinația Soarelui δ și unghiul orar AH , utilizând relația:

$$AZ = \pi - \arcsin \left(- \frac{\cos \delta \sin AH}{\cos \delta} \right) \quad (8.20)$$

sau înlocuind cu:

$$\beta = - \frac{\cos \delta \sin AH}{\cosh}; \quad AZ = \pi - \arcsin \beta \quad (8.21)$$

Unghiul de incidență “ i ” al radiației solare pe o suprafață plană înclinată sub un unghi “ θ ” față de orizontală (fig. 8.9.a), măsurat între raza solară și normala la plan, se poate calcula folosind relația:

$$\cos i = \sin h \cos \theta + \cos h \sin \theta \cos (\gamma - \beta) \quad (8.22)$$

- γ este unghiul pe care-l face normala suprafeței considerate cu direcția sud (fig. 8.9); se socotește pozitiv de la sud spre est și negativ de la sud spre vest.

Radiația solară sosește la suprafața Pământului sub formă de radiație solară directă și radiație solară difuză.

Radiația solară directă pe un plan orizontal Q_{D0} se poate calcula cu relația:

$$Q_{D0} = C \cdot \varepsilon_c A \exp \left(- \frac{B}{\sinh} \right) \quad (8.23)$$

C – constanta solară;

ε_c – coeficientul de corecție al distanței Pământ – Soare;

A ; B – coeficienții de perturbație atmosferică.

Pentru **calculul coeficientului “ ε_c ”** se utilizează multe formule, din care **pentru valori practice** poate fi folosită relația:

$$\varepsilon_c = 1 + 0,034 \cos [30 (1 - l) + d] \quad (8.24)$$

„ l ” – este numărul lunii din an, iar “ d ” este numărul zilei din luna considerată;

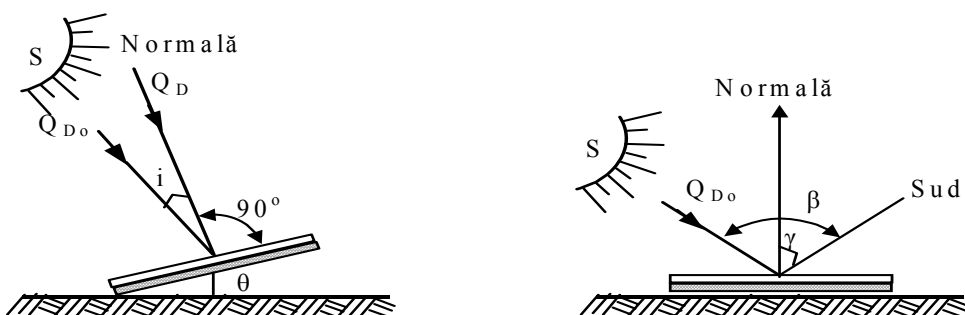


Fig. 8.9. Radiția solară normală pe suprafață:
a) cazul suprafeței înclinate sub un unghi θ ; b) cazul suprafeței orizontale

În cazul în care raza incidentă cade pe suprafață sub un unghi „ i ”, valoarea radiației solare directe, ținând seama de relația de mai sus se poate calcula cu formula:

$$Q_{D_0} = C \cdot \varepsilon_c A \exp\left(-\frac{B}{\sinh}\right) \cos i \quad (8.25)$$

Coeficienții A și B depind de claritatea cerului în zonele considerate (tabelul 8.2)

Valorile coeficienților A și B
(după Duffie și Perrin)

Tabelul nr. 8.2

Coeficientul	Cer foarte senin	Condiții normale	Zone industriale
A	0,87	0,88	0,91
B	0,17	0,28	0,43

Radiația solară difuză este o componentă a radiației solare totale. Calculul valorii acestei radiații face subiectul a numeroase studii și cercetări, iar obținerea unei valori precise este practic imposibil de realizat, ca urmare a numărului mare de factori care influențează această formă de radiație. Cercetări recente au arătat că se poate considera radiația solară difuză ca fiind direct proporțională cu înălțimea Soarelui “ h ”. De exemplu, după d’Ashre, pentru o înălțime a Soarelui “ h ” cuprinsă între 10° și 70° , radiația solară difuză ia valori cuprinse între 60 și 140 W/m^2 .

Pentru calcule practice, H. Mountain, propune pentru determinarea valorii radiației solare difuze pe o suprafață orizontală, relația:

$$Q_{d_0} = C \varepsilon_c \sinh\left(0,271 - 0,2939 \exp - \frac{B}{\sinh}\right) \quad (8.26)$$

În cazul unei suprafețe înclinate față de orizontală sub un unghi “ θ ”, aceasta primește relație difuză atât din spațiu, cât și radiație difuză reflectată de la Pământ, iar valoarea acestei radiații solare difuze se poate calcula cu relația:

$$Q_{d_0} = Q_{D_0} \frac{1 + \cos \theta}{2} + a \frac{1 - \cos \theta}{2} Q_{D_0} \quad (8.27)$$

„a” este coeficientul lui d’Albedo (tabelul 8.3).

Se poate observa din relația 8.27 că, în acest caz, Q_{d_0} depinde în mare măsură de radiația solară directă Q_{D_0} .

Valorile coeficientului d’Albedo (a)

Tabelul 8.3

Coeficientul	Peluză	Ciment-beton	Pietriș	Zăpadă proaspătă	Suprafață verticală
a	0,18 – 0,23	0,55	0,18	0,80 – 0,90	0,30

În concluzie, **radiația globală Q_0 primită de la Soare**, de o suprafață orizontală la nivelul solului, pentru o zi senină, se compune din suma celor două radiații, directe „ Q_{D_0} ” și difuze „ Q_{d_0} ”. Astfel:

$$Q_o = Q_{D_0} + Q_{d_0} \quad (8.28)$$

Influența fenomenelor atmosferice asupra radiației solare

Atmosfera modifică intensitatea, distribuția spectrală și distribuția spațială a radiației solare prin două mecanisme: absorbție și difuzie.

Radiația absorbită este în general transformată în căldură, iar **radiația difuză** este retransmisă în toate direcțiile în atmosferă, ea fiind aceea care dă lumina zilei la suprafața Pământului în cazul unei nebulozități totale.

Factorii meteorologici care au o influență mare asupra radiației solare la suprafața Pământului sunt: **transparența atmosferei, nebulozitatea, felul norilor și poziția acestora**.

În vederea obținerii unor legături între radiația solară la suprafața Pământului și factorii meteorologici, Institutul de Meteorologie și Hidrologie (IMH) cercetează următoarele caracteristici: durata efectivă de strălucire a Soarelui, numărul mediu al zilelor însorite și distribuția densității zilnice, lunare și în funcție de anotimp a intensității radiante solare în diverse zone ale țării. Aceste caracteristici ale radiației solare sunt influențate de următorii factorii meteorologici: gradul de acoperire a cerului cu nori, felul norilor și dezvoltarea pe verticală a acestora. Nebulozitatea și felul norilor diminuează în unele zile cu până la 90% cantitatea de radiații ce ajunge la Pământ.

În funcție de nebulozitate și dezvoltarea pe verticală a norilor, IMH a efectuat măsurători ale densității puterii radiante solare globale, la diverse ore din zi, pentru **două tipuri de cer: senin** (cu nebulozitate 0 – 3) și **acoperit** (cu nebulozitate 8 – 10).

***Date meteorologice necesare stabilirii
potențialului de energie solară la suprafața Pământului***

În calculele de dimensionare a instalațiilor care utilizează conversia energiei solare în energie electrică se cere cunoașterea următoarelor date meteorologice:

- valorile radiației solare globale primite pe o suprafață orizontală sau sub un unghi oarecare, în decurs de o zi, o lună, un anotimp;
- distribuția densității radiației solare;
- durata de strălucire a Soarelui;
- numărul mediu al zilelor cu cer senin;
- parametrii aerului exterior: temperatură, umiditate relativă, presiunea barometrică;
- intensitatea și frecvența vântului;
- precipitații atmosferice.

Acești parametri sunt înregistrați în fiecare zi, continuu și la intervale orare fixe. Ele constituie o sursă de date pe baza cărora se fac studii statistice, rezultatele fiind centralizate sub formă de tabele sau hărți.

Datele meteorologice sunt măsurate de stații special amenajate pe întregul teritoriu al țării.

Pentru problemele legate de utilizarea energiei solare două date meteorologice sunt foarte necesare și anume: ***intensitatea de radiație și durata de insolație***.

Valorile radiației solare globale primite de la unitatea de suprafață sunt determinate de Institutul de Meteorologie și Hidrologie. Valorile cele mai mari ale radiației solare se obțin în lunile perioadei călduroase (iunie-iulie), iar cele mai mici în perioada lunilor reci (decembrie-ianuarie), aceasta ca urmare a influenței determinante a înălțimii Soarelui (tabelul 8.4).

Densitățile puterii radiante solare medii Q_D [W/m^2]
pe o suprafață orizontală pentru București

tabelul nr. 8.4

Ora	Felul cerului	Lunile anului											
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
	S	–	–	23	72	142	184	142	69	20	–	–	–
	A	–	–	15	34	84	105	75	36	14	–	–	–
	S	130	258	384	560	655	680	655	541	365	190	116	89
	A	65	123	191	280	378	337	380	291	182	93	65	25
	S	280	420	639	799	881	905	681	775	611	416	296	140
	A	145	215	318	505	535	462	528	503	377	243	162	68
	S	132	260	384	560	655	680	655	541	365	190	115	85
	A	68	130	183	296	330	342	335	295	188	101	63	24
	S	–	–	23	72	142	184	142	69	20	–	–	–
	A	–	–	6	32	70	89	68	32	10	–	–	–

- S – cer senin (nebulozitatea 0 – 3);
- A – cer acoperit (nebulozitatea 8 – 10).

Durata de strălucire a Soarelui indică perioada de timp din zi, lună sau an, cât Soarele a strălucit pe bolta cerească. Ea reprezintă factorul principal de caracterizare a gradului de însorire a unui punct sau zone de pe glob.

În practica măsurărilor meteorologice se întâlnesc 3 forme ale mărimi duratei de strălucire a Soarelui:

1) *Durata maximă de insolație* “Z”, care reprezintă numărul de ore maxim dintr-o zi, în care Soarele a strălucit pe cer, exprimată în ore și zecimi de oră, sau altfel spus, numărul de ore dintr-o zi de la răsăritul până la apusul Soarelui. Se poate adopta pentru “Z” o variație sinusoidală, în funcție de latitudinea locului “Φ” și de numărul de zile “N” scurse de la 21 martie. Astfel:

$$Z = 12 + A \sin \frac{360}{365} N \quad (8.29)$$

- A depinde de latitudinea locului: pentru Φ = 500; A = 4,1, iar pentru Φ = 450; A = 3,8.

2) *Durata efectivă de insolație* „z”, reprezintă numărul de ore dintr-o zi în care Soarele a strălucit pe cer. Acest parametru, „z” se determină în Stațiile Meteorologice din România folosind un aparat numit „SOLARIMETRU”. Acesta este format dintr-o sferă de sticlă montată pe un suport metalic la o înălțime de 1,2 m deasupra solului. Sfera de sticlă este de fapt o lentilă biconvexă care focalizează radiația infraroșie a soarelui, pe o diagramă gradată în ore montată în planul focarului ei. Datorită focalizării radiației infraroșii diagrama este arsă atunci când Soarele nu este acoperit de nori. Există și instalații moderne, ce folosesc senzori fotovoltaici, care montate în scheme electronice specializate pot stabili cu precizie durata de strălucire a Soarelui (fig. 8.11).

3) *Durata relativă de insolație* „f”, sau fracțiunea de insolație, reprezintă raportul dintre durata efectivă de insolație “z” și durata maximă de insolație “Z”. Este un parametru foarte reprezentativ al condițiilor climatice de nebulozitate al cerului. Ea variază între 0 (zi fără soare) și 1 (zi plină cu soare).

În figura 8.10 este reprezentată grafic variația temperaturii aerului în funcție de radiația solară în Municipiul Iași. Datele asupra acestor parametri au fost obținute cu Stația Automată Campbell Scientific montată în platforma meteorologică de la Facultatea de Hidrotehnică – Universitatea Tehnică – Iași. În figura 8.11 este reprezentat graficul mediei radiației solare în orașul Iași între orele 11-12 în intervalul 2 mai – 2 iunie 1997. S-au utilizat datele înregistrate de aceeași Stație.

**Variatia temperaturii functie de radiatia solara in Municipiul Iasi in data de
31.08.2002**

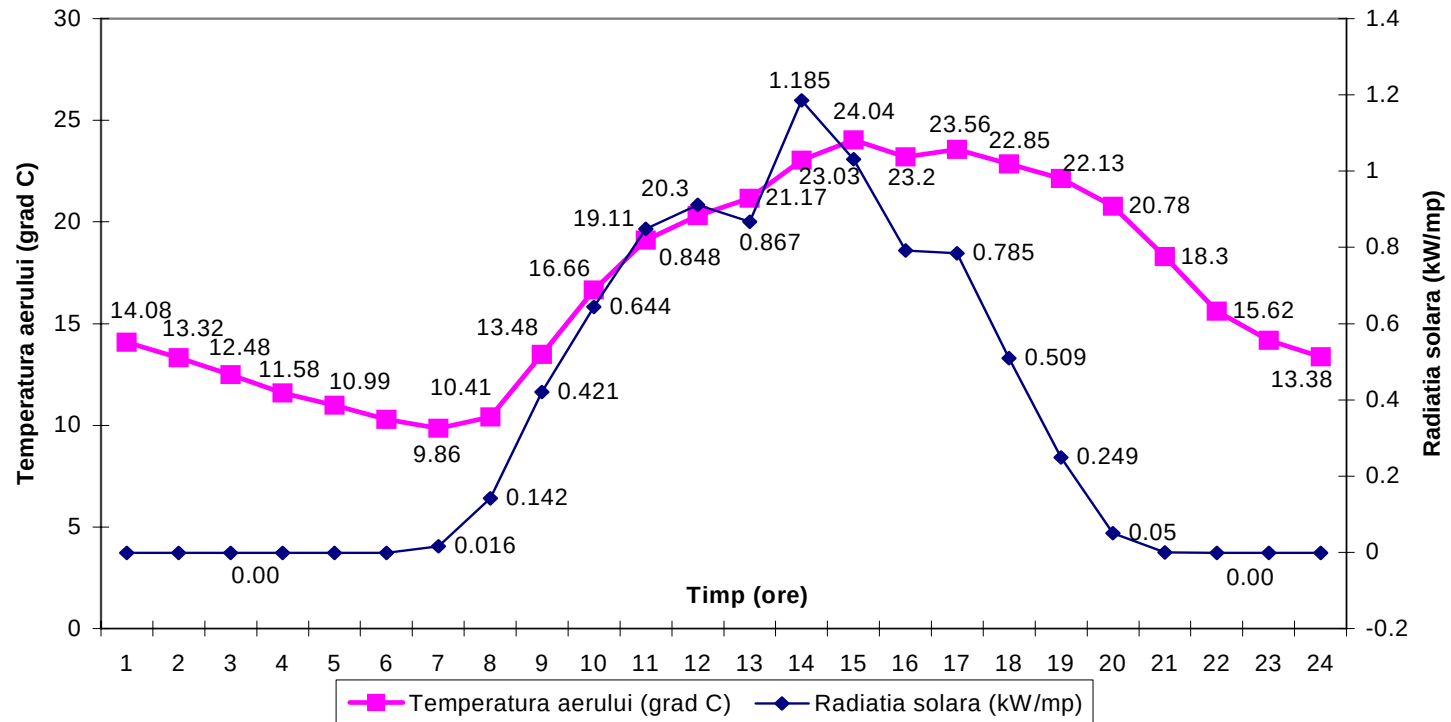


Figura 8.10

Ca urmare a studiilor efectuate asupra datelor meteorologice legate de durata de insolație, a făcut posibilă găsirea unei relații de legătură între radiația solară directă “ Q_D ” și radiația solară difuză “ Q_d ”. Astfel:

$$\frac{Q_d}{Q_D} = 0,9 - 0,8f \quad (8.30)$$

pentru o durată relativă de insolație „ f ” cuprinsă între 0,15 și 0,7.

Relația 8.30 prezintă importanță prin aceea că odată cunoscută valoarea radiației directe „ Q_D ”, se poate foarte ușor determina și valoarea radiației difuze „ Q_d ”.

Cunoașterea lui „ f ” permite de asemenea, să se evalueze corect și energia primită pe un plan la nivelul Pământului.

În cursul unei luni sau anotimp, nu toate zilele sunt cu cer senin, iar statisticile au arătat că numărul mediu al zilelor cu cer senin nu depășește 50% din totalul zilelor lunii.

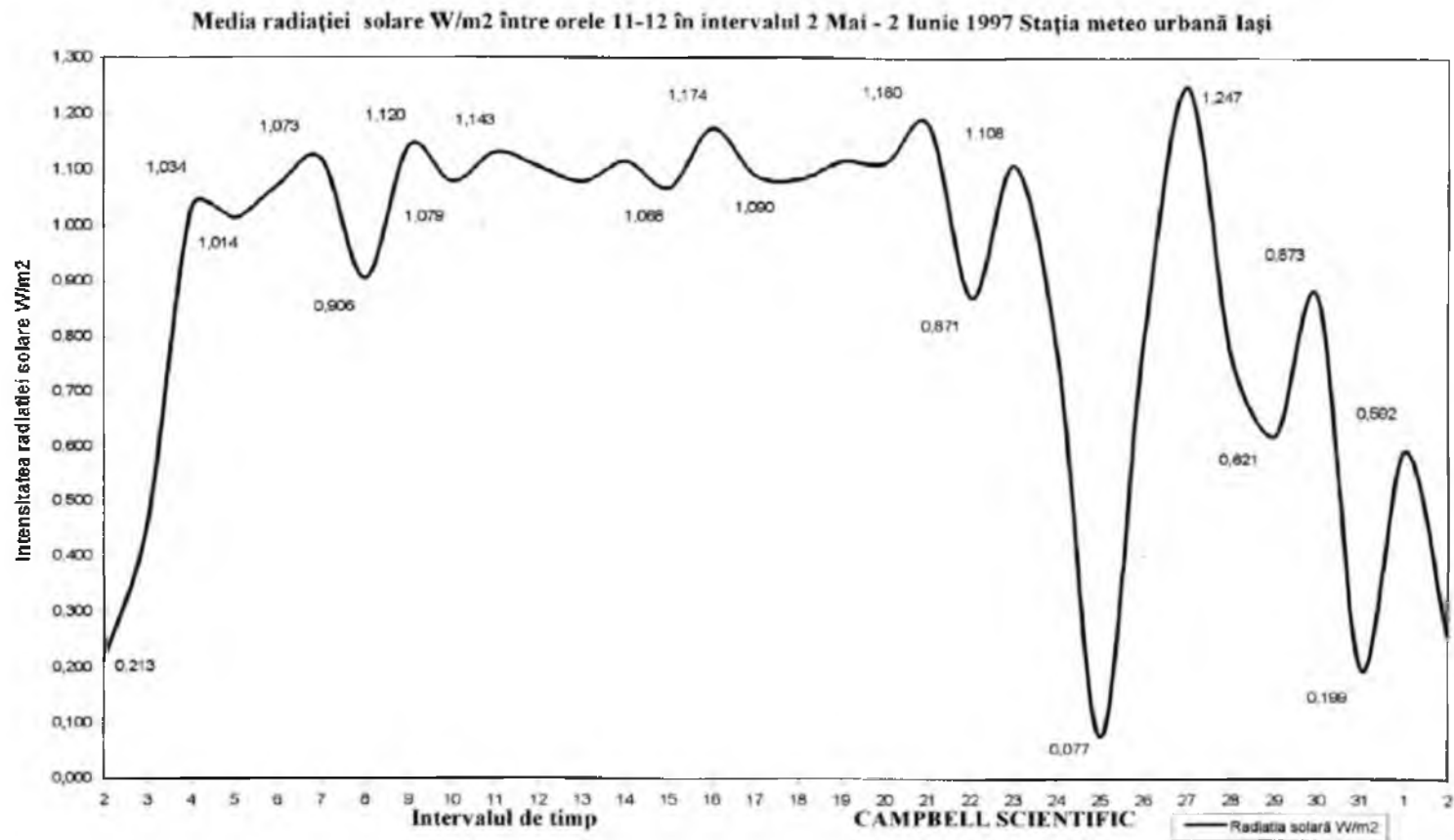


Figura 8.11

Excepție fac: regiunile din Delta Dunării și Litoralul Mării Negre, unde numărul zilelor cu cer senin ating și uneori chiar depășesc 75% în luna august.

În regiunile muntoase: numărul zilelor cu cer senin iarna și toamna este mai mare decât în anotimpurile primăvară-vară.

Ținând seama de datele meteorologice mai sus descrise, precum și de cele relatate în paragrafele precedente, *pentru calculul densității radiației solare globale primite la suprafața Pământului, pe un plan orizontal*, se poate utiliza și următoarea relație empirică:

$$Q_0 = (\lambda N + \psi_{ij} \cos \Phi) (1 + 0,8f) (1 - 0,2t) \sqrt{U} \quad [\text{cal/cm}^2 \cdot \text{zi}] \quad (8.31)$$

$\lambda = 0,2/(\Phi + 0,1)$ – factorul de latitudine;

N – durata medie a zilei luminoase într-o lună [h];

ψ_{ij} – factorul de sezon;

$i = 1$ pentru stație continentală; $i = 2$ pentru stație de coastă;

$j = 1, 2, \dots, 12$ indică lunile anului;

Φ – latitudinea locului [rad];

f – durata relativă a insolației;

t – factorul meteorologic; $t = r/d$;

r – numărul de zile ploioase dintr-o lună;

d – numărul de zile ale lunii considerate;

U – umiditatea medie zilnică, în luna respectivă.

Calculul radiației globale pe baza relației de mai sus conduce la valori care se apropie de cele determinate experimental, diferențele nedepășind 10%.

O altă relație empirică pe baza căreia se poate determina radiația globală într-o regiune unde nu se găsesc stații de măsurare a acestei radiații, are forma:

$$Q_0 = C \varepsilon_c \cdot x^{\frac{B}{1000 \sin h}} \quad (8.32)$$

C – constanta solară = 1353 W/m²;

ε_c – corecția de distanță Pământ – Soare în procente (+3,4% solstițiu de iarnă și -3,4% solstițiu de vară);

x – factorii de transmisie atmosferică ($x = 0,6$ pentru orașe și $x = 0,85$ pentru regiuni muntoase);

B – presiunea atmosferică în locul considerat;

h – înălțimea Soarelui.

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. Modelul unitar al bilanțului radiativ de undă scurtă și lungă prezentat de H.J. Critchfield este concludent în acest sens. Din totalul radiației solare primite la limita superioară a atmosferei (100%), o fracțiune de 35% este reflectată (24% de nori, 7% de moleculele aerului și 4% de suprafața terestră), o alta de 18% este absorbită de atmosferă și o alta de 47% traversează atmosfera (23 % sub forma radiației solare directe și 24% sub forma radiației difuze), fiind absorbită de suprafața terestră. Rezultă deci că sistemul Pământ-atmosferă - reflectă 35% din radiația primită și absoarbe 65%. Această din urmă fracțiune este reemisă în întregime (60% de atmosferă și 5% de suprafața terestră).

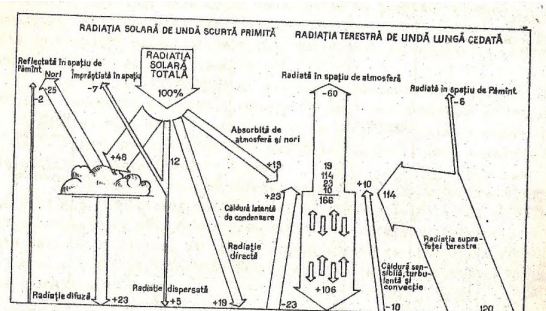


Fig. 38. Bilanțul radiativ al sistemului Pământ-atmosferă, după G.T. Trewartha.

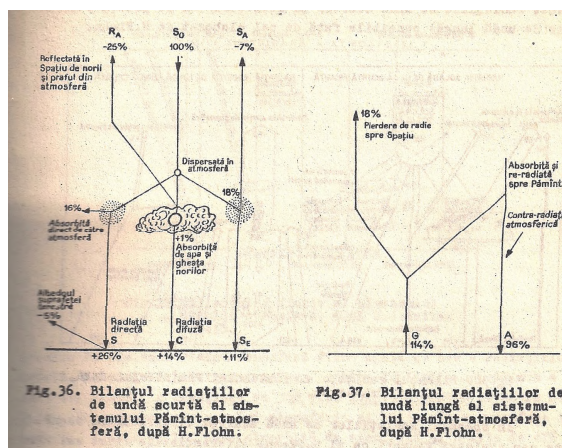


Fig. 36. Bilanțul radiațiilor de undă scurtă al sistemului Pământ-atmosferă, după H. Flohn.

Fig. 37. Bilanțul radiațiilor de undă lungă al sistemului Pământ-atmosferă, după H. Flohn.

Procese în care se consumă căldura rezultată din bilanțul radiativ

Suprafața terestră are o temperatură medie de echilibru cifrată la 15°C. În absența atmosferei, aceasta ar fi de -3°C pentru globul terestru real (cu albedoul de 9%); de 4°C pentru un glob terestru acoperit în întregime cu apă (având albedoul mediu de 5%); de -8°C pentru un glob terestru acoperit în întregime cu zăpadă (având albedoul mediu de 80%). Pentru ca temperatura reală de echilibru (15°C) să se mențină, este necesar ca întreaga cantitate de căldură obținută de suprafața terestră sub forma bilanțului radiativ, să fie consumată. Acest consum se realizează în trei procese principale (încălzirea solului în adâncime, încălzirea aerului de deasupra, evaporarea apei) și în alte trei mai puțin importante (topirea gheții și zăpezii, reîncălzirea precipitațiilor, constituirea substanței vii), dar care nu pot fi complet neglijate.

Deoarece, în anumite situații, consumurile de căldură menționate se pot converti în aporturi, unii autori au denumit procesele predominant consumatoare de căldură cu termenii mai cuprinzători: schimburile de căldură sau transporturile de căldură.

Transportul căldurii în sol (T_s) se realizează între suprafața solului și părțile lui mai adânci având sensuri opuse, după cum bilanțul radiativ al suprafeței 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. Pe lângă aceasta însă, intervin și alți factori legați de natura și structura solului, care, la valori identice ale intensității radiației solare, determină încălziri inegale pe distanțe orizontale mici. Acești factori sunt: coeficientul de absorbție, căldura specifică și conductibilitatea calorică.

Coeficientul de absorbție (β) este complementul albedoului (A), valoarea lui putând fi exprimată prin relația: $\beta = 1 - A$. Rezultă, așadar, că 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 se numește „gravimetrică” (cal/g. grad), iar când este exprimat în cm^3 , „volumetrică” ($\text{cal/cm}^3.\text{grad}$). Între căldura specifică volumetrică (C) și cea gravimetrică (c) există relațiile: $C = c \cdot \rho$ și respectiv, $c = C/\rho$, în care ρ este densitatea corpului considerat.

Data fiind căldura specifică foarte mare a apei și foarte mică a aerului, rezultă că, cu cât solul va avea mai multă apă și mai puțin aer, cu atât căldura lui specifică va crește și invers. Din această cauză, cantități egale de căldură încălzesc mai puțin un sol umed (cu căldură specifică mai mare) decât unul uscat (cu căldură specifică mai mică). Tot ca o consecință a căldurii specifice superioare, răcirea radiativă a solului umed este mai lentă, el rămânând noaptea, mai cald decât cel 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. Propagarea căldurii se realizează întotdeauna dinspre părțile cu temperaturi mai ridicate către cele cu temperaturi mai coborâte. Pentru exprimarea ei cantitativă a fost stabilit coeficientul de conductibilitate calorică (λ), care reprezintă *cantitatea de căldură ce trece în timp de o secundă printr-un strat de materie cu suprafața 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 ($\text{cal/cm}^2/\text{s/grad}$).*

Pe lângă căldura specifică apreciabilă, valoarea mare a coeficientului de conductibilitate calorică face ca ziua, căldura primită de suprafața solului umed, să se transmită mai rapid către stratele din adâncime, ea încălzindu-se astfel mai puțin decât suprafața unui sol uscat, care având o conductibilitate calorică redusă, acumulează în stratul superficial cea mai mare parte a căldurii primite și se încălzește excesiv. Efectul conductibilității calorice se suprapune evident efectului îndreptat în același sens al căldurii specifice. Noaptea, conductibilitatea calorică mare înlesnește transmiterea căldurii dinspre stratele mai adânci ale solului umed către suprafața lui, suplinind

astfel o parte din căldura pierdută de acesta prin radiație și făcând-o să rămână mai caldă decât suprafața unui sol uscat a cărui conductibilitate calorică slabă nu permite formarea unui aflux de căldură notabil din adâncime.

Transportul căldurii în mare (T_m) se realizează într-un mod amplu diferențiat de cel caracteristic pământului ferm. Desigur, conductibilitatea calorică a apei nu este prea mare ($0,0015 \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{s} \cdot \text{grd}$), dar transmiterea căldurii se face în principal prin amestecul datorat curenților (verticali și orizontali) și valurilor.

Transportul vertical al căldurii în mare/ocean se realizează pe adâncimi de ordinul sutelor de metri, spre deosebire de cel caracteristic solului, care se limitează la adâncimi de ordinul metrilor (mai frecvent al zecilor de centimetri). Variațiile termice anuale dispar la adâncimi de circa 300 m, adică de 16 ori mai mari decât în cazul pământului ferm. Din cauza căldurii specifice și conductibilității calorice ridicate, a consumului mare de căldură în procesul evaporăției și a mișcărilor sale neîncetate, apa mărilor și oceanelor se încălzește mai lent ziua și vara și se răcește mai greu noaptea și iarna. Regimul termic anual al suprafeței mării, la latitudini temperate și polare, înregistrează valori maxime în lunile august-septembrie și minime în februarie -martie.

Transportul căldurii în apă are caracteristici foarte diferite când aceasta se află în stare solidă. Un prim factor care diminuează acest transport îl constituie albedoul foarte ridicat al zăpezii (80-90 %). Acestuia i se adaugă coeficientul mare de emisie în infraroșu (foarte apropiat de cel al corpului absolut negru, care este egal cu 1 și conductibilitatea calorică extrem de redusă care se datorează aerului nemișcat dintre cristalele de gheață.

Reflectând radiațiile de undă scurtă și emițând radiațiile de undă lungă mai puternic decât orice alt tip de suprafață activă, stratul de zăpadă se răcește extrem de rapid (frecvent cu $15-20^\circ\text{C}$ într-o noapte de emisie radiativă).

Transportul căldurii în aer (T_a) se realizează obișnuit de la suprafața terestră spre atmosferă prin: conductibilitate moleculară, emisie radiativă, turbulență și convecție.

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

Emisia radiativă are o contribuție mult mai mare decât conductibilitatea moleculară, fiind reprezentată prin fluxul radiativ de undă lungă emis neîncetat de suprafața terestră. Acest flux este absorbit selectiv de către vaporii de apă, bioxidul 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.

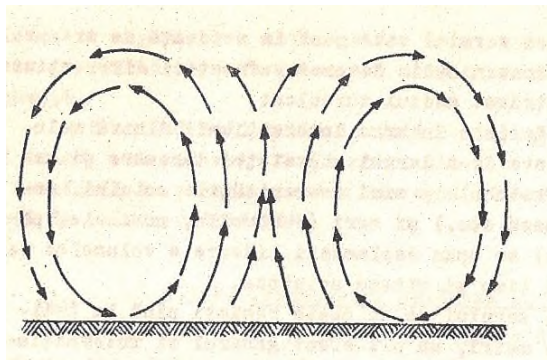
Turbulența reprezintă mișcările dezordonate ale aerului sub forma unor mici vârtejuri, al căror efect principal constă în amestecul volumelor de aer cu temperaturi diferite, ceea ce implică un schimb (transport) caloric important între suprafața terestră și aerul de deasupra, precum și între diferitele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

Turbulența termică ia naștere ca urmare a încălzirii inegale a micilor fațete și suprafețe orientate diferit față de razele solare (fațetele granulelor de sol, fragmentelor de rocă, asperităților de dimensiuni mici etc.). 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. Prezența turbulenței termice este pusă în evidență de tremurul contururilor obiectelor, fenomen optic datorat refracției diferențiate a razelor de lumină care străbat mediul turbulent.

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 lineare a volumelor de aer, modificând în același timp și viteza acestora. Pe lângă amestecul aerului ce se poate resimți pînă la înălțimi de ordinul sutelor de metri, un alt efect general al interacțiunii amintite constă în micșorarea vitezei vântului, datorită forței de frecare.

Convecția este deplasarea pe verticală a volumelor de aer. Ca și turbulența, ea poate fi termică sau dinamică.

Convecția termică reprezintă, de fapt, turbulența termică la scară mare. Ea apare în urma încălzirii inegale a diferitelor compartimente relativ omogene, care alcătuiesc suprafața terestră (ogore, lanuri, păduri, plaje, mlaștini, suprafețe acvatice, spații clădite etc.). Prin încălzire, volumul de aer aflat în contact cu o suprafață oarecare, își sporește energia cinetico-moleculară și se dilată, în acest fel, densitatea lui devine mai mică decât a aerului înconjurător, ceea ce determină apariția energiei de instabilitate exprimată printr-o accelerație pozitivă (mișcare ascendentă). Odată intrat în mișcare ascendentă, volumul respectiv de aer începe să se răcească adiabetic ($1^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ diferență de nivel), pînă la egalizarea temperaturii sale cu cea a aerului din jur. La nivelul egalizării temperaturii se egalizează și densitatea, dispărînd astfel energia de instabilitate și deci, și accelerația pozitivă. Volumul de aer rămîne în echilibru indiferent, în compensație, aerul mai rece și mai dens de la înălțime capătă o accelerație negativă (mișcare descendentă) ajungînd la



suprafața terestră unde se încălzește și intră din nou în ascensiune. Mișcările 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 diversele niveluri unde are loc condensarea.

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 schimbul (transportul) de căldură între suprafața terestră și aerul de deasupra, ca și între diferitele straturi ale ionosferei până la limita ei superioară. Valoarea schimbului caloric 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 extrem de utilă cunoașterea *coeficientului schimbului turbulent* (S_t) care reprezintă cantitatea de aer, exprimată în grame, ce trece în timp de 1 secundă, printr-o secțiune de 1 cm^2 , pe direcție normală.

Distribuția verticală a temperaturii în troposferă indică o răcire treptată a aerului pe măsura creșterii altitudinii, ca urmare a proceselor prin mijlocirea cărora se realizează schimbul de căldură între suprafața terestră și aerul de deasupra. Procesele atmosferice presupun transformări frecvente de energie, dintr-o stare în alta. Acestea au loc în timpul absorbției și transformării energiei radiante, al evaporării și condensării, al încălzirii și răcirii aerului. Mișcările aerului și schimbările stării lui, ca rezultate ale lucrului efectuat de mașina termică uriașă care este atmosfera, se supun legilor generale ale termodinamicii.

Primul principiu al termodinamicii arată că o **cantitate de căldură (Q) transmisă unui mediu izolat oarecare (aer) este consumată, pe de o parte, pentru creșterea energiei lui interne (dE), iar pe de alta, pentru efectuarea lucrului (dL) necesar învingerii forțelor exterioare. El poate fi scris sub forma: $dQ = dE + dL$**

Temperatura aerului se poate modifica nu numai printr-un aport sau pierdere de căldură (dQ), ci și prin variația presiunii exterioare (dp). Astfel, pentru aceeași valoare a lui dQ , temperatura crește dacă se mărește presiunea exterioară ($dp > 0$) și scade dacă se micșorează presiunea exterioară ($dp < 0$). Când $dQ = 0$, variația temperaturii depinde întru totul de modificarea presiunii. Această **variație se numește adiabatică**, deoarece se produce fără schimb de căldură între sistemul dat (aerul în mișcare verticală) și aerul din jur (în echilibru stabil).

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. Aceasta are forma :

$$\frac{T_z}{T_0} = \left(\frac{p_z}{p_0} \right)^{0.288}$$

în care T_0 și P_0 sunt temperatura absolută și presiunea la nivelul inițial „0”, iar T_z și P_z - temperatura absolută și presiunea la nivelul final „z”.

Așa cum s-a arătat deja, o cantitate oarecare de aer în mișcare verticală își poate modifica temperatura fără schimb de căldură cu aerul din jur, numai prin modificările sale de volum, sub acțiunea presiunii atmosferice exterioare. În cazul mișcării ascendente, aerul se răcește din cauza creșterii de volum pe care o determină scăderea presiunii (răcire prin (destindere adiabatică, adică prin transformarea unei părți din energia calorică a aerului ascendent în energia cinetico-moleculară necesară învingerii presiunii atmosferice exterioare).

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

Pe baza ecuației Poisson și a sondajelor aerologice s-a stabilit valoarea variației adiabactice a temperaturii aerului uscat raportată la unitatea de distanță verticală. Aceasta este constantă, se cifrează la $1^\circ\text{C} / 100 \text{ m}$ și poartă numele de *gradient adiabatic uscat* (λ_a) sau *gradient individual*.

Spre deosebire de aceasta, gradientul termic vertical al mediului aerian care înconjoară volumul de aer în mișcare, se numește *gradient termic local* (λ_l) sau *gradient geometric* și poate avea valori mai mari, mai mici sau egale (în cazuri izolate) cu cele ale lui λ_a .

Transportul căldurii în procesul evaporației (T_v) este evidențiat de faptul că din cele 110 kcal absorbite anual de fiecare cm^2 al suprafeței terestre, 46 kcal (42 %) se consumă în procesul evaporației. Acestea 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 gheață 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 . Căldura latentă de evaporare înmagazinată în vaporii de apă ce intră în mișcare ascendentă, este eliberată la diferitele 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).

Transportul căldurii în procesul topirii gheții și zăpezii (T_g) este important în regiunile reci și temperate, unde în perioada topirii zăpezii, care acoperă $37\,000 \text{ km}^2$ în emisfera nordică, se consumă zilnic 350 cal/cm^2 , ceea ce face ca temperatura aerului să nu depășească prea mult

0°C (topirea unui gram de gheață cu temperatura de 0°C necesitând o cantitate de căldură de 80 cal).

Transportul căldurii în procesul (re)încălzirii precipitațiilor (T_p) are oarecare importanță doar în pădurile ecuatoriale cu precipitații abundente în fiecare zi (în medie 11 mm/zi). Apa căzută cu 15°C este (re)încălzită până la 27°C (media suprafeței solului) printr-un consum de căldură cifrat la 1,2 cal/ cm².zi.

Transportul căldurii în procesele biologice (T_b) se referă la consumul de energie necesar constituirii substanței vii și totodată, la căldura eliberată în procesele de descompunere și respirație.

Bilanțul caloric al suprafeței terestre (B_c) are forma:

$$B_c = B - (T_s + T_a + T_v + T_g + T_p + T_b),$$

în care B este bilanțul radiativ; T_s - transportul căldurii în sol; T_s - în aer; T_v - prin evaporație; T_g - prin topirea gheții și zăpezii; T_p - prin (re)încălzirea precipitațiilor; T_b - în procesele biologice.

Deși uneori se convertesc în aporturi, transporturile incluse în paranteză, rămân totuși consumuri de căldură. Cele mai importante sunt primele trei, cu privire la ele existând de altfel și cele mai multe date, obținute experimental.

În consecință, ecuația bilanțului caloric poate fi scrisă sub forma:

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

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

Pentru suprafețele uscate de pe care evaporația lipsește total sau este atât de mică încât poate fi omisă, ecuația se simplifică și mai mult luând forma: $B = T_a$.

Este evident că, în regiunile deșertice și pe suprafețele create artificial (pavaj, beton, asfalt etc), toată căldura primită sub forma bilanțului (B) se consumă în procesul încălzirii aerului de deasupra (T_a). Dimpotrivă, în cazul suprafețelor puternic umezite, consumul principal de căldură revine procesului de evaporație (T_v) care duce la scăderea temperaturii solului și aerului de deasupra, reducând totodată și intensitatea schimbului caloric sol-aer. Faptul că suprafața terestră este în cea mai mare parte acoperită cu apă face ca procesul evaporației să joace rolul preponderent în consumarea energiei calorice rezultată din bilanțul radiativ.

Curs 5

PROCESELE TERMICE LA SUPRAFAȚA TERESTRĂ ȘI DIN ATMOSFERĂ

Suprafața terestră are o temperatură medie de echilibru cifrată la 15°C. În absența atmosferei, aceasta ar fi de -3°C pentru globul terestru real (cu albedoul de 9%); de 4°C pentru un glob terestru acoperit în întregime cu apă (având albedoul mediu de 5%); de - 8°C pentru un glob terestru acoperit în întregime cu zăpadă (având albedoul mediu de 80%). Pentru ca temperatura reală de echilibru (15°C) să se mențină, este necesar ca întreaga cantitate de căldură obținută de suprafața terestră sub forma bilanțului radiativ, să fie consumată.

Acest consum se realizează în trei procese principale (încălzirea solului în adâncime, încălzirea aerului de deasupra, evaporarea apei) și în alte trei mai puțin importante (topirea gheții și zăpezii, reîncălzirea precipitațiilor, constituirea substanței vii), dar care nu pot fi complet neglijate. Deoarece, în anumite situații, consumurile de căldură menționate se pot converti în aporturi, unii autori au denumit procesele predominant consumatoare de căldură cu termenii mai cuprinzători: schimburile de căldură sau transporturile de căldură.

1. Temperatura solului. Mersul diurn și anual al temperaturii solului. Înghețul solului. Regimul termic al marilor bazine acvatice.

Transportul căldurii în sol (T_s) se realizează între suprafața solului și părțile lui mai adânci având sensuri opuse, după cum bilanțul radiativ al suprafeței este pozitiv sau negativ. În orele de zi, când la suprafața solului aportul de energie radiantă depășește pierderile, aceasta se reîncălzește și transmite o parte de căldura înșușită către stratele mai adânci. Noaptea și iarna, în fazele negative ale bilanțului radiativ, când pierderile de căldură suferite de suprafața solului întrec primirile, se produce o răcire intensă a acesteia, fapt pentru care ia naștere un flux caloric dinspre stratele adânci, mai calde, către suprafața mai rece

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. Pe lângă aceasta însă, intervin și alți factori legați de natura și structura solului, care, la valori identice ale intensității radiației solare, determină încălziri inegale pe distanțe orizontale mici. Acești factori sunt: coeficientul de absorbție, căldura specifică și conductibilitatea calorică.

Coeficientul de absorbție (β) este complementul albedoului (A), valoarea lui putând fi exprimată prin relația:
$$\beta = 1 - A.$$

Rezultă, așadar, că 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 se numește „gravimetrică” (cal/g. grad), iar când este exprimat în cm^3 , „volumetrică” (cal/ cm^3 .grad).

Între căldura specifică volumetrică (C) și cea gravimetrică (c) există relațiile:

$$C = c \cdot \rho \text{ și respectiv, } c = C / \rho, \text{ în care } \rho \text{ este densitatea corpului considerat.}$$

Căldura specifică a solului este dependentă nu numai de cea a așa-zisului său „schelet tare”, ci și de cea a apei și aerului care umplu porii dintre particulele acestuia.

Data fiind căldura specifică foarte mare a apei și foarte mică a aerului, rezultă că, cu cât solul va avea mai multă apă și mai puțin aer, cu atât căldura lui specifică va crește și invers. Din această cauză, cantități egale de căldură încălzesc mai puțin un sol umed (cu căldură specifică mai mare) decât unul uscat (cu căldură specifică mai mică). Tot ca o consecință a căldurii specifice superioare, răcirea radiativă a solului umed este mai lentă, el rămânând noaptea, mai cald decât cel uscat.

Solurile argiloase rețin mai multă apă, își măresc astfel căldura specifică și se încălzesc ziua mai puțin decât cele nisipoase, rămânând mai calde pe timpul nopții. Datorită acestei însușiri în perioada ploilor din mai – iunie, temperatura solurilor argiloase din zona temperată a emisferei nordice este cu $10\text{-}15^{\circ}\text{C}$ mai scăzută decât a celor nisipoase. În schimb, vara și toamna, când ploile sunt mai puțin frecvente, solurile argiloase rămân mai calde decât cele nisipoase.

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. Propagarea căldurii se realizează întotdeauna dinspre părțile cu temperaturi mai ridicate către cele cu temperaturi mai coborâte.

Pentru exprimarea ei cantitativă a fost stabilit *coeficientul de conductibilitate calorică* (λ), care reprezintă cantitatea de căldură ce trece în timp de o secundă printr-un strat de materie cu suprafața 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 (cal/ cm^2 / s/ grad.).

Pe lângă căldura specifică apreciabilă, valoarea mare a coeficientului de conductibilitate calorică face ca ziua, căldura primită de suprafața solului umed, să se transmită mai rapid către stratele din adâncime, ea încălzindu-se astfel mai puțin decât suprafața unui sol uscat, care având o conductibilitate calorică redusă, acumulează în stratul superficial cea mai mare parte a căldurii primite și se încălzește excesiv. Efectul conductibilității calorice se suprapune evident efectului îndreptat în același sens al căldurii specifice. Noaptea, conductibilitatea calorică mare înlesnește transmiterea căldurii dinspre stratele mai adânci ale solului umed către suprafața lui, suplinind astfel o parte din căldura pierdută de acesta prin radiație și făcând-o să rămână mai caldă decât

suprafața unui sol uscat a cărui conductibilitate calorică slabă nu permite formarea unui aflux de căldură notabil din adâncime.

Conductibilitatea calorică a solului scade sensibil vara, în orele din jurul amiezii, când apa din spațiile lui lacunare se evaporă și crește în intervalele când cad precipitații.

Transmiterea căldurii în sol se realizează și prin deplasarea apei de la suprafață către adâncime (prin permeabilitate) și invers (prin capilaritate). În consecință, creșterea coeficientului de permeabilitate a solului determină și o sporire a coeficientului său de conductibilitate calorică.

Conductibilitate termică. Indică viteza de propagare în sol a variațiilor termice (încălziri sau răcirii) sau altfel spus, viteza de uniformizare a temperaturii diferitelor strate ale solului. Aceasta se exprimă prin coeficientul de conductibilitate termică (K) care este raportul dintre coeficientul de conductibilitate calorică(λ) și căldura specifică volumetrică (C):

$$K = \lambda / C \text{ cm}^3/\text{s}$$

Variațiile temperaturii solului. Ca urmare a variațiilor bilanțului radiativ al suprafeței terestre și a transportului de căldură în sol, temperatura acestuia înregistrează neîncetat variații cu caracter periodic și neperiodic.

Variațiile periodice sau regulate sunt diurne și anuale.

Variația diurnă a temperaturii solului la suprafață este o oscilație simplă cu valoare minimă înaintea răsăritului soarelui și maximul la circa 1 oră după trecerea acestuia peste meridianul locului de observație. Amplitudinea termică diurnă (sau diferența dintre maxima și minima fiecărei zile) se află în dependență strânsă de însușirile fizice ale solului (culoare, grad de umezire, tasare sau afânare), precum și de natura învelișului acestuia (strat vegetal, strat de zăpadă sau gheață).

Variația diurnă a temperaturii suprafeței solului se aseamănă cu cea a temperaturii aerului, prin caracterul ei regulat, dar se și deosebește prin maximele mult mai ridicate și minimele mult mai coborâte, care generează amplitudini termice diurne net superioare.

Variația anuală a temperaturii solului la suprafață se diferențiază în funcție de latitudine. În regiunile temperate, cu anotimpuri bine individualizate, luna cu cea mai ridicată medie termică este iulie, iar cea mai coborâtă medie termică este ianuarie. În regiunile polare se constată întârzieri de până la o lună în producerea celor mai ridicate și a celor mai coborâte medii termice lunare, care corespund, drept urmare lunilor august și februarie. În regiunile tropicale și mai ales cele ecuatoriale, evoluția anuală a temperaturii suprafeței solului prezintă variații slabe.

Variațiile diurne și anuale ale temperaturii solului în adâncime se află în strânsă dependență de cele ale suprafeței solului, pe de o parte și de legile propagării căldurii în sol, pe de alta. În regimul diurn se constată două tipuri de distribuție a temperaturii solului, pe verticală:

tipul de insolație, cu temperaturi mai ridicate la suprafață și mai coborâte în adâncime (caracteristice intervalului dintre răsăritul și apusul soarelui) și tipul de radiație, cu temperaturi mai mici la suprafață și mai mari în adâncime (caracteristic intervalului dintre apusul și răsăritul soarelui).

În regimul anual temperatura solului scade cu adâncimea în timpul verii și crește în timpul iernii. Amplitudinea termică anuală scade la rândul ei cu adâncimea, anulându-se total la 19-20 m. De la această adâncime în jos, temperatura crește cu 3°C , la fiecare sută de metri (gradientul geotermic) sub influența căldurii interne a Pământului.

Transportul căldurii în mare (T_m) se realizează într-un mod amplu diferențiat de cel caracteristic pământului ferm. Desigur, conductibilitatea calorică a apei nu este prea mare ($0,0015 \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{s} \cdot \text{grad}$), dar transmiterea căldurii se face în principal prin amestecul datorat curenților (verticali și orizontali) și valurilor.

Transportul vertical al căldurii în mare/ocean se realizează pe adâncimi de ordinul sutelor de metri, spre deosebire de cel caracteristic solului, care se limitează la adâncimi de ordinul metrilor (mai frecvent al zecilor de centimetri).

Variațiile termice anuale dispar la adâncimi de circa 300 m, adică de 16 ori mai mari decât în cazul pământului ferm. 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 încălzește mai lent ziua și vara și se răcește mai greu noaptea și iarna. Drept urmare, în regimul diurn al temperaturii suprafeței mării, minimele termice se înregistrează la 2-3 ore după răsăritul soarelui, iar maximele între orele 15-16. În largul mărilor și oceanelor amplitudinile termice diurne sunt foarte mici, scăzând de la $0,5^{\circ}\text{C}$ în regiunile intertropicale, la $0,3^{\circ}\text{C}$ în regiunile temperate și la $0,1^{\circ}\text{C}$ în cele polare. Pe verticală, variațiile diurne se sting la adâncimi de 20 m.

Regimul termic anual al suprafeței mării, la latitudini temperate și polare, înregistrează valori maxime în lunile august-septembrie și minime în februarie -martie. Amplitudinea anuală scade, ca și cea diurnă, pe măsura îndepărtării de țărmuri. În largul mărilor și oceanelor ea crește către regiunile temperate, atât dinspre ecuator cât și dinspre poli.

Transportul căldurii în apă are caracteristici foarte diferite când aceasta se află în stare solidă. Un prim factor care diminuează acest transport îl constituie albedoul foarte ridicat al zăpezii (80-90 %). Aceștia i se adaugă coeficientul mare de emisie în infraroșu (foarte apropiat de cel al corpului absolut negru, care este egal cu 1 și conductibilitatea calorică extrem de redusă care se datorează aerului nemișcat dintre cristalele de gheață.

Reflectând radiațiile de undă scurtă și emițând radiațiile de undă lungă mai puternic decât orice alt tip de suprafață activă, stratul de zăpadă se răcește extrem de rapid (frecvent cu 15-20°C într-o noapte de emisie radiativă).

2. Temperatura aerului. Procesele de încălzire și răcire a aerului. Mersul diurn și anual al temperaturii aerului.

O parte însemnată a căldurii obținute pe suprafața terestră sub forma bilanțului radiativ se consumă pentru încălzirea aerului de deasupra ei.

Transportul căldurii în aer (T_a) se realizează obișnuit de la suprafața terestră spre atmosferă prin: conductibilitate moleculară, emisie radiativă, turbulență și convecție.

Conductibilitatea moleculară joacă un rol neînsemnat în încălzirea aerului din cauză că acesta are un coeficient de conductibilitate calorică extrem de redus (0,00005 cal/cm²/s/grd). Prin mijlocirea acestui proces, aerul nemișcat se poate încălzi numai într-un strat cu grosimea de maximum 4 cm.

