

I.N.ȘRIRA

**ATMOSFERA,
STĂRILE DE TIMP,
CLIMA.**

Chișinău, 2023

Redactori tehnici:

Niculița Gheorghi

Stroici Diana

Fedorcea David

Melnic Alexandru

Cernei Margareta

Atmosfera, stările de timp, clima. – Ediție a doua transcrisă în grafie latină.

– Chișinău: Tipografia UPSC, 2023.,232pagini.

DESCRIEREA CIP A CAMEREI NAȚIONALE A CĂRȚII DIN REPUBLICA MOLDOVA

Șrira, I. N.

Atmosfera, stările de timp, clima / I. N. Șrira. – Chișinău : [S. n.], 2023 (CEP UPSC). – 237 p. : fig., imagini, tab.

Bibliogr.: p. 232. – [100] ex.

ISBN 978-9975-46-857-2.

551

Ș 74

**Centrul Editorial-Poligrafic al Universității Pedagogice de Stat
„Ion Creangă” din Chișinău, str. Ion Creangă, nr. 1, MD-2069**

CUPRINS

Către cititor	8
I. Învelișul de aer al Planetei	11
II. Din istoria studierii atmosferei	22
1. Primele observări asupra stării vremii și apariția aparatelor meteorologice.	23
2. Evoluția observărilor asupra stării vremii și climei. Crearea rețelei de stații meteorologice.....	25
3. Metodele contemporane de cercetare a atmosferei.....	28
4. Starea vremii pe Pământ privită din cosmos.....	34
5. Prelucrarea datelor rezultate din observările meteorologice.....	40
6. Din istoria observărilor meteorologice pe teritoriul RM	42
III. Energetica Atmosferei	45
1. Noțiuni generale despre energie	45
2. Soarele. Radiația solară – principala sursă de energie.....	46
3. Radiația solară în atmosferă și la suprafața Pământului	52
IV. Oceanul aerian în continuă mișcare	67
1. Presiunea atmosferică. Cauzele principale, care determină mișcările aerului	67
2. Vânturile	73
3. Circulația generală a atmosferei	76
V. Noțiuni despre vremea bună și rea	88
1. Masele de aer	88
2. Fronturile atmosferice și curenții jet.....	92
3. Unele noțiuni din meteorologie sinoptică.....	99
4. Vârtejurile atmosferice. Cicloane și anticicloane.	103
VI. Materiale pentru caracteristica climei RM	115

1. Factorii de radiație	115
2. Factorii de circulație	119
3. Influența suprafeței subiacente asupra climei RM.....	132
4. Circuitul caloric și regimul termic.....	134
5. Circuitul umezelii	143
6. Regimul termic al suprafeței subiacente și al componentelor învelișului geografic (<i>dr. Gheorghii Niculița</i>).....	157
I. Factorii de oscilație a temperaturii aerului.	157
II. Bilanțul de căldură al suprafeței terestre.	159
III. Deosebirile regimului de căldură la suprafața solului și a apei. ..	161
IV. Mersul diurn și anual al temperaturii la suprafața solului.	162
V. Influența învelișului vegetal și a zăpezii asupra temperaturii suprafeței solului.	163
VI. Răspândirea căldurii în adâncimea stratului de sol.	164
VII. Mersul diurn și anual al temperaturii la suprafața și în straturile superioare ale bazinelor acvatice.	165
VIII. Inversiile de temperatură.	166
IX. Relația dintre temperaturile aerului atmosferic la suprafața terestră și consecințele exprimate în natură	167
X. Condițiile de formare a deșertului Atacama.	167
XI. Cum se descrie clima satului sau orașului natal	171
1. Indicații generale	171
2. Caracteristica principalelor surse ce pot fi utilizate.....	176
3. Cărți și articole ca sursă importantă de informații pentru descrierea climei unei localități	184
4. Observările proprii ca sursă de materiale pentru descrierea climei	186
5. Observări microclimatice	188

6. Schimbări climatice. Schimbări climatice globale	197
1. Schimbarea climei prin încălzire globală.	197
2. Încălzirea contemporană.....	201
3. Cauzele oscilațiilor temperaturilor aerului atmosferic.....	202
4. Din tezaurul popular al prezicerii vremii.....	203
5. Deșertul Atacama	211
Flora deșertului Atacama:.....	218
Fauna deșertului Atacama:	221
Bibliografie:	232
Încheiere	233

Șrira Isai Nesanel (1920-1998)

Într-o formă captivantă și relativ simplă sunt expuse rezultatele cercetărilor asupra atmosferei și proceselor ce influențează vremea. Cartea este destinată elevilor, studenților și profesorilor de geografie, precum și tuturor celor, care manifestă interes de mediul înconjurător.

Lucrarea de față este a II ediție a manualului, revăzută și modificată în corespundere cu cerințele vremii: a fost transcrisă în grafie latină, unele cuvinte au fost înlocuite cu termeni corespunzători limbii române. În manual a fost introdus un capitol cu mai multe articole care au fost alese reieșind din conținutul Cuvântului de încheiere a originalului, și în scop de a prezenta utilizarea reală a conținutului științific în procesul de învățare a geografiei. Reedităm această lucrare în amintirea ilustrului geograf, fost elev al lui Simion Mehedinț, a marelui om de cultură și iubitor de patrie Isai N. Șrira, privind la soarta geografiei în școala românească.

Gheorghi Niculița, dr. conf.univ., UPSC.

Biografie

Șrira Isai Nesanel s-a născut la 16 mai 1920 în orașul Belgorod Dnestrovsc (Cetatea Albă) regiunea Odessa. În anul 1927 a fost înscris la școala primară iar în a.1931 – la gimnaziu, pe care l-a absolvit în 1939. Din 1937 predă lecții particulare, în special de matematică. În a.1939 a fost înscris în lista studenților la



facultatea Științe ale naturii a Universității din București. În iunie 1940 se întoarce în orașul natal. În noiembrie 1942 a fost invitat la studii în Institutul Pedagogic de Stat Moldovenesc, evacuat în or. Buguruslan. În 1944 Institutul a revenit în Chișinău, unde dl I.N. Șrira a continuat studiile și a predat geografia în Școala de arte. În decembrie 1946 a fost înscris în aspiratură la Institutul de Geografie din or. Moscova. În 1951 a fost angajat și a lucrat în Institutul Învățătoresc din or. Bălți, iar în august 1954 a fost transferat în orașul Tiraspol la Institutul Pedagogic de Stat. Activitatea didactică: 1954 – 1956 – lector superior la catedra de geografie fizică; 1956 – 1961 conferențiar, întemeietorul și șef al catedrei Geografie fizică generală (1961 – 1980). Activitatea științifico-didactică a fost reflectată în mai multe publicații și monografiile: „Geografia continuă cercetările”, „Atmosfera, stările de timp, clima”, „Științe ale naturii. Universul. Omul”. Pe tot parcursul activității dl. Șrira I. N s-a bucurat de o popularitate și respect deosebit din partea studenților, cunoscut ca om de înaltă cultură și posesor de cunoștințe enciclopedice.

Dl Isai N. Șrira a decedat în a. 1998 în orașul Netanya, Israel.

Către cititor

Pentru ca să trăiască, omul ca și orice altă ființă, are nevoie de anumite condiții, care ar contribui la desfășurarea proceselor vitale din organismul lui.

Aceste condiții i le oferă mediul înconjurător. Zburând în cosmos sau pe alte planete, omul are grijă ca mediul înconjurător să-i asigure condițiile de existență necesare. Dacă asemenea condiții lipsesc, el le creează în mod artificial.

Mediul în care trăiește omul, este un sistem foarte complex. În cadrul lui se interpătrund și interacționează în permanență rocile, apa, aerul, substanța vie și energia solară ce ajunge la Pământ mai ales sub formă de radiație. Schimbarea măcar a unuia dintre elementele menționate este suficientă pentru ca să se schimbe și celelalte. Prin urmare, noi avem sarcina de a păstra mediul în care trăim în starea, care ar asigura prosperitatea omenirii.

Unul dintre componentii de bază ai mediului înconjurător este totalitatea gazelor ce formează oceanul aerian sau atmosfera.

Anume despre atmosferă, despre metodele de studiere a fenomenelor ce se produc în cadrul ei, despre influența acestor fenomene asupra vieții omului va merge vorba în această carte.

Atmosfera, atât de apropiată de noi și atât de simplă în aparență, s-a dovedit a fi un sistem extrem de complicat, iar studierea ei nespuse de anevoioasă. Omul primitiv, ale cărui veșminte și adăposturi sărăcăcioase nu-l puteau apăra de frig și umezeală, se simțea neputincios în fața naturii. Fenomenele naturii îl înspăimântau și în același timp îi trezeau admirația. Nefiind în stare să lupte împotriva forțelor naturii, el le diviniza, atribuind dirijarea lor unei divinități supreme.

Cunoștințele referitoare la oceanul aerian ce ne înconjoară s-au acumulat și s-au cristalizat treptat.

Pe parcursul acestei căi de cunoaștere, lungi și spinoase, au fost reputate victorii strălucite, precum și comise greșeli regretabile.

Calea aceasta a cunoscut eroi și martiri, care nu și-au precupețit eforturile, capacitățile, iar uneori și viața pentru ca adevărul științific să triumfe, iar triumful adevărului științific a cerut nu numai descoperiri strălucite, generalizări geniale, dar și observări extrem de monotone, neînsemnate la prima vedere. Fiecare descoperire, fiecare generalizare nouă făcea ca întunericul ignoranței să se retragă.

Bineînțeles, și astăzi mai rămân încă multe probleme nerezolvate. Se impune mobilizarea capacităților și eforturilor multor minți omenești pentru ca studierea atmosferei să se soldeze cu succese noi.

Dragi prieteni, dacă această carte va contribui la aprofundarea și lărgirea cunoștințelor voastre despre stihia aerului și dacă măcar unii dintre voi își vor consacra puterile pentru rezolvarea acestei probleme de mare importanță, pentru patria noastră și pentru omenirea întreagă, autorul va avea încrederea, că ați citit-o cu folos.

Dragi cititori. Prezenta carte vine să vă completeze cunoștințele căpătate în școală în acest domeniu. Aici voi vi-ți afla mult mai pe larg despre învelișul de aer al planetei noastre și structura lui, despre istoria studierii stihiei aerului, energetica atmosferei, despre radiația solară ș.a.

În carte vi-ți găsi indicații, cum să descrieți clima satului sau orașului natal și cum să efectuați observări microclimatice.

Omenirea s-a apropiat de rezolvarea milenarului vis de a deveni stăpână asupra stihiei vânturilor, ploii, secetei, înghețurilor.

Trebuie să știm să modificăm după necesitățile societății omenești starea vremii și clima locului. Una din premisele esențiale ale succesului în rezolvarea acestor probleme este aprofundarea și lărgirea cunoștințelor noastre. Cu cât mai multe cunoștințe vor fi acumulate, cu atât mai ușor stihia naturii ni se va supune.

Autorul

I. Învelișul de aer al Planetei

Cuvântul *atmosferă* (atmos – aer și sphaira – sferă) este de origine greacă și înseamnă *învelișul de aer al Pământului*. După cum se știe, atmosfera reprezintă un amestec de gaze: azot (78,09%), oxigen (20,95%), argon (0,93%), bioxid de carbon (0,03%) și o cantitate foarte mică (mai puțin de o miime de procent) de alte gaze (hidrogen, heliu, ozon, neon, cripton ș.a.), care, luate la un loc, constituie numai 0,014% din volumul ei. În acest amestec de gaze plutesc particule de pulberi, picături, cristale și vapori de apă. Deși masa totală a atmosferei este egală cu $5,2 \cdot 10^{15}$, oamenii multă vreme identificau aerul cu *vidul*. O astfel de eroare este legată de faptul, că aproape de suprafața pământului densitatea rocilor ($2 - 3 \text{g/cm}^3$) și aproximativ de 1000 de ori mai mică decât densitatea apei (1g/cm^3).

Pe măsură ce ne depărtăm de suprafața Pământului, densitatea aerului scade.

Atmosfera nu trece deodată în spațiul interplanetar și de aceea este greu să se stabilească limita ei. Atmosfera nu se desprinde de Pământ datorită forței de atracție exercitată de el. Dacă masa Pământului ar fi mai mică, forța de atracție a lui de asemenea ar fi mai mică și gazele, din care se compune atmosfera, demult s-ar fi dispersat în spațiul cosmic. Doar Luna, a cărei masă este de 81 de ori mai mică decât masa Pământului, și-a pierdut atmosfera. Din punct de vedere teoretic se consideră, că atracția Pământului poate influența mișcarea particulelor de gaz la o distanță de circa 41 000km. Această cifră este uneori denumită *limita externă teoretică a atmosferei*. De fapt, însă, înălțimile la care prezența atmosferei se face simțită sunt mult mai mici. Drept limită convențională superioară a atmosferei este considerată înălțimea de $\approx 3\ 000$ km.

Deși în ceea ce privește volumul, atmosfera depășește toate celelalte geosfere și chiar sfera terestră solidă, masa atmosferei

($5,26 \cdot 10^{21}$ g) este de milioane de ori mai mică decât masa Pământului ($5,98 \cdot 10^{27}$ g). 50% din masa aerului este concentrată până la altitudinea de 5 – 6 km, 75% - până la 10 – 12 km, 95% - până la 20 km și 99% - până la 30 – 35 km. De la 40 km în sus și până la limita superioară a atmosferei întreaga masă a aerului nu constituie nici 1% din masa atmosferei.

Datorită mobilității lor, gazele din atmosferă se amestecă neîntrerupt și până la înălțimea de 100 km componența lor chimică este mai mult sau mai puțin omogenă. Această porțiune a atmosferei se numește *homosferă*. Datele obținute cu ajutorul sateliților și al rachetelor arată, că aproximativ de la 100 km în sus are loc o anumită diferențiere a gazelor, cauzată de greutatea lor specifice diferite – conținutul de hidrogen și heliu crește treptat. Straturile atmosferei aflate mai sus de 100 – 120 km poartă denumirea de *heterosferă*.

Atmosfera conține componenți stabili și nestabili. Această constatare este relativ convențională, întrucât și conținutul de componenți stabili într-o măsură oarecare variază. Conținutul componenților stabili principali ai atmosferei este arătat în tabelul de mai jos. Componenții nestabili ai atmosferei sunt substanțele, a căror concentrație oscilează în limite mari în funcție de anumiți factori (temperatură, distanța de la malul mării, activitatea omului ș.a.). Componenții aceștia sunt în primul rând *vaporii de apă*, conținutul lor variind între 0,02 și 80 g la 1 kg de aer. La ecuator conținutul vaporilor de apă atinge 4%, la poli – 0,2% și chiar mai puțin. Atmosfera conține în total aproximativ 14 mii km³ de vapori de apă.

Tabelul 1.

Principalii componenți stabili ai atmosferei Pământului (după M.M. Ermolaev)

Gazele	Conținutul în %		Gazele	Conținutul în %	
	Greutatea	Volumul		Greutatea	Volumul
Azot	75,53	78,09	Cripton	$1,0 \cdot 10^{-4}$	Mai
Oxigen	23,14	20,95	Hidrogen	$5 \cdot 10^{-5}$	mic
Argon	1,28	0,93	Xenon	$8,0 \cdot 10^{-6}$	de
Bioxid	0,05	0,03	Heliu	$5,2 \cdot 10^{-4}$	0,001
de carbon	0,0018	0,001	Ozon	$1 \cdot 10^{-5}$	
Neon					

Ținem să subliniem, că după concepția contemporană apa este unul din acumulatorii și transformatorii principali ai energiei în atmosferă. Dacă n-ar exista apa, regimul termic al tuturor latitudinilor s-ar schimba complet.

Alt component important, dar extrem de nestabil al atmosferei îl constituie *pulberile*. Cantitatea totală de pulberi în atmosferă se evaluează la 100 mn. t. Pulberile nimeresc în atmosferă de pe suprafața Pământului, din cosmos, în urma erupțiilor vulcanice și chiar de pe suprafața oceanului (cristalele de sare). Particulele de praf servesc drept *nuclee*, în jurul cărora se formează picăturile de ploaie.

După caracterul distribuirii temperaturii pe verticală în cadrul atmosferei se deosebesc 5 straturi principale.

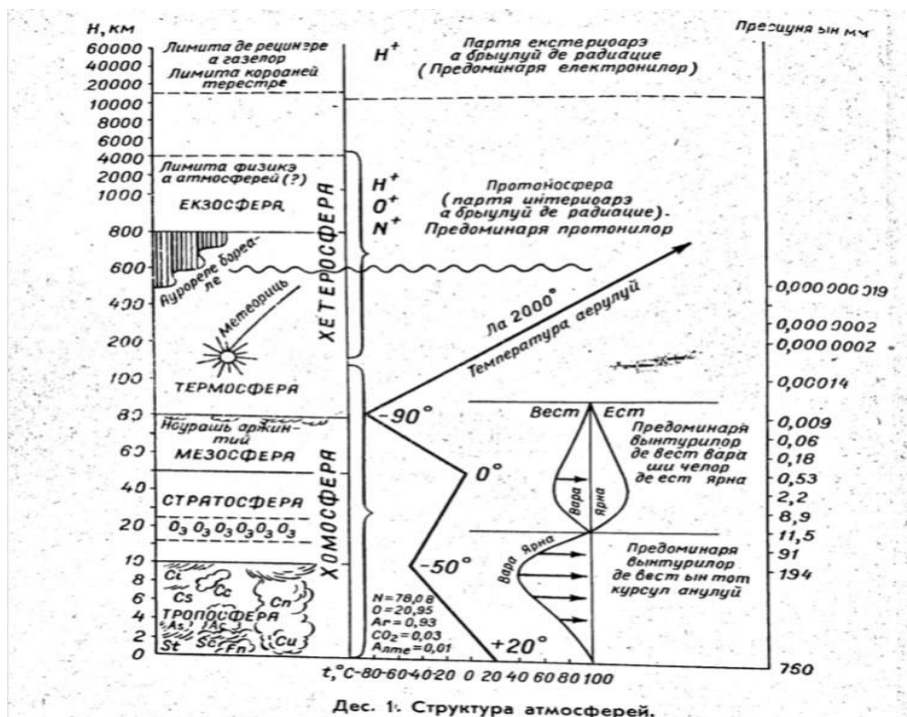
1. Troposfera (în limba greacă tropos – vârtej) este stratul cuprins între suprafața pământului până la 8 – 17 km altitudine (8 – 10 km la poli și 17-18 km la ecuator). Acest strat concentrează $\frac{4}{5}$ din masa atmosferei. Troposfera se încălzește de la suprafața Pământului și în urma condensării vaporilor de apă.

Troposfera este cel mai mobil strat al atmosferei. Încălzindu-se, aerul se dilată, devine mai ușor și tinde să se ridice în sus. Locul lui îl ia aerul mult mai rece și, prin urmare, mai dens. Astfel are loc amestecarea neîntreruptă a aerului. În troposferă temperatura aerului coboară în medie cu $0,6^{\circ}$ la fiecare 100 m altitudine (aproximativ cu $0,5^{\circ}$ în aerul umed și cu 1° în aerul uscat). La limita de sus a troposferei temperatura atinge circa -75° deasupra ecuatorului și minus 40° - minus 60° deasupra polilor. Aici, deși altitudinea crește, temperatura încetează de a scădea, rămânând constantă. Are loc *tropopauza*.

Troposfera se subîmparte în trei straturi: a) *stratul inferior* cu grosimea de 1-1,5 km, b) *stratul de mijloc* a cărui grosime atinge 6-7 km și c) *stratul superior* ce ajunge până la tropopauză. În cadrul *troposferei inferioare* deosebim stratul de deasupra pământului, adică stratul situate în imediata apropiere de el având grosimea de 50-100 m.

2. Deasupra tropopauzei și până la altitudinea de 50-55 km se află **stratosfera**. Aici temperatura crește odată cu creșterea înălțimii.

În stratosferă temperatura fiecărui strat este mai mare decât a straturilor inferioare. Cu alte cuvinte, în comparație cu troposfera aici distribuția temperaturii are loc invers. O asemenea distribuire a temperaturii se numește *inversiune termică*. Se presupune, că acest fenomen se datorează *absorbției radiației ultraviolet* a Soarelui în stratul de ozon. Inversiunea termică reține ascensiunea aerului, împiedicând mișcarea lui pe vertical (*convecția*). De aceea în stratosferă predomină deplasările orizontale, care ating uneori viteze foarte mari (sute de kilometri pe oră).



Дес. 1. Структура атмосферей.

Fig.1 Structura atmosferei

3. **Mezosfera** este stratul cuprins între 50-55 și 80 km. În mezosferă odată cu creșterea altitudinii are loc scăderea temperaturii: de la 0°-10° C la altitudinea de 50-55 km până la - 70°C -80°C la altitudinea de 80 km. Mezosfera este stratul cel mai rece al atmosferei, mai ales vara (când temperatura coboară uneori până la - 100° și chiar mai ridicată (-70-80°).

4. **Termosfera** este stratul cuprins între 80 și 800 km (conform altor date el ajunge până la 1 200 km). Termosfera se caracterizează prin faptul că ea e compusă din *particule purtătoare de sarcini electrice* (ionizate). Sub acțiunea *radiației ultraviolete*

dure a Soarelui, de la moleculele și atomii gazelor principale ale atmosferei (oxigenul, azotul, vaporii de apă ș.a.) se desprind *particulele încărcate negative* și rămân *cele cu sarcini pozitive*. Ca rezultat, la aceste latitudini are loc concentrarea particulelor pozitive și celor negative. Datorită energiei absorbite, termosfera se caracterizează prin valori de temperatură înalte. Deși în termosferă particulele se mișcă cu viteze colosale, ciocnirile între ele au loc rar din cauză că aerul este foarte rarefiat.

5. **Exosfera** sau *sfera de dispersare* reprezintă stratul cel mai rarefiat al atmosferei. Conform datelor obținute cu ajutorul sateliților artificiali ai Pământului la înălțimea cuprinsă între 1 200 și 20 000 km atmosfera este formată din *hidrogen ionizat*, adică din protoni conținând o cantitate mica de heliu. Temperatura particulelor atinge aici 2 000 și chiar mai multe grade Celsius. Sub influența razelor solare particulele ușoare de hidrogen și heliu se deplasează cu viteze mari și, atingând cea de-a *doua viteză cosmică*, părăsesc câmpul de gravitație al Pământului și se dispersează în spațiul cosmic. De aceea stratul superior al atmosferei se mai numește și *sfera de disipație*.

Să ne închipuim acum, ce s-ar întâmpla dacă ar dispărea atmosfera sau cel puțin unul din gazele ei componente, sau ar dispărea picăturile de apă sau particulele de pulberi.

Dacă ar dispărea atmosfera, Pământul ar fi lipsit de învelișul de protecție: ziua suprafața lui s-ar încălzi până la câteva sute de grade, iar noaptea s-ar răci până la -150 și mai multe grade. În consecință, s-ar distruge rocile, iar meteoriții, neîntâlnind rezistență în calea lor, ar cădea pe Pământ, săpând de fiecare data câte un crater mai mare sau mai mic (fenomenul *eroziunii meteoritice*, ce are loc pe Lună). Apa, firește, ar dispărea și ea și, deci, viața ar deveni imposibilă. S-ar schimba nu numai relieful, dar și componența rocilor. Multe minerale, a căror origine se datorează oscilației rocilor

de adâncime, n-ar exista în genere... Consecințele pot fi enumerate până la infinit. Pentru a ne face o idee despre importanța acestor componenți vom încerca să excludem pe rând fiecare dintre gazele, care compun atmosfera.

Să începem, de exemplu, cu *azotul*. Cantitatea lui totală în aer atinge $4 \cdot 10^{15}$ t (78% din volumul atmosferei). Însăși prezența azotului determină în mare măsură influența exercitată de atmosfera în ansamblu asupra *învelișului geografic*. Deși cuvântul “azot” în traducere în limba greacă înseamnă “fără viață”, acest gaz este absolut necesar pentru desfășurarea proceselor vitale. Fără azot nu există *proteine*. Ori, în condiții terestre însăși viața, după definiția lui F.Enghels, este “o formă de existență a corpurilor proteice”. În stare liberă azotul din atmosferă este inaccesibil organismelor superioare. Azotul poate fi asimilat numai sub formă de compuși cu hidrogenul sau oxigenul, adică în stare fixată. Pe bază de *azot fixat* se și dezvoltă plantele, prin urmare și animalele.

Omul a apreciat la justa valoare importanța azotului fixat. Numai în ultimii 20 de ani cantitatea de azot fixat pe cale artificială în procesul producției de îngrășăminte a sporit de 5 ori. În zilele noastre în cursul unui an se fixează pe cale artificială mai mult azot decât s-a fixat în mod natural în tot cursul istoriei Pământului până la apariția agrotehnicii moderne. *Fixarea industrială a azotului*, după proporțiile sale, constituie cea mai importantă intervenție a omului în *circuitul natural al substanțelor*.

Azotul se întoarce în atmosferă datorită activității *bacteriilor de denitrificare*. Dacă n-ar exista aceste bacterii, o bună parte din azotul aerului ar rămâne în stare fixată. Dacă nu s-ar produce procesele de denitrificare, apa oceanică ar fi acidulată, din calcare ar începe să se degaje bioxidul de carbon, s-ar schimba complet clima, flora și fauna.

Oxigenul din atmosferă, cantitatea totală a căruia este evaluată la $15 \cdot 10^{15}$ t, constituie doar 0,01% din întreaga cantitate de oxigen conținut în scoarța terestră! Și totuși, dacă am încerca să eliminăm această cantitate de oxigen din atmosferă, s-ar schimba complet starea lucrurilor pe Pământ. Ar dispărea viața, s-ar modifica componența rocilor și componența Oceanului Mondial. Doar funcțiile vitale ale celor mai multe organisme vii se desfășoară anume datorită energiei, ce se degajă în procesul *reacției de oxidare* (respirației). Oxigenul este una din părțile componente principale ale organismelor vii (el constituie aproximativ $\frac{2}{3}$ din corpul omului).

Întreținând viața, oxigenul în stare liberă este el însuși un produs al activității vitale. Aproape tot oxigenul liber conținut în aer provine, în ultima instanță, din descompunerea vaporilor de apă sub acțiunea luminii solare în procesul *fotosintezei* ($\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} + \text{energia luminoasă} \rightarrow \text{CH}_2 + \text{O}_2$).

Componența chimică a rocilor ce s-au format cu mai mult de 2 mld. de ani în urmă mărturisește, că pe atunci cantitatea de oxigen liber în atmosferă era foarte mica. Această cantitate infima de oxigen s-a format în urma descompunerii vaporilor de apă sub acțiunea *razelor ultraviolete*. Primele organisme existau pe contul reacțiilor de tipul fermentației din compușii organici. Organismele acestea nu erau în stare să acumuleze energie (și, deci, să producă oxigen) prin fotosinteză. După cum se știe, organismele lipsite de capacitatea de a-și sintetiza singure substanțele organice necesare se numesc *organisme heterotrofe*. Aproximativ cu 3 miliarde de ani în urmă au apărut *organisme autotrofe*, în special *plantele verzi*, capabile să-și sintetizeze substanța organică necesară. S-a început acumularea *oxigenului liber*. Când cantitatea acestuia a atins aproximativ 1% din cea actuală, a început să se acumuleze *ozonul*. Aproximativ cu 500 mn. de ani în urmă cantitatea de oxigen atingea de acum 10% din

volumul lui actual. S-a format *ecranul de ozon* și viața a putut să iasă din adăpost. Dacă aerul ar fi lipsit de oxigen liber, rocile din scoarța terestră ar avea cu totul altă componență, altfel s-ar prezenta relieful Pământului și în alt mod ar decurge alterarea rocilor. Cu alte cuvinte, mediul ce ne înconjoară, adică învelișul geografic, ar avea alt aspect în comparație cu cel actual.

În comparație cu oxigenul (O_2) ce constituie circa $\frac{1}{5}$ din volumul atmosferei, cantitatea de ozon (O_3) pare foarte neînsemnată (0,000002%). Cu toate acestea ozonul are și el o importanță extrem de mare pentru învelișul geografic. El absoarbe radiația ultraviolet dură a soarelui (cu lungimea de undă mai scurtă de 0,29 mkm). Dacă n-ar exista acest strat de protecție numit *ecran de ozon*, s-ar opri procesele de reproducere, ar dispărea treptat viața pe Pământ. O catastrofă ar fi inevitabilă.

Cantitatea de *bioxid de carbon*, deși ceva mai mare decât a ozonului, este de asemenea foarte mica (în total 0,03%).

Bioxidul de carbon din atmosferă de asemenea joacă un rol colosal în viața Pământului.

Toate organismele de pe Pământ nu sunt decât *compuși ai carbonului*.

Din bioxidul de carbon absorbit din aer și din apă în îmbinare cu substanțele minerale, plantele terestre și fitoplanctonul sintetizează substanța organică având structură complicată. În procesul acesta energia radiației solare se transformă în *energie chimică*.

În natură are loc un circuit continuu al bioxidului de carbon, care trece din aer în substanța vie, iar de aici din nou în aer.

Plantele fixează carbonul din bioxidul de carbon, degajând oxigen liber (se fixează aproximativ 170 mld. t de carbon pe an).

Numai în păduri se află în stare fixată o cantitate de carbon egală cu $\frac{2}{3}$ din rezervele de carbon ale atmosferei.

O mare cantitate de carbon este fixat în *rocile sedimentare* (conform unor date – $20 \cdot 10^{15}$ t). E destul să ne amintim, că în subsolul teritoriului RSS Moldovenești se află o plită groasă de calcar, adică de carbonat de calciu – un produs al reacției dintre bioxidul de carbon cu oxidul de calciu.

Pereții casei în care locuiești (piatra), ferestrele, ușile, podelele (lemnul) ei, varul cu care sunt văruiți pereții casei, hârtia pe care scrii și cartea pe care o citești, îmbrăcămintea pe care o porți și chiar tu însuși – toate reprezintă compuși ai carbonului, fixat în cea mai mare parte din bioxidul de carbon al atmosferei.

Bioxidul de carbon are o importanță hotărâtoare în reglarea *regimului termic* al suprafeței pământului. Împreună cu vaporii de apă el reține *radiația infraroșie* (termică). Datorită acestui fapt, atmosfera, prin care trec razele de lumină (de undă scurtă), venite de la soare, reține radiația termică infraroșie (de undă lungă) venită de la Pământ – proces asemănător cu cel din răsadniță. Cu cât cantitatea de bioxid de carbon este mai mare, cu atât mai masiv este geamul “răsadniței” de la suprafața Pământului. De aceea sporirea cantității de CO_2 în aer poate avea ca urmare încălzirea climei, iar reducerea ei poate provoca răcirea climei. Dublarea cantității de CO_2 ar ridica temperatura Pământului cu $3,4^\circ$. Concentrarea CO_2 în atmosferă este mai mare în straturile ei inferioare și în regiunea ecuatorului. Înspre poli cantitatea de CO_2 scade.

Aerosoli numim particulele solide și lichide dispersate în aer în stare de suspensie. Cantitatea de aerosoli diferă de la o regiune la alta fiind maximă în orașe (zeci de mii de particule la 1 cm^3), ceva mai mică la sate (mii de particule la 1 cm^3) și minimă – (sute de particule la 1 cm^3) deasupra oceanelor. La altitudinea de 5-10 km ea

scade și mai mult, reducându-se la zeci de particule la 1 cm³. Greutatea totală a aerosolilor în atmosferă este de circa 10⁸ T ceea ce constituie aproximativ parte din masa totală a atmosferei. În ultimii ani odată cu intensificarea activității economice a omului cantitatea de aerosoli sporește. Aerosolii fac să scadă transparența atmosferei. Din cauza aerosolilor la Pământ ajung mai puține raze solare. După părerea unor savanți, nu e exclus ca sporirea continuă a cantității de aerosoli să aibă drept urmare răcirea climei și chiar începutul unei noi perioade glaciare.

Aerosolii se compun din *pulberea cosmică* și cea *terestră*, din *particule de fum*, *crystale microscopice de sare*, *amoniac*, *iod*, *brom* ș.a.

Particulele de pulberi, prezența cărora pare atât de nedorită, au o mare importanță în viața învelișului geografic.

Picăturile de apă, ce formează nori, având la început dimensiuni microscopice, rămân în stare de suspensie chiar după condensare. Ele se deplasează uneori ani de-a rândul în aer, fără să cadă pe Pământ sub formă de ploaie. Având de obicei sarcini electrice de același sens, picăturile se resping reciproc și nu produc ploi. Dacă, însă, în nor nimeresc particule de pulberi, ele devin nuclee, în jurul cărora se formează picături de ploaie. De aici le provine și denumirea de *nuclee de condensare*. Dimensiunea acestor nuclee variază între 0,1 – 0,5 microni, dar pot fi ceva mai mari și mai mici. Datorită higroscopicității nucleului de condensare picătura devine mai stabilă. Ea crește treptat și în cele din urmă cade pe Pământ. Iată de ce oricât de paradoxal ar părea, trebuie să recunoaștem, că dacă n-ar exista pulberi, n-ar ploua aproape niciodată.

Pulberile din atmosferă prezintă un factor important în redistribuirea unor elemente pe suprafața Pământului. Bunăoară, pe

țărumul Mării Negre împreună cu precipitațiile cad anual 60t de săruri la un 1 km² de suprafață terestră.

Până acum nu ne-am oprit asupra *umezelii atmosferice*, care este și ea o parte component a atmosferei, deoarece însemnătatea apei în viața învelișului geografic este atât de mare, încât despre ea vom vorbi aproape în fiecare capitol al prezentei cărți.

Din cele spuse e limpede, că fiecare component al atmosferei, fie chiar neînsemnat din punctul de vedere cantitativ (al masei sau volumului), joacă un rol foarte mare în viața învelișului geografic. Modificarea oricăruia dintre ei tulbură echilibrul stabilit în natură și poate avea urmări nefaste pentru tot ce este viu. Legăturile dintre componenți, în aparență șubrede, de fapt se dovedesc a fi foarte trainice. E destul să se rupă o singură legătură, pentru ca să se schimbe întregul sistem. Deci, nu putem interveni în viața învelișului geografic, fără a ține seama de toate urmările ce pot avea loc din această cauză.

II. Din istoria studierii atmosferei.

La popoarele vechi manifestările naturii erau considerate drept o expresie a voinței unei divinități supreme. Chiar și în religiile contemporane dirijarea stării vremii este pusă pe seama lui Dumnezeu.

În Coran – cartea “sfântă” a musulmanilor – este scris: “... Dumnezeu ne trimite vântul, care mână nori și îi întinde pe bolta cerului cât vrea, apoi îi face ghem și atunci se varsă din ei ploaie”. (Sura XXX, versul 159). Iar în biblie, carte “sfântă” a creștinilor și iudeilor, citim: “Dumnezeu tună cu glasul Lui în chip minunat. El zice zăpezii: “Cazi pe pământ”. Zice același lucru ploii, chiar și celor mai puternice ploi”. (Iov, cap. 37, versul 6).

1. Primele observări asupra stării vremii și apariția aparatelor meteorologice.

Din cele mai vechi timpuri, poate chiar de la apariția lui, omul a căutat să observe starea vremii. Un timp îndelungat observările erau pur vizuale, - ele nu se înregistrau nicăieri. Experiența oamenilor își găsea expresia în diferite semne, zicători. În antichitate în Egipt, Babilon, India, China și ulterior în Grecia și Roma au început să se facă încercări de generalizare științifică primitive. Abia prin secolele XVII-XVIII au început să se efectueze măsurări instrumentale ale temperaturii, presiunii și umidității aerului, ale direcției și intensității vântului. Până atunci aparatele nu se întrebuițau și observările se efectuau în teme vizual, cu aproximație, și, deci, erau departe de a fi exacte.

Primele măsurări ale temperaturii și inventarea termometrului nu pot fi atribuite unui singur inventator. Renumitul inginer al antichității Heron din Alexandria (v. I î. e. n.) a construit un instrument ce funcționa pe baza proprietății aerului de a se dilata la încălzire. Termometrul obișnuit din zilele noastre s-a perfecționat timp de peste 150 de ani. La confecționarea lui au participat italianul Galileo Galilei (1564-1642), olandezul Corneliu Drebel (1572-1624), englezul Isaac Newton (1642-1727), fizicianul german Gabriel Fahrenheit (1686-1736), care a trăit în Olanda, francezul Rene Antoine Reaumur (1683-1757), suedezii Andres Celsius (1701-1744) și Carl Linei (1707-1778) și un mare număr de alți savanți.

În antichitate presiunea aerului nu se măsura, întrucât, conform învățaturii lui Aristotel, se considera, că aerul nu are greutate (masă). Instrumentul pentru măsurarea presiunii, și anume *barometrul cu mercur*, a apărut abia prin secolul XVII ca rezultat al experiențelor lui G. Galilei și ale elevului său Evangelisto Toriceli (1608-1647), precum și ale experiențelor francezului Blaise Pascal

(1623-1662). Ideea creării *barometrului aneroid* îi aparține matematicianului german Gottfried Wilhelm Leibniz (1646-1716). Acest barometru, însă, a fost confecționat abia în 1848 de francezul Lucien Vidi (1805-1866).

Umiditatea aerului a început să fie determinată odată cu confecționarea instrumentelor respective.

La confecționarea *hidrometrelor* – instrumente bazate pe deformarea corpurilor sub acțiunea umidității – au luat parte fizicianul și cartograful german Nicolaus Cusanus (zis și Krebs) (1401-1464), italianul Leonardo da Vinci (1452-1519), cercetătorul Munților Alpi elvețianul Horace Benedict de Saussure (1740-1799).

Psihrometrul, un alt instrument pentru determinarea umidității aerului pe baza diferenței de temperaturi a două termometre – unul uscat și altul umed – a intrat în uz abia la sfârșitul secolului XVIII – începutul secolului XIX.

Direcția vântului a început să fie observată încă în antichitate. Grecii antici deosebeau de acum 12 direcții ale vântului. În Evul Mediu se știa despre *roza vânturilor* având 8 direcții, care s-a păstrat până în zilele noastre. *Girueta* este cel mai vechi instrument meteorologic. La japonezi erau răspândite giruete cu chip de balaur, în Europa din perioada Evului Mediu – cu chip de cocoș. Unele giruete aveau dimensiuni uriașe. Bunăoară

Fig. 2 Scările termometrelor Celsius °C , Fahrenheit °F și Reomiur °R ,greutatea giruetei de pe catedrala din Sevilla (construită prin sec. XV) atinge 1 250 kg.

În 1667 a fost construit *anemometrul*. Prin sec. XVIII au apărut *anemetre rotative*.

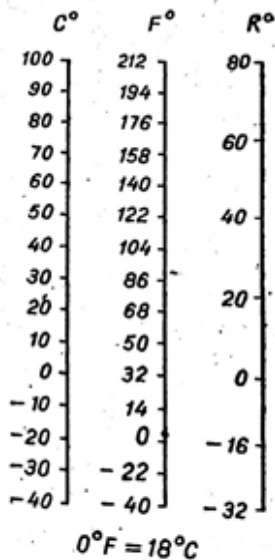
Tot în antichitate, în țările Orientului Antic a început măsurarea cantităților de precipitații. *Pluviometrul* din zilele noastre nu este decât o variantă perfecționată a instrumentului construit de italianul Benedetto Castelli (1577-1643), discipolul lui Galilei.

Pe la mijlocul secolului XVIII instrumentele meteorologice erau în temeii asemănătoare celor din zilele noastre.

2. Evoluția observărilor asupra stării vremii și climei. Crearea rețelei de stații meteorologice.

Multe date importante despre climă și starea vremii conțin letopisețele vechi, jurnalele de drum ale unor călători. Bunăoară, letopisețele rusești conțin 350 de știri despre starea vremii pentru anii 979-1740.

În conspectul jurnalului de drum al lui C. Columb, scris în timpul primei sale călătorii, este descrisă într-o formă plastic și destul de amănunțit furtuna ce s-a dezlănțuit în Oceanul Atlantic în regiunea insulelor Azore între 12 și 17 februarie 1493. Toate aceste observări asupra elementelor stării vremii erau vizuale, adică se făceau fără a se aplica instrumente speciale.



Дес. 2. Скэриле термометрелор Челсиус (С°), Фаренхайт (F°) ши Реомюр (R°).

Inventarea aparatelor meteorologice a creat posibilitatea de a obține în diferite condiții unele date mai precise, ce puteau fi comparate între ele. A devenit posibilă crearea unei rețele de stații meteorologice.

Prima serie de observări instrumentale a fost efectuată în orașul Clermon (Franța) de către francezul Pierre Corneille, de la începutul anului 1649 și până în martie 1651, din îndemnul lui Blaise Pascal. În Rusia primele date referitor la starea vremii s-au păstrat în documentele din perioada domniei țarului Alexei Mihailovici. Conform unor știri, în acele timpuri la Moscova era folosit de acum barometrul cu mercur. În perioada organizării Marii Expediții Nordice (1733-1742) sub conducerea lui Vitus Bering au fost înființate 12 stații meteorologice.

O mare contribuție la dezvoltarea științei despre fenomenele aeriene a adus-o M.V. Lomonosov. “Dacă știi să prezici vremea , poți să nu contezi pe Dumnezeu”, - scria marele savant rus. Și totuși, până la sfârșitul secolului XVIII în toată lumea nu erau decât 40 de stații meteorologice. La începutul sec. XIX numărul lor se cifra la câteva sute, iar în zilele noastre ele au ajuns la 11 000.

În 1849 la Petersburg a fost înființat primul observator geofizic din lume, care poartă azi numele marelui climatolog rus Alexandr Ivanovici Voeikov. În a doua jumătate a secolului XIX, odată cu apariția telegrafului, încep să se organizeze servicii ale vremii. Se numește serviciul vremii, serviciul de stații și centre având un program stabil de legături reciproce, o anumită ordine de efectuare a observărilor și de transmitere a informației, a analizei respective și prognosticului.

Datele referitoare la starea vremii în stratul adiacent la suprafața Pământului s-au dovedit a fi, însă, insuficiente. Blaise Pascal, Horace Benedict de Sussure, Alexandr Humboldt, M.V.

Lomonosov ș.a. au făcut încercări de a efectua observări asupra stării vremii în regiunile de mare altitudine în munți, iar în 1783 frații Joseph și Etienne Montgolfier s-au ridicat cu aerostatul în aer. În Rusia prima încercare de a studia straturile de sus ale atmosferei – *atmosfera liberă* – a făcut-o în 1804 la Petersburg L.D. Zaharov. Pe vremea expediției lui Faddei Faddeevici Bellinshauzen și M. P. Lazarev în Antarctida au fost lansate o serie de baloane-piloți. Un mare interes prezintă ridicarea în atmosferă cu aerostatul efectuată la 7 august 1887 de către D. I. Mendeleev, genial chimist rus, membru activ al societății geografice. El a atins altitudinea de 3350 m.

Abia prin deceniul al patrulea al sec. XX omul a reușit să pătrundă în stratosferă. (În 1932 elvețianul Auguste Piccard a atins înălțimea de 16 940 m, iar în 1934 stratostatul sovietic “Osaviakhim” s-a ridicat la 22 km). La sfârșitul celui de-al doilea deceniu al secolului nostru cercetătorilor atmosferei le-a venit în ajutor avionul.

Pentru a efectua observări asupra vitezei și direcției vântului pe vreme senină se lansează în aer așa-numitele baloane-piloți umplute cu hidrogen. Baloanele-piloți se ridică până la 10-20 km, iar uneori ating înălțimea de 40 km.

La 30 ianuarie 1930 în or. Pavlovsk de lângă Leningrad pentru prima oară în lume a fost lansată în aer *radiosonda* construită de P.A.Molceanov. Acest eveniment a pus începutul unei epoci noi în cercetarea atmosferei libere. Astăzi radiosonda constituie mijlocul principal de cercetare a atmosferei până la altitudinea de 30 – 40 km. Prin deceniul al șaselea al secolului nostru pentru cercetarea straturilor de sus ale atmosferei (de la 50 km în sus) au început să fie folosite *rachetele meteorologice*, iar apoi *sateliții artificiali ai Pământului*.

Parcurgând o cale lungă – de la observări vizuale la stații automate și la sateliți artificiali ai Pământului – știința despre atmosferă s-a reînnoit complet.

3. Metodele contemporane de cercetare a atmosferei.

Datele principale cu privire la starea vremii ni le oferă **stațiile meteorologice**. După cum s-a spus, astăzi pe globul pământesc există aproximativ 11 000 de stații meteorologice, dintre care 4 000 se află în Uniunea Sovietică.

O stație meteorologică ocupă, de regulă, un teren având suprafața între 15 x 15 și 30 x 30 m². Stațiile meteorologice se instalează de obicei pe un loc deschis.

Din anul 1966 la stațiile meteorologice ale Uniunii Sovietice au fost stabilite 8 *termene de observări* (termene *sinoptice*). Observările se fac după fiecare trei ore: la orele 00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21 – după timpul oficial al Moscovei. Afară de aceasta, se efectuează observări neîntrerupte cu ajutorul unor aparate de înregistrare automată. Stațiile meteorologice efectuează observări asupra așa-numitelor elemente ale vremii. Principalele elemente ale vremii sunt: *temperatura aerului, presiunea atmosferică, umiditatea aerului, viteza și direcția vântului, norii, precipitațiile, distanța de vizibilitate orizontală, fenomenele atmosferice* (ceață, păclă, furtună, promoroacă, polei, chiciură, viscol, furtună de praf ș.a.), *temperatura solului* la adâncimi diferite, *durata strălucirii soarelui, evaporarea* ș.a.

Observările se fac cu ajutorul unor aparate speciale instalate la stația meteorologică într-o ordine anumită. Unele aparate se instalează în niște gherete cu jaluzele, unde ele sunt ferite de acțiunea directă a razelor solare și de vânturi puternice. În clădirea stației se află barometrul cu mercur (presiunea din interiorul încăperii este

egală cu cea de afară). În cursul zilei și al nopții, pe orice timp, observatorul înregistrează într-un carnet special, în termenele stabilite, datele, pe care le furnizează aparatele. Datele referitoare la starea vremii se transmit prin telegraf, radio sau telefon la serviciul vremii. Există și stații automate care funcționează fără participarea omului. În fiecare primăvară expediții speciale instalează asemenea stații pe ghețurile plutitoare din Arctica și în regiunile de mare altitudine. Numai în Arctica numărul de stații meteorologice automate atinge anual 20-25. Asemenea stații erau instalate de partizani în spatele frontului fasciștilor germani cu scopul de a ușura operațiile aviației noastre.

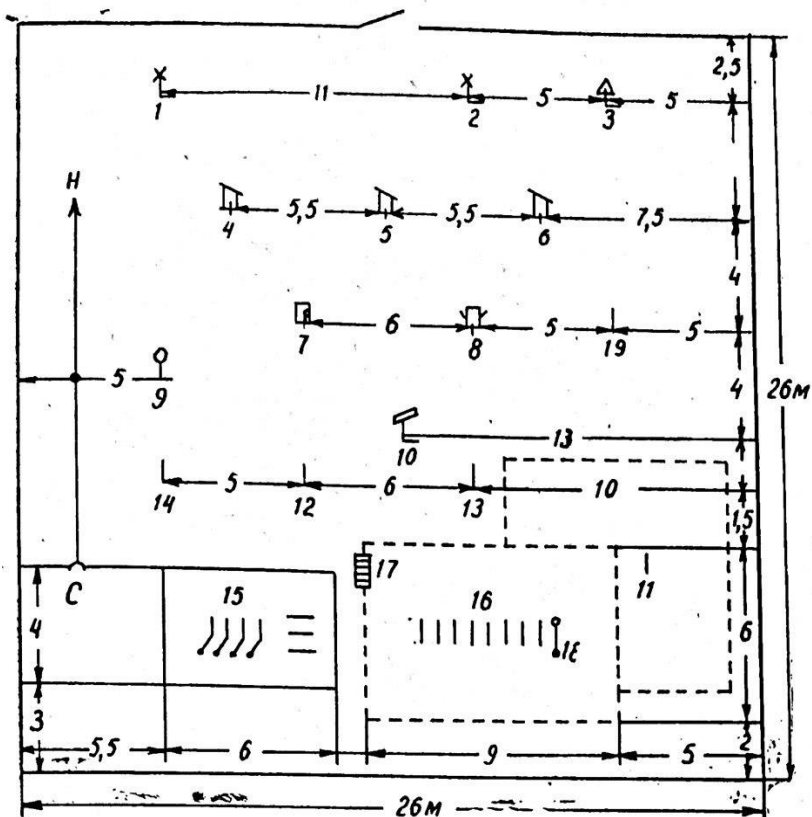
Aplicarea pe scară largă a automaticii îl va scuti pe observator de o serie de funcții, însă va necesita cunoștințe și deprinderi pentru deservirea tehnică a aparaturii. Afară de stații meteorologice terestre mai există și stații maritime și oceanice plutitoare. Informația emisă de unele stații plutitoare este recepționată de sateliți. Pentru obținerea concomitentă a datelor referitoare la starea atmosferei în straturile aflate la înălțime diferită deasupra pământului se fac observări și cu ajutorul unor *catarge* speciale. Asemenea observări se numesc *observări de gradient*. Aproximativ în 25 de puncte ale Oceanului Mondial, pe unde navele trec rar, se află “corăbii ale vremii”, dotate cu aparate speciale. Afară de aceasta, observări meteorologice se efectuează pe vase mari aparținând diferitelor țări ale lumii. Observări simple asupra vremii se fac la *posturile meteorologice*. La noi în țară multe posturi meteorologice (circa 7000) se află în colhozuri și sovhozuri. La posturile meteorologice de obicei se fac observări numai asupra unor anumite elemente ale vremii, bunăoară, asupra *precipitațiilor*, *temperaturii solului* ș.a.m.d. Posturile nu sunt obligate să transmit de urgență rezultatele obținute.

Mai există de asemenea stații meteorologice specializate, de exemplu, acelea, care deserveșc aerodromuri, stațiuni balneare, porturi maritime ș.a.