Emisia radiativă are o contribuție mult mai mare decât conductibilitatea moleculară, fiind reprezentată prin fluxul radiativ de undă lungă emis neîncetat de suprafața terestră. Acest flux este absorbit selectiv de către vaporii de apă, bioxidul 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 mișcările 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 schimb (transport) caloric important între suprafața terestră și aerul de deasupra, precum și între diferitele straturi de aer. Turbulența poate fi generată atât de cauze termice, cât și de cauze dinamice.

Turbulența termică ia naștere ca urmare a încălzirii inegale a micilor fațete și suprafețe orientate diferit față de razele solare (fațetele granulelor de sol, fragmentelor de rocă, asperităților de dimensiuni mici etc). 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.

Prezența turbulenței termice este pusă în evidență de tremurul contururilor obiectelor, fenomen optic datorat refracției diferențiate a razelor de lumină care străbat mediul turbulent.

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 lineare a volumelor de aer, modificând în același timp și viteza acestora.

Pe lângă amestecul aerului ce se poate resimți până la înălțimi de ordinul sutelor de metri, un alt efect general al interacțiunii amintite constă în micșorarea vitezei vântului, datorită forței de frecare.

Convecția este deplasarea pe verticală a volumelor de aer. Ca și turbulența, ea poate fi termică sau dinamică.

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

Prin încălzire, volumul de aer aflat în contact cu o suprafață oarecare, își sporește energia cinetico-moleculară și se dilată. În acest fel, densitatea lui devine mai mică decât a aerului înconjurător, ceea ce determină apariția energiei de instabilitate exprimată printr-o accelerație pozitivă (mișcare ascendentă). Odată intrat în mișcare ascendentă, volumul respectiv de aer începe să se răcească adiabetic ($1^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ diferență de nivel), până la egalizarea temperaturii sale cu cea a aerului din jur. La nivelul egalizării temperaturii se egalizează și densitatea, dispărând astfel energia de instabilitate și deci, și accelerația pozitivă. Volumul de aer rămâne în echilibru indiferent. În compensație, aerul mai rece și mai dens de la înălțime capătă o accelerație negativă (mișcare descendentă) ajungând la suprafața terestră unde se încălzește și intră din nou în ascensiune (fig. 1). Mișcările 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 diversele niveluri unde are loc condensarea.

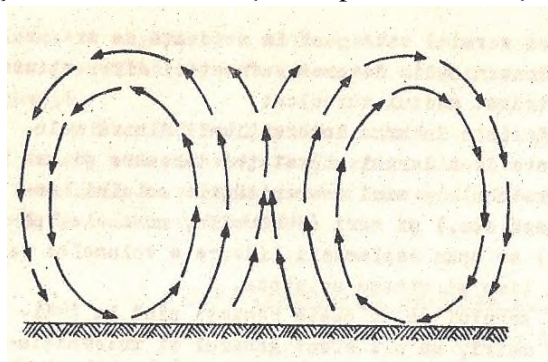


Fig. 1 Mișcarea convectivă

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 schimbul (transportul) de căldură între suprafața terestră și aerul de deasupra, ca și între diferitele straturi ale ionosferei până la limita ei superioară.

Valoarea schimbului caloric 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 extrem de utilă cunoașterea *coeficientului schimbului turbulent* (S_t) care reprezintă cantitatea de aer, exprimată în grame, ce trece în timp de 1 secundă, printr-o secțiune de 1 cm^2 , pe direcție normală.

Regimul diurn al coeficientului 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.

Turbulența termică și dinamică prin intermediul căroră se realizează în bună măsură schimbul caloric între suprafața terestră și aerul de deasupra se pot produce fie concomitent, fie succesiv.

Pe timp senin și calm are loc numai turbulența termică. Ea crește paralel cu creșterea temperaturii suprafeței active, fapt pentru care este maximă în zilele de vară (în orele amiezii), când depășește cu mult intensitatea turbulenței dinamice. Aceasta din urmă intervine o dată cu apariția vântului și este cu atât mai mare cu cât viteza acestuia este mai mare, iar obstacolele întâlnite, mai înalte și numeroase.

Distribuția verticală a temperaturii în troposferă

Ca urmare a proceselor prin mijlocirea căroră se realizează schimbul de căldură între suprafața terestră și aerul de deasupra, temperatura acestuia din urmă scade treptat pe măsura creșterii altitudinii.

Această variație a temperaturii aerului, raportată la unitatea de distanță verticală, poartă denumirea de gradient termic vertical (γ) și are valoarea medie de $0,6^\circ\text{C}$. 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.

Distribuția verticală a temperaturii indică o răcire treptată a aerului pe măsura creșterii altitudinii, ca urmare a proceselor prin mijlocirea căroră se realizează schimbul de căldură între suprafața terestră și aerul de deasupra. Procesele atmosferice presupun transformări frecvente de energie, dintr-o stare în alta. Acestea au loc în timpul absorbției și transformării energiei radiante, al evaporării și condensării, al încălzirii și răcirii aerului. Mișcările aerului și schimbările stării lui, ca rezultate ale lucrului efectuat de mașina termică uriașă care este atmosfera, se supun legilor generale ale termodinamicii.

Primul principiu al termodinamicii arată că o cantitate de căldură (Q) transmisă unui mediu izolat oarecare (aer) este consumată, pe de o parte, pentru creșterea energiei lui interne (dE), iar pe de alta, pentru efectuarea lucrului (dL) necesar învingerii forțelor exterioare. El poate fi scris sub forma:

$$dQ = dE + dL$$

Temperatura aerului se poate modifica nu numai printr-un aport sau pierdere de căldură (dQ), ci și prin variația presiunii exterioare (dp). Astfel, pentru aceeași valoare a lui dQ , temperatura crește dacă se mărește presiunea exterioară ($dp > 0$) și scade dacă se micșorează presiunea exterioară ($dp < 0$). Când $dQ = 0$, variația temperaturii depinde întru totul de modificarea presiunii. Această *variație se numește adiabatică*, deoarece se produce fără schimb de căldură între sistemul dat (aerul în mișcare verticală) și aerul din jur (în echilibru stabil).

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. Aceasta are forma :

$$\frac{T_z}{T_0} = \left(\frac{p_z}{p_0} \right)^{0,288}$$

în care T_0 și p_0 sunt temperatura absolută și presiunea la nivelul inițial „0”, iar T_z și p_z - temperatura absolută și presiunea la nivelul final „z”.

Așa cum s-a arătat deja, o cantitate oarecare de aer în mișcare verticală își poate modifica temperatura fără schimb de căldură cu aerul din jur, numai prin modificările sale de volum, sub acțiunea presiunii atmosferice exterioare. În cazul mișcării ascendente, aerul se răcește din cauza creșterii de volum pe care o determină scăderea presiunii (răcire prin (destindere adiabatică, adică prin transformarea unei părți din energia calorică a aerului ascendent în energia cinetico-moleculară necesară învingerii presiunii atmosferice exterioare).

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

Pe baza ecuației Poisson și a sondajelor aerologice s-a stabilit valoarea variației adiabactice a temperaturii aerului uscat raportată la unitatea de distanță verticală. Aceasta este constantă, se cifrează la $1^\circ\text{C} / 100 \text{ m}$ și poartă numele de *gradient adiabatic uscat* (λ_a) sau *gradient individual*.

Spre deosebire de aceasta, gradientul termic vertical al mediului aerian care înconjoară volumul de aer în mișcare, se numește *gradient termic local* (λ_l) sau *gradient geometric* și poate avea valori mai mari, mai mici sau egale (în cazuri izolate) cu cele ale lui λ_a .

Pentru analiza cantitativă a stării atmosferice și evaluarea energiei de instabilitate se utilizează, în mod curent, o diagramă aerologică specială, numită emagramă. Aceasta pune în evidență 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).

Straturile de inversiune sau inversiunile termice sunt generate de cauze diverse. În funcție de acestea se disting: inversiuni de radiație, inversiuni de advecție, inversiuni frontale și inversiuni de comprimare.

Inversiunile de radiație iau naștere datorită răcirii radiative nocturne a suprafeței terestre și a aerului de deasupra acestuia. Vara pot atinge grosimi de până la câteva sute de metri, distrugându-se rapid la primele ore ale dimineții. Iarna grosimile lor pot depăși 1500 m, ceea ce explică și persistența pe parcursul mai multor zile în șir. Relieful depresionar bine închis și prezența stratului de zăpadă, intensifică și prelungește inversiunile de radiație, în timp ce suprafețele acvatice au acțiuni inverse.

Inversiunile de advecție apar în urma deplasării unor mase de aer cald peste suprafețe reci. Acestea din urmă determină răcirea prin conductibilitate calorică a stratului inferior de aer în mișcare, generând gradienti termici verticali de inversiune.

Inversiunile 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 gradientii de inversiune apar la înălțime.

Inversiunile de comprimare sau de subsidență se dezvoltă în straturile troposferice mai înalte, deasupra părților centrale ale formațiunilor anticiclonale. Mișcările descendente caracteristice determină încălzirea aerului prin comprimare adiabatică și apariția gradientilor de inversiune.

Mișcările convective forțate iau naștere ca urmare a prezenței unor obstacole orografice sau frontale în calea aerului care se deplasează pe orizontală. Gradientul baric orizontal obligă aerul ajuns în fața obstacolului să intre în mișcare ascendentă.

Distribuția orizontală a temperaturii aerului

Este deosebit de importantă, întrucât de ea depinde, în mare măsură, repartiția presiunii atmosferice și a curenților de aer, a umezelii și nebulozității. În același timp toate aceste elemente exercită o influență inversă asupra distribuției temperaturii.

Pentru troposfera inferioară distribuția temperaturii depinde de cantitatea de energie primită de la Soare, de caracteristicile suprafeței active și de circulația atmosferei. 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 la poli, iar izotermele ar fi paralele între ele.

Tab.

Temperaturi medii anuale solare la diferite latitudini

În realitate neomogenitatea suprafeței terestre, conjugată cu circulația atmosferei determină o repartiție mult mai complicată a temperaturii aerului din troposfera inferioară.

Tabel

Temperaturile medii reale la diferite latitudini

Se constată că datorită predominării maselor continentale, ecuatorul termic este deplasat spre nord, coîncizând aproximativ cu paralela de 10°C . În ansamblu, emisfera nordică este iarna cu $1,6^{\circ}\text{C}$ mai rece decât cea sudică, iar vara cu $4,5^{\circ}\text{C}$ mai caldă.

La diferite înălțimi ale troposferei, temperatura prezintă de asemenea variații latitudinale. În cea mai mare parte a acesteia temperatura scade de la ecuator către poli. În troposfera superioară și tropopauză, ca de altfel și în stratosfera inferioară, temperatura descrește în sens invers de la poli spre ecuator.

Distribuția temporală a temperaturii aerului

Se caracterizează atât prin variații periodice, cât și neperiodice.

Variațiile periodice sunt anuale și diurne. Se datorează variațiilor periodice ale cantității de radiație solară pe care o primește Pământul în timpul mișcărilor sale de revoluție și de rotație.

Variația anuală depinde de cea a radiației solare și de aceea prezintă ample diferențieri latitudinale. În funcție de mărimea amplitudinilor anuale (diferențele dintre luna cea mai caldă și luna cea mai rece) și de intervalul producerii valorilor termice extreme, se disting 4 tipuri de regim anual al temperaturii aerului.

Tipul ecuatorial se caracterizează prin 2 maxime la echinocții (când soarele trece la zenit în momentul amiezii) și două minime la solstiții (când înălțimea soarelui în momentul amiezii este de $66,5^{\circ}\text{C}$), precum și prin amplitudini termice reduse (1°C deasupra oceanelor și $5-10^{\circ}\text{C}$ deasupra continentelor).

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

Tipul temperat are, ca și cel tropical, un maxim după solstițiul de vară și un minim după solstițiul de iarnă, ambele îndepărtându-se de solstiții (spre august și februarie) pe măsura creșterii latitudinii. Amplitudinea termică este însă mai mare și crește cu latitudinea ($10-15^{\circ}\text{C}$ în regiunile oceanice, $40-55^{\circ}\text{C}$ în cele 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 întrucâtva cu înălțimea, înregistrând apoi o creștere oarecare în troposfera superioară și o scădere masivă în stratosfera inferioară. Paralel cu creșterea altitudinii are loc întârzierea extremelor termice, în troposfera mijlocie, maximul producându-se în august, iar minimul în februarie.

Dimpotrivă în stratosferă minimul se deplasează încet spre ianuarie-februarie, iar maximul spre iunie – iulie. În emisfera sudică, inversarea anotimpurilor determină firește și inversarea extremelor. Variația diurnă, dependentă de intensitatea radiației solare din timpul zilei și a radiației efective din timpul nopții, prezintă pretutindeni un minim înaintea răsăritului soarelui și un maxim în primele ore ale după-amiezii (14-15 vara, 13-14 iarna).

În zona intertropicală, variația diurnă a temperaturii aerului prezintă amplitudini relativ constante, pe tot parcursul anului. Acestea se cifrează în medie, la 12°C , dar în deșerturi pot atinge câteva zeci de grade.

În zonele temperate oscilațiile termice diurne înregistrează amplitudini medii de $8-9^{\circ}\text{C}$, 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 ($3-4^{\circ}\text{C}$) din cauza slabei variații a înălțimii soarelui deasupra orizontului.

Mărimea amplitudinilor termice diurne este influențată și de factori, precum:

- caracteristica suprafeței active ($2-3^{\circ}\text{C}$ deasupra oceanelor și $20-22^{\circ}\text{C}$ deasupra continentelor);
- înălțimea și forma reliefului (scade la altitudini mari și deasupra formelor de relief convexe și crește la altitudini mici și deasupra formelor de relief concave)
- caracterul suprafeței solului (umezeala 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 momentul producerii maximului și minimului întârzie din cauza inerției transmiterii căldurii terestre prin turbulență.

În timpul verii, oscilațiile diurne de temperatură se resimt până la 1,5-2 km înălțime, pe când iarna ele dispar la 0,5 km. La înălțimi mai mari de 2,0 km încălzirea atmosferei se datorește în principal, radiației terestre și absorbției radiațiilor solare de undă lungă, maximul și minimul se produc la aceleași ore, ca și în stratul din imediata apropiere a suprafeței terestre.

Transportul căldurii în procesul evaporației (T_v) este evidențiat de faptul că din cele 110 kcal absorbite anual de fiecare cm^2 al suprafeței terestre, 46 kcal (42 %) se consumă în procesul evaporației. Acesta 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 gheață 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 .

Căldura latentă de evaporare înmagazinată în vaporii de apă ce intră în mișcare ascendentă, este eliberată la diferitele 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).

Transportul căldurii în procesul topirii gheții și zăpezii (T_g) este important în regiunile reci și temperate, unde în perioada topirii zăpezii, care acoperă $37\,000\text{ km}^2$ în emisfera nordică, se consumă zilnic 350 cal/cm^2 , ceea ce face ca temperatura aerului să nu depășească prea mult 0°C (topirea unui gram de gheață cu temperatura de 0°C necesitând o cantitate de căldură de 80 cal).

Transportul căldurii în procesul (re)încălzirii precipitațiilor (T_p) are oarecare importanță doar în pădurile ecuatoriale cu precipitații abundente în fiecare zi (în medie 11 mm/zi). Apa căzută cu 15°C este (re)încălzită până la 27°C (media suprafeței solului) printr-un consum de căldură cifrat la $1,2\text{ cal/cm}^2\cdot\text{zi}$.

Transportul căldurii în procesele biologice (T_b) se referă la consumul de energie necesar constituirii substanței vii și totodată, la căldura eliberată în procesele de descompunere și respirație.

Bilanțul caloric al suprafeței terestre (B_c) are forma:

$$B_c = B - (T_s + T_a + T_v + T_g + T_p + T_b),$$

în care B este bilanțul radiativ;

T_s - transportul căldurii în sol;

T_a - transportul căldurii în aer;

T_v - transportul căldurii prin evaporație;

T_g - prin topirea gheții și zăpezii;

T_p - transportul căldurii prin (re)încălzirea precipitațiilor;

T_b - transportul căldurii în procesele biologice.

Deși uneori se convertesc în aporturi, transporturile incluse în paranteză, rămân totuși consumuri de căldură. Cele mai importante sunt primele trei, cu privire la ele existând de altfel și cele mai multe date, obținute experimental.

În consecință, ecuația bilanțului caloric poate fi scrisă sub forma:

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

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

Pentru suprafețele uscate de pe care evaporația lipsește total sau este atât de mică încât poate fi omisă, ecuația se simplifică și mai mult luând forma: $B = T_a$.

Este evident că, în regiunile deșertice și pe suprafețele create artificial (pavaj, beton, asfalt etc), toată căldura primită sub forma bilanțului (B) se consumă în procesul încălzirii aerului de deasupra (T_a). Dimpotrivă, în cazul suprafețelor puternic umezite, consumul principal de căldură revine procesului de evaporație (T_v) care duce la scăderea temperaturii solului și aerului de deasupra, reducând totodată și intensitatea schimbului caloric sol-aer.

Faptul că suprafața terestră este în cea mai mare parte acoperită cu apă face ca procesul evaporației să joace rolul preponderent în consumarea energiei calorice rezultată din bilanțul radiativ.

Temperatura aerului

Partea din radiația solară care ajunge nemodificată (nedifuzată, nereflectată, nereflectată, nedifracată) la suprafața terestră, sub forma unui mănunchi de raze paralele, constituie fluxul radiației solare directe (S) cel mai important dintre componentele bilanțului raditiv. Valoarea intensității radiației solare directe pe suprafața orizontală (S') este mai mică sau cel mult egală cu cea a radiației solare directe pe suprafața perpendiculară față de raze (S) relația dintre ele având forma: $S' = S \sin \alpha$, unde α este unghiul înălțimii Soarelui deasupra orizontului.

O parte din radiația solară directă este reflectată de suprafața solului, o parte fiind absorbită și transformată în energie calorică.

Așadar, suprafața terestră este principala sursă de căldură pentru atmosferă.

9.3.1. Procese de încălzire și răcire a aerului atmosferic

În transportul căldurii de la suprafața terestră către atmosferă și în interiorul ei, de la un strat la altul, rolul principal îl au următoarele procese:

- a) schimbul de căldură prin convecție și turbulență
 - b) emisia și absorbția radiațiilor calorice de mari lungimi de undă
 - c) transformările de fază ale apei (sublimare, evaporare, condensare)
 - d) schimbul de căldură molecular
- cele mai importante fiind procesele a) și c).

a) Conținutul de căldură "q" al unei unități de masă de aer ce se află în continuă mișcare atât pe verticală cât și pe orizontală, reprezintă produsul dintre temperatura absolută "T" a particulei și căldura sa specifică la presiune constantă "Cp", deci:

$$q = C_p \cdot T \quad (9.4)$$

Acest transfer de căldură de la suprafața terestră spre atmosferă poartă numele de "flux caloric" și se datorează în cea mai mare parte curenților de convecție și turbulenței particulelor de aer.

Expresia matematică a fluxului caloric are forma:

$$Q = -S \frac{dq}{dh} \quad (9.5)$$

unde "Q" este cantitatea de căldură, "S" coeficient de schimb;

" $\frac{dq}{dh}$ " variația cantității de căldură cu înălțimea. Semnul (-) arată că fluxul de căldură scade cu înălțimea.

Înlocuind expresia lui "q" (9.4) obținem relația:

$$Q = -S C_p \frac{dT}{dh} \quad (9.6)$$

unde Cp este căldura specifică la presiune constantă.

$$C_p = 0,237 \text{ cal / gr. grad}$$

" $\frac{dT}{dh}$ " gradientul vertical de temperatură.

Produsul "S Cp" poartă numele de coeficient de conductibilitate termică turbulentă

$$SC_p = 23,7 \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{s} \cdot \text{grad}$$

c) Transformările de fază ale apei

În aerul atmosferic există vapori de apă care condiționați de temperatură și presiune se transformă fie în picături fine de apă sau în cristale de gheață. Acestea fiind transformări de fază, ele au loc cu absorbție sau degajare de căldură, care influențează regimul termic al atmosferei. Vaporii de apă se formează în

urma unor procese de evaporare la suprafața terestră, evaporare ce are loc cu consum de căldură. Pentru un gram de apă ce se evaporă se consumă aproximativ 600 cal sau $2,5 \times 10^3 \text{ J}$. Datorită curenților de convecție vaporii de apă ajung în straturile superioare ale atmosferei unde se produce sublimarea sau condensarea acestora formând cețurile sau formațiuni noroase. Sublimarea sau condensarea vaporilor are loc cu degajare de căldură proporțională cu masa vaporilor.

Căldura degajată este dată de relația:

$$Q = L m \quad \text{unde „L” căldura latentă de condensare;}$$

$$\quad \quad \quad \text{„m” masa vaporilor de apă}$$

9.3.2. Măsurarea temperaturii aerului

Temperatura aerului se măsoară în adăpostul meteorologic, situat la înălțimea de 2m deasupra solului cu ajutorul termometrelor.

Conform principiului lui Zero, un corp C în contact termic cu corpurile A și B în echilibru, atinge starea comună de echilibru; corpul C (traductor) poate fi considerat un instrument de măsură a temperaturii prin intermediul măsurării unei anumite proprietăți P (termometrice) funcție de temperatura empirică θ . Măsurarea se face pe o scară de temperatură empirică prin stabilirea relației $P=P(\theta)$, care trebuie să fie continuă, monotonă, deci la fiecare valoare θ să corespundă o valoare P.

Termometrul este confecționat într-un anumit mod, pentru a asigura atingerea echilibrului termic rapid și pentru a nu modifica temperatura sistemului măsurat și din această cauză în termodinamică se introduce conceptul de sursă de căldură sau termostat, care corespunde sistemelor suficient de mari pentru a interveni în interacțiuni termice fără modificarea de temperatură (de exemplu, un recipient de gheață care se topește la presiune constantă sau un recipient în care apa fierbe la o anumită presiune, etc.).

Din punct de vedere practic, scara de temperatură utilizată corespunde unei relații liniare:

$$P(\theta)=K(\theta+m)$$

(9.7)

în care „K” și „m” sunt două constante arbitrare fixate prin alegerea arbitrară a două puncte fixe pe scară de temperatură. În scara centigradă (Celsius) se fixează $t=0^\circ\text{C}$ la temperatura de echilibru gheață-apă saturată cu aer la presiunea de 1 atm și $t=100^\circ\text{C}$ la temperatura de fierbere a apei pure (distilată) la presiunea de 1 atm.

Termometrul cu mercur în sticlă este un instrument simplu des utilizat în măsurători meteorologice; cu o calibrare bună și luând anumite precauții se obține în intervalul: 0 - 100°C o precizie absolută de $0,001^\circ\text{C}$.

În tabelele 9.3 și 9.4, sunt prezentate comparativ valorile temperaturii aerului în lunile noiembrie (1998) și ianuarie (1999). Se poate remarca valoarea minimă record de $-12,45^\circ\text{C}$ pentru ziua de 24 noiembrie. De asemenea, se poate remarca, cu excepția zilei de 31 ianuarie, că luna ianuarie a fost lună *caldă* (valoarea maximă a fost de $7,95^\circ\text{C}$ în ziua de 12 ianuarie).

tabelul 9.5

Valorile temperaturilor zilnice
în Municipiul Iași în luna noiembrie 1998

Ziua	Media ($^\circ\text{C}$)	Maxima ($^\circ\text{C}$)	Minima ($^\circ\text{C}$)
1	6,593	12,43	1,247
2	6,604	13,15	-1,234
3	9,63	14,78	2,446
4	7,78	13,83	-0,829
5	13,47	17,12	8,81
6	11,78	16,05	6,199
7	6,466	13,56	0,64
8	4,53	10,76	-0,492
9	3,163	8,01	-0,56
10	2,985	6,745	0,168
11	1,234	3,201	-1,166
12	4,854	7,35	2,123
13	2,867	4,525	1,719
14	2,318	3,329	1,045
15	0,071	1,382	-1,908
16	-0,480	1,791	-2,043
17	-0,441	2,123	-3,385

tabelul 9.6

Valorile temperaturilor zilnice
în Municipiul Iași în luna ianuarie 1999

Ziua	Media ($^\circ\text{C}$)	Maxima ($^\circ\text{C}$)	Minima ($^\circ\text{C}$)
1	-0,003	3,741	-4,256
2	0,866	6,487	-3,042
3	-1,027	1,112	-3,042
4	2,18	4,467	-0,357
5	1,121	2,594	-1,099
6	0,505	6,347	-2,042
7	-0,208	2,985	-2,572
8	1,055	3,201	-1,571
9	1,973	5,405	0,444
10	1,305	3,802	-0,225
11	0,265	2,663	-2,373
12	3,671	7,95	0,842
13	1,115	6,22	-0,357
14	0,083	0,721	-1,032
15	-0,225	2,73	-2,975
16	-0,179	3,471	-2,772
17	1,324	6,016	-0,96

18	-2,290	-0,627	-3,379
19	-3,113	-0,088	-7,21
20	-3,904	1,919	-7,68
21	-7,230	-3,643	-11,31
22	-4,023	-2,904	-5,863
23	-5,035	-3,244	-7,48
24	-8,440	-5,121	-12,45
25	-4,548	-3,177	-5,525
26	-5,472	-4,452	-6,605
27	-2,858	-0,964	-4,918
28	-1,386	-0,222	-2,778
29	0,145	1,249	-1,369
30	-3,075	-0,964	-5,533
31	-6,421	-5,123	-8,96

18	-0,134	2,19	-2,576
19	-2,462	-1,561	-4,121
20	-3,584	-2,239	-5,329
21	-2,881	-0,224	-4,657
22	-2,751	-1,095	-4,92
23	-0,312	0,721	-2,772
24	1,137	4,79	-1,028
25	-0,398	4,266	-3,715
26	0,265	5,53	-2,704
27	0,272	2,987	-2,239
28	0,59	2,527	-1,436
29	-0,461	1,115	-3,784
30	-8,1	-3,446	-9,96
31	-8,64	-7,21	-9,49

În afară de scara de temperatură Celsius mai sunt folosite:

Scara Reaumur – marchează cu 0° punctul de topire a gheții și cu 80° punctul de fierbere a apei

Scara Fahrenheit – marchează cu +32° punctul de topire a gheții și cu 212° punctul de fierbere a apei

Scara Kelvin sau **Scara gradelor absolute** – se definește prin valoarea lui 0 absolut egal cu – 273,2°C

Între scările Celsius, Reaumur, Fahrenheit, se poate stabili următoarea relație:

$$\frac{^{\circ}\text{C}}{100} = \frac{^{\circ}\text{F} - 32}{180} = \frac{^{\circ}\text{R}}{80} \quad \text{pentru fiecare grad se poate scrie:}$$

$$1^{\circ}\text{C} = \frac{4}{5}^{\circ}\text{R} = \frac{9}{5}^{\circ}\text{F}$$

În instalațiile meteorologice automate măsurarea temperaturii se realizează electronic prin modificarea rezistenței unui termistor în funcție de temperatura aerului.

Curs 6

9.4. Presiunea atmosferică

9.4.1. Unități de măsură – generalități

Atmosfera se menține în jurul Pământului datorită forței de gravitație. Ținând cont că:

$$\rho_{aer} = \frac{m}{V} = 1,293 \text{ kg} / \text{m}^3$$

$$G = m \cdot g = 1,293 \cdot 9,8 = 12,1714 \text{ N}$$

aerul atmosferic exercită o apăsare asupra tuturor corpurilor. Efectul acestei greutatei a aerului pe suprafața Pământului se exprimă prin *presiunea atmosferică*.

Deci:

$$P = \frac{G_{aer}}{S} = 12,1714 \text{ N} / \text{m}^2$$

Existența presiunii atmosferice se demonstrează cu experiența cunoscută a lui Toricelli. Se ia un tub lung de 0,80m și 1cm² (10⁻⁴m²) secțiune, închis la un capăt și se umple cu mercur. Se răstoarnă apoi tubul într-un vas cu mercur, constatându-se că mercurul coboară în tub până la 0,76m (presiune normală). Spațiul care se găsește deasupra coloanei de mercur se numește vidul lui Toricelli.

Înălțimea coloanei de mercur din tub măsoară presiunea atmosferică, deoarece greutatea coloanei este echilibrată de presiunea atmosferică (H) ce se exercită în toate direcțiile. Se observă, de asemenea, că înălțimea coloanei nu depinde de poziția tubului. Prin urmare:

$$P = \frac{F}{S} = \frac{G}{S} = \frac{m \cdot g}{S} = \frac{\rho \cdot V \cdot g}{S} = \rho_{Hg} \cdot g \cdot h = 135955 \text{ kg} / \text{m}^3 \cdot 9.80616 \text{ m} / \text{s}^2 \cdot 0,76 \text{ m} =$$

$$= 1,01322 \cdot 10^5 \text{ N} / \text{m}^2 = 1 \text{ atm}$$

Alte unități de măsură pentru presiunea atmosferică sunt:

- 1 torr (mm col. Hg) = 1,33322 · 10² N/m² = 1,31579 · 10⁻³ atm;
- 1 bar = 10⁵ N/m² = 0,98692 atm.

9.4.2. Variația presiunii atmosferice cu înălțimea.

Formula înălțimilor barometrice

Presiunea atmosferică variază cu înălțimea. Ea este maximă la nivelul mării și zero la marginea superioară a atmosferei. Să notăm cu “p_o” și “ρ_o” presiunea și densitatea aerului la suprafața Pământului (figura 9.9) și cu “p” și “ρ” presiunea, respectiv densitatea la o înălțime “h”.

Considerăm un strat infinit vecin având presiunea (p-dp). În stratul hașurat de secțiune s=1, putem scrie:

$$dp = -dh \cdot \rho \cdot g \quad (9.12)$$

h+d	ρ	s=1	p-dp
h	ρ		p
h ₀	ρ_0		p ₀

Figura 9.9. Variația presiunii atmosferice cu înălțimea

Semnul (-) apare datorită faptului că, atunci când “h” crește “p” scade. De asemenea, putem scrie că raportul densităților este proporțional cu raportul presiunilor:

$$\frac{\rho}{\rho_0} = \frac{p}{p_0}, \text{ de unde: } \rho = \left(\frac{p}{p_0}\right) \cdot \rho_0$$

înlocuim în relația 9.12 și obținem:

$$dp = -dh \cdot \rho_0 \cdot g \cdot \frac{p}{p_0} \text{ sau: } \frac{dp}{p} = -\left(\frac{\rho_0 \cdot g}{p_0}\right) \cdot dh \quad (9.13)$$

sau ținând cont de ecuația de stare a gazelor perfecte:

$$p_0 = \rho_0 \cdot R \cdot T, \text{ rezultă: } \frac{\rho_0}{p_0} = \frac{1}{R \cdot T}, \text{ deci:}$$

$$\frac{dp}{p} = -\left(\frac{g}{R \cdot T}\right) \cdot dh \quad (9.14)$$

Prin integrarea ecuației 9.13 $\frac{dp}{p} = -\left(\frac{\rho_0 \cdot g}{p_0}\right) \cdot dh$ se obține:

$$\ln p = -\left(\frac{\rho_0 \cdot g \cdot h}{p_0}\right) + C \quad (9.15)$$

Constanta “C” din relația 9.15 se determină punând condițiile inițiale și anume, pentru $h = 0$, $p = p_0$, deci:

$$C = \ln p_0$$

Relația integrată devine:

$$\ln \frac{p}{p_0} = -\left(\frac{\rho_0}{p_0}\right) \cdot g \cdot h \quad (9.16)$$

sau:

$$\frac{p}{p_0} = e^{-\left(\frac{\rho_0}{p_0}\right) \cdot g \cdot h} \text{ sau } p = p_0 \cdot e^{-\left(\frac{\rho_0}{p_0}\right) \cdot g \cdot h} \quad (9.17)$$

Această relație poartă numele de *ecuația atmosferei* și arată că, atunci când înălțimile cresc în progresie aritmetică, presiunile descresc în progresie geometrică.

Această formulă (9.16) permite aflarea înălțimii “h” dacă se cunoaște presiunea. Într-adevăr, din relația dedusă rezultă:

$$h = \left(\frac{p_0}{\rho_0 \cdot g}\right) \cdot \ln\left(\frac{p_0}{p}\right) = \frac{1}{M} \cdot \frac{p_0}{\nu_0 \cdot g} \cdot \log\left(\frac{p_0}{p}\right) \quad (9.18)$$

unde $M=0,4343$ reprezintă constanta de trecere de la logaritmi naturali la logaritmi zecimali.

Presupunând cunoașterea modului în care variază temperatura aerului pe verticală, se poate evalua variația presiunii atmosferice pe verticală.

În funcție de caracterul variației de temperatură se pot deosebi mai multe tipuri de atmosfere și anume:

- a. *atmosfera omogenă*- reprezintă atmosfera în care densitatea “ ρ ” a aerului rămâne constantă.

Pentru acest caz, ecuația de stare a gazelor perfecte este de forma:

$$\frac{p}{T} = \rho \cdot R \quad (9.19)$$

unde:

- T- temperatura absolută;
- R- constanta universală a gazelor perfecte ($R = 8314,34 \text{ J/kmol}\cdot\text{K}$).

Pentru nivelul mării ecuația devine:

$$\frac{p_0}{T_0} = \rho \cdot R \quad (9.20)$$

eliminând pe “ ρ ” și pe “R” din aceste două relații (9.19 și 9.20), se obține formula hipsometrică a atmosferei omogene:

$$\frac{p}{p_0} = \frac{T}{T_0} \quad (9.21)$$

dacă se notează cu “ H_0 ” înălțimea atmosferei omogene în cuprinsul căreia densitatea aerului este “ ρ_0 ”, atunci presiunea la nivelul mării va fi:

$$p_0 = \rho_0 \cdot H_0 \cdot g \quad (9.22)$$

Tot la nivelul mării ecuația de stare a gazelor perfecte este:

$$p_0 = R \cdot \rho_0 \cdot T \quad (9.23)$$

Eliminându-se “ p_0 ” din 9.22 și 9.23 și simplificând obținem înălțimea atmosferei omogene:

$$H_0 = \frac{R \cdot T_0}{g} = 7990m$$

unde:

- $T_0 = 273 \text{ K}$;

- $g = 9,81 \text{ m/s}^2$;
 - $R = 8314,34 \text{ J/kmol} \cdot \text{K}$.
 - b. *atmosfera izotermă* - este atmosfera în care temperatura aerului se menține constantă odată cu creșterea înălțimii.
- Pornind de la ecuația determinată anterior (9.17):

$$\frac{p}{p_0} = e^{-\left(\frac{\rho_0}{p_0}\right) \cdot g \cdot h}$$

și ținând cont de ecuația de stare a gazelor perfecte:

$$p_0 = R \cdot \rho_0 \cdot T, \text{ sau } \frac{\rho_0}{p_0} = \frac{1}{R \cdot T},$$

obținem:

$$\frac{p}{p_0} = e^{-\left(\frac{g \cdot h}{R \cdot T}\right)} \quad (9.24)$$

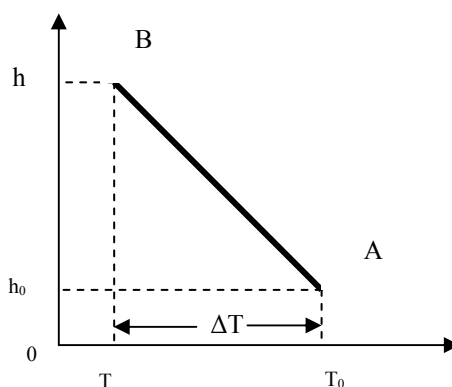
Exprimând temperatura în grade Celsius și trecând la logaritmi zecimali, relația devine:

$$\frac{p}{p_0} = 10^{\frac{\frac{R \cdot T_0}{g} \cdot (1 + \alpha \cdot t^{\circ} \text{C})}{4}}, \text{ sau: } \frac{p}{p_0} = 10^{\frac{4}{\beta \cdot (1 + \alpha \cdot t^{\circ} \text{C})}} \quad (9.25)$$

unde:

- $\beta = \frac{R \cdot T_0}{g}$ - constantă barometrică;
- $\alpha = 1/273,15$;
- $T_0 = 273,15 \text{ K}$.
- c. *atmosfera politropă* - este atmosfera în care temperatura aerului scade liniar cu înălțimea.

Figura 9.10



În atmosfera politropă gradientul vertical al temperaturii rămâne constant. Notându-se cu "T" temperatura corespunzătoare nivelului "h" (figura 9.10) și cu "T₀" temperatura corespunzătoare nivelului "h₀", din definiția gradientului vertical rezultă:

$$\gamma = \frac{dT}{dh} = \frac{T - T_0}{h - h_0} \quad (9.26)$$

rezultă temperatura de la nivelul superior “h” în funcție de temperatura de la nivelul inferior “h” cu ajutorul relației:

$$T = T_0 - \gamma \cdot (h - h_0) \quad (9.27)$$

și înlocuindu-se în ecuația atmosferei, plecând de la nivelul mării $h_0=0$ rezultă, după logaritmare:

$$\ln\left(\frac{p}{p_0}\right) = [\ln(T_0 - \gamma \cdot h) - \ln T_0] \cdot \frac{g}{R \cdot \gamma} \text{ sau:}$$

$$\ln\left(\frac{p}{p_0}\right) = \ln\left[\frac{(T_0 - \gamma \cdot h)}{T_0}\right]^{\frac{g}{R \cdot \gamma}}$$

și ținând seama de relația 9.26 $T = T_0 - \gamma \cdot h$, când $h = 0$ obținem în final:

$$\frac{p}{p_0} = \left(\frac{T}{T_0}\right)^{\frac{g}{R \cdot \gamma}} \quad (9.28)$$

relație care reprezintă formula hipsometrică a atmosferei politrope. Se poate observa că atmosfera omogenă este un caz particular al atmosferei politrope, unde $g/R \cdot \gamma = 1$, asta înseamnă că gradientul $\gamma = g/R = 9,80616/8314,34 = 0,034^\circ\text{C/m}$.

Dacă $\gamma = 0$, atunci obținem atmosfera izotermă.

Atmosfera Pământului luată în ansamblul ei nu se încadrează în nici una din atmosferele analizate anterior. Dar prin împărțirea atmosferei reale în straturi nu prea groase se întâlnesc tipurile de atmosfere studiate, în care $\gamma = 0$ și $\gamma = g/R$ (omogene).

9.4.3. Variațiile periodice și neperiodice ale presiunii atmosferice. Forme barice

Presiunea atmosferică, ca orice element meteorologic, nu are o mărime constantă, ea schimbându-se de la un moment la altul chiar în cursul unei zile sau de la un anotimp la altul.

Variația diurnă a presiunii atmosferice se poate observa din figura 9.10, unde ea prezintă două maxime, în jurul orelor 10 și 22 și două minime, în jurul orelor 4 și 16.

Pe măsura îndepărtării de ecuator și tropice și anume spre latitudinile mijlocii și mari, variațiile presiunii atmosferice devin neperiodice ajungând aproape nesesizabile în zona polară.

Presiunea (mbar)

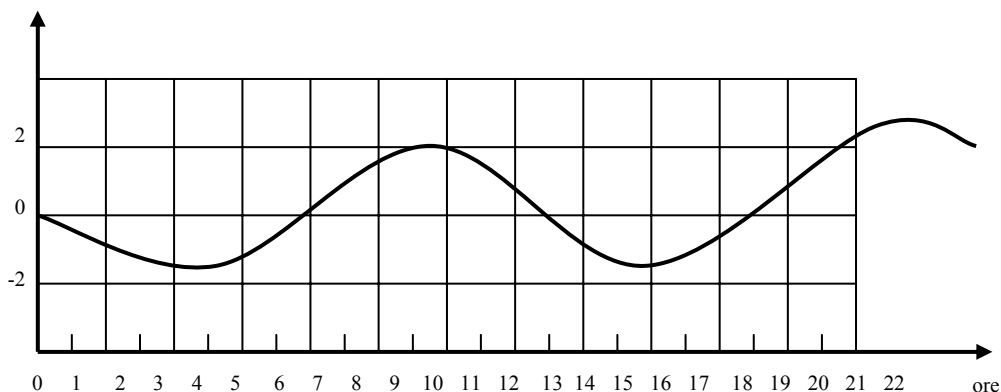


Fig. 9.11 Variația diurnă a presiunii atmosferice la latitudinile ecuatoriale și la tropice

Variația anuală a presiunii este condiționată de succesiunea anotimpurilor, de latitudinea geografică și de natura suprafeței terestre, ca fiind slab conturată la ecuator sau la tropice și evidentă la latitudinile mari și mijlocii.

Pentru a obține repartitia în spațiu a valorilor de presiune pe hărțile meteorologice este nevoie de o multitudine de date culese de la o vastă rețea de stații meteorologice.

Pentru a studia repartitia în spațiu a valorilor de presiune pe hărțile meteorologice, se trasează izolinii, pentru hărțile de la suprafața solului și izohipse, pentru hărțile cu distribuția presiunii la anumite niveluri standard din atmosfera liberă.

Trasarea acestor izobare face posibilă delimitarea unor arii cu presiune mai ridicată denumite *barometrice* sau *anticiclone*, care sunt notate pe hărți cu “M”. Zonele ce reprezintă valori coborâte de presiune poartă denumirea de *depresiuni* sau *ciclone* și sunt notate pe hărți cu “D”. În alte regiuni ale globului efectele activității ciclonilor mai poartă denumirea de *taifunuri* (Marea Chinei), *tornado* (Golful Mexic), *urricane* (India), *uragane* (Insulele Antile).

Anticlonii și ciclonele reprezintă principalele forme barice, ansamblul lor pe o hartă meteorologică formează *relieful baric*.

În afara acestor forme ale acestui relief denumit *relief baric*, mai există și câteva forme secundare, dintre care menționăm câteva:

- *Culoarul depresionar* – regiune largă de joasă presiune ce leagă doi ciclone principali;
- *Talvegul depresionar* – este o prelungire a unui ciclon având forma de “V” alungit, presiunea crescând de la axul talvegului spre exterior;
- *Dorsala anticiclonică* – reprezintă o prelungire a unui maxim de presiune având forma unui “U”, a cărui valori de presiune descrește de la interior spre exterior;
- *Șaua barometrică* – reprezintă un câmp baric ce este format dintr-o pereche de anticlone dispuși simetric în raport cu două axe de simetrie;
- *Marea barometrică* – este un câmp de presiune uniformă cu valori de presiune apropiate de presiunea atmosferică normală.

9.4.4. Indicații privind măsurarea, înregistrarea și prelucrarea datelor la Stația Meteorologică

Indicații generale

Presiunea atmosferică se exprimă prin înălțimea coloanei de mercur, care echilibrează această presiune. Pentru eliminarea influenței temperaturii, altitudinii și a forței de gravitație, presiunea se reduce la temperatura de 0°C , la nivelul mării și la latitudinea de 45° .

Pentru măsurarea presiunii atmosferice, în practica meteorologică se folosesc două unități: milibarul (mb) și milimetrul Hg (mm) sau torrul.

În transformarea din milimetri în milibari valorile se înmulțesc cu 1,3332mb, iar la transformarea din milibari în milimetri cu 0,7501mm.

Presiunea atmosferică se măsoară cu aparate cu citire directă (barometrul cu Hg, barometrul aneroid, etc.) și cu aparate înregistratoare (barografe). Acestea au scala divizată în milibari sau milimetri.

Presiunea atmosferică nu este o mărime constantă, ea prezentând variații atât în direcție verticală (cu altitudinea), cât și în direcție orizontală. De asemenea, aceasta mai prezintă variații periodice zilnice și anuale, strâns legate de variațiile temperaturii aerului.

În figura 9.12 s-a reprezentat grafic variația mediilor orare ale temperaturii și presiunii atmosferice înregistrate la Stația Meteorologică automată Campbell Scientific montată la Facultatea de Hidrotehnică – Univ. Tehnică „Gh. Asachi” – Iași. Se poate observa scăderea presiunii datorită convecției aerului cald ajuns la temperatura de 25°C .

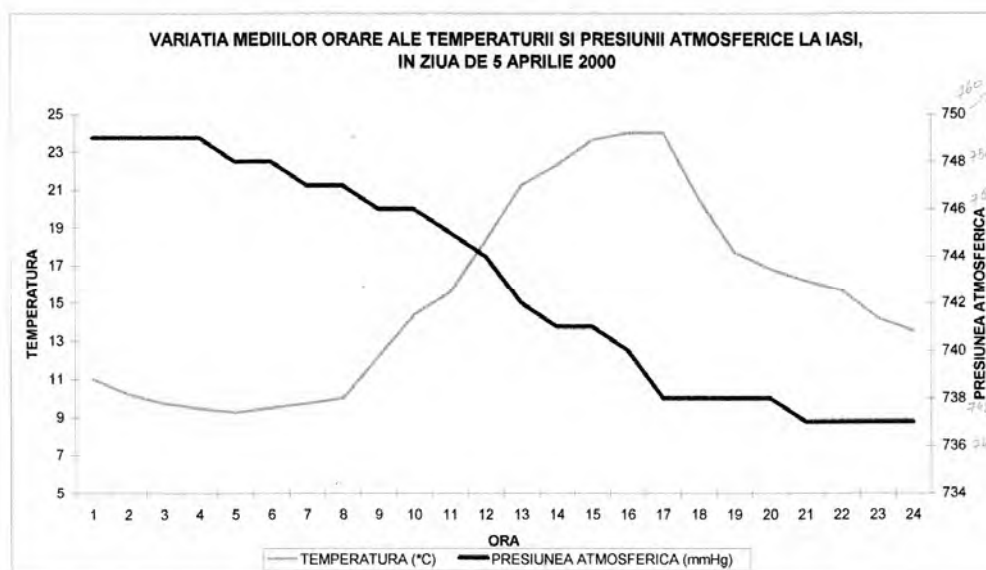


Figura 9.12

9.4.5. Efectuarea măsurătorilor cu barometrul

În rețeaua meteorologică se efectuează observații asupra presiunii atmosferice cu barometrul cu Hg, iar ca aparat de rezervă este folosit barometrul aneroid.

Datorită proprietății de dilatare a mercurului, înălțimea coloanei de mercur este direct influențată de temperatura acestuia (nu numai de presiunea atmosferică) și de aceea indicațiile barometrului nu pot fi aceleași la presiuni atmosferice egale, dar la temperaturi diferite. Din această cauză, pentru ca datele observațiilor să fie comparabile între ele, presiunea citită la barometrul cu Hg se reduce la temperatura de 0°C. Corecția de reducere a presiunii la temperatura de 0°C se mai numește și corecția de dilatare a coloanei de mercur.

Operația de reducere a presiunii la temperatura de 0°C se face cu ajutorul corecțiilor, calculate pentru temperaturi cuprinse între $\pm 35^{\circ}\text{C}$ (din grad în grad) și pentru valorile presiunii atmosferice din 20 în 20 milibari. Având citirea barometrului corectată cu corecția instrumentală și rotunjită din 20 în 20 milibari și citirea termometrului alipit, se caută în tabele (existente la stațiile meteo) corecția corespunzătoare pentru reducerea presiunii respective la temperatura de 0°C. aceasta se află la intersecția coloanei presiunii în rândul corespunzător temperaturii.

De menționat că aceste corecții sunt negative pentru temperaturi mai mari de 0°C și pozitive, pentru temperaturi sub 0°C.

9.4.6. Tendința barică

În afară de măsurarea presiunii atmosferice se calculează valoarea și se determină caracteristica tendinței barice.

Valoarea tendinței barice reprezintă diferența între două citiri ale barometrului cu mercur (corectate cu corecția instrumentală și reduse la temperatura de 0°C), care au fost făcute: una în momentul orei de observație, iar cealaltă cu trei ore mai înainte. Dacă presiunea la ora observației a fost mai mare decât cea stabilită cu trei ore mai înainte, tendința barică se consideră pozitivă (+), dacă este însă mai mică ea se consideră negativă (-). Valoarea tendinței barice se calculează după datele presiunii reduse la 0°C. Tendința barică se calculează în milibari și zecimi de milibari. Dacă presiunea citită la barometru nu s-a schimbat în cursul ultimelor trei ore, atunci valoarea tendinței barice va fi 0,0mb.

Dacă variația presiunii atmosferice rezultată din citirea la barometru, se deosebește ca valoare și semn de cea înregistrată la barograf, valoarea tendinței barice se va calcula din indicațiile barometrului, iar caracteristica tendinței barice va fi cea corespunzătoare variației presiunii înregistrată la barograf.

9.4.7. Efectuarea înregistrărilor cu barograful

Pe lângă măsurătorile ce se efectuează la termenele de observații, cu ajutorul barometrului, presiunea atmosferică se înregistrează continuu cu ajutorul barografului.

Ca și alte aparate înregistratoare cu tambur (termograf, hidrograf, etc.), înregistrarea continuă a presiunii atmosferice se face pe diagrame speciale numite *barograme*.

Barogramele se schimbă zilnic la ora 13, observatorul având obligația să facă marcaje la timp, la toate termenele de observație, imediat după citirea barometrului cu Hg. Pe fiecare barogramă observatorul de serviciu va nota (pe spatele acesteia) denumirea stației, numele observatorului, ziua, luna, anul, ora și minutul, atât la punerea cât și la scoaterea acesteia.

După scoatere, barograma va fi descifrată conform regulilor indicate, iar valorile orare de presiune rezultate vor fi înscrise în tabele speciale.

§.3 PRESIUNEA ATMOSFERICĂ

Prin presiune atmosferică se înțelege greutatea cu care apasă o coloană de aer cu secțiunea de 1cm^2 și cu înălțimea considerată de la nivelul la care se face determinarea și până la limita superioară a atmosferei.

Toricelli este primul care a evidențiat presiunea atmosferică.

$F = 5,3 \cdot 10^{15} \text{ Tf}$ – reprezintă presiunea cu care apasă întreaga atmosferă asupra globului.

Presiunea atmosferică variază de la o zonă la alta în funcție de latitudinea geografică și de temperatura aerului. Presiunea variază invers proporțional cu temperatura.

Presiunea atmosferică se exprimă în milimetri coloană de mercur (**mmHg**) sau în milibari (**mb**).

Se consideră presiune normală presiunea de 760 mmHg la nivelul mării la temperatura de 0°C și la latitudinea de 45° .

Presiunea prezintă tipurile de variații : **pe verticală, periodice și neperiodice.**

Variația pe verticală

Presiunea scade cu altitudinea. Scăderea nu este liniară ci exponențială – la creșterea înălțimii în progresie aritmetică, presiunea scade în progresie geometrică.

Treapta barică – reprezintă valoarea înălțimii cu care trebuie să ne ridicăm sau să coborâm pentru ca presiunea să varieze cu 1mb.

$$h = \frac{8000}{p} (1 + \alpha t) ,$$

unde : p = presiunea ;

α = coeficientul de dilatare al gazelor (0,04) ;

t = temperatura din momentul respectiv ;

8000 = constantă convențională

Variațiile periodice

Variațiile zilnice

Se caracterizează prin două minime și două maxime. Pentru zona ecuatorială și tropicală, minimele se produc la ora 4^{00} și la 16^{00} iar maximele la 10^{00} și la 22^{00} .

Amplitudinea zilnică este de 3 mb.

Maree barometrică – tipul de variație caracteristică zonelor tropicale. Este un element foarte important în navigație deoarece este un semn al apropierii unui ciclon tropical, în momentul abaterii de la ora la care trebuie să se producă variația.

La latitudini temperate și polare producerea maximelor și minimelor este dereglată de condițiile locale și schimbările neprevăzute de vreme (0,3 mb la latitudini polare și 0,7 mb la latitudini temperate).

De asemenea mai influențează și anotimpurile : nu se mai păstrează intervalul de 12 h.

Variațiile anuale

Se caracterizează printr-un maxim și un minim în funcție (și diferit de la producere) de caracteristica suprafeței terestre, uscat-ocean.

În zonele litorale mai poate apărea o maximă la sfârșitul toamnei atunci când apa este încă rece, și o minimă la sfârșitul primăverii.

	vara	iarna
uscat	p. minimă	p. maximă
ocean	p. maximă	p. minimă

Valorile amplitudinii anuale cele mai mari sunt în zona subpolară (20 mb).

Variația presiunii la suprafața pământului se materializează pe hartă cu ajutorul izobarelor. Aceste izobare se trasează prin interpolare din 4 în 4 mb, din 5 în 5 mb sau din 10 în 10 mb.

Izobarele sunt linii curbe închise care închid în interior un centru de maximă presiune sau de minimă presiune.

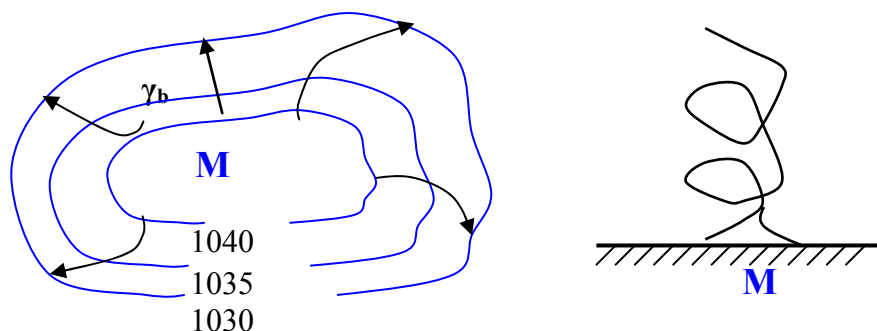
Centrii de maximă presiune se numesc **anticiclони** (**M**, **B**, **H**) marcându-se pe hartă cu albastru, iar centrii de minimă presiune se numesc **depresiuni** (**D**, **H**, **L**), (**ciclón** – este o denumire improprie).

Trasarea și marcarea centrilor barici pe o hartă meteorologică reprezintă relieful baric al respectivei suprafețe.

Anticiclони

Anticiclони reprezintă o zonă de presiune înaltă în care valorile izobarelor cresc de la periferie spre centru iar gradientul baric orizontal este orientat de la centru spre periferie.

Prin **gradient baric orizontal** (γ_b) se înțelege diferența de presiune dintre două puncte, fiind orientat întotdeauna perpendicular pe izobare de la presiunea mare la presiunea mică.



Mișcarea aerului în anticlón este descendentă pe verticală, divergentă pe orizontală, în sensul acelor de ceasornic în emisfera nordică.

Presiunea în anticlón variază între 1015 și 1050 mb.

$$\gamma_b = -\frac{1}{\rho} \cdot \frac{\Delta p}{\Delta n}$$

Semnul (–) ne arată sensul scăderii.

ρ – densitatea aerului

Δp – diferența de presiune dintre două puncte

Δn – distanța dintre cele două puncte

Anticiclonele ocupă suprafețe de mii de km^2 , se deplasează cu viteză mică (max. 30 km/h), adică durata lor de acțiune este foarte mare (poate dura până la 4 luni).

Vremea în anticiclone este o vreme frumoasă, mai răcoroasă vara și rece iarna, fără precipitații, singurul fenomen întâlnit fiind ceața. Mișcarea descendentă a aerului provoacă această vreme frumoasă.

Cel mai puternic anticiclone este **anticiclonele siberian** – 1050 mb în interior.

La periferia anticiclonele, în partea anterioară sau posterioară, sub efectul aerului mai cald din jur, pot să se formeze nori și să cadă precipitații.

Depresiunile

Depresiunile sunt zone de minimă presiune, valorile fiind cuprinse între 960÷1013 mb.

Valorile izobarelor scad de la periferie spre centru, iar gradientul baric orizontal este orientat de la periferie spre centru.

Mișcarea aerului pe verticală este ascendentă, pe orizontală este convergentă în sens invers acelor de ceasornic în emisfera nordică.

Izobarele sunt mai dese în cazul depresiunilor, ceea ce duce la apariția vânturilor mai puternice.

Depresiunile ocupă suprafețe de aproximativ 1000 km^2 , se pot deplasa cu viteze de până la 120 km/h , și au o durată de acțiune redusă – 3÷7 zile.

Condițiile de vreme sunt determinate de mișcarea ascendentă a aerului cald și umed; se formează nori și cad precipitații. În partea anterioară a unei depresiuni sunt precipitații obișnuite, corespunzătoare frontului cald. În partea posterioară a depresiunii cad averse corespunzătoare frontului rece.

Partea centrală a depresiunii este zona sectorului cald în care cerul poate fi senin, sau la latitudini mai mici pot apărea nori ce dau burniță.

Depresiunile se împart în două grupe după locul de formare :

- **extratropicale** – de la latitudinea de 40° în sus până la 60°÷70° ;
- **tropicale** – între latitudinile de 5°÷30° .

Depresiunile extratropicale pot fi frontale și nefrontale.

Depresiunile frontale prezintă fronturi atmosferice anterioare și posterioare.

Depresiunile nefrontale se formează prin încălzirea bruscă a unei zone față de zonele din jur (de exemplu iarna pe Marea Neagră).

Răspândirea presiunilor la suprafața Pământului

Pe latitudini valorile presiunilor diferă de la Ecuator la Poli. De-a lungul Ecuatorului se formează un brâu de depresiuni (zona calmelor ecuatoriale – circulația aerului se desfășoară numai pe verticală). De-a lungul latitudinii de 35° se formează un brâu de anticlone. La latitudinea de 50°÷60° din nou un brâu de depresiuni iar la Poli un brâu de anticlone.

Cea mai ridicată valoare de presiune înregistrată pe glob este egală cu 1083,8 mb, valoare înregistrată la Agata – la 15 km distanță de Oimeakon.

Cea mai scăzută valoare de presiune înregistrată este egală cu 912 mb, valoare înregistrată la Murato (Japonia) în timpul unui taifun.

Principalii centri barici care se formează la suprafața Pământului în emisfera nordică își schimbă poziția de la un anotimp la altul datorită raportului aproape egal dintre suprafața ocupată de uscat și cea ocupată de ocean.

În emisfera sudică centrii barici își păstrează aceeași poziție în tot timpul anului.

Emisfera nordică

➤ vara

- anticiclonul azorelor (1025 mb) – are influențe până în S-E Europei și S-E Statelor Unite. La pătrunderea pe continent determină averse de ploaie cu descărcări electrice. În interiorul continentului determină o vreme foarte caldă și secetoasă ;
- anticiclonul hawaian (1022 mb) – este perechea primului. Produce ploi pe coastele de vest ale Statelor Unite, Canada ;
- pe continent un brâu de depresiuni (900÷995 mb) – din nordul Africii până în Pakistan. Determină o vreme caldă pentru sudul Europei și un aer foarte încărcat cu pulberi. În Asia prezența acestor depresiuni se caracterizează prin ploile musonice.

➤ iarna

- anticiclonul siberian (1050 mb) – pe uscat. Produce o vreme frumoasă și foarte rece; acționează iarna;
- anticiclonul canadian (1025 mb) – determină o vreme frumoasă și răcoroasă;
- depresiunea islandeză (985÷995 mb) – în Atlantic; determină o vreme foarte închisă și ploioasă;
- depresiunea aleutinelor (1000 mb) – în Pacific; are influențe pe coastele de vest ale Americii de Nord; plouă și iarna și vara.

Emisfera sudică

- depresiunea sud-africană (1000÷1005 mb);
- depresiunea nord-australiană (1000÷1005 mb);
- anticiclonul sud-atlantic – Insula Sf.Elena;
- anticiclonul indian – Insula Sf.Mauriciu;
- anticiclonul pacific – Insula Paștelui.

Toți trei anticicloni au valori ale presiunii de 1020 mb și își păstrează zona lor de acțiune în tot timpul anului.

Concepte cheie

Presiunea aerului este definită ca greutatea unei coloane de aer de deasupra unei suprafețe. Aerul este alcătuit din diferite gaze: oxigen, azot, dioxid de carbon, vapori de apă și alte gaze. Deoarece aceste gaze au masă, aerul este atras de către Pământ de forța de atracție gravitațională. Efectul acestei forțe exercitate pe o anumită suprafață este presiunea atmosferică. Cu cât este mai mare masa de aer care apasă o suprafață cu atât mai mare este și presiunea exercitată de ea.

Presiunea se definește ca forța ce apasă normal pe unitatea de suprafață. $p = F/S$

Presiunea atmosferică este forța cu care aerul apasă unitatea de suprafață a Pământului.

Unitatea de măsură a presiunii în sistemul internațional este Pascalul.

1 Pascal = 1 Pa = 1 N/m²

Pentru presiunea atmosferică se utilizează în practică milimetrul coloană de mercur (Hg) **1mm**

Hg este presiunea exercitată de o coloană de Hg cu înălțimea de 1 mm ...

adică 133.28 N/m² (densitatea Hg x accelerația gravitațională x înălțimea)

În domeniul științific se preferă **Milibarul** care reprezintă un hectopascal adică:

1mb = 100 Pa = 1hPa

Presiunea standard la nivelul mării este de 760mm Hg sau 101325 N/m² sau 1013 hPa sau 1013 mb.

Valorile obișnuite de presiune al nivelul mării variază de la 960 mb în condiții de furtună până la 1050mb când presiunea este foarte ridicată.

Instrumentul utilizat pentru determinarea presiunii atmosferice se numește **barometru**.

Barografele pot efectua înregistrări continue pe hirtie ale presiunii atmosferice.

Barometrele standard sunt barometre cu mercur (Hg). Sunt foarte sensibile dar costisitoare iar mercurul este otrăvitor.

Cele mai utilizate barometre sunt barometrele aneroide. Elementul de bază al barometrului aneroid este o membrană care se dilată în funcție de apăsarea exercitată de aerul atmosferic.

Presiunea atmosferică variază cu altitudinea. Cu cât altitudinea este mai mare cu atât presiunea va fi mai mică. O bună aproximație este următoarea: la fiecare 100 m urcați în altitudine presiunea variază cu 10 mb. Aproximația este valabilă până la aprox. 3000 m deasupra nivelului mării.

Presiunea atmosferică are aceiași valoare în interior și în exteriorul unei clădiri. De aceea este suficient să plasăm un barometru pe peretele interior al unei clădiri.

Barometrul trebuie să fie calibrat la o valoare standard.

Calibrarea barometrului

1. Cea mai simplă formă de setare a unui barometru este setarea lui la aceeași înregistrare cu cea oferită de stația meteo cea mai apropiată. Setarea trebuie făcută atunci când vremea este frumoasă și stabilă.

2. O formulă de calcul pentru convertirea presiunii stației la presiunea la nivelul mării poate fi următoarea:

Presiunea stației = Presiunea la nivelul mării - altitudinea/factorul de corecție

Factorul de corectie este 9.2 si corespunde cu altitudinea la care presiunea se modifica cu 1 mb intr-o atmosfera standard.

Aproximatia poate fi facuta numai pentru atitudini sub 3000m.

3. De fapt ar trebui sa tinem cont si de valorile temperaturii si umiditatii, dar pentru determinarile din Programul Globe nu este necesar acest lucru.

Exemplu: Pentru altitudinea scolii noastre (47 m determinata cu GPS) corectia pentru presiunea la nivelul marii este de 5.1 mb

Intrebări obisnuite legate de presiune

Care este diferenta inter presiunea barometrica si presiunea la nivelul marii?

Care este acuratetea necesara la determinarea presiunii atmosferice?

De ce scade presiunea cu altitudinea?

De ce scările păsate la o altitudine mare trebuie să folosească un altimetru?

Protocolul de determinare a presiunii atmosferice

1. Inregistrați data și ora determinării
2. Cititi cu atentie indicatia barometrului (cu Hg, aneroid, sau pe consola statiei)
3. Inregistrați valoarea presiunii indicate
4. Faceti corectia de altitudine pentru nivelul marii daca acest lucru este necesar

Presiunea barometrica

Presiunea este marimea fizica egala cu forta ce actioneaza normal asupra unei suprafete, impartita la aria acelei suprafete.

$$p = F/S$$

Presiunea se masoara in sistemul international in Newton/mp.

$$1 \text{ N/mp} = 1 \text{ Pa (Pascal)}$$

In practica se folosesc si alte unitati de masura pentru presiune:

Statia meteo automata a scolii foloseste ca unitati pentru presiune:

1mm Hg (milimetru coloana de mercur sau torr de la numele lui Torriceli)

$$1 \text{ mm Hg} = 1 \text{ torr} = 133.3 \text{ N/mp}$$

$$1 \text{ mb (milibar)} = 99.98 \text{ N/mp}$$

$$760 \text{ mm Hg} = 1013.3 \text{ mb; considerata presiunea atmosferica normala}$$

$$1 \text{ hPa (hectopascali); } 1 \text{ hPa} = 100 \text{ Pa} = 100 \text{ N/mp}$$

Presiunea atmosferica este definita ca greutatea coloanei de aer avand sectiunea unitate. Cu cât va exista o mai mare cantitate de aer deasupra unei suprafete, cu atât va fi mai presiunea atmosferica (in general).

Deci presiunea atmosferica variaza cu altitudinea.

Relatia intre altitudine, presiune si temperatura a fost gasita de Laplace si are urmatoarea forma:

$$h = 8000(1 + \alpha t) \ln(p_0/p) \text{ unde:}$$

$$p = p_0 \cdot \exp(-h / (8000(1 + at)))$$

p_0 este presiunea la sol, p presiunea la altitudinea h , h este altitudinea, t temperatura în grade Celsius

$a = 1/273$ și reprezintă coeficientul de dilatare termică al gazului ideal

Formula de mai sus poate fi folosită pentru:

- a) aflarea diferenței de nivel între două puncte
- b) reducerea presiunii la nivelul mării
- c) determinarea treptei barice

Cu cât altitudinea va fi mai mare presiunea atmosferică va fi mai mică. Pentru a compensa aceasta

particularitate și pentru a putea face diferența între diferite localități aflate la altitudini diferite, presiunea atmosferică este ajustată la un echivalent al presiunii la nivelul mării. Această presiune ajustată se numește presiune barometrică. Stația HealthEnviro Monitor, măsură în realitate presiune atmosferică. Prin comparație cu o stație meteo locală se poate introduce presiunea barometrică după care stația va calcula automat presiunea redusă la nivelul mării.

O altă modalitate de calcul al corecției este să fie luată în considerare o corecție de 1 torr = 1 mm Hg pentru fiecare 10-11 m diferență de nivel.

Variația diurnă a presiunii atmosferice

În regiunile ecuatoriale și tropicale variația presiunii atmosferice prezintă două minime în jurul orelor 4 și 16 și două maxime la 10 și 22. Amplitudinea variației este de circa 3 torr la Ecuator și scade spre poli. La latitudinea de 45 de grade este de circa 0.75 torr.

Pentru România maximele se produc la orele 5, 14 (în ianuarie) respectiv 4, 17 în iulie iar minimele se produc la orele 10, 22 în ianuarie și 9, 24 în iulie.

Variațiile neperiodice ale presiunii atmosferice

Sunt consecința variațiilor de temperatură care generează procesele dinamice în atmosferă. Oscilațiile de presiune accidentale variază în general între 970 mb și 1040 de mb. În cazuri excepționale în cazul depresiunilor

presiunea poate scădea până la 925 mb iar în cazul anticiclونilor poate crește până la 1070 mb.

Presiunea atmosferică variază și cu starea vremii. Presiunea atmosferică ridicată este asociată cu vremea bună iar cea scăzută cu vremea proastă.

Pentru previziunea vremii este mai puțin importantă presiunea barometrică în sine, cât tendința de creștere sau scădere a presiunii. În general, o creștere a presiunii înseamnă o îmbunătățire a stării vremii iar o scădere a presiunii înseamnă o înrăutățire a stării vremii.

Prin unirea punctelor de egală presiune pe o hartă se obțin curbe care poartă numele de izobare.

Repartiția presiunii atmosferice

pe suprafata Pamintului se reprezinta cu ajutorul hartilor de izobare. Pentru ca variatia orizontala a presiunii sa nu fie influentata de diferente de altitudine, presiunile diferitelor localitati se reduc la nivelul marii. Regiunile de mare presiune atmosferica se numesc maxime barometrice sau anticlони. Regiunile de mica presiune atmosferica se numesc depresiuni (la latitudini mari si mijloci), ciclони (in regiunile tropicale), taifuni (in marile Chinei), tornado (Mexic) sau uragane (Antile). Pe harti anticlониi se noteaza cu M (maxim) iar depresiunile cu D.

Barometrul

Barometrul este un dispozitiv utilizat pentru masurarea presiunii atmosferice. Se pot utiliza mai multe tipuri de barometre: barometrul cu mercur, barometrul aneroid, barometrul digital. Statia meteo automata a scolii foloseste un barometru digital

Exercitii:

1. Analizati variatia presiunii barometrice pe timp de o saptamina si pe timp de o luna.
2. Identificati zilele cu cele mai mari variatii ale presiunii (cresteri sau scaderi rapide).
3. Corelati variatiile de presiune cu zilele in care au cazut precipitatii si cu zilele in care cerul a fost mai mult acoperit cu nori.
4. Comparati inregistrarile voastre cu cele ale altor statii Globe de la aceiasi latitudine.
5. Comparati datele inregistrate de statia voastra cu cele publicate in presa locala.

Curs 7

2.3 Curenți de aer atmosferici

Mase de aer

Foarte adesea vremea schimbătoare și înnoirată de la latitudinile medii și înalte este asociată cu deplasarea ciclonilor. Convergența maselor de aer către aceste centre este însoțită de ridicarea aerului și de răcirea adiabatică a acestuia care, la rândul lor, produc înnoirări și precipitații. Prin contrast, vremea frumoasă și însorită este adesea asociată cu deplasarea anticiclonilor. În acest caz aerul tinde să coboare și să se răspândească, producând o încălzire adiabatică, care nu permite dezvoltarea norilor și a precipitațiilor.

Ciclonii pot fi de intensitate foarte mică însoțiți de o simplă perioadă de înnoirare, sau de ploaie și zăpadă slabă. Pe de altă parte, dacă gradientul baric este puternic, ciclonul poate fi însoțit de vânturi de tărie moderată până la puternică. Astfel de fenomene poartă numele de furtuni ciclonice.

Ciclonii migratori se împart în trei categorii generale: ciclonul extratropical (ciclonul de latitudine medie), caracteristic latitudinilor medii și înalte. El poate varia de la o ușoară perturbație atmosferică până la o furtună puternică; ciclonul tropical, se întâlnește la latitudini joase, deasupra întinderilor de ocean. El poate varia de la o vreme ușor agitată până la distrugătorul uragan sau taifun; tornada, deși este o furtună de proporții foarte reduse, reprezintă un vârtej ciclonic cu vânturi extrem de puternice. Ea este mult mai mică decât celelalte tipuri de cicloni.

Furtuna cu descărcări electrice este o perturbație locală, asociată cu un mare nor cumulonimbus în care se produce o ridicare convectivă rapidă a aerului. Ea nu prezintă un circuit ciclonic spiral al vânturilor. Într-o singură furtună ciclonică se pot produce numeroase furtuni cu descărcări electrice, iar uneori în aceste furtuni se dezvoltă simultan tornade.

Migrația centrelor de joasă și de înaltă presiune

Încă înainte de elaborarea teoriei meteorologice moderne se știa că la latitudinile medii, între 35° și 65° latitudine nordică și sudică, schimbările vremii sunt asociate cu deplasarea centrelor de joasă și înaltă presiune atmosferică, care poate fi trasată pe harta sinoptică și urmărită pe ruta ei zilnică spre est.

Centrele de joasă presiune (ciclonii) reprezintă zone cu presiune scăzută și cu o circulație a aerului în sensul invers acelor de ceasornic (în emisfera nordică). Ei sunt exprimați grafic prin izobare concentrice de formă ovală, de regulă alungite pe o axă NE-SV. Ciclonii se deplasează în medie cu 40—50 km pe oră și au 800—1 600 km în diametru. Înnoirările și precipitațiile sunt în general situate în jumătatea estică sau sud-estică, porțiunea nord-vestică fiind de obicei o zonă cu vreme în curs de îmbunătățire.

Între ciclonii succesivi apar anticiclonii (centre de înaltă presiune), care aduc vreme răcoroasă și senină, cu aer mult mai puțin umed decât în cazul ciclonilor.

Folosind hărți sinoptice periodice care indică pozițiile ciclonilor și ale anticiclonilor, meteorologii experimentați, care au ajuns să cunoască, după mulți ani de observații, comportamentul ciclonilor, pot formula prognoze meteorologice corecte.

Teoria ondulatorie a ciclonilor

O analiză sumară a vremii, cum este cea de mai sus, lasă multe lucruri neexplicate. În timpul primului război mondial, un meteorolog norvegian a emis o nouă teorie destinată să explice mișcările ciclonilor extratropicali și ale anticiclonilor (J. Bjerknes, 1937). La latitudinile medii există o zonă de contact între aerul rece de origine arctică sau polară și aerul cald de origine subtropicală. Această zonă fluctuantă de

contact a primit numele de front polar. Termenul de masă de aer se aplică oricărei porțiuni întinse din atmosfera inferioară cu condiții de temperatură și umiditate relativ uniforme. Putem spune deci că un front separă două mase de aer cu proprietăți diferite.

Termenul de front, folosit de Bjerknes, i-a fost sugerat de asemănarea acestei trăsături meteorologice cu fronturile de luptă de atunci din partea vestică a continentului. Tot așa cum vaste armate se ciocnesc de-a lungul unui front bine definit care se deplasează înainte și înapoi, masele de aer rece polar intră în contact cu aerul umed și cald provenit din regiunile subtropicale, în loc de a se amesteca liber, aceste mase de aer cu caracteristici diferite rămân separate de-a lungul frontului polar, însă, ele intră în interacțiune, formând mari volute a căror structură amintește de forma unui val marin văzut în secțiune transversală.

O serie de diagrame individuale (Figura 2.14) prezintă diferitele stadii din viața unui ciclon extratropical (de latitudine medie). La început, frontul polar este doar o graniță uniformă de-a lungul căreia se deplasează în direcții opuse mase de aer cu proprietăți diferite. În diagrama A din Figura 2.14 frontul polar prezintă o proeminență (undă), care începe să se formeze. Aerul rece se îndreaptă către sud, iar cel cald către nord, ca și cum fiecare dorește să pătrundă pe teritoriul celuilalt.

Structura unei zone de contact frontal, în care aerul rece invadează regiunea cu aer cald, este ilustrată în Figura 2.15. Un front de acest fel se numește *front rece*. Masa de aer rece, care este mai grea, rămâne în contact cu solul și obligă masa de aer cald să se ridice deasupra ei. Panta suprafeței frontului rece este mult exagerată în Figura 2.15, fiind în realitate de ordinul 1/40 la 1/80 (ceea ce înseamnă că înclinarea crește pe verticală cu 1 m la fiecare 80 de m de distanță orizontală).

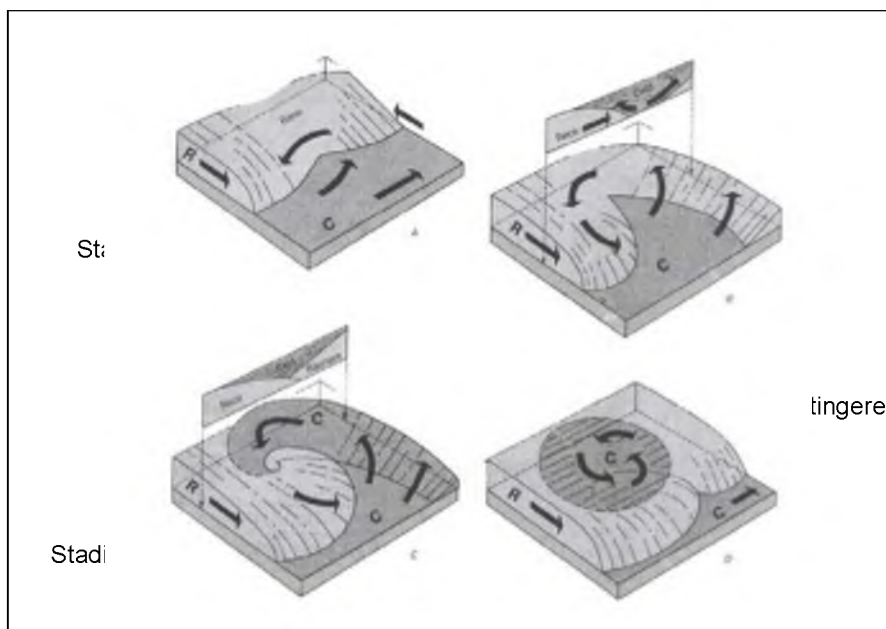


Figura 2.1 Stadiile de dezvoltare ale unui ciclon

Fronturile reci sunt asociate cu puternice perturbații atmosferice, întrucât aerul dislocat (cald) care se ridică dă naștere adesea unor furtuni violente, în anumite cazuri aceste furtuni violente au loc pe o linie situată cu mult înaintea frontului rece, *linia de vijelie*. Aceste linii de furtună pot fi observate pe ecranele radar.

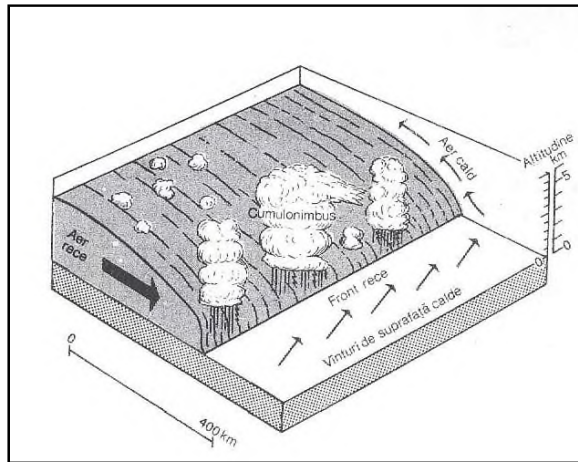


Figura 2.2 Pătrunderea aerului rece sub cel cald și formarea unui front rece

Figura 2.16 ilustrează un *front cald*, în care masa de aer cald se deplasează într-o regiune de aer mai rece. Și aici masa de aer rece rămâne în contact cu solul, iar aerul cald este obligat să se înalțe ca și cum ar urca pe o rampă lungă. Fronturile calde au pante mai mici decât fronturile reci, de ordinul $1/80$ până la $1/200$. În plus, fronturile calde sunt de regulă însoțite de condiții atmosferice stabile, neprezentând turbulențele de aer ce caracterizează fronturile reci. Firește, dacă aerul cald este instabil, el va genera celule de convecție, care vor produce averse puternice și furtuni însoțite de descărcări electrice.

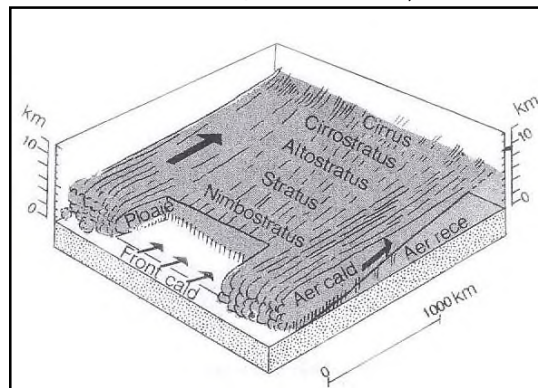


Figura 2.3 Front cald format prin alunecarea de aer cald peste o masă de aer rece

Fronturile reci se mișcă, de obicei, de-a lungul solului cu o viteză superioară celei a fronturilor calde. Ca atare, când ambele tipuri se află în aceeași regiune, așa cum se întâmplă în cazul furtunilor ciclonice, frontul rece poate depăși frontul cald, rezultând o combinație curioasă, care se numește *front oclus*. Aerul mai rece al frontului rece, care se deplasează rapid, rămâne lângă sol, obligând atât aerul cald cât și aerul mai puțin rece să se înalțe deasupra lui. Masa de aer cald este complet desprinsă de sol.

Supercelula este un tip de organizare a convecției mai puțin frecvent fiind un sistem convectiv care conține un curent ascendent puternic în rotație. Rotatia curentului ascendent este asociată cu structura de mezociclone, structură care poate fi observată în câmpul radar al vitezei radiale Doppler. Structurile supercelulare au fost asociate frecvent cu apariția la sol, în primul rând a tornadelor și a grindinei de dimensiuni mari.

Vântul

Vântul este un element meteorologic vectorial, deosebit de variabil în timp și spațiu, condiționat de contrastul baric orizontal creat în cadrul circulației generale a atmosferei. Deplasarea curenților de aer dintr-un loc în altul (regimul vântului) este determinată în principal de dezvoltarea diferitelor sisteme barice și, în primul rând, de activitatea centrilor de acțiune principali. În meteorologie, vântul se definește prin două elemente extrem de variabile în timp și spațiu: direcția și viteza sa.

a) Direcția vântului, este prin definiție direcția din care bate vântul și se apreciază (în sensul deplasării acelor de ceas, pornind de la nordul geografic), după cele 16 sectoare ale orizontului notate cu majusculele punctelor cardinale (pentru direcțiile principale) și intercardinale (pentru direcțiile intermediare) - roza vânturilor. Direcția vântului, se determină cu ajutorul giruetei și are următoarele caracteristici:

- **constant** - dacă în timpul observației (două minute) indicatorul direcției vântului (girueta) se menține în limitele unuia din cele 16 direcții ale rozei vântului;
- **variabil** – dacă în timpul observației, indicatorul direcției vântului depășește limita unei direcții din cele 16 posibile.

b) Viteza vântului se exprimă în *m/s* și avem:

- **vânt uniform** - când viteza sa în timpul observației (două minute) fie că rămâne mai mult sau mai puțin constantă, fie că oscilațiile plăcii la girueta cu placă ușoară se limitează între doi dinți învecinați, fie că placa oscilează în dreptul unui singur dinte.
- **vânt în rafale** - când viteza se schimbă brusc în timpul observației, adică oscilațiile plăcii ușoare depășesc intervalul dintre doi dinți consecutivi.

Instrumente de măsură

La stația meteorologică determinările cu mai mare precizie asupra vitezei vântului, se fac cu **anemometrul** (la înălțimea de 2 m) la cele patru termene de observații climatologice. În afară de giruete și anemometre, la stațiile meteorologice determinările vitezei și direcției vântului se fac cu aparate înregistratoare –anemografe.

Anemometrele sunt instrumente cu ajutorul cărora se determină cu precizie mai mare viteza vântului. Piesa receptoare, care se rotește sub acțiunea vântului este la unele anemometre un sistem de cupe, iar la altele o morișcă cu palete. Sistemul de cupe anemometrice poate fi format din 3 cupe așezate perpendicular pe un ax vertical, dispuse astfel încât tijele de susținere să formeze între ele un unghi de 120 (sistemul de cupe Patterson); la sistemul cu 4 cupe, tijele de susținere formează între ele unghiuri de 90 (sistemul de cupe Robinson). Cupele anemometrice sunt orientate cu fețele convexe în aceeași direcție. Sub acțiunea vântului, cupele se rotesc indiferent de direcția din care suflă vântul, deoarece presiunea este mai mare pe partea concavă a cupelor, decât pe partea convexă.

Anemografele sunt instrumente înregistratoare pentru vânt și înregistrează pe lângă viteza vântului și direcția lui. După modul de funcționare pot fi: mecanice, electrice, electromagnetice sau o combinație a acestora.

Forme extreme de manifestare a curenților de aer

Tornada este un fenomen atmosferic ce apare pe suprafața terestră sub forma unui turbion sau coloană rotitoare în jurul unui canal circular numit *tubă*, unde datorită forței centrifuge cu care se rotește coloana se micșorează foarte mult presiunea "P", în interiorul canalului. Tornadele se nasc la înălțimi între 1...2 km deasupra suprafeței terestre în condiții de mare instabilitate atmosferică în intervale de timp foarte calde și umede, când se

declanșează averse de mare intensitate, însoțite de descărcări electrice atmosferice violente.

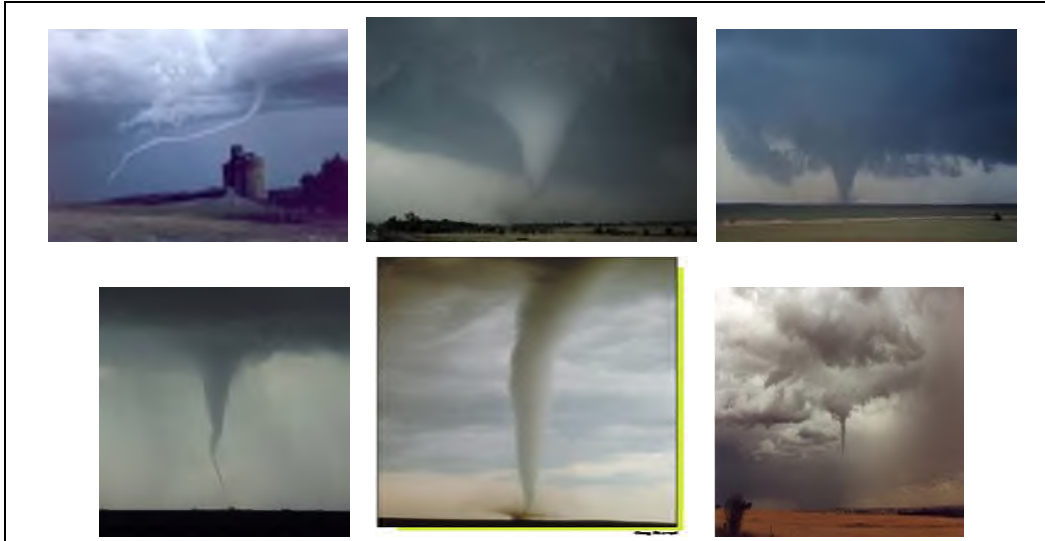


Figura 2.4 Forme de manifestare a tornadelor

Tornadele variaza în diametru de la cativa zeci de metri pana la aproximativ 2 km, avand un diametru mediu în jur de 50 de metri, insa s-au inregistrat și tornade de dimensiuni mult mai mari. Majoritatea tornadelor din emisfera nordica formeaza vanturi care se invart invers acelor de ceasornic, în jurul unui centru de presiune extrem de joasa, numite tornade anticiclonice, iar în emisfera sudica vanturile se invart în general în sensul acelor de ceasornic, numindu-se tornade ciclonice. Viteza vantului la nivelul solului este cuprinsa între 60 km/h și 500 km/h, aceasta din urma fiind devastatoare. Cele mai puternice tornade pot matura casele de pe fata pamantului, pot distruge cladiri din caramida, pot ridica în aer masini și chiar autobuze.

Trombele marine sunt, de fapt, tornade care se formează în aceleași condiții, dar nu deasupra uscatului, ci deasupra oceanelor și marilor. Trombele sunt mai puțin frecvente și mai puțin violente, efectele distructive fiind mai mici datorita faptului ca pe întinderile de ape ambarcațiunile de tot felul sunt cu mult mai rare.

Formarea **trombelor** are loc în aceleași condiții ca și în cazul formării tornadelor (Figura 2.18).



Figura 2.5 Trombă marină

Formarea tornadelor depinde următoarele condiții favorabile:

- prezența unor straturi de aer cu mari diferențe termice, higrometrice și de circulație a aerului;
- apariția unor mișcări termo-conductive însoțite de condensări masive a vaporilor la toate nivelurile;
- apariția unor fenomene orajoase de mare intensitate și frecvență ;
- intensificări violente ale curenților orizontali de aer.

Cu toate că se cunosc aceste condiții favorabile de formare, nu se cunosc încă, în totalitate, fenomenele fizice și mecanismele de formare ale tornadelor.

Supravegherea tornadelor se realizează în rețelele meteorologice obișnuite sau cu ajutorul radarelor meteorologice, care în zonele lor de acțiune pot stabili condițiile de formare a unei tornade.

În SUA se produc anual circa 159 de tornade, de aceea, în regiunile cu frecvență mărită s-au creat corpuri de observare voluntară, care sunt puse în alertă prin mijloace radio. Datele prezentate de observatori, împreună cu datele serviciilor meteorologice servesc la elaborarea unor mesaje de alertă în zonele unde probabilitatea de apariție a unei tornade este iminentă. Dar o tornadă apare prea rapid și evoluează o perioadă prea scurtă pentru ca meteorologii să nu greșească adesea.

În meteorologie, *vânturile puternice* sunt definite ca fenomene atmosferice caracterizate de curenți de aer cu o viteză mai mare de 15 m/s (calculată pentru un interval de 2 minute). În activitatea sinoptică, viteza medie a vântului mai mare de 10 m / s (calculată pentru un interval de 10 minute) este inclusă în categoria de "semnale de alarmă" tipice pentru fenomenelor meteorologice periculoase.

Cunoștințele de climatologie asupra vânturilor puternice sunt importante pentru prevenirea precisă a apariției lor și, de asemenea, pentru elaborarea de metode de protecție mai eficiente. Pentru rafalele de vânt, "semnalele de avertizare" sunt transmise atunci când viteza este cel puțin egală cu 12m/s. În cazul în care se mărește viteza medie și depășește 15 m/s, iar rafala maximă este mai mare de 16 m/s, este transmis așa-numitul "semnal de agravare". Rafalele de vânt sunt cu atât mai mari cu cât crește instabilitatea aerului și viteza curenților de aer. În timpul verii, intensificarea rafalelor de vânt se observă în timpul furtunilor și rafalelor descendente (downburst).

Rafala descendentă sau, în engleză, „downburst”, este o adevărată avalanșă de aer care cade dintr-o dată dintr-un nor. Vântul care suflă cu peste 300km/oră poate fi absolut distrugător. Fenomenul nu durează niciodată mai mult de câteva minute și seamănă mult cu o vijelie albă descrisă de marinari atunci când se produce și pe mare. Sub efectul soarelui (energiei termice), apele se ridică în atmosferă și antrenează formarea de nori cumulonimbus. Cei mai mari dintre acești cumulonimbus înmagazinează o vastă energie termică provenind din mare.

Prezența unui strat cu umezeală scăzută în troposfera medie determină o evaporare a precipitației, o răcire și mai mare și o intensificare a curențului descendent, nucleul rece având astfel viteza de cădere mai mare.

4.3 Cercetări asupra formării și deplasării tornadelor

Tornada este un fenomen atmosferic ce apare pe suprafața terestră sub forma unui turbion sau coloană rotitoare în jurul unui canal circular numit *tubă*, unde datorită forței centrifuge cu care se rotește coloana se micșorează foarte mult presiunea “P”, în interiorul canalului (figura 1). Tornadele se nasc la înălțimi între 1...2 km deasupra suprafeței terestre în condiții de mare instabilitate atmosferică în intervale de timp foarte calde și umede, când se declanșează averse de mare intensitate, însoțite de descărcări electrice atmosferice violente.

Conform “Principiului I al termodinamicii” în interiorul *tubei* are loc o răcire adiabatică, amplificată de o rapidă mișcare turbionară ascendentă a aerului, răcire care determină condensarea masivă a vaporilor de apă ce duce la formarea norului sub formă de pâlnie.

Când baza norului creat în interiorul “coșului” atinge suprafața solului atunci încep distrugerile asupra a tot ce se găsește pe această suprafață și anume: vegetație, copaci sau construcții etc. Cea mai mare viteză a vântului înregistrată într-o tornadă a fost de 450 km/oră (125m/s) și s-a produs la Wichita Falls, Texas, S.U.A. în ziua de 2 aprilie 1958.

Formarea tornadelor depinde următoarele condiții favorabile:

- prezența unor straturi de aer cu mari diferențe termice, higrometrice și de circulație a aerului;
- apariția unor mișcări termoconductive însoțită de condensări masive ale vaporilor la toate nivelurile;
- apariția unor fenomene orajoase de mare intensitate și frecvență ;
- intensificări violente ale curenților orizontali de aer.

Cu toate că se cunosc aceste condiții favorabile de formare nu se cunosc încă, în totalitate, fenomenele fizice și mecanismele de formare ale tornadelor.

Supravegherea tornadelor se realizează în rețelele meteorologice obișnuite sau cu ajutorul radarelor meteorologice, care în zonele lor de acțiune pot stabili condițiile de formare a unei tornade.

În SUA se produc anual circa 159 de tornade, de aceea, în regiunile cu frecvență mărită s-au creat corpuri de observare voluntară, care sunt puse în alertă prin mijloace radio. Datele prezentate de observatori, împreună cu datele serviciilor meteorologice, servesc la elaborarea unor mesaje de alertă în zonele unde apariția unei tornade este iminentă. Totuși, o tornadă apare prea rapid și evoluează o perioadă prea scurtă pentru ca meteorologii să nu greșească adesea.

Necunoscându-se mecanismul de formare este cu siguranță imposibil să se prevadă dacă o tornadă se va produce sau nu ori dacă *tuba* se va deplasa spre un anumit obiectiv.

În România, la Făcăieni, în județul Ialomița, dezastrul a fost provocat de o tornadă de mai mică dimensiune datorită formării unui vârtej apărut ca urmare a unei convecții rapide a aerului încălzit de suprafața solului.

Astfel au fost îndeplinite toate condițiile meteorologice pentru declanșarea acestui fenomen, care apare și în zonele temperate.

Una din ipotezele asupra declanșării unei tornade pleacă de la o primă observație și anume: începerea rotirii unui nor *Cumulo-Nimbus*, rotire cauzată de acțiunea puternică tangențială la periferia norului a unor curenți frontali orizontali de viteze foarte mari și existența în apropierea norului a unor zone de înaltă presiune sau depresiuni. Rotirea norului mai poate fi cauzată și de **forțele Coriolis datorate rotației Pământului**. La începerea rotirii mai pot contribui și curenții rapizi de convecție care urcă în spirală spre baza norului. Astfel, norul începe să se rotească spre o depresiune, iar dacă viteza curenților orizontali devine din ce în ce mai mare, va duce implicit la creșterea vitezei unghiulare a norului.

Forța distructivă este amplificată de diferența mare între presiunile “P₁” din interior și “P₂” a aerului aflat în mișcare de rotație în exteriorul coșului. Clădirile se prăbușesc, fie datorită acțiunii devastatoare a vântului, fie ca urmare a exploziei generate de diferențele de presiune, iar fragmentele rezultate sunt aspirate de aerul în ascensiune în interiorul *tubei* și aruncate la mari distanțe. Efectul distructiv este mai mare dacă norul de deasupra tornadei are o mare dezvoltare pe verticală (9...12 km - *nor Cumulo-nimbus*).

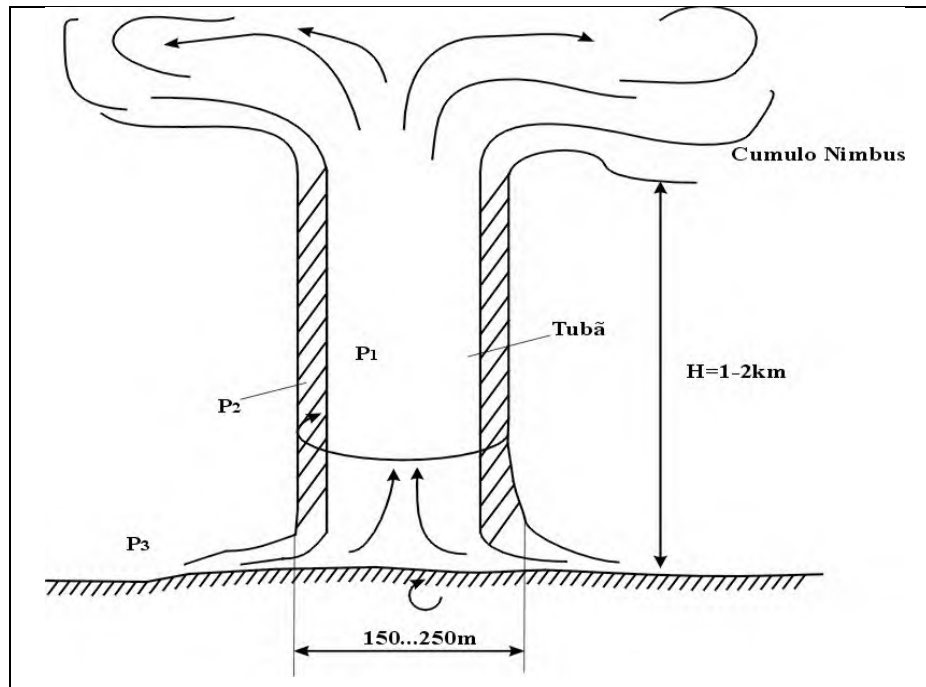


Figura 4.1 Elementele unei tornade

Considerând tornada ca un cilindru circular aflat în mișcare de rotație având raza exterioară “R₁” și raza interioară “R₂” (axa Oz coincide cu axa cilindrului) rezultă pentru momentul de inerție relațiile:

$$j_x = j_y = \frac{m}{12}(3R_1^2 + 3R_2^2 + H^2) \quad (4.12)$$

$$j_z = \frac{m}{2} \cdot (R_1^2 + R_2^2)$$

Pentru a estima efectul distructiv al tornadei se calculează *momentele de inerție* pe axa “x” și axa “z”, considerând aproximativ următoarele date:

- H=2000m (înălțime tornadă);
- m=900kg (masa apei conținută în norul tornadei);
- R₁=75m(raza interioară a tubei);
- R₂=95m(raza exterioară a tubei).

Efectuând calculele rezultă:

$$j_x=j_y=3596.25 \text{ [t}\cdot\text{m}^2\text{]} \quad (4.13)$$

$$j_z=659.25 \text{ [t}\cdot\text{m}^2\text{]} \quad (4.14)$$

Într-adevăr rezultatele calculului demonstrează efectul distructiv devastator al tornadei.

Sunt mai multe ipoteze asupra sensului de deplasare a tornadei. Una dintre ipoteze asupra deplasării azimutale îl constituie apariția “*efectului Magnus*”, care constă în apariția unei depresiuni laterale a tubei (Antohi, Telișcă, 2004) Se observă din Figura 4.17 că în zona A viteza curenților de aer orizontali are același sens cu viteza de rotație a *tubei*, iar în zona B această viteză este de sens invers.

Conform relației ce exprimă presiunea dinamică a unui fluid:

$$p_d = \frac{\rho \cdot v^2}{2} \quad (4.15)$$

în zona B vitezele de rotație v_1 și v_2 ale curenților de aer se adună. Conform *relației lui Bernoulli* pentru un fluid:

$$\rho \cdot g \cdot h + \frac{\rho \cdot v^2}{2} + p = \text{const.} \quad (4.16)$$

și dacă considerăm că „presiunea de poziție” (termen datorat energiei potențiale) $\rho \cdot g \cdot h = k$ rezultă:

$$k + \frac{\rho \cdot v^2}{2} + p = \text{const.} \quad (4.17)$$

unde p reprezintă presiunea statică.

Dacă presiunea dinamică crește în regiunea B, trebuie să scadă presiunea statică (presiunea de poziție fiind constantă), ceea ce duce la apariția unei depresiuni laterale, determinând deplasarea tornadei pe direcția rezultantei celor două forțe F_1 și F_2 , unde F_1 este forța de împingere a curenților orizontali de aer din direcția nord, de exemplu, și F_2 este forța de împingere laterală datorită micșorării presiunii statice, care acționează spre est, deci tornada se va deplasa spre nord-est. Dacă se schimbă direcția orizontală a vântului se va schimba și direcția de deplasare a tornadei.

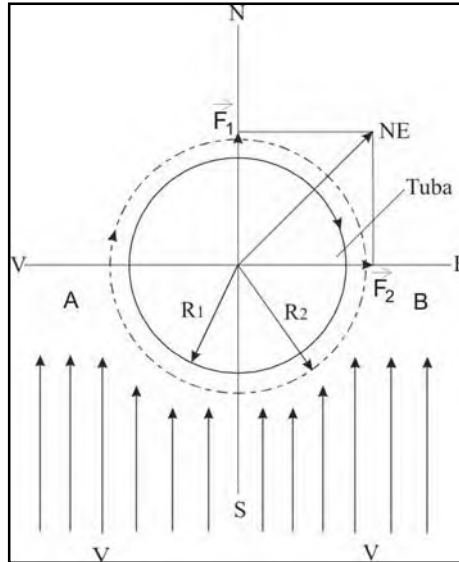


Figura 4.2 Determinarea sensului de deplasare a tornadei

Forța centrifugă care apare în timpul rotirii va produce în zona centrală o scădere a presiunii căreia îi va corespunde o scădere a temperaturii, deoarece datorită rotirii se va produce o strangulare a aerului încărcat cu vapori de apă, conform relației:

$$T \cdot \left(\frac{\partial v}{\partial T} \right)_p > V \quad (4.18)$$

unde:

- T- temperatura aerului;
- P- presiunea în zona de rotație;
- V- volumul de aer antrenat.

Efectul de variație a temperaturii cu presiunea prin strangularea aerului în zona centrală se numește *Joules-Thomson*. Datorită răcirii aerului în zona centrală se produce o condensare a vaporilor de apă, ceea ce duce la formarea unui nor ce coboară treptat spre pământ, concomitent cu creșterea vitezei de rotație și cu scăderea presiunii din zona centrală, a *tubei*.

Se poate emite și ipoteza că în accelerarea vitezei de rotație intervin câmpurile electrice și câmpurile magnetice care se generează reciproc, conform *teoriei câmpului electromagnetic* (sarcinile electrice existente într-un nor *Cumulo-Nimbus* înregistrează valori ale intensității câmpului electric E de 200.000-3000.000 V/m).

Astfel, datorită interacțiunii dintre câmpurile electromagnetice create în masa norilor apar fenomene de inducție magnetică și electrică care întrețin mișcarea de rotație. În sprijinul acestei teorii vine observația că printre condițiile de formare a unei tornade este și apariția unor fenomene orajoase de mare intensitate. Într-un nor, imediat după condensare, începe fenomenul de separare a sarcinilor electrice astfel încât după aproximativ 2-3 ore se dezvoltă un câmp de forțe de atracție sau respingere electrostatice, astfel că norii se transformă în dipoli și anume: la partea inferioară particule încărcate negativ, iar la vârf particule cu sarcini electrice pozitive, oarecum atașate de particulele condensate.

Manifestări periculoase ale curenților de aer în România

Dintre fenomenele extreme ce se produc, în ultimii ani, cele mai frecvente sunt *vijeliile*, iar mai nou, *tornadele* – fenomene atmosferice violente, de mici dimensiuni, cu caracter turbionar, având aspect de pâlnie inversă, ce „mătură” suprafața pământului, în traiectoria pe care o descriu. Deși au avut loc tornade și înainte de 1989, nu au fost făcute publice informațiile privind aceste fenomene. Efectele tornadelor pot fi devastatoare asupra sistemelor socio – economice pe care le întâlnesc în cale.

În perioada 2002 – 2008 s-au înregistrat mai multe astfel de fenomene printre care le amintim pe următoarele (Figura 2.17):

- în data de 30 iulie 2002 s-a produs o tornadă în satul Rahmanu (în Delta Dunării, județul Tulcea);
- în data de 12 august 2002, la Făcăieni (județul Ialomița), la vest de Dobrogea, s-a produs tornada care a fost cea mai mediatizată dintre cele care s-au manifestat în țara noastră, care a distrus un număr mare de locuințe și anexe gospodărești și a produs o serie de alte importante pagube materiale.
- în data de 7 mai 2005 s-au produs 9 tornade și vijelii în zona Hârșova (comuna Ciobanu), Nicolae Bălcescu, Cernavodă, Topolog, dar și în stațiunea turistică Olimp.
- În data de 21 aprilie 2008, datorită unei furtuni foarte violente ce a avut loc în zona orașului Cernavodă, precum și a unei tornade, ca măsură de precauție s-a deconectat Centrala Nuclear – Electrică de la Cernavodă de la Sistemul Energetic Național, perturbând grav alimentarea cu energie electrică la nivelul întregii țări.

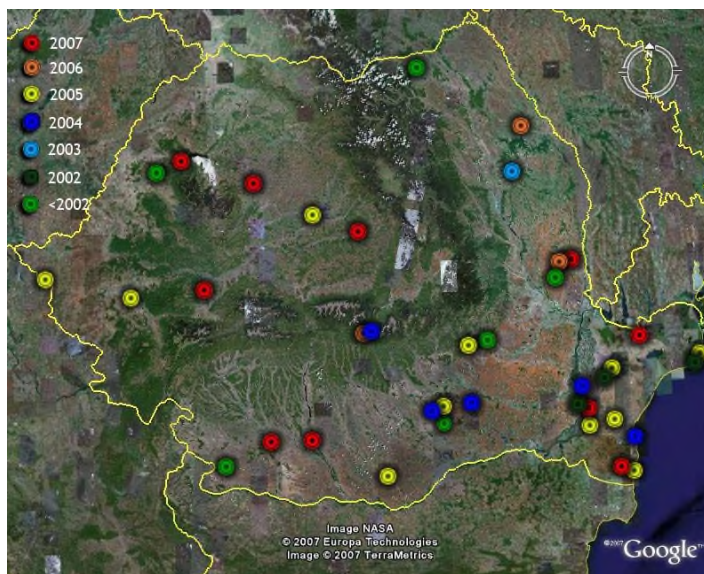


Figura 2.6 Manifestări ale tornadelor în România

În special atunci când asemenea fenomene se produc în perioade în care culturile agricole sunt în etape avansate de dezvoltare, pagubele suferite de acestea sunt foarte mari. Lanuri întregi de cereale sunt culcate la pământ sau chiar smulse, culturile respective fiind total sau parțial distruse.