Serviciul mondial al vremii a fost instituit de către *Organizația Meteorologică Mondială*. El cuprinde: a) o rețea de stații meteorologice și aerologice, sateliți meteorologici și alte mijloace de efectuare a observărilor, care funcționează conform unui program unic; b) un serviciu de telecomunicații global, care face schimb de informații obținute de pe urma observărilor și prelucrează materialele respective; c) centre meteorologice pentru prelucrarea și păstrarea materialelor referitoare la starea atmosferei.

În prezent pe globul pământesc funcționează trei centre meteorologice mondiale – două centre mondiale pentru emisfera boreală (Moscova și Washington) și unul pentru emisfera australă (Mellbourn) și 25 centre regionale. Dintre toate centrele regionale trei se află în Uniunea RSS (Tașkent, Novosibirsk, Habarovsk).

Stațiile aerologice sunt niște stații speciale, care efectuează observări asupra straturilor superioare ale atmosferei folosind radiosonde. Mișcarea radiosondei se înregistrează cu ajutorului unor locatori speciali, a căror antene se orientează automat în direcția sondei. În



Дес. 3. Схема репартизиерий апарателор пе теренул уней стаций метеороложиче контемпоране:

1 — Жируетэ ку плакэ грэ. 2 — Апарат пентру детерминаря витезей ши дирекций вынтулуй. 3 — Апарат пентру детерминаря интензитэций полеюлуй, брумей ши промороачей. 4 — Геретэ ку термометру ши психрометру. 5 — Геретэ ку термограф ши хигрограф. 6 — Геретэ де резервэ. 7 — Плувиометру. 8 — Плувиограф. 9 — Апарат пентру детерминаря визибилизэций оризонтале. 10 — Хелиограф. 11 — Терен пентру апарате актинометриче. 12, 13, 14 — Апаратура пентру обсервэрь спечялале. 15 — Терен липсит де вежетэцие ку термометре че индикэ температура ла супрафаца солулуй ши ла адынчимя де пынэ ла 20 ч.м. 16 — Терен ку термометре че индикэ температура ла адынчимиле купринсе ынтре 40 ши 320 ч.м. 17 — Апарат пентру мэсураря кантитэций де роузэ кэзутэ. 18 — Апаратул луй Данилин, че индикэ адынчимя де ынгец а солулуй. 19 — Евапориметру.

Fig. 3 Schema repartiziării aparatelor pe terenul unei stații meteorologice contemporane .

dispozitivele moderne semnalele emise de radiosondă se transformă în mod automat în cifre sau hașuri. Poziția radiosondei în spațiu este determinată de următoarele trei dimensiuni: *unghiul orizontal, unghiul vertical și distanța oblică* (după principiul *radioecoului*).

Pe globul pământesc există aproximativ 700 de stații aerologice de radiosondaje. În Uniunea Sovietică funcționează circa 250 de stații aerologice. Radiosonda se lansează în aer de 3-4 ori pe zi și în 1,5-2 ore atinge de obicei înălțimea de 25-30 km. O mare răspândire a căpătat sondarea atmosferei cu ajutorul avioanelor și elicopterelor, dar nici radiosondele, nici avioanele și nici elicopterele nu pot reda tabloul real privind straturile superioare ale atmosferei, aflate la înălțimea de 50-100-200 km. În acest scop se folosesc rachetele, iar pentru altitudinile depășind 200 km - sateliții.

Rachetele meteorologice sau geofizice se deosebesc de rachetele enorme, care lansează pe orbită sateliți sau nave cosmice. Greutatea complexului de aparate al unei rachete meteorologice ajunge de obicei de la câteva kilograme la câteva zeci de kilograme. Există rachete prevăzute cu un container de aparate de înregistrare, care coboară pe Pământ cu parașuta și rachete cu care se face legătura prin radio. Lansarea rachetei necesită cheltuieli mari, de aceea sunt relativ puține stații de lansare a rachetelor. În Uniunea RSS rachetele meteorologice se lansează de pe teritoriul Țării Franz-Iosif, din regiunile situate la latitudini mijlocii. Ele se mai lansează de pe navele ce se ocupă cu cercetările științifice și din Antarctica. Lansarea rachetelor meteorologice se practică și la serviciul meteorologic al SUA.

Metodele de telemetrie meteorologică. Până nu demult metodele de observare a elementelor meteorologice la distanță cu ajutorul undelor acustice, de lumină și al radio-undelor nu erau

folosite decât în cazuri foarte rare. Ori, după modul cum se propagă și se reflectă sunetul sau se dispersează raza de lumină pornită de la un proiector se pot trage concluzii privind starea atmosferei la altitudini mari. Relativ nu demult pentru cercetarea atmosferei au început să fie folosite *undele radio*. S-a stabilit, bunăoară, că picăturile de ploaie reflectă bine undele de radio cu diapazonul centimetric. Prin urmare, radiolocatorul meteorologic, permite determinarea prezenței picăturilor de ploaie și de gheață, intensității ploii sau ninsorii, cantității de precipitații căzute în limitele unei arii considerabile, precum și determinarea distanței până la furtună și a evoluției focarului de furtună. Raza de acțiune a radiolocatorului meteorologic este de circa 300 km.

Orientând raza radiolocatorului pe un cerc orizontal, unghiul lui vertical rămânând constant, și schimbând doar azimutul, vom putea determina *distanța până la obiectul* respectiv sau *configurația marginii norilor*. Dar dacă, de exemplu, schimbăm unghiul vertical, direcția (azimutul) rămânând constantă, vom obține secțiunea verticală a obiectului într-un plan anumit (în planul azimutului razei emise de radiolocator). Întrucât folosirea metodei de radiolocație dă rezultate foarte bune, numărul de radiolocatori meteorologici sporește într-una. La noi în țară se prevede crearea unei rețele de stații de radiolocație meteorologică situate la distanța de 250 – 300 km una de alta.

Aplicarea metodelor de radiolocație ne permite să obținem concomitent informațiile respective oricât de des am dori. De aceea metodele acestea au o importanță foarte mare pentru deservirea operativă a aviației, pentru urmărirea focarelor de furtuni electrice, pentru observarea norilor ce aduc grindină ș.a.

Un radiolocator meteorologic modern funcționează și în aeroportul din orașul Chișinău.

Pentru studierea straturilor superioare ale atmosferei se aplică pe o scară din ce în ce mai largă laserii.

Folosirea laserilor este impusă de faptul, că interacțiunea undelor optice emise de ei cu atomii și moleculele de gaze, cu particulele de impurități și cu alte particule eterogene din atmosferă este însoțită de cele mai diverse fenomene, care pot fi ușor înregistrate. Pentru sondarea atmosferei se folosește *locatorul cu laser* numit *lidar*, care cuprinde un *dispozitiv de recepție* și unul de *emisiune* (laser, telescop, amplificator al semnalelor slabe, aparat pentru înregistrarea radiației ș.a.) Laserii se folosesc pentru determinarea înălțimii și grosimii norilor, a gradului de poluare a aerului, pentru determinarea distribuției umezelii pe verticală până la altitudinea de 3-4 km, a azotului și oxigenului până la altitudinea de aproximativ 100 km. Cu ajutorul dispozitivelor cu laser se obțin date, ce nu pot fi obținute prin alte metode.

4. Starea vremii pe Pământ privită din cosmos

Așadar, dispunem astăzi de un arsenal foarte bogat de mijloace pentru a efectua observări asupra fenomenelor atmosferice. S-ar părea că cele 11 000 de stații și miile de posturi meteorologice, stațiile aerologice, instalațiile de radiolocație, lidarii, avioanele, navele-stații meteorologice și multe alte mijloace de observare ar trebui să ne ofere volumul necesar de informație. În realitate, însă, nu e chiar așa. Observările efectuate de pe Pământ poartă un caracter discontinuu atât în timp, cât și în spațiu. Doar repartizarea stațiilor meteorologice pe suprafața globului pământesc este extrem de neuniformă. De exemplu, în Europa stațiile meteorologice sunt numeroase și se află aproape una de alta, pe când în regiunile polare aproape că lipsesc în general. În regiunile tropicale și la ecuator sunt puține, iar pe oceane numărul lor este și mai redus. Rezultă, deci, că pentru aproximativ $\frac{4}{5}$ din teritoriul planetei noastre informația

meteorologică se dovedește a fi insuficientă. Pentru circa 80% din suprafața Pământului nu avem posibilitatea să căpătăm într-un răstimp scurt date precise referitor la evoluția vremii și la procesele ce au loc în atmosferă. Doar masele de aer, cicloanele și anticicloanele, se deplasează de obicei cu o viteză mare și pe distanțe enorme. Bunăoară, cicloanele ating uneori viteze de 70-100 km pe oră și parcurg distanța de 5-8 mii km. Sinopticii, neștiind ce fenomene au loc pe cuprinsul acestor stații vaste, pot comite ușor greșeli la întocmirea pronosticului.

S-a impus crearea unui sistem, care să permită efectuarea unor observări neîntrerupte sau aproape neîntrerupte pe întreaga suprafață a Pământului indiferent de faptul dacă e vorba de uscat sau mare, de o regiune acoperită cu un covor de vegetație, de zăpadă ori gheață.

Noi posibilități de studiere a straturilor superioare ale atmosferei și spațiului interplanetar au apărut odată cu lansarea primului satelit artificial al Pământului în Uniunea RSS la 4 octombrie 1957. Evenimentul acesta a marcat începutul unei ere noi – a erei cosmice. La 12 aprilie 1961, de pe cosmodromul Baikonur și-a luat startul nava cosmică “Vostok”, pilotată de cosmonautul sovietic I. A. Gagarin, care a săvârșit primul zbor cosmic în istoria omenirii. Astfel, într-un răstimp foarte scurt atmosfera terestră a devenit nu numai un obiect de studio pentru aparatele și instrumentele automate de pe sateliții artificiali ai Pământului, dar și obiectul observării vizuale a cosmonauților. Pe lângă tradiționala “privire de jos” omul a căpătat posibilitatea să arunce asupra atmosferei și o “privire de sus”. De atunci au mai fost lansate mii de aparate cosmice, ce diferă în cea ce privește construcția și menirea lor. În urma observărilor făcute din cosmos s-a constatat, că atmosfera are o grosime mai mare, decât se presupunea în trecut.

Chiar la o distanță de 2-3 mii km de la suprafața Pământului condițiile diferă de cele ale spațiului interplanetar.

Din cosmos omul a putut vedea prima oară Pământul sub formă de sferă. Datorită acestui fapt au devenit posibile observările pe o scară aproape globală. Efectuarea observărilor de pe câțiva sateliți permite să cuprindem cu vederea concomitent întreaga suprafață a Pământului. În asemenea condiții observările sunt, practice, neîntrerupte. Din cosmos devin vizibile multe amănunte ale repartizării norilor, care nu pot fi observate de pe Pământ.

Primul satelit meteorologic experimental – “Cosmos 122” – a fost lansat la noi în țară la 22 iunie 1966. Mai târziu a fost creat sistemul “Meteor”, format din doi sateliți ce se rotesc pe orbite polare circulare la o înălțime aproape constantă – de circa 600 km. Orbitale sunt înclinate față de ecuator cu aproape 80° . Ca rezultat, mișcarea satelitului este orientată aproape în direcția meridianului. Fiecare rotație durează aproximativ o oră și jumătate. După fiecare rotație satelitul zboară deasupra unei fâșii noi. În regiunea ecuatorului această deplasare este egală cu 2500 km. Afară de sateliți sistemul “Meteor” mai cuprinde centre de recepție, de prelucrare și de răspândire a informației meteorologice, servicii de supraveghere a stării sistemului. Sateliții sistemului “Meteor” sunt niște mașini mari și complexe. Ele se alimentează cu energie de la baterii solare, formate din multe mii de fotoelemente. În compartimentul de sus al containerului se află sistemele de orientare, de dirijare și alte sisteme auxiliare. În compartimentul de jos se află aparatele meteorologice. Dirijarea se face de obicei în mod automat.

În timpul zborului satelitul este orientat exact spre Pământ. Una din axele satelitului este îndreptată spre centrul Pământului, a doua – perpendicular pe planul orbitei, a treia – de-a lungul traiectoriei. Orientarea stabilă și durabilă în spațiu cu ajutorul unui

sistem de electromotoare prevăzute cu volante constituie o problemă a cărei soluționare reprezintă o realizare remarcabilă a tehnicii sovietice. În curs de o oră și jumătate sateliții sovietici din sistemul “Meteor”, ca și cei americani (“ESSA”, “Tairós”, “Nimbus”) culeg informația de pe o fâșie de suprafață terestră având lățimea de 1 000 – 3 000 km. În curs de 12-24 turații satelitul culege informația de pe întreaga suprafață a globului pământesc. Pentru a observa repartizarea norilor (adică nebulozitatea) pe partea luminată a Pământului se face uz de aparatura de televiziune. De obicei sunt folosite două camere, una fiind instalată la dreapta și alta la stânga traiectoriei satelitului. Fiecare camera de televiziune are lățimea de lucru egală cu circa 1 000 km. Marea putere rezolutivă a aparatelor permite determinarea cu precizie a configurației norilor, iar pe baza datelor obținute se pot trage concluzii privind procesele ce au loc la suprafața Pământului. Observările asupra părții neluminate de Soare a Pământului se efectuează cu ajutorul aparaturii ce funcționează pe bază de raze infraroșii. Această aparatură înregistrează razele termice, și nu cele luminoase. Dispozitivele de recepție a radiației infraroșii efectuează o mișcare pendulară perpendicular pe planul orbitei, cuprinzând o fâșie de 1 100 km. Aparatura ce funcționează pe bază de raze infraroșii, având o putere rezolutivă mai mică, permite determinarea contrastelor termice de ordinul 2 – 3°C în cazul temperaturilor pozitive și de 7 - 8°C în cazul temperaturilor negative, și de aceea prezintă mai puține detalii decât cele obținute în diapazon optic. Sateliții artificiali ai Pământului oferă posibilitatea de a determina repartizarea nebulozității, de a găsi repede zonele frontale, de a măsura temperatura, de a urmări viteza și direcția deplasării taifunurilor, uraganelor, valurilor de mări și oceane, de a stabili caracteristica și poziția ghețarilor în mări, de a constata gradul de

poluare a atmosferei și, în special, de a scoate în evidență sursele de viciere a aerului.

Se elaborează proiecte privind crearea aparaturii pentru întocmirea *profilului vertical al temperaturii* până la altitudinea de 30 km și *profilului umidității* până la altitudinea de 10-12 km.

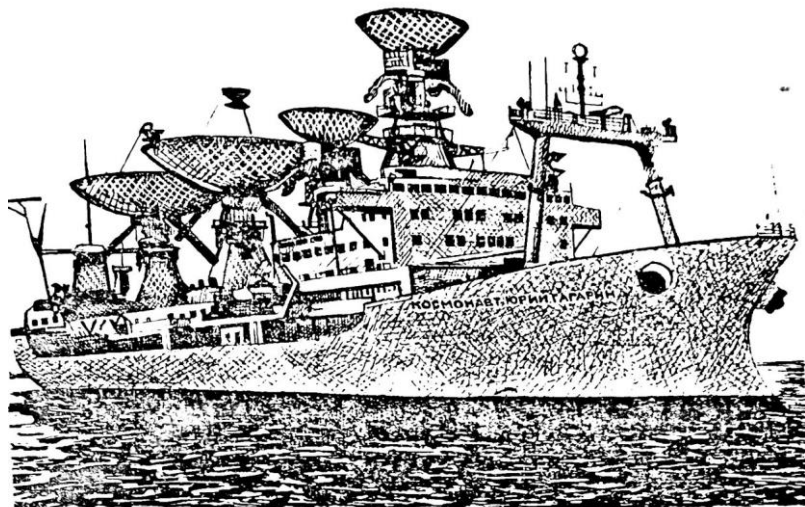
Cu ajutorul sateliților se fac observări și asupra *bilanțului termic* al diferitelor teritorii. Se măsoară radiația solară, inclusiv cea ultravioletă. Sateliții sunt dotați cu aparate radioelectronice complexe, ce asigură memorarea datelor rezultate din observări și transmiterea lor pe Pământ. Cei doi sateliți ai sistemului “Meteor” în curs de 24 de ore culeg și transmit la punctele de recepție un volum de informație, egal cu cel oferit de toate stațiile meteorologice ale lumii în timp de 6 luni.

Un satelit artificial cu viteza de zbor de 8 km pe secundă (prima *viteză cosmică*), fiind ridicat la altitudinea de 36 000 km, va descrie în 24 de ore un cerc, adică se va roti cu aceeași viteză ca și punctul terestru deasupra căruia se află la un moment dat. O astfel de orbită se numește *orbită geosincronă*. De pe un asemenea satelit staționar, aflat deasupra unui punct terestru, se pot face observări neîntrerupte asupra unui anumit teritoriu (circa $\frac{1}{3}$ din suprafața globului pământesc). Sateliți staționari au fost lansați deasupra Oceanului Pacific (0° lat., 151° long. vest.) și Oceanului Atlantic (0° lat., 73° long. vest). Observările obținute cu ajutorul sateliților, lansați pe orbite diferite și dotați cu aparate de autoreglare, sunt completate în zilele noastre prin observări vizuale și instrumentale făcute de cosmonauți de pe bordul navelor cosmice.

Informația culeasă de sateliți fie că se transmite momentan pe Pământ, fie că se acumulează în dispozitivul de memorare și se transmite numai la semnalul de comandă sau în mod automat, când satelitul zboară deasupra teritoriului situate între anumite coordonate.

Cu cât numărul de stații de observare la diferite latitudini este mai mare, cu atât mai lesne se întreține legătura cu sateliții. Pe lângă stațiile terestre legătura cu sateliții se mai întreține cu ajutorul unor nave special echipate (navele “Юрий Гагарин”, “Академик Комаров” ș.a.).

În timpul unei rotații sateliții meteorologici sovietici din cadrul sistemului “Meteor” reușesc să culegă informații privind nebulozitatea pentru 8% din suprafața globului pământesc și să măsoare fluxurile de radiație pe o suprafață de peste 100 mn. km² (20% din suprafața Pământului). Deși sunt foarte costisitori, sateliții meteorologici se dovedesc a fi rentabili din punctul de vedere economic. E destul să spunem, că numai prezicerea la timp a uraganelor (cicloanelor tropicale) compensează cheltuielile făcute în legătură cu lansarea sateliților meteorologici.



Дес. 4. Нава де експедиций «Космонавт Юрий Гагарин».

Fig.4 Nava de expediții "cosmonautul Iurii Gagarin"

Satețiții meteorologici ușurează în mare măsură navigația aeriană și cea maritimă.

În ianuarie 1968 nava “Богдан Хмелницкий”, ocolind Africa, se afla la intrarea în golful Mozambic, când datele obținute de satelitul „Cosmos” au arătat, că în calea navei s-a dezlănțuit un puternic uragan tropical („Georgeta”). Căpitanului i s-a propus să ocolească insula Madagascar, dar serviciile locale de pe litoral au anunțat apropierea unui alt uragan („Henrietta”) , ce venea dinspre răsărit. Cu ajutorul informațiilor obținute de satețiții, sinopticii de la Serviciul hidrometeorologic al ex-URSS au stabilit, că „Henrietta” înaintează cu o viteză relative mica și, deci, nu prezintă un pericol serios. Urmând recomandațiile respective, nava “Богдан Хмелницкий” a ocolit insula Madagascar și a ajuns cu bine la destinație, evitând întâlnirea cu uraganele. Satețiții au ajutat la efectuarea raidurilor spărgătorilor de gheață spre pol.

5. Prelucrarea datelor rezultate din observările meteorologice

Informația colectată de stațiile meteorologice și cele aerologice, de satețiții, locatori, lidari, precum cele obținute prin alte mijloace de observare se transmit la centrul meteorologic pentru a fi prelucrate în mod operativ. Transmiterea acestui curent de informații (informația sinoptică) se efectuează urgent prin radio și telegraf. Încă prin anul 1966 Centrul hidrometeorologic al Uniunii RSS primea zilnic aproximativ 2 milioane de telegrame. La fiecare 8-10 ani volumul de informații se dublează. Aproximativ peste fiecare 30 de minute după ce a expirat termenul de observare datele obținute pe teritoriul Uniunii RSS ajung la Moscova. Aproximativ încă peste 2-2,5 ore acolo ajunge informația culeasă de pe întreaga emisferă nordică.

Alt curent de informații (informația climatologică) se transmite mai lent. Informațiile acestea sunt necesare pentru *stabilirea valorii indicilor climatici* și nu a pronosticurilor operative. Stațiile transmit această informație o dată în 10 zile sau o dată pe lună.

După ce ajung la centru, informațiile se prelucrează cu ajutorul mașinilor electronice de calcul. Aceste mașini nu numai că descifrează telegramele, dar le și analizează pe baza unor metode speciale și întocmesc în mod automat hărți ale repartizării presiunii, temperaturii și altor elemente ale stării vremii. Hărțile întocmite în centru de către mașinile electronice de calcul se transmit prin fototelegraf la serviciile meteorologice republicane și regionale. Bunăoară, acum serviciul meteorologic din Chișinău primește prin fototelegraf hărți gata întocmite. În trecut, însă, meteorologii de aici erau nevoiți singuri să întocmească un mare număr de hărți pentru fiecare termen de observări.

Lucrând cu o viteză foarte mare, mașina electronică de calcul oferă posibilitatea de a analiza mult mai operativ și mai deplin informația obținută. Cu ajutorul unui aparat teleimprimator, asemănător mașinii de dactilografiat, informația se imprimă pe o bandă de hârtie sub formă de bandă perforată, care se introduce în mașina electronică. Ulterior procesul decurge în mod automat. Pe banda perforată sunt fixate și datele de arhivă privind starea vremii în trecut, precum și diferiți indici climatici. De acum în anul 1970 se acumulasera peste 200 mn de benzi perforate. Este mai rațional de a introduce informația în mașină direct din canalul de telecomunicație fără a folosi benzile de hârtie.

În Bielorusia, de exemplu, se experimentează un nou sistem de recepție-transmitere, de prelucrare și analiză a informației. Informația obținută în mod automat în mașina de calcul, ceea ce

excluse necesitatea de a trimite telegrame și de a întocmi diferite tabele. Efectuarea mecanizată și automatizată a observărilor, prelucrării și analizei poate înlocui munca a zeci de mii de observatori și altor colaboratori ai stațiilor meteorologice.

Tehnica modernă, metodele de observare și analiză noi garantează îmbogățirea neconținută și rapidă a cunoștințelor noastre privind atmosfera și oferă posibilitățile din ce în ce mai mari de a determina comportarea diverselor sisteme ale naturii, totalitatea cărora creează mediul ambiant al omului.

6. Din istoria observărilor meteorologice pe teritoriul RM

După toate probabilitățile, începutul observărilor vizuale asupra vremii trebuie raportat la perioada apariției omului. Experiența de veacuri a oamenilor își găsea expresie în diferite semne, proverbe, epitete reușite, care au îmbogățit, fără doar și poate, folclorul moldovenesc.

În perioada evului mediu prin meleagurile noastre, ca și în alte ținuturi și țări, rezultatele observărilor se înregistrau la mănăstiri, la conacurile moșierești. Unele date referitoare la clima Moldovei le găsim în cronicile lui Grigore Ureche, Miron Costin, Ion Neculce, în operele lui Dimitrie Cantemir, în geografia lui Amfilohie Hotiniul. Bunăoară, în letopiseșul lui Grigore Ureche se amintește despre seceta grozavă care a bântuit în anul 1588 în Moldova “de au secat toate izvoarele, viile, bălțile. Și atât prafu au fostu, cându se scornea vântu, cât s-au fostu strângându troieni la garduri și la gropi de pulberea ca de omet... că-i cuprinsese pretutinderea foametea”.

Primele observări instrumentale în Moldova despre care avem știri au fost efectuate prin deceniul al nouălea al secolului XVIII la Bender, Hotin și Iași de către medicul militar rus Иохан Лепхе, care a folosit termometrul lui Fahrenheit, barometrul cu

mercur și girueta. Pe la sfârșitul sec. XVIII Moldova a mai fost vizitată de căpitanul armatei ruse geodezistul Иван Исленьов, care a reușit pentru prima oară să determine pe cale instrumentală coordonatele unor orașe din Moldova, precum și de academicienii Erik Lakcsman și Василий Фьодорович Зуев (1781), care de asemenea au făcut o serie de observări instrumentale asupra vremii.

Observări răzlețe au fost făcute și mai târziu de către diferiți călători, agronomi și savanți. Prin anul 1812 pe Nistru, lângă Otaci, au fost organizate observări regulate asupra regimului de îngheț al Nistrului. Observările hidrologice erau însoțite de unele observații meteorologice (referitor la arșiță, uscăciunea aerului, geruri, cantitatea de precipitații, dinamica topirii zăpezii ș.a.).

Observările meteorologice instrumentale regulate datează din anul 1844, când la Chișinău a fost înființată o stație meteorologică pe lângă școala de pomicultură. Aici savantul – pomicultor А. Денгник se ocupa cu măsurarea precipitațiilor, temperaturii aerului și solului, cu determinarea direcției vântului.

Un rol progresist în studierea climei Moldovei pe la mijlocul secolului XIX l-a jucat Societatea agricolă din sudul Rusiei. Membrii societății se ocupau cu cercetarea condițiilor necesare pentru creșterea diferitor culturi agricole, a măsurilor privind combaterea secetei și cu alte chestiuni. Folosind un material bogat referitor la guberniile Basarabia și Herson, А.И. Grosul-Tolstoi a arătat importanța hotărâtoare a climei pentru procesele de formare a diferitelor tipuri de soluri și landșafturi.

Deși au o mare valoare, toate aceste lucrări nu pot fi comparate cu observările, care se fac regulat și pe scară largă la cele aproape 20 de stații din republică și la observatorul hidrometeorologic din Chișinău.

Aproape complet distrusă în timpul războiului, rețeaua de stații meteorologice a fost repede restabilită și înzestrată cu toate aparatele necesare.

Rezultatele observărilor sunt analizate, sistematizate și puse în serviciul economiei noastre naționale. Afară de observări meteorologice la aceste stații se mai fac și observări agroclimatologice, observări actinometrice (asupra radiației solare și radiației Pământului), observări aerologice, se publică buletine, îndreptare și lucrări științifice. Observări și cercetări meteorologice se fac nu numai la stațiile amintite, dar și în sectorul de geografie al AȘ RSSM, la Institutul moldovenesc de cercetări științifice în domeniul pomiculturii, viticulturii și vinificației, la Institutul pedagogic “Т.Г. Шевченко” din Tiraspol ș.a. Cu fiecare cincinal în RSSM crește nu numai volumul, dar și profunzimea cercetărilor asupra vremii și climei.

III. Energetica Atmosferei

1. Noțiuni generale despre energie

Energie (în limba greacă *energeia* – acțiune, activitate) se numește capacitatea unui sistem material de a efectua un lucru. Energia este măsura generală a diferitelor forme de mișcare a materiei. Ramura fizicii, a cărei obiect de studiu îl constituie energia și transformările ei, se numește termodinamică. Deosebim *energia de interacțiune a corpurilor*, care este determinată de poziția lor relativă în spațiu, și *energia de mișcare* (măsura mișcării mecanice). Prima formă de energie se numește *energie potențială* (sau *energie de poziție*), cea de-a doua – *energie cinetică* .

Legea descoperită de A. Einstein fixează o legătură între rezervele generale de energie și masă, legătură ce se exprimă prin relația $E = mc^2$, unde E – energia, m – masa, iar s – viteza luminii în vid.

Diferitelor forme de transformare a materiei le corespund diferite forme de energie: *energia mecanică* (energia deplasării mecanice), *energia termică* (energia mișcării haotice a unui număr mare de particule – atomi, electroni, molecule ș.a.), *energia electromagnetică* (energia câmpului electromagnetic), *energia de gravitație* (energia câmpului gravitațional), *energia nucleară*, generată de interacțiunea particulelor din interiorul nucleului (protonilor, neutronilor) ș.a.

Conform legii întâi a termodinamicii despre conservarea și echivalența energiei, aceasta din urmă trece dintr-o formă în alta. Transformarea unei forme de materie în alta duce și la transformarea unor forme de energie în altele. Energia mecanică se poate transforma în energie termică, aceasta din urmă – în energie electrică, energia electrică – în energie chimică, energia gravitațională – în energie nucleară, aceasta din urmă – în energie

termică ș.a.m.d. Principalul e că transformarea energiei dintr-o formă în alta se face fără pierderi, în raporturi cantitative strict determinate. Energia poate fi exprimată în diferite unități de măsură și trecerea de la o unitate la alta se face pe calea unor calcule destul de simple. Efectuarea oricărui lucru este însoțită de un anumit consum de energie. Premisa necesară trecerii energiei de la un corp la altul este dezechilibrul lor energetic. Din punct de vedere energetic un sistem de corpuri, aflate în stare de echilibru reciproc, este inactiv.

Transmiterea energiei de la un corp la altul se face pe căi diferite. Dacă corpurile se află în contact unul cu altul, energia se transmite de la moleculă la moleculă. Dacă între corpuri se află un vid, energia se transmite prin radiație, adică prin intermediul undelor electromagnetice. Atmosfera primește energie pe ambele căi – de la Soare – exclusiv sub formă de radiație și de la Pământ – atât prin radiație, cât și prin unde electromagnetice.

2. Soarele. Radiația solară – principala sursă de energie

Spațiul cosmic ce înconjoară Pământul este rece și lipsit de viață. Temperatura interstelară este egală aproximativ cu 0 absolut, adică – cu -273°C . Densitatea este și ea extrem de mica.

Cu toate acestea, Pământul posedă destulă energie nu numai pentru menținerea proceselor fizice și chimice, dar și pentru evoluția vieții.

Sursa principal de energie pentru aproape toate procesele care au loc în mediul înconjurător, deci, și în atmosferă, este Soarele.

Soarele este o sferă enormă de gaz incandescent, ce concentrează 99,87% din masa întregului sistem solar. În ceea ce privește volumul, Soarele depășește Pământul de 1 301 000 de ori. Stratul incandescent vizibil de pe suprafața Soarelui poartă

denumirea de *fotosferă* (din limba greacă – foto – lumină și sferă). Grosimea fotosferei este cuprinsă între 300 și 500 km (0,001 din raza Soarelui). Temperatura atinge aici 6000°K. Suprafața vizibilă a Soarelui pare a fi alcătuită dintr-o mulțime de granule luminoase, despărțite prin spații mai întunecate, ce-și schimbă mereu configurația. Pe fotosferă se observă și pete solare. Deasupra fotosferei se află un înveliș gazos străveziu ce constituie “atmosfera” solară. Stratul lui inferior se numește *cromosferă* (hromos – colorat). Deasupra ei se ridică erupții, protuberanțe și, în sfârșit, coroana solară, a cărei limită superioară ba se îndepărtează, ba se apropie de Soare.

Soarele este steaua cea mai apropiată de Pământ. Distanța de la Pământ la Soare este de “numai” 149 600 000 km . Lumina, ca și alte unde electromagnetice, având viteza de 300 000 km pe s², parcurge distanța de la Soare la Pământ în 8,3 minute, iar lumina de la steaua cea mai apropiată de noi Alfa sau Proxima din constelația Centaur ajunge până la noi în 4 ani. Prin urmare, steaua cea mai apropiată se află la o distanță de 273 000 de ori mai mare de la Pământ decât Soarele (aproximativ 4,04 10¹⁶ m). De la steaua cea mai strălucitoare Sirius (Constelația Câinele Mare) lumina ajunge la noi în 8 ani, de la steaua Vega – în 26 ani ș.a.m.d. În interiorul Soarelui se produc continuu reacții nucleare. Temperaturile înalte din interiorul Soarelui provoacă mișcarea particulelor electrizate. Acestea generează unde electromagnetice în jurul Soarelui. *Totalitatea undelor electromagnetice numim câmp electromagnetic.* Procesul generării undelor electromagnetice sub acțiunea sarcinilor în mișcare se numește radiație. Prin intermediul radiației energia Soarelui ajunge la Pământ.

Toate undele electromagnetice se propagă într-un vid cu aceeași viteză (≈ 300 000 km/s). Dacă între două corpuri având

temperaturi diferite se află o oarecare substanță conducătoare de căldură, transmiterea de energie se face de la moleculă la moleculă. Dacă între corpuri există un vid, conductibilitatea termică este egală cu zero. “Vacuumul este cel mai bun izolator” – scria academicianul D. Landau. Întrucât spațiul interplanetar reprezintă un vacuum absolut, *energia solară ajunge la Pământ numai sub formă de radiație*. Deși Pământul primește energie de la Soare aproape exclusive sub formă de oscilații electromagnetice, energia solară, ajungând la suprafața terestră, se transformă aici în energie mecanică, energie termică și în multe alte forme de energie. Energia solară ajunge la noi sub formă de oscilații electromagnetice de diferite lungimi de undă. După criteriul lungimii undelor radiația electromagnetică se subîmparte în:

Radiație gama (λ sub \AA), 2) *radiație Rentghen* (λ – de la câteva sutimi până la 20\AA), 3) *radiație ultraviolet* (λ - de la 20 până la 4000\AA), 4) *radiație luminoasă* sau lumină vizibilă (λ – de la 4000\AA până la 7500\AA), 5) *radiație infraroșie* (λ – de la 7500\AA ($75 \times 10^{-7} \text{ m}$) până la zecimi de milimetru și, în sfârșit, 6) *radioradiație* (λ – de la porțiuni de milimetru și mai mari).

Radiația gama și radiația Rentghen sunt legate de *explozii cromosferice* și se formează în coroană, fiind provocate de procese internucleare. Ambele aceste forme de radiație aduc la limita superioară a atmosferei numai $7 \times 10^{-15}\%$ din fluxul de energie ce vine de la Soare spre Pământ. Aproape în întregime ajunge la Pământ radiația de temperatură, a cărei apariție nu este legată de procese intranucleare, ci este un rezultat al restructurării învelișurilor electronice, precum și al schimbărilor ce au loc în procesul oscilației nucleelor atomice și al rotației moleculare. Radiația de temperatură se compune din *radiație ultraviolet*, *radiație luminoasă* și *radioradiație*.

În meteorologie deosebim *radiația de undă scurtă* (lungimea de undă fiind cuprinsă între 0,1 și 4 mkm sau de la $0,1 \times 10^{-6}$ m până la 4×10^{-6} m) sau altfel între 1×10^3 și 4×10^4 Å) și *radiație de undă lungă* cuprinsă între 4 și 100 – 200 mkm (de la 4×10^{-6} mkm până la 200×10^{-6} m). Lungimile de unde de la 0,1 până la 4 mkm (radiația de undă scurtă) caracterizează radiația ce vine de la Soare la Pământ, pe când lungimile de undă cuprinse între 4 și 100 – 200 mkm (radiația de undă lungă) sunt caracteristice pentru fluxul radiației ce vine de la Pământ (radiația emisă de Pământ și atmosferă). 99% din energia pe care Pământul o primește de la Soare ajunge sub formă de unde scurte având lungimea cuprinsă între 0,1 și 4 mkm (de la $0,1 \times 10^{-6}$ m până la 4×10^{-6} m). Numai 1% revine radiației de undă lungă și radiației cu lungimi de undă mai mici (de 0,1 mkm) și ultraviolete. Aproape jumătate (46%) din radiație revine luminii vizibile (de la 0,4 până la 0,75 mkm), cele mai mari intensități având lungimile de undă $\lambda = 0,475$ m (sectorul galben-verde al spectrului). 47% revin regiunii radiațiilor infraroșii de la 0,75 la 4 mkm apropiate de regiunea vizibilă a spectrului solar și 7% - regiunii ultraviolete cu lungimi de undă cuprinse între 0,1 și 0,4 mkm.

Prin urmare, maximul de energie revine luminii vizibile și radiațiilor de lungimi de undă apropiate de ea.

Afară de radiația electromagnetică de la Soare la Pământ vine un flux de corpuscule, adică de particule de substanță elementare. În momentele exploziilor cromosferice și apariției jeturilor de protuberanțe de la Soare se desprind *plasma* și *corpusculele*. Coroana solară ca și cum se extinde cu o viteză de 15 km pe secundă, după aceea de la ea se desprind bucăți ce se îndepărtează de la Soare cu o viteză crescândă. În apropiere de Pământ viteza

vântului solar atinge în medie 320 km pe secundă, iar uneori se ridică la 700 și chiar la 3000 km pe secundă. În comparație cu radiația electromagnetică energia fluxului corpuscular este foarte mica, fiind de ordinul câtorva miliarde de jouli pe secundă la 1 cm^2 ($\eta * 10^{-9} \text{ j/cm}^2/\text{sec.}$).

Soarele degajă continuu în spațiul cosmic o cantitate colosală de energie ($3,86 \times 10^{26} \text{ j}$ pe secundă sau $1,37 \times 10^{24} \text{ kal.}$ pe an). Dacă toată această energie ar ajunge la Pământ, peste 1,5 secunde apele din mări și ocean ar începe să fiarbă. Radiația emisă de Soare se împrăștie în toate direcțiile și Pământului îi revine doar acea parte din ea, care nimereste pe suprafața cercului, aflat la o distanță de 150 mn km de la Soare și având raza egală cu cea terestră. Aceasta constituie numai din energia radiată. Dar și această cantitate de energie în aparență infima constituie aproximativ $17,6 \times 10^{16} \text{ j/sec}$ ($\approx 4,2 \times 10^{16} \text{ kal/sec}$ sau aproximativ $18 \times 10^{14} \text{ kV}_T$).

Dacă am încerca să compensăm energia solară ajunsă la Pământ prin arderea de combustibil (petrol, gaz, cărbune și alte feluri de combustibil mineral), ar fi trebuit să sporim de 4-5 ori extracția lui mondială.

La limita superioară a atmosferei fiecare cm^2 de suprafață terestră primește circa 2 kal. (sau $8,4 \text{ j/cm}^2$) pe minut. Afluxul de energie ce revine unui cm^2 de suprafață expusă perpendicular pe direcția razelor solare la limita exterioară a atmosferei se numește constantă solară. Din cauza sfericității Pământului și mișcărilor (diurnă și de revoluție) ale globului pământesc unghiul de incidență al razelor solare foarte rar și doar pe alocuri atinge 90° . Ca urmare, aflusul de energie solară oscilează în limite mari, în funcție de latitudine, de ora zilei și anotimp, atingând valoarea maximă ($0,14 \text{ j/cm}^2$ pe sec. sau $0,0345 \text{ kal.}$), când Soarele se află la zenit și razele lui cad perpendicular, și valoarea minimală (0 j/cm^2 pe sec.), când

Soarele se află sub orizont (în medie $\approx 0,035 \text{ j/cm}^2$ pe sec.). Dacă fiecare centimetru pătrat de suprafață terestră ar primi 2 kal. (8,36 j) de energie în timp de un minut, cantitatea ei anuală ar ajunge la circa 1000 kilocalorii (4,2 mn. j). Din cauza sfericității Pământului și mișcărilor lui de rotație unui cm^2 de suprafață la limita superioară a atmosferei îi revin de fapt în medie doar 266 kkal/cm^2 pe an. Aproximativ 100 kkal/cm^2 pe an se reflectă în spațiul interplanetar, circa 50 kkal/cm^2 pe an se reține de către atmosferă și numai 110 – 115 kkal/cm^2 pe an ajunge la suprafața Pământului.

Totalitatea proceselor care au loc pe Soare, însoțite de radiația energiei și de jeturi de substanță, se numește *activitate solară*. Deocamdată putem observa doar procesele care se desfășoară în păturile exterioare ale Soarelui, adică în fotosferă, cromosferă și coroană. În fotosferă activitatea solară se manifestă mai ales sub formă de facule și pete întunecate. În aria petelor solare temperatura este aproximativ cu $1500 - 2000^\circ$ mai scăzută decât pe restul fotosferei. Durata existenței petelor solare variază de la câteva ore până la un an. La început crește numărul și întinderea petelor, apoi după ce petele ating dimensiuni maxime, numărul și întinderea descresc. Anii cu numărul maximal de pete solare se numesc *ani ai Soarelui activ*, anii cu numărul minimal de pete – *ani ai Soarelui calm* (ultima dată soarele calm a fost la începutul anilor 70).

În cromosferă activitatea solară se manifestă sub formă de protuberanțe și epurații cromosferice. Uneori epurațiile sunt însoțite de emisiunea razelor cosmice. S-a constatat un ciclu de intensificare și slăbire a activității solare. Ciclul are durata medie de circa 11 ani. Uneori el durează 7 ani, altele crește până la 17 ani.

Afară de ciclurile cu durata de 11 ani au fost constatate cicluri cu o durată de 22 și circa 90 de ani (cicluri seculare). Mai

există, probabil, cicluri având durata de câteva secole și altele poate chiar de câteva milenii.

Una din problemele principale care îi preocupă pe savanți constă în a stabili în ce măsură oscilația activității solare influențează asupra proceselor ce au loc în atmosferă („problema legăturii Soare - Pământ”). Rezolvarea ei va permite savanților să realizeze pronosticuri pe termen lung ale evoluției proceselor atmosferice, ale oscilațiilor stării vremii și climei. Această problemă deocamdată nerezolvată prezintă pentru savanți un vast câmp de activitate.

3. Radiația solară în atmosferă și la suprafața Pământului

Fluxul enorm de energie ce se degajă din interiorul Soarelui se împrăștie în toate direcțiile spațiului circumsolar. În spațiul interplanetar radiația solară nu suferă schimbări esențiale. Undele electromagnetice aduc la limita superioară a atmosferei în total $17,6 \times 10^{16}$ j/sec. ($\approx 4,2 \times 10^{16}$ kal/sec.) .Această energie se repartizează neuniform.

Din cauza sfericității Pământului și mișcării de rotație efectuate de el doar în puține puncte ale globului razele solare cad vertical. De aceea, după cum s-a menționat mai sus, în loc de 1000 kkal/an la 1 cm^2 revine în medie numai 260 kkal/an. Aproximativ $\frac{1}{3}$ din această energie primită (aproximativ 90 kkal/cm^2) se reflectă și se întoarce în spațiul cosmic și numai 168 kkal/cm^2 pe an revine Pământului și atmosferei.

Traversând atmosfera, radiația se reflectă, se difuzează (dispersează) și se absoarbe. Numai o parte din ea ajunge la suprafața Pământului. Aceasta ne dă posibilitatea să studiem trecerea radiației solare prin atmosferă pe etape (la diferite niveluri) : a) la limita superioară a atmosferei; b) în atmosferă; c) la suprafața Pământului;

d) fluxul de radiație care se întoarce de la atmosferă și Pământ spre cosmos.

Cantitatea de energie ce revine diferitelor puncte la limita superioară a atmosferei depinde în primul rând de latitudine, ceea ce se vede bine din tabelul ce urmează. După cum se vede din tabelul de mai sus, la 21.VI Polul Nord primește mai multă căldură solară chiar decât ecuatorul. La latitudinile, între care este cuprins teritoriul RSS Moldovenești la limita superioară a atmosferei, fluxul de radiație aduce 0,683 kkal/cm². min de căldură vara și aproape de 9 ori mai puțin – 0,079 kkal/cm². min iarna.

Tabelul 2

Sumele anuale ale radiației la limita superioară a atmosferei

Latitudinea	0	20	40	60	90
În kkal/cm ² . an în %	318 100	299 94	251 79	181 57	133 42

Fluxul de energie radiată oscilează puternic la diferite latitudini și în cursul anului.

Tabelul 3

Intensitatea medie diurnă a fluxului de energie solară ce revine pe o suprafață orizontală la limita superioară a atmosferei în kkal/cm². min. la diferite latitudini.

Latitudinea Data	0-10°	10- 20°	20- 30°	30- 40°	40- 50°	50- 60°	60- 90°
22/XII	0,549	0,465	0,373	0,274	0,173	0,079	0,006
21/III	0,619	0,601	0,553	0,509	0,441	0,358	0,211
22/VI	0,597	0,629	0,664	0,684	0,689	0,683	0,703
21/IX	0,610	0,562	0,556	0,503	0,435	0,353	0,208

Traversând atmosfera, razele solare se reflectă parțial și se întorc din nou în cosmos (în medie aproximativ 40%), se absorb

parțial de către gazele din atmosferă (15-20%), se difuzează (25%) și numai 16% din radiație (aproximativ $\frac{1}{6}$) străbate întreaga atmosferă și ajunge direct la suprafața terestră. Până la urmă, la Pământ ajunge și o parte din radiația difuză.

Radiația directă împreună cu radiația difuză ajunse la Pământ constituie *radiația totală* (sumară).

Radiația totală este sursa principală de energie pentru toate procesele ce au loc în învelișul geografic luat în ansamblu și pentru procesele ce au loc în atmosferă.

O mare parte din radiație se reflectă în atmosferă. Radiația se reflectă în cea mai mare parte de la suprafața norilor. Raportul dintre intensitatea radiației reflectate și intensitatea radiației incidente se numește *albedo*. La suprafața norilor albedoul atinge 30 – 65%. Razele solare sunt reflectate de asemenea de unele molecule, particule de pulberi ș.a. (circa 10%).

Difuziunea are loc în aer, când razele solare străbat porțiuni de aer cu diferite densități (fluctuații de densitate) și cu diferite valori ale indicelui de refracție. Intensitatea radiației difuze depinde de caracteristica mediului atmosferic străbătut, precum și de lungimea de undă. Cu cât lungimea de undă este mai scurtă, cu atât mai intensă este difuziunea. În aerul curat difuziunea este invers proporțională cu puterea a 4-a a lungimii de undă a radiațiilor (legea lui Raleigh). În cazul când aerul conține particule de pulberi, picături de apă și cristale mici de gheață, difuziunea depinde într-o măsură ceva mai mică de lungimea de undă a radiației.

În atmosferă se difuzează cel mai mult razele din regiunea violetă și albastră a spectrului, și de aceea cerul pare colorat în albastru. Datorită fenomenului difuziei luminii sunt iluminate locurile unde nu ajung raze directe, de exemplu, la umbră, într-o

cameră întunecoasă, în amurg. Energia razelor difuzate parțial ajunge la Pământ și parțial se împrăștie în cosmos.

Absorbția este procesul transformării energiei razelor venite în alte feluri de energie, mai ales în energie termică. Fiecare substanță se caracterizează prin absorbția undelor de o anumită lungime (prin spectrul său de absorbție).

De exemplu, obiectul este de culoare galbenă din cauza că au fost absorbite toate undele, afară de cele galbene, acestea fiind reflectate de pe suprafața obiectului. Obiectul luminat de toate razele afară de cele galbene, ne va apare negru.

Pentru a înțelege mai bine procesele de absorbție, vom analiza aparte *absorbția radiației de undă scurtă* (0,1 – 4 mk) ce vin de la Soare la Pământ și aparte *absorbția radiației de undă lungă*, ce se îndreaptă de la Pământ spre cosmos. Cum absoarbe radiația diferite gaze din atmosferă se vede pe desenul 5.

Pentru a nu ne mai întoarce la această problemă, menționăm, că gazul principal al atmosferei – azotul, precum și gazele inerte nu absorb nici radiația de undă scurtă, nici radiația de undă lungă.

Absorbția radiației de undă scurtă. Radiația dură (cu lungimea de undă mai mică de 0,292 mkm) este absorbită aproape în întregime de către ozon și la suprafața pământului nu acționează. Stratul de ozon ferește moleculele complexe ale corpurilor proteice de acțiunea distrugătoare a radiației cu lungimi de undă mici. Stratul de ozon cu grosimea de numai un sfert de micron face ca radiația ultravioletă să slăbească de două ori. O parte din radiația ultravioletă este reținută și de oxigen. Energia absorbită de oxigen contribuie la formarea ozonului.

Bioxidul de carbon nu absoarbe radiația de undă scurtă. O absorbție parțială a radiației de undă scurtă exercită vaporii de apă și pulberile din atmosferă, ceea ce are loc mai ales în regiunile

industriale și în pustii. Așadar, atmosfera luată în ansamblu nu lasă să treacă radiația ultravioletă dură. În același timp ea se dovedește a fi un mediu transparent pentru radiația luminoasă.

Absorbția radiației de undă lungă (în temei a radiației termice), ce străbate atmosfera, întorcându-se în cosmos, decurge cu totul altfel. Acțiunea de absorbție a radiației de undă lungă o exercită în temei vaporii de apă. Cu cât mai mare este cantitatea de vaporii de apă, cu atât mai puțină căldură pierde Pământul. Dar în spectrul de absorbție a vaporilor de apă există discontinuități prin care o bună parte din energie ar putea să se împrăștie în cosmos. Acest fenomen, însă, nu are loc. Discontinuităților (“ochiurilor”) în spectrul de absorbție a bioxidului de carbon (CO_2). Bioxidul de carbon ca și cum astupă o bună parte din aceste “ochiuri”. În cele din urmă raza de undă scurtă (luminoasă) ce vine de la soare traversează aproape liber atmosfera (fără s-o încălzească). Raza de undă lungă (termică) ce se întoarce de la Pământ, nu răzbate prin atmosferă, întrucât este absorbită de vaporii de apă și bioxidul de carbon.

Ea ca și cum nimerește într-o cursă. Procesul acesta a căpătat denumirea de *efect de seră al atmosferei*. Cu cât este mai mare cantitatea de vaporii de apă și de bioxid de carbon în componența aerului atmosferic, cu atât e mai pronunțat efectul de seră. Deoarece conținutul de bioxid de carbon în atmosferă este mai puțin variabil decât al vaporilor de apă, oscilația absorbției de la o regiune la alta este condiționată mai ales de concentrația vaporilor de apă (H_2O) în aer. Dacă s-ar dubla concentrația de CO_2 în atmosferă, temperatura medie a suprafeței terestre s-ar ridica cu $3,6^\circ$. De aceea savanții manifestă o grijă deosebită, pe de o parte, față de problema păstrării ecranului (stratului) de ozon și, pe de alta – față de combaterea poluării excesive a aerului atmosferic cu CO_2 .

Cantitatea de energie ce ajunge la suprafața Pământului depinde, în primul rând, de lungimea drumului parcurs de raza ce traversează atmosfera. Cu cât mai lung este acest drum, cu atât e mai mic fluxul de radiație ce ajunge la suprafața Pământului și cu atât mai mari sunt pierderile de energie.