9.3. Umiditatea aerului

Datorită interacțiunii îndelungate și permanente dintre aerul atmosferic și suprafața terestră, în atmosfera pământului există vapori de apă a căror echivalență în cantitate de apă reprezintă 0,001% din oceanul planetar.

Datele privitoare la umezeala aerului servesc pentru studierea condițiilor de evaporare de pe suprafața solului și de pe suprafața acoperită cu apă, pentru caracterizarea secetelor și a vânturilor uscate și, în general, pentru determinarea condițiilor de creștere a plantelor, pentru calcule tehnice în vederea condiționării temperaturii și a umezelii în încăperi închise. Umezeala aerului mai contribuie la difuzia poluanților emiși de diferite surse.

Umezeala aerului se caracterizează printr-o serie de parametri, după cum urmează:

- a. *presiunea parțială a vaporilor de apă "e" sau tensiunea actuală* reprezintă presiunea exercitată pe unitatea de suprafață de către vaporii de apă în amestec cu aerul curat în aerul umed;
Tensiunea actuală "e" poate avea valori maxime în anumite condiții de temperatură, denumite *tensiuni de saturație "E"*.
- b. *umezeala absolută "a" (g/m³ aer umed)* – reprezintă cantitatea vaporilor de apă conținută într-un m³ de aer umed. Ea are o variație esențială și firească ci altitudinea;
- c. *umezeala relativă "R"* - se definește prin raportul procentual dintre tensiunea actuală a vaporilor "e" și tensiunea maximă "E", în aceleași condiții de temperatură:

$$RH = \frac{e}{E} \cdot 100 \text{ (%)}$$
 (9.8)

Umezeala relativă indică cât de apropiat este aerul umed de starea de saturație. Umezeala relativă are o variație diurnă, deoarece depinde de temperatura aerului. De obicei, în timpul verii, ziua umezeala este cu 20-25% mai mică decât dimineața și seara.

- d. *umezeala specifică "q"* - se definește prin cantitatea de vapori de apă (exprimată în grame) și conținută într-un kilogram de aer umed;
- e. *deficitul de saturație (deficitul de umezeală) "d"* - se definește prin diferența dintre tensiunea maximă "E" a vaporilor de apă și tensiunea actuală "e", pentru aceeași temperatură:

$$d = E - e$$
 (9.9)

- f. *punctul de rouă "T_d"* - reprezintă temperatura la care vaporii de apă existenți în atmosferă devin saturați:

$$e(T) = E(T_d)$$
 (9.10)

- g. *raportul de amestec "r"* - reprezintă raportul dintre masa vaporilor de apă conținuți într-un volum de aer umed și masa aerului uscat, conținut în același volum de aer. Raportul de amestec rezultă din relația:

$$r = 0,622 \frac{e}{p - e}$$
 (9.11)

Această relație este valabilă pentru vaporii nesaturați. Pentru vaporii saturați tensiunea actuală “e” se înlocuiește cu tensiunea maximă “E”, “p” fiind presiunea atmosferică.

Datele medii lunare privitoare la umezeala absolută și relativă și la deficitul de umezeală se prelucerează prin metoda diferențelor.

În afară de datele medii, se mai calculează numărul de zile cu umezeală relativă ridicată și scăzută după datele seriilor de observații, luându-se următoarele limite: cel puțin 80% la orele 13 și cel mult 30% la oricare altă oră.

Umezeala absolută variază în mod esențial și firesc în funcție de altitudine. Presiunea (tensiunea) vaporilor de apă scade cu înălțimea mai repede decât presiunea atmosferică. Există diferite formule pentru aducerea umezelii absolute la un nivel oarecare. Printre ele figurează formula lui A. A. Kaminski (pentru altitudini până la 1000m):

$$a_{0m} = e_h \cdot (1 + 0,0004 \cdot h)$$

unde:

- a_{0m} - umezeala absolută medie diurnă la nivelul mării (mm sau mb);
- a_h - umezeala absolută la altitudinea stației egală cu “h”m.

Unele formule se aseamănă cu formulele variației presiunii cu înălțimea (deoarece în aceste formule altitudinea face parte din exponent). Aplicarea în practică a tuturor formulelor menționate nu s-a făcut încă pe scară largă și de aceea ele mai trebuie verificate.

Umezeala relativă nu se reduce la nivelul mării, deoarece variație ei cu înălțimea nu se desfășoară în baza unor legi strict obiective, variația acestui element, fiind determinată de condițiile locale.

Umezeala relativă are o mare variație diurnă, deoarece depinde mult de temperatura aerului și de viteza vântului (vezi graficele de la fig. 9.7 și 9.8; ambele au fost obținute cu Stația meteo automată Campbell Scientific din Municipiul Iași). De aceea umezeala relativă se calculează separat pentru fiecare perioadă de observații. În ceea ce privește deficitul de umezeală interesul maxim îl prezintă valorile lui din timpul zilei din lunile de primăvară și de vară.

Curs 8

2.2 Precipitații atmosferice

Precipitațiile se înregistrează atunci când temperatura unor mase mari de aer scade sub punctul de condensare. Acest lucru nu se produce prin simpla răcire a aerului datorită pierderii de căldură prin radiație în timpul nopții, ci este nevoie ca o mare masă de aer să se înalțe la altitudini superioare.

Aerul care se înalță de pe suprafața pământului suferă o scădere a temperaturii, chiar dacă nu pierde energie calorică în afară. Scăderea temperaturii este provocată de micșorarea presiunii atmosferice la înălțimi mari, ceea ce permite aerului ascendent să se destindă. Moleculele individuale de gaz sunt mai larg difuzate și nu se mai ciocnesc atât de frecvent, ceea ce face ca gazul să aibă o temperatură sensibil mai mică. Dacă nu se produce condensarea, viteza de scădere a temperaturii (gradientul adiabatic uscat) este de aproximativ 1°C la 100 m diferență de nivel, iar temperatura punctului de rouă se reduce odată cu ridicarea aerului adică cu $0,2^{\circ}\text{C}$ la 100 m.

Dacă vaporii de apă din aer se condensează gradientul adiabatic este mai mic, de circa $0,6^{\circ}\text{C}$ la 100 m datorită atenuării parțiale a pierderii de temperatură prin eliberarea de căldură latentă în procesul de condensare. Acest gradient modificat se numește gradient *adiabatic umed* (de saturație).

Precipitațiile se produc atunci când aerul care se înalță se răcește adiabatic sub punctul de rouă atât de repede încât determină nu numai producerea norilor, ci și producerea fenomenelor de ploaie, zăpadă sau grindină.

Pentru a avea loc condensarea vaporilor de apă și formarea picăturilor precipitațiilor este necesar ca în masa norilor să existe particule suprarăcite și cristale de gheață în jurul cărora se aglomerează particule minuscule. Aceste aglomerări se mișcă haotic prin nori și își măresc continuu volumul (deci și greutatea) prin captare de noi particule. Când ating masele ce înving forțele de menținere în masa norilor, (forța arhimedică) cad sub acțiunea forței gravitaționale cu o viteză cuprinsă între 0,3 și 8 m/s. Dacă la ieșirea din nori temperatura este negativă iau naștere fulgii de zăpadă, iar dacă temperatura este pozitivă rezultă ploile.

Mărimea picăturilor precipitațiilor ($200\ldots 5000\mu\text{m}$) depinde de lungimea drumului parcurs de ele prin nori și de turbulența atmosferei. Picăturile cele mai mari provin din nori *Cumulus* și *Cumulonimbus*, unde se întâlnesc curenți ascendenți intensi ce iau naștere prin convecție verticală.

Tipuri de precipitații atmosferice

Norii sunt sisteme coloidale formate din particule foarte fine ($1\ldots 2\mu\text{m}$), care sunt în suspensie datorită turbulenței atmosferice.

Pentru a avea loc condensarea vaporilor de apă și formarea picăturilor precipitațiilor este necesar ca în masa norilor să existe particule suprarăcite și cristale de gheață în jurul cărora se aglomerează particule minuscule.

Aceste aglomerări se mișcă haotic prin nori și își măresc continuu volumul (deci și greutatea) prin captare de noi particule.

Când ating masele ce înving forțele de menținere în masa norilor, (forța arhimedică) cad sub acțiunea forței gravitaționale cu o viteză cuprinsă între 0.3 și 8 m/s. Dacă la ieșirea din nori temperatura este negativă iau naștere fulgii de zăpadă, iar dacă temperatura este pozitivă rezultă ploile.

Mărimea picăturilor precipitațiilor ($200\ldots 5000\mu\text{m}$) depinde de lungimea drumului parcurs de ele prin nori și de turbulența atmosferei. Picăturile cele mai mari provin din nori *Cumulus* și

Cumulonimbus, unde se întâlnesc curenți ascendenți intensi ce iau naștere prin convecție verticală.

Un nor, dacă s-ar epuiza total n-ar furniza decât o mică parte din precipitațiile recepționate la sol. Orice nor se regenerează continuu în timpul precipitațiilor prin intermediul curenților ascendenți de aer cald încărcat cu vapori de apă.

Clasificarea precipitațiilor se face ținând cont de mai multe criterii și anume:

- a. după starea de agregare:
 - lichide;
 - solide;
 - mixte (lapoviță).
- b. după intensitate:
 - slabe;
 - moderate;
 - puternice (abundente).
- c. după felul cum se formează norii ce le generează:
 - de tip convectiv (în zilele de vară vaporii se ridică vertical, se răcesc adiabatic, creând condiții de condensare), cu caracter local și violent (ploi torențiale - nor *Cumulus*);
 - de tip ciclonic - iau naștere în zona de contact dintre masele de aer cald și rece, având un caracter torențial.
- d. de tip orografic - masele de aer cald și umed de vânt întâlnesc versanții munților.

Precipitațiile atmosferice după cum s-a arătat, reprezintă cantitatea de apă meteorică, lichidă (ploi), lapoviță sau solidă (zăpadă, grindină), care cade pe o suprafață orizontală determinată, numită *secțiune pluviometrică*, care este de fapt suprafața colectoare a pluviometrului (200÷500 cm²).

Înălțimea precipitației (unitate de măsură tolerată) este înălțimea lamei de apă care se acumulează pe suprafața orizontală, dacă toate precipitațiile au fost colectate. Ea este asimilată unui volum total de apă căzută raportat la secțiunea pluviometrică respectivă, aceasta fiind unitatea de măsură standard OMM (Organizația Mondială de Meteorologie).

Deci există două unități de măsură a cantităților de precipitații și anume:

- unitatea care are dimensiunile unei lungimi (mm);
- unitatea care reprezintă un raport (l/m²).

Datele meteorologice referitoare la cantitatea de precipitații măsurate cu ajutorul pluviometrelor și al altor instrumente și aparate sunt exprimate în momentul de față în l/m².

Din punct de vedere hidrologic interpretarea acestor date conduce la:

- tabele și grafice cronologice;
- curbe denumite izohiete (de egală cantitate de precipitație);
- date statistice și tabele publicate în anuarele hidrologice.

Din punct de vedere statistic, concentrarea observațiilor într-o valoare medie caracteristică, cele mai reprezentative fiind:

- modulul pluviometric anual sau precipitația medie anuală;
- precipitația medie lunară;
- indicele pluviometric al zonei;
- coeficientul pluviometric al punctului de măsură.

Modulul pluviometric sau precipitația medie anuală reprezintă media aritmetică a cantităților de precipitații anuale în l/m^2 indiferent de starea de agregare, efectuată pe o serie de ani, pe o perioadă cât mai mare posibil.

Modulul pluviometric anual variază în funcție de lungimea perioadei observațiilor disponibile, această variație fiind mică dacă este calculat pe o perioadă de cel puțin 20-30 ani; anii de calcul putând fi clasați în ani secetoși sau umezi. Este absolut necesar și interesant de cunoscut și media aritmetică a cantităților de precipitații pentru o anumită lună, pe un număr mai mare de ani sau precipitația medie lunară.

Se definește ca fiind *indice pluviometric* raportul dintre cantitatea de precipitații anuală și modulul pluviometric anual.

În același fel se poate defini și *indicele pluviometric lunar* ce reprezintă raportul matematic dintre precipitația lunară și precipitația medie lunară.

Dacă cantitatea de precipitație anuală este uniform repartizată în cursul unui an, media zilnică va fi egală cu $P/365$ și pentru o lună având n zile, media este dată de raportul $P/365 \cdot n$.

Raportul $P/365 \cdot n$ reprezintă o valoare fictivă, necorespunzând decât rareori cantității precipitației reale.

Se definește *coeficient pluviometric lunar efectiv* raportul dintre precipitația lunară măsurată și precipitația lunară fictivă.

În același mod se poate calcula și *coeficientul pluviometric sezonier relativ*.

De asemenea, este foarte important să cunoaștem cantitatea maximă care poate cădea pe sol în 24 de ore, în special sub formă de averse.

Pentru caracterizarea frecvenței precipitațiilor trebuie determinat numărul de zile cu anumită cantitate oarecare de precipitații, durata calculându-se pe ore, totalizându-se apoi pe luni și ani.

Din intervalul cald fac parte lunile cuprinse între aprilie și octombrie, în cursul cărora pe teritoriul țării noastre precipitațiile sunt sub formă de ploaie. Lunile noiembrie-martie fac parte din intervalul rece în care predomină ninsoarea.

Pentru a se exclude erorile care apar în cazul precipitațiilor solide, se recomandă să se utilizeze pluviometre cu încălzirea suprafeței de recepție pentru topirea fulgilor de zăpadă.

Trebuie subliniat faptul că cantitatea totală de precipitații se distinge printr-o mare variabilitate în spațiu, adică pot exista deosebiri între stațiile meteorologice și hidrologice învecinate, din cauză că precipitațiile nu cad în mod egal, mai cu seamă în cazul averselor de ploaie și ninsoare.

2.2.1 Precipitații abundente (torențiale)

A. Formarea precipitațiilor torențiale

Ploile torențiale cad în perioada caldă a anului ca urmare a intensificării activității Anticlonului Azoric, precum și a celei ciclonice oceanice și mediteraneene, în marea lor majoritate, cu o durată mai mică de 24 de ore. Acestea generează cantități mari de apă care cad într-un interval de timp foarte scurt, deci au intensitate mare și determină viituri foarte mari care pot avea urmări grave asupra construcțiilor și așezărilor omenești, precum și procese de eroziune accelerată pe versanții mai mult sau mai puțin dezgoliți de vegetația forestieră. Procesele fundamentale care conduc la dezvoltarea formațiunilor noroase sunt convecția și

schimbul turbulent din interiorul maselor de aer. Cele mai periculoase formațiuni noroase – ca posibile efecte ale precipitațiilor produse – sunt norii *cumulonimbus*, capabili să producă mari cantități de precipitații atmosferice.

Un nor poate furniza doar o parte din precipitațiile recepționate de sol dacă s-ar epuiza total. Orice nor însă, se regenerează continuu în timpul precipitației prin intermediul curenților ascendenți de aer cald încărcăți cu vapori de apă.

Precipitațiile de natură convectivă rezultă dintr-o simplă celulă de convecție, care este pur și simplu un curent ascendent de aer cald ce se ridică la altitudini superioare fiind mai ușor decât aerul din jur (Figura 2.1) (Giurma I., 2003).

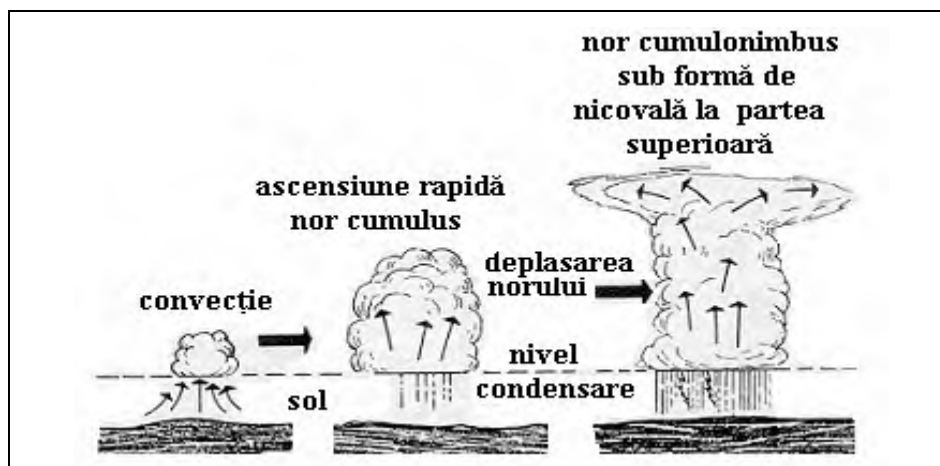


Figura 2.1 Formarea precipitațiilor de natură convectivă

Celula este completată de un curent descendent de aer mai rece și mai dens. Terenurile dezgolate se încălzesc mai rapid și transmit căldura radiantă aerului de deasupra lor. Astfel aerul ce se află în dreptul unei suprafețe mai calde se încălzește mai puternic decât aerul din zonele limitrofe și începe să se ridice sub forma unei coloane înalte, cam în felul în care aerul încins și fumul se înalță printr-un coș.

Pe măsură ce aerul se ridică, acesta se răcește adiabatic, astfel încât până la urmă ajunge să egaleze temperatura cu aerul din jur devenind staționar. Înainte de atingerea acestui stadiu, aerul se poate răci sub punctul de rouă. Începe imediat procesul de condensare, iar coloana de aer ascendent ia forma unui nor cumulonimbus a cărui bază plată indică nivelul critic deasupra căruia are loc condensarea. Vârful în formă de conopidă al norului reprezintă partea superioară a coloanei de aer cald, care pătrunde în straturile superioare ale atmosferei. Dacă această coloană de convecție continuă să se dezvolte, norul poate deveni o masă cumulonimbus, adică un nor de furtună, ce va produce o ploaie torențială.

Încălzirea inegală a solului reprezintă factorul care declanșează curentul spontan ascendent, alimentat de energia calorică latentă eliberată prin condensarea vaporilor de apă. Pentru fiecare gram de apă format prin condensare se eliberează 600 de calorii.

Aerul ce se înalță rapid în timpul condensării este instabil în privința proprietăților. În asemenea situație, curentul ascendent tinde să crească în intensitate cu trecerea timpului, asemănător felului în care un foc arde mai puternic pe măsură ce primește mai mult oxigen.

Aerul instabil, propice convecției spontane, care poate determina precipitații sub forma averselor însoțite de furtuni cu descărcări electrice, se găsește cel mai adesea în regiunile calde

și umede, deasupra oceanelor ecuatoriale și tropicale și a suprafețelor de uscat din jurul acestora, pe toată durata anului, iar la altitudinile medii în anotimpul de vară.

B. Metode de monitorizare

Evaluarea corectă a cantităților de precipitații este importantă pentru determinarea debitelor maxime cu anumite probabilități de depășire.

Înregistrarea cantităților de precipitații în buletinele stațiilor pluviometrice și funcționarea aparaturii de înregistrare și colectare a precipitațiilor sunt adesea afectate de erori. De aceea, este necesară o verificare și o validare a valorilor înregistrate înainte de utilizarea lor în proiectarea diferitelor lucrări hidrotehnice.

Experiența practică arată că regimul precipitațiilor se caracterizează prin discontinuități și mari variații în timp și spațiu, în special în ultimii ani. Căderea ploilor torențiale are loc în perioada caldă a anului, atunci când domină și activitatea ciclonică.

Precipitațiile atmosferice reprezintă cantitatea de apă meteorică, lichidă (ploi), lapoviță sau solidă (zăpadă, grindină), care cade pe o suprafață orizontală determinată, numită *secțiune pluviometrică*, care este de fapt suprafața colectoare a pluviometrului (200÷500 cm²).

Înălțimea precipitației (unitate de măsură tolerată) este înălțimea lamei de apă care se acumulează pe suprafața orizontală, dacă toate precipitațiile au fost colectate. Ea este asimilată unui volum total de apă căzută raportat la secțiunea pluviometrică respectivă, aceasta fiind unitatea de măsură standard OMM (Organizația Mondială de Meteorologie).

Deci există două unități de măsură a cantităților de precipitații și anume:

- unitatea care are dimensiunile unei lungimi (mm);
- unitatea care reprezintă un raport (l/m²).

Datele meteorologice referitoare la cantitatea de precipitații măsurate cu ajutorul pluviometrelor și al altor instrumente și aparate sunt exprimate în momentul de față în l/m².

Cantitatea totală de precipitații se distinge printr-o mare variabilitate în spațiu, adică pot exista deosebiri între stațiile meteorologice și hidrologice învecinate, din cauză că precipitațiile nu cad în mod egal, mai cu seamă în cazul averselor de ploaie și ninsoare.

O ploaie este considerată torențială dacă, pentru anumite durate, depășește următoarele valori ale înălțimii, recomandate de Berg (tabelul 2.4).

Tabel 2. 1 Valoarea înălțimii cumulate a precipitațiilor (după Berg)

T [min]	5	15	30	45	60	120	240	360	720	1440
H [mm]	2,5	4,5	7,1	10,3	12,0	16,0	26,5	32,5	43,2	57,6

Ploile torențiale au două particularități:

- cu cât durata ploii este mai mare cu atât intensitatea este mai redusă;
- ploile torențiale de mare intensitate nu acoperă decât o suprafață foarte redusă a bazinului de recepție, cel mult de ordinul zecilor de km².

Pentru condițiile țării noastre ploile torențiale mai prezintă încă o particularitate și anume: intensitatea maximă sau nucleul se înregistrează la începutul ploii.

Prima particularitate folosește la stabilirea legăturii care există între durata și intensitatea ploilor torențiale, iar cea de a doua la stabilirea duratei critice a ploilor torențiale

corespunzătoare fiecărui bazin hidrografic funcție de suprafața și lungimea acestuia.

Ultima particularitate este foarte importantă deoarece justifică reducerile care se pot face la debitul scurgerilor pentru că ploile torențiale cu nucleul la început dau scurgeri mai mici decât cele cu nucleul spre mijloc sau spre sfârșit, ca urmare a faptului că la începutul ploii se înregistrează capacitatea maximă de infiltrație a solului. (Giurma ș.a., 2009)

O caracteristică utilă a ploilor torențiale este intensitatea:

$$i = \frac{H}{T} \text{ [mm/min]} \quad (2.1)$$

unde:

H este înălțimea precipitațiilor [mm]; **T**, durata precipitațiilor [min].

Pentru interpretarea ploilor torențiale este necesară întocmirea curbei de cădere $H = f(t)$. La această curbă se ajunge prin prelucrarea statistică a datelor obținute cu ajutorul pluviografelor, pluviometrelor sau folosind curbele uzuale privind ploile torențiale, existente în literatura de specialitate adică curbele intensitate-durată-frecvență (I-D-F) stabilite tot pe baze statistice.

Aceste curbe exprimă legătura dintre intensitatea și durata ploilor torențiale, corespunzătoare unei frecvențe constante.

Frecvența este dată de formula:

$$f = \frac{n}{T} \quad (2.2)$$

unde n este numărul de ploi înregistrate cu aceeași intensitate și durată; T , perioada de înregistrare [ani].

De exemplu, frecvența 1/10 înseamnă că relația intensitate-durată poate avea loc odată la 10 ani (Figura 2.3).

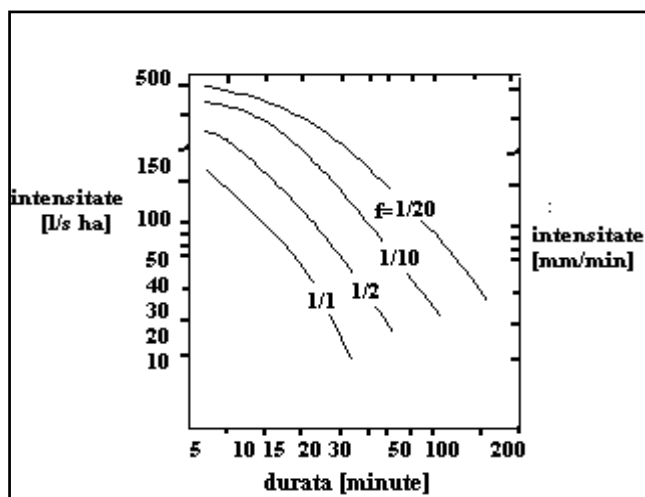


Figura 2.2 Curbele intensitate-durată

Procesarea modelelor digitale ale distribuției precipitațiilor a revoluționat acest domeniu de activitate, atât partea de analiză topografică cât și cea de reprezentare a rezultatelor. Folosirea tehnicilor GIS ca bază pentru studiile de distribuții regionale prezintă numeroase avantaje față de utilizarea metodelor clasice. Astfel, această abordare simplifică procedura prin

care sunt calculați diverșii parametri și ușurează reprezentarea cartografică a acestora (Giurma, Telișcă, 2009).

Un alt aspect ce poate fi monitorizat cu tehnici moderne este scurgerea apei pe versanți. Scurgerea pe versanți este urmarea aceluși proces datorită căruia apa de precipitații căzută pe limita unui bazin hidrografic ajunge în albia unui curs de apă. Pe un drum relativ scurt, apa se scurge pe versanți într-un strat subțire, în regim laminar, fără să aibă la dispoziție o albie. Această supraveghere necesită o modelare numerică a terenului. Modelarea numerică altimetrică a terenului presupune aproximarea unei porțiuni din suprafața topografică cu ajutorul mijloacelor electronice de calcul și a unui model matematic adecvat pe baza coordonatelor (X_i , Y_i , Z_i) punctelor „cunoscute” de pe aceasta astfel că prin interpolare să se obțină cota Z_j a oricărui punct de pe aceeași suprafață, definit prin coordonatele sale planimetrice (X_j , Y_j), cu o precizie corespunzătoare scopurilor avute în vedere și mijloacelor avute la dispoziție (Bargan, Telișcă, 2009).

Aparate de măsură

Observațiile asupra precipitațiilor atmosferice constau în determinarea vizuală a tipului, duratei (începutul și sfârșitul) și intensitatea lor, precum și în măsurarea și înregistrarea continuă a cantității de apă căzută (Giurma, 2004).

Aparatele de măsură folosite pentru măsurarea precipitațiilor sunt pluviometrul și cu eprubeta pluviometrică, iar înregistrarea continuă a lor se face cu pluviograful. Cantitatea de apă din precipitații care ajunge într-un loc se măsoară după grosimea stratului de apă (exprimat în **mm**) care s-ar aduna pe o suprafață orizontală, din ploaia căzută sau din topirea ninsorii căzute, considerînd că apa nu se infiltrează, nu se scurge și nu se evaporă. Unui **mm** de apă îi corespunde o cantitate de 1 litru pe m^2 ($1\text{ mm}=1\text{ l/m}^2$).

La stațiile meteorologice, pe lângă măsurarea precipitațiilor cu ajutorul pluviometrului la termenele de observații, se înregistrează continuu cu ajutorul pluviografului, cantitatea de apă provenită din precipitații lichide. Deoarece cu pluviograful se înregistrează numai precipitații lichide, acesta funcționează numai pe perioada cu temperaturi pozitive. Înregistrarea are mare importanță, deoarece permite aflarea cantității de apă din precipitații căzute la un moment dat, a duratei și intensității căderii lor (adică cantitatea de precipitații căzută în unitatea de timp).

Repartiția precipitațiilor, chiar dacă este eterogenă, poate fi redată suficient de precis prin procedee de interpolare a datelor de la stațiile hidrometeorologice (Telișcă ș.a., 2006).

2.2.2 Precipitații poluante

Precipitațiile atmosferice asociate substanțelor poluante, alături de ceață, potențează impactul negativ asupra mediului. Într-o regiune poluată, cum este cazul unor areale din ariile metropolitane, 5% din poluanții prezenți în atmosfera liberă pot fi înglobați în precipitațiile căzute pe sol (fenomenul wash-out). În cazul în care precipitațiile provin dintr-un nor murdar format prin fenomenul rain-out (înglobarea în picăturile microscopice ale aerosolilor lichizi sau solizi din atmosferă) poluanții ajung la sol odată cu precipitațiile, la distanțe foarte mari de sursele de emisie, concentrația în polanți a acestor precipitații fiind foarte mare.

Aciditatea precipitațiilor este determinată de concentrația ionilor de hidrogen (H^+) prezenți în atmosferă și este, în general exprimată în termeni de valori pH, unde pH-ul este definit ca logaritmul negativ al concentrației ionilor (protonii) de hidrogen (Fărcaș, Croitoru, 2003). Precipitațiile nepoluante sunt, în mod obișnuit, acceptate ca avînd o valoare a pH-ului mai

mare de 5,6 (sau 5,65). Această aciditate medie este cauzată de prezența dioxidului de carbon din atmosferă, formând H_2CO_3 (acid carbonic). Particulele metalice, praful ridicat de pe sol, amoniacul (NH_3) pot determina creșterea sau descreșterea pH-ului precipitațiilor față de valoarea de 5,6.



Intrând în reacție cu vaporii de apă, SO_2 și NO_x se transforma în acizii sulfuric (H_2SO_4), sulfuros (H_2SO_3), azotic (HNO_3) și azotos (HNO_2). Apoi, împreună cu ploaia sau zăpada, cad pe pământ.

Precipitațiile cu o valoare a pH-ului mai mică de 5,6 sunt numite precipitații acide sau ploi acide. Pentru prima dată termenul a fost introdus de *Angus Smith*. pH-ul ideal al apei de ploaie e 5,6-5,7, iar pH-ul real e variabil de la o regiune la alta. Aceasta depinde de compoziția gazului iar pH-ul slab acid al apei de ploaie se datorează faptului că substanțele naturale din atmosferă, așa cum e CO_2 , participă în reacție cu apa. Deși ploile acide se referă la procesul de depunere umedă a materialului acid din atmosferă pe suprafața terestră, ele pot include și procesul de depunere uscată. În absența ploilor sau a altor tipuri de precipitații, poluanții atmosferici sunt deplasați din atmosferă prin cădere gravitațională și intră în contact direct cu solul, vegetația și clădirile. Rata depunerii uscate a poluanților variază între 0,1 și 1,0 cm/s (tabelul 2.5).

Tabel 2.2 Viteza de sedimentare uscată

Poluanți	Viteza (cm/s)
SO_2	0,1 – 1,0
NO_2	0,2 – 0,5
Sulfați	0,1
Azotați	1,0

(după Fărcaș, Croitoru, 2003)

Depunerea uscată poate avea o mare contribuție la creșterea acidității iar ambele tipuri de depunere, uscată și umedă, poartă denumirea de depuneri acide (Fărcaș, Croitoru, 2003). Asociat riscului la ceață, în condițiile topoclimatice impuse de „insula de căldură”, se manifestă și riscul la depuneri acide. După anul 1989, prin reducerea activității industriale a combinatelor chimice s-au diminuat semnificativ ariile vulnerabile la acest risc climatic asociat, menținându-se efectele anilor anteriori.

În tabelele 2.6, 2.11.2, și 2.1..1.3 Se prezintă emisiile de gaze cu efect acidifiant în județul Iași, ca surse de poluare care cauzează ploi acide și evoluția lor în decursul anilor (sursa: Raport de mediu APM Iași).

Tabel 2.3 Emisii anuale de dioxid de sulf (SO_2)- tone/an

Județ Iași	2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008
Emisii anuale SO_2 (t/an)	5837,5	4928,2	5368,2	4188,4	4423,9	2414,3	1881,5	941,8	1341,54

Principala sursă de emisie de SO_2 este arderea din producerea de energie și industria de transformare la SC. CET SA a cărei contribuție este de 79,62%, iar din transportul rutier au rezultat 74,52t (5,55%). În anul 2008 SC. CET S.A. a funcționat îndeosebi cu păcură cu conținut

de sulf de 0,9% (sub 1%), în cazane mai mari, ceea ce a determinat emisii de SO₂ mai mari comparativ cu anul 2007.

Tabel 2.4 Emisii anuale de monoxid și dioxid de azot (NO_x)- tone/an

Județ Iași	2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008
Emisii anuale NO _x (t/an)	17403,3	23130,3	14111,5	9390,1	9937,0	12897,7	7805,3	6199,3	6010,3

Contribuția emisiilor de NO_x din transport (4153,3 t) reprezintă cca 69,1% iar cele din arderile în energie și industria de transformare (777,8 t) reprezintă 12,9%.

Tabel 2.5 Emisii anuale de amoniac (NH₃)- tone/an

Județ Iași	2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008
Emisii anuale NH ₃ (t/an)	5909,2	4933,3	5032,8	6230,1	6673,5	6848,81	6431,5	6435,2	6920,6

Cantitatea cea mai mare de amoniac a rezultat din agricultură, cca 90% (6232,2 t), sursa reprezentând-o dejecțiile de la creșterea animalelor și îngrășămintele chimice azotoase aplicate, iar din tratarea și depozitarea deșeurilor au rezultat 687,35 t (10,7%).

Ploile acide - formare

Ploile acide sunt în cea mai mare parte cauzate de emisiile umane de diferiți compuși de sulf și de azot, care o dată ajunși în atmosferă, produc acizi. Cauza principală pentru ploile acide este poluarea aerului, ca urmare a arderii combustibililor fosili. Centralele termoelectrice (mai ales pe bază de cărbune), fabrici, mașini, toate acestea produc gaze poluante, iar unele dintre ele, atunci când intră în atmosferă, reacționează cu apa din nori pentru a crea acizii sulfuric și azotic, care sunt foarte dăunători pentru mediu odată ce acestea cad pe Pământ sub formă de ploaie acidă.

Ploile acide pot lua, de asemenea, formă de zăpadă, ceață și pulberi uscate, deși cea mai comună formă este ploaia. Ploaia nu întotdeauna se încadrează doar în zona poluată și poate cădea la mulți kilometri distanță de sursa de poluare. Oriunde cade, ploaia acidă are efecte foarte nocive asupra solului, vegetației și apei.

Impactul ploilor acide poate varia, de la minimal la sever, funcție de regiunea țării și de gradul de aciditate al ploii fiindcă, uneori, aceeași cantitate de ploaie acidă poate avea efecte diferite în unele zone față de altele.

Pădurile expuse la ploi acide pierd nutrienți valoroși, copacii cresc mai lent și uneori chiar se opresc din creștere, frunzele sunt deteriorate întrucât stratul de ceară protector este spălat din cauza diferiților acizi. Aceste efecte nocive combinate fac copacii mai vulnerabili la diferite boli, vreme și insecte.

Cele mai evidente efecte ale ploilor acide se observă în ape, unde cresc aciditatea apei, care are un impact negativ imens asupra ecosistemelor, provoacă adesea declinul populației de pește și a altor populații acvatice și afectează varietatea ecosistemelor de apă. Cel mai mare efect vizibil în aceste ecosisteme acvatice este dispariția treptată a multor specii de pești întrucât mediul lor devine intolerabil și sunt în căutare de noi habitate. Măsura acidității apei în anumite ecosisteme afectate de ploile acide este valoarea pH-ului. Efectele unui ecosistem acidificat sunt evidențiate în Tabelul 2.9.

Tabel 2.6 Efectele pH-ului asupra unui ecosistem

Pe măsură ce apa se apropie de valorile de pH	Efecte
6.0	- încep să dispară crustacee, insecte, și unele specii de plancton.
5.0	- apar schimbări majore în distribuția planctonului. - pot începe să invadeze specii mai puțin dorite de mușchi și plancton. - este probabilă pierderea progresivă a unor populații de pește, cele mai multe specii extrem de apreciate fiind, în general, cele mai puțin tolerante la aciditate.
Mai puțin de 5.0	- apa este în mare măsură lipsită de pește. - fundul apei este acoperit cu material nedescompus. - zonele de mal pot fi dominate de mușchi. - animale terestre, dependente de ecosistemele acvatice, sunt afectate. Păsările acvatice, de exemplu, depind de organismele acvatice pentru hrană și substanțe nutritive. Dacă aceste surse de alimentare sunt reduse sau eliminate, calitatea habitatului scade și succesul reproductiv al păsărilor este afectat.

Metode de avertizare

Pentru stabilirea unor corelații între condițiile naturale și situația acestor ecosisteme se impune studiul evoluției în timp a compoziției precipitațiilor, precum și a avertizării momentului apariției lor pentru a interveni operativ în vederea limitării efectelor, acolo unde este posibil.

În acest sens s-a realizat un traductor pentru precipitații atmosferice cu posibilități îmbunătățite de măsurare a precipitațiilor și de detectare a poluării, cu consum redus de energie, problemă tehnică pe care o rezolvă fiind realizarea impulsurilor la fiecare mișcare a unor cupe basculante în care se acumulează precipitația, încălzirea pâlniei de recepție pentru a putea măsura volumul apei conținut în precipitațiile solide și detectarea poluării chimice sau radioactive produse de precipitații.

Traductorul pentru avertizarea precipitațiilor acide, alcaline și radioactive prezintă următoarele avantaje:

- consum redus de energie;
- precizie mărită a măsurării precipitațiilor acide, alcaline și radioactive de orice natură;
- posibilitatea avertizării momentului declanșării unei precipitații acide, alcaline și radio-active.

Folosind traductorul pentru precipitații acide-alcaline s-a realizat un pluviometru avertizor pentru precipitații poluante, independent din punct de vedere energetic, care a fost montat în platforma Stației Meteorologice de la Universitatea Tehnică „Gh. Asachi” Iași, Facultatea de Hidrotehnică (Antohi & Telișcă, 2004).

Pluviometrul poate fi montat în mijlocul unui perimetru de culturi (livadă, vie, grădină cu zarzavat, etc.) pe o suprafață orizontală betonată, controlul orizontalității realizându-se folosind o nivelă (Figura 2.4).

Impulsurile electrice de contact generate de contactul Reed sub acțiunea magnetului M montat la capătul unei tije prinsă de cupa basculantă CB sunt transformate în impulsuri dreptunghiulare de un circuit monostabil numărate de un numărător și afișate digital pe două afișaje cu leduri printr-un comutator fără menținere (Figura 2.5).

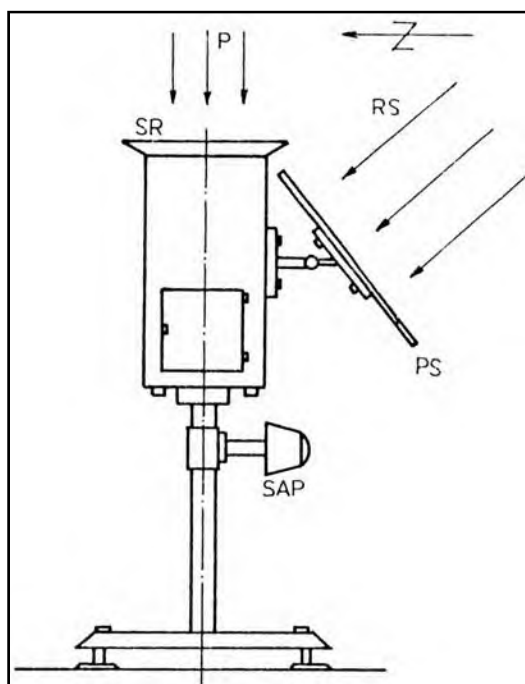


Figura 2.3 Pluviometru avertizor pentru precipitații poluante

Cuplarea la plusul sursei de alimentare a numărătorului se realizează printr-o rezistență de $100\ \Omega$, care produce resetarea afișajului.

Numărul maxim de impulsuri afișate este de 99, ceea ce înseamnă o precipitație raportată la suprafața de recepție a traductorului de $25\ \text{l/m}^2$.

Avertizarea momentului apariției unei precipitații poluante (acide sau alcaline) se realizează cu un circuit electric format din doi electrozi montați în una din conductele de evacuare a apei rezultată din cupa basculantă și conectate electric la intrarea unui amplificator comparator AC. Semnalul amplificat intră într-un etaj de comandă al unui releu R care printr-unul din contactele sale normal deschise conectează o sirenă piezoelectrică AS.

După încetarea precipitației se intervine operativ asupra culturii prin stropirea ei cu apă de irigație, înlăturând de pe frunze și fructe substanțele poluante.

Alimentarea electrică a pluviometrului se realizează de la un panou solar montat în tampon cu un acumulator Ni-Cd.

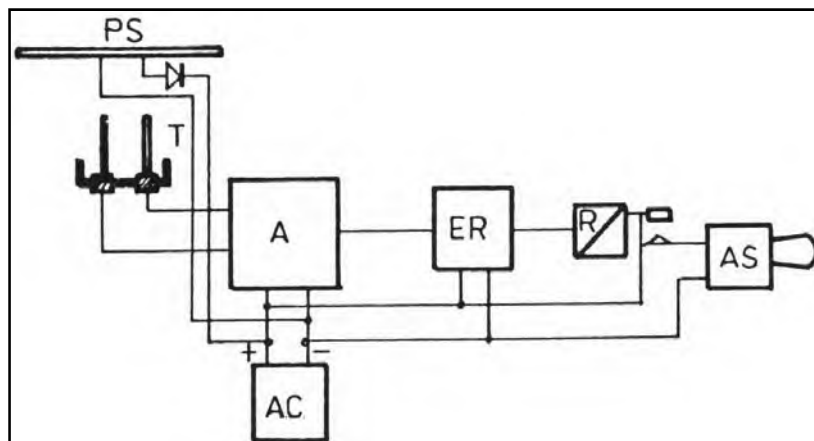


Figura 2.4 Schema bloc a pluviometrului

Avantajele pluviometrului sunt următoarele:

- măsoară cantitatea de precipitații în zona de cultură în care este montat;
- avertizează momentul apariției unei ploi poluante;
- independența energetică prin conversia energiei solare în energie electrică;

În urma avertizării se iau măsuri operative privind înlăturarea efectelor nocive ale poluanților asupra culturii agricole.

2.2.3 Grindina

Formarea grindinei

Grindina constă din bucăți rotunjite de gheață, având o structură internă în straturi concentrice. Grindina cade numai din nori cumulonimbus, în interiorul cărora se află curenți puternici ascendenți de aer.

Circulația generală a atmosferei contribuie la formarea grindinei prin fronturile reci care se deplasează peste teritoriile supraîncălzite. Aerul rece dislocă, prin convecție dinamică, aerul cald, pe care îl forțează la o ascensiune rapidă, la această mișcare participând și convecția termică din perioada premergătoare advecției aerului rece. Aerul cald se ridică la altitudini de peste 5000 m, se răcește rapid și se produce astfel sublimarea vaporilor de apă și înghețarea acestora sub formă de boabe. Când pământul se încălzește în timpul zilei de la soare, aerul din apropierea pământului este de asemenea încălzit. Aerul cald, fiind mai puțin dens și deci mai ușor decât aerul rece, se ridică și se răcește. Pe măsură ce se răcește își pierde din capacitatea de a reține umezeala. Atunci când aerul cald ce urcă s-a răcit suficient încât nu mai poate reține umiditatea, vaporii de apă se condensează, formând norii. Umezeala condensată eliberează căldură în aerul înconjurător, provocând aerul să se ridice mai repede și să elibereze și mai multă umiditate.

Formarea grindinei se poate rezuma astfel:

- În interiorul unei furtuni se află curenți ascendenți puternici de aer cald și curenți descendenți de aer rece. Aceste vânturi verticale pot atinge viteze de peste 176 km/h. (Figura 2.6).
- Dacă o picătură de apă este captată de un curent ascendent va fi transportată la nivelul cu temperatură sub 0°C unde va îngheța.
- Pe măsură ce picătura începe să cadă, cărată de un curent descendent, se poate topi intrând în aerul cald de la baza norului.
- Dar se poate de asemenea ca picătura să fie prinsă din nou într-un curent ascendent și transportată înapoi în aerul foarte rece și re-înghețată. Cu fiecare drum deasupra și sub nivelul de îngheț picătura va adăuga noi straturi de gheață.
- În final picătura înghețată, cu multe straturi de gheață ca în secțiunea unui arbore, va cădea pe pământ sub formă de grindină.

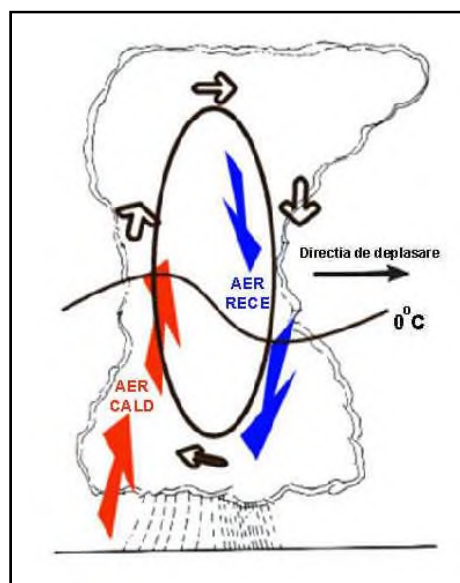


Figura 2.5 Circulația aerului în interiorul unui nor cumulonimbus ce produce grindină
(Imagine NOAA)

Grindina crește în norii de furtună în special în curenții înalți unde cea mai mare parte a norului este în formă de apă „suprarăcită”. Aceasta este apă ce rămâne lichidă chiar dacă temperatura este 0° Celsius sau mai puțin. Grindina se formează pe nuclee de condensare cum ar fi cristale de gheață, praf, sare oceanică, insecte atunci când apa suprarăcită îngheață la contact. Boabele de grindină sunt de obicei de la mărimea unui bob de mazăre până la mărimea unei mingi de golf. În norii ce conțin multe picături de apă suprarăcită, aceste nuclee de gheață cresc repede în dauna picăturilor de apă pentru că presiunea vaporilor saturați asupra gheții este puțin mai mică decât presiunea vaporilor saturați asupra apei.

Dacă bobitele de grindină cresc destul de mult, căldura latentă eliberată de răcirii viitoare poate topi stratul superficial al grindinei. Creșterea ce urmează, numită creștere umedă, este mai eficientă pentru că stratul exterior lichid permite granulei de gheață formată să crească împreună cu alte granule mai mici, pe lângă picăturile suprarăcite. Acesta devine un strat de gheață când îngheață. Când o bobită de grindină cade prin aer cu o cantitate mai mică de lichid, lichidul îngheață la contactul cu grindina formând mici bule de aer în straturile opace.

Grindina se formează în nori de furtună (cumulonimbus), în special în cei cu o intensă circulație ascensională, conținut ridicat de apă, extindere verticală mărită, picături mari de apă și unde o bună parte a norului se află sub punctul de îngheț (0°C ($< 32^{\circ}\text{F}$)).

Rata de creștere este maximă la aproximativ -13°C (9°F), dar devine foarte mică sub temperatura de -30°C (-22°F) când picăturile de apă suprarăcită devin foarte rare. Din acest motiv grindina este întâlnită cel mai des la latitudini medii la începutul verii când temperatura suprafețelor este destul de înaltă pentru a cauza instabilitate asociată cu furtuni puternice, dar atmosfera superioară este destul de rece pentru formarea gheții. În acest sens grindina este mai puțin obișnuită la tropice deși în această zonă furtunile puternice au o frecvență mai ridicată deoarece atmosfera la tropice are tendința să fie caldă pe o mai mare adâncime. De asemenea, antrenarea de aer uscat în furtunile puternice de deasupra continentelor poate crește frecvența de apariție a grindinei prin răcire evaporațională ce scade nivelul de îngheț al norilor de furtună în acest fel dând grindinei un volum mai mare în care să crească.

Vânturile opresc ploaia și o îngheață. Pe măsură ce procesul se repetă, grindina crește din ce în ce mai mare. Când o bobită de grindină devine prea grea pentru a fi susținută de forța ascensională dintr-un nor începe să cadă pe pământ.

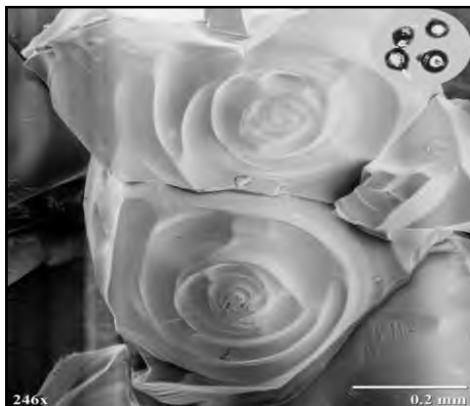


Figura 2.6 Secțiune printr-o bobită de grindină, mărită de 246 de ori

Când o granulă de grindină este secționată se pot vedea o serie de inele concentrice, ca straturile unei cepe (Figura 2.7). După aceste straturi succesive se poate determina de câte ori respectiva granulă a fost transportată la vârful norului înainte de a cădea pe pământ.

Grindina este de asemenea mai obișnuită de-a lungul lanțurilor muntoase deoarece munții forțează vânturile orizontale să se ridice în sus (ridicare orografică), măbind deci forțele ascensionale și crescând posibilitatea apariției grindinei. Una din cele mai faimoase regiuni pentru apariția grindinei este nordul Indiei și Bangladesh, ce au înregistrați cei mulți morți din cauză grindinei din lume și unde de asemenea au fost măsurate unele din cele mai mari particule de grindină măsurate vreodată. Interiorul Chinei este de asemenea faimos pentru furtunile întâlnite. Unele locații din America (cum este zona din jurul Calgary, Alberta) au primit numele de „Aleea furtunilor cu grindină” datorită frecvenței și severității furtunilor cu grindină.

Granulele de grindină, de obicei de câțiva milimetri în diametru, pot uneori să crească până la 15 cm și să cântărească mai mult de jumătate de kilogram. Grindina de mărimea unui bob de mază sau a unei mingi de golf nu este neobișnuită în timpul furtunilor puternice.

Efecte asupra mediului

Grindina produce calamități naturale, locale sau zonale, redată prin pagube aduse economiei, populației (mai mult în regiunile de câmpie și de deal) dar și peisajului geografic.

Grindina cade pe trasee numite brazde de grindină. Acestea variază de la suprafețe de câteva sute de metri pătrați până la fâșii largi cu lățimi de 16 km și lungi de 160 km. Aceste serii de grindină pot lăsa grindina atât de înaltă încât trebuie îndepărtată cu lopata. În august 1980, în statul Iowa, SUA, s-au raportat grămezi de 2 metri înălțime.

Grindina are de obicei dimensiuni mai mici de 5 cm.



Grindina este formată din mai multe bobițe înghețate împreună.



Imagini din biblioteca foto NOAA

Figura 2.7 Imagini cu diferite tipuri de grindină

Grindina poate provoca daune severe, în special automobilelor, structurilor cu acoperiș de sticlă și, cel mai des, culturilor agricole. Foarte rar, particule de grindină foarte mari, sunt cunoscute pentru că au cauzat contuzii sau răni la cap. Uneori, norii ce pot produce grindina sunt identificabili după coloratura lor verde.

Pagubele sunt mult mai mari în regiunile joase unde grindina distruge culturile: ciuruirea frunzelor, culcarea plantelor, scuturarea boabelor și a fructelor, ruperea ramurilor și a tulpinilor. Grindina produsă în faza de înflorire și coacere compromite total recolta. Fructele atinse se distrug imediat, iar cele rămase nu rezistă; ramurile lovite pot influența și recolta anului următor. În spațiul carpatic, suprafețele cu culturi agricole sunt foarte mici și dispartate, deci pagubele produse sunt mult mai limitate. În Carpați, dar și la deal și la câmpie, grindina poate distruge covorul erbaceu, pădurile și poate provoca sau accelera eroziunea solului. Dacă dimensiunile boabelor de grindină sunt mai mari pot sparge geamurile, acoperișurile, tencuiala zidurilor sau pot omorî animalele mici, pot accidenta oamenii.

Grindina poate afecta foarte grav culturile agricole. Chiar dacă a fost întâlnită și grindină cântărind până la 0,75 kg, și bobițe mai mici pot distruge culturile, tăia porumbul și alte plante în fâșii în doar câteva minute.



Figura 2.8 Stricăciuni cauzate de grindină în cultura de porumb

Stricăciuni provocate de grindină

Parbriz spart de grindină cu 2,5 cm mai mare decât cea din imagine. Forța impactului depinde de duritatea granulei și de unghiul de impact.



Grindina și inundațiile: grindina puternică poate înrăutăți situația gravă a unei inundații. Pentru că gheața (grindina) plutește pe apă, are tendința de a înfunda căile de drenare și scurgere a apei. În zonele cu teren drept combinația de apă, noroi și grindină acoperă foarte repede șoselele. În imagine se poate vedea un strat de aproximativ 7-10 cm de grindină plutind deasupra apei ce amenință să inunde.

Figura 2.9 Stricăciuni provocate de grindină și efecte secundare

Metode și mijloace de detecție și protecție

Încă din secolul IV, europenii au încercat să realizeze atenționări pentru grindină sunând clopotele de la biserici și trăgând cu tunul. Tunurile de grindină erau faimoase în special în regiunile producătoare de vin în secolul XIX, iar unele versiuni moderne ale lor se găsesc și azi în Italia.

Tunul anti-grindină este un **generator de unde de șoc**. Tunul constă dintr-o cameră de explozie prevăzută cu un con de o înălțime de 6m. Tunul anti-grindină se instalează într-o clădire de beton, sau într-un container " silențios" - la limita de zgomot - și pentru a reduce posibilele neplăceri pentru vecinătăți.



Figura 2.10 Tunuri antigrindină

Principiul generatorului de unde de șoc, sau "tun anti-grindină", este de a preveni pagubele cauzate de grindină prin evitarea formării și creșterii ei în nori. Sub efectul undelor de șoc emanate din tunul anti-grindină, apa topită situată pe stratul extern al grindinei se cristalizează (trece de la starea lichidă la starea solidă). Aceasta are ca efect împiedicarea embrionilor de grindină să se aglomereze și, prin urmare, să crească. Grindina, care păstrează deci o mărime limitată, nu mai cauzează daune asupra culturilor când atinge solul.

Tunul anti-grindină este puțin sau deloc eficient când grindina este deja formată. Diferiți producători de pe piață sfătuiesc pornirea echipamentului anti-grindină cu un avans între 5 și 20 minute (în funcție de producător), înainte de căderea primelor granule de grindină. Prin urmare, se recomandă folosirea acestui sistem de protecție împreună cu o soluție de detectare (radar meteorologic și / sau abonament la un serviciu de prognoză a vremii)

După al II-lea război Mondial cercetătorii din toată lumea au încercat "însămânțarea" norilor de grindină ca măsură de reducere a dimensiunilor grindinei. Această metodă stimulează formarea unui număr mare de mici bobite de grindină care se topesc înainte de a atinge pământul. Este utilizată iodura de argint, deoarece structura moleculară este identică cu cea a apei. Această substanță servește ca centri de condensare artificiali.

Sistemului Național Antig grindină și de Stimulare a Precipitațiilor a început să funcționeze din anul 1999. În 2008 rachetele au fost lansate „oficial”, de la Unitatea - Pilot Prahova. Sistemul conține Centrul Zonal de Coordonare Moldova și Unitatea de Combatere a Căderilor de Grindina Moldova 1 Iași, Unitatea de combatere a căderilor de grindină Moldova 2 Vrancea, Centrul Zonal de Coordonare Transilvania și unitățile de combatere a căderilor de grindină din județele Mureș și Timiș.

Radarul meteorologic

În timp ce eliminarea grindinei continuă să fie o problemă destul de dificil de rezolvat, radare sofisticate au fost dezvoltate pentru a descoperi prezența grindinei înainte de a ajunge la sol. Astfel că eventuale avertizări de până la 15 minute înainte de căderea grindinei pot fi emise oferind timpul necesar pentru protecția proprietăților. Teritoriul României este supravegheat în prezent de 8 radare de tip Doppler. Cele 8 radare operaționale contribuie cu date la realizarea

mozaicului național radar care se generează la fiecare 10 minute la sediul central al Administrației Naționale de Meteorologie.

Radarul este un echipament electronic care folosește tehnica teledetecției active pentru detecția țintelor "vizibile" radar. Aceste ținte sunt de natura meteorologică (nori care conțin precipitații, neomogenități ale atmosferei, etc.) și de altă natură (orografie, clădiri, avioane, păsări, insecte, etc.). **Meteorologia** este domeniul în care se întâlnesc cele mai multe aplicații. Datele obținute cu ajutorul radarului sunt folosite pentru:

- modelele numerice de prognoză a vremii;
- prognoza "now-casting" și de foarte scurtă durată, mai ales la prognoza și detecția fenomenelor meteo periculoase.

De exemplu radarul este folosit pentru:

- detecția grindinei înainte ca aceasta să cadă la sol (mai ales cu ajutorul radarelor Doppler).
- detecția tornadelor (tot cu ajutorul radarelor Doppler) cu 30 de minute înainte ca acestea să afecteze o anumită zonă a suprafeței terestre.
- detecția fenomenului de "microburst" (fenomen care constă într-un puternic curent vertical descendent, mult mai puternic decât curenții descendenți caracteristici norilor convectivi cumulonimbus).

Clasificarea **radarelor meteorologice** se face după mai multe criterii:

- după locul unde este amplasat:
 - amplasat la sol (radare fixe și radare mobile);
 - aeropurtat (radare meteorologice pentru evitarea zonelor periculoase pentru navigația aeriană);
 - spațiopurtat (la bordul sateliților).
- după lungimea de undă folosită. Cele mai folosite benzi în detecția radar a țintelor meteo fac parte din domeniul microundelor și sunt:
 - banda W cu lungimea de undă între 0,3 și 0,8 cm și frecvența între 35 și 94 GHz, radare care detectează nori;
 - banda K cu lungimea de undă între 0,8 și 2 cm și frecvența între 14 și 35 GHz, radare de ploaie;
 - banda X cu lungimea de undă 3 cm și frecvența de circa 10 GHz, radare de zăpadă;
 - banda C cu lungimea de undă 5 cm și frecvența de 5 GHz;
 - banda S cu lungimea de undă 10 cm și frecvența de 3 GHz.
- după coerența semnalului retrodifuzat:
 - **radare necoerente**
 - **radare coerente**, din a căror categorie fac parte:
 - a. radarul Doppler, care analizează atât intensitatea semnalului recepționat, cit și faza lui;
 - b. radarul polarimetric, care analizează atât intensitatea semnalului recepționat, cit și gradul de polarizare al acestuia.
 - c. radarul Doppler polarimetric, care îmbină proprietățile radarului Doppler cu ale celui polarimetric.

Ecuția fundamentală a radarului meteorologic

Ecuția radar exprimă relația între intensitatea medie a semnalului recepționat și proprietățile volumului difuzant sau ale țintei punctuale situate la distanța r , în funcție de caracteristicile tehnice ale radarului și de condițiile de propagare între radar și țintă.

Secțiunea eficace medie a țintei pe unitatea de volum, pentru o "țintă distribuită", (compusa dintr-un mare număr de elemente prezente simultan în același volum al impulsului V), se numește **reflectivitate radar** (Figura 2.12). Unitatea de măsură este cm^{-1} . Reflectivitatea radar este proporțională cu suma puterii a șasea a diametrelor particulelor, care este **factorul de reflectivitate radar**, notat cu Z . Z se exprimă în mm^6m^{-3} . La aceasta unitate de măsură se asociază o scară logaritmică definită prin comparație cu un nivel de referință de $1 \text{ mm}^6\text{m}^{-3}$.

Factorul de *reflectivitate radar* – Z – este independent de lungimea de undă, spre deosebire de reflectivitatea radar, care depinde de puterea a patra a lungimii de undă.

Utilizarea factorului de reflectivitate în locul reflectivității permite compararea măsurătorilor obținute cu echipamente diferite.



Figura 2.11 Reflectivitatea radar

Este o mărime proporțională cu cantitatea potențială de precipitații. În legendă, culorilor din extrema dreaptă (portocaliu, roșu, mov) le corespund valorile de reflectivitate (peste 45 dBZ) ce caracterizează precipitațiile cu intensitate puternică sau furtuni cu grindină și vânt intens, în vreme ce în partea stângă, reflectivitățile mai scăzute (sub 25 dBZ) indică prezența precipitațiilor slabe cantitativ. (Sursa: www.inmh.ro)

Intensitatea precipitațiilor, R , se definește ca o anumită cantitate de apă ce traversează o secțiune orizontală (unitate de suprafață) într-un anumit interval de timp.

R poate fi măsurat sau calculat cu relații matematice.

Expresii analitice precise dar relativ complicate au fost stabilite pe căi semiempirice pentru diverse tipuri de precipitații.

Forma lor generală este: $Z = a R^b$

a și b fiind constante specifice fiecărei relații, ale căror valori sunt determinate experimental în mai multe moduri. Relația $Z - R$ prezintă o mare variabilitate, ea fiind de natura statistică și nu deterministă.

Uzual Z este exprimat în $\text{mm}^6\cdot\text{m}^{-3}$ și R în $\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$.

Efectul Doppler constă în variația de frecvență a undei electromagnetice ultrasonice percepută la receptor, în funcție de viteza de mișcare a ecoului și în raport cu mediul în care se propagă undele (Figura 2.13). Conform acestui efect avem relația:

$$f = f_0 \cdot \frac{1 + \frac{u_2}{c} \cdot \cos \theta_2}{1 + \frac{u_1}{c} \cdot \cos \theta_1} \quad (2.4)$$

unde:

- u_1 - viteza de deplasare a sursei;
- c - viteza undelor electromagnetice egală cu viteza luminii;
- u_2 - viteza de deplasare a observatorului (receptor);
- θ_1 și θ_2 - unghiurile formate de vectorii u_1 și u_2 cu direcția de observație;
- f_0 - frecvența emisă de sursă
- f - frecvența emisă de receptor

În cazul în care:

$$\frac{u_1}{c} \ll 1 \text{ și } \frac{u_2}{c} \ll 1 \quad (2.5)$$

se poate aplica o relație simplificată:

$$f' = f_0 \cdot \left(1 - \frac{u}{c} \cdot \cos \theta\right) \quad (2.6)$$

unde:

- u - este viteza relativă între receptor și sursă $U=U_1-U_2$;
- θ - unghiul dintre viteza relativă și direcția de observație;

Din relația $U=U_1-U_2$, rezultă următoarele concluzii:

- dacă sursa și observatorul se apropie, unghiul θ este obtuz, $\cos \theta < 0$ și $f > f_0$;
- dacă sursa și observatorul se îndepărtează unul de celălalt, atunci unghiul θ devine ascuțit, $\cos \theta > 0$ și deci $f < f_0$.

Utilizarea radarului meteorologic prezintă următoarele avantaje:

- poate stabili cu precizie dezvoltările pe verticală a unor formațiuni cu nori *Cumulonimbus*;
- măsoară cu un grad de precizie acceptabil cantitatea de apă ce poate rezulta prin precipitații dintr-o formațiune noroasă;
- depistează și neutralizează formarea granulelor de gheață în masa norilor, dacă instalația radar dispune de puncte organizate pentru lansarea rachetelor;
- avertizează comandamentele județene pe o rază de 400km apropierea de anumite zone importante a unor furtuni, vijelii, averse de ploaie însoțite de fenomene orajoase periculoase;
- stabilește cu precizie locul de impact cu suprafața terestră a unor obiecte cosmice (meteoriți, asteroizi, resturi de sateliți sau nave cosmice)

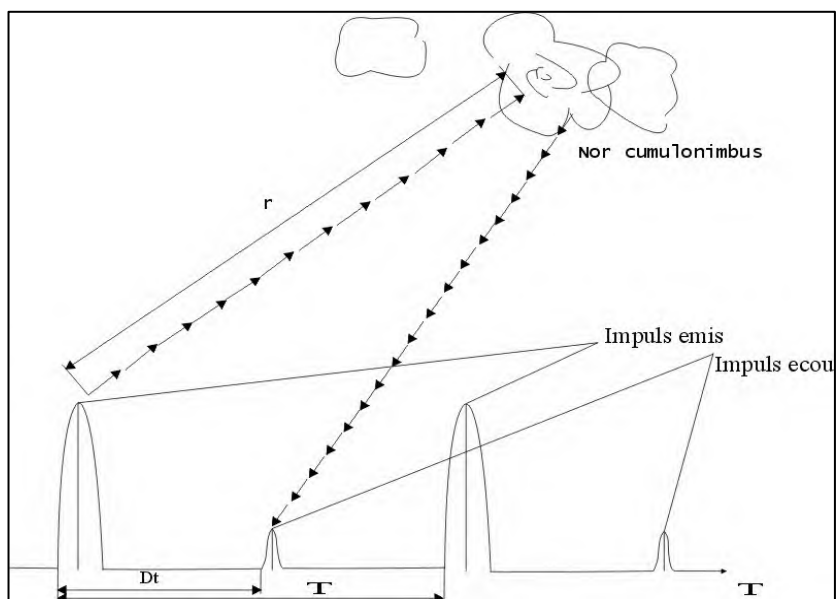


Figura 2.12 Principiul de măsurare a distanței folosit în radiolocație

figură în care:

r este distanța înclinată;

Dt simbolizează timpul de propagare a undelor electromagnetice ultracurte;

iar T este perioada de repetiție a impulsurilor.

Cursul 9

Clasificarea norilor

Norii sunt un amestec coloidal de picături de apă, amestec de picături și cristale de gheață sau cristale de gheață în stare de suspensie.

La un nor găsim trei nivele :



Norii se pot clasifica după mai multe criterii :

a) După formă :

- nori filamentari ;
- nori stratiformi ;
- nori cumuliformi (sub forma de grămezi).

b) După geneză :

- nori de convecție termică (majoritatea norilor) ;
- nori frontali (însoțesc fronturile atmosferice) ;
- nori de radiație (iau naștere noaptea, dispar repede).

c) După altitudinea la care se formează :

- nori inferiori (50÷2500 m) ;
- nori mijlocii (2500÷6000 m) ;
- nori superiori (6000÷8000 m) ;
- nori cu dezvoltare verticală (50, 100÷8000 m).

Grupa norilor superiori

Se formează de la 6000 la 8000 de metri altitudine. Sunt de culoare albă din cauza cristalelor de gheață. Nu dau precipitații.

Cirrus (Ci) – nori cu formă de fibre (filamente). Prevestesc apariția frontului atmosferic cald și apar cam cu 1000 km înaintea frontului. Nu reduc strălucirea Soarelui sau a Lunii. Vremea se “strică” la apariția lor. Semnele convenționale sunt :

Cirrostratus (Cs) – nori sub formă stratificată, sub formă de pături, de benzi. Nu dau precipitații. Prevestesc apariția frontului atmosferic cald. Suprapuși peste Soare sau Lună dau fenomenul numit **halou** (un curcubeu circular). Semnele convenționale :

Cirrocumulus (Cc) – nori sub formă de grămadă, cu aspect de grămezi mici de culoare albă. Apar odată cu norii Cirrus dar dispar rapid. Nu dau precipitații. Semnul convențional :

Grupa norilor mijlocii

Se formează de la 2500 la 6000 de metri altitudine. Au o culoare cenușie deschisă. Sunt formați din amestec de picături de apă și cristale de gheață.

Altostratus (As) : semnul convențional este ~~este~~ —

- sunt sub formă de pături sau de pânze suprapuse de culoare gri ;
- suprapuși peste Soare sau Lună, aștrii se văd ca o pată luminoasă ;
- dau precipitații cu caracter general (ploi obișnuite) ;
- sunt nori frontali (în cadrul fronturilor atmosferice).

Alto cumulus (Ac) : semne convenționale

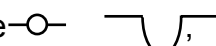
- sunt nori de culoare gri sub formă de grămezi;
- se înroșesc la apusul și la răsăritul Soarelui;
- nu dau precipitații;
- prevestesc vremea bună sau în curs de îmbunătățire;
- caracteristici zonei litorale sunt norii “**altocumulus migtalatus**” de un cenușiu închis, ce dau precipitații cu stropi mari.

Grupa norilor inferiori

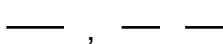
Se formează de la 50 la 2000 de metri altitudine.

Nimbostratus (Ns) : semnul convențional este 

- sunt nori de ploaie, de culoare închisă, formați numai din picături de apă;
- au formă de voaluri suprapuse;
- dau precipitații cu caracter general și sunt nori frontali.

Stratocumulus (Sc) : semne convenționale 

- sunt nori sub formă de grămezi stratificate;
- nu dau precipitații, sunt nori de vreme bună;
- apar mai ales seara și dimineața.

Stratus (St) : semne convenționale 

- sunt norii cu cel mai jos plafon;
- au o culoare cenușie deschisă;
- dau precipitații sub formă de burniță.

Norii cu dezvoltare verticală

Se formează de la 50 la 8000 de metri altitudine. Au baza de culoare închisă iar vârful de culoare albă.

Cumulus (Cu) : semne convenționale

- sunt nori de vreme bună cu contururile bine precizate;
- sunt de culoare albă.

Cumulonimbus (Cb) : semne convenționale

- sunt nori de furtună, cu extindere mare pe verticală : au baza cam la 50÷100 m și vârful la 8000 de metri;
- baza lor este întunecată (neagră), mijlocul cenușiu iar sus sunt albi;
- generează averse de ploaie ce vara sunt însoțite de descărcări electrice;
- sunt însoțiți și de vânt puternic și în rafale.

Curs 10

10.1 Indici climatici de bază

În vederea caracterizării climei, se folosesc valorile medii ale diferiților parametri meteo, valori care constituie indicii cei mai simpli.

Aceste valori sunt calculate pe o perioadă suficient de lungă de observații efectuate în platformele Stației Meteo. Aceste valori medii ne permit să apreciem dacă într-o regiune sau într-o țară vara este de obicei foarte caldă și, secetoasă sau ploioasă și răcoroasă, ce vânturi bat, dacă cerul este senin sau acoperit și, în sfârșit, dacă iarna este geroasă sau blândă.

Importanța mediilor diferiților parametri meteo constă în faptul că putem compara particularitățile climei diferitelor regiuni și în acest fel putem să apreciem gradul de poluare a acestora (dispersie, inversie termică, curenți atmosferici etc.).

Comparând datele rezultate în urma observațiilor asupra parametrilor meteo, putem găsi regiuni cu condiții identice pentru o cultură agricolă sau alta, putem indica locurile pentru înființarea unor stațiuni climatice sau putem indica direcția cea mai favorabilă pentru o linie aeriană.

Pentru scopuri practice compararea datelor meteo referitoare la un teritoriu devine deosebit de concretă după întocmirea *hărților cu izolinii*.

Ele permit să se descopere multe legi ale formării climei sau la apariția unor modificări climatice. De exemplu, prin folosirea hărților ce reprezintă repartitia presiunii atmosferice se poate vedea cum, odată cu creșterea sau scăderea presiunii curenții de aer atmosferici se propagă pe o direcție sau alta, precum și ce fel de aer transportă acești curenți (rece sau cald) sau dacă traversează zone industriale aerul va fi poluat.

Fiindcă o trăsătură caracteristică a regimului climatic pentru cea mai mare parte a globului terestru este instabilitatea inconstantă, atunci pentru caracterizarea unei clime datele medii numai sunt suficiente.

Din aceste cauze, în prelucrarea climatologică se mai folosesc valorile medii și extreme (minime, maxime).

Se definește *maximă sau minimă* valoarea extremă a unui parametru care a fost observată cel puțin o singură dată într-o perioadă plurianuală.

Diferența dintre valorile maxime și minime se numește *amplitudine*.

De exemplu, amplitudinea temperaturii variază aproximativ între 50° pe țărmul Mării Negre și 75° în Siberia.

Valorile medii extreme, amplitudinile ca indici climatici nu sunt suficiente pentru caracterizarea din punct de vedere climatic a unei regiuni sau țări.

Trebuie să se știe care anume valori și cu care anume probabilitate sunt în general posibile în regiunea studiată într-o anumită lună sau anotimp. De aceea este necesară calcularea frecvenței parametrului respectiv după intervale, mai bine spus numărul de cazuri cu o anumită temperatură sau cantitate de precipitații etc.

Valorile nebulozității, vântului, temperaturii și a altor parametri se calculează mai întâi din grad în grad, din m/s în m/s, din grad în grad, apoi se grupează pe intervale mai mari, în funcție de scopuri practice sau teoretice.

În îndreptările climatologice, de exemplu, se obișnuiește să se calculeze temperatura medie diurnă din 5° în 5°, nebulozitatea pe intervalele 0-2, 3-7, 8-10 zecimi, viteza vântului pe intervalele 0-1, 2-5, 6-10, 11-15 și peste 15m/s.

Numărul de cazuri calculat pentru fiecare interval – frecvență, se exprimă, de regulă, în procente față de numărul total de cazuri. Se obișnuiește să se determine numărul mediu de zile cu fiecare interval.

Se prezintă un exemplu în acest sens:

tabelul 9.3

Numărul mediu de zile (%)	Temperatura (°C)						Total
	5.1	10.1	15.1	20.1	25.1	30.1	
	1	1	1	1	1	1	
	10	15	20	25	30	35.0	
	0.1	2.6	11.9	12.8	3.5	0.02	
	0.3	8.4	38.5	41.4	11.3	0.1	100

În concluzie, cunoscând frecvența variației unor parametri pentru o perioadă îndelungată precedentă, se consideră în practica climatologică că aceeași va fi și probabilitatea ca aceeași variație să se repete, dacă, nu este de așteptat o schimbare esențială a climei - cum, de altfel se observă în zilele noastre.

Există situații când nu se mai calculează toate intervalele unui parametru, ci numai unele care prezintă o importanță deosebită.

Spre exemplu, în cazul umidității aerului se calculează numărul mediu de zile cu o umiditate relativă (RH) de 80% (la orele 13⁰⁰) și cele cu o umiditate relativă de 30% (la orice oră a observațiilor). Aceste valori se publică în îndreptările climatologice.

10.2 Curbele repartiției valorilor parametrilor meteorologici

În practica climatologică frecvența valorilor parametrilor meteo este dată de *diagramele* și *curbele de repartiție*.

În general, o curbă de repartiție se realizează prin dispunerea pe axa de variație a parametrului meteo a cărei frecvență vrem să o determinăm, iar pe axa ordonatelor numărul de zile din lună în care au loc aceste variații.

Se reprezintă diagrama și curba de repartiție a maximei temperaturii înregistrată la Stația Meteo Urbană Iași în figura 9.1.

De exemplu, temperatura în luna iulie (Stația Meteo Urbană Iași):

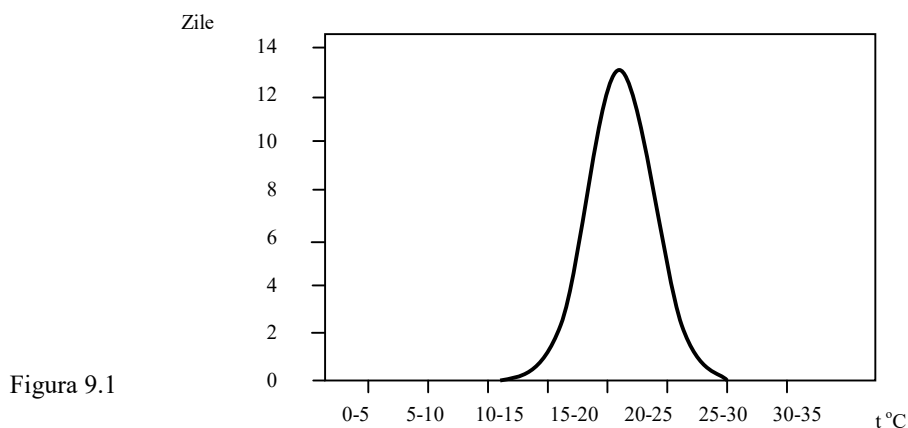


Figura 9.1

Frecvența maximă atinge 13.5 zile și revine unui interval de 25.5°C.

Existând curba de repartiție se poate citi pe ea frecvența oricărui interval după o frecvență cu valoare dată.

Se poate reprezenta temperatura medie pe o perioadă de 55 de ani pentru luna iulie. După unele informații ea este de 23.7°C, în zona orașului Iași.

Curba temperaturii pentru o stație meteo din zona temperată este dată de *curba normală de repartiție*. Aspectul ei este:

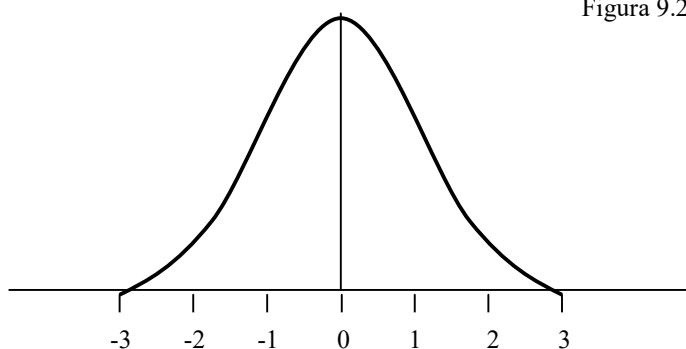


Figura 9.2

În punctul zero pe axa absciselor este reprezentată valoarea medie plurianuală a unui parametru analizat. În stânga se află valorile inferioare acestei medii, iar în dreapta valorile superioare.

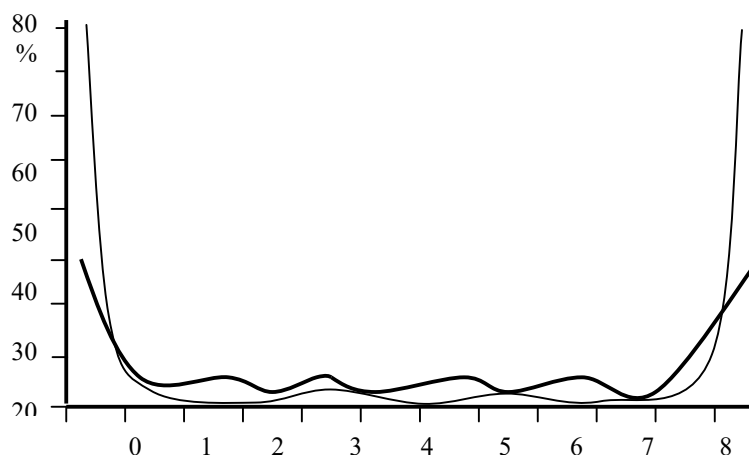
Pe axa ordonatelor se ia frecvența valorilor respective calculată în procente față de numărul total de cazuri.

Pentru curba normală valoarea medie are o frecvență maximă – curba fiind simetrică, aceasta însemnând că descreșterea ei de la maxim are loc cu o viteză egală în ambele sensuri.

Pentru unii parametri climatici ca: presiunea atmosferică, temperatura și umiditatea aerului și alții, forma curbei se apropie de cea normală, dar de exemplu, în cazul repartiției nebulozității, forma curbei se deosebește esențial, având o formă originală.

Valorile extreme ale acestui parametru sunt zero (cer senin) și zece (cer acoperit total) se întâlnesc mai des decât valorile cuprinse în acest interval (0-10).

Figura 9.3



Se produce o acumulare a numărului de cazuri lângă limitele extreme.

Concluzia rezultată din grafic este că în cazul când valorile parametrului nu pot depăși o anumită limită (0-10), curba deviază cel mai mult de la forma normală.

Este cazul și precipitațiilor a căror valoare nu poate fi sub zero.

10.3 Caracteristicile variabilității parametrilor meteorologici

Frecvența intervalelor parametrilor meteorologici reprezintă toate valorile pe care parametrul respectiv le poate lua în diferite zile sau ani. Această frecvență este reprezentată sub forma curbei de repartiție sau în diferite tabele.

Pentru a se observa cât de mult variază valorile parametrilor meteo în unii ani se calculează abaterile lor medii de la cea normală, mai exact de la media plurianuală.

tabelul 9.4

Anii	Temperatura χ_i			Abaterile de la media plurianuală			Pătratul abaterii de la media plurianuală		
	I	VII	anual	I	VII	anual	I	VII	anual
1831	-12,5	17,7	2,3	1,0	-2	-0,8	1	4	0,64
1835	-13,0	17,1	1,6	0,5	-2,6	-1,5	0,25	6,76	2,25
1926	-12,3	16,1	2,8	1,2	-3,6	-0,3	1,44	12,96	0,09
1930	-9	19,6	3,7	4,5	-0,1	0,6	20,25	0,01	0,36
Suma	-1352,5	1972,2	314,6	135,2	71,6	38,9	1103,52	298,6	82,48
				-137,4	-69,4	-34,3			

Suma ±				±272,6	±141	±73,2			
Rădăcina pătrată							33,23	17,28	9,08
Media pe 100 ani χ_n	Temperaturi medii plurianuale χ_n			Abateri medii absolute ale lui V'			Abateri medii pătratice ale lui σ		
	-13,52	19,72	3,1	±2,7	14,1	0,7	3,3	1,7	0,9

Metodic, se calculează mai întâi abaterea de la medie pentru fiecare an, din datele anuale se scade apoi valoarea normală notându-se diferențele cu semnul „+” (plus), respectiv „-” (minus). Aceste abateri de la normală mai sunt cunoscute sub numele de **anomalii aclimatice**.

De exemplu: în anul 1831 temperatura medie pe luna ianuarie a fost de -12,5 °C. Abaterea de la media plurianuală va fi: (-13,5) - (-12,5) = +1°C. Același calcul pentru luna iulie: 19,72 - 17,7 = -2,02 (semnul „-” deoarece temperatura a scăzut).

În afară de *abaterea medie absolută*, în climatologie se mai utilizează **abaterea medie pătratică** – mărime care exprimă mai bine variabilitatea unui parametru meteorologic. Această abatere se calculează utilizând relația:

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\chi_i - \chi_n)^2}{n}} \quad (9.1)$$

unde:

- χ_i – reprezintă valorile parametrului pe diferiți ani;
- χ_n – reprezintă media plurianuală a unui parametru meteorologic.

9.2.3. Omogenitatea seriilor de observații meteorologice

Analiza schimbărilor climatice și compararea climei diferitelor regiuni sau localități se bazează pe seriile de observații care trebuie să fie nu numai exacte ci și omogene. Aceste serii de observații servesc la analiza valorilor parametrilor meteorologici pe diferiți ani făcându-se apoi deducțiile plurianuale.

Omogenitatea seriilor de observații constituie o condiție necesară pentru prelucrarea climatologică. O serie de observații este omogenă când, în cazul în care variația datelor asupra unor parametri meteo de la un an la altul și de la o perioadă la alta depinde numai de condițiile climatice ale acestor perioade și nu de precizia, schimbarea aparatelor de măsurare, sau după modul de apreciere a unor fenomene meteo de către observatorii stațiilor meteo.

Pentru a se evita apariția unor erori umane, a început să se folosească în prezent în lume stații de observare automate cu transmisie radio a datelor, folosind reflexia undelor electromagnetice ultracurte de către plasma formată de curenții meteorici.

Schimbarea adăposturilor cu cele moderne în 1915 au influențat observațiile (0.5°C) – și de aceea au fost necesare unele corecții.

În cazul când este necesar un nou amplasament pentru o Stație Meteo se fac observații în paralel pe vechiul amplasament și pe noul amplasament timp de un an.

În caz că apar diferențe este necesar să se facă corecții.

Regula generală pentru introducerea corecțiilor sub formă algebrică:

Notăm cu:

- “ T ” - temperatura observată pe perioada de corectat;
- “ T ’ ” - temperatura corectată;
- “ d ” - diferența dintre temperaturile stațiilor pe perioada de corectat;
- “ D ’ ” - diferența pe o altă perioadă când măsurătorile de temperatură erau exacte. Ea poate fi considerată corectă arătând situația termică reală la amplasamentul celor două stații.

Trebuie să aflăm temperatura reală și pentru perioada pe care o corectăm avem relația:

$$T' - T = D - d$$

$$T'=(D-d)+T$$

(9.2)

Această metodă se folosește la înlăturarea neomogenităților din seriile de observații și a celorlalți parametri climatici și anume:

- mediile temperaturii și umezelii aerului;
- mediile presiunii atmosferice;
- frecvența valorilor de nebulozitate.

A doua metodă folosită destul de frecvent în climatologie este *metoda grafică*, mai ales la analiza serilor de observații privind precipitațiile atmosferice, stratul de zăpadă etc.

Pentru compararea datelor rezultate din măsurătorile a două stații după această metodă, se realizează utilizând tehnica de calcul: *grafice de corelare*.

Pe cele două axe sunt reprezentate datele rezultate din observații la cele două stații. La intersecția coordonatelor se marchează un punct, indicându-se alături anul în care s-a făcut observația.

Dacă precipitațiile – de exemplu – sunt înregistrate corect și uniform, atunci între rezultatele observațiilor de la ambele stații trebuie să existe o concordanță perfectă, punctele situându-se în apropierea unei linii drepte numită *linie de dependență*.

Aceste grafice capătă aspecte total diferite atunci când omogenitatea observațiilor la una din stații nu este respectată.

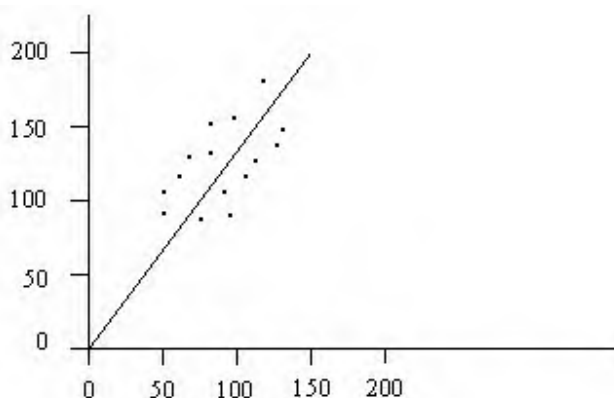


Figura 9.4

Statia si platforma meteorologica

Instrumente utilizate pentru observarea si masurarea principalelor elemente meteorologice

Statia meteorologica este locul in care se executa observatiile meteorologice, ales dupa criterii care sa asigure reprezentativitatea elementelor masurate pentru regiunea inconjuratoare.

Aceasta impune amplasarea pe teren deschis si tipic pentru regiunea in care functioneaza.

Densitatea retelei de statii este mai mare in regiunile unde variabilitatea elementelor meteorologice este mai pronuntata si mai ales in vecinatatea zonelor care constituie limite climatice. Pentru terenurile putin accidentate se considera insa suficienta amplasarea unui post pluviometric la 100 kmp., unui post termohigrometric la 500 kmp. Iar a unui barometric, amemometric si heliografic la 5000 kmp.

Pentru realizarea unor studii regionale se impune ca perioada de observatii la astfel de statii sa fie de minimum 30 ani. Aceasta perioada trebuie sa fie mai mare pentru regiunile muntoase, acolo unde variabilitatea elementelor climatice, si in special precipitatiile atmosferice, este mai accentuata.

Organizatia Meteorologica Mondiala a luat masura standardizarii instrumentelor si metodelor de observatii utilizate de statiile meteorologice pentru ca rezultatele observatiilor sa poata fi comparate intre ele.

Pentru o statie trebuie cunoscuta cu precizie localizarea sa, data prin: denumire, coordonate geografice, altitudine, indicativ si numar.

Denumirea statiei este data de cea a localitatii pe teritoriul careia este amplasata. Indicativul statiei este compus din cinci cifre si reprezinta amplasarea sa pe suprafata globului terestru, in cadrul retelei meteorologice mondiale. Numarul reprezinta pozitia in cadrul retelei meteorologice nationale. La noi el este format din 6 cifre ce corespund unitatilor de grad, zecilor si unitatilor de minut ale latitudinii, respectiv longitudinii.

De exemplu, statia Bucuresti – Baneasa are coordonatele geografice 44°30' lat.N si 26°08' long.E Numarul climatologic al statiei va fi 430608.

La statiile meteorologice activitatea de observatii si masuratori se incadreaza in 2 programe principale, programul sinoptic si programul climatologic.

1. Observatiile sinoptice se desfasoara pe intreg teritoriul Romaniei dupa ora oficiala, la diferite intervale de timp, de regula orare. Aceste observatii, transmise in flux rapid la serviciile teritoriale si la INMH, sunt utilizate in special in activitatea de prognoza si protectie meteorologica a navigatiei aeriene.

2. Observatiile climatologice se efectueaza dupa timpul solar mediu local, la interval de 6 ore. Datele rezultate, dupa prelucrare si inscriere in tabele speciale si pe medii magnetice, sunt utilizate in activitatea de deservire meteorologica curenta si pentru constituirea arhivei nationale de date climatologice.

Platforma meteorologica

Este locul unde sunt instalate majoritatea aparatelor si instrumentelor meteorologice cu care este dotata o statie. Este situata pe un teren deschis, reprezentativ

pentru regiunea unde este amplasata statia. Platformele meteorologice standard au forma unui patrat cu latureile de 26 m. orientate N-S si E-V. Ele sunt inconjurate cu gard de sarma care nu impiedica circulatia aerului si nu permite iarna formarea troienelor de zapada. Fata de platformele standard, in conditii speciale, la statiile cu volum redus de informatii sau amplasare in zone cu relief dificil, se admite reducerea suprafetei pana la 16 x 20 m. In acelasi timp dimensiunile parcelelor la care se efectueaza programe speciale pot fi mai mari decat cele standard.

Conform recomandarilor OMM, in jurul platformei meteorologice trebuie sa existe o zona de protectie meteorologica absoluta, adica un teren de 30 m. de la fiecare latura a ei in care sunt interzise executarea oricaror instalatii supraterane de irigatii si plantarea de culturi forestiere sau culturi agricole inalte. O recomandare speciala trebuie respectata in cazul in care statiile sunt in apropierea suprafetelor mari de apa: platforma in acest caz trebuie sa se afle la cel putin 100 m. de limita tarmului.

Solul platformei trebuie sa fie acoperit cu iarba iar circulatia se face pe carari special amenajate. Accesul la platforma precum si la aparatele instalate pe ea, cu exceptia heliografului, se face pe latura nordica.

Daca temporar sau permanent pe platforma se instaleaza si alte instrumente decat cele standard se recomanda ca prezenta acestora sa nu influenteze functionarea aparatelor de baza.

Instrumente si aparate utilizate la statiile meteorologice si locul amplasarii lor

Elementul meteorologic	Instrumentul cu citire directa	Aparatul inregistrator	Locul instalarii
Presiunea atmosferica	Barometrul cu mercur (aneroid)	Barograful	Localul statiei
Temperatura aerului (temp.adevarata)	Termometrul uscat	Termograful	Platforma (adapostul meteorologic)
Temperaturile extreme - maxima - minima	Termometrul de maxima Termometrul de minima	Termograful	Platforma (adapostul meteorologic)
Tensiunea vaporilor de apa. Umiditatea relativa a aerului.	Psihometrul Hidrometrul cu fir de par	Psihograful Higrograful	Platforma (adapostul meteorologic)
Cantitatea de precipitatii	Pluviometrul	Pluviograful	Platforma
Grosimea stratului de zapada	Rigra nivometrica	-	Platforma
Directia vantului	Girueta	Girueta inregistratoare	Platforma
Taria (viteza) vantului	Anemometrul	Anemograful	Platforma
Durata de stralucire a soarelui	Heliograful	-	Platforma
Temperatura la suprafata solului	Termometrul ordinar:	-	Parcela special amenajata pe platforma

	• de maxima • de minima		
Temperatura in sol	Terometrul de sol	-	Parcela special amendajata pe platforma

Adapostul meteorologic

Adapostul este format dintr-o cutie de forma paralelipipedica vopsita in alb pe exterior si netru in interior. Peretii sunt construiti din jaluzele, baza din plasa de sarma montata pe doua scanduri perpendiculare iar acoperisul, dublu, este acoperit cu panza de in impermeabilizata si prevazut cu un cos de ventilatie. Adapostul este montat pe picioare din lemn de 1,80 m. inaltime, in acest fel intrumentele pentru temperatura si umiditatea aerului avand partea sensibila la 2 m. deasupra solului, inaltime la care se recomanda masurarea temperaturii si umezelii aerului.

De obicei, pe platformele meteorologice exista doua adaposturi meteorologice, unul pentru instrumentele cu citire directa ci cel de-al doilea pentru instrumentele inregistratoare.

Aparate inregistratoare

Pe langa instrmentele cu citire directa, pentru elementele meteorologice de baza se folosesc aparate inregistratoare. Acestea au trei parti componente principale:

- partea sensibila la variatiile elementului inregistrat; ea se deformeaza la variatiille, oricat de mici, elementului care se inregistreaza;
- sistemul de transmisie si amplificare alcatuit din parghii care amplifica deformatiile partii sensibile si le transmit catre sistemul de intregistrare;
- sistemul de intregistrare – format dintr-un cilindru metalic cu mecanism de ceasornic; acesta efectueaza in mod uniform o rotatie completa in jurul axului sau in 24 de ore sau o saptamana iar pe el se afla infasurata o diagrama; pernita de la capatul sistemului de amplificare traseaza pe diagrama variatia elementului meteorologic inregistrat.

Pentru a putea folosi datele de la aparatele inregistratoare este necesara descifrarea diagramelor. Aceasta presupune o serie de operatii succesive, comune termogramelor, higrogramelor si barogramelor care pot fi sintetizate astfel:

- stabilirea corectiilor de timp;
- citirea valorilor orare pe curbe cu precizie de 0,1°C la termograf, 1% la higoigraf si 0,1 mb la barograf si notarea lor pe diagrama in dreptul ficarei ore, in partea de jos a diabramei.
- determinarea corectiilor pe baza valorilor de la intrumentele cu citire directa. Pentru aceasta se noteaza indicatiile instrumentelor cu citire directa la cele patru termene climatologice si anume indicatiile termometrului uscat pe termograma, valoarea umezelii relative pe higoograma si presiunea atmosferica redusa la 0°C pe barograma; se calculeaza diferentele dintre aceste valori si cele inregistrate pe diagrama la aceleasi ore, rezultand astfel corectia. Corectiile pot fi pozitive sau negative.

- repartitia corectiilor de la cele patru termene, pe ore, intre doua termene de observatii. Repartitia se face aplicand regulile de interpelare liniara sau utilizand tabelele de corectie existente la statii.
- stabilirea valorilor extreme, carora li se aplica corectiile de la orele intregi cele mai apropiate.

Observatiile meteorologice se realizeaza pe doua cai: vizual si instrumental

a. Observatiile vizuale se efectueaza cu ochiul liber, asupra Soarelui si a diferitelor fenomene atmosferice cum sunt:

- ♣ nebulozitatea atmosferica se apreciaza in zecimi pe bolta cereasca;
- ♣ discul solar reda starea timpului: senin, semisenin, acoperit;
- ♣ starea solului: umed, uscat, reavan, acoperit sau nu cu zapada;
- ♣ fenomene orajoase: tunete, fulgere, trasnete;
- ♣ furtuni, vijelii, uragane, viscole;
- ♣ diverse fenomene hidrometeorologice: roua, pacla, bruma, polei, chiciura, ninsoare, lapovita, statul de zapada, ceata, aerul cetos, negura, depunerile de gheata pe conductorii aerieni, ploaia, grindina etc.

Pentru fiecare fenomen se utilizeaza anumite semne conventionale consacrate, inscise in aceleasi Instructiuni de la statiile meteorologice. Se noteaza pentru fiecare ora de inceput si ora de sfarsit, iar pentru unele intensitatea lor, sub forma unor indici exponentiali.

b. Observatiile instrumentale se efectueaza cu ajutorul instrumentelor sau aparatelor de masura, pot fi: cu citire directa si inregistratoare.

Aproape fiecare element meteorologic poate fi determinat, atat cu aparate cu citire directa, cat si cu aparate inregistratoare.

Atat observatiile instrumentale, cat si cele vizuale, se efectueaza la termene standard conform programelor meteorologice mondiale si anume: la orele 0, 6, 12, 18 UTC in cazul Programului climatologic si din ora in ora in cazul Programului sinoptic.

In cazul observatiilor topoclimatice, acestea se efectueaza incepand cu aparatele instalate pe sol si apoi, pe verticala si in adaposturi. Acest lucru este necesar deoarece procesul de incalzire incepe de jos in sus, incat sa poata fi evitate erorile de supraincalzire sau racire a suprafetei solului.

In cazul observatiilor sinoptice si de climat, acestea se efectueaza incepand cu cele din adapostul meteorologic; ordinea si durata efectuarii observatiilor la termenele respective se realizeaza intre minutele de mai jos ale orei precedente, astfel:

- ♣ la si 15-17 minute se determina temperature pe sol si in sol si se constata starea suprafetei solului (umed, uscat etc.);
- ♣ la si 18-19 minute se efectueaza determinarile la aparatele inregistratoare, astfel: pentru termograf si higrograf la ora 12, pentru barograf dupa ora 12, pentru heliograf dupa apusul Soarelui, pentru statul de zapada, chiciura si polei la ora 6;
- ♣ la si 20-23 de minute, giruetele;
- ♣ la si 24-25 minute pluviometrul (inlocuirea colectorului);

- ♣ la si 26-29 de minute la aparatele cu citire directa din adapostul din stanga;
- ♣ la si 30 de minute la barometrul cu mercur din interiorul statiei;
- ♣ la si 31-34 de minute, observatii instrumentale asupra stratului de zapada (grosime, densitate); concomitent se fac observatii vizuale asupra nebulozitatii, vizibilitatii si a altor fenomene meteorologice.

T₃ Măsurarea temperaturii aerului

- **Introducere**
- **Instrumente cu citire directă utilizate pentru măsurarea temperaturii aerului**
 - **Termometrul meteorologic ordinar T.M.O.**
 - **Termometrul de maximă**
 - **Termometrul de minimă**
- **Aparate înregistratoare (termografe)**
 - **Termograful tip Fischer**
 - **Termografele cu tub Bourdon**

Bibliografie:

- **Sterie Ciulache, „Meteorologie. Manual practic”, Facultatea de Geologie-Geografie, București.**
- **<http://images.google.ro>**

Introducere:

Temperatura reprezintă o însușire fizică esențială a materiei și de valorile ei depinde starea de încălzire și de răcire a diferitelor corpuri. Cunoașterea valorilor de temperatură este absolut necesară în numeroase domenii din sfera socio-economică. Temperatura aerului e cel mai important parametru meteo-climatic ce se utilizează în toate caracterizările, asupra timpului (vremii) pe termen scurt și a climei, la macroscara temporală.

Determinarea valorii de temperatură pornește de la presupunerea cunoașterii și observării relațiilor existente între temperatura corpurilor și volumul acestora (creșterea temperaturii determină creșterea volumului și invers). Pentru a putea sesiza și înregistra toate modificările temperaturii într-un anumit interval de timp au fost alese acele corpuri (lichide, metalice, aliaje) care întrunesc anumite condiții:
 - densitate mare și foarte mare care conferă o inerție termică mai mult decât satisfăcătoare;

- slabă volatilitate; corpurile/ substanțele volatile – lichide în special – nu sunt agreate dar sunt preferate în condițiile în care este absolut necesară și determinarea valorilor de temperatură foarte scăzută (a minimelor termice);
- coeficienți de dilatare constanți pe toată durata manifestării variațiilor de temperatură.

Lichidele termometrice cele mai folosite în practică sunt: mercurul, alcoolul și toluenul.

Mercurul (Hg) provine din latinescul „mercurius”, este un metal lichid de culoare alb-argintie, care se găsește în natură sub formă de sulfură (cinabru).

Hidrargirul (argintul viu) are punctul de îngheț la $-38,87^{\circ}\text{C}$ și punctul de fierbere la $356,95^{\circ}\text{C}$. Are un coeficient de dilatare foarte mare, fiind adesea utilizat în termometrele cu care se măsoară temperaturi ridicate (ordinare și de maximă).

Alcoolul ($\text{C}_2\text{H}_5\text{OH}$) are punctul de fierbere la $78,5^{\circ}\text{C}$ iar punctul de îngheț la $-117,3^{\circ}\text{C}$, fiind folosit, mai ales, la măsurarea temperaturilor minime.

Toluenul (C_7H_8) este o hidrocarbură aromatică cu miros specific, obținut din gudroanele cărbunilor de pământ și din fracțiunile petroliere îmbogățite prin aromatizare. Are punctul de îngheț la -95°C și punctul de fierbere la $110,56^{\circ}\text{C}$, fiind uzitat de termometrele care măsoară temperaturile scăzute.

Intervalul dintre cele două puncte termice (temperatura de fierbere a apei distilate la presiune normală și temperatura de topire a gheții) reprezintă *scara termometrică*, intervalul împărțit într-un număr variabil de părți egale, fiecare dintre ele reprezentând un grad de temperatură. Sunt cunoscute mai multe scări de temperatură:

Scara Celsius, introdusă de astronomul și fizicianul suedez Anders Celsius în 1742, este divizată de la $0-100^{\circ}\text{C}$, în 100 de părți egale.

Scara Réaumur, introdusă de fizicianul și naturalistul francez René Antoine Ferchault, este divizată în 80 de părți egale ($0-80^{\circ}$), gradul Réaumur fiind astfel mai mare decât gradul Celsius.

Scara Fahrenheit, introdusă de fizicianul german Gabriel Daniel Fahrenheit în 1715, este împărțită în 180 de părți egale ($32-212^{\circ}\text{C}$).

Între cele trei scări de temperatură apare o relație de egalitate, de forma:

$$\frac{C}{100} = \frac{R}{80} = \frac{F - 32}{130}$$

Simplificând, proporțiile de mai sus devin:

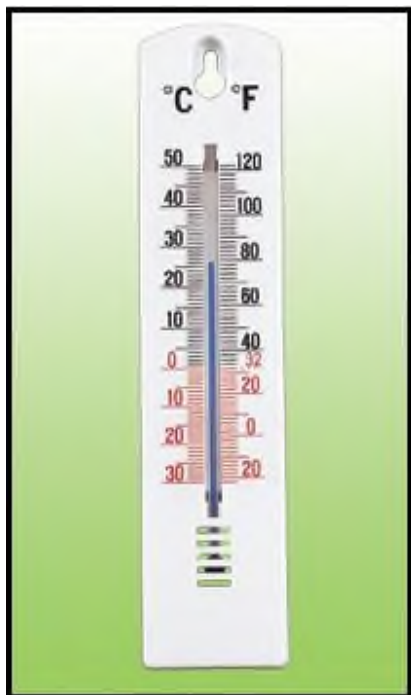
$$\frac{C}{5} = \frac{R}{4} = \frac{F - 32}{9}$$

$$t_C = \frac{5t_R}{4} = \frac{5}{9}(t_F - 32);$$

$$t_R = \frac{4t_C}{5} = \frac{4}{9}(t_F - 32);$$

$$t_F = \frac{9}{5}(t_C + 32) = \frac{9}{4}(t_R + 32)$$

Prin intermediul lor se poate trece de la o scară termometrică la alta astfel:



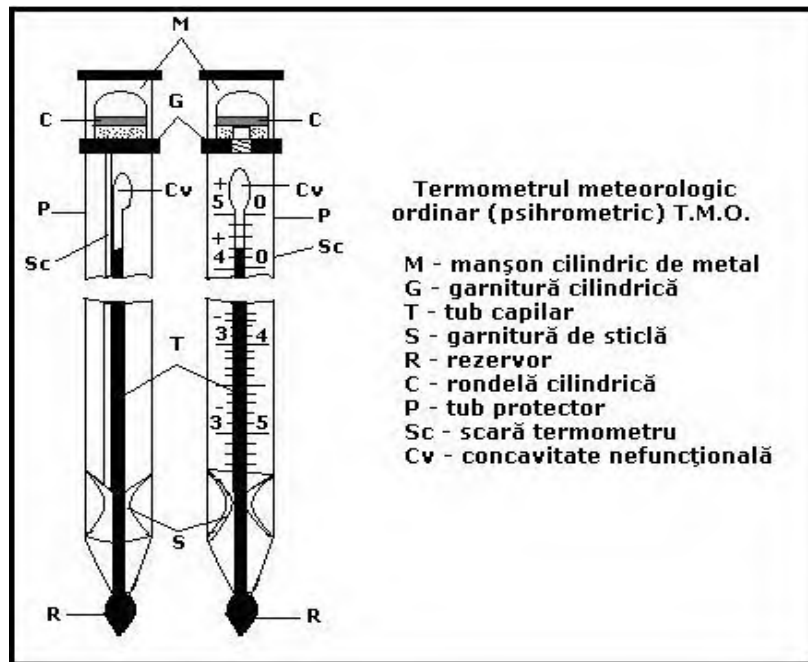
Scara Kelvin, numită și „scara termometrică absolută a lui Kelvin”, a fost imaginată de lordul William Thompson Kelvin și este o unitate de măsură (simbol K) pentru intervalele de temperatură, egală cu $1/273,15$ din temperatura absolută a punctului triplu al apei. La această scară se notează cu 0°K cea mai coborâtă temperatură posibilă ($-273,15^{\circ}\text{C}$). Mărimea gradelor de temperatură în scara Kelvin este egală cu cea a gradelor din scara Celsius ($1^{\circ}\text{K}=1^{\circ}\text{C}$), deosebirea fiind dată de locul de marcare al valorii zero.