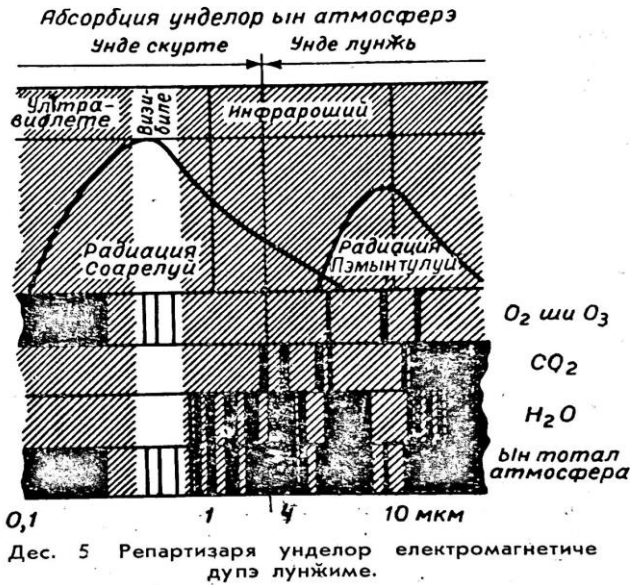


Fig.5 Repartizarea undelor electromagnetice după lungime .

Lungimea drumului parcurs de razele solare prin atmosferă variază în funcție de înălțimea Soarelui (unghiul de incidență). Cu cât acest drum este mai lung, cu atât mai mari sunt pierderile de energie radiate. Dacă drumul parcurs de raza ce cade perpendicular pe o suprafață orizontală îl vom considera drept unitate, drumul razei orientate paralel cu orizontul va crește de 35 de ori. Relația dintre lungimea drumului parcurs de rază și înălțimea Soarelui este redată în tabelul următor.

Tabelul 4

Radiația solară ajunsă la suprafața Pământului (în % față de valoarea constantei solare)

Înălțimea Soarelui deasupra orizontului în grade	0	5	10	20	30	40	50	60	70	80	90
Lungimea drumului în atmosferă	35	10,4	5,60	2,90	2,00	1,55	1,30	1,16	1,06	1,01	1,00
Radiația ajunsă la suprafața Pământului i în % față de valoarea constantei solare.	0		8	17	31	44	55	65	72	76	78
Radiația ajunsă la suprafața Pământului i, kal/min	Numai	0,39			1,11			1,31			1,31

După cum rezultă din table, chiar și în cazul atmosferei ideale pierderile de energie la trecerea radiației prin aerul atmosferic sunt destul de mari.

Înălțimea Soarelui deasupra orizontului, adică unghiul de incidență al razelor solare pe o suprafață variază atât în cursul anului, cât și în cursul zilei.

În cursul zilei poziția cea mai înaltă Soarele o ocupă la amiază.

În orice punct al globului pământesc diferența între înălțimea maximal (vara) și minimală (iarna) a Soarelui la amiază este de

46°54'. La ecuator Soarele de două ori pe an atinge înălțimea de 90° deasupra orizontului și tot de două ori coboară până la 66°33' când spre sud, când spre nord. La tropici înălțimea Soarelui oscilează între 46°54' și 0°. Și, în sfârșit, la poli înălțimea maximală a Soarelui abia de atinge 23°27' și în curs de 6 luni Soarele nu se ridică în general deasupra orizontului.

În condițiile atmosferei ce conține vapori de apă și pulberi, gradul de transparență a aerului poate oscila în limite mari. Raportul dintre energia fluxului de radiație, ce intră în atmosferă și energia fluxului ce traversează întreaga masă a atmosferei, se numește *coeficient de transparență* (r). În cazul atmosferei ideale coeficientul de transparență (r) este egal cu 0,9. În realitate, însă, la nivelul mării valoarea lui variază de 0,7 până la 0,85. Coeficientul de transparență are valori mai mari la poli ($r= 0,82$) și mai mici la ecuator ($r= 0,72$), fiind mai mare iarna decât vara.

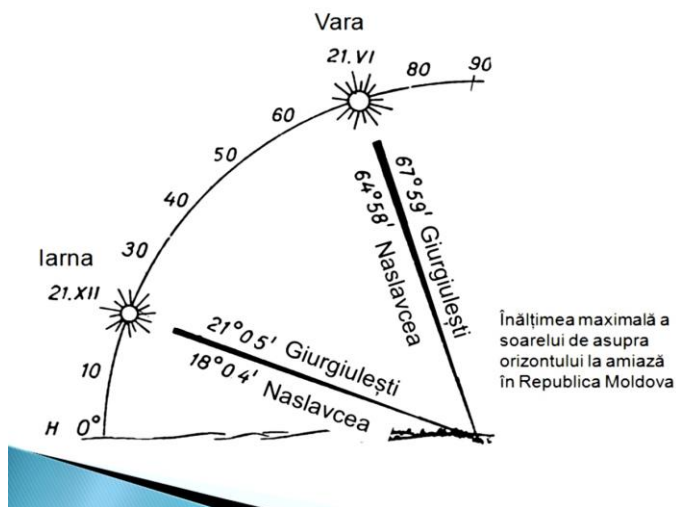


Fig.6 Înălțimea maximală a soarelui de asupra orizontului la amiază in Republica Moldova.

O mare influență asupra cantității de radiație ce ajunge la Pământ exercită gradul de acoperire a Soarelui cu nori. Intervalul de timp de la răsăritul până la apusul Soarelui se numește durata posibilă a strălucirii Soarelui. Durata posibilă se deosebește de durata reală prin faptul, că o parte de timp Soarele este acoperit cu nori. Ca rezultat, afluxul real al energiei diferă de cel posibil.

Radiația solară la suprafața Pământului. O parte din radiația totală (direct + difuză), ajungând la suprafața Pământului și nefiind reflectată înapoi în atmosferă, este absorbită de straturile superioare ale uscatului sau ale apei și le încălzește până într-atât, încât ele înseși devin o sursă de radiație. Radiația proprie a Pământului (unde electromagnetice, emise de Pământ) diferă ca lungime de cele emise de Soare. Razele emise de soare se caracterizează prin lungimi de undă mici (doar temperatura la suprafața Soarelui ajunge la 6000°K), în timp ce Pământul emite raze infraroșii (de lungimi de undă mari), întrucât temperatura suprafeței radiate este de abia 300°K. Absorbind razele termice, ce vin de la suprafața terestră, atmosfera, la rândul ei, se încălzește și începe să emită raze infraroșii, dirijate atât spre Pământ, cât și spre cosmos. Fluxul de căldură emis de atmosferă și dirijat spre Pământ se numește *radiație inversă* sau *contraradiația atmosferei*. Diferența dintre radiația de lungimi de undă mari a suprafeței terestre și partea din radiația atmosferei (tot de lungimi de undă mari) îndreptată spre sol reprezintă pierderile efective de energie caloric sau radiația efectivă. Aceasta din urmă atinge valori maxime ziua pe timp senin (0,3 – 0,4 kal/cm². min), oscilând în medie între 0,1 – 0,2 kal/cm².min.

Tabelul 5

Sumele reale ale radiației solare directe la diferite latitudini
(în kkal) (după P.N.Tverskoi)

Suma radiației	Latitudinea	60°N	30°N	40°N	30°N	20°N	0°	20°S
	Teoretică	183	220	254	282	303	321	303
Posibilă	103	128	148	163	172	187	172	
Reală	41	54	74	91	100	82	88	
Raportul	Pr ocentul dintre suma radiației reale și cele posibile.	41	42	50	56	58	44	51
	Dintre suma radiației reale și cele teoretice.	22.5	25	30	32	33	22.5	29

Radiația efectivă este una din sursele principale de alimentare cu căldură a atmosferei. Valoarea radiației efective depinde de o serie de factori și în primul rând de temperatura suprafeței radiante. Cu cât temperatura suprafeței radiante este mai înaltă, cu atât este mai mare valoarea radiației efective.

Al doilea factor ce influențează radiația efectivă este gradul de transparență a atmosferei pentru razele termice. Dacă aerul conține o cantitate mare de vapori de apă sau dacă cerul este acoperit cu nori, radiația efectivă se micșorează. De aceea ea prezintă valori maxime deasupra regiunilor deșertice ale continentelor și scade

brusc deasupra oceanelor. Radiația efectivă variază de la zi la noapte și de la vară la iarnă. Ziua, însă, ea este mai puțin pronunțată din cauza fluxului de radiații solare. Vaporii de apă, ca și bioxidul de carbon, constituie un factor de acumulare a căldurii în atmosferă.

Bilanțul de radiație și bilanțul termic. Diferența dintre cantitatea (fluxul) de energie primită și cantitatea (fluxul) de energie radiate se numește *bilanț de radiație*. Ținem să subliniem, că bilanțul de radiație nu poate fi identificat cu bilanțul termic, deoarece căldura (energia) poate fi primită și consumată și pe alte căi, de exemplu, prin transmiterea energiei de la moleculă la moleculă (conductibilitatea moleculară), prin consumul energiei pentru formarea vârtejurilor (conductibilitatea turbulentă) prin trecerea apei dintr-o stare în alta și prin deplasarea (advecția) aerului cald sau rece sau a apei pe spații restrânse. Pentru globul pământesc luat în ansamblu bilanțul de radiație este identic cu bilanțul termic, întrucât Pământul de fapt aproape că nu primește și nici nu pierde energie decât prin radiație. Bilanțul de radiație a Pământului pentru o perioadă de mai mulți ani este egal în medie cu zero. În cazul bilanțului pozitiv Pământul s-ar încălzi, în cazul bilanțului negativ ar începe să se răcească treptat. În realitate nu are loc nici una, nici alta, temperatura Pământului fiind relativ constantă. Dar pentru o anumită regiune a Pământului bilanțul de radiație poate să difere de bilanțul termic. Bilanțul de radiație al suprafeței terestre (R_c) se calculează pe baza formulei $R_c = S(1 - \alpha) - E$, unde S – radiația totală (sumară), α – albedo și E – radiația efectivă.

Prin urmare, bilanțul de radiație depinde de următorii trei factori: radiația totală, albedo și radiația efectivă. Cantitatea medie anuală de radiație totală atinge valoarea maximă (220 kkal/cm^2) în pustiurile Africii de Nord și ale Asiei de sud-vest. Pustiul Kalahari și regiunile deșertice ale Australiei primesc $180 - 200 \text{ kkal/cm}^2$ pe an.

La ecuator cantitatea anuală de radiație totală scade până la 100 – 140 kkal/cm² pe an, ceea ce se explică prin rețineri mari de energie din cauza nebulozității. Aproximativ aceeași cantitate de căldură (100 – 120 kkal/cm² pe an) primesc regiunile Europei situate la aceleași latitudini cu Moldova. Regiunilor polare le revin mai puțin de 60 kkal/cm² pe an. Valorile medii lunare ale bilanțului de radiație variază în cursul anului. De exemplu, în decembrie latitudinile RSS Moldovenești primesc 2 – 4 kkal/cm² pe lună, iar în iunie – 16 – 18 kkal/cm² pe lună.

Regiunile ecuatoriale primesc vara și iarna aproximativ 8 – 14 kkal pe lună, regiunile polare primesc iarna 0 și vara 16 – 18 kkal/cm² pe lună.

Radiația efectivă la ecuator atinge circa 30 kkal/cm² pe an, în pustiurile tropicale – 80 kkal/cm² pe an.

Așadar, pe întreaga suprafață a Pământului radiația totală depășește radiația efectivă. Prin urmare, diferența dintre radiația totală și radiația efectivă rămâne pozitivă.

Bilanțul de radiație are valori pozitive pe întreaga suprafață a Pământului, cu excepția Antarctidei și Groenlandei. Prin urmare, nu există echilibru între afluxul și pierderea de energie radiantă (între cantitatea radiațiilor primite de scoarța terestră și cea remisă). Există, însă, un echilibru termic, deoarece partea de energie primită sub formă de radiație este consumată sub altă formă – pentru evaporare, schimbul turbulent ș.a. Afară de aceasta, surplusul de căldură poate fi transportat dintr-o regiune în alta (advecția).

Observatorul geofizic principal din Leningrad, sub conducerea membrului corespondent al AȘ din Moscova I. Budâco, a organizat lucrări importante privind studierea bilanțului de radiație și legitățile distribuirii lui pe suprafața terestră. Aceste lucrări au fost distinse cu premiul Lenin. În tabelul anexat este arătată distribuția

bilanțului de radiație la diferite latitudini. Valorile bilanțului de radiație suferă mari variații, mai ales în emisfera boreală. În luna decembrie aproape toate punctele, situate mai la nord de 40° lat. Nord. Au valori negative ale bilanțului de radiație; în luna iunie aceleași latitudini primesc 8 – 10 kkal/cm² pe lună.

Tabelul 6

Sumele anuale ale bilanțului de radiație a suprafeței terestre
(kkal/cm²) (după M.I.Budâco)

Latitudine a	Bilanțul de radiație			Latitudine a	Bilanțul de radiație		
	Oceanu l	Uscatu l	Întreaga emisfer ă		Oceanu l	Uscatu l	Întreaga emisfer ă
Emisfera boreală				Emisfera australă			
60-50°	34	23	28	0-10°	107	75	99
	54	38	46		107	69	99
50-40°	78	56	69	10-20°	94	62	87
	100	64	86		73	55	71
40-30°	110	74	101	20-30°	53	39	53
	107	79	101				
30-20°				30-40°			
20-10°				40-50°			
10-0°							
Pământul luat în ansamblu	77	46	68				

Bilanțul de radiație al Pământului luat în ansamblu R_n se compune din suma bilanțurilor de radiație al suprafeței terestre R_c și al atmosferei R_a . Dat fiind că bilanțul de radiație luat în ansamblu este egal cu zero și că bilanțul de radiație al suprafeței terestre R_c are

valori pozitive (68 kkal/cm^2 pe an), putem deduce, că bilanțul de radiație al atmosferei R_a are valori negative (-68 kkal/cm^2 pe an).

Întrucât răcirea treptată și neîntreruptă a atmosferei nu are în realitate loc, ne rămâne doar să presupunem, că deficitul de energie în atmosferă se compensează din alte surse și nu din radiație. Sursa principal de căldură în atmosferă, care acoperă (compensează) deficitul bilanțului de radiație, este căldura degajată în urma condensării vaporilor de apă.

Transformarea unui gram de apă din stare lichidă în stare gazoasă necesită aproximativ 600 calorii de căldură (*căldura latentă de vaporizare*). Pentru a transforma în vapori, de exemplu, 1,5 grame de apă sunt necesare 900 calorii. La transformarea vaporilor în stare lichidă (la condensare) se degajă căldura consumată pentru evaporare. Căldura consumată (absorbită) la evaporare sau cea degajată în procesul de condensare se notează de obicei cu litera L. Transformarea apei din stare solidă în stare lichidă cere aproximativ 80 calorii la 1 g de apă (căldura de topire). În cazul transformării vaporilor de apă direct în stare solidă (ocolind cea lichidă), adică în cazul sublimării se degajă aproximativ 680 kal/g ($600+80$) – *căldura de sublimare*.

Știind că de pe suprafața continentelor și oceanelor se evaporă anual $520\,000 \text{ km}^3$ de apă (adică un strat cu grosimea de 1020 mm^2) și că aceeași cantitate cade sub formă de precipitații, putem calcula cantitatea de căldură, pe care atmosfera o primește prin condensarea și sublimarea vaporilor de apă (aproximativ de la 2,5 la $3,0 \times 10^{20} \text{ kkal}$ pe an). Conform ultimelor calcule, din întreaga cantitate de energie radiată, absorbită de suprafața terestră ($3,5 \times 10^{20} \text{ kkal}$ pe an), se consumă pentru evaporare: 80% pe uscat și 90% pe oceane. Prin urmare, în bilanțul termic al atmosferei apa joacă un rol extrem de important. Pe de o parte, vaporii de apă apar în calitate de

absorbant principal al radiației termice (de undă lungă), pe de alta, în procesul transformării apei din stare gazoasă în stare lichidă sau solidă are loc degajarea căldurii (căldura de vaporizare și căldura de sublimare).

Fără a cunoaște rolul apei în încălzirea aerului e imposibil să înțelegem procesele ce au loc în atmosferă. Regiunile lipsite de vapori de apă ale planetei devin răcitorii ei. Acestea sunt regiunile polare și ținuturile deșertice. Așadar, în procesele de transformare și de schimb de energie în atmosferă participă toate învelișurile Pământului.

IV. Oceanul aerian în continuă mișcare

1. Presiunea atmosferică. Cauzele principale, care determină mișcările aerului

Atmosfera este învelișul cel mai dinamic al planetei noastre. Mișcarea aerului, ca și orice altă mișcare, necesită consum de energie. Mișcarea particulelor de aer se datorează energiei solare ce vine pe Pământ sub formă de radiație. Deplasarea aerului se produce atunci, când se tulbură echilibrul energetic, când într-o parte a sistemului mobil există un surplus de energie, iar în altă parte – insuficiență de energie. Din cauza unei serii de factori (sfericitatea și mișcarea de rotație a Pământului, caracterul neomogen al suprafeței terestre) energia solară se distribuie neuniform. Cantitatea diferită de energie ce revine diverselor părți ale suprafeței Pământului determină diferența în cantitatea de căldură acumulată. Diferențele de căldură care determină dezechilibrul energetic și mișcarea sunt cunoscute sub denumirea de *mașini termice*.

Academicianul V. V. Șuleikin consideră drept “mașină termică numărul 1” diferența de încălzire a suprafeței terestre între latitudinile ecuatoriale și cele polare. “Mașina termică numărul 2” o constituie diferența de temperaturi dintre ocean și continent. Neomogenitatea formelor de relief, caracterului vegetației, culorii rocilor ș.a. provoacă diferențe termice de ordin local, care de asemenea influențează într-o anumită măsură mișcarea aerului.

Deplasarea orizontală a aerului o numim *vânt*, iar cea vertical (de jos în sus) – *convecție*. Deplasarea orizontală este cauzată în primul rând de variația presiunii, pe când cea vertical – de variația densității aerului. Cunoscând masa totală a atmosferei ($5,2 \times 10^{21}$ g) și suprafața globului pământesc (510 mn. km²), putem calcula ușor, că în medie pe fiecare centimetru pătrat al suprafeței terestre apasă o coloană de aer având greutatea de 1033,3 g. Presiunea atmosferică

este exprimată fie în unități ale înălțimii coloanei de mercur, ce echilibrează presiunea aerului (de exemplu, 760 mm ai coloanei de mercur), fie în alte unități. Presiunea de 760 mm ai coloanei de mercur este considerate drept *presiune atmosferică normală*. Fiind exprimată în *dine*, presiunea normal se dovedește a fi egală cu $1\,013\,250\text{ din/cm}^2$. $1\,000\,000$ de dine pe 1 cm^2 reprezintă un *bar*. O mime de bar se numește un *milibar*. Presiunea atmosferică normal în milibari = $1013,2\text{ mb}$ ($1\text{ mb} \approx 0,75\text{ mm}$ ai coloanei de mercur; 1 mm col. de mercur = $1,33\text{ mb}$; $1000\text{ mb} = 750,1\text{ mm}$). Începând cu anul 1963 în Uniunea Sovietică a fost adoptat sistemul internațional de unități de măsură (SI). În acest sistem unitatea principal de presiune este *pascal* (Pa); $1\text{ Pa} = 0,01\text{ mb}$.

Presiunea suferă variații. Cele mai mari valori ale presiunii aerului (aproape 1080 mb) au fost înregistrate în Siberia, cele mai mici ($\approx 880\text{ mb}$) în centrul taifunurilor lângă țărmurile Asiei de sud-est.

Cauza principal a variației presiunii atmosferice deasupra unui punct oarecare este schimbarea greutateii coloanei de aer în dreptul acestui punct. După cum se știe, compoziția aerului este relative stabile, deci cauza principal a variației presiunii o constituie afluxul sau evacuarea aerului. Odată cu creșterea înălțimii scade atât presiunea, cât și densitatea aerului. La suprafața Pământului presiunea aerului la nivelul mării este egală în medie cu 760 mm . Dacă densitatea n-ar scădea, atunci pentru a obține o presiune de $1033,3\text{ g/cm}^3$ ar fi fost nevoie de un stâlp de aer de numai 8 km .

Altitudinea (km)	0	5	10	20	100	300	500	700
Densitatea (g/cm^3)	$1,3 \cdot 10^{-3}$	$7,3 \cdot 10^{-4}$	$4,1 \cdot 10^{-4}$	$8,7 \cdot 10^{-5}$		10^{-14}	10^{-15}	10^{-16}
Presiunea (mb)	1013,2	540	260	56	0,4			

În orice punct și la orice nivel presiunea este egală cu greutatea întregului stâlp de aer, aflat mai sus de acest nivel. Distanța în metri la care trebuie să ne ridicăm pe verticală pentru a constata o scădere a presiunii cu 1 mm al coloanei de mercur sau cu 1 mb, se numește *scară barică* sau *treaptă barometrică*. Cu cât aerul este mai dens, cu atât scara barică e mai mica. În latitudinile RM vara, la nivelul mării (la o temperatură de 20 - 25°), la o presiune normal treapta barometrică oscilează între 8,5 și 9 m la 1 mb sau între 11 și 12 m la 1 mm al coloanei de mercur. Iarna la temperatura de la -2 la -10° aerul fiind mai dens, scara barică este mai mica, având valoarea cuprinsă între 10,5 și 10 m la 1 mm sau între 7,9 și 7,5 m la 1 mb. La altitudinea de 3 – 4 km treapta barometrică este de acum de 1,5 ori mai mare, iar la altitudinea de 6 – 7 km ea se dublează. O suprafață închipuită, în orice punct al căreia presiunea ar fi aceeași, se numește *suprafață izobarică* (de la cuvintele grecești izos – egal și baros – presiune).

Dacă presiunea aerului ar avea aceleași valori pe întreaga suprafață a Pământului, suprafețele izobarice ar fi dispuse strict paralel una deasupra alteia. În realitate, însă, ele sunt deformate, coborând în direcția presiunii ridicate și ridicându-se în direcția presiunii scăzute. Studiarea distribuției suprafețelor barice în raport cu suprafața Pământului sau una față de alta ajută în mare măsură la înțelegerea proceselor ce au loc în atmosferă și, prin urmare, la prevederea justă a aspectului viitor al vremii.

În cazul aerului rece, care este mai dens și mai greu, suprafețele izobarice se îndoaie spre pământ și invers, când aerul este cald și rarefiat suprafețele izobarice se boltesc. Hărțile, care redau repartizarea unor anumite suprafețe barice la înălțime în momentul dat, se numesc *hărți de topografie barică* sau *hărți ale vremii la*

diferite altitudini. Există hărți de topografie absolute (hărți TA), ce redau poziția suprafeței izobarice în raport cu nivelul mării, de exemplu, a suprafeței de 500 mb la orele 9 dimineața în ziua de 28 iunie 1960 și hărți de topografie relativă (hărți TP), pe care poziția unei suprafețe izobarice se raportează la o altă suprafață de referință, de exemplu, poziția suprafeței de 500 mb în raport cu suprafața de referință de 700 mb (harta TP). Pe hărțile de topografie relativă putem ușor constata locurile de acumulare a aerului rece la înălțime.

Suprafața izobarică (mb)	1000	850	700	500	400	300	200	150	100	50	30	20	10
Altitudinea (km)	0	1,5	3	5	7	9	12	14	16	20	24	28	32

Cu cât aerul este mai cald, cu atât e mai mare distanța dintre suprafețele barice.

Hărțile de topografie barică se întocmesc pe baza datelor obținute la stațiile aerologice cu ajutorul radiosondelor.

Linia de intersecție a suprafeței barice cu o suprafață orizontală se numește *izobară – linie de egală presiune*. Întrucât suprafețele izobarice sunt deformate, fiind înclinate sub unghiuri diferite, intersecția lor cu suprafața Pământului are o configurație destul de complexă. Uneori izobarele sunt dispuse paralel, se întind aproape linear una față de alta, alteori ele formează niște contururi închise, asemănătoare unor circumferințe sau elipse. Sistemul de izobare închis cu presiune ridicată în centru se numește *maximum baric*, iar cel cu presiune scăzută în centru – *minimum baric*. Aerul se deplasează de la presiunea ridicată spre cea scăzută. Cu cât la o distanță anumită diferența de presiune este mai mare, cu atât suprafețele izobarice sunt mai înclinate și izobarele se apropie mai mult una de alta. În acest caz aerul se deplasează mai repede. În

meteorologie diferența de presiune (căderea presiunii) se măsoară, fiind raportată la distanța de 111 km, corespunzătoare unui grad de latitudine geografică. Diferența de presiune (căderea presiunii în mm ai coloanei de mercur sau în mb) la 111 km, îndreptată de la presiunea ridicată la cea joasă (scăzută) și orientate perpendicular pe izobara mai mica se numește *gradient baric*. Cunoscând valoarea gradientului baric, putem determina cu aproximație viteza vântului. Dacă gradientul este exprimat în mm (bunăoară 2,5 mm la 111 km), îl înmulțim cu 4 ($2,5 \text{ mm} \times 4 \approx 10 \text{ m/sec}$); dacă gradientul este exprimat în milibare (bunăoară, 3 mb), îl înmulțim cu 3 ($3 \text{ mb} \times 3 \approx 9 \text{ m/sec}$).

Gradientul baric constituie forța principal care pune în mișcare particular de aer. Odată aflată în mișcare, particular de aer, sub influența forței de abatere determinate de mișcarea de rotație a Pământului (forța lui Coriolis), deviază de la direcția inițială la dreapta în emisfera de nord și la stânga în emisfera de sud. Devierea este cu atât mai mare, cu cât particula de aer se află mai aproape de pol. În latitudini tropicale ea prezintă valori foarte mici și la ecuator este egală cu zero ($\phi = 0$, deci și $F = 0$). Forța de abatere este o mărime inerțială și, deci, nu este în stare să urnească din loc particular, ci doar să devieze o particular ce se află de acum în mișcare. Forța lui Coriolis este orientată perpendicular pe gradient. Asupra particulei de aer influențează de asemenea frecarea de suprafața Pământului. Stratul din imediata vecinătate a suprafeței terestre, unde se resimte frecarea, se numește *strat de frecare* sau *strat-limită al atmosferei*. Grosimea lui atinge 300 – 400 m deasupra mărilor și oceanelor și 1500 – 2000 m deasupra terenurilor accidentate, fiind egală în medie cu aproximativ 1000 m.

La început mișcarea particulei de aer se face în direcția gradientului, adică perpendicular pe izobară, apoi sub influența forței

lui Coriolis direcția de mișcare va fi deviate continuu până va deveni perpendiculară pe gradient, adică paralelă la izobară. În momentul acesta devierea încetează și mișcarea particulei se face de-a lungul izobarei. O asemenea direcție are de obicei vântul la altitudini mari. În apropiere de suprafața Pământului, în stratul de frecare, vântul deviază de la direcția gradientului numai cu 30 - 70° și nu cu 90°, ca în cazul altitudinilor mari. Cu cât terenul e mai puțin accidentat, cu atât forța de frecare este mai mica și, deci, unghiul de deviere este mai mare. Într-un sistem de izobare închis cu presiune joasă în centru aerul se îndreaptă de la periferie spre centru. Sub influența forței de abatere a lui Coriolis el deviază spre dreapta în emisfera de nord și spre stânga în cea de sud. În acest caz ia naștere mișcarea aerului în jurul centrului de presiune scăzută, în sens invers sensului de mișcare a acelor de ceasornic în emisfera de nord, și în același sens ca și al acelor de ceasornic în emisfera de sud. Mișcarea aerului în jurul centrului de presiune scăzută se numește *ciclone* (de la cuvântul grecesc *Kyklos* – învârtit). Diametrele cicloanelor ating câteva sute de kilometri în latitudini tropicale și câteva mii de kilometri în latitudini temperate și în cele polare.

Aria cu izobare închise, având presiunea ridicată în centru, se numește *anticiclone*. În emisfera de nord anticicloanele se rotesc în sensul mișcării acelor de ceasornic, în cea de sud – în sens invers. Diametrele anticicloanelor ating câteva mii de kilometri. În anticicloane izobarele se află la o distanță mai mare una față de alta, decât în cicloane, și, prin urmare, gradientii au valori mai mici, vânturile sunt mai slabe, iar în centru nu se resimt deloc.

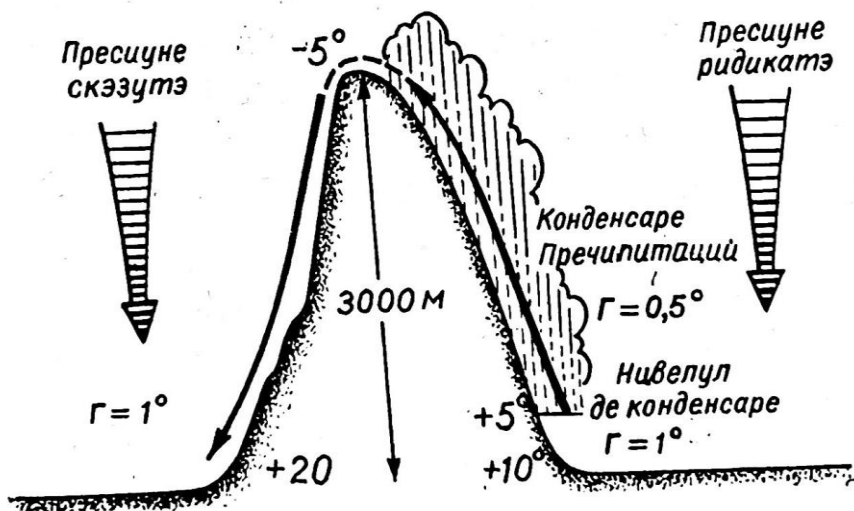
În cicloane suprafețele izobarice se îndoaie spre centru, în anticicloane, dimpotrivă, ele au formă boltită (cu convexitatea) la centru. Cicloanele și anticicloanele se consider “joase”, dacă se observă la altitudinea de cel puțin 2 – 4 km și “înalte”, dacă se

observă la limita troposferei și mai sus de ea. Raportul dintre altitudine și diametrul cicloanelor și anticicloanelor oscilează de la 1/50 la 1/1000. Prin urmare, acestea nu sunt decât niște vârtejuri de aer orizontale.

2. Vânturile

Afară de deplasările aerului, cauzate de cicloane și anticicloane, mai există și multe alte tipuri de curenți aerieni.

Vânturile a căror apariție, direcție și intensitate sunt determinate de particularitățile terenului, se numesc *vânturi locale*. Bunăoară, vânturile ce se formează din cauza diferenței de încălzire de la zi la noapte a uscatului și acvatoriilor se numesc *brize*. Ziua uscatul se încălzește mai puternic decât apa și presiunea deasupra lui scade; vântul suflă la suprafață de la mare spre uscat. Noaptea, dimpotrivă, apa rămâne mai caldă și vântul suflă în direcția inversă. Briza de zi (maritimă) începe pe la orele 10 – 11 dimineața și atinge intensitatea maximă între orele 13 – 14, înaintând în interiorul uscatului până la o distanță de 20 – 40 km și extinzându-se pe vertical până la 1000 m. Briza de noapte (de coastă) este un vânt mai slab. El se resimte până la altitudinea de numai 250 m și înaintază pe mare numai la o distanță de 8 – 10 km de țărm. Intensitatea brizelor este deosebit de mare în zona tropical, unde pustiurile înaintază până la țărmul oceanic. Aici brizele pătrund pe o distanță de 100 și mai mulți kilometri în interiorul continentului.

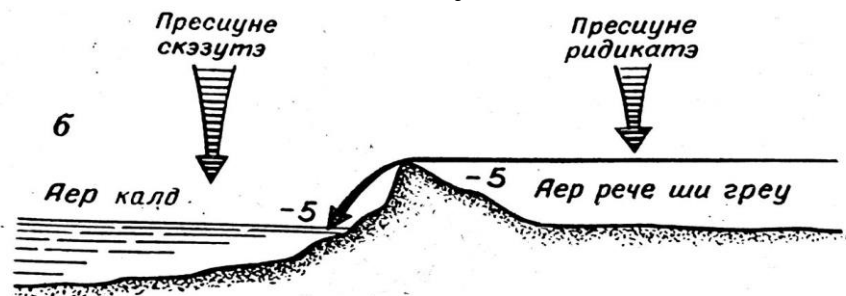


Дес. 7. Скема фьонулуй¹.

Fig.7 Schema fionului.

Un alt vânt local este *fönul* (*fion*). Acest vânt, cald și uscat, poate avea o putere destul de mare. El se formează în cazul când aerul trece peste munți înalți. Ridicându-se de la poalele munților spre vârful lor, aerul se rarefiază și se răcește. Cantitatea de vapori ce se conține în aer devine suficientă pentru a-l aduce în stare de saturație. Condensându-se, vaporii de apă cad sub formă de precipitații. Condensarea este însoțită de degajarea căldurii. De aceea în timpul mișcării ascendente răcirea aerului încetinește (scăderea temperaturii constituie doar 0,5° la fiecare 100 m). Pe povârnișul opus aerul coboară și procesele de condensare încetează; cantitatea și starea apei în atmosferă nu suferă schimbări; în urma comprimării adiabatică aerul se încălzește repede – aproximativ cu un grad la fiecare 100 metri de coborâre. În urma răcirii lente la urcare și încălzirii rapide la coborâre aerul ajunge la poalele versantului opus

ca un vânt uscat și cald. În diverse regiuni efectul acestui vânt depinde de condițiile locale. Pe Coasta de Sud a Crimeii, de exemplu, unde este nevoie de multă căldură, el aduce un mare folos. Și invers, în regiunile dogorâte de soare și însetate el provoacă pagube, aducând vreme caldă fără ploi. Un asemenea efect are *fönul* în Azerbaidjan. Vântul, ce suflă dinspre Oceanul Pacific, trecând peste bariera munților Cordelieri, ce-i stă în cale, aduce secetă în regiunea preriilor (denumirea locală Cinuk, în traducere - „vânt cald din munți”). *fönul* bântuie regiunile muntoase. La noi el e frecvent mai ales în Transcaucazia, Altai, Tadjikistan.



Дес. 8. Скема вынтулуй борá.

Fig.8 Schema vântului Bora.

Un vânt de munte este și *bora*, ce suflă spre mare în regiunile montane de coastă. În dosul unui lanț de munți, ca după barajul unui lac de acumulare, se acumulează aer rece și greu. Trecând peste munți nu prea înalți, aerul la coborâre nu dovedește să se încălzească și ajunge la vale ca un vânt rece. Deși grosimea stratului de aer în mișcare este neînsemnată (150 – 200 m), zona lui de influență (lățimea) este determinate de formele de relief și se extinde la câteva zeci de kilometric. În trecători șuvoiul se “îngustează”, atingând intensități deosebit de mari. În regiunea orașului Novorosiisk, unde

bora coboară de pe trecătoarea Marhot (≈ 430 m), temperatura aerului deseori scade cu 20 - 25°, iar viteza vântului atinge 40 – 70 m/sec. Un astfel de vânt uraganic poate pricinui distrugerii colosale.

Brizele montane sau vânturile de munte și de vale sunt o urmare a oscilațiilor diurne ale temperaturilor pe povârnișurile munților. Noaptea povârnișurile se răcesc mai repede și mai puternic decât fundul văilor și aerul răcit se scurge pe pantă la vale. Ziua povârnișul fiind încălzit mai puternic, aerul urcă în sus.

Printre vânturile locale ce bântuie la noi în țară se remarcă *suhoveiurile*. Aceste vânturi fierbinți și uscate poartă aer foarte prăfuit și cu un deficit de umezeală pronunțat. Particulele de pulberi, purtate în aer, absorbind umezeala, intensifică uscăciunea. De cele mai multe ori suhoveiurile se formează în regiunile lipsite de un covor de vegetație compact (pustiuri, stepe aride, arătură ș.a.m.d.) La noi în republică ele vin din Asia Mijlocie sau se formează în regiunile sudice ale părții europene a Uniunii RSS. Suhoveiurile aduc mari pagube culturilor de câmp, măbind brusc evaporarea. Din cauza insuficienței de apă în sol plantele nu dovedesc să compenseze umezeala pierdută prin evaporare. Suhoveiurile sunt însoțite adesea de furtuni de praf. Cel mai efectiv mijloc de combatere a suhoveiurilor prezintă plantarea de perdele forestiere (obstacol în calea vântului, slăbirea vitezei) și crearea unui covor de vegetație compact în regiunile de formare a acestor vânturi. Vânturile locale influențează în mare măsură condițiile de trai ale oamenilor și dezvoltarea complexelor naturale.

3. Circulația generală a atmosferei

Un rol mult mai mare în viața învelișului geografic îl joacă vânturile, legate de încălzirea diferită a polilor și ecuatorului, a uscatului și oceanelor. Acești curenți de aer au un caracter global. Totalitatea curenților cu caracter permanent sau sezonier, la scară

planetară, din troposferă și stratosfera inferioară o numim *circulația generală a atmosferei*. Studiarea circulației generale are o foarte mare importanță atât practică, cât și teoretică. Condițiile de climă și starea vremii într-o regiune a globului pământesc luată aparte nu pot fi înțelese fără a cunoaște legitățile decurgerii proceselor, ce condiționează circulația generală a atmosferei.

La suprafața Pământului circulația generală a atmosferei se manifestă mai întâi de toate sub forma unui sistem de vânturi dominante. Acestea sunt *alizeele*, *vânturile de vest* ale latitudinilor temperate, *vânturile de nord-est* ale latitudinilor subarctice, *vânturile de sud-est* ale latitudinilor antarctice ș.a.

Omul a început să studieze vânturile încă din timpurile străvechi. Cunoștințele în acest domeniu aveau o importanță deosebit de mare pe vremurile flotei cu pânze, când de cunoașterea vânturilor depindea nu numai reușita expediției, dar și viața navigatorilor.

Urmărind pe hartă marșruta primei expediții a lui Columb, vom vedea, că drumul din Spania nu merge direct spre vest (de-a lungul paralelei 40° lat. nord.), ci cărnește brusc (aproape cu 1500 km) spre sud, aproximativ până la latitudinea insulelor Canare (28° lat. nord.) și abia după aceea cotește spre vest. La întoarcere, părăsind insula Spaniola (astăzi insula Haiti), corăbiile lui Columb nu se mai îndreaptă pe calea pe care au venit, ci mai spre nord – aproximativ cu 15° și abia după ce nimeresc în zona vânturilor de vest, țin drum spre răsărit. Prin urmare, încă pe la sfârșitul secolului XV navigatorii experimentați aveau cunoștințe elementare despre vânturile ce predomină la diferite latitudini.

Navigatorii din epoca marilor descoperiri geografice, folosind navele cu pânze, au contribuit la lărgirea și aprofundarea cunoștințelor despre vânturi. Dar nu e una și aceeași să cunoști

repartizarea vânturilor și a curenților oceanici și să fii în stare a explica just mecanismul formării lor. Adepții învățaturii lui Ptolemeu despre Pământul imobil, considerau, că alizeele și curenții tropicali, orientați de la est spre vest, sunt un rezultat al mișcării Soarelui în direcția est-vest. Soarele în mișcare antrenează aerul și apa. Prezintă interes faptul, că printre numeroșii oameni de știință, care au încercat să explice originea alizeelor, a fost și Leonardo da Vinci. El considera alizeele drept un rezultat al dilatării apei și aerului în regiunile încălzite de soare. Încălzindu-se la răsărit, apa și aerul se dilată și se îndreaptă spre asfințit după Soare. Kepler explică apariția vânturilor și curenților oceanici prin rotația Pământului, fără să-și deie seama, că mișcarea de rotație nu poate genera o mișcare, ci doar poate să facă să devieze o mișcare odată începută. Printre contemporanii săi cel mai aproape de adevăr a fost geograful olandez Bernard Varenius, dar și el a comis o serie de erori. În 1735 fizicianul englez Godlei a elaborat schema de circulație a aerului. Schema lui Godlei se bazează nu numai pe observări și fapte autentice, dar și pe o serie de premise logice. Premisele mai importante lansate de Godlei se reduc la următoarele: aerul ce vine dintr-o regiune oarecare, trebuie să se întoarcă înapoi; dacă vântul suflă într-o direcție anumită, mișcarea aerului înapoi nu poate avea loc în același spațiu. Reieșind din aceste premise, Godlei a ajuns la concluzia, că aerul, mișcându-se spre o regiune la nivelul suprafeței terestre, se va întoarce înapoi, probabil, la un nivel oarecare, mai ridicat. Deci, aerul ca și cum circulă pe un inel vertical. Dacă alizeul suflă pe jos, atunci contraalizeul suflă pe sus în sens contrar. Inelele de circulație verticale constituie elementele principale ale schemei menționate mai sus. Godlei a evidențiat pentru emisferele sudică și nordică câte trei inele: unul pentru latitudinile tropicale, unul pentru latitudinile temperate și unul pentru latitudinile polare. Schema lui

Godlei, cu unele precizări și modificări, a fost folosită până în deceniul al șaptelea al secolului nostru.

Datele oferite de radiosonde, rachete, sateliți artificiali și laseri au arătat, că unele principii de bază din schema lui Godlei sunt greșite. Concepția veche, clasică, asupra circulației atmosferei a cedat locul unei concepții revăzute, ce se sprijină pe date recent căpătate.

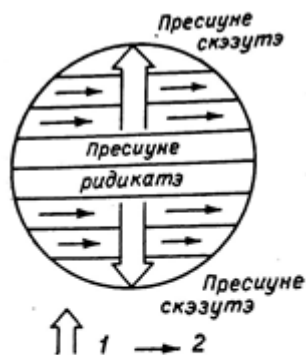
Aerul deasupra unei regiuni oarecare a globului pământesc, încălzindu-se, se dilată și își mărește volumul. Suprafețele izobarice se înclină de la regiunea caldă spre cea rece. Prin urmare, în regiunea caldă presiunea la înălțime se dovedește a fi mai ridicată și gradientul baric este orientat de la regiunea caldă spre cea rece. Acest fapt duce la deplasarea aerului la înălțime de la regiunea caldă spre cea rece. Pe suprafața Pământului se observă o micșorare a greutateii coloanei de aer și, deci, a presiunii deasupra regiunii calde și ridicarea presiunii aerului deasupra regiunii reci.

Pe globul pământesc regiunile calde se află în latitudinile tropicale, iar regiunile reci – în cele polare. Suprafața izobarică de 300 mb se află iarna la înălțimea de 9,5 – 10 km deasupra ecuatorului și la înălțimea de 8 – 8,5 km deasupra polilor. Prin urmare, în troposfera mijlocie și cea superioară și în stratosfera inferioară gradientul baric este îndreptat de la ecuator spre poli. Dacă am presupune, că Pământul este imobil și are o suprafață omogenă, încălzită uniform de către razele solare din toate părțile orizontului, atunci am avea o regiune caldă la ecuator și două regiuni reci la poli. Sus aerul s-ar deplasa de la ecuator spre poli, iar la suprafața pământului – de la poli spre ecuator. În emisfera boreală ar suflă pretutindeni numai vânturi nordice, iar în emisfera austral – numai vânturi sudice.

În realitate, însă, lucrurile se prezintă cu totul altfel. În primul rând, Pământul este supus mișcării de rotație și datorită intervenției pe care o exercită forța de abatere a lui Coriolis curentul aerian în mișcare este deviat spre dreapta în emisfera de nord și spre stânga în emisfera de sud. Deoarece suprafețele izobarice sunt înclinate în general de la ecuator spre poli, izobarele sunt orientate de-a lungul paralelelor. După cum s-a menționat mai sus știm că aerul la înălțime suflă paralel cu izobarele și nu perpendicular pe ele. O astfel de mișcare a aerului se numește *vânt de gradient*, iar în cazul când izobarele sunt paralele și rectilinii – *vânt geostrofic*.

Deoarece în troposfera mijlocie și superioară și în stratosfera inferioară izobarele sunt orientate în temei de-a lungul paralelelor, putem afirma, că aici circulația aerului are un caracter geostrofic sau **cvasigeostrofic** (în limba latină quasi – cvasi înseamnă *aproape, aparent*). În aceste straturi vântul suflă de la vest spre est. Acest șuvoi de aer se numește *transport vestic*. În fiecare emisferă la înălțime se formează un curent (șuvoi) de aer în jurul polilor (cu centrul de joasă presiune deasupra celor doi poli). La suprafața terestră presiunea deasupra polilor fiind înaltă, apar două sisteme anticiclonale cu mișcarea aerului orientate în temei de la est spre vest. Iușeala deplasării aerului depinde de gradient. Cu cât gradientul este mai mare, cu atât mai mare este și viteza vântului. Valoarea gradientului, însă, depinde de înclinarea izobarelor.

Fig.9 Repartizarea gradientului baric (1) și direcția mișcării aerului în troposfera mijlocie și superioară, și în stratosfera inferioară (2).

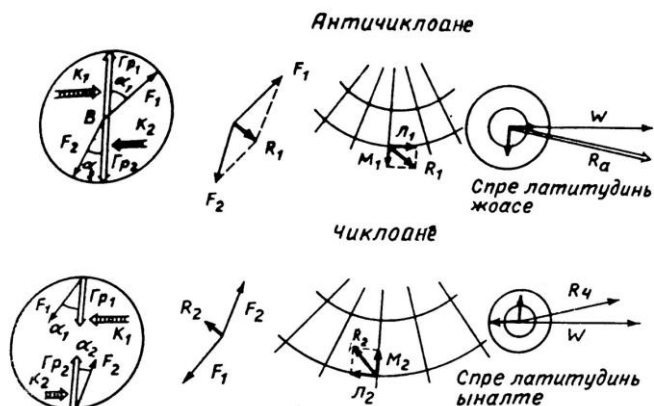


Дес. 9. Репартизаря градиентулуй барик (1) ши дирекция мишкэрий аерулуй ын тропосфера мижлоче ши супериоарэ ши ын стратосфера инфериоарэ (2).

Cu cât unghiul de înclinare al izobarelor este mai mare, cu atât e mai mare și gradientul. Cele mai înclinate suprafețe izobarice și, deci, cele mai mari valori ale gradientilor se înregistrează în fâșiile cu contrast mare de temperaturi între masele de aer calde și cele reci. Deasupra acestor fâșii viteza vântului atinge cele mai mari valori de pe globul pământesc – 100 – 200, iar uneori chiar și 400 km pe oră (până la 100 m pe secundă), depășind de 2 – 3 ori viteza vântului uraganic (≈ 30 m/sec). Aceste vânturi sunt cunoscute sub denumirea de *curenți jet*. Acești curenți de aer sunt orientați de obicei în direcția vest-est. Fâșia curențului jet atinge lățimea de câteva sute de kilometri. Curenții jet ating o intensitate deosebit de mare de-a lungul hotarului dintre aerul latitudinilor temperate și cel al latitudinilor tropicale. Un avion ce zboară cu o viteză de 400 – 600 km pe oră în direcția opusă curențului jet rămâne aproape imobilizat și pare suspendat în aer. În timpul războiului pentru apărarea Patriei din 1941-1945, când despre curenții jet nu se știa încă nimic, fenomenul era inexplicabil și părea enigmatic. Doar stratosfera era considerate drept un strat, în care deplasările orizontale sunt foarte neînsemnate. Realitatea, însă, a dezmințit concepțiile vechi. Troposfera mijlocie și cea superioară și stratosfera s-au dovedit a fi spațiul unor deplasări aproape permanente ale aerului de la vest la est.

Tabloul circulației atmosferice se dovedește a fi mult mai complicat.

La suprafața pământului izobarele ar rămâne rectilinii numai în cazul dacă ar fi supusă mișcării de rotație o planetă cu o suprafață omogenă; După cum se știe, însă, suprafața terestră nu este omogenă; ea prezintă oceane și continente, ce se încălzesc și se răcesc în mod diferit. Izobarele se deformează, ba apropiindu-se de ecuator, ba depărtându-se de el. Deasupra unei regiuni mai bine încălzite izobarele se boltesc spre pol, formând înălțime așa-numitele creste de depresiune ridicată (dorsale anticiclone), iar deasupra unei regiuni reci, unde presiunea la înălțime este mai scăzută, ele se îndoaie, formând depresiuni în direcția ecuatorului. Pe dorsală izobarele se află la intervale mai mari una de alta, deasupra depresiunilor – la intervale mai mici. Dorsalele se succed cu depresiunile, formând așa-numitele undulații “culcate”, ce se deplasează lent de la vest la est.



Дес. 10. Схема акциуний форцелор че детерминэ абатеря антициклоанелор спре латитудинь жоасе ши циклоанелор спре латитудинь ыналте:

Fig.10 Schema acțiunii forțelor ce determina abaterea anticicloanelor spre latitudini joase si cicloanelor spre latitudini înalte.

Aerul ce se deplasează mai sus de stratul-limită (numit și strat de frecare), unde se resimte frecarea de suprafața terestră, în mișcarea sa el repetă undulațiile ce se văd pe harta izobarelor. Șuvoiul de aer parcă se resfiră în acele regiuni, unde izobarele sunt departe una de alta și parcă se comprimă acolo, unde izobarele se îndeasă. Aceste variații în iuțeala de deplasare sunt resimțite și la suprafața terestră, provocând ba creșteri, ba scăderi de presiune. La suprafața pământului, în locurile unde aerul s-a rarefiat, presiunea scade și ia naștere un ciclon, iar acolo unde aerul exercită o presiune mai mare – un anticiclon.

Multe vârtejuri (cicloane și anticicloane) se formează mai ales acolo, unde este concentrate multă energie la hotarul dintre masele calde și cele reci. În ciclon mișcarea aerului este ascendentă, iar înălțimea ciclonului variază de la 2-4 până la 10-12 km, atingând uneori chiar 20-25 km. Aerul în ascensiune se răcește și vaporii de apă se condensează. De aceea cicloanele aduc de obicei vreme ploioasă (timp posomorât). În anticicloane predomină curenți de aer descendenți, de sus de la straturile reci, în jos spre cele calde; de aceea condensarea vaporilor de apă, de regulă, nu are loc. Anticicloanele aduc vreme frumoasă cu cer senin. Oamenii de multă vreme au observat aceste particularități ale vremii în cicloane și anticicloane. De aceea când acul barometrului indică scăderea presiunii (apropierea ciclonului), se așteaptă vreme posomorâtă, cu ploi, și invers, creșterea presiunii (apropierea anticiclonului) prevestește vreme frumoasă (pe barometrele vechi chiar stă scris “senin”). Astăzi noi știm, că numai indicațiile barometrului nu sunt suficiente pentru prevederea exacta a vremii, însă probabilitatea că timpul se va schimba este destul de mare.

Cicloanele și anticicloanele ce se formează în cadrul curentului de aer, orientat în temei de la vest la est, ar fi trebuit să se

deplaseze în aceeași direcție, însă în realitate nu este chiar așa, întrucât forța de abatere a lui Coriolis variază, fiind mai mica la ecuator și mai mare la poli. Ca urmare, cicloanele deviază de la direcția latitudinală spre latitudini înalte, iar anticicloanele – spre latitudini joase. Deplasându-se spre latitudini înalte, cicloanele întâlnesc în cale un zid de aer rece și greu, ce formează calota polară. La 65-75° lat. nord. și 60-65° lat. sud. cicloanele se îngrămădesc, determinând formarea brâului de presiune scăzută. Acestea sunt așa-numitele zone subpolare de joasă presiune, care înconjoară periferiile Arcticii și Antarcticii. Prin urmare, zona depresionară de joasă presiune este formată dintr-o serie de cicloane. Mai aproape de poli, la marginile exterioare ale zonelor, aerul se mișcă în temeii de la est spre vest și de aceea în Arctica și Antarctica predomină vânturile cu component estică; la marginea interioară a zonei (spre latitudinile temperate) domină vânturile cu component vestică.

Anticicloanele, dimpotrivă, sunt împinse spre latitudini joase. La latitudinea de 35-30° deplasarea lor spre ecuator încetează. Puterea, care abate anticicloul spre ecuator, reprezintă rezultanta a două forțe: transportului vestic și forței, ce apare din cauza variației forței lui Coriolis (între partea anticicloului orientate spre pol și partea îndreptată spre ecuator). Întrucât forța lui Coriolis crește spre pol, rezultă o forță înclinată în direcția ecuatorului. Această forță e cu atât mai mica, cu cât anticicloul se află mai aproape de ecuator. La latitudinea de 35-30° ea scade până într-atât, încât deplasarea anticicloului spre ecuator încetează. În latitudinile acestea subtropicale se îngrămădesc anticicloanele, determinând formarea brâului subtropical de presiune ridicată. Partea estică și cea apropiată de ecuator a anticicloanelor subtropicale formează alizeele.

La ecuator, unde predomină curenții ascendenți de aer, presiunea este în permanență scăzută. Întrucât la ecuator forța lui

Coriolis este egală cu zero, formarea vârtejurilor aici nu are loc. Dacă la ecuator ar nimeri vre-un anticiclone, el ar diverge în toate părțile. Comasarea cicloanelor în latitudinile subarctice și subantarctice și a anticicloanelor în latitudini subtropicale ne permite să lămurim repartiția reală a vânturilor predominante la scară planetară, fără a recurge la “inelele verticale” ale lui Godlei.

Repartiția presiunii și direcția vântului este bine redată în tabelul următor.



Дес. 11. Репартизаря брыурилор де пресиуне ридикатэ ши челор де пресиуне скээутэ ши дирекциле principale де мишкарэ а аерулуй:

P — пресиуне ридикатэ; C — пресиуне скээутэ.

Fig.11 Repartizarea Brăurilor de presiunea ridicată și celor de presiune scăzută și direcțiile principale de mișcare a aerului, P - presiune ridicată : C- presiune scăzută.

Lucrurile se complică din cauza, că Soarele în cursul anului trece dintr-o emisferă în alta, provocând strămutarea zonelor de presiune. În cursul anului din emisfera nordică în cea sudică și invers se deplasează 10^{13} tone de aer. Asemenea deplasări de aer provoacă chiar și o oarecare “clătinare” a axei Pământului.

Tabelul 7.

Distribuirea presiunii si direcția vântului la diferite latitudini
(după S.P. Hromov)

Latitudinea	80° lat. nord.	60°no rd	30° nord	10° nord	0°	10° sud	30° sud	60° ° sud	80° ° sud
Presiunea (mb)	1014	1012	1019	1012	1010	1012	1018	981	991
Direcția vântului	NE	SV	NE	ENE	ESE	SE	NV	SE	

Aerul circulă fără întrerupere. Datorită acestui fapt se atenuază contrastele termice dintre zi și noapte, dintre vară și iarnă, dintre regiunile ecuatoriale și cele polare. Dar circulația atmosferei nu este încă studiată îndeajuns. Se știe, bunăoară, că intensificarea circulației determină atenuarea contrastului de temperaturi între ecuator și poli. Doar schimbul de mase de aer între diferite latitudini se datorează amestecării aerului cald cu aerul rece în cicloane și anticicloane. Dacă circulația devine mai slabă, se intensifică contrastul de temperaturi între latitudini. Cantitatea de aer umed, evacuate din Africa Ecuatorială, scade și aici cad ploii neobișnuit de abundente, iar în Arctica crește asprimea iernilor. Este suficient ca pe parcursul chiar numai a unei perioade de timp o zonă anticiclonală sau depresionară să se deplaseze ceva mai la nord sau mai la sud, pentru ca să se deregleze echilibrul odată stabilit în natură. Bunăoară, aproximativ pe la sfârșitul deceniului al șaselea și începutul deceniului al șaptelea al sec. XX în Africa zona anticiclonală a emisferei de nord s-a deplasat întrucâtva spre sud.

Acest fenomen a avut ca urmare înaintarea Saharei în zona savanelor, provocând pagube dezastruoase – s-au uscat pășunile și alte terenuri agricole, lăsând fără hrană milioane de oameni.

Mișcarea aerului, în special șuvoaiele de aer la scară planetară, constituie unul dintre factorii principali, ce determină regimul climatic al unei regiuni. Clima, la rândul ei, determină caracterul și intensitatea multor procese ce au loc în mediul geografic. Pentru prevederea justă a evoluției mediului geografic în care trăim cunoașterea legilor ce dirijează circulația atmosferei are o însemnătate primordială.

V. Noțiuni despre vremea bună și rea

Se spune că oamenii discută despre starea vremii pur și simplu din plictiseală atunci când nu mai au ce-și spune unul altuia. Ori, aceasta e o chestiune foarte serioasă, ce are importanță pentru toți: pentru agricultor și constructor, pentru marinar și aviator, pentru medic și învățător, într-un cuvânt – pentru toți.

Se numește vreme *starea atmosferei într-o localitate la un moment dat*. Starea vremii se caracterizează prin așa-numitele elementele meteorologice sau elemente ale vremii, cum ar fi, de exemplu: *temperatura, presiunea, umiditatea, vizibilitatea, nebulozitatea, vântul, precipitațiile* ș.a. Numărul de elemente ce caracterizează vremea crește neconținut odată cu dezvoltarea societății, cu schimbarea caracterului și proporțiilor activității economice a oamenilor pe măsura dezvoltării științei. De exemplu, un element deosebit de important al vremii a devenit astăzi presiunea atmosferică, care mai înainte nu era luată în considerație.

Deși starea vremii este foarte variabilă, noi astăzi putem nu numai să explicăm fenomenele ei, dar și să prevedem schimbările ce vor avea loc în viitor.

1. Masele de aer

Și totuși, ce factori determină starea vremii? În primul rând, vremea depinde de proprietățile aerului, ce predomină în regiunea respective. În procesul circulației generale a atmosferei troposfera se împarte în părți relative omogene, fiecare dintre ele deplasându-se ca un tot întreg. În unele regiuni ale globului pământesc aceste părți ale troposferei sunt mai bine încălzite, în alte regiuni sunt mai reci, uneori aerul conține o cantitate mare de vapori de apă, alteori este uscat. O parte mare a troposferei, comparabilă după suprafață cu părțile mari ale continentelor și oceanelor, care este relative

omogenă din punctul de vedere al temperaturii, umidității, gradului de prăfuire și se deplasează ca un tot întreg, se numește *masa de aer*. Masa de aer are o mare extensiune orizontală (până la câteva mii de kilometri), atingând de obicei grosimea de cel mult 5-10 km (în limitele troposferei). Însușirile maselor de aer sunt legate de specificul locului de formare a lor. Masa de aer ce a luat naștere deasupra continentului încălzit este mai caldă, firește, decât aceea care apare, de exemplu, deasupra regiunii reci a oceanului. Deplasându-se de la locul de origine spre alte regiuni, masele de aer își păstrează un timp oarecare proprietățile, imprimând vremii un anumit aspect.

Deplasându-se într-o regiune cu anumite proprietăți ale suprafeței într-o altă regiune, ce diferă de prima, masa de aer își schimbă treptat proprietățile – se transformă. Uneori transformarea este neînsemnată, alteori, mai ales în cazul staționării îndelungate într-o anumită regiune, masa de aer se transformă până într-atât, încât capătă proprietăți absolut noi. Bunăoară, aerul maritime, umed și relativ cald, ce vine în timpul iernii dinspre Oceanul Atlantic în Eurasia, se transformă aici în aer continental – rece și uscat. Aerul ce pătrunde la noi din Arctica își pierde repede proprietățile, transformându-se în aer al latitudinilor temperate. Din punctul de vedere al locului de formare masele de aer din fiecare emisferă au fost clasificate în următoarele patru tipuri principale: *mase de aer arctic, temperat* (numit uneori *aer polar*), *tropical* și *ecuatorial*, ce se notează respective prin literele: AA, AT, ATr și AE. Fiecare tip la rândul său se subdivizează în două subtipuri: aer maritim (m) și aer continental (c) . De exemplu, aerul tropical maritime (ATm), aerul arctic continental (AAc). În emisfera de sud aerului arctic îi corespunde aerul Antarctic (AA_n).

Regiunile de formare a maselor de aer și direcția deplasării lor pe teritoriul Uniunii RSS sunt bine redată pe harta 15 la pag. 88. Masa ce se deplasează dintr-o regiune relativ rece într-o regiune caldă se numește *masa rece* și, invers, masa ce se deplasează dintr-o regiune caldă într-o regiune rece se numește *masa caldă*. Una și aceeași masa de aer poate fi caldă pentru o anumită regiune și rece pentru altă regiune. De exemplu, aerul latitudinilor temperate este cald în comparație cu aerul arctic și rece în comparație cu aerul tropical. Masa de aer cald, pătrunzând într-o regiune rece, se răcește în straturile inferioare și diferența de temperatură între straturile inferioare la fiecare 100 m de ascensiune (gradientul termic vertical) are valori mici. Aerul din straturile inferioare nu tinde să se ridice în sus. O astfel de masa are de obicei un caracter stabil. Masa se consideră stabilă atunci, când aerul din straturile inferioare este la fel sau ceva mai cald decât în straturile superioare (gradientul termic vertical are valori mici sau este egal cu 0°). Uneori temperatura aerului în straturile inferioare scade atât de repede, încât ele devin mai reci decât cele superioare. O astfel de distribuție a temperaturii se numește *inversiune termică*. Dacă în straturile inferioare aerul se dovedește a fi mai cald decât în straturile superioare, el se ridică în sus și vaporii de apă din el se condensează, dând naștere unui sistem de nori *cumulus*. Cad ploii torențiale.

Aerul arctic (AA) pătrunde la noi dinspre Oceanul Înghețat de Nord. Dacă vine din centrul Arcticii sau din regiunile ei răsăritene, unde suprafața mării este acoperită cu o pătură de gheață, masa de aer se numește *arctică continentală* (AAc). Aerul acesta conține puțină umezeală. Dacă aerul pătrunde dinspre nord-vest, din regiunea Groenlandei și Islandei, trecând peste ramificațiile calde ale curentului Gulfstream, el devine mai umed. În cazul acesta aerul este *arctic maritime* (AAm). Masele de aer arctic au în general o

umiditate scăzută. Lipsa de umezeală, ce nu reține radiația termică a suprafeței terestre, constituie una din cauzele, că aerul arctic are temperaturi scăzute. La noi în Moldova aerul arctic poate pătrunde în cursul întregului an, cu excepția lunilor iulie și august. El provoacă întotdeauna răcirea vremii, aducând iarna timp senin, geros. În perioada caldă a anului aerul arctic este nestabil, determinând nebulozitatea variabilă sub formă de nori cumulus, din care cad ploi torențiale de scurtă durată. AAm, firește, are un grad de saturație mai mare decât AAc.

Aerul temperat (AT) De asemenea poate fi continental sau maritime. Pe meleagurile noastre ATc vine de obicei sau de dincolo de Ural, sau din regiunile centrale ale părții europene a Uniunii RSS sau se formează chiar deasupra teritoriului nostru. ATc aduce timp senin, însoțit de uscăciune și arșiță în timpul verii și de geruri stabile iarna. ATm ce pătrunde la noi se formează de obicei deasupra acvatoriilor din latitudinile temperate ale Oceanului Atlantic. ATm provoacă vara răcirea vremii, nebulozitate cumuliformă, precipitații. În timpul iernii pătrunderea lui este însoțită de încălzirea vremii, de nori stratiformi, geruri.

Aerul tropical (ATr) pătrunde în sudul teritoriului European al Uniunii RSS sub formă de aer tropical continental (ATrc). El vine dinspre Asia Mijlocie, Asia de sud-vest și Sahara, iar uneori se formează și deasupra peninsulei Balcanice sau deasupra regiunilor sudice ale teritoriului European al Uniunii RSS (cuprinzând și teritoriul republicii noastre). ATrc aduce vara vreme caldă, de obicei uscată, iarna provoacă încălzirea bruscă a vremii, ceață, nebulozitate stratiformă. ATrm pătrunde la noi, de regulă, din regiunea insulelor Azore, mai rar dinspre Marea Mediterană, aducând vara vreme caldă cu precipitații și iarna – dezghețuri, ceață, nori stratiformi, din care cerne o ploaie mărunță.

Aerul ecuatorial (AE) este întotdeauna foarte cald și foarte umed. Chiar dacă se întâmplă ca în straturile inferioare aerul ecuatorial să fie cu câteva grade mai rece decât aerul din pustiuri, totuși, luat în ansamblu, el rămâne mai cald, concentrând întotdeauna o cantitate mai mare de energie decât cel tropical. Spre deosebire de aerul tropical, care este rece în straturile superioare, aerul ecuatorial se încălzește până la o înălțime mai mare pe contul căldurii degajate în procesul condensării vaporilor de apă. În regiunile noastre aerul ecuatorial nu pătrunde. El poate fi identificat doar foarte rar în curenții aerieni ai straturilor înalte ale troposferei. Întrucât de pe suprafața pădurilor ecuatoriale se evaporă aproape aceeași cantitate de umezeală ca și de pe suprafața oceanului, aerul ecuatorial maritim aproape că nu se deosebește de cel continental.

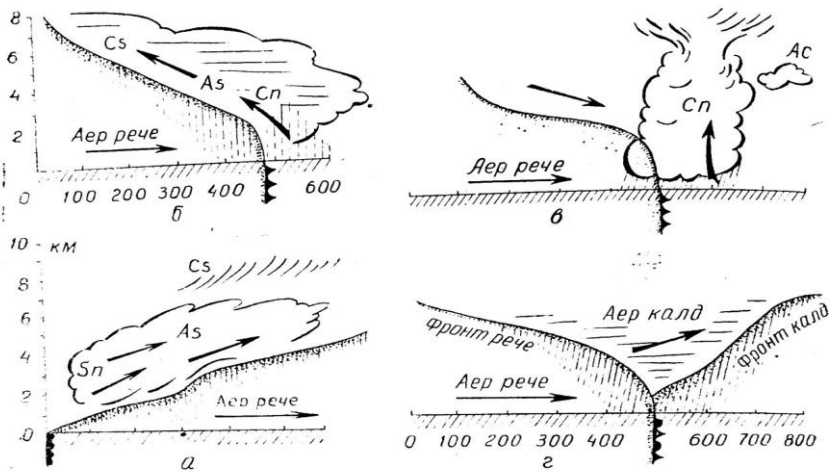
Masele de aer, ce conțin multă umezeală (ATm, ATrm, AE), pe de o parte micșorează pierderile de căldură prin radiație efectivă, pe de alta ele mai aduc și căldură, rezultată din condensare.

2. Fronturile atmosferice și curenții jet

Între masele de aer există de obicei o zonă de separație, în cuprinsul căreia temperatura, umiditatea (și, prin urmare, densitatea) aerului suferă variații considerabile. Zonele de separație între masele de aer, în cuprinsul cărora au loc modificări esențiale ale proprietăților lor, se numesc *fronturi atmosferice*. Întrucât în comparație cu întinderea maselor de aer lățimea (grosimea) zonei frontale este foarte mică, ea este de obicei neglijată și zona de separație e considerate ca o suprafață, numită *suprafață frontală*. Întrucât aerul rece este, de regulă, mai greu decât cel cald, suprafața frontală este înclinată totdeauna spre masa de aer rece. Intersecția suprafeței frontale cu suprafața terestră se numește *linia frontului atmosferic* sau pur și simplu *linia frontului*; unghiul de înclinare a

suprafeței frontale de obicei nu depășește 1° . Având o înclinație extrem de mică (între 0,01 și 0,001), suprafața frontală se ridică foarte treptat și numai la o distanță de 200-300 km de linia frontului ajunge la înălțimea de 2-3 km și la o distanță de 500-600 km – la înălțimea de 4-6 km. Din cauza variațiilor mari ale temperaturii, umidității, în zonele frontale se concentrează mari rezerve de energie, care generează vârtejuri enorme – cicloane și anticicloane.

Fronturile ce separă tipurile principale de mase aeriene se numesc *fronturi principale*. Frontul ce separă aerul arctic de aerul temperat se numește *front arctic* (antarctic), aerul temperat de cel tropical – *front temperat* (sau polar) și aerul tropical de cel ecuatorial – *front tropical*. Așadar, în fiecare din cele două emisfere există 3 fronturi principale: frontul arctic (Antarctic), frontul temperat și frontul tropical. Fronturile principale poartă denumirea masei de aer relative mai reci. În cursul anului fronturile împreună cu masele de aer se deplasează odată cu Soarele când spre nord (vara), când spre sud (iarna), adică migrează. În meteorologie poziția medie a liniei frontului principal se numește *front climatologic*. Drept exemplu poate servi poziția frontului arctic în iulie, a frontului temperat în ianuarie ș.a.m.d..



Дес. 12. Схема фронтурilor атмосфериче:
 а — фронт калд; б — фронт реце де ординул întâй; в — фронт реце де ординул дой;
 г — фронт окулз.

Fig.12 Schema fronturilor atmosferice.

а - front cald, б - front rece de ordinul întâi, в - front rece de ordinul doi,

г - front ocluz.

Fronturile climatologice nu formează un brâu continuu în jurul Pământului, ci prezintă discontinuități sub formă de niște segmente având întinderea de mii de kilometric, numite *ramificații*. Drept exemplu pot servi ramificațiile atlantică sau cea mediteraneană a frontului temperat.

Dacă masele de aer sunt imobile sau se mișcă de-a lungul frontului în aceeași direcție și cu aceeași viteză, se formează un *front staționar*. Fronturile staționare sunt un fenomen destul de rar. Masele de aer, de regulă, nu se mișcă paralel cu lini frontului, ci sub un unghi oarecare sau perpendicular pe ea. Dacă aerul cald îl înlocuiește pe cel rece, frontul e cald. Și invers, dacă aerul rece îl înlocuiește pe cel cald în retragere, frontul e rece.

Pe *front cald* aerul cald parcă ar începe să alunece pe suprafața de separație a penei de aer rece, o apasă spre pământ făcând-o să se retragă. Ridicarea lentă a aerului în sus (alunecarea ascendentă) duce la răcirea aerului cald. Ca urmare, vaporii din el se condensează, formând picături mici de ploaie sau cristale de gheață. Apare un vast sistem de nori, ce poate fi urmărit până la distanțe enorme de linia frontului, cuprinzând o zonă de 300-400 km. La această înălțime se dispun nori stratiformi, din care cern ploi mărunte cu caracter continuu. Ceva mai departe de front, la înălțimea de 2-6 km, se formează nori *altostratus*, care de obicei nu produc ploi și, în sfârșit, la o distanță de 800-1200 km de linia frontului, la înălțimea de 6-8 km, iar uneori și de 10 km se formează nori *cirus*, alcătuiți din cristale de gheață. Frontul cald se deplasează de obicei cu o viteză de 30-35 km pe oră (8-10 m pe sec \approx 700-850 km pe zi), atingând uneori viteza de 45-60 km pe oră (14-16 m pe sec). După ce trece frontul, vremea se încălzește și căderea precipitațiilor încetează.

Frontul rece ia naștere atunci, când masa de aer rece tinde să ocupe locul masei de aer cald. Aerul rece fiind mai greu pătrunde ca o pană pe sub aerul cald, forțându-l la o bruscă mișcare ascendentă. Se formează *norii cumulus verticali* ce aduc ploi sub formă de *averse* (ploi torențiale). Fronturile reci se deplasează de obicei cu o viteză mai mare decât cele calde.

Dacă frontul rece se deplasează relativ încet și mișcarea ascendentă a aerului se produce lent, sistemul noros ce se formează este alcătuit din nori *strato-nimbus* și *alto-stratus* ca și în cazul frontului cald și numai în partea anterioară a frontului se formează nori *cumulo-nimbus*. Lățimea sistemului de nori și a zonei de precipitații, însă, este mai mica decât în cazul frontului cald. Precipitațiile ce cad inițial sub formă de averse capătă treptat un

caracter continuu. Un asemenea front relativ “calm” neagitat se numește *front de ordinal întâi* (vezi des. 12).

Altfel are loc formarea *frontului rece de ordinul doi*. Întâinzându-se repede, aerul rece antrenează aerul cald aflat deasupra lui și atunci în dreptul suprafeței frontale apar doi curenți de aer cald. Un curent ascendent se formează în fața frontului. Apare o fâșie îngustă de nori cumulus și cumulo-nimbus, din care cad *ploi torențiale* (precipitații cu caracter de averse). Zona cu precipitații se dispune în fața frontului având lățimea de 40-60 km. Al doilea curent parcă lunecă pe suprafața pământului și nu formează nori. Întâinzându-se repede, aerul rece este frânat de frecarea exercitată de suprafața subiacentă. În același timp aerul rece, aflat la înălțimea de câteva sute de metri, se deplasează mai repede. Suprafața frontală capătă o formă bombată în partea anterioară. O astfel de formă a suprafeței frontale și ciocnirea curenților de aer, ce se mișcă în direcții diferite, duc adesea la formarea unor vârtejuri mari. Vârtejurile au inițial o axă orizontală, rostogolindu-se parcă pe suprafața frontală, însă peste un scurt timp ele se rup în bucăți, capetele lor încep să se lase în jos și în cele din urmă vârtejul orizontal se poate transforma într-un vârtej vertical. Un asemenea front se formează deosebit de frecvent în sud-estul S.U.A., unde fenomenul este cunoscut sub denumirea de *tornado*. În Europa asemenea vârtejuri se numesc *trombe*.

Tromba (tornado) se prezintă sub forma unui stâlp întunecat, având un diametru de câteva zeci de metri. Viteza vântului în trombă atinge 50-100 m pe secundă, depășind uneori 220 m pe secundă. Pe lângă mișcarea de rotație (turbionară) mai are loc și o violentă mișcare ascendentă a aerului. Tromba se deplasează cu o viteză de 40-65 km pe oră. Trombele apar și dincolo de linia frontului în cazul instabilității pronunțate a aerului în straturile inferioare. În procesul

formării trombei (tornado) se observă o îngrămădire de nori având forma unei pâlnii din care coboară treptat în jos un stâlp asemănător cu trompa unui elefant enorm. Ajungând la suprafața pământului sau a apei, vârtejul ridică nisipul sau apa și stâlpul de nori se unește cu vârtejul ridicat de la pământ. Vârtejurile sunt însoțite adesea de descărcări electrice (furtuni). În ultimii ani datorită observărilor făcute cu ajutorul sateliților artificiali a devenit posibil de a îmbunătăți pronosticarea tornadelor și de a reduce întrucâtva pagubele pricinuite de ele.

Dincolo de linia frontului rece aerul rece, deplasându-se deasupra unei regiuni mai calde, adesea devine instabil. Se dezvoltă nori cumulus, ce produc precipitații însoțite uneori de descărcări electrice.

Afară de fronturi calde și reci mai întâlnim și *fronturi* numite *ocluse*. Frontul rece, deplasându-se cu o viteză mai mare decât frontul cald, îl ajunge treptat și în cele din urmă se contopește cu el. Aceasta are loc de obicei în cadrul cicloanelor. Pe măsură ce aerul rece înaintază asupra aerului cald, acesta din urmă se ridică în sus și masa de aer rece din fața frontului cald vine în contact cu masa de aer rece, ce se mișcă în spatele frontului rece. De-a lungul frontului oclus în fața lui se formează nori și precipitații, ca și în cazul frontului cald.

Pe măsură ce aerul rece înaintază, aerul cald se ridică tot mai sus. Când ajunge la înălțimea de peste 1500-2000 m, căderea precipitațiilor încetează, și observatorul constată doar prezența norilor. În timp ce trecerea fronturilor cald și rece este însoțită de un salt brusc al temperaturii (cu câteva grade în 3-4 ore), la trecerea fronturilor ocluse termometrul poate să nu reacționeze.

Fronturile ce escaladează lanțurile de munți se intensifică la urcare (pe povârnișul expus la vânt) și slăbesc (se destramă) brusc la

coborâre. Fenomenul acesta se numește *frontoliză*. Dacă șuvoiul de aer rece în temei de grosime mica întâlnește în calea sa munți înalți, frontul rece, nefiind în stare să escaladeze munții, îi ocolește. Atunci cele două ramificații ale frontului de pe panta ferită de vânt, întâlnindu-se din nou, pot da naștere așa-numitului *front de ocluzie orografică*. În cazul regiunilor aflate în preajma munților la întocmirea pronosticului trebuie să ținem seama de influența *barierei orografice*. În republica noastră asupra stării vremii influențează în mare măsură sistemul muntos al Carpaților, care se află la o depărtare relativ mică de RSS Moldovenească (200-220 km de la Chișinău).

Pe hărțile de topografie barică la altitudini de 8-10-12 km deasupra liniilor fronturilor poate fi urmărită îndesarea izobarelor, ceea ce înseamnă că gradientii barici au aici valori mai mari decât în alte regiuni. Valorile mari ale gradientilor barici condiționează vânturi puternice. După cum s-a spus, vânturile la înălțime suflă de-a lungul izobarelor. Șuvoaiele violente de aer din troposfera superioară, orientate de-a lungul fronturilor atmosferice principale, se numesc *curenți jet*. Ele ating mii de kilometric în lungime, 3-4 km în înălțime și sute de kilometric în lățime. Aceste șuvoaie de aer se mișcă, de regulă, de la vest spre est având o viteză de peste 100 km pe oră. În secțiune transversal curentul are aspectul unei “țevi” de formă ovală. Drept limită convențională a curentului jet este considerate viteza de 100 km pe oră. Viteza vântului în cadrul curenților jet atinge sute de kilometric pe oră de-a lungul axei și scade brusc spre periferii. Înspre masa de aer rece viteza scade cu 12-14 km pe sec. la fiecare 100 km (înspre masa de aer cald – cu \approx 10 m pe sec. la 100 km). Variația vitezei pe verticală constituie 5-10 m pe sec. la 1 km, iar uneori atinge 25-30 m pe sec. la 1 km. Oscilațiile bruște ale vitezelor favorizează formarea vârtejurilor.

Deosebim *curenții jet troposferici* (sub tropopauză) și *stratosferici*. În funcție de latitudinea în care se formează curenții troposferici se subîmpart în *curenți extratropicali*, *subtropicali* și *ecuatoriali*. Curenții extratropicali sunt în legătură cu fronturile arctice și cele temperate. Axa lor se dispune cu 1-2 km mai jos de tropopauză. Ei au lățimi enorme (700-1300 km) și ating grosimi foarte mari (6-10 km). Deasupra frontului rece axa curențului jet se află la o distanță de aproximativ 300 km în spatele liniei frontale pe suprafața pământului, deasupra frontului cald – la o distanță de 600 km în fața liniei frontale. Curenții extratropicali ating viteze deosebit de mari la hotarul dintre continente și oceane (Asia de Est, partea de Est a Americii de Nord, insulele Britanice). În Uniunea RSS ei se observă deasupra Extremului Orient, părții centrale a teritoriului European, Uralului, Siberiei de Vest. Intensitatea curenților jet atinge valoarea maximal între octombrie și martie. Deasupra teritoriului Uniunii RSS viteza lor nu depășește 150-200 km pe oră. În perioada rece a anului ei au un caracter mai stabil.

Curenții subtropicali se formează de-a lungul periferiei nordice a zonei subtropicale de presiune ridicată (anticicloanelor subtropicale). Curenții subtropicali, spre deosebire de cei extratropicali, au un caracter mai stabil și intensități mai mari. Uneori ating viteze fantastice (180-200 m pe sec.)

Curenții jet ecuatoriali, deocamdată slab studiați, spre deosebire de alți curenți jet au direcție inversă (estică).

3. Unele noțiuni din meteorologie sinoptică

Starea vremii și pronosticarea ei constituie obiectul de studio al meteorologiei sinoptice. Cuvântul *sinoptic* provine din cuvintele grecești: *sin* – simultan și *optihos* – privire. Mijlocul principal de studiere a proceselor sinoptice, adică a proceselor care determină

vremea, este *harta sinoptică*. Astfel se numește harta geografică pe care se notează prin cifre și semne speciale rezultatele observărilor asupra vremii, obținute la stațiile meteorologice. Pe hărțile sinoptice cifrele și semnele convenționale se dispun într-o anumită ordine în jurul fiecărei stații conform schemei adoptate de Organizația Meteorologică Mondială. Hărțile sinoptice cuprind de obicei regiuni foarte vaste, care pot fi extinse până la o emisferă sau chiar pe întreaga suprafață a pământului. Deosebim hărți sinoptice ce redau repartizarea elementelor vremii la suprafața pământului și hărți ce arată starea vremii la diferite înălțimi.

Schema trecerii elementelor vremii pe harta sinoptică, deși pare să fie complicate, în realitate este destul de simplă și se memorizează relative ușor. Completarea hărții se face după următorul principiu de bază: fiecare element trebuie să aibă o anumită poziție față de poansonul (cerculețul) stației. Cifrele aflate mai sus de cerculeț din dreapta poansonului indică temperatura, cifrele din stânga indică presiunea aerului. Toate cifrele și semnele sunt grupate în trei colonițe (vezi fig.13).

În centrul grupei de semne se află cerculețul, ce indică poziția stației. Gradul de hașurare al cerculețului indică nebulozitatea. Colonița din stânga stației este compusă din 5 elemente. Sus literele TeTe arată valorile extreme ale temperaturii, adică temperatura maximală sau minimală, pe sub ele TT – temperatura în momentul termenului de observări, mai jos la stânga stației literele ww indică starea vremii în momentul observării. Ea se notează cu semne speciale, de exemplu, ceață, burniță, ploaie, ninsoare, ploaie torențială, furtună, trombă, vârtecuș, păclă ș.a. Semnele acestea, deși sunt foarte numeroase (100), se citesc destul de ușor.

Mai jos de starea vremii se notează *distanța orizontului vizibil* (VV) exprimată în kilometri și, în sfârșit, *temperatura punctului de rouă* (Td Td), care este un indice al umidității aerului. Colonița de la mijloc caracterizează nebulozitatea. Cele două semne aflate deasupra stației arată

forma norilor superiori (Sn) și mijlocii (Sm). Semnul aflat dedesubtul cerculețului indică forma norilor inferiori, iar cifra de alături – cantitatea norilor inferiori. Cifra cea mai de jos arată înălțimea bazei norilor inferiori.

Colonița a treia, din dreapta stației, începe cu trei litere (rrr), ce caracterizează presiunea aerului. Presiunea se citește în felul următor: ultima cifră se desparte prin virgule și se scrie în față cifra 10 sau 9. Dacă prima din cele trei cifre este 6 sau un număr mai mare, se scrie 9, dacă este 5 sau un număr mai mic, se scrie 10. De exemplu, notația 83,6 de pe hartă se citește 983,6 mb, notația 123 se citește 1012,3 mb. Sub presiune urmează două cifre (RR) ce arată tendința barometrică, adică variația presiunii (în zecimi de milibari) pe parcursul ultimelor trei ore, iar semnul de alături (a) indică cum s-a produs această variație (uniform, neuniform ș.a.m.d.). După aceea

urmează semnul (W), ce arată starea vremii în intervalul dintre termenele de observări. Și, în sfârșit, în partea de jos a coloniței se indică cantitatea de precipitații în milimetri RR. Direcția vântului este redată printr-o săgeată. Săgeata orientate spre cerculeț corespunde direcției vântului, iar numărul de hașuri de la capătul săgeții și lungimea lor indică viteza vântului în metri pe secundă.

·Te Te	C _n	
T T	C _m	PPP
WW	⊙	±PP
V V	C _L N _h	W
T _d T _d	h	RR

Дес. 13. Схема ашезэрий семне гор ши цифрелор ын журул пунктулуй стацийей метеороложиче пе харта синоптикэ.

Fig.13 Schema așezării semnelor și cifrelor în jurul punctului stației meteorologice pe harta sinoptică.

Afară de elementele vremii, indicate în jurul fiecărei stații, pe harta sinoptică se trec izobare, poziția fronturilor atmosferice, se notează masele de aer, se hașurează zona cu precipitații; cu semne speciale se notează regiunile de invazii ale aerului rece; pe această hartă mai figurează o serie de alte linii și semne auxiliare.

Pe hărțile de topografie barică pot fi ușor identificate și centrele de presiune joasă și cele de presiune ridicată, adică cicloanele și anticicloanele, ce se formează mai sus de suprafața pământului. Pe baza indicilor de temperaturi, nebulozitate și precipitații se trasează *zonele fronturilor*. Comparând câteva hărți sinoptice, se poate stabili cum se deplasează masele de aer, fronturile, cicloanele și anticicloanele. Calculând viteza și direcția deplasării lor pe baza datelor oferite de hărți, putem anticipa aspectul vremii.

Analiza proceselor de evoluție a vremii pe spații relative mari folosind hărțile sinoptice se numește *metoda sinoptică de analiză și de pronosticare a vremii*. Harta sinoptică permite studierea proceselor de proporții mari (macroproceselor), ce determină vremea.

Întocmirea hărților sinoptice datează de pe la începutul secolului XIX, dar pe hărțile din acea perioadă erau trecute elementele vremii din perioadele precedente.

La 14 noiembrie 1854 pe Marea Neagră lângă coastele Crimeii s-a dezlănțuit o furtună năprasnică, ce a pricinuit mari pagube vaselor franceze și engleze, care staționau lângă Sevastopol (la Balaclava). Studiarea cauzelor catastrofei a fost pusă pe seama unei comisii speciale, al cărei președinte a fost numit matematicianul și astronomul francez Urban Leverier (1811-1871). Alcătuiind hărți sinoptice, Leverier a constatat pe baza lor, că furtuna provocată de un

ciclone s-a deplasat treptat de la strâmtoarea Gibraltar spre Marea Neagră. Astfel a fost dovedit, că hărțile sinoptice pot fi folosite pentru pronosticarea vremii. Această posibilitate a putut fi realizată numai după ce a fost inventat telegraful. Datorită telegrafului a devenit posibil de a transmite datele referitoare la starea vremii mai repede decât se deplasează masele de aer, cicloanele și anticicloanele. Metoda sinoptică a început să se aplice pe scară largă pe la sfârșitul secolului XIX. În Rusia hărțile vremii au început să fie întocmite regulat din anul 1897.

4. Vârtejurile atmosferice. Cicloane și anticicloane.

O importanță deosebit de mare pentru evoluția fenomenelor de timp au vârtejurile atmosferice enorme, adică cicloanele și anticicloanele. Procesele de formare, evoluția și deplasarea acestor enorme vârtejuri atmosferice orizontale sunt cunoscute sub denumirea de *activitate ciclonală* (ciclogeneză). Activitatea ciclonală constituie o verigă a circulației generale a atmosferei, determinând în cea mai mare măsură aspectul vremii în diferite regiuni ale globului pământesc.

Fără a cunoaște mecanismul activității ciclonale este imposibil să înțelegi legile ce guvernează fenomenele de timp. Valorile medii ale vitezelor orizontale, adică vitezele vântului în cicloane ating 30-60 km pe oră (8-16 m pe sec.). În anticicloane ele sunt de obicei mai mici. În cicloane predomină mișcări ascendente ale aerului, în anticicloane – mișcări descendente. Viteza verticală este de 200-300 ori mai mică decât cea orizontală (3-5 cm pe sec. sau 0,03-0,05 m pe sec.), adică aproximativ 100-200 m pe oră. În centrul cicloanelor ce ajung în Moldova presiunea atinge de obicei 980-1000 mb și numai rareori are valori mai mici. Pe timpul iernii în Asia, unde presiunea în general este ridicată, se pot forma cicloane cu presiunea de 1010-1020 mb în centru. La anticicloanele ce străbat

pe teritoriul republicii presiunea în centru este de obicei de ordinul a 1020-1025 mb; în Siberia au fost înregistrate anticicloane cu presiunea de 1050 mb și chiar mai ridicată în centru.

Energia unui ciclon nu prea mare (vântul având o iuțeală de ≈ 10 m pe sec., diametrul de ≈ 1000 km și înălțimea de ≈ 5 km) constituie 2×10^{17} j, adică echivalează cu explozia a 50 mn. t de trotil.

Cicloanele iau naștere în cea mai mare parte în cadrul fronturilor atmosferice pe așa-numitele *unde frontale*, când masa de aer cald pătrunde în aria masei reci. Pe creasta (coama) unei astfel de unde frontale se formează o regiune de presiune scăzută, în jurul căreia începe să se rotească vârtejul enorm al ciclonului. Întrucât ciclonul apare de obicei pe linia frontului, aerul vine din mase atmosferice diferite - calde și reci. Fiind antrenat în mișcarea de rotație, într-o porțiune a ciclonului (de obicei în cea est-sudică) aerul cald înaintază asupra aerului rece și apare un front cald. În altă porțiune aerul rece strâmtorează aerul cald și ia naștere un front rece. Masa de aer cald, cuprinsă între cele două fronturi, formează *sectorul cald al ciclonului*. Frontul rece se deplasează mai repede decât cel cald și ca urmare sectorul cald se îngustează. Aerul rece din spatele ciclonului treptat ajunge din urmă aerul rece din fața ciclonului. Când frontul rece vine în contact cu cel cald, ciclonul ca și cum se stinge, adică se produce fenomenul de ocluzie a ciclonului. Frontul respective poartă denumirea de *front oclus*.

Evoluția ciclonului din momentul apariției lui și până la stingerea complete durează 4-5 zile. În acest interval de timp ciclonul, deplasându-se cu o viteză de 20-40 km pe oră (500-1000 km pe zi), parcurge o distanță de 3-5 mii kilometri. Este de remarcant faptul, că în timpul iernii viteza deplasării cicloanelor este mai mare decât vara. Cicloanele ce ajung pe teritoriul republicii noastre își au obârșia de cele mai multe ori în următoarele două regiuni: în

Oceanul Atlantic la sud de insula Islanda și la nord de insulele Azore. Pentru ca cicloanele din regiunea minimumului Islandic sau cele formate la nord de maximul Azoric să ajungă în sudul Părții Europene, trebuie să treacă 2-3 zile, ba chiar și mai mult. De aceea la noi în Moldova ele ajung des în stadiul de ocludere.

În procesul evoluției ciclonului, în emisfera boreală, în partea lui vestică, adică în sectorul dorsal aerul rece înaintează spre sud și în aceeași direcție se deplasează linia frontului. De aceea următorul ciclon apare la o distanță de 300-500 km mai la sud decât cel precedent, al treilea – și mai la sud ș.a.m.d. De obicei iau naștere 3-4 cicloane, ce formează așa-numita serie sau *familie de cicloane*. În perioada când se formează și trece familia de cicloane caracterul vremii rămâne același (de exemplu, timpul ploios în unele regiuni și senin în altele). O astfel de perioadă poartă denumirea de *perioadă sinoptică naturală* și durează 5-7 zile (durata medie – 6 zile). Această legitate este utilizată pe scară largă de sinopticieni la întocmirea pronosticării vremii.

Trecerea cicloanelor este însoțită de timp urât. La început timpul corespunde frontului cald, după aceea se modifică căpătând caracterul frontului rece și, în sfârșit, caracterul timpului din cadrul unei mase reci (în spatele ciclonului). În cazul ciclonului relative tânăr, când fronturile n-au dovedit să se unească și sectorul cald este încă bine exprimat (pronunțat), între perioada cu vreme urâtă însoțită de burniță și vânt sud-vestic al frontului cald și perioada cu averse și vânt nord-estic al frontului rece există o pauză, când domină vremea corespunzătoare masei calde. Dacă ciclonul se află în stadiul de ocludere, vremea ploioasă a frontului cald se schimbă odată cu vremea ploioasă a frontului rece. Se poate întâmpla, însă, ca trecerea ciclonului să nu fie însoțită de precipitații. Aceasta are loc în cazul, când centrul ciclonului se află cu mult mai la sud de regiunea

respective și traiectoria fronturilor atmosferice trece de deasupra altor regiuni.

Pentru Moldova o deosebită importanță au cicloanele frontului temperat ce vin primăvara dinspre Atlantic. Ele ne aduc precipitații, care sunt atât de bine venite în acest anotimp. E destul, însă, ca linia frontului principal să se deplaseze mai la nord sau, dimpotrivă, să rămână undeva mai la sud, ca în Moldova, mai ales în partea ei sudică, să domine seceta.

Din Islanda până la noi ajung cicloanele frontului arctic. Ele sunt deosebit de frecvente toamna și iarna (când frontul arctic migrează spre sud). Masele de aer ale acestor cicloane, însă, sunt mai sărace în umezeală.

Un tip de cicloane deosebit se formează în latitudinile tropicale deasupra suprafeței calde a oceanului între 5° și 20° în emisfera de nord și cea de sud (mai adesea între 10° și 15°). Acestea sunt cicloanele tropicale care au diametre mult mai mici (până la 1000 km), dar se extind până la 15-18 km pe verticală. Presiunea în centrul acestor cicloane atinge de obicei 960-970 mb (720-730 mm), dar sunt cunoscute cazuri când valorile presiunii au fost și mai scăzute. În ciclonul „Ida” (anul 1918) s-au înregistrat 877 mb (658 mm!). În cicloanele tropicale vântul atinge viteze enorme (uneori până la 120 m pe sec.). Asemenea viteze nu pot fi înregistrate de aparatele cu care sunt înzestrate stațiile meteorologice. Despre puterea distrugătoare a acestor vânturi catastrofale ne vorbesc doar urmările (copacii smulși din rădăcini, clădiri distruse ș.a.). Doar vântul cu o viteză de “numai ” 29 m pe secunde de acum se consider uragan.

Vitezele catastrofale sunt condiționate de valorile foarte mari ale gradientilor barici. Dacă în cicloanele extratropicale gradientul

este egal de obicei cu 2-4 mb la 111 km, în cicloanele tropicale el atinge 20-40 mb, iar uneori chiar și 40-60 mb la 111 km.

Viteza deplasării centrelor cicloanelor tropicale este de 3-4 ori mai mica decât a celor extratropicale (10-12 km pe oră \approx 3-4 m pe sec.).

Spre deosebire de cicloanele extratropicale ce înaintează dinspre vest, cicloanele tropicale înaintează de obicei spre vest. Ajungând la latitudinea de 25° - 30° , cicloanele tropicale se îndreaptă spre est, transformându-se (regenerând) în cicloane extratropicale obișnuite. Luând naștere deasupra oceanului și înaintând spre țărm, cicloanele tropicale provoacă distrugerii colosale. Întrucât pe ocean sunt puține stații meteorologice, cicloanele tropicale se năpusteau deseori asupra țărmurilor înainte de a fi anticipate. Astăzi, datorită informației oferite de sateliții artificiali, a devenit posibil de a-i preveni pe locuitorii regiunilor de pe litoral despre apropierea cicloului tropical. “Serviciul” sateliților artificiali salvează în fiecare an mii de vieți omenești, reducând considerabil pierderile material, pricinuite de cicloanele tropicale.

În cursul anului se formează în medie 80 de cicloane tropicale, inclusiv 60-65 în emisfera nordică și numai 15-20 în cea sudică. Deosebit de frecvente (30 în cursul anului) sunt cicloanele la țărmurile Asiei de sud-est (insulele Filipine, Japonia, China, Vietnam), unde sunt cunoscute sub denumirea de taifunuri (în traducere din limba chineză “tai” înseamnă puternic și „fan” – vânt). În regiunea insulelor Antile cicloanele tropicale (8-10 pe an) poartă denumirea de uragane. (Astăzi această denumire se întrebuințează pentru orice vânt puternic având viteza de peste 29 m pe sec.)

Originea cuvântului *uragan* nu este pe deplin clară. Unii socot că el provine de la cuvântul “huracan”, care în limba locuitorilor Indiilor de Vest înseamnă vânt puternic, alții susțin că se

trage de la cuvântul Hunracan – zeul vântului la indienii Guatemalei. În Oceanul Indian, în apropierea Australiei, cicloanele tropicale au denumirea locală vili-vili.

Uraganelor tropicale li se atribuie nume proprii (de obicei nume de femei).

Formarea cicloanelor tropicale este legată de mase aeriene foarte umede și instabile din punct de vedere termic ce iau naștere în latitudini tropicale deasupra oceanelor, unde temperatura la suprafața apei depășește 27°. În cazul unor invazii de aer rece din latitudini mai înalte ele capătă un caracter de instabilitate mai pronunțat; ca rezultat, se intensifică mișcarea ascendentă a aerului. Ridicarea bruscă a aerului este însoțită de condensări rapide a vaporilor de apă și de degajarea unei cantități mari de energie pe contul căldurii de vaporizare latent. Anume prezența acestei energii la diferite altitudini condiționează vitezele colosale de rotație a vârtejului. Cicloanele tropicale se caracterizează printr-o convecție violentă, prin nebulozitate cumuliformă însoțită de furtuni și ploi torențiale foarte puternice. De aici e clar că trecerea unui astfel de ciclon este un adevărat cataclism. Omul deocamdată nu este în stare să oprească procesul de formare a cicloanelor; el poate doar să anticipeze dezlănțuirea stihiei și să preîntâmpine urmările ei. Un rol deosebit în prevenirea acestor fenomene îl joacă, după cum s-a spus, observările făcute cu ajutorul sateliților artificiali. Zona de acțiune distrugătoare a cicloanelor tropicale atinge 100-200 km, iar în cazul unor taifunuri puternice – 1000 km.

Uraganele tropicale provoacă furtuni puternice pe mare. Bunăoară, la 7 octombrie 1737 în golful Bengal ciclonul a ridicat valuri de 12 m înălțime, care, năvălind asupra țărmurilor, au distrus câteva localități. S-au pierdut 250 mii de oameni și circa 30 mii de ambarcațiuni de tonaj diferit. Taifunul care a avut loc la 26

septembrie 1959 în Japonia a distrus 300 000 de case, a lipsit de adăpost 1,5 mn de oameni, a răpit 5000 de vieți omenești. 15 mii de oameni s-au ales cu trauma grave. La 15 septembrie 1961 în ciclonul dezastruos ce s-a năpustit asupra coastei estice a Asiei viteza vântului depășea 300 km pe oră.

În centrul ciclonului tropical se formează o regiune, unde are loc mișcarea descendentă și nu ascendentă ca de obicei. Aici nori se împrăștie și vântul încetează. Regiunea aceasta cu diametrul de aproximativ 30 km se numește “*ochiul furtunilor*”. Navele, însă, nu reușesc să se mențină mereu în centrul ciclonului, fără să iasă dincolo de limitele “*ochiului furtunilor*”.

În Uniunea RSS cicloanele tropicale ajung foarte rar. Ele afectează de obicei Primoria, Sahalinul, Kamceatka, ținutul Habarovsk. Numărul lor este în general redus și ele ajung în aceste regiuni în stare atenuată.

Vârtejurile cu presiune ridicată în centru, adică **anticicloanele**, se formează de cele mai dese ori în troposfera mijlocie (5 km), când are loc mișcarea convergentă a aerului.

Evoluția anticiclonului începe cu apariția unei arii de presiune ridicată sub curenții de aer în convergență. Un anticiclon tânăr se formează de obicei în cadrul unei mase reci în spatele ciclonului și inițial apare pe harta izobarelor sub formă de dorsală anticiclonică. Treptat pe ea se instalează o regiune de presiune ridicată închisă, ce poate fi urmărită până la altitudinea de 2-2,5 km. Presiunea înaltă în centru generează lână suprafața pământului curenți de aer, ce diverg de la centru spre periferii, adică la suprafața curenții aeriene în anticiclon sunt divergenți. Resfirarea aerului lângă suprafața pământului este compensate de afluxul aerului la înălțime. Fiind supus mișcării descendente și comprimării treptate, aerul se

încălzește adiabatic se îndepărtează de la punctul de rouă (de la temperatura de condensare a vaporilor de apă).

În atmosfera liberă apar la înălțime straturi de aer relativ calde (*inversie de comprimare*), care împiedică convecția și mișcările ascendente.

De aceea în anticicloane nu se formează mari sisteme de nori și predomină vremea senină, uscată.

În timpul iernii în anticicloane, aerul coborât de la altitudini mari suferă comprimare și, deci, și încălzire. Venind în contact cu suprafața foarte rece a solului, formează un strat de inversie în imediata apropiere de suprafața terestră. Aceste inversii de mică altitudine deseori sunt cauza formării ceții sau unei pânze subțiri de nouri stratiformi. În timpul verii, invers, pe vreme senină suprafața pământului pe alocuri se încălzește puternic și stratificația aerului devine nestabilă. Se formează *curenți ascendenți (convectivi)* cu caracter local și se dezvoltă nori cumulus ce se numesc *nori cumulus de vreme frumoasă*. În procesul evoluției sale anticicloul se extinde în înălțime și, în sfârșit, ajunge la 8-12 km. Aria de presiune ridicată și curenții divergenți se intensifică nu numai la suprafața pământului pe harta sinoptică, dar și pe hărțile de topografie barică de la diferite altitudini. Alimentarea cu aer a anticicloului la înălțime încetează și el începe să se stingă treptat. Ciclul de dezvoltare a anticicloului durează de la câteva zile până la câteva luni.