În majoritatea țărilor lumii se uzitează termometre gradate în scara Celsius și în scara Fahrenheit.

La stațiile meteorologice din România, în scopul măsurării temperaturii la anumite ore, climatologice (01,07,13,19) sau sinoptice (din oră în oră), se folosesc instrumente cu citire directă (termometre), iar pentru înregistrarea variațiilor continue ale temperaturii aerului într-o perioadă mai lungă (o zi sau o săptămână) se utilizează termografe.

Instrumente cu citire directă utilizate pentru măsurarea temperaturii aerului:

- a) *Termometrul meteorologic ordinar (psihrometric) T.M.O.* este format din:



Rezervorul este umplut cu lichid termometric (mercur). Forma sa poate fi diferită, de la cilindrică până la sferică și tronconică.

Tubul capilar este un cilindru subțire de sticlă prin care coloana de mercur poate înainta sau se poate retrage fără a întâmpina nici un obstacol. La partea inferioară tubul capilar este sudat cu rezervorul, iar la partea superioară se termină cu o concavitate nefuncțională.

Scara gradată este reprezentată de o bucată de porțelan sau opal alb pe care sunt marcate diviziuni. Cele multiple de 10° sunt înscrise cu cifre (dispuse simetric de o parte și de alta al lui 0). Diviziunile multiple de 5° sunt marcate fie cu cifra 5 fie printr-o linie continuă care în capăt seamănă cu o săgeată. Diviziunile de 1° sunt marcate cu linii mai scurte dar mai lungi decât cele corespunzătoare zecimilor de grad. În general scara gradată a T.M.O. este cuprinsă între -40°C și $+60^\circ\text{C}$. Precizia este de $0,2^\circ\text{C}$ ceea ce se traduce prin aceea că între două grade întregi există și intervale. La partea superioară scara gradată este fixată printr-o bucată de sârmă fină iar în partea inferioară este susținută de o garnitură de sticlă.

Tubul protector este un cilindru de dimensiuni mult mai mari decât cele ale tubului capilar. Tubul protector înglobează practic întreg ansamblul termometrului.

Manșonul metalic are rolul de a preîntâmpina transferul de căldură dintre operator și termometru. Nu se întâlnește la toate tipurile de termometre.

Instalarea T.M.O. se face în primul adăpost meteorologic în poziție perfect verticală. Dintre disfuncționalități, cea mai dea întâlnită este întreruperea coloanei de mercur.

Corecția instrumentală este un gen de corecție ce se aplică datorită imperfecțiunii calibrării tunului capilar. Pentru aceasta se realizează un șir de determinări simultane la termometrul etalon și la termometrul de la stație (termometrul de etalonat). Media diferențelor citirilor la cele două termometre oferă valoarea acestei corecții. În funcție de

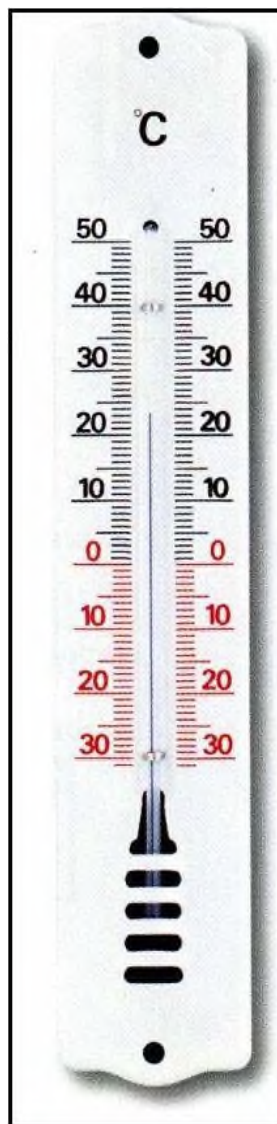
semnul ei se va aduna sau se va scădea din toate valorile de temperatură ce vor fi determinate în viitor de termometrul de la stație.

b) *Termometrul de maximă (T_{max})*

T_{max} se aseamănă destul de mult cu T.M.O., însă are față de acesta câteva caracteristici de specificitate. Asemănarea este dată de lichidul termometric (mercur) și de configurația generală foarte apropiată de cea a T.M.O.: rezervor, tub capilar, tub protector, scară gradată între -30° și $+50^{\circ}$ etc.

Principala sa particularitate este maximilitatea (posibilitatea de a înregistra și păstra valoarea de temperatură cea mai ridicată din intervalul de timp între două termene orare de observație). Maximilitatea este asigurată de însușirea sa fundamentală și anume *îngustarea tubului capilar în imediata apropiere a locului unde acesta e sudat cu rezervorul prin intermediul unui dinte (știft de sticlă)*. Rolul acestui știft de sticlă este acela de a se constitui un obstacol în calea înaintării coloanei de mercur în cazul creșterii temperaturii (forța de frecare dintre pereții tubului capilar și dinte de sticlă e mai mică totuși decât forța de coeziune dintre moleculele de mercur astfel încât coloana de mercur poate depăși obstacolul știft și să se fixeze în dreptul celei mai mari valori de temperatură). La momentul în care temperatura aerului începe să scadă, coloana de mercur va rămâne blocată. Acest lucru este asigurat

de poziția aproape orizontală a termometrului în adăpost.



T_{max} este mai scurt decât T.M.O., are precizie mai slabă ($0,5^{\circ}\text{C}$). El este instalat pe furca superioară a stativului cu termometre din primul adăpost meteorologic.

Determinarea celei mai ridicate temperaturi a aerului cu ajutorul termometrului de maximă se face la orele de observații climatologice 01, 07, 13, 19. În prealabil se impune verificarea poziției coloanei de mercur din tubul capilar deoarece aceasta poate fi deplasată către dreapta față de locul întreruperii, ca urmare a trepidațiilor adăpostului meteorologic sau poziției greșite a termometrului.

După înscrierea valorilor termice în registru, termometrul de maximă se „operează”, adică se scutură energic până când mercurul din tubul capilar se retrage în rezervor. După operare, termometrul de maximă ținut cu rezervorul în jos, se reinstalează în suportul său ușor înclinat. El este bine „operat” numai dacă, în urma aplicării corecției instrumentale indică aceeași temperatură cu termometrul psihrometric uscat, căruia i s-a aplicat această corecție.

c) Termometrul de minimă (T_{min})

Termometrul de minimă T_{min} este un termometru meteorologic cu alcool care se întrebuințează pentru determinarea celei mai scăzute temperaturi a aerului (minima) din intervalele cuprinse între orele de observații. El se deosebește de celelalte termometre meteorologice prin câteva particularități de construcție:

- rezervorul cu alcool are dimensiuni mai mari în scopul de a prezenta o inerție capabilă să-l ferească de influența microvariațiilor momentane ale temperaturii aerului.
- forma rezervorului este cilindrică (modelele rusești) și asemănătoare unei furci sau literei „U” (modelele germane). Ea urmărește să creeze o suprafață cât mai mare de contact cu mediul.



Construcția termometrului de minimă are drept principală caracteristică *prezența în interiorul coloanei de alcool a indicelui mobil de porțelan sau sticlă*. Acesta are formă alungită (12-14 mm) și capetele bombate ca gămălia unui ac.

Scara termometrului de minimă este gradată din 0,5 în 0,5°C, între limitele -45°C și +45°C.

Termometrul de minimă se instalează pe furca inferioară a stativului de termometre din primul adăpost meteo în poziție perfect orizontală, cu rezervorul îndreptat spre stânga și manșonul metalic spre dreapta față de persoana care efectuează observația.

Poziția orizontală este necesară pentru ca deplasarea indicelui de porțelan în tubul capilar să nu fie influențată de forța gravitației. La instalare, indicele de porțelan trebuie să se găsească în interiorul coloanei de alcool, cu capătul din dreapta (opus rezervorului) aflat în contact cu pelicula superficială care formează meniscul concav al alcoolului din tubul capilar. Când temperatura aerului scade, alcoolul se contractă, coloana micșorându-se; indicele este antrenat și el către rezervor, deoarece forța de frecare a capetelor sale de pereții tubului capilar este mai mică decât forța de rezistență a peliculei superficiale (dată de coeziunea dintre moleculele alcoolului). Ulterior, atunci când temperatura aerului începe să crească, alcoolul se dilată prelingându-se printre pereții tubului capilar și capetele indicelui fără ca acesta să fie antrenat către temperaturile mai mari. Acest lucru este posibil pentru că indicele se află în contact cu partea inferioară a peliculei superficiale.

Citirile termometrului de minimă se fac la orele de observații climatologice 01,07,13,19, fără a-l atinge sau scoate din suportul său. Întrucât scara termometrului este gradată din 0,5 în 0,5°C, iar precizia determinărilor trebuie să fie de 0,1°C, zecimile de grad se apreciază din ochi.

Termometrul de minimă poate suferi o serie de dereglări. Cea mai frecventă este întreruperea coloanei de alcool prin intermediul unor bule de aer. Ea se produce fie din cauza variațiilor bruște ale temperaturii aerului, fie din cauza trepidațiilor puternice. Termometrele de minimă se verifică (se etalonează) o dată la 3 ani.

Termometrului de minimă i se poate aplica și corecția suplimentară în raport cu termometrul ordinar, în sensul că se poate face o comparație/verificare a nivelurilor celor două coloane (cu alcool și mercur); indicațiile trebuie să fie identice.

Aparate înregistratoare (termografe):

Termografele sunt aparate înregistratoare complexe care permit înregistrarea continuă a variațiilor de temperatură și care sunt alcătuite din următoarele părți:

- partea receptoare, reprezentată de o placă bimetalică, curbată (obținută prin sudarea a două lamele cu coeficienți de dilatare diferiți: una de oțel și cealaltă dintr-un aliaj al oțelului) sau de un tub manometric Bourdon; ea are rolul de a sesiza variațiile temperaturii.
- partea transmițătoare, transmite și amplifică variațiile termice receptate de câteva zeci de ori, este alcătuită dintr-un sistem de axe și pârghii.
- partea înregistratoare, un tambur cilindric pe care se înfășoară diagrama de temperatură numită *termogramă* (pe aceasta sunt înscrise variațiile temperaturii; diagrama are, pe orizontală, diviziuni pentru timp - în ore, iar pe verticală diviziuni pentru temperatură - în grade).

Există mai multe tipuri: Rossel, Junkalor, Fischer, Fuess, Bourdon etc.

a) Termograful tip Fischer

Are piesa receptoare în interiorul aparatului, ventilația făcându-se prin orificiile practicate în pereții de plexiglas ai capacului. Cele două lame bimetalice care constituie piesa receptoare sunt fixate rigid la unul din capetele de garnitura metalică. Capetele lor libere se unesc prin lamela răsucită cu dispozitivul de amplificare, care la etalonare se fixează de axul de suspensie într-o anumită poziție cu ajutorul șurubului. De axul de suspensie este fixată și pârghia peniței care se pune în valoare prin intermediul șurubului.



b) Termografele cu tub Bourdon

Sunt înregistratoare de temperatură, mai puțin răspândite care au drept piesă receptoare un tub Bourdon plat, cu secțiune eliptică al cărui interior este umplut complet cu alcool sau alt lichid organic cu însușiri asemănătoare. Tubul Bourdon este piesa receptoare a termografelor de tip R. Fuess și J. Richard.



Elemente meteorologice	Instrumentul de măsurare	Piesa receptoare	Alte observații
RADIATIA SOLARĂ DIRECTA	1.Pirheliometrul calorimetric de tip Michelson	Tub metalic de forma literei „U”	-Tubul pirheliometric este introdus printr-un tub Dewar, cu pereți argintii, dubli dintre care s-a scos aerul -Tubul Dewar este protejat de un alt tub confecționat din lemn, cu pereții căptușiți cu material termoizolator (plută sau vată de sticlă) -Intensitatea radiației solare se determina în $\text{cal/cm}^2 \cdot \text{min}$
	2.Pirheliometrul cu compensație electirca tip Angstrom	2 lamele identice de manganin lungi de 20 mm, late de 2 mm. groase de 0.02 mm	-Piesa cea mai importanta a intrumentului este numită capul pirheliometrului -Pentru instalarea pirheliometrului în poziție corecta este necesar ca tubul său metalic sa fie întors în direcția Soarelui până cand fascicolul de raze care trece prin orificiul vizorului cade exact în centrul firelor reticulare de pe vizor -Intensitatea radiatiei solare se termină în cal/cm^2 sau ly/min
	3.Radiometrul bimetalic tip Michelson	Lama bimetalică de 0.07 mm grosime, 2 mm lățime, 13 mm lungime	-Determinarea exactă a deplasărilor pe care le execută firul de cuarț în dreptul scării micrometrice ca urmare a curbării lamei bimetalice expuse fluxului de raze solare directe -Radiometrul se orienteaya catre soare și se lasa timp de 2-3 minute cu orificiul receptor deschis -Pentru valori mai apropiate de realitate citirile se reptă de mai multe ori la intervale de 30 de secunde
	4.Radiometrul termoelectric RT-50	Un disc subțire (2 microni) de argint, prevazut cu un orificiu central de formă circulară	-Se pune căpăcelul metalic pe tubul radiometrului și dupa 15 secunde se citește poziția zero a acului galvanometric -Se scoate căpăcelul metallic de pe tubul radiometrului și se efectuiază 3 citiri consecutive (la intervale de 10 secunde fiecare) din care se obține valoarea medie a deviației acului galvanometric -Se pune din nou căpăcelul metallic pe tubul radiometrului și după 15 secunde se citește pentru a doua oară poziția zero a acului galvanometric

RADIAȚIA DIFUZĂ ȘI GLOBALĂ	1.Piranometrul absolut de tip Angstrom	4 lame subțiri de manganin (2 vopsite cu negru de fum, 2 vopsite cu alb de magneziu)	-Lamele negre se încăluesc în timpce lamele albe păastreaza temperature mediului înonjurator -Piesa receptoare se umbrește cu ajutorul unui ecran special, pentru determinarea radiației difuze -Pentru determinarea radiației globale ecranul special se îndepartează
	2.Piranometrul Argo-Davy	2 termometre identice (unul având rezervorul acoperit cu negru de fum, celălat cu alb de magneziu)	-In timpul funcționării pot surveni defectiuni, iar pentru înlaturarea acestora se revopsește termobateria și se reetalonează intrumentul -După citirea punctlui zero se scoate capacul de pe capul piranometrului, se fixează ecranul de umbrire și se citesc de 2-3 ori (la interval de 5-10 secunde) indicațiile galvanometrului pentru radiația difuză -Pentru radiația globala, se înlatură ecranul de umbrire, și după scurgerea timpului de inerție se citesc de 2-3 ori (la interval de 5-10 secunde) indicațiile galvanometrice

RADIȚIA REFLECTATĂ	1.Albedometrul de stație	Un cap de piranometru ce permite întoarcerea la 180 °	-Presupune efectuarea a două măsurători distinct: una asupra intensității radiației globale (piesa receptoare orientate în sus) și alta asupra intensității radiației reflectate (piesa receptoare orientată în jos) -Pentru ambele masuratori piesa receptoare trebuie sa se afle în poziție perfect orizontală
	2.Albedometrul portabil	Capul piranometric	-Pentru efectuarea determinărilor mânerul albedometrului se prelungește cu o tijă de lemn (lungă de cca 2 m) -Pentru determinarea intensității radiației reflectate, albedometrul se ține cu piesa receptoare în jos, la înălțimi cuprinse între 0,5-1,0 m după cum suprafața de determinare este mai mică sau mai mare -Albedometrele determină valoarea albedoului pentru suprafețele de teren între 25 si 400 m.p.
	3.Fotoelementul cu seleniu	O placă de fier	-Utilizat pentru determinarea precisă a capacității de reflecție proprie diferitelor tipuri de suprafețe -Prin unirea celor două părți ale fotoelementului într-un circuit la care este conectat galvanometrul sensibil se poate constata ușor prezența unui fotocurent electric care circulă de la placa de fier către pelicula de aur
	4.Solarimetrul Gorczynski	Mai multe lame acoperite cu negru de fum	-Funcționarea lui se bazează pe principiul producerii unui curent termoelectric, sub acțiunea fluxurilor radiative, care încălzesc una din seriile de suduri ale cuplului termoelectric Mool, în timp ce cealaltă ferită de acțiunea radiațiilor, pastrează o temperatură relativ constantă

RADIAȚIA EFFECTIVA	1. Pirgeometrul tip Savinov-Ianișevski	4 lame subțiri de manganin -două acoperite pe partea superioară cu negru de platin -două nichelate sau aurite	-de părțile inferioare a piesei receptoare sunt lipite sudurile unui termobaterii, care prin 2 borne se conectează cu un galvanometru sensibil -Reflecta aproape în totalitate radiațiile de undă lungă, lamele aurite sau nichelate au o capacitate de a emite radiații, atât de mică în cât poate fi neglijată -Lamele înegrite absorb total radiațiile ce cad pe ele și devin capabile să emită radiația dependent de temperatură lor -Radiația atmosferei acționează și ea asupra lamelor înegrite, care se încălzesc sau se răcesc în funcție de valorile fluxurilor radiative -Între lamele negre și cele strălucitoare apare o diferență de temperatură care generează un curent termoelectric, iar intensitatea lui se determină cu galvanometru
-----------------------	--	---	--

BILANȚUL RADIATIV	1. Bilanțometrul	2 plăci identice obținute prin împletirea unor fire subțiri de cupru	-Observațiile asupra intensității diferitelor fluxuri radiative din atmosferă se realizează din 3 în 3 ore (00, 06, 12, 15, 18). La ora 00 se realizează în tot timpul anului numai la determinarea privitoare la bilanțul radiativ -În perioada 21 martie – 23 septembrie se efectuează determinări asupra tuturor fluxurilor radiative și bilanțului, la orele 06, 09, 12, 15, 18 -În perioada 24 septembrie - 20 martie aceleași determinări se efectuează numai la orele 9, 12, 15 -Observațiile suplimentare se apreciază și se notează pentru: ✓ Nebulozitatea – în zecimi conform instrucțiunilor ✓ Vizibilitatea – conform unui cod special ✓ Starea și temperatura suprafeței solului – cu cifrele și semnificațiile respective alea unui cod special ✓ Fenomenele atmosferice – conform unui termometru de sol ✓ Temperatura suprafeței active – cu ajutorul unui termometru de sol ✓ Temperatura aerului – cu termometrul uscat al psihometrul cu morișcă aspiratoare ✓ Tensiunea vaporilor – cu ajutorul tabelelor psihometrice
----------------------	------------------	--	--

DETERMINAREA TEMPERATURII AERULUI	<u>I. Termometre cu citire directă</u>		
	1. Termometrul meteorologic ordinar	Sunt alcătuite din: -rezervor -tubul capilar -scara -tubul protector	-Lichid termometric: mercur -Scara termometrică începe de la -35°C până la +60°C -Citirea termometrelor se face din 6 în 6 ore la stațiile climatologice (01,07,13,19 timp solar mediu local) și din oră în oră la stațiile cu program sinoptic -Se etalonează odată la trei ani, în buletinele de verificare -Se afla amplasat în adăpostul meteorologic în poziție perfect vertical, întotdeauna pe partea stânga a stativului (fața de cel care efectuează observația)
	2. Termometrul de maximă		-Lichid termometric: mercur -Se deosebește de termometrul ordinar printr-o îngustare a tubului capilar și în general este mai scurt decât acesta -Scara termometrică este gradată din 0,5° în 0,5°C începând cu -30°C și terminându-se cu +50°C -Se instalează în primul adăpost meteorologic, pe furca superioară a stativului de termometru, în poziție quasiorizontală -Pentru remediarea anumitor dereglări ale termometrului este suficient uneori să fie scuturat energic cu rezervorul în jos -Citirea termometrelor se face la orele climatologice 01,07,13,19, care se înscriu în registrul RM-1M, în grade și zeci de grade
	3. Termometrul de minimă		-Lichidul termometric: alcool -Se deosebește de celelalte termometre prin dimensiunile mai mari ale rezervorului cu alcool și prezența în interiorul coloanei de alcool a indicelui mobil de porțelan sau sticlă -Scara termometrică este gradată din 0,5° în 0,5°C între limitele -45°C și +45°C -Citirea termometrelor se face la orele climatologice 01,07,13,19 fără a-l atinge sau scoate din suportul său, care se înscriu -Se instalează pe furca inferioară a stativului de termometru, în primul adăpost meteorologic în poziție perfect orizontală -În cazul dereglărilor se va remedia scuturându-se energic ținut de capatul opus rezervorului, fie lăsându-l să cadă cu rezervorul în jos pe o carte deschisă ori pe o bucată de cauciuc de la 10 cm înălțime

4. Termometrul de minimă și maximă Six-Bellani		-Tubul capilar de forma literei U, care se determină la ambele capete cu câte un rezervor cilindric, având ca lichid termometric alcoolul -Porțiunile inferioare ale ramurilor tubului capilar, inclusive curbura acestuia, sunt umplute cu mercur, care separa cele două coloane de alcool -temperaturile din momentul observațiilor se pot citi la oricare dintre cele două capete ale coloanei de mercur din termometru -Este folosit în adăpostul meteorologic al stației, dar și într-un loc umbrat și cu ventilație corespunzătoare -Funcționează normal doar dacă este pus în poziție perfect orizontală -Se pot întâmpla dereglări, ca de exemplu: deplasarea tubului termometric față de scară și se remediază prin strângerea garniturilor de fixare, care s-au slăbit
<u>II. Termometre înregistratoare (termografe)</u>		
1. Termografe cu lama bimetalică	lamă bimetalică curbata una din oțel și alta din invar.	-lama se fixează solid la unul din capete pentru a i se mări sensibilitatea. -de capătul liber se leagă sistemul de pârghii al mecanismului de transmisie.
a) Termograful tip URSS-model vechi	este protejată printr-un sistem de vergele metalice	-alcătuit dintr-o cutie metalică prin al cărei capac prevăzut cu geam poate fi urmărită curba trasată de penița înregistratoare pe termogramă
b) Termograful tip URSS-model nou		- alcătuit dintr-o cutie de material plastic, al cărei capac este prevăzut pe trei părți cu geamuri. -capătul fix al lamei bimetalice este prins într-o garnitură metalică de construcție specială fixată rigid pe peretele posterior al termografului
c) Termograf tip Junkalor	-lamă bimetalică puternic curbată	-receptorul e prins cu o lamă bimetalică de peretele exterior
d) Termograf tip Rossel	două lame bimetalice aproape circulare - 2 lame bimetalice	-aparatură este o cutie metalică cu pereți din geam curbat de plexiglas -poziția lui trebuie să fie perfect orizontală

e)Termograf tip Fischer	-piesa receptoare in interiorul cutiei aparatului, ventilația făcându-se prin orificiile practicate in pereții de Plexiglas ai capacului	-termograful se schimbă zilnic sau săptămânal dupa observația climatologică de la ora 13
f)Termografe cu tub Bourbon	-tub Bourbon plat cu secțiune eliptică, al cărui interior este complet umplut cu alcool amilic, toluen, petrol, sau lichid organic cu însușiri aemanătoare	
g) Termograful tip R.Fuess	-tubul Bourbon de formă aproape circulară, fixat de peretele posterior al cutiei aparatulu prin intermediul barei metalice.	-Receptorul e prins de exteriorul cutiei printr-o bara metalica
h) Termograf tip J.Richard	-tub Bourdon fixat rigid de peretele din spate al cutiei aparatului	- Tub Bourdon fixat rigid de peretele din spate al cutiei aparatului, prin garnitura metalică pe care se găsește si dispozitivul de punere in valoare fomat dintr-un șurub cu arc legat de capătul tubului prin pârghia curbată.

DETERMINAREA TEMPERATURII SOLULUI	I.1.Termometrul de tip Savinov	Rezervor cilindric cu mercur	-se instalează pe sol primăvara și se scot toamna deoarece în perioada de înghet se deteriorează ușor -determinarea temperaturii solului se efectuează la toate cele 4 ore de observație climatologice (01,07,13,19) -se verifică o dată la 2 ani
	2.Termometru de maximă	Rezervor cu mercur	-cele mai frecvent utilizate -alcătuiesc serii de câte 4 termometre destinate măsurării temperaturii solului la adâncimi de 5, 10, 15, și 20 cm
	3.Termometru de minimă	Rezervor cu alcool	
	4.Termometru ordinar	Rezervor cu lichid termometric	
	II.Termometrele de sol de tip R.D.G.	Rezervor cu mercur	-sunt folosite pentru determinarea temperaturii solului la adâncimi cuprinse între 2 și 100m. -se verifică o dată la 2 ani

DETERMINAREA UMEZELII AERULUI	<u>I.Instrumente cu citire directă: psihrometre</u>		
	A.Psihrometre cu aspirație		
	a)psihrometru de stație cu ventilație artificială	2 rezervoare cu mercur	-se instalează în mijlocul primului adăpost meteorologic -observațiile se efectuează la orele 01, 07, 13,14
	b)psihrometrul cu ventilație artificială tip Assman.	2 rezervoare cu mercur	-instrument cu construcție specială folosit cu precădere în expedițiile de cercetări microclimatice. -la stațiile meteorologice se folosește nu mai când psihometrul cu doză dublă este defect
	c)psihometrul electric cu ventilație artificială tip Rossel	Morisca aspiratoare	-morișca aspiratoare este acționată fie prin curent electric fie prin intermediul câtorva baterii uscate fixate sub capacul acesteia
	B.Psihrometre fara aspirație		
	a)psihometrul de stație tip August	2 rezervoare cu mercur	-folosit la stațiile meteorologice numai în cazul indisponibilității psihometrului cu morișcă aspiratoare. -observațiile se efectuează asemănător cu cele de la psihometrul de stație cu morișcă aspiratoare -Termometrul din dreapta se înfășoară în tifon, capătul lui fiind introdus într-un pahar cu apă
	b) psihometrul „praștie“	Cadru metalic	-Înainte începerii citirii, psihometrul se rotește deasupra capului pentru ventilație
	II.Higrometrele de absorbție		
	A.Cu fir de păr		
	a)higrometrul Koppe	Fir de păr omenesc blond	-Are cea mai largă răspândire în rețeaua stațiilor meteorologice din România -Firul de păr se curăță cu apă distilată sau de ploaie
	b)higrometrul tip R. Fuess	1-4 fire de păr omenesc , blond, degresat	-Este mai puțin răspândit, dar este foarte precis

	c) higrometrul tip URSS	Un singur fir de păr	-Poziție de funcționare perfect verticală. -Ore de observație climatologice (01,07,13,19)
	B.Cu membrană organică: higrometrul tip M-39.	Membrană organică circulară tratată special	-Este singurul instrument de acest fel.In funcție de cantitatea de vapori absorbiți,membrana se alungește sau se scurtează
III.Higrografe			
	A. Fără dispozitiv de compensare	Un singur fir de păr	-mănunchiul de fire e dispus vertical sau in unghi oblic,fiind trecut printr-un inel
	a)higrograful tip R.Fuess	35-40 fire de păr omenesc	-Higrograma folosită are diviziunile inegale datorită neproportionalității existente între deformările firului de păr si variațiile umezelii relative
	b) higrograful tip Junkalor	Mănunchi de 30-40 de fire de păr, omenesc, blond, degresat	-Toate piesele component se găsesc în interiorul cutiei aparatului
	c)higrograful tip Fischer	6 mănunchiuri de fire a câte 10-12 fire de păr	-Este cel mai mare dintre toate tipurile de higrografe
	d)higrograful tip W.Lambrecht	8 mănunchiuri de fire a câte 15 fire de păr	-Cu ajutorul dispozitivului se compensează alungirea inegală a firelor și se îndepărtează automat penița înregistratoare de higrogramă
B.Cu dispozitiv de comensare			
	a)higrograful tip J.Richard	35-40 de fire de păr omenesc, formând un mănunchi dispus orizontal	-Având dipozitiv de compensare, higrogramele au diviziuni trasate la distanțe egale
	b)higrograful tip URSS-model vechi	34-40 fire de păr omenesc	
	c) higrograf tip URSS-model nou	34-40 fire de păr omenesc	

DETERMINAREA DURATEI DE SRĂLUCIRE A SOARELUI	Heliogramele		-heliogramele se schimbă o dată pe zi după Apusul Soarelui -pe spatele heliogramei se notează denumirea stației și ora exactă la care a fost fixată și scoasă de pe nișa metalică a aparatului
	1.Heliograful de tip R.Fuess	Sferă masivă de sticlă	-heliograful trebuie întotdeauna orientat cu partea interioară a nișei metalice spre sud
	2.Heliograful universal Metra	Sferă masivă de sticlă	-este lipsit de brațul metalic curbat -dispune de o nivelă cu bula de aer fosolosită în scopul orizontalizării bazei sale -instalarea, îngrijirea și utilizarea lui sunt identice cu cele descries pentru heliograful tip R. Fuess.
	3.Heliograful universal de tip URSS	Sferă masivă de sticlă	-se folosesec heliograme drepte (1 martie-15 aprilie, 1 septembrie-15 octombrie) și curbe(16 aprilie-3aug, 16 oct-29 feb) -heliogramele se schimbă de 2 ori pe zi.

DETERMINAREA EFECTULUI LUMINOS AL RADIAȚIILOR SOLARE	Luxmetrul tip Bruno Lange	Fotocelula cu seleniu	-funcționează pe principiul fotoelectric -Alcătuیت din două părți mari: fotocelula de seleniu și galvanometrul -galvanometrul are pe partea superioară a cutiei sale un buton cu 2 poziții pentru introducerea șuntului de circuit -coeficientul de corecție este de 0,5% pentru 1°C
--	---------------------------	-----------------------	---

OBERVAȚII ASUPRA NORILOR	1.Balonul pilot 2.Proiectorul de nori 3.Ceilometrul		-Observațiile ce se efectuează asupra norilor constau din determinarea felului, cantității și a înălțimi bazei lor deasupra nivelului stației. -Observații la orele: 01,07, 13, 19.
--------------------------	---	--	--

DETERMINAREA PRECIPITAȚIILOR ATMOSFERICE	<u>I. Intrumete cu citire directă</u>		
	1. Pluviometrul tip I.M.	Cilindru din tablă de zinc	-Se situează pe cea de-a treia linie a stației meteorologice, în partea centrală a acesteia -Determinarea cantităților de apă provenite din precipitații se face la orele 07,09 timp local, în toate zilele când acest fenomen s-a produs -Se fac determinări suplimentare imediat după încetarea căderii precipitațiilor, pentru evitarea pierderilor de apă (evaporare) și pentru determinarea exactă a intensității precipitațiilor (mai ales pe timpul verii)
	2. Pluviometrul tip Tretiakov	Cilindru din tablă de zinc	
	II. Pluviometre înregistratoare (pluviografe)		
	1. Pluviograful tip URSS	Cilindru de metal	-Trebuie instalat la înălțimea de 150 cm față de sol, cu ușa orientată spre nord -pot fi utilizate zilnic sau săptămânal după cum tamburul cu mecanism de ceasornic pe care se instalează pluviograma, efectuează o rotire completă în 24 de ore sau în 7 zile. -verificarea la 7 ani
	2. Pluviograful tip R. Fuess	Cilindru de metal	
	3. Pluviograful tip Junkalor	Cilindru de metal	
	4. Pluviograful cu cupe basculante	Recipiente din metal ușor	
	III. APARATE SPECIALE		
	1. Pluviometrul totalizator cu contor	Sistem de cupe	-Se curăță periodic pâlniile sale și se controlează periodic angrenajele sistemului de pârghii -La instalarea aparatului, acele indicatoare a celor 6 cadrane cu care este prevăzut contorul trebuie duse la 0
	2. Pluviometrul automat cu transmisie prin telefon	Cupe basculante	-Funcționează pe principiul umplerii și golirii alternative a cupelor

DETERMINARI ASUPRA STATURLUI DE ZĂPADĂ	1. Densiometrul de zăpadă cu cântar	Cilindru cu capac	-Determinarea densității zăpezii se efectuează în zilele de 5, 10, 15, 20, 25 și ultima zi din fiecare lună dacă stratul de zăpadă are grosimi mai mari de 5cm
	2. Densiometrul de zăpadă	Cilindru metalic	

FENOMENE METEOROLOGICE (METEORII)	DETERMINAREA EFECTULUI DE ROUĂ Drosograful	Platan pătrat cu latura de 10 cm	-Determină cantitatea, ora de începere, la care a atins maximul și la care s-a sfârșit
	Instalația pentru înregistrarea numărului de descărcări electrice: Contor propriu-zis	Tiratron	-Se montează pe 15 martie și se scoate pe 15 noiembrie

DETERMINAREA PRESIUNII ATMOSFERICE	I.Instrumente cu citire directă		
	A.Barometre cu mercur: -cu rezervor fix		
	1. Barometrul de tip R. Fuess	Rezervor cu mercur	-se verifică periodic la intervale de 5ani. -la stația meteorologică el se etalonează și se instalează orizontal în propria sa cutie. -determinările barometrice se efectueaza la orele 01,07,13,19.
	2. barometrul tip URSS	Rezervor de plastic cu mercur	
	-cu rezervor mobil		
	1)Barometrul inspectorial	2 tuburi metalice nichelate	
	2)Barometre aneroide		
	B. Cu o singură capsulă Vidi		
	C.Cu o coloană de capsule Vidi		
	II.Altimetre	Cadran	-este un instrument relativ, indicatiile lui fiind in general aproximative. -el trebuie verificat periodic in comparatie cu un barometru cu mercur
III.Hipsometre	Rezervor	-in vederea masurarii presiunii atmosferice se utilizeaza o trusa hipsomterica. -pentru efectuarea determinarilor trusa hipsometrica se instaleaza in pozitie verticala.	

IV.Barometre înregistratoare (Barografe)		
Barograful tip R.Fuess – model	Coloană formată din 4-12 capsule Vidi	-Se folosesc barograme divizate în milimetrii
Barograful tip R.Fuess -model nou	Coloană coaxial format din 4-5 capsule Vidi înșurubte între ele cu ajutorul unor suporți	-Se folosesc diagrame divizate din doi în doi milibari
Barograful tip URSS -model vechi	Coloana coaxial format din 4-5 capsule Vidi înșurubate între ele cu ajutorul unor suporți	-Diagrame divizate din milibar în milibar
Barograful tip URSS -model nou	Coloana coaxial format din 5 capsule Vidi	-Se instalează pe propria sa consolă
Barograful J.Richard	Coloană de 8-10 capsule Vidi înșurubate una de alta	-Se instalează în biroul stației meteorologice pe o consolă fixată pe perete la înălțimea maximă de 1,60 m deasupra pardoselii -Așezat în poziție vertical alături de barometrul cu mercur, el trebuie ca si acesta ferit de trepidațiile de variații bruște ale temperaturii de radiațiile solare directe
Barograful W.Lambrecht -model mare	Coloană format din 6 capsule Vidi care comunică între ele printr-un ax central	-Se realizează ca și în cazul abservațiilor cu termograful și al prelucrării termogramelor

DETERMINAREA VANTULUI	Instrumente cu citire direct 1.GIRUIETE a.Fixe (de platform) Giruieta Vild-model vechi Giruieta Vild-model nou b.Portabilă		
	2.ANEMOMETRE a.Anemometrul mecanic cu cupe tip J.Richard b.Anemometrul mecanic cu cuoe tip R.Fuess c.Anemometrul mecanic cu cupe tip R.D.G. d.Anemometrul mecanic cu morișcă cu palete tip J.Richard e.Anemometrul mecanică cu morișca cu palete tip URSS 3.ANEMOMETRE MECANICE (DE INDUCȚIE) a.Anemometrul magnetic tip J.Richard b.Anemometrul magnetic tip Rossenmüller	Sistem de cupe anemometrice fie o morișcă cu palete fine de aluminiu Sistem de cupe Robinson Construit pe același principiu ca și anemometrele tip J.Richard și R.Fuess Morișca format din 8 palete trapezoidale confecționate din table subțire de aluminiu Morișcă Sistem de cupe Petteron Sistem de cupe Robinson	-După utilizare se introduce cutia sa -Pentru durată se întrebuintează cu ceas de precizie sau un cronometru -Cronometrul este pus în funcțiune prin apăsarea unei pârghii speciale -Paletele sunt protejate împotriva deteriorării de un cerc lat de metal -Contorul e fixat pe 2 vergele metalice în spatele moriștii -Se deosebește de celelalte anemometer cu palete prin faptul ca are contorul fixat pe doua vergele metalice în spatele moriștii

	c. Anemometrul magnetic ARI, tip URSS	Sistem de cupe Petterson	
	4. ANEMOMETRE TERMICE		
	Catatermometrul	Rezervor cu alcool	-Utilizat pentru masurarea curenților de aer de mică intensitate
	5. APARATE ÎNREGISTRATOARE PENTRU VÂNT		
	I. Aparate înregistratoare pentru viteza vântului		-face parte din categoria anemometrelor termice si este utilizat pentru determinarea vitezei curenților de aer cu intensitate mica.
	a. Anemograful cu contact electric cu R. Richard		
	b. anemograful electromagnetic tip Papillon		
	c. Anemocinemograful		
	d. Electrocinemograful		
	II. Aparate înregistratoare pentru direcția vântului		
	a. Girueta înregistratoare cu rezistente electrice tip Papillon	-sistem de cupe	-reprezinta de fapt niste giruete prevazute cu dispozitive înregistratoare
	Girueta optica	-ampenaj	-se utilizeaza inca la statiile meteorologice tip aeroport. -pentru efectuarea determinarii se deschide circuitul electric cu ajutorul intrerupatorului si se apreciaza tipm de un minut oscilatia directiei pe cadranul luminos.

	III. Aparate ă nregistratoare pentru direcția și viteză vântului a. Anemogiruetă tip J. Richard	- morisca cu palete	- La fiecare 500m parcursi de vânt, anemogiruetă stabilește contactul electric
	b. Anemograful universal tip Dines	- tuburi manometrice cu pilot	- La partea superioară are un caroiaj care înregistrează direcția, la partea mediană unul pentru înregistrarea vitezei medii, iar la partea inferioară pentru viteză instantă.

Cursul 12

Codul sinoptic

Codul sinoptic internațional CSI

C.S.I. reprezintă unul dintre principalele instrumente de lucru ale sinopticienilor(meteorologia sinoptică este disciplina care are drept obiectiv final elaborarea prognozelor/prevederilor de timp/vreme).

C.S.I. permite atât codificarea cât și decodificarea informațiilor de natură meteorologică obținute în cadrul stațiilor ca urmare a desfășurării programului permanent de supraveghere a atmosferei desfășurat la scară globală și care se materializează prin observații și măsurători instrumentale sau cu aparatură meteorologică.

C.S.I., a avut parte în timp de unele modificări impuse atât de îmbunătățirea calității schimbului de date, cât și de creșterea numărului de elemente și fenomene meteo măsurabile.

C.S.I este de fapt un limbaj meteorologic ce asigură un schimb de date riguros între stațiile la care se fac determinări și unitățile specializate care stochează aceste informații.

C.S.I actual este structurat pe două forme sinoptice:

1. FM12-VII Synop
2. FM13-VII Ship

Forma simbolică 1 este folosită în schimbul de date de către stațiile meteo terestre(cu personal sau automate).

Forma simbolică 2 este utilizată în același scop de către stațiile meteo marine(fie situate pe nave staționare sau în marș, fie amplasate pe geamanduri) cu personal sau automate.

FM12-VII Synop

Este divizată în șase secțiuni(numerotate 0-5; cea mai mare parte dintre datele esențiale obținute la stații se regăsesc însă în secțiunile 0 și 1).

Secțiunea 0 se prezintă ca o însumare de trei grupe, prima are patru simboluri, iar celelalte două au câte cinci simboluri.

Secțiunea 1 arată ca o înșiruire de 11 grupe, fiecare dintre ele reunind câte cinci simboluri.

Secțiunea 0: MiMiMjMj ZZGGiw Iiii.

Secțiunea 1: i_ri_xhw Nddff 1snTTT 2snTdTdTd 3PoPoPoPo 4PPPP 5appp 6RRRtr 7wwW₁W₂ 8NhClCmCh 9hh//.

MiMi= simbol de identificare a întregului mesaj de observații și măsurători.

MjMj= simbol de identificare a unei părți din mesajul de observații.

YY= data transmiterii mesajului (01 prima zi din lună....31 ultima zi).

GG= ora transmiterii mesajului.

iw= indicator privind estimarea sau măsurarea vitezei vântului.

II= indicativ regional.

iii= indicativul stației.

i_r= indicativ privind includerea sau omiterea grupei de precipitații.

i_x= indicativ privind modul de exploatare a stației (cu personal sau automată).

h= înălțimea bazei norilor(în m)

VV= vizibilitatea orizontală (în km).

N= nebulozitatea totală.
 dd= direcția vântului (în decagrade).
 ff= viteza vântului (m/s).
 1= cifra de control a grupei (indică poziția în serie a grupei).
 s_n = semnul temperaturii (se codifică și se decodifică astfel: dacă $s_n=0$, temperatura este pozitivă, dacă $s_n=1$, temperatura este negativă).
 TTT= valoarea temperaturii aerului(ultima cifră este zecimală).
 2= cifra de control a grupei
 s_n = semnul temperaturii
 TdTdTd= temperatura punctului de rouă (în °C, la fel ca temperatura aerului, ultima cifră este zecimală).
 3=cifra de control a grupei
 PoPoPoPo= valoarea presiunii atmosferice la stație (în hectoPascali).
 4=cifra de control a grupei
 PPPP= valoare presiunii atmosferice „redușă” la nivelul mediu al mării.
 5= cifra de control a grupei
 a= caracteristica tendinței barice (în creștere, în scădere sau staționară).
 ppp= valoarea tendinței barice (hectopascali).
 6= cifra de control a grupei
 RRR= cantitatea de precipitații exprimată în milimetri
 t_r = timpul în care au căzut precipitațiile (în ore).
 7= cifra de control a grupei
 ww= starea timpului în momentul observației.
 W₁ W₂= starea timpului pe trecut (anterior, cu trei ore în urmă).
 8= cifra de control a grupei
 N_h= nebulozitatea parțială
 C_l= norii inferiori (St, Sc, Cu, Cb)
 C_m= norii mijlocii (Ac, As, Ns)
 C_h= norii superiori (Ci, Cs, Cc)
 9= cifra de control a grupei
 hh= înălțimea bazei norilor (pentru stațiile prevăzute cu aparatură performantă prin intermediul căreia se determină acești parametri cu o precizie de 30m.)

Schema Bjerknes (S.B.)

Schema Bjerknes este utilizată pentru înscrierea în conținutul hărților sinoptice de sol a datelor obținute în cadrul stațiilor și transmise prin intermediul telegramei Synop.

S.B. permite desfășurarea primei etape în realizarea H.S.S și anume întocmirea hărții.

În S.B sunt reprezentate elemente și fenomene meteorologice observabile și măsurabile. Acestea sunt reprezentate pe H.S.S. în două moduri:

- Cifre de cod (roșu) : precum cele utilizate pentru temperatura aerului / temperatura punctului de rouă (TTT / TdTdTd), pentru presiunea atmosferică (PPPP.)
- Simboluri (albastru) : ca în cazul nebulozității totale (N) a stării timpului în momentul observației (WW), a stării timpului pe trecut(W₁W₂), direcției și vitezei vântului (dd /ff).

Prin S.B. toate aceste informații vor fi înscrise automat pe H.S.S cu ajutorul unui dispozitiv automat numit plotter. Aceștia i se dau atât coordonatele geografice ale stației cât și datele meteorologice obținute pentru un anumit termen orar de efectuare a observațiilor și măsurărilor.

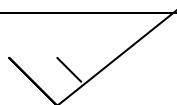
Prin S.B. aceste date vor fi înscrise în jurul stației de la care acestea provin. Pe H.S.S există diferențiate două tipuri de stații meteorologice:

- Stații de șes (altitudine < 1000m, ele sunt simbolizate printr-un mic cerc ○)
- Stații de munte (altitudine >1000 m, ele sunt simbolizate printr-un pătrat □).

În toate cazurile, cele două tipuri de simboluri trebuie însoțite obligatoriu de indicativul stației (iii).

În S.B., elementele și fenomenele meteo sunt plasate pe o axă orientată N-S, fiecare element ocupând mereu același loc; în situații speciale (număr mare de stații și date pe o suprafață restrânsă) se acceptă mici deformări ale S.B.

		C_h		
	TTT	C_m	PPPP	
VV	ww	N	$\pm a$	ppp
	TdTdTd	C_l	N_h	$W_1 W_2$
		h	RRR	



Direcția vântului exprimată în zeci de grade (decagrade) este dată de valoarea unghiului pe care vectorul vânt îl face în nordul geografic. Viteza vântului (m/s) va fi simbolizată prin barbuile (linii de dimensiuni mai reduse care fac un unghi de 120° cu direcția vântului); semnificația barbulor este : $\frac{1}{2}$ din barbulă = 2m/s. Barbulele vor fi orientate în sensul acelor de ceasornic.

Harta sinoptică de sol/ de suprafață/ de bază H.S.S.

H.S.S. devine în aceste condiții o caracteristică necesară pentru realizarea prognozei, dar ea mai trebuie completată și cu alte materiale- hărți, diagrame, sondaje- auxiliare care întregesc imaginea stării timpului.

Dintre aceste materiale auxiliare menționăm:

- ★ Hărțile de topografie aerologică (H.T.A. sau T.A. de 850, 700, 500 de hPa)
- ★ Diagrame aerologice (acestea redau situația pe verticală a diferiților parametrii cuantificabili).

- ★ Hărți tematice/ speciale (cu nebulozitatea, cu precipitațiile atmosferice etc)

În mod curent, în cadrul centrelor de prevedere a vremii din țara noastră și a A.N.M. se întocmesc cel puțin patru H.S.S.:

- ◆ Harta emisferei nordice;
- ◆ Harta Europei;
- ◆ Harta SE a Europei
- ◆ Harta României

Harta sinoptică de sol este de fapt o „fotografie” a vremii, realizată pentru un termen orar bine precizat și pentru un spațiu delimitat.

Pentru realizarea H.S.S. este nevoie de hărți geografice drept bază, constituite în diverse proiecții cartografice. În cuprinsul acestora, pe lângă titlu, scară și legendă, apar treptele hipsometrice pe nuanțe de culori, cursurile hidrografice importante etc. De asemenea, sunt marcate stațiile meteo (terestre sau marine) cu indicativul aferent, iar în cazul localităților importante este trecută și denumirea acestora.

Realizarea H.S.S se desfășoară în trei faze:

1. Întocmirea hărții;
2. Prelucrarea hărții;
3. Analiza hărții.

Întocmirea hărții

Întocmirea hărții se desfășoară având drept reper Schema Bjerknes. Prin intermediul acesteia, informațiile referitoare la elemente și fenomene sunt postate în jurul stațiilor meteo de unde acestea provin. Este foarte important, cel puțin în cazul oricărui continent, să existe câteva date și de la stațiile meteo marine.

La întocmirea hărții se recurge la cifre de cod și simboluri. Notarea și regulile de utilizat sunt cele descrise la S.B.

Prelucrarea hărții

Se realizează prin parcurgerea următoarelor etape:

- a) Evidențierea fenomenelor meteo importante;
- b) Trasarea izobarelor
- c) Trasarea izolobarelor;
- d) Reprezentarea maselor de aer;
- e) Trasarea fronturilor atmosferice.

Evidențierea fenomenelor meteorologice importante se poate realiza cu ajutorul a două metode ce se găsesc de cele mai multe ori simultan, dar și independente una de cealaltă în conținutul hărții sinoptice de sol.

► Metoda arealului constă în evidențierea unui fenomen atmosferic care are, pentru o serie de stații meteo, proprietatea de continuitate. Metoda presupune delimitarea perimetrului respectiv după care, pentru o mai bună vizibilitate a spațiului respectiv, i se va da o tentă de culoare. Aceasta se folosește predilect pentru evidențierea ceții.

► Metoda refiefării, își propune să scoată în atenția sinopticienilor, cu mai multă pregnanță, acele fenomene meteo care au o importanță substanțială asupra desfășurării macroproceselor atmosferice pentru spațiul geografic „acoperit” de harta sinoptică respectivă. Metoda constă în sublinierea simbolurilor aferente pentru starea timpului în timpul observației, la o scară de reprezentare mai mare decât cea folosită pentru înscrierea pe harta sinoptică conform schemei Bjerknes.

Fenomenele meteorologice importante care trebuie evidențiate sunt:

- ~ Ceața ≡
- ~ Burnița ’
- ✕

- ~ Lapovița
- ~ Ploaia ●
- ~ Ninsoarea ✕
- ~ Grindina △
- ~ Oraje ⚡
- ~ Viscol ↗

În toate cazurile pe harta sinoptică de sol sunt reliefate și aversele. Acestea vor fi reprezentate prin simbolul ∇ însoțit obligatoriu și de simbolul corespunzător fenomenului la care se face referire. Pentru atingerea acestui obiectiv se folosesc următoarele culori:

- galben : ceață
- verde deschis : precipitații lichide (ploaie, burniță)
- verde închis: precipitații mixte și solide
- roșu închis : fenomene atmosferice periculoase (oraj, viscol)

Trasarea izobarelor.

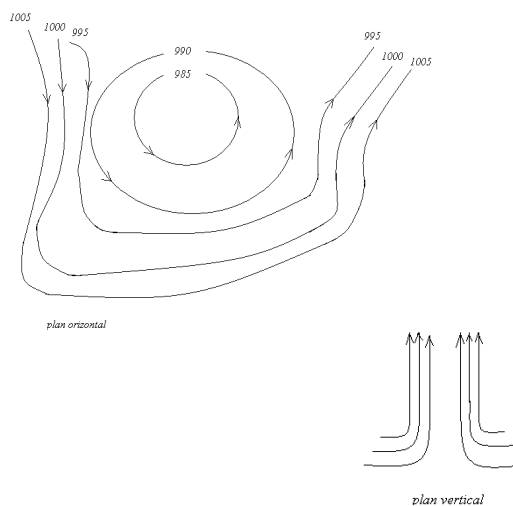
Izobarele sunt linii ce unesc puncte de aceeași valoare a presiunii atmosferice. Izobarele se trasează din 5 în 5 hPa; pe hărțile de detaliu (de exemplu harta inelară a sud-estului Europei), pot fi trasate din 2,5 în 2,5 hPa; rareori pentru hărțile naționale, se trasează din mb în mb. Izobarele se trasează cu negru, prin interpolare liniară a valorilor de presiune. Ezistă două tipuri de izobare (închise și deschise).

Izobarele închise (985, 990) au înscrisă valoarea de presiune doar o singură dată în cuprinsul H.S.S.

Izobarele deschise (995, 1000, 1005) au marcată valoarea de presiune corespunzătoare la cele două margini ale hărții.

Prin trasarea lor, sunt puse în evidență principalele forme ale reliefului baric: cicloni, anticicloni, talveguri depresionare, dorsale anticiclonice și șei barice.

Ciclonii



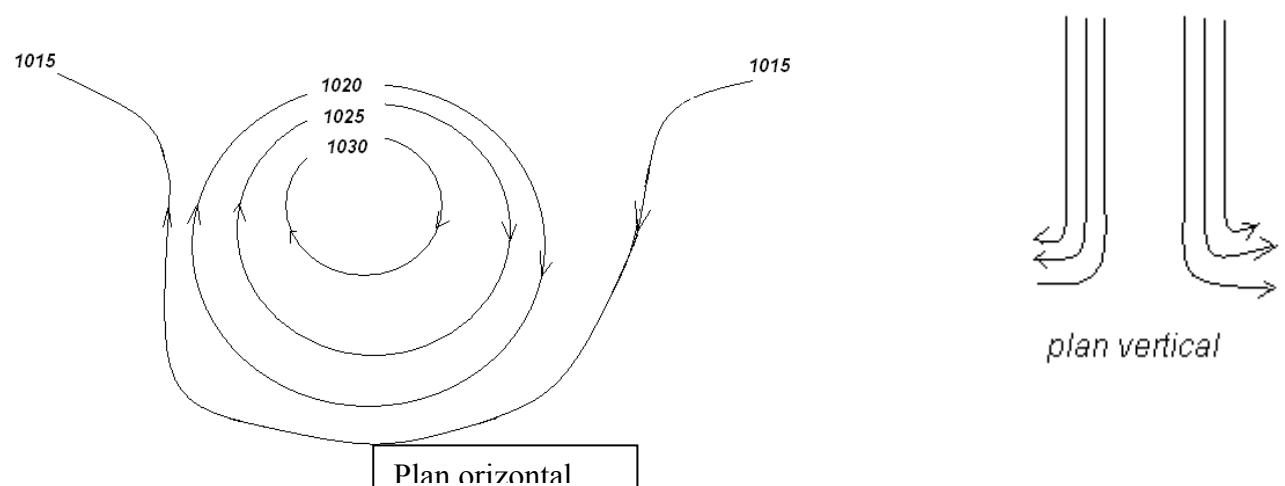


Ciclónul prezintă o creștere progresivă a valorii de presiune atmosferică dinspre nucleu către periferie. În interiorul formațiunii barice va fi înscris semnul D (cu roșu), însoțit de minima barometrică.

În ciclón circulația aerului are sens de mișcare invers față de cel al acelor de ceasornic, iar în plan vertical, curenții sunt ascendenți și convergenți.

Anticiclónii

Anticiclónul (maximul barometric) reprezintă o dispunere inversă a valorii de presiune astfel încât în interiorul nucleului este înscris unul din simbolurile IMI sau IHI cu albastru, alături de cea mai ridicată valoare a presiunii. În plan vertical, curenții sunt descendenți și divergenți, sensul mișcării aerului în anticiclóni este acela a înaintării acelor de ceas.



Trasarea izolobarelor

unește punctele ce prezintă aceeași valoare a tendinței barice. Dacă izobarele se trasau în mod regulat din 5 în 5 hPa, în cazul izolobarelor, ele se vor schița cu linie întreruptă, din hPa în hPa.

Pe H.S.S vor fi subliniate astfel, zonele de creștere și respectiv zonele de scădere a presiunii atmosferice (a tendințelor). Vor fi evidențiate însă numai acele creșteri și descreșteri mai mari sau mai mici de un hPa. După conturarea izolobarelor, pentru ca aceste nuclee să fie bine vizualizate, se va da o tentă de culoare pe margini.

Reprezentarea maselor de aer.

Masele de aer sunt porțiuni de aer care pot avea dimensiuni impresionante (comparabile cu cele ale continentelor). Ele se disting prin trei proprietăți esențiale: temperatură, umezeală și grad de transparență sau opacitate.

Pe H.S.S. masele de aer sunt caracterizate prin trei particularități:

a. originea, indică locația în care masele de aer respective s-au format și care au imprimat proprietățile fizice principale ale acestora. Masele de aer pot fi de origine arctică (A), polară (P), tropicală (T), ecuatorială (E). Din aceste patru tipuri, doar trei sunt individualizate și pot fi dissociate clar în ceea ce privește caracterul (în cazul maselor de aer ecuatoriale, caracteristicile lor nu impun clasificarea în oceanice și continentale).

b. Caracterul, se referă la atributele transmise maselor de aer în funcție de modalitatea de formare a acestora la nivel terestru sau marin. Există astfel mase de aer cu caracter oceanic formate exclusiv deasupra oceanelor și mase de aer cu caracter continental, formate exclusiv deasupra unor suprafețe terestre; se folosesc simbolurile „m” și „c”.

c. Temperatura va fi înscrisă prin compararea acesteia cu cea a suprafeței active subiacente survolată de masa de aer respectiv. Se va folosi w, dacă e mai caldă și k, dacă este mai rece.

Trasarea fronturilor atmosferice

Fronturile atmosferice sunt zonele de joncțiune/ discontinuitate dintre două sau mai multe mase de aer cu proprietăți fizice diferite. Există mai multe criterii de clasificare a fronturilor, însă unul dintre cele mai importante este cel al complexității zonei de separație. Astfel există:

- Fronturi simple (separă numai două mase de aer)
- Fronturi complexe (separă mai mult de două mase de aer).

Pe harta sinoptică de sol vor fi trasate fronturile atmosferice continue care au aspect diferit în funcție de caracteristicile maselor de aer ce vin în contact. Astfel fronturile calde vor fi trasate cu roșu, iar în condițiile în care harta e trasată în alb și negru se folosește  simbolul, fronturile reci vor fi trasate cu albastru, iar în

condițiile în care harta e trasată în alb și negru se folosește simbolul ; fronturile ocluse vor fi trasate cu ocră, iar pe hărțile în alb și negru vor fi  trasate cu simbolurile

Criteriile ce stau la baza trasării fronturilor atmosferice sunt numeroase, însă cele mai importante sunt :

- ❖ Contrastul de temperatură dintre cele două mase de aer (în medie 4-5°C, dar poate ajunge și la 15-20°C; pentru fronturile ocluse contrastul este mult mai mic.)
- ❖ Existența zonelor de creștere și de scădere a tendinței barice
- ❖ Existența unor fenomene atmosferice identificatoare (ceață prefrontală)

- ❖ Analiza nebulozității totale și a tuturor tipurilor de nori (în special cei inferiori inclusiv în ceea ce privește înălțimea bazei norilor).
- ❖ Convergența norilor (în apropierea zonelor frontale direcțiile vântului pe linia frontului pot forma unghiuri cu valori de chiar 30°).

Analiza hărții

Se realizează în două etape: diagnoza și prognoza.

Diagnoza își propune să identifice principalele sisteme barice de acțiune, formațiuni barice, precum și masele de aer, fronturile atmosferice și fenomenele meteorologice aferente acestora, ca premisă esențială pentru cunoașterea macroproceselor atmosferice. În acest sens se recurge la o multitudine de mijloace în care rezultatul observațiilor și măsurătorilor realizate atât la sol cât și la diferite nivele în altitudini sunt esențiale. De asemenea informațiile furnizate de către sateliții meteorologici completează imaginea stării atmosferice și implicit a stării vreme.

Prognoza încearcă să anticipeze evoluția, direcțiile și traiectoriile de deplasare ale elementelor sus menționate, acestea fiind materializate în buletine de prognoză care au drept principal obiectiv estimarea valorilor principalelor elemente meteorologice și a fenomenelor atmosferice asociate lor.

Există astfel, în funcție de durata la care se face referire, prognoză pe termen scurt, mediu și lung.

CODUL SYNOP

Cuprinde date despre situația reală din zona de coastă sau de la uscat.

YYGGi_w IIiii i_Ri_XhVV Nddff 1s_nTTT 2s_nT_dT_dT_d 4pppp
5appp (6RRRt_R) 7wwW₁W₂ 8N_nC_HC_MC_L 9T_ST_SSV

YY – data zilei în care s-a făcut observația;

GG – ora la care s-a făcut observația;

i_w – indicator de vânt prin care se exprimă modul de determinare a vitezei vântului și unitatea de măsură :

- 0 = vânt estimat, în m/s;
- 1 = vânt măsurat cu anemometrul, în m/s;
- 3 = vânt estimat, exprimat în noduri;
- 4 = vânt măsurat, exprimat în noduri.

II – indicativul țării din care s-a transmis informația (15 – ROMÂNIA);

iii – indicativul stației care a transmis mesajul (480 – Constanța);

i_R – indicativ despre precipitații (\ - nu au căzut precipitații; când au căzut, se folosesc cifrele 1 sau 2);

i_X – indicativ despre modul de funcționare al stației :

- 1, 2 sau 3 – se folosesc pentru stațiile cu personal (1 – personal cu pregătire superioară; 2 – personal cu pregătire medie; 3 – restul personalului);
- 4, 5 sau 6 – se folosesc pentru stațiile automate;

h – plafonul norilor (înălțimea la care se găsește baza norilor):

0 – plafon mai mic de 50m; 1 – plafon 50÷100m; 2 – 100÷200m; 3 – 200÷300m; 4 – 300÷600m; 5 – 600÷1000m; 6 – 1000÷1500m; 7 – 1500÷2000m; 8 – 2000÷2500m; 9 – nu sun nori sub 2500m.

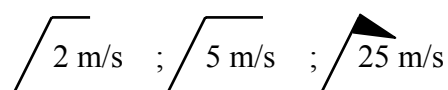
VV – vizibilitatea pe orizontală; se folosesc cifre de la 90÷99 pentru zona de coastă și cifre de la 00÷90 pentru zona de uscat :

90 – vizibilitate mai mică de 50m; 91 – vizibilitate cuprinsă între 50÷200m; 92 – 200÷500m; 93 – 500÷1000m; 94 – 1 Mm; 95 – 2 Mm; 96 – 5 Mm; 97 – 10 Mm; 98 – 10÷20 Mm; 99 – vizibilitate mai mare de 20 Mm.

N – nebulozitatea (gradul de acoperire al cerului cu nori); se exprimă în optimi 0÷8/8 și apare și cifra 9 atunci când cerul este invizibil;

dd – direcția vântului în decagrade (12 = 120°, 07 = 70°);

ff – viteza vântului :



1 – cifră de control;

s_n – semnul valorii temperaturii aerului : 0 – temperaturi > 0°C ; 1 – temperaturi < 0°C ;

TTT – valoarea temperaturii aerului cu precizie de zecime de grad (**TT** – reprezintă valoarea întreagă; **T** – reprezintă zecimea).

2 – cifră de control;

s_n – semnul temperaturii;

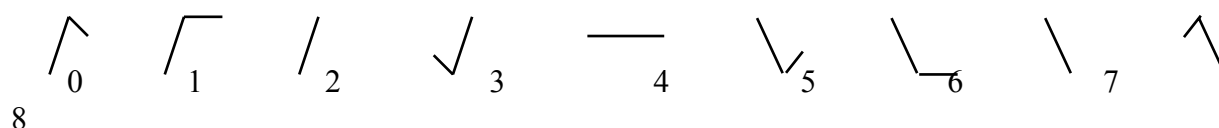
T_dT_dT_d – valoarea temperaturii punctului de rouă, la precizie de grad Celsius.

4 – cifră de control;

pppp – valoarea presiunii atmosferice la precizie de zecime de mb.

5 – cifră de control;

a – tendința barică din ultimele 3 ore : 0÷3 – presiune în creștere; 4 – presiune staționară; 5÷8 – presiune în scădere.



ppp – valoarea tendinței presiunii cu precizie de zecime de mb (**pp** – valoarea întreagă).

6 – cifră de control;

RRR – cantitatea de precipitații în mm;

t_R – timpul în care au căzut precipitațiile (1 – precipitații în 6h; 2 – precipitații în 12h).

7 – cifră de control;

ww – fenomene meteo din momentul observației (00÷99) :

00...29 – fenomene fără precipitații;

30...39 – furtună de praf sau nisip (iarnă – viscol)



			
40...49 – aer cețos		,	ceață 
50...59 – burniță :		;	 ; 
60...69 – ploaie :		;	 ; 
70...79 – ninsoare (lapoviță) :			
80...89 – averse		;	zăpadă  ; ploaie 
90...99 – fenomene electrice :			

WW – fenomene observate cu 3÷6 ore înainte. Fenomenele se codifică : **W₁** – cele mai apropiate de vremea observației ; **W₂** – cele mai îndepărtate de vremea observației. Se folosesc cifre de cod de la 0 la 9 :

0 – cer senin  ; 1 – cer variabil  ; 2 – cer complet acoperit  ; 3 – furtună de praf sau nisip; 4 – ceață; 5 – burniță; 6 – ploaie; 7 – ninsoare; 8 – aversă; 9 – oraje.

8 – cifră de control;

N_n – nebulozitatea norilor inferiori;

C_L – tipul de nori inferiori : 1,2,3 – Cumulus; 4,5 – Stratocumulus; 6,7 – Stratus; 8,9 – Cumulonimbus; 0 – nu sunt nori inferiori.

C_M – tipul de nori mijlocii : 0 – nu sunt nori mijlocii; 1 – Altostratus; 2 – Nimbostratus; 3÷9 – Altocumulus.

C_H – tipul de nori superiori : 0 – nu sunt nori superiori; 1÷4 – Cirrus; 5÷8 – Cirrostratus; 9 – Cirrocumulus.

9 – cifră de control (această secvență se folosește numai la stațiile de coastă);

T_sT_s – temperatura apei la suprafață (în grade întregi). Pentru temperaturi negative, se adună valoarea absolută a temperaturii cu 50 (de exemplu pentru -2°C se notează 52).

S – starea mării, se notează cu cifre de la 0 la 9;

V – vizibilitatea pe orizontală (se folosește scara de la **VV** fără prima cifră).

Curs 13

Fenomene meteorologice speciale

PRECIPITATII

Precipitații orizontale

- roua – se formează în nopțile de vară când peste suprafața răcită a Pământului se deplasează o masă umedă de aer. Condiția ca să se formeze rouă este să fie cald și să nu bată deloc vântul. Are loc o desublimare;
- bruma – se realizează în aceleași condiții ca și roua. Temperatura aerului și a suprafeței trebuie să fie negativă, spre deosebire de rouă;
- chiciura (promoroaca) – reprezintă rezultatul înghețării picăturilor de apă ce formează ceața.

Ceața

Ceața este tot o precipitație orizontală – un complex de picături fine de apă, rezultat al condensării vaporilor în apropierea suprafeței terestre.

Prezența ceții reduce vizibilitatea sub 1 km.

Condițiile de formare a ceții sunt :

- saturația aerului cu vaporii de apă;
- scăderea temperaturii până la atingerea punctului de rouă.

Saturația se poate produce prin evaporare sau prin răcirea aerului. O influență deosebită o are și vântul cu viteze de până la 2÷3 m/s, care determină creșterea vitezei de evaporare.

Dimensiunea picăturilor de apă este de la câțiva microni la 60 microni. La temperaturi pozitive, diametrul este între 10÷30 microni, iar la temperaturi negative sub 10 microni.

În funcție de dimensiunea picăturilor și de distanța de vizibilitate, ceața este de 4 feluri :

- ceață slabă – cu vizibilitate cuprinsă între 500 și 1000 de metri;
- ceață moderată – cu vizibilitate cuprinsă între 200 și 500 de metri;
- ceață densă – cu vizibilitate cuprinsă între 50 și 200 de metri;
- ceață foarte densă – cu vizibilitate mai mică de 50 de metri.

La ceața slabă, într-un cm³ de aer sunt 10 picături de apă, pe când la ceața foarte densă sunt până la 50 de picături de apă.

Din punct de vedere al genezei există următoarele tipuri de ceață :

- ❖ **ceața de radiație** – apare datorită răcirii nocturne a suprafeței terestre și a aerului adiacent. Se formează în condiții de calm și de cer senin. Se produce noaptea și dispare odată cu răsăritul Soarelui. Nu este persistentă și este caracteristică regimului anticiclonic;
- ❖ **ceața de evaporare** – ia naștere atunci când o masă de aer rece se deplasează peste o suprafață de apă cu temperatură mai ridicată. Este caracteristică mărilor arctice. La latitudini medii, toamna și noaptea se formează deasupra lacurilor și râurilor;
- ❖ **ceața de advecție** – ia naștere la deplasarea unei mase de aer umed peste suprafețe mai reci sau mai calde. Se formează de-a lungul litoralelor. Este ceața

cea mai persistentă cu extindere mare pe verticală (până la 600 m). poate să apară la orice oră din zi sau din noapte. Ocupă suprafețe mari și dispare greu;

- ❖ **ceața de pantă (ascendentă)** – ia naștere atunci când aerul umed se deplasează de-a lungul unei pante și se răcește. Caracteristica acestui tip de ceață este că se menține și la vânturi foarte puternice;
- ❖ **cețurile frontale** – însoțesc fronturile atmosferice, apar pe neașteptate, se deplasează repede, dar nu sunt persistente. Pot fi prefrontale, de-a lungul liniei frontale sau postfrontale;
- ❖ **pâcla industrială (smog)** – se formează din vapori rezultați din procesele industriale, ce se condensează pe pulberile ieșite odată cu ei din furnale.

Frecvența cețurilor este mare la latitudini mari (Oc. Înghețat – 100 zile/an) și lipsesc în zonele tropicale (exceptând zonele de litoral).

Prezintă două maxime : primăvara și toamna.

FENOMENELE OPTICE ȘI ACUSTICE DIN ATMOSFERĂ

Aceste fenomene se numesc **meteori**.

Din grupa **fotometeorilor** fac parte : mirajul, curcubeul, haloul, coroanele și fenomenul Gloria.

Din grupa **electrometeorilor** fac parte : fulgerele, tunetele, aurorele și focul Sf. Elm.

Mirajul – este un fenomen optic prin care datorită refracției luminii prin straturi cu densități diferite, imaginile unor obiecte îndepărtate apar mai apropiate, în partea inferioară sau superioară, multiple sau răsturnate. Este caracteristic zonelor de deșerturi sau zonelor polare.

Curcubeul – se produce atunci când picăturile de ploaie sunt aproximativ egale ca dimensiune și sunt foarte dense. Se observă numai dacă se stă cu spatele la Soare.

Haloul – se produce atunci când razele Soarelui sau ale Lunii se refractă și se reflectă în cristalele de gheață ce formează norii cirrostratus. Are aceleași culori ca și curcubeul, dar dispuse invers (roșu la interior și violet la exterior).

Coroanele – pot fi solare sau lunare. Sunt curcubeu cu rază mică în jurul Soarelui sau a Lunii; iau naștere datorită reflexiei, refracției și dispersiei luminii, când între observator și astru este un nor de apă sau gheață, cu picături mici și egale.

Fenomenul Gloria (spectrul Brocken) – în acest fenomen, umbra unor obiecte sau persoane este proiectată pe un nor sau o zonă cu ceață, astfel că umbra apare mărită și se poate observa când obiectul (ființa respectivă) se găsește între astru (Soare) la apus sau la răsărit și un nor sau o zonă cu ceață. Apare foarte rar.

Fulgerul – reprezintă o descărcare electrică între un nor și Pământ, între doi nori sau între două părți ale aceluiași nor. El poate fi :

- liniar – o descărcare de-a lungul unui canal ce poate avea diametrul de 500÷600 cm și lungimea de la 3 la 20 km. Durata descărcării este de 0,2 s. temperatura din canalul de descărcare este de 18000°C, iar tensiunea dezvoltată atinge 10⁹V;
- sub formă de boabe – descărcarea are formă de mărgelă;
- globular – apare după un fulger liniar, are un diametru în jur de 15 cm, o durată de câteva minute și se deplasează cam cu 2 m/s. Poate pătrunde prin orice orificii.

Tunetul – este zgomotul produs de dilatarea și contractarea bruscă a aerului din canalul de descărcare al fulgerului.

Auroarele – sunt fenomene luminoase determinate de particulele provenite de la Soare, care lovesc moleculele de aer rarefiat.

Focul Sfântului Elm – apare în orele premergătoare orajelor (descărcărilor electrice) pe vârfurile ascuțite. În condițiile în care câmpul electric al atmosferei are valori mari, se produce un flux de electroni ce dau o numită luminozitate.

VÂNTUL

Vânturile regulate

Sunt vânturile care-și păstrează tot timpul anului direcția. Principalele tipuri de vânturi regulate sunt :

- alizeele - 30°÷5° latitudine. Suprafața afectată este de 1200 Mm. Se deplasează spre nord în iulie-august și spre sud în ianuarie-februarie (la solstițiul emisferei respective). Vremea în zonele afectate este una bună, cu cer senin, această vreme fiind întreruptă doar de furtunile tropicale;
- vânturile de vest – în Atlantic bat trei sferturi de an. Cea mai mare frecvență și viteză o ating iarna când pot ajunge până la 25 Nd. În emisfera sudică bat între 55°÷60° latitudine. Vânturile au direcție constantă dar viteză foarte mare. La 40° vântul produce un vuiet caracteristic (vuietul de la 40°) care se aude de la depărtare pe mare în Oc.Atlantic;
- vânturile polare – au cele mai mari viteze, în emisfera sudică ajungând până la 200 Nd iar în emisfera nordică până la 70÷80 Nd.

Vânturile periodice

- musonii – sunt vânturi care-și schimbă direcția la un interval de timp. Iau naștere mai ales în Oc.Indian datorită diferenței de temperatură și presiune dintre uscat și ocean.
Din aprilie până în octombrie bate musonul de vară sau de SW.
Din noiembrie până în martie bate musonul de iarnă sau de NE – secetos.
La schimbarea direcției musonilor se produc cicloni tropicali.

- brizele – își schimbă direcția de la zi la noapte și iau naștere datorită diferențelor de temperatură și presiune dintre uscat și mare. Influența se resimte pe o distanță de 45 km.

Briza de mare se manifestă de la mare spre uscat începând cu ora 9⁰⁰ și își menține influența aproximativ 3 ore după apusul soarelui.

Briza de uscat (de noapte) începe să bată aproximativ la ora 23⁰⁰ și transportă un aer cald și uscat.

Brizele pot să devieze vânturile dominante. În Indonezia vântul Karif intensifică musonul de SW.

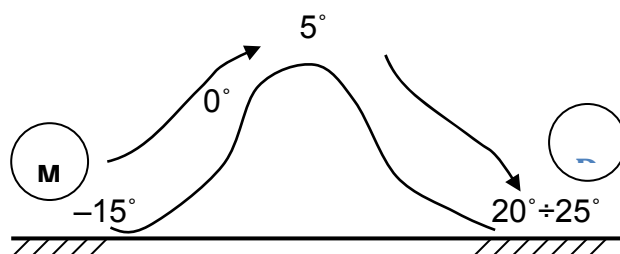
Vânturile locale

- green-urile – lovituri de vânt de scurtă durată; semnul se începere este întunecarea deosebită a cerului. Au viteze foarte mari. Presiunea crește brusc cu 4÷5 mb și temperatura scade cu 10°C. Se întrerupe la fel de brusc cum s-a format și reapare vântul care a bătut înaintea lui;
- tornada – pe coastele Africii de W (forța este de 6÷8 grade Beaufort). Cerul se întunecă și cad averse. Au o durată de aproximativ o oră;
- guba – în nordul Australiei de aproximativ 6 ori pe an;
- tormenta – în sudul Italiei;
- pamperas – pe coastele Argentinei (170 km/h).

Alte vânturi locale sunt **vânturile catabatice** ascendente sau descendente, calde sau reci.

Vânturi catabatice calde :

- föhn – din nordul Italiei spre Elveția. Bate la începutul primăverii și are drept consecință venirea primăverii cu 30÷40 de zile mai devreme decât în zonele învecinate



- shimik – pe coastele Pacificului – Podișul Preriilor;
- zonda – în Argentina.

Aceste vânturi nu acționează în fiecare an.

Vânturi catabatice calde

- bora – vânt descendent, orientat de la uscat spre mare. Se formează pe coastele iugoslavice ale Mării Adriatice. Este foarte rece, cu viteze foarte mari (120÷130 km/h). Bate la începutul primăverii.
În NE Mării Negre se formează un vânt de tip bora.
- mistralul – este de asemenea un vânt descendent, orientat de la uscat spre mare. Mistralul se formează între Pod. Central Francez și M. Mediterană, fiind canalizat pe culoarul fluviului Rhon. Bate la începutul primăverii cu viteze de până la 230 km/h, fiind un vânt rece. Produce un sunet deosebit, foarte strident.
- St. Anna – asemănător mistralului. Bate în California, lângă Los Angeles.

- Alte vânturi locale, cu acțiune în Marea Mediterană :
- scirocco – în nordul Africii; este un vânt cald;
 - armatan – vânt fierbinte și uscat care suflă dinspre Sahara spre Oceanul Atlantic;
 - simun – vânt puternic, fierbinte și uscat care bate în Sahara și în Arabia de la sud la nord;
 - gregale – bate în Grecia de sud, în Marea Ionică. Vânt foarte rece cu viteze foarte mari;
 - levante – bate în Strâmtoarea Gibraltar din martie până în iunie și în octombrie. Ajunge până la forța 7.

Ciclonii tropicali

Ciclonii sunt fenomene care se produc numai pe oceane la latitudini cuprinse între $5^{\circ}\div 15^{\circ}$ N(S), în condițiile în care temperatura apei și a aerului are valori peste 27°C .

Ciclonii se destramă când suprafața lor se mărește și când întâlnesc uscatul deoarece nu mai sunt alimentați cu umiditate.

Ciclonul tropical are un diametru de 300 Mm la formare. Are două părți : partea centrală cu un diametru de 30 Mm care se numește ochi “calm” sau vortex; aici aerul are numai mișcări ascendente, viteza de ascensiune spărgând plafonul norilor; nu este vânt; și partea exterioară.

Elemente comparative ale depresiunilor extratropicale și ale ciclonilor tropicali :

Depresiuni extratropicale	Ciclonii tropicali
Se formează la latitudini medii și mari pe uscat și ocean	Se formează la latitudini mici ($5^{\circ}\div 15^{\circ}$) numai deasupra oceanelor
Se formează iarna deasupra oceanelor, vara deasupra uscatului și ocupă suprafețe de la câteva sute la 2000 km^2	Se formează în orice perioadă a anului în condiții de temperatură foarte ridicată, cu evaporare intensă, condensarea contribuind la creșterea energiei Suprafața ocupată $200\div 300\text{ km}$ în diametru
Presiunea între $980\div 1100\text{ mb}$, izobarele fiind alungite latitudinal	Presiunea este sub 980 mb și poate scădea până la 930 mb cu izobare foarte dese și

sau meridional	concentrice
Gradientul baric orizontal până la 30 mb	Gradientul baric orizontal ajunge până la 120 mb
Direcția de deplasare în sensul mișcării de rotație a Pământului (W-E) Si uneori retrograd (E-W)	Direcția este de la E la W, uneori poate fi meandrat sau sub formă de spirale. Orice schimbare de direcție a ciclonului duce la slăbirea vitezei vântului
Viteza de deplasare a depresiunii este de până la 120 km/h cu durata de 3-5 zile	Viteza de deplasare a ciclonului inițial este de 10 Nd apoi 25 Nd Si 40 Nd, cu durata de 5-7 zile
Viteza vântului este de la 50÷150 km/h	Viteza vântului este mai mare de 64 Nd
Se caracterizează prin prezența fronturilor atmosferice	Nu se dezvoltă fronturi
Fenomenele meteo sunt diferite funcție de zona depresiunii. În fața depresiunii timpul este caracterizat de frontul cald cu sistemele noroase și cu o zonă largă de precipitații cu caracter general. Vizibilitatea până la 2 Mm. În sectorul cald care se află între sectorul cald și sectorul rece, dispar norii și vântul slăbește. Deasupra oceanului uneori se formează ceață sau burniță. În partea posterioară timpul este determinat de frontul rece care are	Fenomenele meteo sunt generate funcție de cele două zone : - în vortex, ce are diametrul până la 30 Mm, vântul cade, mișcarea aerului se produce numai ascendent cu viteze mari încât sparge plafonul norilor. Marea este haotică cu valuri de hulă până la 25 m înălțime, ce se deplasează din toate părțile spre centru. - La latitudini mai mari (aproape peste 30°) devine mai neclar și pătura de nori se mărește, dar fără precipitații - în zona exterioară, cu diametru de 250÷260 Mm, cerul este acoperit cu toate tipurile de nori, vântul din apropierea vortexului are în jur de 135 Nd iar spre exterior viteza scade spre 64 Nd. Cad

nebulozitatea corespunzătoare cu averse în fața frontului și precipitații cu caracter general în spate. Vântul suflă în rafale	precipitații sub formă de aversă ce reduc vizibilitatea la câteva cabluri. Au loc descărcări electrice și valuri de hulă mari orientate spre centru. Distanța parcursă este până la 3000 Mm.
Descompunerea sau umplerea depresiunii se produce odată cu ocluzia fronturilor	Descompunerea are loc când crește suprafața la latitudini de $30^{\circ} \div 35^{\circ}$, când suprafața se dispersează sau când întâlnesc pământul și nu mai sunt alimentați cu vapori de apă

Ciclonii tropicali se manifestă în Pacificul de N și de S, în Oc.Indian de N și de S și în Atlanticul de N. indiferent de bazin și perioadă, fiecare ciclon tropical se manifestă diferit, are dimensiuni, traiectorii și amplasări diferite.

Ciclonii poartă nume diferite și anume :

- **uragane** – în Atlanticul de N;
- **hurricane** – pe coastele de W ale Statelor Unite și ale Mexicului;
- **cicloni tropicali** – în Oceanul Indian;
- **taifun** – în zona Japoniei (Pacific);
- **baguias** – în zona Insulelor Filipine;
- **Willie-Willie** – în nord-estul Australiei.

Fiecare ciclon are un nume propriu. Acestea se iau în ordine alfabetică în funcție de ordinea apariției lor. Litera indică al câtelea ciclon este pentru acea zonă.

În formarea perturbațiilor tropicale pot exista diferite faze, înainte de formarea unui ciclon propriu-zis.

Prima perturbație se numește **depresiune tropicală “T.D.”** ● , în care vântul ajunge până la 33 Nd.

Apoi **furtună tropicală “T.S.”** , vântul are între $33 \div 47$ Nd.

A treia fază este cea de **furtună tropicală puternică “S.T.S.”** , viteza vântului $47 \div 64$ Nd.

Ciclon tropical “C.Y.” , vânt cu peste 64 Nd.

Curs 14

Terminologie folosita in meteorologie și climatologie

Absorbție – reținerea unei substanțe într-o soluție, corp solid sau într-un amestec de gaze de către părțile lor componente.

Acclimatizare – adaptarea treptată a plantelor și animalelor la noile condiții ale mediului înconjurător și cu deosebire la condițiile climatice.

Actinometrie – ramură a meteorologiei ce se ocupă cu măsurarea și studiul radiației solare, atmosferice și terestre.

Activitate solară – totalitatea fenomenelor fizice care au loc la suprafața Soarelui. Activitatea solară se manifestă prin: pete solare, facule, flocule, protuberanțe și schimbări în starea coroanei solare, ce reprezintă de fapt manifestarea exterioară a reacțiilor și proceselor din interiorul Soarelui. Când activitatea solară crește, fluxul de corpusculi și radiația ultravioletă se măresc considerabil, factor ce prezintă o deosebită importanță pentru atmosfera Pământului.

Adăpost meteorologic – adăpost de construcție specială, care protejează instrumentele meteorologice instalate în interior de acțiunea radiației solare și cărora le asigură o ventilație suficientă.

Advecție – 1. Deplasarea aerului în sens orizontal;

2. Transportul, o dată cu masa de aer, a diferitelor sale proprietăți, de ex.: advecția căldurii, a vaporilor de apă, a densității etc.

Advecție termică – încălzirea sau răcirea locală a atmosferei determinată de advecția aerului.

Aer – amestec fizic de gaze care formează atmosferă Pământului. Componentele aerului uscat la nivelul mării sînt:

Denumirea elementului	volumul (%)	greutatea (%)
Azot	78,09	75,60
Oxygen	20,95	23,10
Argon	0,93	1,29
Bioxid de carbon	0,03	0,05
Kripton	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$3,0 \cdot 10^{-4}$
Xenon	$0,8 \cdot 10^{-5}$	$4,0 \cdot 10^{-5}$
Neon	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$
Heliu	$5,24 \cdot 10^{-4}$	$7,0 \cdot 10^{-5}$
Ozon	$1,0 \cdot 10^{-6}$	

Iod	$3,5 \cdot 10^{-9}$	
Radon	$6,0 \cdot 10^{-18}$	
Nitrogen	$5,0 \cdot 10^{-5}$	

Aerologie – știință despre metodele de cercetare a straturilor înalte ale atmosferei. După unii, aerologia este o știință aparte sau o ramură a meteorologiei care se ocupă cu studiul fenomenelor din atmosfera liberă.

Aerosol – sistem coloidal în care mediul de dispersiune este un gaz și în care se găsesc, în suspensie, particule lichide sau solide.

Agravarea timpului – schimbarea mai mult sau mai puțin bruscă a timpului caracterizată prin faptul că elementele meteorologice ating anumite valori limită sau că se produc fenomene periculoase pentru diferitele ramuri de activitate.

Agrometeorologie – disciplină care studiază interacțiunea dintre condițiile meteorologice, climatice și hidrologice pe de o parte și întregul proces al producției agricole pe de altă parte.

Altitudine – distanță verticală între un nivel sau un punct de pe suprafața uscatului și nivelul mijlociu al mării, exprimată în unități liniare.

Amplitudine – pentru mărimi alternative simetrice, amplitudinea reprezintă jumătatea dintre valorile maximă și minimă atinse. Pentru mărimi alternative asimetrice se folosește amplitudinea totală, adică diferența dintre valorile maximă și minimă atinse. În meteorologie se folosește mai ales amplitudinea totală, numită pe scurt amplitudine.

Amplitudinea anuală absolută – diferența între valoarea cea mai ridicată și cea mai scăzută a unui element meteorologic înregistrată în cursul unui an.

Amplitudinea anuală medie – diferența între valorile medii lunare cea mai ridicată și cea mai scăzută a unui element meteorologic.

Amplitudinea diurnă (zilnică) – diferența între valorile cea mai ridicată și cea mai scăzută a unui element meteorologic înregistrată în cursul unei zile.

Analog – situație sinoptică, proces sau variație a unui element meteorologic asemănătoare(a)r(e) cu cele ce se cercetează.

Anemorumbometru – instrument folosit pentru determinarea vitezei și direcției vântului la un moment dat sau într-un interval de timp dat.

Anomalie – termen folosit în meteorologie pentru a indica:

- diferența între valoarea medie (diurnă, lunară etc) a elementului meteorologic în punctul respectiv și valoarea medie a paralelei corespunzătoare punctului;

- diferența între valoarea medie (diurnă, lunară etc.) a elementului meteorologic și valoarea medie plurianuală a aceluiași element, într-un punct dat.

Anticiclön – câmp de înaltă presiune limitat de izobare închise de formă aproape eliptică sau circulară, unde presiunea crește de la periferie spre centru. Acest câmp este caracterizat prin vânturi ce se rotesc în jurul unui centru de înaltă presiune, de la care aerul diverge orizontal și în care predomină mișcările descendente. Aceste vânturi bat în sensul acelor unui ceasornic în emisferă nordică și în sens contrar în emisferă sudică. În general, A. determină un timp cu nebulozitate redusă, călduros vara și rece iarna.

Atmosfera – Îvelișul de aer al Pământului, obiectul de studii al meteorologiei. A. nu are o limită superioară precis delimitată, prezența gazelor atmosferice constatăndu-se la înălțimi de câteva mii de kilometri. Pe verticală, se deosebesc următoarele straturi principale ale atmosferei: troposfera – 8-17 km, stratosfera – de la 8-17 km până la 40 km, mezosfera – de la 40 până la 80 km, termosfera (ionosfera) – de la 80 km până la 800-1000 km și exosfera – > 1000 km. Trecerea de la un strat la altul al atmosferei se face prin intermediul unor straturi de tranziție numite tropopauză, stratopauză și mezopauză.

Aversa de ploaie – precipitații de scurtă durată și adesea puternice, care cad mai ales din nori convectivi; picăturile care le compun sînt în general mari. Aversele sînt caracterizate prin începutul și sfîrșitul lor brusc, prin variațiile lor de intensitate în general mari și rapide și cel mai des, prin aspectul cerului; alternanță rapidă de nori întunecați și amenințători (Cumulonimbus) și înseninări de scurtă durată.

Azimut – unghiul format de planul meridianului punctului de observație cu planul vertical care trece prin acest punct și prin obiectul vizat, se măsoară de la 0 până la 360 grade, în astronomie de la S spre V și în geodezie și aerologie de la N spre E.

Bar – unitate absolută de măsură a presiunii: $1 \text{ bar} = 10^6 \text{ dyne/cm}^2 = 10^6 \text{ barii}$.

Barometru – instrument destinat măsurării presiunii atmosferice. În general barometrele sînt construite după două principii: principiul variației înălțimii unei coloane de mercur și principiul deformării unei capsule aneroide.

Brumă – depunere de gheață cu aspect cristalin, care ia în cele mai multe cazuri forma de coajă, de ace, de pene sau de avantai. Acest hidrometeor ce formează într-un mod analog cu roua, dar la temperaturi mai coborîte de 0 grade C.

Briză – circulație locală a aerului cu perioadă diurnă, cauzată de neomogenitățile suprafeței subiacente, care determină o încălzire diferențiată a straturilor inferioare ale troposferei. Datorită gradientului baric care ia naștere, se stabilește mișcarea aerului în apropierea solului de la zona rece spre cea caldă, iar la înălțime în sens contrar. Brizele sînt evidente mai ales în zona de litoral, a lacurilor și a marilor fluvii.

Buletin meteorologic – informare care cuprinde condițiile meteorologice dintr-un interval de timp trecut și evoluția probabilă a timpului pentru diferite perioade.

Burniță – precipitații atmosferice sub formă de picături foarte mici de apă (cu diametrul mai mic de 0.5 mm) care cad din norii formați în interiorul maselor de aer, de obicei nori Stratus, mai rar Stratocumulus și chiar din ceață. Picăturile de burniță sînt foarte dese și foarte lent, încît par a fi suspendate în aer. Ele se formează direct prin unirea picăturilor de apă din nori, fără o trece prin faza solidă.

Cantitate de precipitații – grosimea stratului de apă provenit din precipitațiile solide sau lichide căzute într-un interval de timp oare-care. Cantitatea de precipitații se măsoară cu pluviometrul și se exprimă în milimetri strat de apă.

Ceață – picături foarte mici de apă suspendate în atmosferă, care reduc în general vizibilitatea orizontală, la suprafața Pământului, la mai puțin de 1 km.

Cer – în meteorologie termen de uz curent pentru a indica gradul de acoperire și felul norilor (cer senin, cer acoperit, cer noros etc.)

Chiciură – cristale de gheață, albe, fărâmicioase, asemănătoare cu zăpada, care se formează cu precădere de ramuri, pe conductori, pe colțurile și muchiile obiectelor, de obicei pe timp geros, în prezența ceții și a vântului slab.

Chiciurometru – instalație utilizată pentru măsurarea depunerilor de gheață pe conductori.

Ciclone, depresiune – perturbație atmosferică cu presiune scăzută și cu o circulație a aerului în jurul centrului în sensul invers acelor de ceasornic în emisfera nordică și în sensul acelor de ceasornic în emisfera sudică. În stratul de frecare vântul are componenta orientată către centru conform gradientului baric. Datorită orientării vântului către centrul ciclonei, în partea sa centrală domină mișcările ascendente. Față de anticiclone, ciclonele determină un timp în general închis, cu precipitații și vânturi intense.

Circulația generală a atmosferei – ansamblu de mișcări la scară mare a atmosferei. În sens larg, circulația atmosferică principală sau primară. Circulația generală a atmosferei este în linii mari, legată de apariția și de deplasarea ciclonei și anticiclonei, din care cauză ea are un caracter complex și schimbător. Circulația generală ia naștere sub influența bilanțului radiativ neomogen de la diferitele latitudini pe uscat și pe oceane; mecanismul ei se complică datorită influenței frecării și a rotației Pământului asupra curenților de aer și ca urmare a formării de unde și turbionare.

Câmp baric – distribuție spațială a presiunii atmosferice. Câmpul baric este un câmp scalar care se caracterizează printr-un sistem de suprafețe de egală presiune (izobarice). Câmpul baric se reprezintă la sol prin izobare, iar la înălțimi prin izohipse.

Clasificarea climatelor – împărțirea tipurilor de climate, observate pe suprafața globului pământesc sau pe porțiuni ale acestuia după diferite criterii, unele după indici indirecti, iar altele după indici genetici.

Climatologie – știința despre climă care se ocupă cu descrierea climatelor diferitelor regiuni ale globului pământesc, clasificarea și studiul răspândirii acestora legat de procesele genetice și de factorii geografici, studiul climatelor trecutului istoric și geologic al Pământului.

Condiții de timp – totalitatea și succesiunea elementelor și fenomenelor meteorologice la un moment dat sau într-un interval de timp dat.

Confortul vremii – totalitatea condițiilor meteorologice și alte condiții în care omul se simte comod și confortabil. Situații confortabile pot fi observate pe tot parcursul anului (ca în perioadă caldă, la fel și în perioadă rece). Pentru acest confort este nevoie de:

- soare

- calm atmosferic
- aerul curat
- vestimentație după vreme.

Constantă solară (I_0) – intensitatea radiației solare în afara atmosferei, la o distanță medie între Pământ și Soare. $I_0 \approx 1,98 \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{min}$.

Convecție (termică) – mișcări verticale lente ale aerului, provocate de încălzirea neomogenă a acestuia în straturile inferioare. Datorită diferențelor de temperatură, aerul cald se ridică iar cel rece coboară luându-i locul. Mișcările convective ascendente și descendente formează așa numitele celule de convecție.

Curcubeu – grupuri de arcuri concentrice, colorate în gama de la violet spre roșu, produse de lumina solară sau lunară pe un ecran de picături de apă în atmosferă (picături de ploaie, burniță sau ceață).

Curent ascendent – curenți de aer care se deplasează din straturile inferioare spre cele superioare ale atmosferei, avînd în general o viteză redusă. Se întîlnesc mai ales în partea centrală a ciclonilor și talvegurilor, iar în cazul convecției mai rar și cu o intensitate sporită în norii orajoși.

Curent descendent – curenți de aer care se deplasează din straturile superioare spre cele inferioare ale atmosferei. Ei au o deplasare în general lentă și se produc mai ales în partea centrală a anticiclonilor, dorsalelor și cu intensitate mai mare în norii orajoși.

Curenți de aer – sisteme de vînturi deasupra unei porțiuni mai mari sau mai mici a suprafeței terestre, într-un strat mai gros sau mai subțire al atmosferei, care reprezintă un tot unitar avînd o oarecare stabilitate în timp.

Date climatice – elemente de bază ale climei, care sînt prezentate în tabele, pe hărți, diagrame și în diferite rezumate statistice rezultînd din observații pe o perioadă îndelungată.

Descărcare electrică (oraje) – tip de fulger care se prezintă sub formă de linii sinuoase adesea ramificate, plecînd de la un canal principal, bine marcat, care rezultă dintr-un nor orajos.

Direcția vîntului – direcția de unde bate vîntul, care se exprimă fie în puncte cardinale, fie în grade (de la 0 la 360 de grade).

Dorsală (anticiclonică) – formațiune alungită de mare presiune, cu izobare (în formă de U) legată de un anticlon. Presiunea crește dinspre periferie către o axă (axă dorsalei) de la care vînturile diverg. O caracteristică a dorsalei de mare presiune este existența curenților descendenți, care determină un cer senin.

Echilibrul atmosferei (pe verticală) – Stare a atmosferei caracterizată de distribuția temperaturii pe verticală. Echilibrul atmosferei poate fi: stabil, instabil, indiferent, adiabatic, convectiv etc.

Echivalent în apă al zăpezii – Înălțimea stratului de apă obținut după topirea zăpezii existente pe sol, la un moment dat. Se măsoară după topire.

Ecologie – (gr.oikos-casă, lodos-știință), știință multidisciplinară în dezvoltare, care studiază relațiile dintre organisme și între aceste și mediul lor de viață.

Efect de blocaj – proces sinoptic care se produce cînd un anticlon cold-înalt, dezvoltîndu-se deasupra latitudinilor medii, barează transportul vestic și deviază traectoriile ciclonilor și anticlonilor mobili de la direcția obișnuită vest-est.

Efect de seră – acțiunea de protecție a atmosferei în procesul schimbului radiativ de căldură al Pămîntului cu spațiul interplanetar. Ca și geamurile unei sere, atmosfera lasă să treacă destul de ușor radiația solară, absorbînd radiația de undă lungă emanată de suprafața terestră.

Element meteorologic – termen meteorologic care definește parametrii ce în ansamblul lor caracterizează starea vremii într-un interval de timp (presiunea, temperatura și umezeala aerului, vîntul, nebulozitatea, precipitațiile etc.).

Eroziune – degradarea scoarței Pămîntului datorită agenților meteorologici și hidrologici.

Evaporație – în meteorologie procesul de trecere a vaporilor de apă în atmosferă, ca urmare a desprinderii celor mai mobile molecule de pe suprafețele de apă, zăpadă, gheață, sol umed, picături și cristale de gheață. Intensitatea evaporării depinde în primul rînd de temperatură. Deoarece o parte din vaporii de apă revin în faza lichidă sau solidă, evaporarea este de fapt diferența a două fluxuri de molecule: a celor care se desprind și a celor care revin.

Factori genetici ai climei – procese care determină condițiile climatice pe întreg Pămîntul și în diferite regiuni ale sale, cum ar fi: bilanțul radiativ și caloric, circulația atmosferei, suprafața subiacentă, circuitul apei.

Factori geografici ai climei – condiții geografice care determină procesele de formare a climei într-un anumit loc. Acestea sînt: latitudinea și altitudinea locului, caracterul suprafeței subacente, depărtarea de ocean (pe uscat) sau de uscat (pe ocean), relieful locului, curenții oceanici, caracterul suprafeței solului, învelișul vegetal, stratul de zăpadă și de gheață etc.

Factori radiativi ai climei – procese radiative care determină formarea climei într-un anumit loc, spre exemplu: fluxul radiației solare, absorbția, difuzia, reflecția, radiația terestră și a atmosferei etc.

Fata Morgana – denumire dată în mod convențional unor fenomene de miraj multiple, în care obiectele îndepărtate se văd multiplicat și cu diferite deformații. Denumirea derivă dintr-o legendă potrivit căreia acest fenomen s-ar datora zînei (în italiană, „fata”) Morgana.

Fenologie – studiul succesiunii modificărilor exterioare vizibile ale plantelor și animalelor în dependență de evoluția factorilor externi.

Fluctuație – variație neregulată, neperiodică, uneori bruscă, a unui element meteorologic.

Focar de oraje, centru orajos – regiunile unde orajele se dezvoltă mai frecvent decît în regiuni învecinate, fiind condiționate de stratificarea instabilă a aerului cald și umed. Frecvent, focarele de oraje se întîlnesc deasupra versanților sudici ai munților.

Formula barometrică a geopotențialului – ecuația care exprimă relația dintre presiune și geopotențial: $dp = -\rho dH$

Formula barometrică (a înălțimii) – ecuația principală a staticii atmosferei în formă canonică ce stabilește legătura dintre presiunea atmosferică la două nivele, diferența de înălțime și temperatura medie a stratului. Se utilizează pentru reducerea presiunii la nivelul mării și în operațiile de nivelment.

Formula psihrometrică – ecuație care exprimă dependența tensiunii vaporilor de apă în funcție de diferența temperaturilor indicate de termometrele uscat și umed, de presiunea atmosferică, de constanta psihrometrică și de tensiunea maximă a valorilor de apă corespunzătoare temperaturii termometrului umed. Analitic, această formulă se scrie: $e = E1 - A(t - t1)p$

Forța Coriolis – în ecuațiile dinamicii pentru mișcarea relativă într-un sistem rotitor de coordonate, forță efectivă de inerție. Un caz particular al forței Coriolis este forța de abatere datorită rotației Pământului, care joacă un rol foarte important în caracterul mișcărilor din atmosferă, în raport cu suprafața Pământului în rotație. Datorită ei, mișcarea fluidului se abate spre dreapta în emisfera nordică și spre stînga în emisfera sudică.

Frecvență – în meteorologie, numărul de cazuri de observații pe o perioadă de timp dată, cînd a fost observat un anumit fenomen sau valoarea unei mărimi date într-un anumit interval. Frecvența poate fi exprimată de asemenea în procente din numărul total de cazuri de observație.

Front atmosferic – zonă de tranziție sau în mod convențional, suprafață de discontinuitate dintre două mase de aer în atmosferă. Fronturile apar practic numai în troposferă, fapt pentru care se mai numesc fronturi troposferice. Se mai numește front și linia de intersecție a suprafeței frontale cu suprafața terestră sau orice altă suprafață de referință.

Front cald – suprafața de discontinuitate ce separă o masă de aer cald de una rece, masa caldă alunecînd deasupra penei de aer rece.

Front oclus – front complex rezultat din contopirea fronturilor rece și cald într-un proces de ocuziune a unei depresiuni. Se deosebesc fronturi ocluse cu caracter cald, cînd aerul în spatele frontului rece este mai cald decît cel din fața frontului cald și fronturi ocluse cu caracter rece, cînd aerul din spatele frontului rece este mai rece decît cel din fața frontului cald.

Front rece – suprafața de discontinuitate care separă două mase de aer, rece și cald, masa de aer rece substituind mai mult sau mai puțin brusc pe cea caldă. Frontul rece poate fi de ordinul I (anafront) sau de ordinul II (catafront).

Fulger – manifestare luminoasă care însoțește o descărcare electrică bruscă, ce se poate produce:

- între doi nori,
- în masa unui nor,
- între nori și suprafața terestră.

Furtună – Vînt foarte puternic, de durată relativ lungă, ce se produce de obicei la trecerea ciclonilor adînci și care este însoțit de efecte distructive pe uscat și de o agitație puternică a suprafețelor de apă.

Furtună de praf – ansamblu de particule de praf sau nisip ridicate violent de pe sol de către un vînt tare și transportate la înălțimi și distanțe foarte mari.

Furtună magnetică – oscilații puternice și rapide ale elementelor magnetismului terestru urmate de o înrăutățire bruscă a recepției radio pe unde scurte. Se poate produce simultan cu aurorele polare, ambele fenomene fiind legate de activitatea solară.

Genuri de nori – forme caracteristice principale ale norilor, care se exclud reciproc. Genurile constituie baza clasificării norilor, inclusă în Atlasul de nori. Genurile de nori sînt în număr de 10:

- Cirrus Ci – Nimbostratus Ns
- Cirrocumulus Cc – Stratocumulus Sc
- Cirrostratus Cs – Stratus St
- Altocumulus Ac – Cumulus Cu
- Altostratus As – Cumulonimbus Cb

Geofizica – 1. Complex de discipline științifice ce se ocupă cu studiul proprietăților fizice și proceselor de pe întreg globul pămîntesc (litosfera, hidrosfera și atmosfera). Geofizică cuprinde: studiul forței gravitației, studiul magnetismului terestru, seismologia, hidrologia și oceanografia, meteorologia și geologia.

2. Deseori, prin geofizică în sens mai restrâns se înțelege studiul proprietăților fizice ale litosferei.

Geopotențial – energie potențială a unității de masă (energia potențială specifică) ce se definește prin poziția unității de masă în câmpul forței gravitaționale. Această energie este numeric egală cu lucrul mecanic ce trebuie cheltuit pentru a ridica o unitate de masă de la nivelul mediu al mării pînă la un punct dat; această cantitate este în general exprimată în metri geodinamici sau în metri geopotențiali.

Analitic, geopotențialul se exprimă: $dG_p = g dz$ sau $G_p = \int g dz$

Gulfstream – sistem ramificat de curenți marini calzi în Oceanul Atlantic de Nord, care se deplasează din Golful Mexic pînă la insulele Spitzbergen și Peninsula Kola.

Gradient – vector, orientat pe normala la suprafața de egale valori în câmpul unei mărimi scalare a, în sensul descreșterii mărimii date. Valoarea numerică a gradientului este egală cu descreșterea acestei mărimi pe unitatea de distanță.

Grindină - precipitație formată din boabe de gheață densă, care cad în perioada caldă a anului din norii Cumulonimbus.

Halo – grup de fenomene optice în formă de inele, de arcuri, de coloane sau de puncte luminoase, produse prin refracția sau prin reflecția luminii de către cristalele de gheață aflate în suspensie în atmosferă (nori ciriformi, ceață de gheață etc).

Harta topografiei absolute – hartă aerologică pe care se trec izoliniile de geopotențial (izohipse) ale unei suprafețe izobarice determinate. Pe această hartă pot fi reprezentate și izoliniile altor elemente meteorologice. Principalele hărți de topografie barică absolută sînt cele ale suprafețelor de sol, 850, 700, 500, 300, 200, 100 hPa etc.