Există o categorie de anticicloane, care se formează în cadrul seriei (familiei) de cicloane. O parte din ele (anticicloanele mobile) apar pe crestele reci ale undulațiilor frontale. Ele se mișcă împreună cu cicloanele. Altă categorie de anticicloane de dimensiuni ceva mai mari se nasc în spatele seriei de cicloane. În emisfera nordică anticicloanele se rotesc în sensul acelor de ceasornic. La periferia estică vine aerul din latitudini mai înalte; aici e mai frig. La periferia

vestică, unde predomină transportul sudic al aerului, este mai cald. Aici sunt mai frecvente cețurile și nebulozitatea.

În latitudini joase anticicloanele în mișcare se încălzesc și devin din ce în ce mai înalte. Astfel iau naștere anticicloanele subtropicale de înălțime, înalte și puternice. Aceste anticicloane sunt relativ puțin mobile, în special deasupra regiunilor subtropicale ale oceanelor, unde ele pot fi urmărite pe hartă în cursul întregului an. În emisfera nordică, unde latitudinilor subtropicale le corespund două oceane, există două regiuni aproape constante de îngrămădire a anticicloanelor – Maximul Azoric în Oceanul Atlantic și Maximul Hawaic în Oceanul Pacific. Aceste două maxime sunt deosebit de bine pronunțate în timpul verii (iunie). În emisfera nordică, la periferia sudică a acestor anticicloane aerul se mișcă de la nord-est spre sud-vest și vest. Acestea sunt alizeele, adică vânturile, ce suflă din regiunea subtropicală de presiune ridicată (anticicloul subtropical) spre regiunea ecuatorială de joasă presiune. În emisfera sudică a celor trei oceane situate în latitudini subtropicale le corespund 3 maximuri: *Sud-Atlantic* (sau Sf. Elena), *Sud-Indian* și *Sud-Pacific*.

Stabilizarea relativă a anticicloanelor are loc adesea și în latitudini temperate și chiar în cele subpolare, fiind cauzată de răcirea puternică a straturilor inferioare și de advecția (afluxul) permanentă a aerului rece. Astfel se formează renumitul Anticiclou (maximum) Siberian sau Asiatic ce se instalează iarna în Siberia și analogul său – Anticicloul canadian, care este ceva mai slab. În caz dacă anticicloul staționează multă vreme în latitudini temperate, curenții de aer ce vin dinspre vest îl ocolesc. Un astfel de anticiclou se numește *anticloun de blocare*. În dependență de localizarea lui se formează un anumit tip de circulație atmosferică.

În anticicloane, mai ales în centrul lor, gradientii barici au valori mai mici decât în cicloane. Ca rezultat, viteza vântului este de

obicei neînsemnată, iar în centru sunt frecvente chiar stările de calm. Predominarea anticicloanelor în latitudinile subtropicale (30-35°) ale ambelor emisfere condiționează aici formarea vremii senine și fără vânt și de aceea foarte calde. De aceeași natură este și vremea senină din Siberia de Est, ce este însoțită de geruri uscate, fără vânt (Anticicloul Siberian). La periferia anticicloulului mișcarea aerului este mai intensă. Aici suflă vânturi cu viteze de câțiva metri pe secundă și chiar mai puternice.

Anticicloanele în ansamblul lor, fiind mai puțin mobile decât cicloanele, favorizează staționarea îndelungată a maselor de aer deasupra unei regiuni oarecare. Ca rezultat, aerul capătă proprietăți respective. Anticicloanele puțin mobile constituie regiunea de formare a maselor aeriene. Întrucât în anticicloane nu se formează nori, ei lasă ușor să treacă radiația termică. Prin urmare, radiația efectivă este aici mai mare. Regiunile, în care predomină anticicloanele, constituie "spărturi", unde planeta noastră pierde căldura. Chiar și anticicloul aflat deasupra Saharei, unde se înregistrează cele mai mari temperaturi de pe glob ale aerului, pierde o cantitate enormă de căldură prin radiație în spațiul cosmic.

Pe contul încălzirii de către razele solare a suprafeței subiacente neumbrite încălzirii aerului la coborâre (proces adiabatic uscat) anticicloanele din troposfera emisferei de nord sunt în medie cu 7 ° mai calde decât cicloanele. În stratosferă, însă, temperatura deasupra anticicloanelor este mai scăzută.

Regiunile globului pământesc, unde se menține timp îndelungat o presiune medie înaltă sau scăzută, se numesc *centri de acțiune ai atmosferei* sau *centre barice*. Centri în care predomină presiunea ridicată (anticicloanele) se numesc *maximuri*, iar cei în care predomină presiunea scăzută (cicloanele) - *minimuri* .

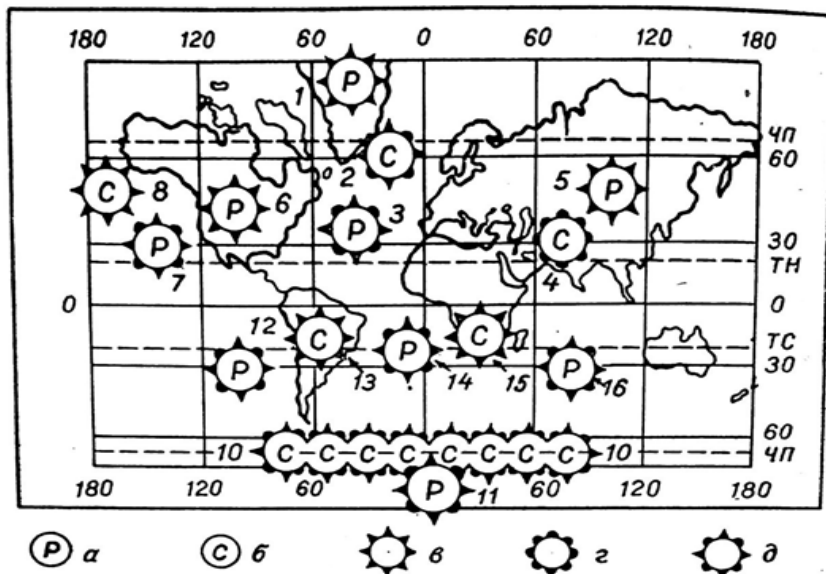


Fig. 14. Localizarea centrelor de acțiune principale ai atmosferei

— максимум; б — минимум; в — централ барик актив нумай яра; з — централ барик актив нумай вара; д — централ барик актив ын курсул ынтегругулуй ан.

1 — Максимум Гроенландик; 2 — Минимум Исландик; 3 — Максимум Азорик; 4 — Минимум Ираниян; 5 — Максимум Сибериян; 6 — Максимум Канадиян; 7 — Максимум Хаваик; 8 — Минимум Алеутик; 10 — Брыул де пресиуне скэзутэ дин журул Антарктидей; 11 — Максимум Антарик; 12 — Максимум Суд-Пачифик; 13 — Минимум Суд-Американ; 14 — Максимум Суд-Атлантик; 15 — Минимум Суд-Африкан; 16 — Максимум Суд-Индиян.

Fig.14 Localizarea centrelor de acțiune principale ai atmosferei.

Deosebim centri permanenți, care sunt active în cursul întregului an și centri sezonieri, care sunt active pe parcursul unui sezon oarecare. În centrul de acțiune ai atmosferei ia naștere mișcarea aerului. Ei exercită o foarte mare influență asupra circulației atmosferei, determinând formarea și deplasarea maselor de aer și a fronturilor atmosferice. Centrul de acțiune condiționează aspectul vremii și în ultimă instanță regimul ei multianual (plurianual), adică clima. O importanță deosebit de mare pentru emisfera de nord au următorii centri de acțiune ai atmosferei. **Minimul Islandic** (se menține întregul an, fiind mai active în timpul iernii), **Minimul**

Aleutin (numai în timpul iernii), **Maximul Azoric** (există tot anul, fiind mai active vara), **Maximul Siberian** (numai iarna), **Maximul Canadian** (numai iarna), **Minimul Pakistanian** sau **Iranian** (numai vara), **Minimul Mexican** (numai vara). L întocmirea pronosticurilor vremii este necesar să se țină seama de poziția acestor centri, de gradul dezvoltării și direcția rotației lor.

Și totuși, de ce depinde starea vremii? Din cele spuse rezultă, că ea depinde de faptul, cum încălzesc razele solare pământul, ce fel de mase aeriene pătrund la noi, ce origine și proprietăți au ele; unde sunt situate fronturile atmosferice. Dacă a pătruns un ciclon sau anticiclon, în ce stadiu de dezvoltare se află? În ce parte (vestică, estică, nordică sau sudică) a ciclonului sau anticiclonului au nimerit, ce proprietăți are suprafața subiacentă în localitatea noastră, ce procese au loc în acest timp în troposfera mijlocie și superioară și în stratosfera ce se află deasupra localității noastre ș.a.m.d.

VI. Materiale pentru caracteristica climei RM

“Aici un cer albastru îl întâlnesc mai mult.
Nici ger cumplit, nici iarnă cu veselul tumult...”

A.S.Пушкин

Clima Moldovei, adică totalitatea proceselor atmosferice caracteristică teritoriului ei este determinată de procesele, legate de circuitul căldurii și al umezelii. Caracterul circuitului de căldură (caloric) și al circuitului de umezeală, la rândul său, este condiționat de următoarele trei grupuri de factori: a) **factorii de radiație**, adică afluxul și pierderea energiei prin radiație, determinate în primul rând de latitudinea locului; b) **factorii de circulație**, adică proprietățile maselor de aer, direcția deplasării lor, poziția fronturilor atmosferice, evoluția cicloanelor și anticicloanelor, influența centrilor de acțiune (barice) ai atmosferei; c) **proprietățile suprafeței subiacente**, adică așezarea față de mări și oceane, formele de relief, caracterul învelișului pedo-vegetal, prezența construcțiilor ș.a.

Luată în ansamblu, clima Moldovei este temperată, având caractere de tranziție de la clima oceanică la cea continentală, cu cantitatea suficientă și insuficientă în partea sudică.

1. Factorii de radiație

Factorii de radiație sunt condiționați în primul rând de faptul, că teritoriul republicii se află la 45-48° latitudine nordică. Aceasta determină înălțimea Soarelui deasupra orizontului și durata medie a intervalului de timp dintre răsăritul și apusul Soarelui și creează condiții bune de iluminare în cursul întregului an. Durata zilei oscilează între 8 ore 18 min. și 16 ore 10 min. la nordul republicii (Naslavcea) și între 8 ore 35 min. și 15 ore 42 min. la sud (Giurgiulești).

Tot de latitudine depinde și durata posibilă a strălucirii soarelui . Numărul real de zile cu soare este întotdeauna ceva mai mic decât cel posibil. Durata medie reală a strălucirii Soarelui oscilează la noi între 2327 ore (Cahul) și 2064 ore (Briceni). Aceasta constituie 56-50 % din strălucirea posibilă. Iarna prin decembrie-februarie Soarele este acoperit adesea de nori (20-30% din strălucirea posibilă), vara este în cea mai mare parte neacoperit (75% la sud și 60% la nord). Numărul de zile când soarele nu apare din nori la noi în Moldova este mic (60-70 de zile la sud și 70-80 de zile la nord).

Observările instrumentale sistematice directe asupra factorilor de radiație, adică *observările actinometrice* se efectuează la noi în Moldova numai la stația Chișinău. Prin radiație solară totală (adică radiația directă împreună cu cea difuză) teritoriul republicii primește 105-115 kkal/cm² pe an. Deci, epitetul “însorită”, ce se atribuie de obicei republicii noastre, este pe deplin justificat. Anual teritoriul RM primește de la Soare aproximativ $3,7 \times 10^{16}$ kkal ($1,5 \times 10^{20}$ j). O asemenea cantitate de energie ar necesita 55 mld. t de combustibil convențional, iar pentru transportarea acestui combustibil convențional ar fi nevoie de 100 mn. vagoane. Zilnic aceasta ar constitui 400 garnituri de tren a câte 70 de vagoane.

În cursul anului aceste vagoane ar forma o garnitură de tren de 5 ori mai lungă decât distanța de la Pământ la Lună. Un astfel de tren e de peste 50 de ori mai lung decât ecuatorul Pământului.

Pentru comparație mai trebuie să spunem, că consumul mondial de energie a atins în 1975 8,2 mld. t de combustibil convențional. Deci, cantitatea de energie pe care RM o primește anual de la Soare depășește de peste 6 ori tot consumul mondial de energie.

Tabelul 8

Distribuția elementelor bilanțului de radiație
Stația Chișinău (kkal/cm²)

Radiația	No tări le	Lunile anului												Val oar ea anu ală
		I	II	III	I	V	V	V	V	I	X	X	X	
Direc tă pe o supra față orizo ntală	S'	1 , 1	1 , 6	3 , 7	5, 3	8 , 2	9, 4	10 , 8	9, 1	6, 3	3 , 6	1 , 2	0, 6	60,9
	D Q A%	1 , 9 3	2 , 6 4	4 , 3 8	6, 11 , 4 16	6 , 8 1	7, 16 , 19	6, 17 , 19	5, 8 , 18	4, 3 , 10 18	3 , 6 2	1 , 7 2	1, 4 0 3 6	52,0 112,0 20
Difuz ă totală	Efe	3 , 0	4 , 2	8 , 0	16 , 0	1 , 5	19 , 8	19 , 5	18 , 4	18 , 5	2 , 6	2 , 9	3 , 0	40
Albe doul % (med ia)	R	9 , 2	2 , 2	2 , 2	8 , 2	4, 5	8 , 5	4, 5	8 , 5	4, 5	8 , 5	0 , 0	0 , 0	49,7
Radi ația efecti vă		2 , 0			5, 7		8, 8	9, 3	7, 8	5, 0			- 0, 3	
Bilan țul de radiaț ie		2 , 6	0 , 0	3 , 0	3 , 0						2 , 5			

Distribuirea în cursul anului a elementelor principale ale bilanțului de radiație în kkal/cm² și albedoul în % pot fi ușor urmărite pe tabelul 8 alcătuit pe baza datelor publicate în îndreptare și a hărților lui Л.И.Сакали.

În Moldova bilanțul de radiație este negativ numai în ianuarie și decembrie. Restul anului afluzul de energie ce ne vine sub formă de radiație depășește pierderile de energie. Luată în ansamblu, radiația totală în RM are valori apropiate de cele medii caracteristice pentru latitudinile respective.

Tabelul 9

Raioanele nordice și sudice ale RM

Radiația totală*	Raioanele	Vara	Iarna	În cursul anului
	Nordul	44	0,5	101
	Sudul	50	10	113
Albedoul (%)	Nordul	17	50	22
	Sudul	20	30	20
Bilanțul de radiație de undă scurtă	Nordul	36	5	83
	Sudul	41	6,5	94
Radiația efectivă*	Nordul	14	5	39
	Sudul	14,5	5,5	41
Bilanțul de radiație*	Nordul	22	0,4	56
	Sudul	27	1,3	54

O mare importanță pentru regimul de radiație are *transparența atmosferei*. Transparența medie anuală oscilează între 0,73 și 0,70 în raport cu atmosfera ideal pură (complet lipsită de impurități). Cele mai mici valori ale transparenței se înregistrează vara în sudul republicii (0,67), cele mai mari (0,77-0,78) – în luna februarie la nord. Albedoul atinge în medie 18-20% pe an. Valorile maxime (30-50%) se înregistrează iarna (zăpadă), primăvara se

reduc la 18-20% (solul umed), vara – la 17-20% și toamna – la 16-17%. Pe unele sectoare albedoul diferă mult de medie. Albedoul zăpezii proaspăt căzute poate să atingă 85-90%, iar al unui câmp proaspăt arat cu soluri umede de cernoziom este de abia 5-7%. Un lan de grâu, orz sau secară reflect 22-25%, iarba verde – 17-20%, iarba uscată – 16-20%, pădurea de stejar – 14%. O mare cantitate de reflecție au suprafețele acoperite cu beton (30-40%), cu asfalt (10-30%), pereții tencuiți (73-67%). Cunoașterea albedoului ajută la determinarea gradului de încălzire a sectoarelor respective ale suprafeței terestre. Factorii de radiație ai climei nu pot fi dirijați de către om decât într-o măsură relativ mică. Și totuși, omul modifică suprafața subiacentă și în așa fel schimbă albedoul.

Fumul, praful, gazele ce nimeresc în atmosferă din coșurile uzinelor și din motoare modifică transparența aerului. Ca urmare, bilanțul de radiație care părea absolut inaccesibil pentru influența omului este parțial modificat.

2. Factorii de circulație

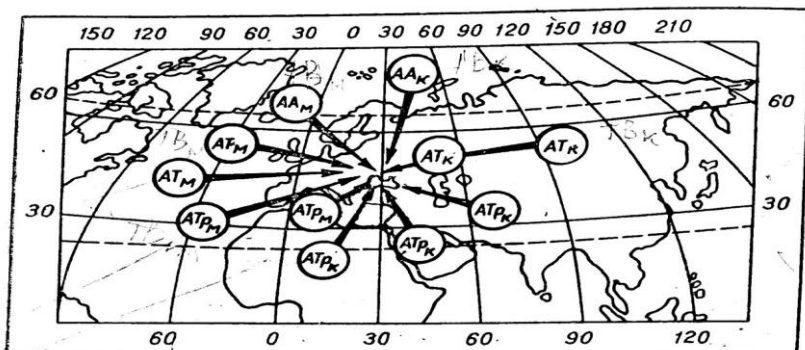
Trăsăturile principale ale circulației atmosferei deasupra teritoriului Moldovei sunt determinate în primul rând de așezarea ei în preajma graniței sudice a zonei temperate, în al doilea rând, de poziția relative apropiată de periferia nord-vestică a celui mai mare continent (Eurasia), în al treilea rând, de așezarea republicii la periferia sud-vestică a Câmpiei Europei de Est accesibilă vânturilor nordice și într-o măsură mai mică de vecinătatea Mării Negre la sud-est și a munților Carpați la Vest .

Procesele de circulație atmosferică deasupra teritoriului RM se caracterizează printr-o mare variabilitate și complexitate. Spre deosebire de factorii de radiație, care prezintă variații lente în cursul anului, condiționând schimbări regulate și stabile de la un sezon la altul, mecanismele de circulație prezintă variații mult mai neregulate

și mai frecvente, determinând atât modificări rapide și bruște ale vremii în cursul anului, cât și amplitudini mari de oscilație a temperaturii, precipitațiilor, presiunii atmosferice și altor elemente ale vremii de la an la an.

Masele aeriene. Pentru RSSM principalul factor de circulație atmosferică îl constituie predominarea pe teritoriul republicii noastre a aerului temperat continental (ATc). Din numărul total de cazuri ATc îi revine în medie aproximativ 65% la nord și 75% la sud. El are o frecvență deosebit de mare toamna și în prima jumătate a iernii. De cele mai dese ori ATc se formează deasupra republicii noastre din aerul arctic și aerul temperat maritim (ATm). Mai rar ATc pătrunde la noi dinspre est, aducând vreme caldă, uscată și senină vara și vreme geroasă cu cer senin iarna.

Datorită faptului, că teritoriul republicii noastre este așezat relative aproape de Oceanul Atlantic, la noi se resimte adesea influența aerului temperat maritim (ATm) ce pătrunde dinspre Atlantica. ATm este mai frecvent (20% de cazuri) în părțile nordice ale republicii decât în cele sudice (10-12% de cazuri). El este adus la noi de obicei de anticicloane ce vin în spatele cicloanelor ocluse ale frontului temperat și s-au format mai la nord de regiunea Maximului Azoric. Iarna ATm completează sectorul cald al cicloanelor frontului arctic, ce se deplasează din regiunea Minimului Islandic. În timpul verii ATm se încălzește repede (cu 3-4° în 24 de ore) și ca rezultat scade brusc umiditatea lui relative (până la 50-60%). El aduce răcirea vremii, precipitații, mai ales cu caracter torențial, uneori furtuni. În timpul iernii invaziile de ATm sunt însoțite de dezghețuri, ceață, polei, de nebulozitate stratiformă de nori inferiori, burnițe.

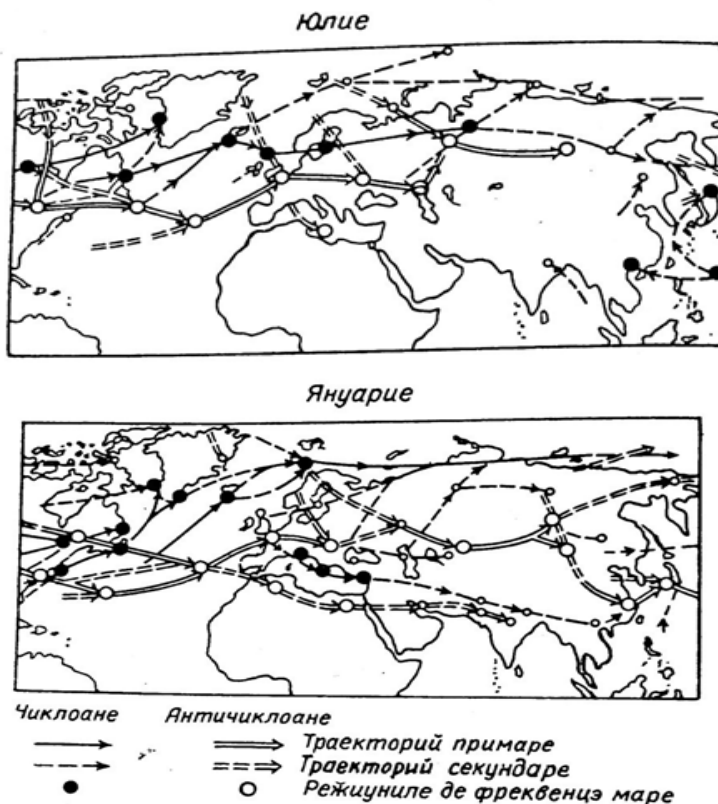


Дес. 15. Режиуниле принципале де formare а диферителор типурь де масе де aer че пэтрунд пе териториул РСС Молдовенешть.

fig.15 Regiunile principale de formare a diferitelor tipuri de mase de aer ce pătrund pe teritoriul republicii Moldova.

Aerul arctic (AA), care are acces liber datorită întinderilor deschise ale Câmpiei Europei de Est, este frecvent la noi în cursul întregului an. Deși invaziile de AA constituie doar 15% de cazuri la nord și 10% la sud, ele au o importanță foarte mare pentru aspectul vremii, determinând de obicei scăderi bruște ale temperaturii (uneori cu 15-20° în 24 de ore). Deosebit de periculoase (nedorite) sunt invaziile de AA primăvara, când ele provoacă înghețuri dezastruoase. AA este deosebit de frecvent la noi iarna și primăvara (începând cu luna decembrie și terminând cu luna mai), când limita răspândirii lui este deplasată spre sud. În această perioadă invaziile de AA constituie 10-15% de cazuri la sudul republicii și 12-22% la nord. Iarna AA aduce vreme senină și uscată cu geruri și temperaturi nocturne foarte coborâte. Anume de invaziile aerului arctic sunt legate, de regulă, minimele absolute de temperaturi înregistrate la stațiile noastre. În perioada caldă a anului AA pătrunde mai rar (6-8% în iunie, 4-10% în iulie și august), aducând de obicei timp rece, nestabil cu nebulozitate cumuliformă și ploi de scurtă durată. AA

vine de cele mai dese ori direct din Arctica sub formă de nuclee puternice de presiune ridicată în spatele seriei de cicloane ale frontului arctic ce se deplasează rapid de la NV spre SE.



Дес. 16. Схема депласэрий чиклоанелор ши антициклоанелор ын емисфера де норд (дупэ И. Блютген).

fig.16 Schema deplasării cicloanelor și anticicloanelor în emisfera de nord (după I. Blüthen).

Ajunând la noi, AA se încălzește repede (cu 2-3° în 24 de ore la nivelul suprafeței terestre și cu 1-2° la 3000 m înălțime). În cursul săptămânii temperatura lui se ridică cu 15-18°. În același timp

are loc scăderea umidității relative cu 30-40%. Asemenea invazii aduc de obicei timp uscat.

Aerul tropical (ATr) pătrunde la noi relativ rar (4-6% de cazuri). ATr maritime se deplasează în sectoarele calde ale cicloanelor, ce trec deasupra bazinului Mediteranean și nu staționează multă vreme deasupra teritoriului republicii noastre. El este mai frecvent iarna și provoacă încălzirea bruscă a vremii, precipitații abundente, nebulozitate cu nori în etajul de jos. Vara el pătrunde la noi mai rar, aducând vreme posomorâtă cu nebulozitate cumuliformă și precipitații abundente.

Aerul tropical continental (ATc) pătrunde ceva mai des pe teritoriul RSS Moldovenești. În timpul verii el se formează uneori din ATc chiar deasupra raioanelor sudice ale republicii și regiunilor alăturate ale sudului Părții Europene a uniunii RSS și ale șesului Dunării Inferioare și aduce vreme foarte caldă și uscată cu o mare nebulozitate cumuliformă. ATrc de origine asiatică aproape că nu nimerește pe teritoriul republicii noastre. În general pătrunderi de ATr se semnalează mai ales vara, în iulie (17% la nord, 25% la sud).

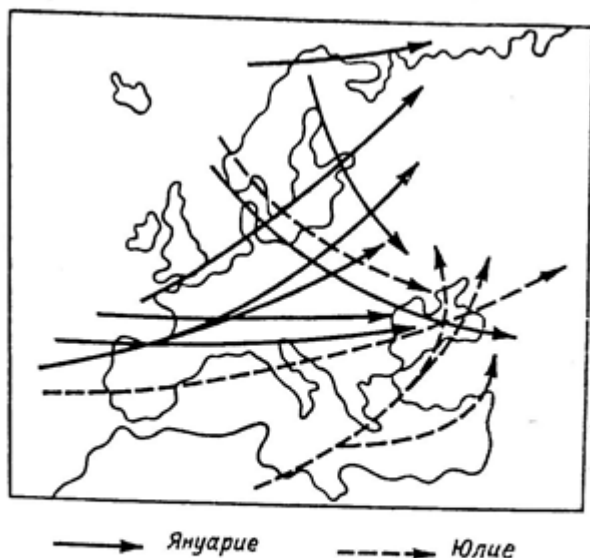
Transformarea aerului atlantic umed în aer continental uscat joacă rolul principal printre procesele atmosferice, ce se desfășoară deasupra teritoriului RSS Moldovenești. Vara solul încălzit provoacă o convecție violentă și ca urmare transformarea rapidă a aerului. Iarna, când convecția slăbește, rolul proceselor de transformare a aerului atlantic sunt legate în primul rând de răcirea ATm și de reducerea conținutului de umezeală, mai ales deasupra părții de nord a republicii, unde se menține un înveliș de zăpadă stabil.

Întrucât teritoriul Republicii Moldova este situat în apropiere de hotarele regiunilor climatice diferite, aici pătrund adesea (în special iarna) mase aeriene cu proprietăți foarte diverse, ceea ce are ca urmare schimbarea frecventă a stării vremii. Variații deosebit de

bruște ale vremii au loc în legătură cu trecerea fronturilor atmosferice. Numărul de zile cu vreme frontală ajunge la noi în republică la 120-140. Trecerea fronturilor atmosferice este cauzată, de regulă, de mișcarea cicloanelor. Cicloanele ce pătrund în Moldova se formează de cele mai dese ori deasupra Oceanului Atlantic, la 3000 – 3500 km depărtare de RM, și ajung la noi, de regulă, în stadiul de ocludere. Ca rezultat, pe teritoriul republicii noastre predomină fronturi ocluse. Numărul de zile cu fronturi ocluse depășește în medie de două ori numărul de zile cu fronturi reci și fronturi calde luate la un loc. Fronturile ocluse și fronturile calde sunt mai frecvente în timpul iernii. Fronturile reci se repartizează aproape uniform în cursul anului. În imediata apropiere de teritoriul RSS Moldovenești se instalează (vara la latitudinea 55-58° și iarna la latitudinea de 35-38°) zona frontală planetară de mare înălțime. Așezarea RM aproape la mijloc între poziția de vară și cea de iarnă a zonei frontale planetare constituie un factor important de intensificare a activității frontale intense.

Cicloane și anticicloane. În cursul anului pe teritoriul RM vremea anticiclonală predomină asupra vremii ciclonale. În total pe republică se numără în medie 235-240 de zile cu vreme anticiclonală și 125-130 de zile cu vreme ciclonală. Vremea ciclonală predomină iarna și primăvara. Vremea anticiclonală este mai frecventă toamna și vara. Aceasta determină numărul mare de zile senine cu soare la sfârșitul verii și toamna. Vara se intensifică Anticicloul Azoric și o ramificație a lui se extinde spre răsărit (pătrunzând uneori pe teritoriul RSS Moldovenești). Iarna Anticicloul Azoric devine mai slab și se micșorează. În această perioadă se activează Anticicloul Siberian, a cărui influență se resimte mai ales la sfârșitul iernii și începutul primăverii. De-a lungul periferiei nordice a Maximului Azoric se deplasează un curent de aer dinspre Atlantica. De aceea

predominarea transportului vestic este deosebit de pronunțată în timpul verii, constituind $\frac{2}{3}$ din totalul cazurilor.



Дес. 17. Скема депласэрий чиклоanelор пе териториул РСС Молдовенешть (дупэ А. А. Борисов).

Fig.17 Schema deplasării cicloanelor pe teritoriul Republicii Moldova (după A.A. Borisov).

Cicloanele ce trec pe deasupra teritoriului Moldovei străbat în medie aproximativ 40 km pe oră în timpul iernii și toamna și ceva mai puțin (27 km pe oră) în timpul verii. Cicloanele ce ajung la noi ca regulă își pierd vigoarea inițială. Slăbirea activității ciclonale se manifestă nu atât în reducerea numărului de cicloane, cât în micșorarea adâncimii lor. Presiunea în centrul cicloanelor ce ajung în RM depășește de regulă 1000 mb. În cursul anului pe deasupra teritoriului republicii noastre trec 40-50 de cicloane.

Centrele barice. O influență mare asupra circulației atmosferei, deci și asupra aspectului vremii și climei din Moldova în general exercită centrii de acțiune ai atmosferei. Deosebit de puternică este influența a trei centri de acțiune principali, dintre care doi sunt permanenți (stabili) – *Maximul Azoric* (sau Anticicloul Azoric) și *Minimul Islandic* (Depresia Islandică) și unul sezonier (de iarnă) – *Maximul Siberian* (sau Anticicloul Asiatic).

Maximul Azoric constituie o parte (o verigă) a brâului subtropical de presiune ridicată. Deasupra oceanului pe hărțile medii lunare apare o regiune anticlională aproape stabile (1022 mb în ianuarie și 1025 mb în iulie). În condițiile staționării anticicloanelor puțin mobile în această regiune are loc formarea aerului tropical maritim (ATrm). În zona de contact a ATrm cu aerul mai rece al latitudinilor temperate (AT) se formează o zonă frontală activă, unde se formează cicloane. Sectoarele reci ale acestor cicloane sunt alcătuite de obicei din ATm, sectorul cald conține ATrm. Deplasându-se spre est și nord-est, aceste cicloane pătrund și pe teritoriul R M, aducând precipitații abundente. Influența Maximului Azoric se manifestă deosebit de puternic primăvara și vara. O importanță deosebit de mare au precipitațiile ce cad primăvara. În această perioadă o ramificație a Anticicloului Azoric cuprinde Marea Mediterană. Cicloanele frontului temperat ce trec de-a lungul periferiei nordice a acestei ramificații ajung la noi aducând primăvara ploi calde și abundente. Vara în ATrm precipitațiile cad atât de-a lungul liniei frontului (precipitații frontale), cât și în interiorul masei. Nimerind pe continental încălzit, masa de ATrm devine instabilă. Se dezvoltă un sistem de nori cumulus, din care cad ploi torențiale. Primăvara și la începutul verii ramificația estică a Anticicloului Azoric se intensifică uneori, înglobând și Marea Neagră care în această perioadă nu dovedește încă să se încălzească.

Atunci traiectoria mișcării cicloanelor se deplasează mai spre nord și regiunea ocupată de ramificația anticicloanelor este lipsită de precipitații. În aceste cazuri primăvara, mai ales în sudul republicii, este secetoasă. Iarna cicloanele frontului temperat aduc dezghețuri, uneori viscole. Prin urmare, regiunea Maximului Azoric reprezintă, pe de o parte, o importantă sursă de mase aeriene umede, pe de altă parte, prin ramificațiile sale ea poate provoca primăvara secete catastrofale. Uneori prin fața cicloanelor răzbate spre nord aerul cald, și atunci la noi se constată un salt brusc al temperaturii (cu o creștere de 10-15° în curs de 24 de ore).

Minimul Islandic este una din depresiunile oceanice ale brâului subarctic de joasă presiune al emisferei de nord. Se formează datorită frecvenței mari a cicloanelor în această regiune. Este exprimat mai bine în timpul iernii. Cicloanele ce se formează pe frontul dintre aerul arctic (AA) rece și aerul maritim relativ cald al latitudinilor temperate ale Atlanticului (ATm), deplasându-se spre est și nord-est, își schimbă deseori direcția și se deplasează cu viteză mare spre SE (Cicloane “plonjoare”). Aceasta se întâmplă de obicei toamna și la începutul iernii, dacă în regiunea Mării Negre se formează o regiune de presiune scăzută. Aceste cicloane aduc pe teritoriul republicii noastre dezghețuri și precipitații atmosferice. Însă în spatele seriei unor asemenea cicloane pătrunde ca regulă aerul arctic. Invații rapide de AA în spatele cicloanelor “plonjoare” cauzează răcirii bruște și mari. În special se înregistrează temperaturi foarte scăzute în perioada dezvoltării deasupra peninsulei Scandinavice sau Europei de Est a anticiclonului, care blochează mișcarea cicloanelor. De-a lungul marginii estice a anticiclonului are loc invazia ultrapolară de AAC, care provoacă scăderea bruscă a temperaturii (uneori cu 20° în curs de 24 de ore).

Când scade presiunea deasupra Mării Negre, depresiia barică devine mai pronunțată și invaziile de AA devin extrem de violente. În prima fază AA forțează AT să se retragă spre sud, formând un front rece cu înnoirări și precipitații caracteristice lui. Mai târziu, aerul temperat, fiind strâns între masele aeriene arctice și cele tropicale, din nou se extinde și frontul arctic, fiind împins de aerul temperat, care este relativ mai cald, începe să se retragă spre nord de data aceasta în calitate de front cald, provocând ninsori abundente. Din cauza contrastelor mari de temperaturi și de presiune se intensifică vânturile, ninsorile fiind însoțite de viscole. Maximul Siberian sau Anticicloul Asiatic se instalează în timpul iernii. Formarea lui se datorează frecvenței mari a anticicloanelor ce se intensifică și se stabilizează deasupra continentului rece. Centrul Maximului Siberian este localizat în Republica Populară Mongolă. În timpul iernii valorile medii ale presiunii în centrul lui depășesc 1030 mb. Maximul atinge apogeul evoluției sale în ianuarie și la începutul lui februarie. La sfârșitul iernii centrul Maximului se deplasează întrucâtva spre vest. Anticicloanele ce iau naștere în regiunea Maximului Siberian se deplasează, de regulă, în direcție estică, însă uneori regiunea de presiune atmosferică ridicată (dorsala anticiclonică) se extinde departe spre vest. În ramificațiile Anticicloului Siberian se formează mase de aer temperat continental rece și uscat, ce pătrunde uneori și pe teritoriul republicii noastre. Dorsala Anticicloului Siberian, ce se extinde până la sudul Părții Europene a exURSS, iar uneori până la Carpați, este cunoscută sub denumirea de „axa Voeikov”. Aici (la 50-55° latitudine nord.) se înregistrează cel mai mare număr de anticicloane din întreaga Parte Europeană a ex-URSS. „Axa Voeikov” și anticicloanele respective aduc în Moldova vânturi reci de direcție

estică, ce suflă de obicei la sfârșitul iernii și sunt cunoscute sub denumirea locală de *crivăț*.

Fâșia de presiune ridicată „axa Voeikov” constituie o barieră în calea cicloanelor ce pătrund din Atlantică, silindu-i să se îndrepte spre nord, fără ca să pătrundă pe teritoriul Moldovei. Astfel se creează o situație, de altfel obișnuită, când în centrul Părții Europene pătrund cicloane relativ calde, în timp ce în Moldova se păstrează o vreme rece, deseori cu viscole. În anii și în perioadele când „axa Voeikov” se retrage spre est, traiectoria cicloanelor de iarnă se mută la sud și ajunge la noi, determinând o vreme mai caldă.

Vânturile ce suflă spre sud de „axa Voeikov” sunt foarte uscate în primul rând din cauza, că predomină mișcările descendente ale aerului și, în al doilea rând, din cauza, că componenta meridională este îndreptată de la nord la sud, adică din regiunile mai reci spre regiunile mai calde, cu îndreptarea de la punctul de condensare.

Gradul diferit de activitate și dezvoltare a centrilor de acțiune ai atmosferei determină tipul principal (predominant) de circulație a aerului. Conform teoriei savantului sovietic G.Y.Vanhaim, întreaga diversitate a proceselor de circulație atmosferică se reduce la următoarele trei forme: 1) vestică, 2) estică și 3) meridională. Deasupra teritoriului RM predomină forma vestică de circulație (135-140 de zile pe an), deosebit de frecventă la sfârșitul verii și toamna. Forma estică este mai frecventă iarna (în total 130-135 de zile), iar forma meridională (80-100 zile) mai ales la sfârșitul primăverii și în prima jumătate a verii. În cazul predominării formei vestice la noi verile sunt calde, cu timp senin, iar iernile sunt mai blânde (temperaturile fiind cu 2-4° mai ridicate) ca de obicei. De cele mai dese ori forma estică este condiționată de deplasarea spre vest a Anticicloului Siberian. Dacă dorsala anticiclonică ajunge în Moldova, aici se stabilește o vreme uscată, dacă se oprește ceva mai la răsărit, se dezvoltă cicloane, apar furtuni și ploi torențiale. În cazul când Anticicloul Siberian nu ajunge pe

teritoriul republicii noastre, la periferia lui vestică iarna răzbat dinspre sud mase de aer relativ calde și umede, ce aduc încălzirea bruscă a vremii (cu $10-15^{\circ}$ în 24 de ore) și precipitații abundente. În cazul când predomină forma estică de circulație iernile sunt reci, iar verile – calde. În ianuarie temperaturile sunt cu $2-2,5^{\circ}$ mai scăzute, în iulie – cu $1-1,5^{\circ}$ mai ridicate. Cantitatea de precipitații este cu 10-20% mai redusă atât vara, cât și iarna.

Influența factorilor de circulație se manifestă deosebit de puternic asupra unor astfel de elemente ale vremii ca *presiunea* și *vântul*. Datorită apropierii brâului subtropical de presiune ridicată și predominării anticicloanelor, în RM presiunea în ansamblu este ceva mai ridicată față de normală (1021-1022 mb în ianuarie, 1013-1014 mb în iulie). Amplitudinea de oscilație a presiunii la noi este mai mare. Cicloanele ce vin la noi nu sunt adânci, iar anticicloanele ajung pe teritoriul RM doar cu părțile lor periferice și nu cu centrul unde presiunea este mai ridicată.

Gradientii barici având valori mici, vitezele medii anuale ale vântului sunt neînsemnate. În interiorul republicii diferența (variația) vitezei între stații este condiționată nu atât de poziția lor geografică diferită, cât de gradul de acoperire al orizontului. Gradul de acoperire determină atât frecvența stărilor de calm, cât și frecvența vremii cu vânturi puternice (de peste 15 m pe sec.). La stațiile cu orizont deschis (neacoperit) viteza medie anuală a vântului este de 3-4,5 m pe sec., la stațiile cu orizont închis (acoperit) este cu 1-1,5 m pe sec. mai mică. La primele frecvența stărilor de calm atinge 30-35% pe an (la Chișinău – 41%), la cele închise scade la 5-15%.

La stațiile cu orizont închis se înregistrează pe an câte 6-9 zile cu vânturi puternice, la cele cu orizont deschis – 25-30 de zile. În medie pe republică sunt mai puțin de 20 de zile cu vânturi puternice.

Vânturi uraganice (cu o viteză de aproximativ 30 m pe sec.) pe întinderi deschise au fost înregistrate în toate raioanele, însă probabilitatea lor este foarte mică. Chiar și în orașul Soroca, unde probabilitatea lor este maximală, vântul cu o viteză de peste 25 m pe sec. se repetă în medie numai o dată în 1000 de cazuri. La alte stații probabilitatea lor nu constituie nici cel puțin o sutime de procent.

Aproape la toate stațiile viteza medie lunară atinge valorile medii maximele (5,3-3,3 m pe sec.) în martie și apoi la sfârșitul toamnei; valorile minime (1,9-3,5 m pe sec.) se înregistrează în septembrie și a doua oară la mijlocul iernii. Pretutindeni mersul diurn al vitezei vântului prezintă un maxim în orele de după amiază și un minim înainte de răsăritul soarelui. În republică predomină (65-75%) vânturile cu o viteză de până la 3 m pe sec. Din cele 8 direcții principale cele mai frecvente sunt vânturile nord-vestice (20-30%), apoi urmează cele sud-estice (10-20%), după aceea nordice și sudice. Cel mai rar suflă vânturile vestice și sud-vestice (5-10%), estice și nord-estice. Vânturile de direcție nordică și cele de direcție sudică predomină numai în sudul republicii, fiind determinate de orientarea văilor.

Mozaicul complicat al distribuirii presiunii, variația ei permanent, deplasarea centrilor de acțiune ai atmosferei, intensificarea sau slăbirea lor – toate acestea fac ca circulația atmosferică deasupra teritoriului republicii noastre să aibă un caracter foarte nestabil. Aceasta are ca urmare oscilațiile bruște ale vremii, în special ale temperaturii și precipitațiilor (regimului, cantității și caracterului lor). Nespuse de mari sunt deosebirile de la an la an, ceea ce creează mari dificultăți la folosirea resurselor climatice ale Moldovei și necesită efectuarea unor importante lucrări de ameliorare.

3. Influența suprafeței subiacente asupra climei RM

Aici poate fi vorba, în primul rând, despre influența suprafeței subiacente ca factor climatogen independent de faptul, dacă această influență s-a manifestat pe teritoriul republicii sau în afara lui și, în al doilea rând, despre influența suprafeței subiacente pe teritoriul RM.

Dintre proprietățile mai importante ale suprafeței subiacente pe teritoriile învecinate (limitrofe), care exercită influență asupra climei RM, urmează să fie menționate mai ales următoarele patru: a) așezarea RM în cel mai mare continent, la o distanță de 2000-2500 km de periferia lui vestică, ceea ce face ca clima republicii noastre să fie continentală, însă cu unele caractere de tranziție la clima maritimă; b) așezarea RM în sud-estul câmpiei vaste larg deschise spre nord, ceea ce înlesnește accesul AA și ATc; c) vecinătatea Carpaților Răsăriteni (granița vestică a RSS Moldovenești se află la o depărtare de numai 100-120 km de la cumpăna munților Carpați). Deși înălțimea medie a cumpenelor de apă în Carpații Răsăriteni nu este mare (vârfurile ating 2300-1900 m, iar trecătorile coboară chiar până la 1300-850 m), munții aceștia constituie un obstacol pentru masele de aer vestice, care sunt nevoite să-i ocolească dinspre nord-vest sau pe la sud. Ca rezultat, la suprafața pământului pe teritoriul RSS Moldovenești mișcarea aerului de la vest la est aproape că nu are loc. Totuși, în cazuri foarte rare aerul escaladează munții și la coborâre se încălzește conform legii adiabatice cu 10-15° (efect de foehn). Pe teritoriul Moldovei el vine în contact cu aerul mai rece și atunci ia naștere uneori un front local sau un ciclon local. În cursul anului se formează numai 1-2 cicloane locale de acest tip.

Carpații influențează masele atlantice care, întâlnind în cale zidul muntos, își pierd umezeala. Ca urmare a acestui fapt pe

coastele apusene cantitatea de precipitații este de 1 de ori mai mare decât pe cele răsăritene. Stațiile situate la vest de Carpații Răsăriteni înregistrează o frecvență mare a vânturilor de direcție vestică, pe când stațiile situate la est de Carpați, inclusive cele de pe teritoriul RM, au roza vânturilor ciuntită la vest. În Moldova vânturile de direcții vestice suflă foarte rar. Prin urmare, Carpații influențează clima RM, intensificând într-o măsură oarecare continentalitatea ei (dacă nu luăm în considerație efectul de foehn ce se manifestă în timpul iernii); d) Marea Neagră, situată la o distanță de cel mult 100 km de granița sudică a republicii noastre, exercită o mare influență asupra climei, care își găsește expresia în deformarea câmpului baric și, deci, în schimbarea traiectoriei cicloanelor și anticicloanelor. Despre influența depresiunii din regiunea Mării Negre în timpul iernii și a ariei de presiune ridicată în timpul verii s-a vorbit mai sus. Vara între aerul încălzit deasupra continentului și aerul rece aflat deasupra mării se formează uneori un front local. Frontul poate să apară și iarna, când aerul cald deasupra mării se întâlnește cu cel de pe continent. În cazul acesta cad precipitații în sudul republicii.

Relieful Moldovei. ⁹/₁₀ din teritoriul RM are altitudinea de până la 250m. Prin urmare, zonalitatea verticală a temperaturii este aici slab exprimată. Relieful, însă, influențează în mod esențial asupra precipitațiilor. Pe harta distribuirii precipitațiilor se disting bine ridicăturile de teren și regiunile de șes. În partea centrală a Codrilor, unde altitudinile ating 350-430 m, cad până la 550-600 mm de precipitații, pe când mai la răsărit și în valea Prutului cantitatea lor scade cu 100 mm. Cantitatea de precipitații crește în medie cu 15-20 mm la fiecare 100 m de altitudine. Pe lângă înălțimea absolută o mare influență asupra precipitațiilor exercită orientarea (expoziția) povârnișurilor. Pe povârnișurile vestice expuse la vânt cantitatea de precipitații este cu 15% mai mare, iar pe cele estice – cu 25% mai

mică decât pe teren deschis, neaccidentat. O oarecare influență exercită apropierea rezervoarelor de apă, gradul de împădurire și dezmembrare a terenului. Însă influența acestor factori nu depășește cadrul deosebirilor microclimatice și de aceea ea se analizează în capitolul referitor la microclimă.

4. Circuitul caloric și regimul termic

Principalele procese ce determină clima sunt circuitele căldurii și umezelii.

Circuitul caloric este totalitatea proceselor ce determină regimul termic al atmosferei și, în ultimă instanță, al întregului landsaft. Prin circuitul umezelii se subînțelege totalitatea proceselor ce determină regimul de umiditate.

Întrucât, pe de o parte, o mare cantitate de căldură se consumă pentru evaporare, iar, pe de altă parte, aerul se încălzește și pe contul condensării vaporilor de apă, procesele circuitului caloric și ale circuitului umezelii sunt strâns legate unele de altele. Relația dintre componenții circuitului caloric determină bilanțul caloric și aceea dintre componenții circuitului umezelii – bilanțul de apă.

Sursa principal de energie a proceselor din atmosferă este energia rezultată din bilanțul de radiație. Aerul se încălzește de asemenea pe contul condensării vaporilor de apă și al energiei mișcării turbulente a particulelor de aer, al transportului căldurii de către aer (advecție) și, în sfârșit, pe contul căldurii emanate de suprafața solului și de adâncurile Pământului. Dar fiecare din aceste surse de căldură poate deveni o cale de pierdere a ei.

Cea mai mare pierdere medie anuală de căldură este căldura consumată pentru evaporare (LE); ea atinge 30 kkal/cm² pe an la sud și 32 kkal/cm² pe an la nord. Iarna în raioanele din nordul Moldovei cantitatea de căldură ce se consumă pentru evaporare depășește cu

70% bilanțul de radiație. În timpul verii solul conține puțină umezeală și partea de căldură ce se consumă pentru evaporare scade.

Factorul cel mai important de schimb de căldură între suprafața terestră și atmosferă îl constituie schimbul turbulent. Pentru schimbul turbulent se consumă în cursul anului în medie de la 30 până la 50% din căldura solară, în anii secetoși la sudul republicii – până la 70%. Pierderile de căldură pentru schimbul turbulent cresc brusc în timpul verii. În zilele cu cer senin valorile diurne ale consumului de căldură pentru schimbul turbulent – 180 kal/cm² la sud și 150 kal/cm² la nord, iar pe timp secetos chiar 260-230 kal/cm². Intensificarea schimbului turbulent este favorizată de obicei de stratificația instabilă a aerului lângă sol. În timpul verii instabilitatea este condiționată de încălzirea puternică a solului, iarna – de invaziile maselor reci din Arctica. Schimbul caloric prin sol constituie numai 1-3% din bilanțul de radiație și, deci, nu joacă un rol important.

Circuitul caloric determină unul din elementele principale ale vremii și anume temperatura aerului.

Luată în ansamblu, Moldova este o regiune relative caldă a globului pământesc. Temperaturile medii anuale oscilează între 7,7° (Briceni) și 8,9° (Cahul). La noi cea mai caldă este luna iulie, când media lunară atinge 22° (Comrat, Leontieva, Tiraspol, Dubăsari), 19,4° (Grinăuți). Cea mai rece este luna ianuarie – de la -5,2° (Briceni) la -3° (Cahul, Ceadâr-Lunga). Distribuția temperaturilor anuale, celor din iulie și ianuarie este redată pe harta anexată. Amplitudinea medie anuală a temperaturii, adică diferența dintre temperaturile medie a lunii celei mai calde și a lunii celei mai reci are aproape aceleași valori la nordul și sudul republicii. Prin teritoriul Moldovei trece izolinia amplitudinii anuale de 25° care este considerate drept hotar convențional dintre clima maritimă și clima continentală.

Variații mari se observă și în mersul diurn al temperaturii. În iulie amplitudinea medie diurnă este egală cu 9,5-10,5°, iar în decembrie și ianuarie descrește la 3°. Variația de temperatură de la zi la zi constituie în medie 2-2,5° în lunile de iarnă și 1,5-2,0° în lunile de vară, dar sunt frecvente cazurile când variațiile între temperaturile diurne ajung la 5, 10, 15 și mai multe grade. Temperatura cea mai scăzută, adică minima absolută (-36°) a fost înregistrată în ianuarie la Brătușeni. Minima absolută multianuală constituie -32-34° pentru nordul republicii, -30-32° pentru partea centrală și -27-30° pentru sudul republicii. Minima absolută lunară are valori pozitive numai în iunie, iulie și august. Restul anului, din septembrie până în luna mai, toate stațiile pot înregistra temperaturi negative. În timp ce minima absolută scade până la -30 și mai multe grade, minima medie a lunii ianuarie se menține la valori mult mai mari: -8,8° (Briceni), -6° (Cahul). În iulie minimele medii au valori destul de mari (13,6° - Briceni, 16,2° - Cahul). Scăderi bruște ale temperaturii au loc uneori chiar și în luna iulie (până la +3, +4° la nord și +6, +8° la sud). Începând cu luna aprilie și terminând cu luna octombrie minimele medii au valori pozitive la toate stațiile. În noiembrie ele au valori negative la stațiile nordice și rămân pozitive la stațiile sudice. Din luna decembrie și până în martie ele prezintă pretutindeni valori negative.

Geruri mari (sub -30°) se observă relativ rar. Probabilitatea unor astfel de temperaturi este mai mică de 10% chiar și în partea de nord a republicii. Minimele sub -10° sunt în medie destul de frecvente (peste 60 de zile pe an la nord și 18-20 de zile la sud). Prin urmare, deosebirea principală dintre nordul și sudul republicii constă nu atât în diferența dintre valorile absolute ale temperaturii scăzute, cât în frecvența înregistrării lor.

Tabelul 10

Raioanele	Temperaturile medii diurne						
Nordice	Temperatura	-5°	0°	5°	10°	15°	20°
	Începutul perioadei ¹	1m/I	3s/XI	1m/IV	3î/IV	2s/V	-
	Sfârșitul perioadei Prima	1m/II	2î/III	1s/XI	Is/X	2î/IX	-
	Numărul de zile cu temperaturi trecute peste limita respectivă	345	260	210	167	115	-
Sudice	Începutul perioadei	2î/XII	3M/III	2s/IV	Is/V	2Î/VI	
	Sfârșitul perioadei	ÎÎ/III	2Î/IX	2s/X	3Î/IX	3M/VII	
	Numărul de zile cu temperaturi trecute peste limită	235	232	184	136	66	

Maxima absolută atinge în iulie 41° la sud și 38° la nord. Maxima medie constituie în iulie 28,5° la Ceadâr-Lunga și 25,5° la Ocnîța. Deci, amplitudinea termică maximală posibilă este de 77°. Numărul total de zile cu temperatura maximală de peste +30° este egal în medie cu 9,0 (inclusive 0,9 zile cu temperaturi de peste 35°). La sud numărul de zile cu temperaturi maxime de peste +30° este mai mare; la Comrat sunt în medie 30,6 de zile pe an cu maxima absolută de peste +30°, inclusive 2,7 de zile cu temperaturi de peste 35°. Deci, la sud numărul de zile cu arșiță este de 3 ori mai mare

decât la nord. La Chișinău sunt în medie 25,5 zile cu temperaturi maxime de peste 30°, inclusiv 2,2 zile cu temperaturi de peste 35°. Chiar și în lunile cele mai calde temperaturile medii diurne nu depășesc +30° și numai la extremitatea sudică în iulie și august se înregistrează în medie 0,2 zile pe an cu temperatura medie diurnă de peste 30°.

Un indice climatic foarte important îl constituie trecerile temperaturilor peste -5°, 0, +5°, +10°, +15°, +20°. Tabelul (vezi tabelul 10) redă datele când temperaturile medii diurne trec peste anumite limite.

¹ Prima cifră indică decada, literele î – începutul, m – mijlocul și s – sfârșitul decadei. De exemplu, 3 î/III înseamnă începutul celei de a treia decade a lunii martie.

Pentru calcularea asigurării cu căldură a unui teritoriu se folosesc adesea sumele de temperaturi trecute peste o anumită limită.

Tabelul 11.

Distribuirea sumelor de temperaturi

Raioanele	Sumele de temperaturi						
	Sume negative sub			Sume pozitive peste			
	-5°	0°	0°	+5°	+10°	+15°	20°
Nordice	de la -	-355	3400	3085	3000	2300	-
	140	-370	3200	3300	2750	2100	-
	până la						
	-170						
Sudice	de la -	-165	3800	3700	3315	2700	1470
	100	-180	3700	3500	3200	2600	1300
	până la						
	-120						

Din tabel se vede, că suma temperaturilor medii diurne de peste 10°, așa-numita sumă de temperaturi active, oscilează la noi

între 2750 și 3315, ceea ce favorizează creșterea și dezvoltarea viței de vie, păpușoiului și altor culturi iubitoare de căldură. Pe locurile ridicate expuse la bătaia vântului suma temperaturilor active este cu 50-150° mai mică. În orașele mari, precum și pe povârnișurile sudice, în văi și râpe – cu 100-200° mai mare.

Un pericol foarte mare prezintă înghețurile, întrucât ele aduc mari daune agriculturii. Deosebim înghețurile în aer de înghețurile pe sol. Înghețurile reprezintă scăderea bruscă a temperaturii până la valori negative în perioada cu temperaturi medii diurne pozitive. Dacă perioada cu temperaturi negative stabile ține la noi în medie 100 zile la nord și 80 de zile la sud, apoi perioada cu înghețuri posibile are o durată mult mai mare – în medie 200 de zile la nord și 170 de zile la sud. Tabelul 12 prezintă datele primului și ultimului îngheț.

Așadar, temperatura aerului creează condiții foarte bune pentru dezvoltarea agriculturii. Fenomene nefavorabile legate de regimul termic sunt înghețurile și scăderile bruște ale temperaturii în timpul iernii. Probabilitatea apariției temperaturilor sub valorile critice, însă, nu depășește 10%.

Temperatura solului este legată într-o măsură mult mai mare de condițiile locale decât temperatura aerului. Temperatura medie la suprafața solului oscilează în RSSM între +25° la nord și +28° la sud în iulie și respectiv între -6° și -3° în ianuarie. Maximele absolute ating 68° (iulie, Cahul), 62° (iulie, Briceni).

Tabelul 12

Datele primului și ultimului îngheț și durata perioadei fără înghețuri

Stațiile	Data înghețului						Durata perioadei fără înghețuri		
	Ultimul			Primul					
	Mijlocie	Timpurie	Târzie	Mij.	Tim.	Târ.	Mijlocie	Cea mai timpurie	Cea mai târzie
Briceni	23.IV	30.III 1962	22.I V 1952	8.X	17. X 1952	30. X 1955	167 1952	117 1952	119 1962
Soroca	18.VI	30.III 1962	21.V 1962	15. X	24.I X 1956	21. XI 1960	179	161 1952, 47	1960
Bălți	23.IV	2.IV 1962	22.V 1952	4.X	17.I X 1952	30. X 1955	163	117 1952	196 1962
Chișinău	15.IV	31.III 1903	10.V 1912	20. X	25.I X 1956	21.I X 1960	191	151 1917	227 1960
Tiraspol	19.IV	24.III 1951	11.V 1945	13. X	17.I X 1952	21. XI 1960	176	144 1945	207 1950
Cahul	6.IV	24.III 1953		17. X	25.I X 1956	18. XI 1955	193	167 1948	215 1958

Minimele absolute: -42° (ianuarie, Soroca), -30° (ianuarie, Cahul). Prin urmare, amplitudinea oscilațiilor absolute ale temperaturii la suprafața solului este egală cu 99° la sud și 105° la nord. Or, amplitudinea absolute a temperaturii aerului este cu $\approx 30^{\circ}$ mai mică. Amplitudinea temperaturilor medii lunare la suprafața solului ajunge la $28-29^{\circ}$ la nord și $30-31^{\circ}$ la sud. Odată cu creșterea adâncimii oscilațiile temperaturii devin mai mici. Temperaturile medii anuale ale solului oscilează în limite foarte mici, fiind la diferite adâncimi (de la 0,2 până la 3,2 m) aproape aceleași.

La adâncimea de 20 cm temperatura medie lunară este pozitivă aproape la toate stațiile. La această adâncime cele mai scăzute temperaturi se înregistrează în luna februarie.

În luna februarie atât la Briceni, cât și la Cahul temperatura este de $0,0^{\circ}$, în iulie $+21,4^{\circ}$ la Briceni și $25,1^{\circ}$ la Cahul. Amplitudinea anuală constituie $21-25^{\circ}$. La adâncimea de 1,2 m cele mai scăzute temperaturi se observă de acum în martie și nu în februarie. În luna martie la adâncimea de 1,2 m temperaturile ating următoarele valori: $3,1^{\circ}$ la Briceni, $3,2^{\circ}$ la Soroca, $4,3^{\circ}$ la Cahul (în februarie $4,2^{\circ}$). Cele mai înalte temperaturi la această adâncime se înregistrează în luna august (Briceni $17,3^{\circ}$, Cahul $20,7^{\circ}$) și, în sfârșit, la adâncimea de 3,2 m oscilațiile dintre sezoane aproape că dispar. La 3,2 m la Briceni cele mai mari valori termice ($+13^{\circ}$) se observă în octombrie, cele mai mici ($7,0$) – în aprilie. La aceeași adâncime avem la Cahul 16° în octombrie (maximum) și $8,4^{\circ}$ în aprilie (minimum). În cursul iernii temperaturi negative ale solului la adâncimea de 0,2 m se înregistrează la Briceni în medie 19,3 zile (maximum 61), la Chișinău – 40 de zile (maximum 102) și chiar la Tiraspol în medie 35 de zile (maximum 85). Așadar, la stațiile Chișinău și Tiraspol, în legătură cu particularitățile poziției lor și ale compoziției mecanice a solului, temperaturile negative la adâncimea de 0,2 m sunt mai

frecvente decât la stația Briceni, care se află mult mai la nord. La adâncimea de 0,4 m în 75% din totalul cazurilor temperatura solului este de peste 0° (numai la Tiraspol 67%). La Briceni solul îngheață în medie până la 53,0 cm (februarie), la Chișinău – până la 43,5 cm și la Cahul – până la 43,0 cm. Cele mai mari adâncimi de îngheț: 52 cm – Briceni, 92 cm – Grinăuți, 93 cm – Cahul. Dezghețul total are loc la nord în perioadele dintre 14-17 februarie și 8-11 aprilie (în medie la 15-20 martie), la sud – dintre 8-12 februarie și 29 martie – 4 aprilie (în medie la 8-10 martie). La suprafața celei de-a doua decade a lunii martie la sudul republicii și a decadei a treia la nord solul devine moale și plastic, adică potrivit pentru lucrările agricole. Un fenomen nefavorabil sunt înghețurile la sol, destul de frecvente în republica noastră. Ele se înregistrează în medie până la sfârșitul primei decade a lunii mai la nordul republicii și încetează cu 10 zile mai devreme la sud. Toamna primele înghețuri la sol apar în medie în ultima decadă a lunii septembrie la nord și în prima decadă a lunii octombrie la sud. Luată în ansamblu, perioada fără înghețuri la sol este cu 25-30 de zile mai scurtă decât în aer. Faptul că în cursul unei zile înghețurile la sol au o durată mai mică decât cele din aer, înlesnește combaterea lor. Efectuarea unor asemenea măsuri poate avea rezultate foarte bune.

Intensitatea înghețurilor la sol, pe lângă condițiile de timp, depinde în mod direct de relief, de compoziția mecanică și starea solului, de caracterul învelișului de vegetație, creând un mozaic foarte complicat de distribuire a temperaturilor minimale chiar și în limitele unor gospodării relativ mici.

Luat în ansamblu, regimul termic în republica noastră se dovedește a fi foarte prielnic. Abundența de căldură, durata considerabilă a perioadei fără înghețuri creează premisele necesare pentru cultivarea multor plante agricole valoroase.

5. Circuitul umezelii

Circuitul umezelii determină regimul de umezire. El depinde de cantitatea de umezeală primită și cea pierdută. Sursa principală de umezeală o constituie precipitațiile atmosferice, care la rândul lor se află în dependență directă de rezervele de apă în aer și de condițiile de condensare a acesteia.

În RSS Moldovenească conținutul de umezeală în aer depinde în primul rând de temperatură, de proprietățile regiunii de unde a venit masa de aer și de transformările pe care le-a suferit pe parcurs. Conform aprecierilor făcute de specialiști, un stâlp de aer troposferic ce se află deasupra RSSM, având înălțimea de 7 km, conține: în ianuarie aproximativ 100 t și în iunie 300 t de apă la 1 ha, sau 10-30 mii t la 1 km².

Cunoscând suprafața republicii noastre (33,76 mii km²), putem determina ușor, că deasupra teritoriului ei se află permanent o masa enormă de apă cuprinsă aproximativ între 350 mn. t iarna și 1 mld. t vara respective între $\frac{1}{3}$ km³ și 1 km³. Pentru a acumula cantitatea de apă, ce se conține vara în aerul de deasupra RSS Moldovenești, ar fi nevoie de un bazin acvatic cu suprafața de 100 km² și adâncimea de 10 m. Cantitatea de vapori de apă ce se conține în aerul de lângă suprafața terestră oscilează între 3-4 g/m³ iarna și 11-12,5 g/m³ vara.

Mersul anual al elementelor umidității aerului în regiunile nordice și cele sudice ale RSS Moldovenești este redat în tabelul următor.

Apa în stare de vapori este invizibilă. În urma condensării sau sublimării ea se transformă în picături sau cristale și devine vizibilă sub formă de nori. Afară de condițiile generale de formare a norilor, legate de transformarea maselor de aer, de fronturi atmosferice, cicloane și anticicloane, un mare rol joacă și condițiile locale: gradul

de accidentare, vecinătatea bazinelor de apă, natura suprafeței terestre, ce determină formarea sistemelor de nori locali.

Tabelul 13

Mersul anual al elementelor umidității aerului în RSSM

		Lunile anului											În cursul anului	
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Umiditatea relativă (în %)	Nordul	84,86	84,80	77,00	66,00	62,65	66,68	66,69	68,71	68,72	77,87	88,88	87,88	74,76
	Sudul	82,84	82,83	77,66	66,66	63,65	64,62	61,65	61,65	65,68	77,74	88,88	86,87	72,88
Elasticitatea vaporilor de apă (în mb)	Nordul	4,45	4,50	5,71	7,10	10,13	13,14	14,14	14,11	11,8	8,6	6,5,0	5,0	8,6
	Sudul	4,55	4,88	5,60	8,80	11,88	15,15	16,16	16,16	12,12	9,9	7,7	5,8	8,6
Deficitul de saturație (mb)	Nordul	0,88	0,88	1,66	4,9	7,7	8,4	9,2	8,0	6,0	3,0	1,0	0,6	4,0
	Sudul	0,88	1,11	2,33	5,5	7,8	10,0	12,9	11,0	8,0	4,0	1,7	0,9	5,5
Umiditatea absolută (g/m ³)	Nordul	3						11,0						6,5
	Sudul	3,7						12,5						7,4

Iarna, când predomină temperaturile scăzute, iar procesele de convecție (ridicarea pe verticală) aproape că nu au loc, la noi se formează în majoritatea cazurilor nori stratiformi inferiori, care acoperă multă vreme bolta cerească aidoma unei pânze continue. În anotimpul cald, când solul se încălzește considerabil, se încălzesc și straturile inferioare ale aerului, care se ridică în sus. Norii cumulus ce apar în acest caz sunt dezvoltăți nu atât pe orizontală, cât pe verticală (“nori de dezvoltare verticală”).

În anotimpul rece la noi predomină vremea posomorâtă: 75-77% de timp la nord și 70-75% la sud. Frecvența timpului posomorât este ceva mai mare deasupra Codrilor și a văilor închise. În timpul verii, dimpotrivă, predomină vremea senină. În iulie și august frecvența cazurilor de vreme posomorâtă este de numai 25-50%. Nebulozitatea medie anuală este egală în total cu 6,0 grade la sud și 6,5 grade la nord-est. Numărul de zile cu timp posomorât (nebulozitatea – 8-10 grade) oscilează de la 110 la sud până la 130 la nord (110 zile deasupra Codrilor). Cel mai mare grad de acoperire a cerului cu nori se înregistrează în decembrie și cel mai mic în august și septembrie. Numărul anual de zile senine este de 41-98 la nord și 54-58 la sud.

Din cele 11 forme principale de nori la nord cei mai frecvenți sunt *altocumulus* (As) – 25-30% și *stratocumulus* (Sc) – 36-30%. Norii de ploaie *cumulonimbus* (Cu), deși se observă relativ rar, în medie 4% pe an (10-12% în iulie-august, 1-2% în ianuarie, decembrie) dau o parte relativ mare de precipitații în anotimpul cald. În 2-4% de cazuri pe an cerul ne apare închis de ceață (maximum în decembrie – 13% la Briceni și 6% la Chișinău).

Principala sursă a bilanțului de apă o constituie *precipitațiile atmosferice*. Teritoriul RSS Moldovenești luat în ansamblu face parte din zona cu umezire insuficientă. Volumul total de apă pe care-

Îl primește teritoriul RSSM în cursul anului sub formă de precipitații atinge 15,5 mld. m³. Cantitatea de precipitații descrește de la nord-vest (500-560 mm) spre sud-est (400-450 mm) și numai pe alocuri, în văile închise de la sud, scade la 370 mm. Relieful accidentat condiționează repartizarea inegală a precipitațiilor pe teritoriul republicii. Ramificațiile sudice ale colinelor Hotinului (regiunea Cernăuți, RSS Ucraineană), Codrii, dealurile Baimacliciei și înălțimile nistrene primesc peste 500 mm de precipitații pe an, pe când în regiunile de șes cantitatea lor descrește cu 50-70 mm, 20-25% din cantitatea lor anuală revine anotimpului rece (din decembrie până în martie) și 75-80% - perioadei cuprinse între lunile aprilie și noiembrie. În anotimpul rece precipitațiile se repartizează relativ uniform; în anotimpul cald repartizarea prezintă un tablou complicat.

Numai 5-10% revin precipitațiilor ce cad sub formă de zăpadă, aproximativ tot atâta – precipitațiilor mixte (zăpadă cu ploaie sau ploaie cu zăpadă) și 80-85% - precipitațiilor în stare lichidă. Din 110 (sud) – 140 (nord) de zile cu precipitații în 24 de ore 11-15 zile cad peste 10 mm și numai de 3-4 ori pe an în medie – peste 20 mm. Dacă în timpul iernii durata căderii precipitațiilor (în zilele cu precipitații) este de 7 ore, apoi vara durata medie a unei ploi scade la 2,5-3,5 ore. Numărul minimal de zile cu precipitații se înregistrează în septembrie și maximal – în mai-iunie și în anotimpul rece. Vara predomină precipitații cu caracter torențial. Durata totală a precipitațiilor în cursul anului este în medie de 700-900 de ore pe an (8-11% din totalul de timp). O parte din precipitații (10%) cad în stare solidă, formând un strat de zăpadă neuniform și foarte instabil. Un strat de zăpadă stabil se observă în medie în 70% din totalul iernilor la nord și numai în 15% la sud. Ninsorile încep de obicei la sfârșitul lui noiembrie, însă zăpada căzută de regulă se topește deodată. Instalarea stratului de zăpadă stabil se semnalează în

medie: la Briceni la 31/X și la Cornești la 3/I. Începe să dispară respectiv la 2/III și 24/II. Mai la sud formarea stratului stabil de zăpadă în general nu are loc. Înălțimea stratului de zăpadă este mică, valorile ei maxime fiind de 15-25 cm, iar la sud – de 10-15 cm (pe arii deschise – 5-20 cm). Cea mai mare înălțime medie decadică a stratului de zăpadă – 10-20 cm la nord și 10-12 cm la sud – se observă numai în 25% de cazuri, restul anilor valorile ei sunt mai mici, iar în 10% de cazuri nu depășește 2-4 cm. La Chișinău în 35% din totalul iernilor, la Tiraspol în 48% și la Comrat în 50% înălțimea decadică maximală a stratului de zăpadă este sub 50 cm și respectiv în 55-74 și 80% din totalul iernilor sub 10 cm.

Tabelul 14

Variabilitatea sumei anuale de precipitații de la an la an (în mm)

Stațiile	Cantitatea anuală de precipitații			Abaterea de la norma medie anuală (în mm)
	Medie	Maximă	Minimă	
Briceni	551	714	431	+163
Chișinău	476	(1939,1955)	(1900)	-117
Tiraspol	427	853	279	+377
Comrat	428	(1912)	(1896)	-197
		624	254	+197
		(1955)	(1924)	-173
		638	208	+210
		(1959)	(1908)	-220

În afară de ploaie și zăpadă, care sunt cele mai obișnuite, precipitațiile mai pot cădea și sub formă de rouă, polei, promoroacă, chiciură. Acestor surse le revin circa 10% din întreaga cantitate de umezeală primită.

Tabelul 15

Cantitatea lunară de precipitații înregistrate la st. Chișinău (în mm)

Luna ră	I	II	III	IV	V	VI	VI I	VI II	IX	X	XI	XI I
Medi e lunar ă	26	27	27	36	48	71	60	47	33	33	38	38
Mini mă (anua lă)	0 18 94	2 18 95	0 192 1	1 19 48	3 1907	9 1895	2 19 39	4 19 51	0 18 92	0 19 86	0 19 26	0 18 98
Maxi mă (anua lă)	15 4 19 66	83 19 53	107 191 5	10 4 19 25	155 1894	221 1952	30 7 19 48	15 3 19 33	12 3 19 14	15 1 19 39	14 6 19 05	97 19 28
Rapo rtul dintre cantit atea maxi mă și norm ă	5, 1	3,0	4,0	2, 9	3,1	3,1	5,1	3,2	3, 7	4,7	3,8	3, 2
Rapo rtul dintre cantit atea mini ma și norm ă	0	0,0 06	0	0,02	0,0 6	0,1 2	0,0 3	0,0 8	0	0	0	0
± față de norm ă	+2 8 - 26	+5 6 -25	+ 8 0 - 2 7	+68 -35	+10 7 -45	+1 50 - 62	+2 47 - 58	+1 06 - 43	+9 0 - 33	+1 18 - 33	+1 08 - 38	+6 7 - 30

Variabilitatea cantității de precipitații de la an la an este arătată în tabelul 14.

Din perioada de la 1853 până la 1953 la Chișinău au fost înregistrați 30 de ani secetoși, inclusiv 14 ani cu secete foarte mari. Deosebit de grei au fost anii 1853, 1874, 1899, 1905, 1924, 1945, 1952.

Caracterizând clima RSS Moldovenești și în special circuitul de umezeală, trebuie să subliniem în mod special regimul extrem de neuniform al precipitațiilor. Variații mari prezintă atât sumele anuale și cele lunare, cât și mersul anual al precipitațiilor. În 30-40% din numărul total de ani suma anuală de precipitații se abate cu ± 100 mm de la normă, iar în unii ani această abatere constituie chiar +400 și - 200 mm. Sunt cunoscute cazurile, când în cursul anului au căzut 210 mm în loc de 430 mm (la sud) și 430 mm în loc de 550 mm (la nord) sau când cantitatea de precipitații căzute depășea de 1 ori norma anuală. Aproximativ o dată în zece ani cad 480-740 mm (norma de 370-560 mm), însă în 70-80% de cazuri cantitatea lor nu depășește 300-500 mm.

Amplitudini și mai mari prezintă oscilațiile sumelor de precipitații lunare. Să luăm ca exemplu stația Chișinău. Din tabelul 15 rezultă, că minimele lunare se apropie de zero aproape în cursul întregului an (cu excepția lunilor mai-august), pe când maximele depășesc norma de 3-5 ori.

Afară de oscilațiile sumare se constată întârzieri, în special primăvara și în prima jumătate a verii. Bunăoară, la Chișinău, deși maximul revine în medie lunii iunie, în realitate el se înregistrează în această lună numai o dată în trei ani (33%), iar în 22% din totalul anilor revine lunii iulie. T.S. Konstantinov a constatat, că perioadele lipsite de ploi durează uneori câte 50 și mai multe zile. O dată în doi

ani la sudul republicii în aprilie nu plouă câte 20 de zile în șir, în mai asemenea perioade se observă o dată în 3 ani.

Asemenea stări de vreme extrem de secetoasă (suhoveică) se înregistrează în republică pretutindeni în fiecare an.

S-a calculat numărul de zile cu suhoveiuri de intensitate diferită pentru diferite regiuni. Pe baza datelor obținute prin calcule a fost întocmit tabelul 16.

Tabelul 16

Numărul minimal și maximal mediu de zile cu suhoveiuri de intensitate diferită

Raionul și stațiile reprezentative	Tipul suhoveiului*	Numărul de zile cu suhoveiuri			Probabilitatea apariției
		Mediu	Maxim	Minim	
Nordic (Briceni, Camenca)	I	5,5-13	15-29	0,3	95-100
	II	0,5-2,0	2-10	0	42-60
	III	0,0-0,3	0,3	0	0-20
Central (Chișinău, Glodeni)	I	8-18	20-40	0,6	95-100
	II	0,8-3	6-14	0	30-74
	III	0,0-0,4	0-7	0	0-20
Codrii (Cornești)	I	8-16	20-25	0-2	95-100
	II	0,8-2,7	6-10	0	30-74
	III	0-0,4	0-7	0	0-11

*I – mediu, II – intens, III – foarte intens

Din anul 1915 până în anul 1962 la Chișinău au fost înregistrate 449 de cazuri de suhoveiuri. Uneori timpul secetos este însoțit de furtuni de praf. În cazul suhoveiurilor umiditatea relativă scade de obicei la 30%. În 1946 la Chișinău (19 iulie) valorile ei au scăzut până la 6%.

Secetele dese, mutarea frecventă a cantității de precipitații ce trebuie să cadă primăvara, spre vară sau spre sfârșitul verii, cazurile frecvente de vreme suhoveică în cursul anotimpului cald – toate

acestea constituie una din laturile cele mai negative ale climei RSS Moldovenești. De aceea împotriva acestor fenomene în republică se duce o luptă perseverentă.

Regimul neuniform al căderii precipitațiilor se manifestă nu numai prin apariția secetelor, dar și a ploilor prea abundente cu caracter torențial.

76% din toată suma de precipitații cade în RSSM sub formă de ploi torențiale, inclusiv 26% sub formă de ploi torențiale puternice (violente) și 13% - sub formă de ploi torențiale extrem de puternice. În anii ploioși cantitatea de precipitații minimale lunare căzute este cu 30-70 mai mare ca de obicei, iar maximele lunare depășesc de 3-5 ori cantitățile medii. Cât privește, însă, cantitățile de precipitații căzute în 24 de ore, ele pot deveni de zeci de ori media. Maximul diurn (multianual) mediu oscilează în limitele a 38-48 mm, pe când maximele diurne absolute trec de 200 mm. Cantitatea cea mai mare de precipitații căzute în 24 de ore a fost înregistrată la 8 iulie 1948 la Chișinău (218 mm). Ploile torențiale durează de obicei 1-2 ore, cel mult 6 ore. Intensitatea ploii torențiale atinge 5-6 mm pe minută. La 20 iunie 1959 a fost înregistrată intensitatea de 10,7 mm pe minută.

Prin observări cu ajutorul radiolocatorului s-a constatat, că în RSS Moldovenească norii de ploaie torențială au lungimi sub 2 km în 8% din cazuri, 2-5 km în 14%, 5-10 km în 46%, 10-20 km în 25% și peste 20 km în 6% din cazuri. Spațiile afectate de precipitații în timpul ploilor torențiale reprezintă de obicei niște elipse alungite având suprafața de 200-300 km². Majoritatea covârșitoare a ploilor torențiale este legată de convecția în interiorul masei de aer. Viteza curentului de convecție în timpul ploii torențiale este egală cu 20 mm pe secundă, dar poate să atingă 50 m pe secundă.

Caracterul torențial al precipitațiilor în Moldova are repercusiuni nefaste în special asupra agriculturii, intensificând erodarea solului, creșterea râpelor, înnămolirea iazurilor, luncilor, provocând ridicarea bruscă a nivelului de apă în râuri. În cazul ploilor cu caracter torențial o bună parte din apă se scurge pe povârnișuri, pe râpe și vâlcele, în timp ce în cazul ploilor de lungă durată apa se infiltrează aproape în întregime în sol.

Vorbind despre mersul precipitațiilor în RSS Moldovenească, ar fi cazul să ne oprim asupra grindinei. Cu toate că la noi se înregistrează în medie numai 1-2 zile cu grindină pe an (maximum 4-7 zile), fenomenul acesta pricinuieste mari pagube agriculturii. În perioada dintre 1945-1972 în RSS Moldovenească au fost semnalate 734 de cazuri de cădere a grindinei. De obicei boabele de gheață au dimensiuni mici. Numai în 11% din toate cazurile de cădere a grindinei au fost înregistrate boabe mai mari de 20 mm. Uneori, însă, dimensiunile acestora ating 30-40 și chiar mai mulți milimetri. La 20 august 1969 la Briceni a căzut o ploaie cu grindină; unele boabe cântăreau până la 250 g. Stratul de grindină cu grosimea de 20 cm a ținut 4 ore. Fenomenele de cădere a grindinei de cele mai dese ori au un caracter local și cuprind spații (suprafețe) de până la 0,5 mii ha, dar se cunosc cazuri (4%), când teritoriul afectat de grindină atinge 20-30 mii ha. Grindina cade mai frecvent în regiunile cu relief accidentat, mai ales în periferiile câmpiilor. În regiunile bântuite de grindină au fost instalate rachete, cu ajutorul cărora este prevenită grindina.

Deseori grindina este însoțită de furtună. Numărul total de zile cu furtuni este la noi de 30-37, iar în Codri – chiar de 56-49. 52% din numărul total de cazuri de furtuni revin lunilor iunie și iulie, câte 17% - lunilor mai și august, 4% - lunii aprilie și 7% - lunii septembrie. Durata medie este de 1,7-3,3 ore, iar în aproximativ

jumătate de cazuri – mai puțin de 2 ore. Durata sumară anuală constituie 53-80 de ore, iar la periferiile stepei Bălților – 115 ore. În unii ani durata sumară ajunge la 250 de ore. Furtunile se produc de cele mai dese ori după amiază la orele 16-19. În regiunile de câmpie frecvența furtunilor este mai mare decât pe terenuri ridicate.

Umezeala rezultată din precipitații este consumată parțial prin evaporare, parțial se scurge pe suprafața Pământului și se infiltrează în sol, completând rezervele de apă freatică. Evaporarea de pe suprafața Pământului depinde de o serie de factori: în primul rând, de resursele de căldură, în al doilea rând, de gradul de saturație a aerului cu umezeală și în al treilea rând, de viteza vântului.

Republica dispune de resurse mari de căldură. Dacă toată energia ar fi consumată pentru evaporare, ar putea să se evaporeze în cursul anului 1 500 mm de apă la sud și 1 350 mm la nord. Aceasta constituie evaporarea posibilă sau evaporabilitatea. În realitate se evaporă mult mai puțin. Aceasta se explică prin faptul că, în primul rând, nu ajunge apă care să se evaporeze și, în al doilea rând, că energia mai este consumată și pentru alte procese. Evaporarea depinde într-o mare măsură de umezeala aerului (deficitul de saturație).

Deficitele de umiditate mici din timpul iernii, valorile mari ale umidității relative în condițiile insuficienței de căldură condiționează scăderea bruscă a evaporării în acest anotimp. În timpul verii evaporarea nu este limitată nici de resursele de căldură și nici de deficitul de umiditate. Ea este limitată doar de rezerve insuficiente de umezeală. Vara în curs de 24 de ore se pot evapora 50-60 t de apă de pe 1 ha. Nu este de mirare, deci, că lanul de păpușoi evaporă în cursul sezonului de vegetație 300-370 mm de umezeală. În realitate în cursul anului se evaporă 80-95% din întreaga cantitate de precipitații căzute.

Evaporarea totală de pe suprafața RSSM în cursul anului este aproape egală cu cantitatea anuală de precipitații. Deci, pentru scurgerea de suprafață nu rămâne decât foarte puțin.

Tabelul 17

Evaporarea (totală) de la suprafața uscatului în RSSM (în mm)

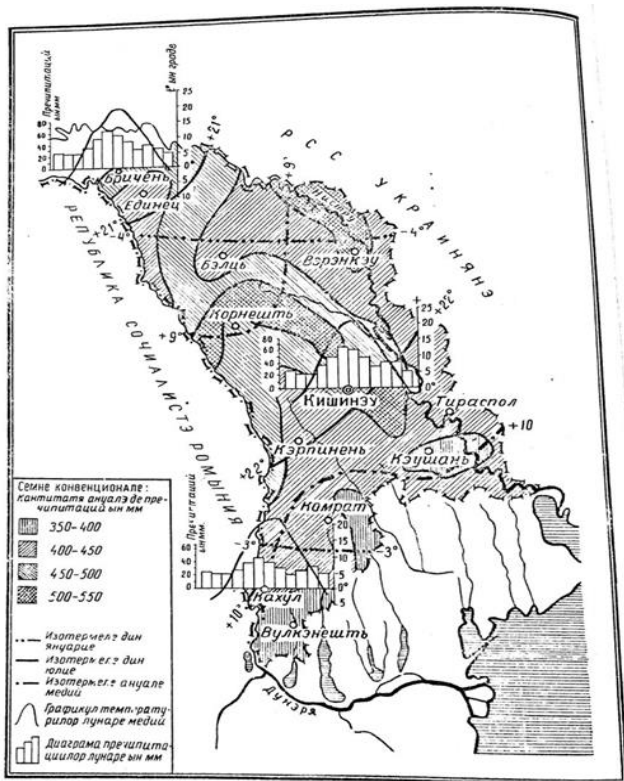
Raioanele	Lunile anului												Anual ă
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Nordice	4	1	4	6	8	9	90	70	5	3	1	4	550
Sudice	1	5	0	0	0	5	75	60	0	0	0	6	500
	0	1	3	5	7	8			4	2	1		
		7	5	0	5	0			5	5	6		

De pe suprafața bazinelor de apă se evaporă circa 900 mm pe an la sud și 750-800 mm la nord. Scurgerea de suprafață la noi este foarte mică. Norma anuală a debitului în râurile mici (bazinele locale) constituie 30-40 mm la nord și 5-7 mm la sud, inclusiv primăvara 20-25 mm la nord și 5 mm la sud. Vara de la 1-2 mm la nord până la 0,1-0,2 mm la sud.

Cunoscând ce cantitate de apă primește un teritoriu pe contul precipitațiilor, infiltrării umezelii în sol și ce cantitate este consumată pentru evaporare și scurgerea de suprafață, putem calcula bilanțul de apă.

Rezumând cele spuse referitor la circuitul de umezeală și regimul de umezire, ținem să subliniem următoarele:

Teritoriul RSS Moldovenești face parte din zona, unde folosirea resurselor de căldură este limitată de insuficiența de umezeală. Lucrările de ameliorare se efectuează mai ales cu scopul asigurării cu apă a teritoriilor aride.



Дес. 18. Харта-схема а репартизэрий температурий ши преципитациялор пе териториул РСС Молдовенешть.

Fig.18 Harta schema a repartizării temperaturii și precipitațiilor pe teritoriul Republicii Moldova.

Caracterizând clima RSS Moldovenești și în special circuitul de umezeală, trebuie să subliniem în mod special regimul extrem de neuniform al precipitațiilor. Variații mari prezintă atât sumele anuale și cele lunare, cât și mersul anual al precipitațiilor. În 30-40% din numărul total de ani suma anuală de precipitații se abate cu ± 100 mm de la normă, iar în unii ani această abatere constituie chiar +400 și - 200 mm. Sunt cunoscute cazurile, când în cursul anului au căzut 210 mm în loc de 430 mm (la sud) și 430 mm în loc de 550 mm (la

nord) sau când cantitatea de precipitații căzute depășea de 1 ori norma anuală. Aproximativ o data în zece ani cad 480-740 mm (norma de 370-560 mm), însă în 70-80% de cazuri cantitatea lor nu depășește 300-500 mm.

Tabelul 18

		Nordul RSSM	Centrul RSSM	Sudul RSSM	În medie pe Uniunea RSS*
Umezeala primită	1.Precipitațiile atmosferice și roua	4930	4870	3950	4560
Umezeala consumată	2. Se scurge pe suprafață	418	360	227	320
	3.Rămâne pe sol (umezirea globală a solului)	4512	4510	3723	4170
	4.Din care se evaporă	4410	4420	3710	4170
	5.Se consumă pentru scurgerea subterană	102	90	13	70

Bilanțul de apă al RSS Moldovenești (în m³ la 1 ha) *Pentru comparație

Deși cantitatea de precipitații este relativ mică (450-500 mm), mersul lor se dovedește a fi foarte favorabil, întrucât 75-80% cad în anotimpul cald. Mai mult ca atât, maximum de precipitații revine lunilor mai-iunie, când plantele consumă o cantitate foarte mare de umezeală.

O bună parte din precipitații cade sub formă de ploi torențiale, ceea ce pricinuieste uneori pagube mari complexelor naturale (în special eroziunea solului) și, deci, economiei naționale.

Umezeala este consumată aproape în întregime pentru evaporare. Una din sarcinile principale ale agrotehnicii în RSSM este luarea de măsuri în vederea micșorării, evaporării și păstrării umezelii în sol. O particularitate foarte negativă a regimului de umezire o constituie oscilațiile bruște ale cantității de precipitații de la an la an, cât și trecerea frecventă a maximumului de la primăvară spre mijlocul și sfârșitul verii, ceea ce are influență nefastă asupra recoltei.

6. Regimul termic al suprafeței subiacente și al componentelor învelișului geografic (dr. Gheorghii Niculița)

I. Factorii de oscilație a temperaturii aerului.

Distribuția temperaturii aerului în atmosferă și modificările sale continue se numește regim termic al atmosferei.[1, p.102] Regimul de căldură este cel mai important component al climei și se manifestă, mai întâi de toate, prin schimbul caloric dintre atmosferă și mediul înconjurător, care include suprafața subiacentă, straturile de aer și spațiul cosmic.

Schimbul de căldură are loc prin:

- radiație, în relația Soare – suprafața subiacentă – aerul atmosferic;
- conductivitatea termică moleculară în relația aer - suprafața terestră;
- evaporare cu condensarea ulterioară a vaporilor, etc.

Schimbarea temperaturii aerului are loc și prin procesele adiabatice.

Încălzirea directă a aerului de la razele solare în troposferă este mică și nu aduce la creșterea temperaturii lui. Rol hotărâtor în formarea regimului caloric atmosferic îl are schimbul de căldură cu suprafața terestră și circuitul umidității. În contact direct cu suprafața terestră schimbul de căldură are loc prin conductivitatea termică

moleculară. În spațiul atmosferic oscilațiile de temperatură se manifestă prin procesele adiabatic, care se petrec la mișcarea ascendentă și descendentă a maselor de aer.

În straturile de aer până la înălțimea de 100-150m schimbul de căldură se petrece prin amestec turbulent. Spre exemplu, dacă aerul se încălzește de la suprafața subiacentă, începe mișcarea de ridicare turbulentă, fapt care duce la răspândirea căldurii în straturile mai înalte, și totodată - el se răcește adiabatic. Astfel răcirea suprafeței terestre este însoțită de trecerea energiei în straturile de aer cu care se găsește în contact direct. În continuare, pentru straturile de la înălțime, schimbul de căldură cu suprafața terestră este mai puțin semnificativ în timpul zilei, și devine important în perioada de noapte, când are loc manifestarea radiației efective de undă lungă (E).

Schimbul de căldură dintre suprafața terestră și atmosferă are loc pretutindeni, dar cu diferită intensitate, fapt care aduce la încălzirea neuniformă a straturilor inferioare. În locurile unde temperatura este mai ridicată se formează depresiuni barice și, ca rezultat – mișcarea advectivă a aerului cu pătrunderea în aceste locuri a aerului mai rece din alte regiuni. Acest model de schimbare a temperaturii atmosferice se numește **advecție**. Dacă în locul dat vine aer rece - va apărea un front rece, însoțit de procese frontale cu nori cumulus-nimbus, și vremea se va răci. Așa model de schimbare a temperaturii aerului, la nivel local, este caracteristic pentru Republica Moldova în perioada de primăvară – începutul verii, când are loc schimb de aer cu arealul Mării Negre, care încă rămâne rece și formează un spațiu de aer cu presiune mai ridicată. Pentru Republica Moldova această perioadă este cea mai ploioasă.

II. Bilanțul de căldură al suprafeței terestre.

Încălzirea atmosferei are loc de la suprafața subiacentă, care la rândul ei se încălzește neuniform prin radiația solară sumară și de la radiația inversă a atmosferei (E). De aceea schimbarea temperaturii aerului în stratul de contact depinde de caracterul și bilanțul de căldură a locului. În continuare o să analizăm bilanțul de căldură a unor tipuri de suprafață subiacentă.[1, p.104]

Suprafața subiacentă, prin elementele sale – solul, suprafața elementelor acvatice, vegetația, zăpada, gheața, etc., permanent primește și pierde căldură. În perioada zilei (a perioadei cu valori pozitive a bilanțului radiativ în straturile inferioare ale troposferei) aerul se încălzește și se ridică în straturile superioare. De la suprafața subiacentă căldura se răspândește și în direcție inversă – în sol. În spațiul acvatic căldura se răspândește în mod deosebit. Totodată suprafața terestră primește căldură din atmosferă prin conductivitatea termică moleculară, și tot pe aceeași cale - o pierde. Prin conductivitatea moleculară căldura se răspândește în adâncul solului (ziua și în perioada caldă a anului), ori se ridică din straturile inferioare (noaptea și în perioada de iarnă). Suprafața terestră primește căldură și de la condensarea în ea a vaporilor de apă, și în invers – pierde căldură la evaporare. În primul caz căldura se eliberează, în cazul doi căldura trece în formă ”ascunsă”. În orice interval de timp de la suprafața terestră în sumă se pierde aceeași cantitate de căldură cât s-a acumulat de la surse externe și din adâncime. Suma algebrică a veniturilor și pierderilor de căldură este egală cu zero. Pentru a exprima în formule această afirmație unim radiația absorbită și radiația efectivă în bilanț de radiație:

$$R = (l \sin h + i)(I - A) - E_e, \text{ unde}$$

$(l \sin h + i)$ – radiația sumară;

$(I - A)$ – albedoul;

E_e – radiația efectivă.

În continuare înseamnă schimbul de căldură prin conductivitate moleculară dintre suprafața terestră încălzită de radiația solară și atmosferă cu P , și aceeași procedură efectuăm pentru straturile de sol ori de apă - cu A . Pierderea căldurii la evaporare ori primirea ei la condensare de către suprafața terestră, notăm prin LE , unde L reprezintă căldura latentă de evaporare, E – masa apei evaporată ori condensată. În acest caz ecuația bilanțului de căldură al suprafeței terestre va reprezenta următorul raport:

$$R + P + A + LE = 0 \quad (1)$$

Această ecuație este valabilă pentru orice perioadă a anului, inclusiv multianuală.

Dacă bilanțul de căldură al suprafeței terestre este egal cu "0" asta nu înseamnă că pe parcursul timpului temperatura ei nu se schimbă. În cazul când căldura se răspândește de la suprafața terestră în adâncime (în timpul zilei, vara), o parte din ea rămâne în stratul superficial (**stratul activ**) fie sol fie apă, care se încălzește. Vara stratul de sol lipsit de plante poate să se încălzească până la 70°C. La așa temperatură are loc degradarea lui prin distrugerea substanțelor organice, pierderea structurii și tasare. Acest mecanism este începutul fenomenului de deșertificare, caracteristic pentru Republica Moldova.

În timp de iarnă are loc proces invers, de cedare a căldurii în atmosferă prin stratul activ. În acest caz suprafața terestră se răcește până la temperatura de îngheț.

III. Deosebirile regimului de căldură la suprafața solului și a apei.

La suprafața pământului încălzirea și stabilirea regimului de căldură parcurge în mod diferit datorită neomogenității suprafeței subiacente. În această lucrare noi evidențiem două elemente ale suprafeței terestre: de uscat și acvatică. Mecanismul de încălzire și particularitățile calorice ale părții superficiale de uscat este diferit față de cel acvatic. Referitor la uscat noi ne referim la învelișul de sol. [1, p. 106]

În straturile de sol căldura se răspândește pe calea conductivității termice moleculare. În apa ea se distribuie mai mult pe calea amestecului turbulent al straturilor, provocat de valurile eoliene și curenți. Pe timp de noapte și în perioada de răcire a timpului (toamna), amestecul are loc prin convecția termică, explicată prin densitatea maximă a apei la temperatura de $+4^{\circ}\text{C}$ și stratificarea termică. În mări și oceane acest proces este condiționat și de evaporare, mai pronunțată în latitudinile intertropicale. Aici apa este mai sărată, mai densă, și înlocuită de apa mai puțin sărată de la adâncime. Razele solare pătrund în stratul de apă și îl încălzesc în profunzime. Variațiile diurne de temperatură în apă se înregistrează până la zeci de metri, în timp ce în sol – la mai puțin de un metru. În straturile de apă oscilațiile termice anuale pe verticală se înregistrează până la sute de metri, pe când în sol – doar la 10-20 m. Componenta A din ecuația bilanțului de căldură (1) pentru apă este de multe ori mai mare decât pentru sol, iar componenta P - respectiv, este mai mică.

Noaptea și iarna apa pierde căldură prin stratul activ, în schimb primește căldură din straturile mai adânci. De aceea temperatura la suprafața apei scade lent. La suprafața solului, în aceleași condiții,

temperatura la suprafață scade repede: căldura acumulată în stratul activ repede se epuizează fără a fi compensată din adâncime.

În perioada de vară, ziua, temperatura suprafeței active a solului este mai înaltă decât a suprafeței active a apei. În timpul nopții, în special iarna, temperatura solului este mai coborâtă față de temperatura la suprafața apei. Corespunzător, amplituda temperaturilor diurne, cât și anuale, este mult mai mare la suprafața solului decât la suprafața apei. Temperatura aerului deasupra apei iarna este mai înaltă decât deasupra uscatului.

IV. Mersul diurn și anual al temperaturii la suprafața solului.

Suprafața activă a solului în parcursul zilei se încălzește neuniform. Minimul de temperatură se înregistrează aproximativ peste jumătate de oră după răsăritul soarelui. Către acest moment bilanțul radiativ al suprafeței solului este egal cu zero – cedarea căldurii din stratul activ prin radiație efectivă se echivalează cu fluxul de radiație solară sumară. Temperatura suprafeței solului în continuare crește până la ora 13-14, când este atins maximul în mersul diurn, după ce temperatura începe să scadă până la minimul de dimineață. În parcursul zilei temperatura aerului la nivelul solului este mai înaltă decât temperatura medie, care se măsoară în cabina meteorologică la înălțimea de 2m. În timpul de noapte invers - minimele termice ale aerului se înregistrează la nivelul solului deoarece el se răcește prin radiația efectivă, și apoi, de la el, se răcește aerul. Acest mecanism explică cazurile de îngheț la nivelul solului primăvara târziu și la început de toamna în Republica Moldova. Ele se deosebesc de restul tipurilor de îngheț prin faptul că au loc în timp ce media diurnă a temperaturii aerului este pozitivă. În cazul dat ele sunt de geneză radiativă.

Mersul diurn al temperaturii solului mai depinde și de expoziția versanților, adică de orientarea înclinației suprafeței date față de părțile lumii. Radiația de noapte este aceeași pentru toți versanții, însă încălzirea de zi a solului va fi maximală pentru versanții orientați spre sud, iar cea minimală -pentru cei cu expoziție nordică. Mersul diurn al temperaturii solului depinde și de învelișul vegetal.

V. Influența învelișului vegetal și a zăpezii asupra temperaturii suprafeței solului.

Învelișul vegetal are un rol însemnat în formarea regimului termic al stratului de sol atât în perioada de zi, cât și de noapte. Radiația efectivă în perioada de noapte mai întâi are loc de pe suprafața plantelor, care se răcesc mai repede, în timp ce solul de sub învelișul vegetal va avea temperatura mai înaltă. În perioada de zi vegetația va limita încălzirea excesivă a solului de la radiația solară. Astfel amplituda diurnă a temperaturii solului, sub cuvertura vegetală, va fi mai mică.

În concluzie: în latitudinile cu insolație puternică învelișul vegetal protejează solul de la supraîncălzire.

Oscilații de temperatură a solului în perioada de iarnă este moderată de prezența stratului de zăpadă. Iradierea are loc de pe suprafața zăpezii în timp ce solul de sub ea este protejat de la suprarăcire și va rămâne mai cald. Amplituda termică diurnă a solului sub stratul de zăpadă este mică.

În concluzie: învelișul vegetal în perioada de vară reduce valorile termice ale suprafeței solului, iar învelișul de zăpadă iarna invers – le ridică. Acțiunile comune ale învelișului vegetal vara, și a stratului de zăpadă iarna, micșorează amplituda anuală a temperaturii la suprafața solului. Această diminuare se apreciază la 10-15°C în comparație cu condițiile termice ale solului dezgolit.

VI. Răspândirea căldurii în adâncimea stratului de sol.

Pentru explicarea răspândirii căldurii în adâncimea solului este aplicabilă teoria conductivității termice moleculare propusă cândva de Fourier. Observațiile efectuate au demonstrat că răspândirea căldurii în sol se realizează în apropiată conformitate cu aceste legi.

Prima lege a lui Fourier. Cu cât este mai mare densitatea și umiditatea solului, cu atât este mai intensă conductivitatea termică, viteza și adâncimea de răspândire a oscilației termice.
[1]

Indiferent de tipul de sol, perioada de ezitare a temperaturii nu se schimbă cu adâncimea. Asta înseamnă că nu numai la suprafață, dar și în adâncime rămâne neschimbat mersul diurn al temperaturii atât pentru perioada de 24 de ore, cât și pentru 12 luni. Este evident că odată cu adâncimea ezitarea amplitudei de temperatură se micșorează.

A doua lege a lui Fourier. Creșterea cotei de adâncime a stratului de sol în progresie aritmetică duce la micșorarea amplitudei de temperatură în progresie geometrică.