Harta topografiei relative – hartă aerologică pe care se trec izoliniile diferențelor de geopotential dintre două suprafețe izobarice. Deoarece grosimea stratului de aer cuprins între două suprafețe izobarice depinde în primul rând de temperatură, izohipsele relative pot fi considerate izoterme medii ale stratului. În practică se utilizează frecvent harta topografiei relative dintre suprafețele de 1000 și 500 hPa (TR500/1000).

Harta sinoptică – hartă care indică prin cifre și simboluri, pentru fiecare stație meteorologică, un complex de elemente meteorologice de la o anumită oră de observație (presiunea, temperatura și umezeală a aerului, nebulozitatea, tendința barică, direcția și viteza vântului, fenomenele ce se produc în momentul observației și în ora precedentă etc.). Harta sinoptică are un rol principal în elaborarea prevederii timpului.

Hidrologie – în sens larg al cuvântului, știința despre apele globului pământesc (hidrosfera). Sub această denumire se înțelege de cele mai multe ori „hidrologia uscatului”, adică știința despre apele de la suprafața uscatului. Studiul oceanilor și mărilor s-a separat într-o disciplină aparte, denumită oceanologie.

Higrometru – instrument destinat măsurării umidității relative a aerului. Cele mai utilizate sînt cele cu fir de păr.

Histogramă – diagramă care redă distribuția frecvențelor unei anumite mărimi fizice x (element meteorologic) în diferitele ei intervale prin coloane dreptunghiulare alăturate, dispuse vertical pe axa absciselor. Înălțimea fiecărei coloane este proporțională cu frecvența elementului respectiv în intervalul de existență al valorilor considerate.

Impurități atmosferice – particule care nu fac parte din elementele constitutive permanente al aerului atmosferic și care se întîlnesc în cantități foarte variabile.

Indice – caracteristică numerică a unui fenomen, proces sau complex de elemente. În meteorologie sînt cunoscuți: indici climatici, de circulație, de continentalitate etc.

Indice climatic – Număr obținut printr-o formulă ce caracterizează un climat în funcție de principalii factori climatici.

Indice de circulație – mărime care caracterizează intensitatea sau alte particularități ale circulației atmosferice deasupra întregii emisfere sau deasupra unei regiuni oarecare. Ca indici de circulație sînt folosiți: diferența de presiune între anumite puncte sau latitudini, viteza medie a vântului într-o anumită zonă, caracteristica numerică a activității ciclonice etc.

Insolație – cantitatea de radiație solară ce cade direct pe o unitate de suprafață orizontală, la un anumit nivel (în sens strict); cantitatea de radiație solară globală ce cade pe o suprafață oarecare.

Intensitatea ploii – cantitatea de apă căzută într-un minut.

Intensitatea radiației – caracteristică a fluxului de radiație exprimată în $\text{cal/cm}^2 \cdot \text{min}$, adică cantitatea de energie radiantă ce cade pe unitatea de suprafață în timp de un minut.

Inundație – acoperire cu apă a terenurilor învecinate cu un curs de apă datorat vântului, la gurile fluviilor, sau a creșterii debitelor cursurilor de apă cauzate de topirea bruscă a zăpezii primăvara sau de ploi torențiale abundente vara.

Invazie de aer – deplasarea rapidă a unei mase de aer într-o regiune îndepărtată de focarul ei de formare. Termen utilizat cu precădere în cazul maselor de aer rece.

Inversiune (de temperatură) – creșterea temperaturii cu înălțimea, spre deosebire de condițiile obișnuite, când temperatura scade cu înălțimea. Inversiunile se pot produce la sol și în atmosferă liberă. Inversiunile de la sol pot fi: de radiație, de zăpadă (de primăvară), iar cele din atmosfera liberă, de sedimentare (comprimare) legate de curenții descendenți din atmosferă. Datorită stratificării stabile din stratul de inversiune, nu este posibilă convecția și formarea nebulozității decât la limita superioară a inversiunii, care poartă denumirea de „strat de reținere”.

Izobară – linie care unește punctele de egală presiune.

Izolinie – linie trasată pe o hartă sau pe o diagramă, de-a lungul căreia un element meteorologic sau climatologic oarecare este același.

Izotermă – linie care unește punctele cu aceeași valoare a temperaturii.

Înălțime – 1. Distanță verticală dintre suprafața Pământului, nivelul mării sau alt nivel și un punct oarecare situat deasupra acestora, exprimată în unități liniare (m, km etc.).

2. Diferite mărimi care pot indica distanța verticală, de exemplu înălțimea dinamică sau geopotențialul, presiunea atmosferică într-un punct oarecare deasupra suprafeței terestre.

Înălțimea norilor – termen folosit pentru a defini înălțimea (nivelul) unde se află limita inferioară (baza) norilor.

Înălțimea soarelui – distanța unghiulară a Soarelui față de orizon, exprimată în grade pe cercul vertical. Deseori, în locul acestei mrimi se utilizează „distanța zenitală” (Z) care este egală cu unghiul dintre Soare și zenit, adică: $Z = 90^\circ - h_s$

Îngheț – Scădere a temperaturii aerului sub 0°C , seara și noaptea, în cazul unor temperaturi pozitive în timpul zilei.

Îngheț adectiv – îngheț provocat de advecția aerului rece.

Îngheț de radiație – îngheț provocat de răcirea aerului în cursul nopții, ca urmare a radiației efective intense.

Îngheț la sol – scăderea temperaturii suprafeței solului sub 0°C în timp ce temperatura în adăpostul meteorologic rămâne superioară celei de 0°C . Acest îngheț datorește înainte de toate radiației nocturne.

Înregistrator – instrumente relative pentru înscrierea variațiilor în timp a unui sau mai multor elemente meteorologice oarecare. Înregistrarea poate fi continuă sau la intervale regulate. La majoritatea înregistratoarelor transmiterea variațiilor de la partea sensibilă la dispozitivul de înregistrare se face mecanic prin intermediul unui sistem de pîrghii (barograf, termograf etc.) La alte înregistratoare transmiterea variațiilor, se face electric (anemograf, actinograf), optic (o hîrtie sensibilă) sau direct prin ardele (heliograf).

Kuroshivo – curent oceanic cald, a cărui ramură principală traversează periferia vestică a Oceanului Pacific în direcția nord-est, încadrându-se apoi în Oceanul Înghețat de Nord în curentul general de apă vest-est.

Lapoviță – ninsoare la temperaturi pozitive, când fulgii de zăpadă se topesc sau când împreună cu ei cade și ploaia.

Lumină – 1. Sinonim cu „radiație”

2. În sens restrâns: radiația percepută cu ochiul liber, cu lungimi de undă între 0,76 și 0,40μ.

Macroclimă – 1. Particularitățile principale ale climei la scară planetară.

2. Climatul unei zone sau regiuni geografice de mare întindere.

Macrometeorologie – studiul condițiilor meteorologice ale globului terestru, a unor zone sau regiuni întinse ale acestuia, pe o perioadă îndelungată. Ca discipline macrometeorologice pot fi citate meteorologia sinoptica și climatologia, care studiază procesele circulației atmosferice și legat de acestea, condițiile climatice la scară mare.

Masa atmosferei – masa volumului de aer ce formează atmosfera Pământului. Într-o coloană de aer cu secțiunea de 4 cm² și cu o înălțime nelimitată: $m = \int \rho \, dz$. Din ecuația principală a staticii, la o temperatură medie a aerului de 0°C: $m = (RT_m/g) \cdot \rho_0 = 8\,000\,000 \cdot \rho_0 [\text{g/cm}^3]$ unde ρ_0 este densitatea aerului la sol. Rezultă că întreaga masă a atmosferei terestre este egală cu 5.3 10¹⁵ t, ceea ce reprezintă a milioana parte din masa litosferei și a 250-a parte din masa hidrosferei. 50% din masa totală a atmosferei easte cuprinsă în stratul pînă la 5 km.

Maximum – valoarea cea mai nare a unei mărimi variabile. De exemplu: maxim de presiune în centrul anticlonului, maxim diurn al temperaturii, umezelii etc.

Maximum absolut – cea mai mare valoare a unui element meteorologic înregistrată într-o perioadă de mulți ani într-un loc dat, într-o regiune, țară, pe emisferă sau pe întreg globul pămîntesc.

Măzărice moale – precipitații solide sub forma unor granule de gheață, albe-mate. Aceste granule sînt sferice sau uneori conice: diametrul lor este cuprins între 2 și 5 mm.

Medie – valoarea obținută din suma mai multor valori ale unei variabile împărțită la numărul termenilor. În prelucrările meteorologice se utilizează medii: orare, diurne, pentadice, decadice, lunare, anuale și plurianuale.

Mers – în meteorologie, modificarea cantitativă a unui element în timp. De exemplu: mers diurn, mers anual, mers secular etc.

Mesaj de agravare – avertisment transmis de o stație meteorologică atunci cînd se observă o înrăutățire a timpului (agravarea timpului). Aceste avertismente sînt folosite mai ales pentru asigurarea securității transporturilor aeriene.

Mesaj meteorologic – telegramă cifrată, conținînd grupe de cifre distincte, ce reprezintă valori ale unor elemente meteorologice. Descifrarea unui astfel de mesaj permite cunoașterea timpului în punctul unde elementele au fost măsurate.

Meteorolog – 1. Om de știință care își desfășoară activitatea în domeniul meteorologiei (cercetător meteorologic).

2. Personal calificat al unui serviciu meteorologic (inginer-meteorolog, tehnician meteorolog, observator meteorolog).

Meteorologie – Știință despre atmosferă care studiază legile după care se desfășoară procesele și fenomenele din atmosferă. Se mai numește „fizica atmosferei”. Principalele discipline ale meteorologiei sînt meteorologia sinoptică, meteorologia dinamică, climatologia, aerologia, agrometeorologia, actinometria și electricitatea atmosferei, etc.

Meteorologie aplicată – aplicarea cunoștințelor meteorologice în diferite activități omenești, ca exemplu în agricultură, silvicultură, transporturi, medicină, construcții etc.

Meteorologie medicală – ramură a meteorologiei care se ocupă cu studiul influenței condițiilor atmosferice asupra sănătății omului și evoluției și răspîndirii unor maladii mai ales epidemice și cronice.

Meteorologie sinoptică – disciplină a meteorologiei care se ocupă cu studiul proceselor atmosferice de mare amploare și cu prevederea timpului pe baza cercetării lor. Studiul macroproceselor – circulației generale a atmosferei – se face cu ajutorul analizei sistematice a hărților sinoptice, aerologice, diagramelor aerologice etc.

Metoda analogiei – metodă de prevedere bazată pe analogia pe care o prezintă diferitele procese atmosferice, presupunînd că acestea evoluează în același sens.

Mezoclimat – condițiile climatice ale unei regiuni naturale cu o suprafață puțin întinsă (clima locală).

Microclimă (microclimat) – clima unui teritoriu puțin întins (cîmp cultivat, panta unui deal, liziera unei păduri, malul unui lac etc.) Diferențierile microclimatice depind în primul rînd de influența neomogenă a suprafeței subiacente și de aceea ele se produc în straturile inferioare de aer, de lîngă sol.

Minimum – valoarea cea mai mică a unei mărimi variabile. De exemplu: minim de presiune în centrul ciclonului, minimum diurn al temperaturii etc.

Minimum absolut – cea mai mică valoare a unui element meteorologic înregistrată într-o perioadă de mulți ani, într-un loc dat, într-o regiune, țară, emisferă sau pe întreg globul pămîntesc.

Mistral – vînt rece și uscat care suflă din nord deasupra coastei nord-vestice a Mării Mediterane, în special deasupra golfului Lyon. El bate atunci cînd există o zonă de joasă presiune deasupra golfului Genova și o zonă de presiune ridicată pe continent. El are adesea o mare intensitate.

Muson – transport de aer în troposfera inferioară, deasupra unor suprafețe întinse, care își schimbă direcția de două ori pe an. Este determinat de încălzirea diferită a suprafețelor de apă și de uscat, iar în anumite regiuni, cum ar fi sudul și sud-estul Asiei sau zonele învecinate cu Oceanul Indian, este mult amplificat în ansamblul curenților circulației generale a atmosferei.

Nadir – punct al sferei cerești opus zenitului.

Nebulozitate – 1. Totalitatea norilor observați pe bolta cerească.
2. În sens mai restrâns, cantitatea norilor de pe bolta cerească exprimată în zecimi de cer acoperit sau în alte unități. În această accepțiune, termenul se folosește curent în practica observațiilor meteorologice și în climatologie, purtând denumirea de „nebulozitate totală”. În cazul aprecierii cantitative a norilor dintr-un anumit etaj, de un anumit gen, specie sau varietate, se determină „nebulozitatea parțială”.

Nivel de condensare – nivel de la care vaporii de apă din aerul în urcare încep să se condenseze ca urmare a răcirii dinamice; nivelul bazei norilor. Se deosebesc: nivelul de condensare prin ascendență, caracteristic ascendenței întregului strat de aer (pe suprafața frontală sau pe versanții munților) și nivelul de condensare convectiv, în cazul ascendenței aerului mai cald decât cel înconjurător.

Nivel de convecție – nivelul la care curenții ascendenți slăbesc mult, intrând într-un strat cu o stratificare stabilă (cu inversiune de temperatură).

Nor – sistem coloidal de produse de condensare în stare lichidă, solidă sau mixtă aflate în suspenzie în atmosferă. Când, din diferite cauze, elementele noroase cresc și devin mai grele, ele cad din nori sub formă de precipitații. Marea majoritate a norilor se formează în troposferă, la diferite etaje și sînt de diferite genuri, specii, varietăți etc. Uneori se formează nori și în stratosferă, la înălțimi de ordinul 20-25 km și 70-90 km (nori sidefii și argintii).

Normă – media multianuală a elementelor meteorologice, calculată dintr-un șir de ani de referință (perioadă de bază).

Nucleu de condensare – particule lichide sau solide pe care se produce în atmosferă condensarea vaporilor de apă. Prezența lor este indispensabilă în procesele de formare a norilor și cețurilor.

Observator meteorolog – persoană care efectuează observații meteorologice. La stațiile meteorologice, observatorii execută și prelucrările primare ale datelor culese, transmiterea acestora precum și îngrijirea instrumentelor și instalațiilor.

Observație meteorologică – măsurarea valorilor numerice ale elementelor meteorologice a variației lor precum și aprecierea caracteristicilor calitative ale fenomenelor la stațiile meteorologice. Observațiile meteorologice se efectuează simultan la orele standard sinoptice și după timpul local la principalele ore standard climatologice. Condiția esențială a observațiilor meteorologice este comparabilitatea valorilor obținute la diferite stații ca și a celor obținute la un singur punct, într-o perioadă mai îndelungată. În acest scop observațiile efectuate după norme internaționale și instrucțiuni unice elaborate de serviciile meteorologice naționale.

Oraj – fenomen atmosferic complex, care constă din descărcări electrice repetate între nori sau între nori și pământ (fulger), însoțit de tunete. Orajul este caracteristic norilor Cumulonimbuși și deci unei stratificări instabile a aerului cu un conținut bogat de vaporii de apă. Orajele pot fi sau nu însoțite de precipitații.

Organizația Meteorologică Mondială (OMM) – Instituție specializată a Organizației Națiunilor Unite pentru coordonarea, uniformizarea și îmbunătățirea activității meteorologice pe plan mondial prin schimbul eficient de informații între serviciile meteorologice naționale.

Orizont – 1- Linie aparentă de-a lungul căreia bolta cerească pare că întâlnește suprafața Pământului.
2. Parte a suprafeței Pământului vizibilă într-un loc degajat sub forma unui cerc pe care pare că se sprijină bolta cerească. Diametrul acestui cerc crește cu altitudinea locului.

Orografie – totalitatea formelor suprafeței terestre într-un loc dat.

Oscilație – 1. Fenomen în care energia se transformă dintr-o formă în altă – periodic, aproape periodic sau ritmic, reversibil sau în parte reversibil.
2. În meteorologie, prin oscilație se înțelege variația (periodică ritmică), a unui element meteorologic în timp.

Oscilațiile climei – schimbări ale climei, periodice sau ritmice, care nu au un caracter progresiv. Ele depind în primul rând de oscilațiile activității solare și de cele a intensității circulației generale a atmosferei.

Ozon (O₃) – Stare alotropică a oxigenului. El se formează în atmosferă prin descompunerea moleculei de oxigen în atomi. În atmosferă, ozonul are rolul de regulator al insolației suprafeței terestre, absorbind radiațiile ultraviolete cu lungimea de undă mai mică decât 3000 Å.

Paleoclimat – climat al unei perioade geologice reconstituit, fie pentru întreg globul terestru, fie pentru regiune anumită.

Parametrul Coriolis – abaterea spre dreapta/stânga în emisfera nordică/sudică datorată rotației Pământului; parametru Coriolis (λ) este definit prin relația: $\lambda = 2 \omega \sin \varphi$ unde ω – este viteza unghiulară de rotație a Pământului; φ – latitudinea.

Particulă de aer – cantitate de aer, atât de redusă ca masă și volum, încât un parametru fizic oarecare (t , p , ρ etc.) poate fi caracterizat cu destulă precizie, printr-o singură valoare.

Perioadă de vegetație – 1. La plante anuale: interval de timp de la însămânțare până la maturitatea deplină.
2. La plante perene: interval de timp de la reluarea vegetației până la intrarea în repaus.

Periodicitate – în meteorologie, repetare multiplă a unei stări anumite sau a unui proces, a valorilor unui element meteorologic etc., la intervale regulate de timp. Periodicitatea diurnă și anuală în variația unor elemente și proceselor atmosferice se caracterizează prin ritmicitate, iar variațiile climei prin ciclicitate.

Pâclă – suspensie în atmosferă a particulelor solide extrem de mici, invizibile pentru ochiul liber și suficient de numeroase pentru a da aerului un aspect opalescent.

Platformă meteorologică – suprafața de teren pe lângă stația meteorologică unde se instalează instrumentele pentru efectuarea observațiilor. Platforma este de forma unui pătrat cu laturile orientate pe direcțiile N-S și E-V. Instrumentele din interiorul platformei sînt instalate în ordinea descreșterii înălțimii lor, de la nord la sud.

Ploaie – precipitații lichide care cad din nori sub formă de picături cu diametrul de 0.5-6,0 mm. Deosebim ploaie continuă, sau sub forma de aversă.

Ploaie (ninsoare) continuă – precipitații de lungă durată, de intensitate destul de uniformă, care cad în același timp pe o suprafață apreciabilă. Ele sînt mai ales de origine frontală și cad din norii Nimbostratus și mai rar din Altostratus.

Ploaie suprarăcită– ploaie ale cărei picături îngheață la contactul cu solul, ce are o temperatură negativă.

Ploaie torențială – ploaie frontală, intensă și de lungă durată.

Pluviograf – aparat care înregistrează grafic cantitățile de precipitații lichide, intensitatea și durata lor.

Pluviometru – instrument utilizat pentru măsurarea precipitațiilor, compus dintr-un recipient expus astfel încît colectarea să nu fie afectată de obstacole. Se folosesc pluviometre simple și cu ecran, ecranul împiedicînd spulberarea de către vînt mai ales a precipitațiilor solide. Fiecare pluviometru este prevăzut cu două recipiente care se schimbă după colectarea precipitațiilor, precum și cu o eprubetă gradată.

Polei – strat de gheață densă, mată sau transparentă, care se depune pe sol și pe obiecte mai ales pe partea expusă vîntului, ca urmare a înghețării picăturilor de ploaie (burniță) suprarăcite sau a înghețării picăturilor de apă ce cad pe o suprafață puternic răcită. Fenomenul se produce cel mai frecvent la temperaturi între 0 și -3°C.

Polii căldurii – regiuni ale globului unde au fost înregistrate temperaturile cele mai ridicate ca de pildă nord-vestul Africii și California. Maximul absolut este în jurul a 57°C.

Polii frigului – regiuni ale globului unde temperatura este cea mai scăzută, În emisferă nordică, polul frigului se află în Iakuția, unde minimum absolut este în jurul a -70°C. Un al doilea pol al frigului este situat în Groenlanda și în nord-estul Americii de Nord. În emisfera sudică, polul frigului se situează în Antarctica, unde temperatura cea mai scăzută este în jurul -90°C.

Stație meteorologică – punct de observații meteorologice unde se măsoară precipitațiile atmosferice și înălțimea stratului de zăpadă și unde se determină vizual fenomenele atmosferice.

Praf – aerosol atmosferic tipic, ridicat de pe pămînt de către vînt. El provoacă opacizarea aerului și constituie o sursă de nuclee de condensare.

Precipitații – 1. Hidrometeor alcătuit din particule de apă lichidă sau solidă, cristalizată sau amorfă, care cad dintr-un nor, dintr-un sistem noros, mai rar din ceață și care ating solul.
2. Cantitatea de apă rezultată din precipitațiile căzute într-un loc dat și într-un anumit interval de timp, exprimată prin înălțimea stratului de apă căzută, în milimetri.

Precipitațiile convective – precipitații care cad din norii convectivi. Ele au, în majoritatea cazurilor, caracter de aversă.

Precipitații lichide – apă în stare lichidă care cade din nori sau ceață. Precipitații lichide sînt: ploaia și burnița.

Precipitații solide – apă în stare solidă care cade din nori. Precipitațiile solide sînt: zăpadă, măzărichea, grăunțele de zăpadă, ploaie de gheață și grindină.

Presiune – forța care apasă asupra unei unități de suprafață perpendiculară pe aceasta: .

Presiune la stație – citire barometrică făcută la stație, la care s-au aplicat corecții de temperatură și de gravitație.

Presiunea atmosferică – forța cu care aerul atmosferic apasă pe unitatea de suprafață. În orice punct de pe suprafața terestră sau din atmosferă ea este egală cu greutatea coloanei de aer ce se întinde de la acest punct pînă la limita superioară a atmosferei. Presiunea se măsoară cu barometrul și se exprimă fie în mm Hg, fie în mb. Valoarea presiunii exercitate de o coloană de mercur de 760 mm la 0°C la latitudinea de 45° și la nivelul mării se numește presiune atmosferică normală. Ea este egală cu $1,013250 \text{ dyne/cm}^2 = 1013,25 \text{ mb}$.

Prevederea timpului – 1. Determinarea caracterului și mersului condițiilor atmosferice viitoare pe un interval de timp, cu ajutorul unor metode științifice.
2. Rezultatul concret al activității de elaborare a prevederii timpului; textul prin care se expune timpul probabil.
3. Parte a meteorologiei sinoptice.

Prevedere climatologică – prevedere de lungă durată elaborată pe baza datelor climatologice rezultate din prelucrarea statistică a observațiilor din anii precedenți.

Prevedere numerică – prevederea cîmpului baric, a cîmpului curenților etc. Obținută prin metode numerice sau grafoanalitice.

Prevedere de durată medie (mijlocie) – prevedere a cărei durată de valabilitate se întinde pe cîteve zile (2 pînă la 10).

Prevedere de lungă durată – prevedere a cărei durată de valabilitate este de ordinul: decadă, lună, sezon.

Prevedere de scurtă durată – prevedere a cărei valabilitate este mai mică de 48 de ore.

Probabilitate – dacă N este numărul general al termenilor unui șir (de observații), iar n – numărul termenilor șirului cu caracteristica A , atunci probabilitatea apariției caracteristicii A este $P=n/N$

Proгноza agrometeorologică – prognoze care indică gradul de favorabilitate al condițiilor de timp viitoare pentru dezvoltarea culturilor agricole, efectuarea lucrărilor agricole sau pentru folosirea metodelor agrotehnice celor mai adecvate.

Punct de rouă – temperatură la care aerul umed trebuie să se răcească ca să devină saturat în prezența apei pure, fără schimbarea presiunii și a raportului de amestec.

Radar (radiolocator) – aparat radioelectric care permite determinarea poziției și direcției de deplasare a unui obiect îndepărtat. Funcționarea acestui aparat se bazează pe principiul emiterii unor impulsuri electromagnetice și recepționării lor după ce au fost reflectate de obiectul vizat. Termenul derivă din limba engleză (radio direction and range).

Radiația atmosferei – radiație de undă lungă (4-120 μ) emisă de însăși atmosferă. Aproximativ 70% din această radiație este îndreptată spre suprafața Pămîntului numindu-se contraradiația atmosferei, iar restul este emisă de spațiul interplanetar.

Radiație – una din cele două forme principale ale materiei denumită „lumină” în sensul larg al cuvântului. Radiația posedă simultan și proprietățile undelor electromagnetice și pe cele ale particulelor dar luată ca un tot nu este nici undă și nici particulă și nici un amestec al acestora. În meteorologie termenul „radiație” este folosit pentru definirea radiațiilor de orice lungime de undă (radiație solară, directă și difuză, radiație terestră, radiația atmosferei etc.)

Radiație de undă lungă – radiații a căror lungime de undă nu se întâlnește în spectrul vizibil (infraroșii). Din această categorie fac parte: radiația terestră și radiația atmosferei.

Radiație difuză – parte a radiației solare, cu compoziție spectrală modificată și deviată de la propagarea rectilinie, ca urmare a difuziei provocată de molecule de gaz și de particule coloidale în suspenzie. Radiația difuză ajunge la suprafața pământului din toate punctele bolții cerești.

Radiație (solară) directă – Parte a radiației solare care ajunge la suprafața Pământului sub forma de fascicule de raze paralele provenite direct de la discul solar.

Radiație solară – totalitatea radiațiilor emise de Soare în spațiu și care pătrund în atmosfera terestră. Radiația solară propagă sub formă de unde electromagnetice cu o viteză de 300000 km/s. Energia radiației solare denumită „energie radiantă”, este sursa principală a energiei proceselor din atmosferă. Spectrul radiației solare este cuprins între 0,17 și 4μ cu un maximum la 0,475 μ. Spectrului vizibil îi revin 50% din totalul radiației, fiind cuprins între lungime de undă de 0,40-0,76 μ, spectrului ultraviolet -7% (lungimi de undă <0,40 μ) și spectrului infraroșu – 43% (lungimi de undă >0,76 μ). La trecerea prin atmosfera terestră radiația își schimbă intensitatea și compoziția spectrală datorită difuziei și absorbției. Ca rezultat, la suprafața Pământului, radiația solară ajunge sub formă de radiație directă și radiație difuză care însumate definesc radiația globală. Aproximativ 40% din radiația incidentă la limita superioară a atmosferei este reflectată în spațiul interplanetar, fiind cunoscută sub denumirea de „albedoul Pământului”. Restul radiației (60%) se transformă în energie calorică, fiind sursa de încălzire a suprafeței terestre și a atmosferei precum și a proceselor chimice și biologice de pe Pământ și din atmosferă.

Radiosondă – instrument ridicat în atmosferă, înzestrat cu dispozitive care permit determinarea unuia sau multor elemente meteorologice (presiune, temperatură, umezeală etc.) și prevăzut cu un sistem de radio emisie pentru transmiterea datelor către sol.

Rafală (de vânt) – creștere bruscă de durată relativ scurtă a vitezei vântului.

Registru de observație – registru destinat înscrierii directe a observațiilor și măsurărilor meteorologice în cursul unei luni.

Rețea de stații meteorologice – totalitatea stațiilor meteorologice dotate cu aparatură de același tip, care execută observații după programe și metodici unice.

Ridicare nivometrică – determinarea cantității totale de zăpadă ce acoperă un bazin sau o regiune dată, prin măsurarea grosimii și a echivalentului în apă a zăpezii, în vederea prevederii cantității de apă disponibilă după topirea ei.

Ritmuri – repetare a proceselor atmosferice de un anumit tip și legat de acestea a elementelor meteorologice, care nu au o variație strict periodică, adică o amplitudine a oscilațiilor inconstantă și semiperioade de oscilații inegale.

Rouă – depunere, pe obiectele de la sol sau din apropierea solului, de picături de apă rezultând din condensarea vaporilor de apă conținuți în aerul din apropierea solului ce se răcește prin radiație. Condițiile care favorizează formarea de rouă sînt: cerul senin și vîntul slab.

Roza vînturilor – reprezentarea grafică a frecvenței vînturilor pe diferite direcții.

Scară absolută de temperatură – scară de temperatură la care punctul de topire al gheții este notat cu 273,2°. Punctul 0° al scării absolute este ”zero absolut” (-273,2°C). Această scară se mai numește scară Kelvin (°K). Formula de transformare în grade Celsius este: $^{\circ}\text{K} = (t + 273)^{\circ}\text{C}$.

Scară Beaufort – scară a tăriei vîntului care exprimă forța vîntului printr-un număr cuprins între 0 și 12, fiecare număr reprezentînd un grad Beaufort. Din 1954, O.M.M. a lărgit această scară și a înlocuit numărul 12 prin numere de la 12 la 17, care permit clasificarea diverselor tipuri de uragane.

Scară Celsius – scară a temperaturii în care punctul 0, ales arbitrar, este punctul de topire al gheții la presiunea normală, iar punctul 100, temperatura vaporilor de apă distilată care fierbe la presiunea normală. O diviziune a scării Celsius se numește grad-centigrad. Sinonim cu „SCARA CENTIGRADĂ”. Formula de transformare din grade Fahrenheit este: $t^{\circ}\text{C} = 5/9(t^{\circ}\text{F} - 32)$

Scară Fahrenheit – scară de temperatură la care punctul de topire al gheții este notat cu 32°, iar punctul de fierbere al apei cu 212°. Distanța între cele două puncte caracteristice este deci de 180°F. Formula de transformare din grade Celsius este: $t^{\circ}\text{F} = 9/5(t^{\circ}\text{C} + 32)$

Schimb (turbulent) – transport de substanțe pe verticală și de particule de aer cu proprietăți diferite provocate de mișcările turbulente din atmosferă. Ca urmare a schimbului se produce un amestec în care distribuția parametrilor masei de aer tinde să se omogenizeze.

Schimbările climei – variații de durată foarte mare, progresive sau regresive, care s-au produs în trecutul geologic al Pămîntului. După diferite teorii și ipoteze, schimbările climei au fost provocate de schimbările survenite în natură a suprafeței Pămîntului, schimbările intensității radiației solare și legat de acestea a circulației generale a atmosferei.

Secetă – perioadă îndelungată de primăvară sau vară cu precipitații mult sub valoarea normală, în condiții de temperatură ridicată a aerului. În aceste condiții rezervele de apă din sol se micșorează mult, ceea ce crează premise nefavorabile dezvoltării normale a plantelor. Se deosebesc: seceta atmosferică – cu precipitații foarte reduse, temperaturi ridicate și umezeală a aerului scăzută și secetă pedologică – cînd rezervele de apă din sol sînt epuizate. Seceta pedologică depinde în mare măsură de structura solului.

Sector cald – regiunea unui ciclon care conține o masă de aer cald cuprinsă între frontul cald anterior și frontul rece posterior.

Sinoptician, previzionist – meteorolog care elaborează prevederi de timp.

Siroco – vînt cald din sud sau din sud-est care suflă în partea anterioară a unei depresiuni ce trece de la vest spre est, de-a lungul Mediteranei. El atinge coasta nordică a Africii sub forma unui vînt foarte cald și uscat, dar se umezește traversînd Mediterana și atinge Malta și regiunile Europei meridionale sub forma unui vînt cald și umed.

Sistem baric – formă a câmpului baric. Sistemele barice se împart în general în regiuni de presiune ridicată și regiuni de presiune joasă. Se deosebesc sisteme barice cu izobare închise (ciclone și anticiclone) și deschise (dorsale și talveguri).

Sistem noros – grupare de nori migratori, persistentă și de mare întindere, având mai multe zone diferențiate, care se succed într-o anumită ordine. Cel mai tipic sistem noros este cel al frontului cald.

Situație sinoptică – totalitatea maselor de aer, fronturilor barice indisolubil legate între ele, existente la un moment dat care determină starea timpului deasupra unei regiuni geografice.

Sondaj aerologic – determinarea unuia sau mai multor elemente meteorologice în altitudine cu ajutorul aparatelor transportate de zmeie, baloane, avioane, rachete, sateliți etc.

Specii de nori – subdiviziuni ale genurilor de nori, determinați prin luarea în considerare a unuia sau mai multor din caracteristicile de mai jos:

- a) forma (nori în bancuri, în văluri, în pânze, în straturi etc);
- b) dimensiunea (suprafața elementelor constitutive, extinse pe verticală etc.);
- c) structura internă (nori constituiți din cristale de gheață, picături mici de apă);
- d) procese fizice cunoscute sau presupuse care determină formarea lor (nori datorăți orografiei etc.).

Speciile din același gen se exclud una pe alta. Speciile de nori sînt:

- | | | | | | |
|---|--------------|-------|---|--------------|--------|
| - | fibratus | (fib) | – | lenticularis | (len), |
| - | uncinus | (unc) | – | fractus | (fra), |
| - | spissatus | (cas) | – | humilis | (hum), |
| - | castellanus | (cas) | – | mediocris | (med), |
| - | floccus | (flo) | – | congestus | (con), |
| - | stratiformis | (str) | – | calvus | (cal), |
- nebulosus (neb) – capillatus (cap).

Stabilitate – stadiu de echilibru hidrostatic al atmosferei în care o particulă de aer, abătută ușor de la poziția ei inițială, tinde să revină la aceasta. Stabilitatea este nulă în condițiile echilibrului indiferent ($\gamma = \gamma_a$) poziția în condițiile echilibrului stabilit ($\gamma < \gamma_a$), negativă în condițiile echivalentului instabil ($\gamma > \gamma_a$).

Starea timpului – totalitatea elementelor și fenomenelor meteorologice deasupra unei regiuni la un moment dat sau într-un interval de timp.

Stație agrometeorologică – stație meteorologică, care în afara observațiilor meteorologice principale efectuează paralel măsurători complete de temperatură și umezeală a solului pe platforma meteorologică și în lanurile cultivate și execută observații asupra fazelor de vegetație și stadiilor de dezvoltare a plantelor. Parcelele pentru observațiile fizice și biologice se aleg în așa fel încît măsurătorile făcute în diferiți ani să fie comparabile între ele.

Stație aerologică – stație meteorologică unde se execută măsurători în altitudine, îndeosebi prin radiosondaj.

Stație hidrometeorologică – stație la care se efectuează atît observații meteorologice cît și hidrologice.

Stație meteorologică – stație unde se execută observații meteorologice, aleasă după anumite criterii care să asigure reprezentativitatea elementelor măsurate pentru regiunea înconjurătoare. Stația

meteorologică, dispune de o platformă meteorologică pe care sînt instalate cea mai mare parte a instrumentelor și de un local, în care se află barometrul și barograful și unde se execută prelucrările primare ale datelor din observații. După volumul și felul observațiilor, stațiile meteorologice se împart în diferite categorii și tipuri. Cele mai numeroase stații sînt cele climatologice și sinoptice.

Stație meteorologică automată – aparat complex care măsoară și transmite automat valoarea unor elemente meteorologice. Asemenea stații se instalează de obicei în locuri greu accesibile.

Strat de ozon – strat atmosferic în care conținutul în ozon este foarte mare, maximul de concentrație fiind situat între 20 și 30 km altitudine. El are proprietatea de a absorbi o mare parte din radiațiile ultraviolete emise de Soare.

Strat de zăpadă – pătură de zăpadă depusă pe suprafața solului sau a ghețurilor, care se formează în timpul iernii în urma ninsorilor. Caracteristicile sale principale sînt: înălțimea, densitatea și conținutul în apă. Ca suprafață subiacentă el reprezintă un factor climatic important. Stratul de zăpadă are de asemenea un rol protector împotriva gerurilor pentru culturile care iernează.

Stratificarea (aerului) – distribuția pe verticală a temperaturii în atmosferă de care depinde dezvoltarea și intensitatea proceselor de convecție. Stratificarea poate fi stabilă, instabilă sau indiferentă, atît pentru aerul uscat sau umed cît și pentru cel umed saturat.

Stratificarea instabilă – în cazul aerului uscat sau umed nesaturat stratificarea în care gradientii verticali de temperatură sînt mai mari decît cei adiabatici uscați ($\gamma > \gamma_a$). În cazul aerului umed saturat, stratificarea în care gradientii de temperatură sînt mai mici decît cei adiabatici uscați și mai mari decît cei adiabatici umezi $\gamma_a > \gamma < \gamma(a)$. O astfel de stare se numește „stratificare umed instabilă”.

Stratificare stabilă – în cazul aerului uscat sau umed nesaturat, stratificarea în care gradientul vertical de temperatură este mai mic decît cel adiabatic uscat ($\gamma < \gamma_a$). În cazul aerului umed saturat stratificarea în care gradientul vertical de temperatură este mai mic decît cel adiabatic umed ($\gamma < \gamma'a$).

Sublimare – în meteorologie, proces de trecere a vaporilor de apă, direct în fază solidă, adică în cristale de gheață. Sublimarea are loc numai la temperaturi cu mult sub 0° , deoarece procesul este însoțit de degajarea unei mari cantități de căldură latentă.

Suhovei – vînt cu temperatură ridicată și umezeală relativ redusă, care bate în zonele de stepă și semipustiuri. Suhoveiul se formează la periferia sudică a anticiclonului. Un rol important în creșterea temperaturii și scăderea umezelii relative îl are transformarea maselor de aer deasupra stepelor precum și curenții descendenți. Suhoveiul este un vînt dăunător pentru plantele de cultură.

Suprafață subiacentă – suprafață a pămîntului care se găsește în interacțiune cu atmosfera în procesele schimbului de căldură și de umezeală. Termenul se folosește numai în sensul de suprafață subiacentă pentru atmosferă.

Șa barometrică – regiune cuprinsă între două talveguri și două dorsale înconjurînd punctul unde se întîlnesc axele celor două talveguri și dorsale.

Șir de observații – serie multianuală, cronologică, a unui element meteorologic oarecare, cu ajutorul căreia se calculează mediile, frecvențele etc., pe diferite perioade.

Șir omogen – șir de valori succesive ale unui element meteorologic, obținut din observații pe o perioadă lungă de la o stație oarecare, la care condițiile înconjurătoare nu au suferit mari schimbări, iar măsurătorile s-au făcut de observatori calificați, după o aceeași metodică și cu instrumente instalate reglementar.

Talveg (de joasă presiune) – formațiune alungită, de joasă presiune, cu izobare deschise (în formă de V sau U) legate de un ciclon. Presiunea descrește de la periferie către o axă (axa talvegului) spre care vânturile converg și care de cele mai multe ori separă două mase diferite de aer (front). Suprafețele izobarice sînt înalte la periferie și joase de-a lungul axei (frontului). O caracteristică a talvegului este existența curenților ascendenți. În general talvegurile și formațiunile frontale legate de acestea provoacă un timp închis și însoțit adesea de precipitații. Sinonim cu „talveg baric”.

Temperatura aerului – unul din cei mai importanți parametri ai stării aerului. Ea se măsoară cu instrumente (termometre și termografe) aflate în contact direct cu aerul și ferite de radiația solară directă. Temperatura aerului este un element foarte variabil în timp și în spațiu; oscilațiile sale în timp pot fi periodice (diurne și anuale) sau neperiodice, datorate circulației generale a atmosferei. Temperatura este variabilă cu înălțimea și în troposferă scade o dată cu acestea.

Temperatura apei – temperatură măsurată cu termometre speciale la diferite adîncimi ale bazinelor de apă.

Temperatura solului – temperatură măsurată cu termometre avînd rezervoarele la diferite adîncimi în sol.

Temperatură absolută – temperatură exprimată în grade ale scării absolute de temperatură; se notează °K (grade Kelvin).

Temperatură acumulată – suma temperaturilor (medii zilnice sau altele) înregistrate în cursul unei perioade determinate.

Temperatură la suprafața solului – temperatura înregistrată de un termometru așezat orizontal pe sol, al cărui rezervor este îngropat pe jumătate în sol.

Tendința perioadei – după Multanovski, distribuție a sistemelor barice pe o hartă colectivă, ce se relevă încă din primele zile ale perioadei sinoptice naturale, rămînînd apoi ca o caracteristică a întregii perioade.

Teodolit – aparat utilizat pentru determinarea unui punct în spațiu prin citirea simultană a azimutului și înclinației acestuia. El este alcătuit dintr-o lunetă mobilă într-un plan orizontal și într-un plan vertical, și din două margini exterioare (limbi) înzestrate cu alidade, care fac parte din lunetă.

Termometru – instrument folosit în măsurarea temperaturii. După principiul lor de funcționare distingem: termometre cu lichid (mercur, alcool), cu gaz (hidrogen), cu deformare (lamă bimetalică, tub Bourdon), electrice (termopare, rezistență). Termometrele cu lichid și cu gaz sînt termometre absolute. În meteorologie, termometrele absolute sînt cele cu mercur.

Termometru de maximă – termometru folosit la determinarea valorii celei mai ridicate atinsă de temperatură în decursul unui anumit interval de timp, de exemplu o zi. Termometru de maximă cu mercur este cel mai răspîndit. Tubul său capilar prezintă o porțiune îngustată care permite mercurului

să se dilate atunci când temperatura crește, dar îl împiedică să revină în rezervor, când temperatura scade. Instrumentul trebuie operat după fiecare citire.

Termometru de minimă – termometru folosit pentru determinarea valorii celei mai scăzute atinsă de temperatură în decursul unui anumit interval de timp, de exemplu o zi. Printre termometrele de minimă cu lichid, termometru cu alcool este unul din cele mai des întrebuințate. El dispune de un mic indicator în lichid, care este antrenat spre rezervor de către menisc, atunci când temperatura coboară, și rămîne nemișcat când temperatura se ridică. Instrumentul trebuie să stea în poziție orizontală și să fie operat după fiecare citire.

Termometru de sol – termometru utilizat pentru măsurarea temperaturii în sol, la diferite adîncimi. Cele mai utilizate termometre de sol sînt termometrele Savinov și Fuess pentru stratul arabil și termometrele cu tragere verticală, pentru straturile de la adîncimi mai mari.

Termometru ordinar – 1. termometru cu mercur cu rezervor cilindric ce se folosește la măsurarea temperaturii suprafeței solului. Se instalează pe sol, cu rezervorul pe jumătate îngropat. 2. termometru cu mercur, folosit la stații pentru citiri momentane (la termenele de observație). Termen folosit în comparație cu termometrele de maximă și minimă.

Timp Greenwich (UTC) – timpul meridianului zero (al fusului orar zero).

Timp solar adevărat – timp determinat de mișcarea Soarelui adevărat pe bolta cerească. Se măsoară prin unghiul orar al centrului Soarelui. Durata zilelor solare adevărate este variabilă în decursul anului din cauza deplasării inegale a Pămîntului pe orbita sa și a înclinării eliptice față de ecuator. Din această cauză în practică se folosește timpul solar mediu.

Timp solar mediu – timp determinat de mișcarea așa zisului Soare mediu, adică deplasarea unui punct imaginar ce se rotește uniform pe ecuatorul ceresc. Durata anuală de rotație a Soarelui mediu pe ecuatorul ceresc este egală cu durata de rotație a Soarelui adevărat pe ecliptică. Se măsoară pe unghiul orar al Soarelui mijlociu. Durata zilelor solare medii este aceeași în tot cursul anului și este egală cu durata medie anuală a zilelor solare adevărate.

Tip de circulație – model de circulație generală care se prezintă mai mult sau mai puțin frecvent.

Tip de timp – ansamblu de condiții meteorologice specifice care pot fi asociate unui tip de circulație determinat.

Tornado – 1. numele dat în America de Nord, trombelor intense. 2. numele dat, în Africa occidentală, vârtejului de vînt ce însoțește un oraj.

Traectoria unui ciclon (anticiclon) – drum parcurs de centrul unui ciclon (anticiclon) de la apariția și pînă la dispariția sa. Se determină din hărțile sinoptice succesive.

Traectorie – 1. curbă determinată de pozițiile succesive ale unei particule de aer în mișcare. 2. curbă determinată de poziția succesivă a centrului unui sistem de izolinii sau unui punct unic dintr-un sistem de linii, de curent, turbioane etc.

Transformarea unei mase de aer – 1. schimbarea treptată a proprietăților unei mase de aer, în deplasare, sub influența noilor condiții termice ale suprafeței subiacente (transformare relativă). 2. schimbare fundamentală a proprietăților unei mase de aer, care duce la transformarea ei, într-un alt

tip de masă de aer (transformare absolută). Transformarea absolută se produce atunci când masa de aer rămîne timp îndelungat deasupra unei noi regiuni geografice.

Transport de zăpadă la înălțime – zăpadă purtată de vînt pînă la o înălțime ce depășește statura mijlocie a unui om și care determină o scădere apreciabilă a vizibilității orizontale. O condiție esențială în cazul transportului de zăpadă la înălțime este existența unei suprafețe a stratului de zăpadă uscată și fără crustă.

Transport de zăpadă la sol – zăpadă purtată de vînt în imediata apropiere a suprafeței stratului de zăpadă.

Trăznet – descărcare electrică ce se produce între nori și sol sau obiecte de pe sol.

Troiene de zăpadă – îngrămădire a zăpezii provocată de vînt sau de viscole îndelungate.

Trombă – fenomen ce constă dintr-un turbion de vînt, adesea intens, a cărui prezență se manifestă printr-o coloană de nori întors în formă de pîlnie, ieșind de la baza unui nor Cumulonimbus. Această pîlnie se unește cu o altă pîlnie ce se formează în apropierea suprafeței mării de picături de apă ridicate de la suprafața acestuia sau la suprafața solului din praf sau nisip. Datorită vitezei mari a vîntului (50-100m/s) ce însoțește uneori tromba, aceasta are un caracter de calamitate.

Tropopauză – strat intermediar discontinuu simplu sau multiplu între troposferă și stratosferă. La nivelul tropopauzei se formează curenți de mare viteză, denumiți curenți jet, care determină discontinuitatea tropopauzei.

Troposferă – parte inferioară a atmosferei terestre, care se întinde de la sol pînă la o înălțime variind între circa 8 km la poli și circa 17 km la ecuator, în care temperatura scade în general cu înălțimea. În troposferă au loc majoritatea fenomenelor și proceselor care determină timpul.

Tunet – zgomot sec sau bubuit surd care însoțește fulgerul. Este produs de încălzirea și deci de dilatarea bruscă a aerului pe traiectoria fulgerului.

Turbulență – stare a fluidului (aer) caracterizată printr-o mișcare turbulentă. Turbulența condiționează în atmosferă rafale de vînt, transportul pe verticală a suspensiilor și a căldurii, schimbul cantității de mișcare între diferite straturi și legat de aceasta, a forței de frecare.

Umezeala aerului – conținutul vaporilor de apă din aer exprimat în unități absolute și relative.

Umezeală relativă – raportul dintre tensiunea actuală- e , a vaporilor de apă și tensiunea maximă E , la aceeași temperatură, exprimată în procente. Umezeala relativă poate fi definită și ca raportul dintre umezeala absolută sau specifică la un moment dat și umezeala absolută sau specifică a aerului saturat la aceeași temperatură.

Umeză specifică – cantitatea vaporilor de apă în grame, conținuți într-un kg de aer umed. Se exprimă prin raportul (s) dintre densitatea vaporilor de apă (d) și densitatea aerului (p).

Umiditatea solului – cantitatea de apă conținută în sol sub diferite forme (capilară, gravitațională, adițională). Se exprimă fie în milimetri strat de apă sau în metri cubi la hectar ($1\text{mm}=10\text{m}^3/\text{ha}$), fie în procente din greutatea solului uscat. Sinonim cu „umezeala solului”.

Uragan – 1. nume dat inițial ciclonilor tropicali din Marea Antilelor.
2. nume dat prin generalizare, a fiecărui ciclon tropical sau vîntului care atinge o viteză foarte mare.
3. nume dat prin convenție a fiecărui vînt a cărui viteză atinge sau depășește 64 noduri (12 în scara Beaufort).

Variabilitate – în meteorologie, gradul de variație al unui element în timp și în spațiu.

Varietăți de nori – subdiviziune determinată a genurilor de nori și a speciilor lor, luîndu-se în considerație una sau alta din cele două caracteristici de mai jos:
a) transparența (nori lăsînd să se vadă sau acoperind complet Soarele sau Luna);
b) dispoziția elementelor lor macroscopice (nori ale căror elemente constitutive sînt asociate într-un mod special).

Varietățile aceluiași gen sau aceleași specii nu se exclud unele pe celelalte.
Diferitele varietăți sînt:
intortus (in)
vertebratus (ve)
undulatus (un)
radiatus (ra)
lacunosus (la)
duplicatus (du)
translucidus (tr)
perlucidus (pe)
apacus (op).

Vector – mărime fizică care se caracterizează prin: origine, sens, direcție, intensitate și mărime.

Vijelie, gren – fenomen meteorologic caracterizat printr-o variație bruscă a direcției și vitezei vîntului, o creștere bruscă a presiunii și umezelii relative, o scădere bruscă a temperaturii și adesea prin precipitații sub formă de averse însoțite cîteodată de oraje. Grenul este un fenomen specific fronturilor reci de ordinul II.

Viscol – transport de zăpadă deasupra suprafeței pămîntului provocat de un vînt suficient de puternic și turbulent, însoțit sau nu de ninsoare. În practica observațiilor meteorologice se face o distincție între viscolul general cînd zăpada este viscolită puternic, fără să se poată aprecia dacă ninge sau nu, și viscolul cu zăpadă, cînd observatorul poate stabili dacă ninge.

Vizibilitate – distanța maximă la care un obiect avînd caracteristici definite poate fi văzut și identificat cu ușurință. Ea depinde de contrastul fondului și de pragul sensibilității de contrast al ochiului, iar în cazul invariabilității acestor condiții de transparența atmosferei (condițiile de timp).

Vînt – mișcarea aerului în raport cu suprafața solului. De obicei se are în vedere componenta orizontală a acestei mișcări. Cîteodată însă sfera noțiunii este extinsă și asupra componentei verticale a vîntului, care în general este mult mai redusă față de cea orizontală. Vîntul se definește prin 2 elemente: direcția din care bate și viteza, ambele extrem de variabile în timp și în spațiu. Vîntul ca mișcare orizontală ia naștere sub acțiunea forței gradientului baric, fiind apoi deviat de forța de frecare, de forța Coriolis și de forța centrifugă.

Vînt de gradient – mișcarea uniformă a aerului, de-a lungul izobarelor, condiționată de forța gradientului baric, forța Coriolis și forța centrifugă. În cazul izobarelor rectilinii și paralele, vîntul de gradient este geostrofic, iar în cazul izobarelor circulare și paralele, el este geociclostrofic.

Vânt termic – creșterea vectorului vântului geostrofic de la un nivel inferior la unul superior, depinzând de gradientul orizontal mediu de temperatură al stratului. Frecvent, vântul termic este denumit „componenta termică a vântului”.

Vreme, timp – stare în continuă schimbare a atmosferei. Vremea la un moment dat este caracterizată prin totalitatea valorilor elementelor meteorologice, iar într-un interval de timp prin variația succesivă a acestor elemente sau prin media acestora în intervalul respectiv.

Zăpadă – precipitații solide ce cad din nori sub formă de cristale de gheață (fulgi) de diferite dimensiuni.

Zenit – punct imaginar situat la intersecția verticalei locului cu bolta cerească.

Zonă frontală – strat atmosferic “încălinat”, care separă două mase de aer diferite și în interiorul căruia proprietățile sînt intermediare între cele două mase de aer situate de o parte și de alta.

Zonă frontală înaltă – zonă frontală în atmosfera liberă caracterizată printr-o configurație de izohipse dese și vânturi foarte puternice.

Zonă frontală planetară înaltă – zonă frontală înaltă de mare întindere la latitudinile tropicale și mijlocii asociată curenților JET din zona “căderii în trepte” a tropopauzei.

Zone climatice – regiuni ale globului pămîntesc, mai puțin întinse de-a lungul paralelelor, fiecare din ele avînd condiții climatice distincte. Există mai multe clasificări zonale ale climei, ca de exemplu: clasificarea lui Koppen, Berg, Alisov etc.

BIBLIOGRAFIE:

1. D.Țișteea, D.Bacinschi, R.Nor, „Dicționar Meteorologic”, C.S.A. Institutul Meteorologic, București, 1965
2. Dr. C. Savin, „Dicționar Științific Poliglot”, Editura Tipored, București, 1996