La o oarecare adâncime în stratul de sol amplituda diurnă a temperaturii devine atât de mică încât se egalează cu zero. La această adâncime (70-100cm) se localizează stratul cu **temperatură diurnă constantă**.

Ezitarea amplitudei anuale de temperaturi se micșorează odată cu adâncimea după aceeași lege, însă ea se extinde la mai mare adâncime deoarece are loc într-o durată mai mare de timp. În latitudinile polare ea atinge valoarea zero la adâncimea de ca 30 m, în latitudinile temperate – 15-20 m, în latitudinile tropice la 10m. La aceste cote de adâncime începe stratul cu temperatură anuală constantă.

A treia lege a lui Fourier. Calendarul temperaturilor maxime și minime, atât diurne cât și anuale, întârzie odată cu adâncimea, proporțional ei. Extremele diurne întârzie la fiecare 10 cm de adâncime cu 2,5-3,5 ore. Asta înseamnă că la adâncimea de 50 cm maximul diurn se va înregistra după miezul nopții. Maximul și minimul anual al temperaturilor întârzie cu 20-30 zile pentru fiecare metru de adâncime.

A patra lege a lui Fourier demonstrează, că adâncimea stratului cu temperatură diurnă și temperatură anuală constantă se raportează ca radicalul pătrat din perioada de ezitare (365 zile), adică 1: $\sqrt{365}$. Asta înseamnă că adâncimea la care se estompează ezitarea anuală este de 19 ori mai mare decât adâncimea la care se estompează amplituda temperaturii diurne a solului.

Toate legile Furie se confirmă prin observații directe asupra răspândirii căldurii în sol.

Cu deosebire în mersul temperaturii anuale la diferite adâncimi este legată răspândirea căldurii pe verticală în diferite sezoane. Vara temperatura solului scade odată cu adâncimea, pe când iarna – crește, primăvara la început ea crește iar apoi scade, toamna inițial scade, apoi crește.

VII. Mersul diurn și anual al temperaturii la suprafața și în straturile superioare ale bazinelor acvatice.

Deosebirea esențială în particularitățile de răspândire a căldurii în straturile de apă este că ea are loc predominant prin amestec. De aceea în procesul de încălzire cât și de răcire a apei sunt implicate straturile din adâncime. Pe de altă parte, apa dispune de capacitate termică mai mare decât solul. Ca rezultat, amplituda diurnă a temperaturii apei la suprafața bazinelor este mică, doar de câteva zecimi de grade: 0,1 - 0,2°C - în latitudinile temperate și cca

0,5°C - la tropice. În oscilațiile termice diurne ale apei la suprafața oceanului valorile maxime se înregistrează la ora 15-16, iar minime – peste 2-3 ore după răsăritul soarelui.

Amplituda anuală de oscilație a temperaturilor apei la nivelul oceanului este considerabil mai mare decât cea diurnă, însă mai mică decât amplituda temperaturilor anuale la suprafața solului. La tropice ea alcătuiește 2-3°C, la 40° lat.n.– cca 10°C iar la 40° lat.s. – cca 5°C. Pentru mările intracontinentale și lacurile cu adâncime mare sunt posibile oscilații mai mari – până la 20°C, și mai mult.

VIII. Inversiile de temperatură.

Odată cu altitudinea temperatura aerului scade conform legii stratificării termice. Creșterea temperaturii odată cu înălțimea se numește inversie, iar stratul în care temperatura crește – stratul de inversiei. În atmosferă straturile de inversie sunt observate permanent.

În cazul de răcire puternică a suprafeței terestre în rezultatul radiației efective apar inversii de radiație. Ele se formează în nopțile senine de vară și pot cuprinde un strat de aer cu grosimea de câteva sute de metri. În nopțile senine de iarnă inversia se păstrează până la câteva săptămâni și pot cuprinde un strat de aer cu grosimea de până la 1 500m. În acest caz în orașe se stabilește stare ecologică nefavorabilă. Substanțele poluante se acumulează în stratul inferior din cauza calmului atmosferic și lipsa aerăției. Inversiile se formează și în straturile atmosferice de la înălțime. Straturile de inversie în atmosfera liberă stopează procesele convective, de aceea pot fi numite straturi de blocare. Ele fac parte din categoria inversiilor de altitudine. Prezența lor favorizează formarea deșerturilor litorale în latitudinile tropicale. [2, p.101]

IX. Relația dintre temperaturile aerului atmosferic la suprafața terestră și consecințele exprimate în natură

Anterior s-a scris despre regimul de temperatură al atmosferei, al stratului de la suprafața terestră (sol) și la suprafața acvatică și despre inversiile de temperatură. S-a scos în evidență consecințele lor în contextul influenței nefavorabile asupra acelor componente naturale care îl preocupă pe om. Apare întrebarea: sunt locuri pe suprafața terestră unde condițiile de temperatură ale aerului, apei, suprafeței litosferei, împreună cu inversiile, se unesc și parcurg solidar? Răspunsul este ”da”, și aceste locuri sunt deșerturile de pe litoralele de vest ale continentelor în latitudinile tropicale: Atacama (cu Seciura, Peru), latitudinile tropicale ale Californiei și Mexicului, Sahara de Vest și deșertul Namib. Toate sunt asemănătoare și se definesc la fel: deșerturi reci; cele mai aride locuri; lume organică săracă și deosebită; locuri slab populate de oameni, teritorii slab cunoscute pentru noi, etc. Cel mai impresionant este deșertul Atacama.

X. Condițiile de formare a deșertului Atacama.

Teritoriului Chile de Nord, care este ocupat de deșertul cunoscut sub numele Atacama, este unul din cel mai bine conturate raioane naturale din toată America de Sud. Aici se găsesc locuri unde nici odată nu a fost înregistrată vre-o ploaie, și unde imense suprafețe rămân lipsite de vegetație. Deșertul se întinde pe o distanță de cca 1 600km între centrele administrative Arica și Calidera. Dea lungul litoralului, imediat la linia țărmului, pe tot întinsul ei se ridică Lanțul de Coastă (Costa) cu înălțimea cuprinsă între 600 - 1 000m. Deșertul Atacama se întinde pe cealaltă parte a Lanțului, până la munții Anzi. În prezent Atacama rămâne a fi unul din cele mai aride locuri din lume. Ani la rând aici nu cad ploi. De exemplu, în or.

Ichiche a fost înregistrată lipsă de precipitații pe parcurs a 14 ani din 20, iar cantitatea lor în restul 6 ani a fost de 28mm. Umiditatea relativă a aerului în zona de litoral este înaltă în comparație cu a raioanelor interne: în or. Ichiche valorile ei alcătuiește 81-85% iar în or. Calame (situat la periferia de Est a deșertului) - doar 41%. În zona de litoral adeseori se înregistrează zile posomorâte. În raioanele interioare ale deșertului timp îndelungat cerul rămâne senin. În timp de noapte (și iarnă), prin radiația efectivă suprafața terestră se răcește și se apropie de 0°C. În așa cazuri deșertul se acoperă cu ceață densă, care alimentează suprafața subiacentă cu rouă bogată. [4]

Dea lungul țărmului de Vest ale tuturor continentelor, în afară de Australia, spre ecuator se scurg curenți reci, însoțiți de ridicarea la suprafață în apropiere de țărm a apelor din adâncime. Acestea condiționează formarea la țărmurile de Vest a unei clime uscate și răcoroase. Nici pe un continent acest fenomen nu are așa dezvoltare ca cel ce s-a format dea lungul țărmului de Vest ale statelor Chile și Peru, scaldate de curentul rece Peruan. Acest curent este format din două componente (ramificări) cu caracteristici individuale bine exprimate: 1) *Curentul Peruan oceanic* - trece la distanță față de țărm. El reprezintă apa care s-a îndepărtat de la țărm sub influența mișcării de rotație a Pământului, și a maselor de aer care suflă de pe litoral spre nord-vest. [4,5,6] În această ramură apa are temperaturi coborâte, dar nu în așa măsură cum la țărm, unde în locul lor se ridică apa din adâncime. Astfel în apropiere nemijlocită de țărm trece al doilea component 2) *Curentul Peruan de țărm* - care atinge lățimea de 80-160 km și este alimentat de apele din adâncime. El se mișcă spre nord mai repede iar apa are temperatura considerabil mai coborâtă decât apa Curentului Peruan oceanic. Temperatura apei este constantă și se menține pe toată distanța: de la latitudinile Chile până în apropiere de ecuator, cu oscilație între 15 – 18°C. Spre deosebire

de primul curent, aici apa are culoare verzuie și este foarte bogată în organisme marine. [4]

Datorită prezenței apelor reci pe toată întinderea țărmului, temperatura aerului este mai joasă decât media pe latitudine. De exemplu, temperatura medie anuală în Lima este 19,3°C în timp ce în San-Salvador, din estul de litoral al Braziliei, aflat la aceeași paralelă, temperatura medie anuală este de 24,8 C. Cea mai lungă perioadă a anului pe litoralul scaldat de apele reci cad foarte puține precipitații. Factorii care determină așa particularități ale climei sunt vânturile predominante de Sud și sud-vest, care trec peste suprafața apelor Curentului Peruan de țărm, treptat devin umede și se răcesc. Deoarece temperatura tot timpul se micșorează, aerul repede poate atinge punctul de rouă, și în unele regiuni ale țărmului se formează ceață densă, mai ales în perioada rece a anului. În continuare aerul se deplasează peste Munții de Coastă. Ridicându-se pe versanți aerul se răcește adiabatic până la punctul de rouă și formează ceață. Iarna se formează ceață densă și deasupra Curentului de țărm datorită temperaturilor reduse ale aerului. În interiorul litoralului aerul rece și umed se răspândește până la poalele munților Anzi. Insolația puternică în timpul zilei încălzește puternic suprafața terestră iar temperatura aerului atinge valori de peste 30°C. Aerul încălzit se ridică ascendent, inclusiv pe versanții Anzilor. În perioada de iarnă vânturile devin mai puternice urcarea pe versanți devine mult mai intensivă. Răcirea adiabatică duce la apropierea de elasticitatea de saturație a vaporilor de apă. La altitudinea 1 500 – 2 000m se formează straturi groase de nori stratiformi care în perioada iunie – octombrie acoperă tot litoralul de la paralela or. Arica până la paralela 11° l.s. Necâtând la prezența norilor precipitațiile sunt foarte rare și reprezintă doar câțiva stropi. Aceasta se datorează faptului că

ridicându-se convectiv norii ajung la spațiul de inversie termică și se destramă. Această inversie este din categoria celor de altitudine.

Inversiile de altitudine anul împrejur se observă în anticicloanele subtropicale, inclusiv și în părțile orientate spre ecuator, în zona circulației alizeice. Ele se mai numesc inversii alizeice și se stabilesc la înălțimea de 2 000 – 2 500m deasupra stratului de nori. Rol important în formarea lor joacă mișcarea descendentă a aerului deasupra norilor cu *încălzirea adiabatică* de aer uscat ca prelungire a fenomenului de Foehn. De la suprafața terestră mișcarea ascendentă a aerului rece până la formarea norilor – răcirea adiabatică are loc în condiții de aer umed. Este evident faptul că inversia de temperatură se formează și se păstrează permanent deasupra norilor. Ea se numește inversie *pe stratul de nori, și este de genă dinamică*.

Bibliografie

1. Hromov S.P. Meteorologhia i Klimatologhia dlea gheograficeshii facultetov. Leningrad Ghidrometeoizdat, 1983.
2. Necliucova N.P. Obşcee Zemlevedenie. Izd. "Prosveaşenie", Moscva, 1986. P.I
3. Şubaev L.P. Obşcee Zemlevedenie. Izd. "Vâşşaiia Şcola", Moscva, 1969.
4. Preston Djems. Latinscaia America. Izd. Inostrannoi literarurâ, Moscova, 1949.
5. James, An Outline of Geography pp. 134-136.
6. Finch and Trewartha, Elements of Geography, pp. 84-89.

XI. Cum se descrie clima satului sau orașului natal

1. Indicații generale

După cum s-a spus de acum, clima este regimul multianual al proceselor meteorologice, ce se manifestă în succesiunea logică a stărilor de timp caracteristice pentru o regiune dată, determinată de radiația solară, circulația atmosferei și caracterul suprafeței subiacente. Clima se caracterizează de obicei prin valori medii și extreme (minimale și maxime) ale elementelor meteorologice (temperatura, umiditatea, cantitatea de precipitații, tipul și gradul nebulozității, regimul vânturilor ș.a.m.d.).

Studierea acestei îmbinări extrem de complicate a fenomenelor în mediul înconjurător necesită o muncă perseverentă și îndelungată a multor zeci și sute de cercetători.

Orice cercetător înainte de a începe studiarea climei trebuie să analizeze și să prelucreze din punct de vedere al scopului pe care-l urmărește materialul acumulat în acest domeniu timp de ani și decenii. De aceea înainte de a trece la descrierea climei localității fiecare cercetător trebuie să pună în fața sa și să răspundă la o serie de întrebări. Iată principalele dintre ele.

1. Din ce punct de vedere și după ce plan urmează să fie descrisă clima? 2. Ce materiale sunt la îndemână pentru a alcătui această descriere? 3. În ce măsură pot fi de folos observațiile proprii? 4. În ce măsură trebuie să se țină cont de particularitățile climatice ale unor sectoare de teren la descrierea climei în ansamblu? 5. Ce fel de ilustrații (grafice ș.a.) pot fi folosite la întocmirea descrierii? 6. Pentru cine este destinată această descriere (pentru lucrătorii din agricultură, transporturi, pentru turiști, constructori, medici ș.a.m.d.)? Fiecare categorie de specialiști are nevoie de anumite detalii, ce nu prezintă interes pentru alții.

Nu există un etalon acceptat al planului pentru descrierea climei unei localități. Planul aproximativ al caracteristicii climei, pe care îl propunem cititorului, se bazează pe materialele publicate și relativ accesibile tuturor.

Planul este destinat cercetătorului ținutului natal. El este destul de vast și realizarea lui necesită o muncă mare și migăloasă. În același timp el este pe deplin accesibil pentru acei care și-au pus acest scop. Caracteristica climei pe care o veți face poate să fie mai schematică și mai scurtă sau mai detaliată și mai amplă decât aceea pe care o propunem. Totul depinde de scopul pe care l-ați pus și de posibilități, adică de materialul de care dispuneți. Planul conține 7 capitole, care se subîmpart în paragrafe. În cadrul fiecărui paragraf se evidențiază o serie de puncte. Compartimentele diferă din punctul de vedere al importanței și volumului.

Scurtă caracteristică fizico-geografică a locului.

Așezarea geografică (latitudinea, longitudinea), distanța până la ocean, mare, lanțurile de munți.

Caracterul general al reliefului, în special particularitățile ce exercită influență asupra climei (altitudinea, forma, poziția și orientarea ridicăturilor și văilor, gradul de descoperire față de punctele cardinale, poziția față de fundul văii și linia de cumpănă a apelor). Gradul de dezmembrare și accidentare a terenului.

Caracterul general al învelișului pedo-vegetal (solurile, gradul de împădurire, prezența sectoarelor cu vegetație virgină, caracterul covorului vegetal).

Construcțiile artificiale și modificările antropogene ale învelișului pedo-vegetal care au influență asupra climei (construcții, bazine de apă artificiale, perdele forestiere, modul de folosire a pământului).

Enumerarea principalelor surse de informație, folosite pentru alcătuirea caracteristicii date.

E cazul să menționăm, că în ceea ce privește numărul de pagini acest capitol introductiv trebuie să constituie cel mult 3-7% din volumul lucrării, adică cel mult 1,5-3 pagini în caz dacă lucrarea va avea, să zicem, 40 de pagini în total.

Factorii climatogeni și procesele de climatogeneză

Afluxul și cedarea radiației.

Factorii astronomici. Variația duratei zilei. Durata strălucirii solare posibile. Schimbarea înălțimii Soarelui deasupra orizontului la amiază. Date referitoare la gradul de iluminare. 2) Numărul real de ore cu strălucire solară. 3) Radiația solară directă și totală (mersul anual). 4) Radiația efectivă. 5) Bilanțul de radiație.

Circulația generală a atmosferei.

Principalele mase de aer ce se observă pe teritoriul dat și probabilitatea prezenței lor în cursul diferitelor perioade ale anului. 2) Fronturile atmosferice principale, poziția lor în raport cu localitatea dată în diferite sezoane. 3) Cicloane și anticicloane (mersul anual al presiunii atmosferice). 4) Centrii barici principali (centrii de acțiune a atmosferei) ce exercită asupra climei localității date. 5) Poziția în raport cu sistemul planetar al vânturilor.

Factorii geografici (proprietățile suprafeței subiacente). Influența latitudinii geografice, îndepărtării față de mări și oceane, reliefului, învelișului pedo-vegetal (schimbul de căldură în sol); influența omului asupra caracterului suprafeței subiacente și în consecință asupra climei.

Circuitul caloric. Sursele de venit ale bilanțului caloric. Sursele de consum ale bilanțului caloric. Dinamica anuală a bilanțului caloric.

Circuitul de umezeală. Transportarea vaporilor de apă în aer. Fenomenele de sublimare și condensare în atmosferă. Regimul precipitațiilor. Evaporarea.

Capitolul acesta are o foarte mare importanță pentru înțelegerea proceselor ce au loc în atmosfera regiunii respective. La întocmirea lui urmează să fie folosite materiale privind teritorii mai vaste. Deci, în acest scop pot fi folosite lucrările privind clima Europei, ex-URSS, Părții Europene a ex-URSS, Ucrainei, ex-R M ș.a.

Caracteristica generală și mersul anual al principalelor elemente meteorologice.

Regimul termic.

1) Mersul anual al temperaturilor medii lunare ale aerului. 2) Mersul anual al temperaturii la suprafața solului. 3) Temperatura solului la diferite adâncimi. 4) Temperaturile minimale și maxime ale aerului în diferite luni. 5) Maxima și minima absolută. Amplitudinea anuală de temperaturi ale aerului. 6) Numărul de zile cu temperatură minimală cuprinsă în anumite limite: de la 0°, -5°, -10°, -15°, -20°, -25°, -30° și sub această limită. 7) Numărul de zile cu temperatura maximală cuprinsă între 5 și 20°, 10 și 15°, 15 și 20°, 20 și 25°, 25 și 30°. 8) Numărul de zile cu temperatura medie diurnă sub 0°. 9) Datele trecerii valorilor termice peste $\pm 20^\circ$, $\pm 15^\circ$, $\pm 10^\circ$; $\pm 5^\circ$, $\pm 0^\circ$. 10) Datele când au avut loc primele și ultimele înghețuri. 11) Probabilitatea apariției înghețurilor în termene diferite. 12) Amplitudinile diurne ale temperaturii aerului în diferite sezoane. 13) Probabilitatea diferitelor perioade.

b) Regimul de umezire.

1) Precipitațiile. 2) Evaporarea și evaporabilitatea. 3) Umiditatea aerului. 4) Nebulozitatea. 5) Stratul (învelișul) de zăpadă. 6)

Rezervele de umezeală în sol. 7) Calamitățile legate de regimul de umezire. Secetele. Ploile torențiale cu urmări catastrofale.

c) Presiunea aerului și vântul. Regimul de presiune. Regimul vântului.

d) Ceața. Poleiul. Chiciura. Viscocele. Furtunile. Grindina. Furtunile de praf.

Acest capitol ocupă locul central în lucrare, întrucât conține principalele date informative despre climă. El poate fi scris pe baza datelor oferite de îndreptarul climatic al RSS Moldovenești și de lucrările consacrate special republicii noastre.

Caracteristica sezoanelor anului.

IV a) Iarna. IV b) Primăvara. IV c) Vara. IV d) Toamna.

La întocmirea lor pot fi folosite, în primul rând, rezultatele analizei materialului capitolelor precedente, în al doilea rând – observările proprii și datele din diferite publicații.

Deosebiri de microclimă

Particularitățile climei fundului văii. Particularitățile climei sectoarelor ridicate. Particularitățile de climă ale pădurii. Influența râului (bazinului de apă). Drept sursă de material referitor la acest capitol pot servi lucrările privind microclima, observările proprii și tabelele publicate în îndreptarele climatice ale RSS Moldovenești.

Aprecierea economică a climei.

a) Condițiile de creștere a diferitelor plante agricole. b) Clima și sănătatea omului.

Nu e lucru simplu să dai aprecierea economică a climei. În acest scop folosiți-vă de materialele referitoare la termenele lucrărilor agricole, cereți sfat la un agronom, la un medic.

Câte ceva despre climatele din trecut.

Unele date despre climatele din trecut le puteți găsi în cărțile de paleoclimatologie, paleogeografie și, în sfârșit, în materialele privind

dezvelirile geologice. Este imposibil, firește, de constatat în detaliu specificul oscilațiilor climatei într-un punct oarecare în raport cu alte puncte apropiate. De aceea clima trecutului se caracterizează în linii generale.

Când veți începe lucrul asupra acestui capitol faceți în primul rând legătura cu cea mai apropiată stație meteorologică.

2. Caracteristica principalelor surse ce pot fi utilizate

Pentru caracterizarea climatei unei localități oarecare din RSS Moldovenească puteți folosi datele oferite de “Îndreptarul climatologic al Uniunii RSS”, unde se citează datele privind 25 de stații și 77 posturi, inclusiv o serie de posturi, care au fost trecute din categoria stațiilor în categoria posturilor și invers, o serie de posturi ce au fost trecute în categoria stațiilor.

La folosirea îndreptarului susmenționat urmează să se țină cont de faptul, că datele citate referitor la diferite stații diferă în ceea ce privește detaliile; de exemplu, în parte I datele referitoare la bilanțul de radiație și radiația solară se dau numai pentru o singură stație – Chișinău, oraș, pe când rezultatele observărilor asupra strălucirii solare se dau pentru 8 stații: Bălți, Briceni, Voroncău, Dubăsari, Cahul, Cucuruzeni, Soroca, Tiraspol. În partea a II (“Temperatura aerului și solului”) se indică temperatura aerului pentru 37 stații și posturi, iar temperatura solului la diferite adâncimi numai pentru 12 stații și posturi.

În partea a III (“Vântul”) găsim date pentru 27 stații și posturi (unele sunt incomplete).

Cel mai mare număr de stații și posturi se citează în partea a IV (“Umiditatea aerului, precipitațiile atmosferice, învelișul de zăpadă”). Precipitațiile se indică pentru 102 stații și posturi, umiditatea – numai pentru 25 și învelișul de zăpadă – pentru 24 de posturi.

Și, în sfârșit, în partea V (“Nebulozitatea și fenomenele atmosferice”) au intrat datele observărilor asupra nebulozității pentru 22 de stații, asupra ceții – pentru 23, asupra viscolelor și furtunilor – pentru 17 și asupra grindinei – pentru 21 de stații.

Trebuie folosite de asemenea datele publicate în cartea “Агроклиматический справочник по Молдавской ССР” (Îndreptarul agroclimatic pentru RM), Chișinău, “Cartea Moldovenească”, 1969. La caracterizarea climei de mare ajutor pot fi descrierile anotimpurilor, precum și datele referitoare la condițiile agroclimatice de creștere a principalelor culturi agricole. Anexa pe 30 de pagini de la sfârșitul cărții conține 16 tabele cu cifre, ce caracterizează temperaturile medii și extreme ale aerului, cantitatea de precipitații, deficitul de umiditate a aerului, viteza vântului, temperatura solului la diferite adâncimi, datele primului îngheț de toamnă și ultimului îngheț de primăvară, numărul de zile cu grindină, cu vânturi puternice, cu înghețuri ș.a.

Înainte de a începe descrierea climei unui punct geografic din RM consultați lista stațiilor meteorologice de la sfârșitul fiecărui număr al îndreptarului climatologic, alegeți stația cea mai apropiată și considerați-o ca având caracteristici analoage cu ale localității voastre. Metoda aceasta este admisibilă chiar și în caz dacă există unele abateri și rezultatele observărilor din localitate diferă întrucâtva de cele referitoare la stația vecină. Urmează, însă, să atrageți o deosebită atenție asupra înălțimii stației de la nivelul mării. (Înainte de a începe lucrul trebuie să vă duceți la stație și să vă consultați cu colaboratorii ei în privința chestiunilor care vă interesează). Comparați înălțimea stației cu înălțimea localității voastre. Pentru aceasta măsurați presiunea la stație (cu ajutorul aneroidului) și după aceea în aceeași zi în localitatea ce o descrieți. Calculând diferența de presiune dintre stație și punctul dat, înmulțiți-

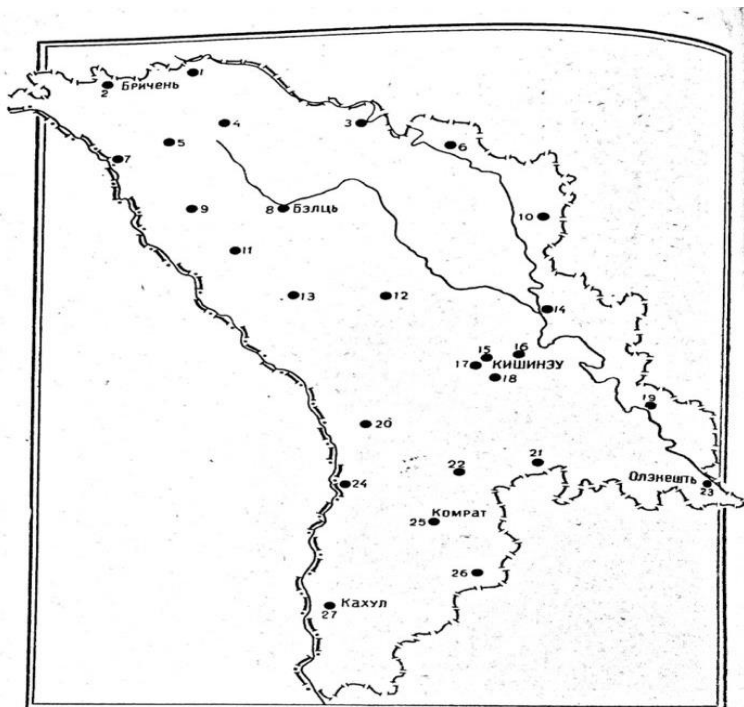
o cu valoarea trepteii barometrice (scării barice) (aproximativ 10,5 m la 1 mm iarna și 11,5 m la 1 mm vara). Veți obține astfel diferența de nivel dintre cele două puncte respective. Cu cât mai puțin timp va trece între cele două observări, cu atât mai precise vor fi rezultatele.

Al doilea izvor de caracteristici numerice ale climei îl constituie atlasele, în special cele climatologice. Datele oferite de atlase, firește, nu redau întocmai aspectul climei punctului dat, ci al unor teritorii mai mari. Prin urmare, caracteristicile obținute din atlase pot prezenta oarecare abateri față de caracteristica punctului descris, însă întrucât scopurile urmărite de un cercetător al ținutului natal nu pretind, de regulă, la o precizie absolută, caracteristicile oferite de atlase sunt pe deplin suficiente.

Folosind hărțile din atlase, trebuie să țineți minte, că datele oferite de ele sunt cu atât mai precise, cu cât este mai mare scara hărții respective. Urmează să vă folosiți neapărat de textul explicativ care însoțește unele atlase. Cel mai des este folosit “Atlasul geografic al învățătorului școlii medii” .Vă puteți folosi, bunăoară, de hărțile (la pag. 14 din acest atlas), unde veți putea găsi valoarea bilanțului anual de radiație pentru teritoriului republicii noastre și determină consumul de energie pentru schimbul turbulent. Pe cele două hărți la pag.16 se vede bine ce poziție ocupă teritoriul republicii noastre față de vânturile dominante și poziția celor mai apropiate centre barice în lunile ianuarie și iulie. Pagina 29 ne oferă date despre temperaturile din ianuarie și iulie, despre durata perioadei cu temperatura stabilă a aerului peste 10° și sub 0°, despre durata perioadei fără înghețuri. Din pagina 106 aflăm valoarea vaporizării și suma temperaturilor stabile de peste 10°.

Consultând hărțile la pag. 160 sau 137 sau orice altă hartă cu coordonata puteți stabili pentru punctele descrise cu o precizie suficientă latitudinea locului. Cunoscând latitudinea locului (ϕ) și

declinația soarelui (δ), puteți ușor calcula înălțimea Soarelui la amiază după formula $H_0 = 90 = \psi \pm \delta$, unde H_0 este înălțimea soarelui la amiază.



Дес. 19. Стaцииле метеороложиче пе териториул Молдовей:
 1. Окинца; 2. Бриченъ; 3. Сорока; 4. Тырнава; 5. Братушаны; 6. Каменка; 7. Корлени; 8. Бэлць; 9. Глодень; 10. Вэрэнэу; 11. Фэлешт; 12. Брацига; 13. Корнешт; 14. Дубэсары; 15. Кишинэу; 16. Бэлца; 17. Кишинэу (ораш); 18. Кишинэу (Ревакя); 19. Тырнапол; 20. Корлени; 21. Тараклия; 22. Чимшиля; 23. Олэнешт; 24. Лесва; 25. Комрат; 26. Чадыр-Лунга; 27. Кахул.

Fig.19 Stațiile meteorologice pe teritoriul Moldovei.

Înălțimea Soarelui deasupra orizontului este un important factor de climatogeneză.

Terminând consultarea hărților din atlasul învățătorului, puteți trece la analiza hărților din Atlasul fizico-geografic al lumii. Acest atlas este rezultatul lucrului științific de mare amploare al unui

număr mare de savanți sub conducerea academicianului I.P.Gherasimov. Date referitoare la caracteristica climei le puteți găsi pe hărțile de la pag. 30, precum și pe acelea de la pag. 202-220. De exemplu, la pag. 204 sub No 45 se dă graficul structurii climei pentru or. Chișinău, care redă tipurile de stări ale vremii caracteristice pentru fiecare lună. La pag. 210-211 și 212-213 veți găsi datele privind trecerea temperaturii medii diurne peste 10°, -5°, 0°, +5°, +10°, +15° în perioadele de urcare și de scădere a temperaturii. Pag. 214 oferă date privind începutul, sfârșitul și durata perioadei fără înghețuri ș.a.m.d.

Tabelul 19

Valorile înălțimii Soarelui la amiază pentru o serie de localități ale R M

Nr. d/o	Denumirea localității	Latitudinea geografică	Înălțimea Soarelui la amiază		
			23.IX și 23.III	22.VI	22.XII
			-0°5'	-23°27'	-23°27'
1.	Naslavcea	48°29'	41°36'	64°58'	18°04'
2.	Lipcani	48°20'	41°45'	65°07'	18°13'
3.	Soroca	48°10'	41°55'	65°17'	18°23'
4.	Bălți	47°45'	42°20'	65°42'	18°23'
5.	Râbnița	47°45'	42°20'	65°42'	18°48'
6.	Dubăsari	47°16'	42°49'	66°11'	18°48'
7.	Ungheni	47°11'	42°54'	66°16'	18°48'
8.	Chișinău	47°02'	43°03'	66°25'	19°17'
9.	Tiraspol	46°50'	43°15'	66°37'	19°22'
10.	Bender	46°59'	43°24'	67°46'	19°22'
11.	Comrat	46°18'	43°47'	67°09'	19°31'
12.	Cahul	45°53'	44°12'	67°34'	19°31'
13.	Giurgiulești	45°28'	44°37'	67°59'	19°43'
					19°52'
					20°15'
					20°40'
					21°05'

Date interesante pentru clarificarea regimului circulației generale a atmosferei în regiunea RSS Moldovenești ne oferă hărțile de la pag. 36, 37, 38 și 39, care redau frecvența și traiectoriile principale ale cicloanelor și anticicloanelor în diferite sezoane ale anului. Din ele rezultă în special, că cicloanele vin la noi în cea mai mare parte dinspre SV și S (adică din latitudini mai joase) și mai rar dinspre NV. Anticicloanele, din contra, vin mai frecvent din latitudini mai înalte, ceea ce corespunde legității generale (vezi cap. V).

Al treilea atlas recomandat este “Atlasul agroclimatic al lumii” . Atlasul a fost întocmit de un grup de colaboratori ai observatorului geofizic principal „A.N. Voeikov” sub conducerea doctorului în științe geografice I.A. Golțberg. Consultând acest atlas, veți putea clarifica următoarele chestiuni: cantitatea de energie, primită prin radiație totală în iunie (pag.2) și în decembrie (pag.6 – 7), mersul anual al evaporabilității (pag. 18-19), (Chișinău – 800 mm pe an), diferența dintre cantitatea de precipitații și evaporabilitatea în cursul anului (Chișinău, 200 mm, pag. 21-22), suma temperaturilor aerului pentru perioada cu temperatura de peste 10° (pag.27), începutul, sfârșitul și durata perioadei fără geruri (pag. 41-42, 48-54, 55-61), durata perioadelor cu temperaturi de peste 10°, peste 5° ș.a.m.d. (pag. 62-63, 69-70), numărul de zile cu temperatura maximală de 40° și peste 40° (pag. 75-76). Mersul anual al gradului de asigurare cu umezeală, probabilitatea secetelor (pag.78-79), valoare medie a minimelor anuale de temperatură (pag. 92-93), temperaturile minimale înregistrate o data în 10 ani (pag. 90-100), numărul de zile cu zăpadă (pag.105) și multe altele.

Atlasul a fost editat relativ nu demult și într-un tiraj destul de mare, așa că poate fi găsit probabil în bibliotecile raionale, la agronomi, în unele secții ale comitetelor executive raionale.

Tabelul 20

Data	Răsărit ul Soarelu i	Data	Răsărit ul Soarelu i	Data	Răsărit ul Soarelu i	Data	Răsărit ul Soarelu i
• I	7 ⁴⁵	26.II	5 ⁵⁰	27.VI	4 ¹⁰	10.X	6 ¹⁰
16. I	7 ⁴⁰	I	5 ⁴⁰	12.VII	4 ²⁰	18.X	6 ²⁰
27. I	7 ³⁰	1. IV	5 ³⁰	21.VII	4 ³⁰	24.X	6 ³⁰
4. II	7 ²⁰	6. IV	5 ²⁰	I	4 ⁴⁰	1.XI	6 ⁴⁰
12. II	7 ¹⁰	11.I	5 ¹⁰	1.VIII	4 ⁵⁰	7.XI	6 ⁵⁰
17. II	7 ⁰⁰	V	5 ⁰⁰	9.VIII	5 ⁰⁰	15.XI	7 ⁰⁰
24. II	6 ⁵⁰	16.I	4 ⁵⁰	16.VII	5 ¹⁰	22.XI	7 ¹⁰
2. III	6 ⁴⁰	V	4 ⁴⁰	I	5 ²⁰	30.XI	7 ²⁰
7. III	6 ³⁰	22.I	4 ³⁰	24.VII	5 ³⁰	8.XII	7 ³⁰
12.III	6 ²⁰	V	4 ²⁰	I	5 ⁴⁰	19.XI	7 ⁴⁰
17.III	6 ¹⁰	28.I	4 ¹⁰	2.IX	5 ⁵⁰	I	
19.III	6 ⁰⁰	V	4 ⁰⁰	9.IX	6 ⁰⁰		7 ⁴⁶
		5. V		16.IX		31.XI	
		12.V		23.IX		I	
		21.V		2.X			
		3. VI					
		22.I					
		V					

E cazul să menționăm și “Atlasul climatologic al Uniunii RSS”. Acest atlas cuprinde hărți făcute la scară mare și, deci, oferă posibilitatea de a caracteriza cu o precizie mult mai mare așa elemente ale climei, ca temperatura aerului, temperatura solului, precipitațiile atmosferice, evaporarea și evaporabilitatea, învelișul de zăpadă, ora răsăritului și apusului Soarelui (toate aceste chestiuni se elucidează în volumul I), presiunea aerului și vântul, umiditatea aerului (absolută și relative), nebulozitatea totală, numărul de zile cu timp posomorât, strălucirea solară, furtunile, grindina, poleiul, chiciura.

Asemenea atlase pot fi găsite numai la biblioteci relativ mari și în instituții științifice, ce se ocupă special cu studierea climei.

Tabelul 21

Nr. d/ o	Denumirea punctului geografic	Latitudinea	Răsăritul		Apusul		Durata zilei	
			Cel mai timpuriu	Cel mai târziu	Cel mai timpuriu	Cel mai târziu	maxi mă	mini mă
1.	Naslavcea (punctul extrem la nord)	48°29'	3 ⁵⁸	7 ⁵²	16 ¹⁰	20 ⁰⁸	16 ¹⁰	8 ¹⁸
2.	Chișinău	47°02'	4 ⁰⁵	7 ⁴⁶	16 ¹²	20 ⁰¹	15 ⁵⁴	8 ²⁶
3.			Giurgiulești (punctul extrem la sud)	45°28'	4 ¹¹	7 ⁴⁰	16 ¹⁵	19 ⁵³

Folosind graficele, date în volumul I al „Atlasului maritim”, și cunoscând latitudinea, veți putea calcula și alcătui tabelul și graficul orei când răsare și apune Soarele în localitatea voastră. În tabelul 20 (pag. 125) se indică ora locală a răsăritului și apusului Soarelui pentru or. Chișinău, calculate după graficul din atlas.

Întrucât întinderea republicii de la nord la sud nu este mare ($\approx 3^\circ$), diferența de timp între răsăritul și apusul Soarelui la nordul și sudul republicii este mică, ceea ce rezultă din tabelul următor.

În tabel momentul apusului și răsăritului este dat după ora locală. Pentru ca să trecem de la ora locală la ora fusului ne folosim de formula $T_{fus} = T_{loc} + (2 - \lambda)$, unde 2 este numărul fusului orar în

care se află republica noastră și λ – longitudinea, exprimată prin diferența de timp între meridianul locului și meridianul zero.

Tabelul 22

Recalcularea timpului local în timpul oficial pentru o serie de puncte ale RM

Nr.d/o	Denumirea punctului geografic	Longitudinea (în grade)	Longitudinea (în ore)	Corecția pentru trecerea de la timpul local	
				La timpul fusului	La timpul legal
1.	Palanca (punctul extrem estic al RSS)	30°05' long.est.	2 ore 00m. 20 sec.	0 ore 0m. 20 sec.	0 ore 59m. 40 sec.
2.	Moldovenești Tiraspol	29°37' long.est.	1 oră 58m. 28 sec.	+0 ore 1m. 32 sec.	1 oră 01m. 32 sec.
3.	Chișinău	28°49' long.est.	1 oră 46m. 00 sec.	0 ore 4m. 44 sec.	0 ore 04m. 44sec.
4.	Criva (punctul extrem vestic al RSS Moldovenești)	26°30' long.est.		0 ore 14 m. 00 sec.	1 oră 14 m. 00sec.

Această diferență poate fi calculate ușor dacă se cunoaște longitudinea și se ia în seamă, că $15^\circ = 1$ oră, $15' = 1$ minută, și $15'' = 1$ secundă. Pentru a trece de la timpul fusului la timpul oficial al Moscovei, la timpul fusului se adaugă încă o oră. Calculul aproximativ al corecțiilor poate fi ușurat de tabelul 21.

Din punct de vedere practic noi nu avem nevoie de o asemenea precizie. Din tabel reiese, că pentru punctele situate la vest

de Chişinău corecţiile constituie de la 14 până la 5 minute şi pentru punctele situate la est de Chişinău – de la 5 până la 0 minute.

Dacă conform graficului în ziua cutare răsăritul Soarelui la Chişinău are loc la orele 6 şi 20' după timpul local, apoi după timpul oficial al Moscovei aceasta va fi la orele 7^o4 min. 44 sec.

Din tabelul, care indică ora apusului şi răsăritului Soarelui şi durata zilei reiese, că la nordul republicii ziua cea mai lungă depăşeşte cu 7 ore 52' (aproape de două ori) ziua cea mai scurtă, la sudul republicii această diferenţă este mai mică cu 40 de minute.

3. Cărţi şi articole ca sursă importantă de informaţii pentru descrierea climei unei localităţi

În capitolul de faţă se enumeră o serie de cărţi şi articole, care pot fi folosite pentru descrierea climei. Dar pe lângă cărţile menţionate mai puteţi folosi şi multe alte surse. Dacă ne-am apuca să le grupăm, atunci ar fi trebuit să numim, în primul rând, cărţile de geografie a RSSM: „Молдавская ССР” din seria „Советский союз” (editura “Мысль”, Moscova, 1967), manualul de geografie al RSS Moldoveneşti pentru şcoala medie, cartea “Condiţiile naturale ale RSS Moldoveneşti” de V.N. Verina şi V. M. Iacovleva (Chişinău, 1955, “Şcoala Sovietică”), cartea “Климат, земля и воды Молдавии” (Chişinău, “Cartea Moldovenească”, 1965), care conţine un capitol special consacrat climei republicii – „Особенности климата Молдавии” (pag. 5-16), cartea cu conţinut ştiinţifico-popular “Погода и климат” de S.S. Gruşco (Chişinău, “Cartea Moldovenească”, 1961) ş.a.

Un bogat material ne oferă culegerile „Проблемы географии Молдавии” („Problemele privind geografia Moldovei”), care au fost editate în anii 1966-1974 de către secţia de geografie a AŞ a RSS Moldoveneşti şi Societatea geografică a Moldovei. Au fost publicate

în total 10 numere. Fiecare din ele conține articole referitoare la clima RSS Moldovenești și, deci, urmează să fie folosit neapărat în vederea descrierii climei. Numărul acestor articole ajunge la peste 20. Chestiunile abordate de autorii lor (Борзунов А. В., Дудин И.А., Дубовка Ф. В., Константинова Т.С., Прока В. Е., Рожков А. Г., Романенко И. Н., Сластихин В.В., Чебан Г.А. ș.a.) privesc diferite laturi ale caracteristicii climei, începând cu durata strălucirii solare și terminând cu oscilațiile climei.

Multe lucruri interesante și date de mare folos privind clima Moldovei ne oferă monografiile și culegerile de opere ale institutului hidrometeorologic de cercetări științifice, care pot fi găsite în biblioteca „Н. К. Крупская”.

Pentru a obține date comparative în vederea caracteristicii mai ample a factorilor de climatogeneză puteți apela la cărțile referitoare la clima Uniunii RSS în ansamblu și a teritoriului Părții Europene în special.

Consultând diferite surse literare, înscrieți pe o foaie de hârtie (fișă) faptele și ideile, tabelele, deducțiile, generalizările ce prezintă interes și în același timp notați-vă în ea neapărat următoarele: 1) numele autorului, 2) denumirea cărții, 3) ediția și locul unde a fost publicată, 4) pagina în care figurează materialul respectiv. Nu neglijați sfatul acesta și nu contați prea mult pe memorie. Chiar și așa oameni înzestrați cu memorie excelentă ca L.S.Berg și H.M. Пржевалский făceau notițele îndată, fără să amâne acest lucru pe mai târziu. Țineți minte că timpul pe care îl veți cheltui nu se va pierde în zadar.

4. Observările proprii ca sursă de materiale pentru descrierea climei

Din punct de vedere al scopului urmărit observările pot fi împărțite în trei categorii: observări asupra mersului elementelor

meteorologice, observări referitoare la oscilațiile climei și observări microclimatice.

Observările asupra mersului elementelor meteorologice (temperatura aerului și solului, nebulozitatea, presiunea atmosferică, umiditatea aerului, vântul ș.a.), trebuie efectuate zilnic, sistematic și în termene strict stabilite cu ajutorul unor instrumente în stare bună și instalate just. Observările acestea, bineînțeles, nu vor fi tot atât de îndelungate ca acele efectuate ani de-a rândul la stații meteorologice, însă comparând rezultatele obținute în localitatea dată cu cele ale stației meteorologice din imediata vecinătate, veți putea face concluzii interesante în ce constă deosebirea dintre mersul elementelor meteorologice în localitatea voastră și acela înregistrat la stația meteorologică. Metodica efectuării observărilor, instrumentele necesare, termenele de observări ș.a.m.d. sunt descrise în cărți meteorologice. Puteți cere sfat la stația meteorologică, la un învățător de geografie sau la un agronom. Pentru efectuarea observărilor trebuie să dispuneți cel puțin de următoarele instrumente: termometrul, barometrul, higrometrul (psihrometrul), giruetă, pluviometru. Ar fi de dorit să aveți la îndemână un termometru de maximă și unul de minimă și termometrele pentru determinarea temperaturii solului, ceea ce va întregi observările voastre.

Rezultatele observărilor pot fi prezentate sub formă de grafice. Ca pildă reproducem graficul mersului anual al temperaturii și precipitațiilor la Tiraspol.

A doua categorie de observări o constituie observările asupra oscilațiilor climei. Pentru a stabili cum a oscilat clima pe parcursul anilor, strângeți de la bătrâni date despre iernile care au fost deosebit de reci, despre troiene de zăpadă, secete, ploile torențiale, înghețurile timpurii de toamnă, furtuni, polei ș.a.m.d. Datele căpătate în felul acesta înscrieți-le aproximativ în consecutivitatea următoare: când a

avut loc fenomenul respectiv, cum a decurs, prin ce s-a manifestat, cum s-au luptat oamenii cu calamitatea, consecințele ei. Dacă au rămas pe undeva urme (surpături, copaci ruși, acoperișuri smulse, fântâni secate ș.a.), duceți-vă la fața locului, descrieți-le, faceți schițe și fotografii. Înscriseți cu mare grijă cele auzite și nu uitați, că uneori memoria îi înșală pe oameni. De aceea mai bine să prezentați cele auzite în felul următor: “Cetățeanul “X” în vârstă de atâția ani, de profesia cutare povestește...”.

Stăruieți-vă să colectați urme ale climei din trecutul îndepărtat: roci, resturi de animale și plante pietrificate.

Dacă există straturi de sol fosil, descrieți-le. Consultați-vă cu un geolog și rugați-l să vă explice în ce condiții (climatice) s-au depus rocile respective. De exemplu, stratele de calcar, răspândite la noi în republică; s-au depus în condițiile climei calde și umede, stratele de argilă roșie sunt martori ai climei aride, uscate. Depozitele de loess cu rămășițele penelor de gheață mărturisesc, că în a doua jumătate a perioadei cuaternare clima era rece. Pe teritoriul Moldovei aproape pretutindeni se întâlnesc resturi de organisme fosile care pot indica caracterul climei din trecut.

5. Observări microclimatice

A treia categorie de observări proprii, după cum am menționat, o constituie observările microclimatice. Din cauza neregularităților reliefului, neomogenității învelișului pedo-vegetal, distanței diferite de la bazinele de apă, sub influența construcțiilor și altor factori se observă chiar și la distanțe relativ mici variația valorilor temperaturii, umidității, intensității și direcției vântului și ale altor elemente meteorologice.

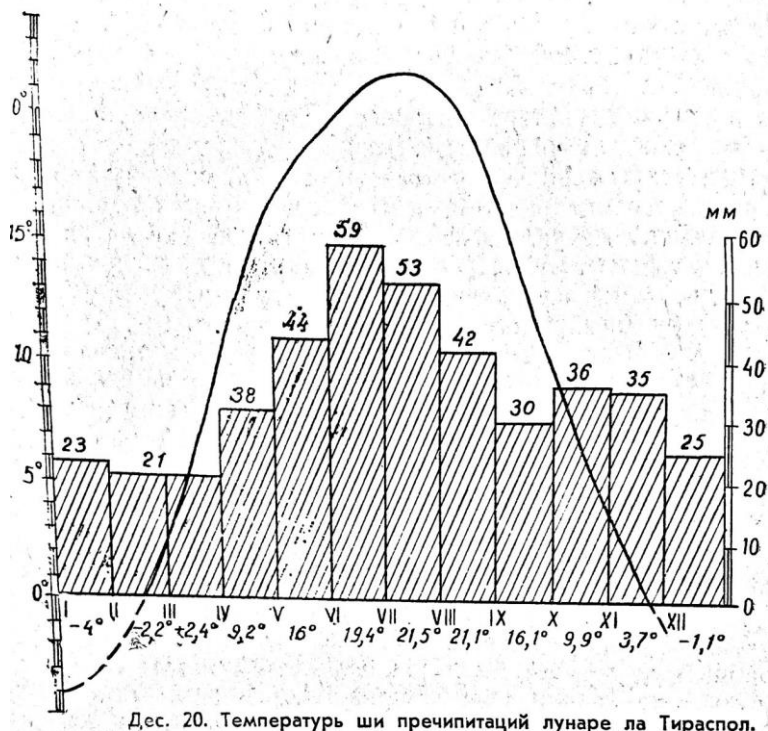


Fig.20 Temperaturi si precipitații lunare la Tiraspol.

Variații apreciabile ale particularităților locale ale climei, ce se observă chiar la distanțe mici, cauzate de neomogenitatea suprafeței subiacente numim microclimă.

Studierea variațiilor microclimei chiar și a unui teritoriu relativ mic (colhozului, sovhozului, orașului, satului ș.a.) are o importanță foarte mare pentru economia națională. Dacă veți reuși să faceți observări microclimatice cu precizie cuvenită, de rezultatele muncii voastre se vor putea folosi mulți specialiști din diferite domenii.

Pentru ca să puteți efectua observări microclimatice trebuie să aveți un plan schematic al teritoriului respectiv (colhozului, localității ș.a.m.d.). Este de dorit ca pe plan să fie trasate curbe de nivel.

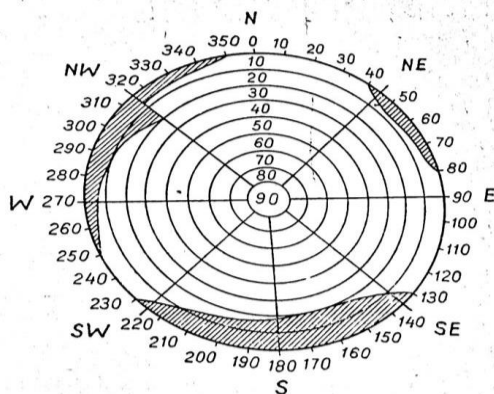
Observările microclimatice presupun determinarea deosebirilor locale în mersul elementelor meteorologice. Asemenea deosebiri pot fi stabilite mai mult sau mai puțin precis doar cu ajutorul instrumentelor meteorologice. Instrumentele principale de care urmează să vă folosiți sunt termometrele (termometrul de termen, de minimă și de maximă), psihometrul (pentru determinarea umidității aerului), barometrul aneroid (pentru determinarea presiunii și diferenței de nivel, a diferitelor puncte), busola (pentru orientarea după punctele cardinale) și anemometrul (pentru determinarea direcției și vitezei vântului).

Pe planul alcătuit de voi notați punctele, de unde veți efectua observările (fundul văii, vârful dealului, poiana dintr-o pădure, livada ș.a.). Se cuvine să aveți două complete de instrumente, unul rămâne în punctul, considerat ca punct de control, celălalt este purtat din loc în loc. Observările urmează să fie făcute simultan în punctul de control și în punctele alese pentru efectuarea observărilor (un observator rămâne în punctul de control). Momentul când se fac observările trebuie notat exact (ora, minutele).

Se obișnuiește de a determina elementele meteorologice la diferite niveluri: la suprafața solului, la înălțimea de 15 cm, de 50 și de 150 cm. Se admit și alte niveluri, însă ele trebuie să fie aceleași pentru toate punctele de observare. În caz contrar datele obținute nu vor putea fi comparate. După fiecare serie de observări comparați datele obținute cu rezultatele observărilor în punctul de control.

Deosebiri microclimatice se manifestă mai bine pe timp senin, fără vânt. Întrucât în Moldova vitezele minimale ale vântului

se înregistrează în a doua jumătate a nopții, când slăbește mișcarea turbulentă, deosebirile de microclimă sunt deosebit de bine pronunțate în orele dinaintea zorilor. Numărul mare de zile senine și zile cu stări de calm care este caracteristic pentru Moldova face ca deosebirile în microclima diferitor locuri să fie destul de importantă.



Дес. 21. Графикул, репрезентинд градус де дескидере а оризонтулуй ын дирекций диферите.

Fig.21 Graficul, reprezentând gradul de deschidere a orizontului in direcții diferite.

Este de dorit ca înainte de a începe descrierea climei unei localități sau unui teren să determinați gradul de deschidere a orizontului. Se procedează în felul următor. Desenați pe o foaie de hârtie 9 cercuri concentrice astfel, încât distanța dintre ele să fie egală (1-2 cm). După aceea din 10° în 10° trageți din centru raze. La capetele razelor scrieți 0°, 10°, 20°, 30° ș.a.m.d., și tot așa până la 350° (360 coincide cu 0°). Pe raza 0° notați N (nordul), de 90° - E, de 180° - S și de 270° - V. Instalați un instrument pentru măsurarea unghiurilor (de pildă eclimetrul școlar cu fir de plumb) și îndreptați-l spre nord. Măsurați unghiul dintre înălțimea orizontului vizibil (

vârfurile copacilor, vârful dealului, construcții mari ș.a.) și orizontul real.

Tabelul 23

Sumele diurne de căldură primită prin radiație directă

	Suprafața orizontală	Povârnișurile							
		Nordice				Sudice			
Unghiul de înclinare	0°	40°	30°	20°	10°	10°	20°	30°	40°
Solstițiul de vară (21.VI) *	100%	62	75	86	94	102	101	99	93
	100%	72	75	86	94	102	101	99	93
**									
Echinoxii de primăvară și * de toamnă (21/III și 23/IX)**	52%	0	14	27	40	61	70	75	80
	100%	0	26	52	76	118	131	141	153
Solstițiul de iarnă (22/XII) *	12%	0	0	0	4	18	26	32	38
	100%	0	0	0	31	154	219	267	319
**									

Dacă eclimetrul are gradații de la 0 până la 180° și gradația 0° este îndreptată spre obiectul, spre care vizați, citiți indicațiile după firul de plumb, de pildă 113°, scădeți 90° și veți obține unghiul de acoperire a orizontului în direcția considerate (113 – 90 =23°). Repetați aceste măsurări de 35 de ori (după direcția fiecărei raze) și rezultatele obținute înscrieți-le sub formă de tabel aproximativ după modelul de mai jos.

Unghiul de direcție (azimutul (în grade)) 0 10 20

Unghiul de acoperire a orizontului (în grade) 23 17 10

După aceea notați pe fiecare rază a cercurilor desenate gradul (unghiul) de acoperire și veți obține graficul de acoperire a orizontului (vezi des. 21). Cunoscând direcția vânturilor dominante (pe luni și după intensitatea vântului), putem face ușor concluzii referitor la gradul de descoperire a orizontului pentru vânturile respective. Valorile mari ale unghiului de acoperire la răsărit sau la apus reduc durata strălucirii solare în perioada luminoasă a zilei. Dinspre sud gradul de acoperire se resimte într-o măsură mai mică, întrucât înălțimea Soarelui la amiază este mai mare decât unghiul de acoperire a orizontului.

Deosebirile de microclimă depind în cea mai mare măsură de relief (înălțimea, unghiul de înclinare, orientarea sau expoziția pantei). În condițiile Moldovei povârnișurile orientate (expuse) spre sud primesc o cantitate mult mai mare de căldură prin radiație direct decât povârnișurile orientate spre nord. Dacă vom considera drept 100% cantitatea de energie primită prin radiație solară direct de o suprafață orizontală în ziua de 22 iunie, apoi energia primită de povârnișurile nordice și cele sudice în diferite perioade ale anului va oscila între 0 și 102%.

Datele din tabel pot fi prezentate și sub formă de grafic. Din tabel se vede, că vara, când înălțimea Soarelui este mare, povârnișurile nordice primesc aproape aceeași cantitate de energie radiate ca și cele sudice. Diferența devine deosebit de simțită toamna și primăvara. Povârnișul sudic, având panta de 30° , primește de 5,5 ori mai multă căldură prin radiație direct decât cel nordic. Iarna, când înălțimea Soarelui este mică, pe povârnișurile nordice cu pantă mare cantitatea de energie radiate este nulă.

În RM măsurări regulate, permanente ale cantității de radiație ce ajunge la Pământ se fac numai la Chișinău. Cantitatea de radiație

solară directă ce cade în 24 de ore pe o suprafață orizontală constituie în medie 310 kkal/cm² în iunie, 120 kkal/cm² în martie, 220 kkal/cm² în septembrie, 24 kkal/cm² în decembrie. Cantitatea de radiație difuză ce cade pe povârnișurile sudice de asemenea este mai puternică decât pe suprafața orizontală. Vara diferența fiind de 10-12%, iar toamna chiar de 40%, pe povârnișurile sudice se formează adevărate “pete de căldură”. În septembrie valoarea bilanțului de radiație pe povârnișul sudic (unghiul de înclinare - 20°) se dovedește a fi aproape de două ori mai mare decât pe povârnișul nordic. De aceea durata perioadei de vegetație pe povârnișurile sudice se mărește cu 12-15 zile în comparație cu suprafața orizontală, iar pe cele nordice se reduce cu 9-10 zile. Prin urmare, diferența dintre povârnișurile sudic și cel Nordic ajunge la 3-3,5, săptămâni. Povârnișurile sudice se eliberează de zăpadă mai repede și, deci, pot fi arate mai devreme. Însă rezerva de umezeală în sol se epuizează mai repede, de aceea vegetația natural este reprezentată aici prin specii iubitoare de căldură și rezistente la secetă.

Pe spații deschise și pe vârfurile dealurilor, unde aerul nu staționează multă vreme, amplitudinile diurne au valori mai mici. Se șterg deosebirile și în localitățile din preajma bazinelor mari de apă. Dacă iazul ocupă o depresiune închisă, influența caracterului închis al bazinului se dovedește a fi mai puternică decât a masei de apă. Pe fundul depresiunii temperaturile minimale sunt cu 2-4° mai mici decât pe povârnișuri. În cea mai mare măsură sunt amenințate de înghețuri fundurile depresiunilor închise, unde ventilația este slabă. Aceasta privește în special teritoriul delimitat de curba de nivel de 10 m față de fundul depresiunii. Acestea-s “lacurile” permanente ale frigului. Trebuie să fie luată în seamă și suprafața totală a bazinului “colector de aer”. Cu cât el este mai mare, cu atât e mai mare probabilitatea înghețurilor. Dacă scurgerea aerului este îngreunată,

înghețurile sunt mai puternice. Pe spații deschise durata perioadei fără îngheț ajunge la noi la 165-195 zile, iar pe teren închis e cu 12-15 zile mai scurtă. În depresiuni înghețurile de primăvară se resimt în medie cu o săptămână mai târziu, iar toamna cu o săptămână mai devreme. În lunile de vară, însă, temperatura scade pe vertical cu 0,6-0,7° la fiecare 100 m. Iarna, când aerul este mai frecvent saturat cu umezeală, scăderea temperaturii cu înălțimea constituie doar 0,5° la 100 m pe sectoare bine ventilate. În locurile unde aerul stagnează, temperatura la fiecare 100 m scade chiar mai puțin de 0,5°.

Variația temperaturii cauzată de formele de relief se resimte deosebit de puternic toamna și primăvara, adică în perioada, când înghețurile sunt deosebit de periculoase. Perioada fără îngheț în poienele din păduri este cu 15-20 de zile mai redusă, iar în partea de sus ale povârnișurilor cu 15-20 de zile mai lungă ca pe un loc deschis. Cu toate că înghețurile se manifestă la fel de intens pe povârnișurile de orientare directă, totuși coastele orientate spre est și spre sud se încălzesc dimineața mai repede, decât acelea vestice și nordice, de aceea înghețurile țin aici mai puțină vreme.

În limitele orașelor valorile minimale ale temperaturii sunt cu 2-3° mai mari decât în împrejurimile lor. Toamna gradul de umezire a solului influențează în mare măsură adâncimea de îngheț. Solurile umede îngheață până la o adâncime mai mică decât acelea uscate. Primăvara solurile nisipoase se încălzesc mai repede decât cele argiloase.

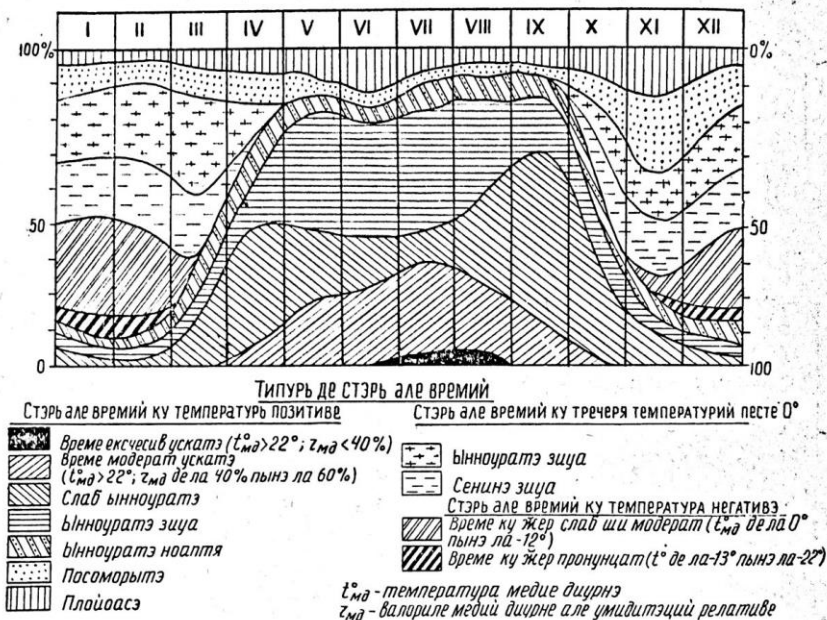
Relieful exercită o mare influență și asupra vântului. Cele mai frecvente la noi în Moldova sunt vânturile de direcție NV și SE, care coincide cu direcția înclinări generale a teritoriului și cu orientarea văilor. În sudul republicii (Leova, Comrat, Ceadâr-Lunga, Cahul), unde văile sunt orientate meridional, predomină în general vânturile de direcție nordică și sudică. Vânturile de nord și nord-vest

au o frecvență mai mare în timpul verii (în iulie 50-65% de cazuri) vânturile de sud și sud-est.

Întrucât înghețurile de primăvară sunt aduse (provocate) mai des de vânturile estice, pericolul înghețului poate fi diminuat în cazul prezenței unui obstacol în calea acestor vânturi. În văile înguste vânturile suflă de obicei de-a lungul văii. În punctele situate pe fundul depresiunilor viteza vântului este aproape de două ori mai mică decât pe vârfurile dealurilor. Cele mai mari viteze ale vântului se înregistrează primăvara și iarna (februarie-martie), cele mai mici – în septembrie.

Pe povârnișurile deschise spre vest cantitatea de precipitații este mai mare, iar în văile adânci ea scade cu 7-10%.

După ce ați făcut observările și ați efectuat toate calculele necesare, urmează să treceți la generalizarea rezultatelor obținute sub formă de tabele, grafice și hărți. Puteți alcătui grafice ale diferenței de temperaturi, vitezei vântului, umidității aerului ș.a.m.d., față de punctul de control. În diferite condiții de stare a vremii și în puncta diferite puteți obține o hartă foarte intuitivă, dacă veți însemna pe ea: 1) depresiunile închise, 2) părțile de jos ale povârnișurilor, 3) povârnișurile orientate (expuse) spre sud, 4) povârnișurile expuse spre nord, 5) terenurile netede deschise, 6) sectoarele de cumpănă a apelor, 7) râpele (deschise, suspendate), 8) circuri de alunecare, hârtoape, 9) săgeți care indică regiunea “de colectare a aerului”, adică locul de unde se scurge aerul rece, 10) condițiile de ventilație. Acestea din urmă pot fi notate după sistemul de 3 sau 5 puncte. De exemplu, 1- foarte rele; 2- nesatisfăcătoare; 3- mijlocii (satisfăcătoare), 4- bune și 5- foarte bune. O astfel de hartă împreună cu graficul anexat la ea reprezintă un document foarte prețios pentru agronomi, constructori de drumuri și pentru specialiști din alte domenii.



Дес. 22. Типурь де стэрь але времий ла Кишинэу ын диферите лунь але анулуй (Сурса: «Физико-географический атлас мира». М., 1974 г.).

Fig.22 Tipuri de stări ale vremii la Chişinău în diferite luni ale anului. (sursa : FG AM M , 1974)

6. Schimbări climatice.

Schimbări climatice globale

Gheorghii Niculiță, dr., conf.univ. Universitatea Pedagogică de Stat „Ion Creangă” din Chişinău

1. Schimbarea climei prin încălzire globală.

Pe parcursul istoriei Pământului, fără îndoială, condițiile climatice au suferit schimbări, ceea ce a contribuit la schimbarea naturii. Primii indicatori ai acestor schimbări sunt flora și fauna, de la care până în zilele noastre s-au păstrat polenul și sporiile unor plante. Schimbările climatice au contribuit la manifestarea

proceselor exogene: de dezagregare fizică – în condiții de climă rece, procesele fizico-chimică – în condiții de climă caldă și umedă, etc.

Cunoștințele obținute în rezultatul cercetărilor denotă că dea lungul erelor geologice condițiile climatice au suferit schimbări de nenumărate ori, odată cu evoluția scoarței terestre și migrația blocurilor continentale.[2] Ele durau sute de mii și milioane de ani, în timp ce se schimba raportul dintre suprafețele dintre uscat și ocean, orografie și activitatea vulcanică, compoziția gazoasă a atmosferei și activitatea solară. În trecutul istoric planeta era populată de organisme cu aceleași forme de viață, care depind de condiții de climă caldă. Despre asta ne vorbesc sedimentele calcaroase și recitii coraligeni din Europa centrală, depozitele de cărbuni cu resturi fosile de plante tropicale în Groenlanda și Antarctica.

Despre regiunile cu climă rece ne dovedesc dezagregarea chimică slabă a rocilor și prevalarea rocilor formate în rezultatul dezagregării fizice, depuse în straturi. Formele de relief exzarațional și de acumulare – morene, drumline, came și oze, denotă manifestarea glaciațiunilor în epocile de răcire a climei, cu alternarea epocilor interglaciare. Aceste regiuni păstrează dovezi de climă rece prin prezența înghețului persistent.

Pentru trecutul istoric sunt indicatori de prezență a climei aride prin brâiele de răspândire a zăcămintelor de sare. În condiții aride s-au format deșerturi unde predomina dezagregarea fizică și acumularea nisipurilor în barcane, resturi fosile a plantelor xeromorfe. Indicatori ai climei umede sunt produsele dezagregării chimice în componența rocilor sedimentare: caolina, zăcămintele de Fe-Mn, bauxita, prezența turbei în zăcămintele de cărbune, etc. Unele semne ne vorbesc despre calamități naturale – furtuni, uragane, schimbări sezoniere ale climei. Pentru perioada Cuaternar

este bine diferențiată epoca Pleistocen în care are loc răcirea climei în latitudinile înalte ale ambelor emisfere. Către acest timp geologic apare omul, de aceea studiile condițiilor climatice sunt însoțite de cercetările arheologice.

În prima jumătate a perioadei Cuaternar în Sahara contemporană domina climă umedă cu multe precipitații care a dat naștere unei rețele dense de râuri. Săpăturile arheologice au demonstrat că cu câteva sute de mii de ani în urmă aici se practica agricultura. Până în prezent se cunosc mai multe încercări de a reconstrui condițiile climatice ale erelor geologice, în special a Cuaternarului. Dea lungul Fanerozoiiuului clima planetei a suferit o mulțime de modificări, în deosebi în latitudinile temperate și mai la nord, unde era mai caldă. Lipseau ghețarii iar lumea organică se dezvoltă în condiții de climă tropicală umedă. Pe acest fond se pot observa dovezi de perioade scurte de răcire. Ele au durat zeci și mii de ani însoțite de formarea ghețarilor, amplitudinile de temperaturi anuale erau mai mari. În ultimii 5 mn. de ani, inclusiv la mijlocul cuaternarului au avut loc răciri globale, dea lungul cărora s-au format ghețari, evidențiate în epoci glaciare întrerupte de epoci interglaciare. Perioada Q este una rece în istoria planetei. Prima glaciațiune a început cu 600-700 mii ani, iar ultima s-a sfârșit cu 10-15 mii ani în urmă. Azi umanitatea trăiește în epoca interglaciara Holocen, cu prezența ghețarilor relictii. Unii savanți consideră că clima contemporană, până la sfârșitul sec. XX, trebuie considerată rece.[1] Despre cauzele schimbărilor climatice până în prezent nu există păreri unice, însă există mai multe ipoteze. Una din ele presupune sunt oscilațiile periodice ale elementelor orbitei Pământului precum afeliul și periheliul care au dus la schimbarea valorilor radiației solare. Schimbările excentrității orbitei au o perioadă de cca 92 mii ani, iar schimbarea eclipticii față de ecuator –

cca 40 mii ani. Migrația polurilor geografice și a unghiului de înclinație a axei Pământului face o mișcare „conică” a ei, cu o durată de cca 21 mii ani (epoca pleistocen). Altă ipoteză are referință la schimbarea constantei solare ($2 \text{ kal/cm}^2/\text{min}$), însă această ipoteză este greu de demonstrat. Trecerea planetei prin spații ale universului cu diferit conținut și concentrație de substanță interstelară, cu capacitate de absorbție a radiației solare, ar putea să contribuie la schimbările de climă. Schimbările climatice pot fi condiționate de schimbarea conținutului de CO_2 în atmosferă împreună cu cenușa provenită de la procesele tectonice și vulcanice. Una din ipoteze despre schimbările climatice se referă la schimbarea suprafeței terestre (subiacente), a raportului dintre suprafețele de uscat și oceanică, amplasarea reciprocă a continentelor, sistema de curenți oceanici. Acești factori au influență asupra valorilor bilanțului de radiație, circulației atmosferice și umidității.

Schimbările climatice care au avut loc în trecutul istoric continuă și în prezent. Despre aceasta ne vorbesc dovezile de înaintare și retragere a ghețarilor fixate în formele de relief și sedimentele de roci, acumulările de turbă și resturile fosile de plante și animale. Despre oscilațiile de temperatură de-a lungul epocilor geologice recente ne vorbesc datele obținute în rezultatul cercetărilor paleontologice și arheologice, monumentele naturii, cronicile, fenomenele climatice și starea vremii, albiile de râuri și cuvetele lacurilor. În ultimele 2–3 secole se formează sistemele de observații meteorologice asupra temperaturii aerului, umidității aerului și precipitațiilor, calamităților naturale, etc. Datele acumulate și aplicarea metodelor de sinteză au dat posibilitate să restabilim schimbările cliimei în Europa pe o perioadă de cca 5000 ani p. Hr., cu câteva schimbări: clima caldă era succedată de climă răcoroasă și umedă. Cu 500 ani p. Hr. brusc a crescut cantitatea de precipitații

atmosferice în condiții de timp răcoros. La începutul erei clima se aseamăna cu clima contemporană. În sec. XI-XIII Europa dispunea de climă blândă și ceva mai uscată față de începutul erei. În sec. XV-XVI are loc răcirea vremii și sporirea suprafețelor de îngheț ale mărilor. Din sec. XVII până la mijlocul sec. XIX clima se menține rece cu sporirea umidității și extindere a suprafețelor acoperite cu gheață. În acest interval încep observațiile meteorologice sistematice. În a doua jumătate a sec XIX începe o perioadă de încălzire, cu oscilații ulterioare. Din sec. XVIII se urmăresc ritmurile petelor solare și raportarea lor la starea vremii pe Pământ.

Ritmicitatea intensității forțelor maree ajung la maximum în interval de 1700ani și ar putea avea influență asupra stării gheții în mările nordice.

2. Încălzirea contemporană

Următorul proces de schimbare a climei cu tendința de încălzire se înregistrează începând cu mijlocul sec. XIX și ușor sporește până la începutul sec. XX (anii 30). Cele mai înalte temperaturi ale aerului atmosferic devin a.a. 1930-1939. Atunci se înregistrează micșorarea suprafeței ghețarilor în Norvegia și în Munții Alpi. În Europa de Est temperaturile medii anuale între a.a.1881 – 1915 au sporit cu câteva zecimi de grade comparativ cu intervalul dintre a.a. 1854 – 1880. În Sanct Petersburg temperatura medie anuală între a.a. 1801 – 1850 era de 3,5° C, în a.a. 1921 – 1935 alcătuia 4,6°C. Amplitudinea anuală a temperaturii aerului atmosferic a scăzut cu 1,3°C, clima devine mai continentală. În limitele continentului Africa, în această perioadă, încălzirea a fost și mai evidentă. Pe insulele Terra Nouă (Новая Земля) din bazinul Arctic temperaturile medii anuale în perioada a.a.1920 - 1935 au sporit cu 2°C față de perioada a.a.1876 – 1919. În Europa de Vest temperaturile medii ale aerului atmosferic

în perioadă de 10 ani, (până în 1920) a sporit cu $2,5^{\circ}\text{C}$ în comparație cu sfârșitul sec. XIX.

Temperaturile medii anuale în Groenlanda între a.a. 1910 - 1940 au sporit cu 3°C , în arhipelagul Svaalbard, nordul Asiei și America de Nord – cu peste 2°C .

Creșterea temperaturii medii anuale a fost înregistrată și pe alte continente, chiar și în Antarctica. Pentru întreaga planetă temperatura medie anuală a sporit cu $0,01^{\circ}\text{C}$ anual. Între latitudinile 60° ale emisferei de Nord și 50° ale emisferei de Sud, perioada a.a. 1921 – 1950 sa dovedit a fi mai caldă cu $0,4^{\circ}\text{C}$ decât între a.a. 1891 – 1920. Schimbările climatice în direcția încălzirii globale au determinat schimbări în învelișul geografic. Pe insula Islanda s-a descoperit de gheață terenul, care cu 600 de ani în urmă era prelucrat agricol. Pe insulele nordice intensiv se reduc ghețarii.

3. Cauzele oscilațiilor temperaturilor aerului atmosferic.

Nivelul înalt de dezvoltare a științei și tehnicii în prezent permite de a măsura oscilațiile de temperatură a aerului atmosferic prin măsurări instrumentale directe, precum și prin suprapunerea hărților sinoptice și urmărirea circulației maselor de aer. Investigațiile au stabilit legăturile directe dintre valorile presiunii atmosferice, circuitul maselor de aer și temperaturile anuale. În continuare savanții încearcă să stabilească care sunt cauzele schimbărilor climatice, cu vector spre încălzirea globală. Rezultatele prioritare azi sunt accesate pe activitatea solară cu cicluri de 11 ani, 80 de ani, etc. Una din cauze poate fi schimbarea periodică a vitezei de rotație a Pământului în jurul axe sale, care influențează nemijlocit forța centrifugă și schimbarea forței Coriolis. Se presupune că aceste cicluri au o periodicitate de cca 250 ani. Iernile calde din anii 2021, 2022 au fost protejate de zone de aer cu presiune ridicată,

caracteristică latitudinilor tropicale, cu vreme senină și anomalii pozitive ale temperaturilor de iarnă din zona subboreală, în care se găsește și teritoriul Republicii Moldova.

Bibliografie

1. С.П. Хромов. Метеорология и климатология для географических факультетов. Л. Гидрометеиздат. 1983.
2. П.Н. Кропоткин. Эволюция Земли. Из. „Знание”, М., 1964.
3. А. Кондратов. Великий Потоп. Мифы и реальность. Л. Гидрометеиздат. 1982.

4. Din tezaurul popular al prezicerii vremii

1. Gheorghe Niculița, dr., conf. univ., Universitatea Pedagogică de Stat „Ion Creangă” din Chișinău.

2. Stella N. Golovaci

3. Raisa B. Botnari

Ce este oare mai schimbător ca vremea și mai bogat ca semnele populare de prevestire a ei. Pentru a putea prezice vremea important este de a da noțiunea despre vreme. Te scoli dimineața și roua lucește în toate culorile curcubeului, cerul este de o culoare albastră deschisă și de după orizont își face apariția „bătrânul” Soare – izvorul energiei pe Pământ. Înspre seara cerul devine mai fumuriu și ici-colo încep să apară norași, care încet cu încetul cuprind tot cerul și locul zilei fermecătoare este înlocuit cu o vreme mohorâtă, cu ploi ciobănești în timpul căreia

Zilei fermecătoare este cea înlocuită cu o vreme mohorâtă, cu ploi ciobănești în timpul căreia viața parcă se întreprinde: nu se aud bâzâind albinuțe; își încetează lucrul lor păianjenii și hârniciuțele furnice...

O definiție unică despre vreme nu există, dar făcând o sinteză din diferite concepții putem formula că sub noțiune de vreme se înțelege

„starea straturilor de jos ale atmosferei într-un moment dat pentru un anumit raion ori localitate”. În prezent când tehnica și știința sunt la un nivel așa înalt de dezvoltare există un sir de metode de prezicere a vremii, dintre care se pot numi următoarele :

1) Prezicerea vremii cu ajutorul hărților sinoptice alcătuite la Biroul Central de prezicere a vremii;

2) Metoda analogiilor care se bazează pe acel fapt că se compară hărțile sinoptice din anii precedenți cu hărți din anul corespunzător. Dacă hărțile coincid – înseamnă că vremea parțial se repeta tot așa cum în anul respectiv.

3) În ultima vreme a apărut cea mai tânără metodă de prezicere a vremii – metoda matematică, cu ajutorul aparatelor electrice de calcul „Погода“, cu o eroare care uneori poate să atingă până la 20 % .

Toate aceste metode, relativ tinere, au apărut pe la sfârșitul secolului XIX. Dar cum oare ce prezicere a vremii înainte de apariția acestor metode? Atunci un mare rol l-a jucat prezicerea vremii după o metodă relativ veche – prezicerea cu ajutorul semnelor populare.

Prezicerea vremii după semnele populare este o metodă din cele mai vechi. Stații meteorologice de prognozare a vremii înainte nu erau, dar încă oamenii din antichitate puteau prezice fenomenele neprielnice ale vremii, anume după semnele populare. Semnele populare nu au apărut deodată ci în cursul dezvoltării societății omenești. Cele mai multe din ele sunt legate de îndeletnicirile profesionale ale oamenilor . Așa ciobanii după starea lânii oilor, după turma întreaga de oi puteau observa apropierea ploii: - așa de pilda „daca oile stau grămada și nu pasc - degrabă v-a ploua. Tot așa oamenii ce se ocupau cu dubitul pieilor observau că înainte de ploaie pieile devin mai jilave, și aceea o serie de alte semne. Aceste semne observate de un sir de oameni se transmiteau de la o generație la alta

si se păstrează încă si pana azi. Specialiști care s-ar fi ocupat cu prezicerea vremii după semnele populare si care s-ar socoti ca fondatori ai acestor semne nu sunt. Deci aceasta este o creație a poporului întreg. În cursul dezvoltării societății, oamenii făceau încercări de a lega schimbările vremii cu purtarea „zeilor” si deseori rugându-se trimiteau zeilor ca jertfa „suflete“ omenești.

Prin secolul 18 credința în zei a oamenilor decade si rolul principal îl ocupa calendarele vremii - în care erau înscrise toate sărbătorile religioase si prezicerea vremii se făceau după aceste sărbători. Vremea se putea prezice de la 50 –150 de ani. Însa aceste calendare nu corespund realităților. Totuși ne cătând la credința în zei si prezicerea vremii după calendarele vremii , oamenii duceau un sir de observări vizuale asupra comportării animalelor , plantelor si schimbarea elementelor naturii în corespundere cu schimbările vremii . Pe baza acestor observări îndelungate au fost stabilite semnele populare de prezicere a vremii. O mulțime de semne populare au întrebuintare locala. De pildă în s. Sadova este așa un semn: „dacă se aude trenul de la Călărași – o sa ploaie“ ori „daca vuieste pădurea de la Frumoasa - v-a ploua“. Aceste semne sunt pur locale si nu pot fi folosite și în alte raioane si sate din Moldova . Astăzi dispunem de un număr foarte mare de semne populare.

În această lucrare s-a făcut încercarea de a studia o parte din semnele de prevestire a vremii colectate în Moldova si în satele moldovenești ale Ucrainei.

Colectarea semnelor a fost făcută de studenții anului I de la meteorologie de la secția de studii prin corespondență. Au fost colectate semne aproape din toate raioanele Moldovei, cat și din regiunea Cernăuți, Transcarpatică si raionul Reni ale Republicii Ucrainene . Fiecare semn a fost înscris pe un formular special de anchetă_ care au fost repartizate studenților. Semnele în cele mai

multe cazuri au fost colectate de la colhoznici in vârstă care ca regulă au numai 4 clase de studii școlare, si de vârstă înaintată, care nu știu carte.

În total au fost analizate 3 460 de fișe unde au fost găsite 1 329 de semne ce nu se repetă . Aceste semne au fost grupate după următoarele categorii: semne de scurta si semne de lungă durată.

A. Semnele de scurta durata au fost grupate :

I.După elementele vremii.

II.După purtarea animalelor.

III.După senzațiile omului.

IV.După plante

V.După starea diferitor obiecte.

VI.Semnele absurde – vrăji

B. Semnele de lunga durata.

I.După caracterul vremii într-o zi anumita.

II.Caracterul într-o lună.

III.După caracterul unui sezon.

IV.După plante.

V.Semne nespecificate.

Totalurile acestei clasificări ce poate vedea din următoarele analize.

1.Numărul total de semne din lucrare cifrate este de 1 329.

Din aceste semne 1 189 sunt semne de scurta durata ce alcătuiesc 69 % din numărul total de semne. Pe seama semnelor de lunga durata revin numai 11%. Așa dar se observă o mare prevalare a semnelor de scurtă durată care sunt mai reale, decât semne de lungă durată.

2.Din semnele de curtă durată 990 – prezic vremea rea. (ploaie, furtună, viscol) ce alcătuiesc 86% din această grupă și numai 14%, adică 166 semne prezic vreme bună. Acest raport nu este întâmplător. El se explică prin faptul că țăranii, ciobanii ș.a., atrag

atenție mai mare vremii rele ca prevestind-o să poată într-o măsură oarecare să se apere de urmările ei. Văzând că seara soarele asfințește și sunt nouri, țăranul de acum știa că a doua zi se așteaptă ploaie. Pentru prevestirea vremii omul căuta semne din natură, în special acele schimbări în natură ce ușor erau observate și cu care era legată viața de toate zilele. Trebuie de menționat că cel mai mare număr desemne este legat de schimbările observate în comportarea animalelor, deoarece ele se găsesc cel mai aproape de om și schimbările în comportamentul lor înainte de schimbarea vremii erau cel mai bine văzute de el. Din tabele se vede că semnele legate de comportarea animalelor sunt cele mai numeroase, cu pondere de 61% din toate semnele de scurtă durată.

În lista semnelor populare de prevestire a vremii folosite azi de navigatori, aviatori ș.a., uneori și de stațiile meteorologice, pe primul loc stau semnele stabilite după elementele vremii. Însă în meteorologia populară lor li se acorda atenție mai mică decât comportării animalelor. Acest fapt se explică ușor. După schimbările lor cel mai bine puteau fi înregistrate de lucrătorii stațiilor meteorologice, înzestrate cu aparate corespunzătoare: barometrul, termometrul, psihometrul ș.a. Țăranul era lipsit de ele. De aceea acestor semne le revin numai 22% cu un număr de 223.

3. Pe locul trei după număr se plasează semnele stabilite după schimbările plantelor înainte de ploaie, ce alcătuiește 11%, pe locul IV – semnele bazate pe senzațiile subiective ale omului ce alcătuiesc 2,2% și pe ultimul loc – semnele bazate pe starea diferitor obiecte, cu pondere de numai 0,8%. Trebuie de menționat și un număr relativ mic de semne „absurde”, ce nu au nimic comun cu vremea. Absurditatea lor începe să fie înțeleasă de majoritatea populației și curând vor înceta să fie folosite.

În ceea ce privește semnele de lungă durată trebuie de menționat că numărul lor este mult mai mic în comparație cu cele de scurtă durată. 40 de semne din numărul total 142 sunt bazate pe prevestirea vremii după caracterul ei într-o zi anumită. De pildă: cum va fi vremea de sărbătoarea „buna vestire” (blagoveștenie) așa va fi vremea și de paști. Dacă va fi ger în ziua de „40 de sfinți” – ger va fi încă 40 de zile, ș.a. În cele mai multe cazuri ziua este numită după sărbătorile bisericești – de aceea că aceste sărbători știute de toți oamenii și ei erau lipsiți de calendare. Comparativ mare este numărul semnelor ce prezic vreme de lungă durată după comportamentul animalelor – 42 semne, ori 30%. Prevestirea vremii după caracterul ei într-o lună anumită, un sezon, după plante – toate la un loc alcătuiesc cca 1/3 din toate semnele de lungă durată.

Deși în procesul de cercetare sunt sistematizate peste 1 300 de semne, ceea ce întrece cu mult numărul de semne citate în lucrările multor autori (Adamov, Jarcov, Zubcov, Galițov ș.a.), nu putem afirma că lista semnelor populare de care se folosea țăranul moldovean a fost epuizată. Tezaurul meteorologic popular încă mult timp trebuie cercetat. În continuare urmează descrierea mai detaliată a câtor-va grupe de semne populare. Deoarece cele mai „științifice” semne se consideră cele stabilite după elementele vremii în continuare v-a urma explicarea lor.

Trebuie de menționat că multe semne din această grupă nu au fost colectate de la bătrâni ci înscrise din enciclopedii, sau din izvoare suplimentare. Din acestea se pot cita: „Dacă presiunea atmosferică scade brusc - se apropie ploaie” sau „norii cirus - prevestesc vreme bună”; se știe că oamenii bătrâni nu aveau barometru să măsoare presiunea atmosferică, de asemenea nici nu cunoșteau denumirea norilor. Totuși poporul a stabilit multe semne după cele mai vizibile elemente a vremii: și anume după rouă,

brumă, vânt, nori. Așa se pot enumera cele mai des întâlnite semne: „Dacă dimineța lipsește roua - va ploua”, „ Vântul ce bate de la miază noapte aduce frig”, „Dacă apare curcubeul - ploaia încetează”, „Sclipesc tare stelele iarna - va fi ger”. O mulțime de semne sunt legate de fazele lunii. De – pildă: „Dacă luna apare cu coarnele în sus - toată luna va fi ploioasă”. „Lună plină la bobotează - vor fi trăsnete și fulgere. Prin cercetări științifice s-a dovedit că luna nu are nimic comun cu semnele vremii. Asta se poate confirma din următoarea pildă: în satul Bașcalia, raionul Comrat, este așa un semn „Dacă luna este cu coarnele în sus - va fi ploaie”. Iar în satul Lozova, raionul Strășeni: „ Dacă luna apare cu coarnele în jos – tot va fi ploaie”. – avem de acum o contradicție. În schimb această grupă de semne se consideră ca cele mai științifice și deseori sunt folosite în prognozele vremii de lucrătorii stațiilor meteorologice.

Altă grupă bogată formează semnele legate de purtările animalelor. Cele mai multe semne se referă la animalele domestice, dintre care cele mai des sunt legate de comportamentul pisicii, găinilor, vitele cornute mari, adică a cele animale care sunt nedespărțite de viața omului. De aici pot fi numite câteva semne întâlnite pe teritoriul Moldovei: „Dacă pisica se urcă pe cuptor - va fi frig”, „ Când vitele pasc seara cu poftă – a doua zi va ploua”. „Dacă oile se bat cap în cap - va bate vântul”. „Dacă câinele umblă prin ploaie - ploaia va continua”. „Dacă albinele stau în stup, nu bâzâi - peste zi va ploua”, ș.a.

Se întrebă - cum animalele pot mai repede presimți schimbările vremii?- și urmează răspunsul – de aceea că în procesul evoluției la ele organele de simț sau dezvoltat foarte fin, și de aceea la o mică schimbare a vremii ele sunt foarte sensibile.

Semnul „dacă în fruntea turmei de vite merge o vacă neagră - atunci se așteaptă furtună și ploaie mare” în sursele bibliografice era

alăturat la semnele absurde, dar sa dovedit că în pigmentii negri ai părului se află niște corpuscule foarte sensibile la schimbările câmpului electric. Aceste corpuscule sunt legate cu organele de simț, și în rezultat vaca neagră simțind apropierea furtunii și a descărcărilor electrice se „grăbește” spre casă, după ea urmează și celelalte vite.

După comportarea animalelor sălbatice au fost stabilite multe semne, mai ales după păsări – 139 semne – după ciori, vrăbii, bufniță, ciocârlie ș.a. Semnele cele mai des întâlnite sunt: „dacă rândunelele zboară aproape de sol – se așteaptă ploaie”. „Ciocârlia nu cântă dimineața – v-a ploua”. „Vrăbiile ciripesc în stoluri – se așteaptă ploaie și ninsoare”. „Cioroi zboară în stoluri mari și croncănesc – v-a ninge”. Multe semne au fost stabilite după furnici. „Furnicile se ascund în mușuroi – v-a ploua”. „Furnicile nu se grăbesc la „muncă” v-a ploua.

Mai mic este numărul de semne de stare a vremii de lungă durată. Totuși oamenii încearcă să prezică vremea pe un an întreg de zile ori pe jumătate de an. În așa fel ei au observat că „dacă iarna este cu zăpadă – anul v-a fi roditor”. „Dacă înfloresc copacii a doua oară – toamna v-a fi lungă”. „Dacă tună în timpul de iarnă – vara v-or fi ploi cu grindină”. „Dacă în luna februarie este cald – în octombrie v-a cădea zăpadă”. „Dacă toamna iepurii sunt grași – iarna v-a fi grea”. Mai sunt și alte semne: „Dacă tăiem 12 felii de ceapă și le punem în sare – care felie a fi mai umedă acea după număr lună a anului v-a fi mai ploioasă” sau „Dacă visezi vaci grase – anul v-a fi bogat”. Toate aceste semne sunt semne absurde și nu trebuie folosite la prezicerea vremii. Trebuie de menționat faptul că în prezicerea vremii trebuie să ne referim la mai multe semne.

Concluzii.

1. Nu toate semnele populare de prezicere a vremii au argumentare științifică;
2. Trebuie să ne ferim de semnele absurde;
3. În prezicerea vremii trebuie să ne folosim de un grup de semne locale;
4. Trebuie de deosebit semnele „pur locale” tipice pentru un sat anumit;
5. Prezicerea vremii după semne locale are o mare importanță practică deoarece ele permit să prezicem vremea pentru teritorii mici ce nu pot fi explicate de hărțile sinoptice.

Este îmbucurător faptul când un învățător de geografie poate să prezică schimbările vremii după semnele populare. Aflându-se în excursii este necesară informarea elevilor după diferite semne despre schimbările vremii ce pot avea loc, astfel ridicându-le interesul lor în prezicerea vremii.

Sursa: Materiale din arhiva personală a profesorului Isai N. Șrira. La crearea acestui articol au contribuit Golovaci S. și Botnari R.

5. Deșertul Atacama

Niculița Gheorghii, dr., conf. univ.; **Niculița Anastasia**, studentă la Universitatea politehnică din Madrid, facultatea Inginerie aeronautică și de spațiu

Indice:

Origine:.....	214
Clima:	216
Flora deșertului Atacama:	218
Fauna deșertului Atacama:	221
Bibliografie:.....	232

Rezumat. Deșertul Atacama, unul dintre cele mai aride locuri de pe planeta Pământ, este situat în America de Sud și acoperă în perzent o suprafață de aproximativ 105.000 km² (suprafața Republicii Moldova fiind de 33.846 km²), o lungime de 1600 km și lățime maximă de 180 km. Este delimitat de Oceanul Pacific la vest și de munții Anzi la est. Face parte din ecoregiunea de deșert al Pacificului ce include deșerturile de coastă din Peru și Chile, deșerturile de litoral ale Californiei și Mexicului..



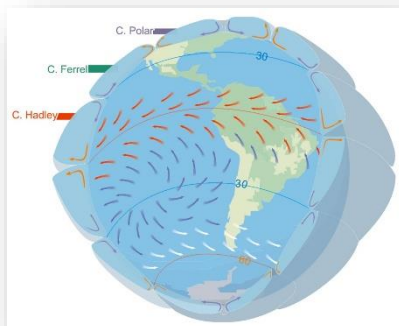
Imaginea 1. Locația deșertului Atacama in America de Sud

Nota: aria neagra indică Deșertul Atacama.

; regiunea de culoare sur închis reprezintă regiunea cu înălțime de peste 3000 m, mai concret extensiunea principală a munților Anzi.

Origine:

Originea Deșertului Atacama datează de aproximativ 150 de milioane de ani, fiind în trecut un fund de mare. Dovezile geologice și mineralogice ale rocilor și a solului sugerează că condițiile extreme de arid au persistat în sudul regiunii Atacama de peste 10 milioane de ani, făcându-l unul dintre cele mai vechi, dacă nu chiar cel mai vechi deșert de pe Pământ. Motivul principal al aridității extreme a Deșertului Atacama este un model climatic preexistent format din prezența unui centru puternic de presiune înaltă în atmosferă pe coasta Pacificului din America de Sud și printr-o inversare constantă a temperaturii datorită curentului oceanic rece numit Humboldt. După cum se poate observa în imaginea 2: Sisteme mari și stabile de înaltă presiune, cunoscute sub denumirea de anticiclone din Pacific, persistă de-a lungul coastei, creând vânturi alizeice spre nord-vest (cu suflare din sud-vest) care deplasează stratul de apă de la suprafață oceanică departe de coasta sud-americană. În locul lor se ridică ape reci de la adâncime. Pe de altă parte, curentul Humboldt transportă



Imaginea 1. Vânturile vestice



Imaginea 2. Curentul Humboldt

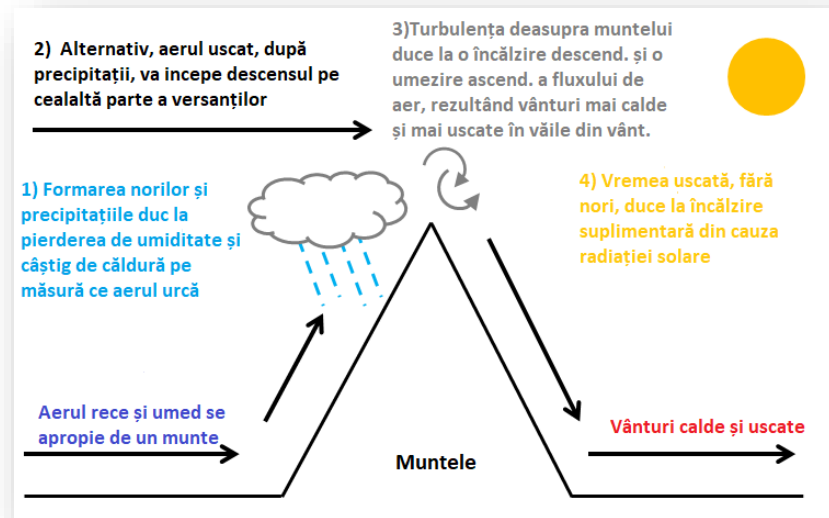
apă rece din Curentul vânturilor vestice spre nord, de-a lungul coastei chiliene; apa care răcește briza mării occidentale, reduce evaporarea și creează o inversiune termică: aer rece immobilizat sub un strat de aer cald, prevenind formarea de nori care produc ploaie.

Toată umezeala creată progresiv de aceste brize marine se condensează de-a lungul versanților abrupti ai lanțului muntos Costa, care se confruntă cu Pacificul, creând ecosisteme de coastă extrem de endemice compuse din cactuși, plante suculente și alte specimene de floră xerofită.

Ultimul factor care contribuie la formarea deșertului este sistemul Munții Anzi.

În primul rând, prin efectul Foehn, un fenomen climatic care determină norii aduși de masele de aer dinspre Estul Extraandin să descarce precipitații pe versanții de est ai munților, în acest caz, Munții Anzi, astfel încât, atunci când îi depășesc, să nu aibă apă, generând astfel deșertul. În America de Sud acest fenomen se numește Sondas.

Și în al doilea rând Munții Anzi, împreună cu podișurile înalte Puna și Altiplano, formează cel mai lat segment al sistemului și reprezintă o barieră orografică eficientă în calea maselor de aer umede ce ar pătrunde din regiunea Amazonului în Chile.



Imaginea 3. Efectul Föhn

Clima:

Chiar dacă este situat în zone tropicale, Atacama nu se încălzește extrem de mult datorită apropierii sale de Oceanul Pacific răcoros. Noaptea, temperatura poate scădea până la -25°C în zona Ollagüe, în timp ce în timpul zilei temperatura poate fi între 25° și 30°C la umbră. Nu există prea multe diferențe între vară și iarnă, deoarece se află la latitudinea Tropicului Capricornului. Vara, temperatura ambiantului de dimineață oscilează de la 4° până la 10°C , iar în condiții de iradiere solară completă în timpul zilei poate atinge 45°C .

Umiditatea relativă a aerului este de abia 18% în interior, dar foarte mare pe coastă, în lunile de iarnă ajungând până la 98%. Presiunea atmosferică este de 1.017 mb. Există perioade de vânt de tornadă a căror viteză poate ajunge cu ușurință la 100 km/h, înregistrată în general la prânz. Topografia zonei este un gradient

descendent foarte gradual spre mare, dar înălțimea sa relativă medie este de 400-1.500 metri deasupra nivelului mării.

Precipitațiile medii în regiunea chiliană Antofagasta sunt de doar 1 mm pe an. Unele stații meteo din Atacama nu au primit niciodată ploaie. Perioade de până la 300 de ani au fost înregistrate fără ploaie în sectorul său central, delimitat de orașele Antofagasta, Calama și Copiapó, din Chile. Dovezile sugerează că Atacama ar putea să nu fi avut precipitații semnificative între anii 1570 și 1971.

Deșertul Atacama este atât de arid încât munții care ajung până la 6.885 m sunt complet lipsiți de ghețari și, în partea de sud de la 25°S până la 27°S, ar fi putut fi lipsit de ghețari în întregul cuaternar, deși permafrostul se extinde de la altitudine de 4.400 m și este continuu peste 5.600 m. Doar cele mai înalte vârfuri (cum ar fi Ojos del Salado, Monte Pissis și Llullaillaco) au acoperire de zăpadă permanentă.



Imaginea 4. Deșertul Atacama



Imaginea 5. Vulcanul Ojos del Salado

Cele mai uscate părți ale deșertului Atacama sunt situate între aproximativ 22° - 26° S în valea largă formată în zona de coastă și zona mediană. Studiile efectuate de un grup de oameni de știință britanici au sugerat că unele albie ale râurilor sunt uscate de 120.000 de ani. Cu toate acestea, unele locații din Atacama primesc o ceață marină cunoscută local sub numele de Camanchaca, aceasta în combinație cu roua bogată din aceste regiuni, oferă suficientă umiditate algelor hipolitice, lichenilor și chiar și unor cactuși.

Flora deșertului Atacama:

Prezența vegetației este legată de condițiile climatice ale teritoriului. Deși este adevărat că clima se caracterizează în principal prin temperaturile sale ridicate și absența precipitațiilor, pe de altă parte, există zone marginale, unele situate la o altitudine mai mare, altele la sud de valea Copiapó, care au un nivel mai ridicat de umiditate.

În zonele cele mai uscate ale deșertului, putem găsi specii adaptate acestor condiții, cum ar fi:

Cactaceea: Copioaoa cactus.

Arbuști: cachiuyo.

Copaci: tamarugo și roșcove albe, etc.

Toate au o mare rezistență la deshidratare și salinitate. În zonele mai umede există o diversitate mai mare de plante. De fapt, în deșertul Atacama, are loc unul dintre cele mai impresionante



Imaginea 6. Deșertul Atacama înflorit

fenomene din lume, cunoscut sub numele de „deșertul înflorit”. „Deșertul înflorit” este legat de fenomenul El Niño. În aceste latitudini, în unii ani pătrund ape calde din regiunea ecuatorială care schimbă pe o perioadă scurtă de timp condițiile meteorologice, producând precipitații abundente, și odată cu aceasta,

germinarea a peste 200 de specii de flori, majoritatea endemice, printre care:

Suspine: acoperă suprafețe întinse, prezentând o culoare albă sau albastru deschis.

Pata de Guanaco: floare caracteristică și foarte izbitoare datorită culorii sale fucsia.

Ciucure de saddle: specii endemice, cu o floare în formă de sferă.

Añañuca galbenă: de obicei crește izolat, deși în acest caz face parte din înflorirea deșertului împreună cu celelalte specii.

Gheara din León: cunoscută sub numele de bijuteria deșertului, este în prezent în pericol de dispariție datorită, pe de o parte, deficitului său și, pe de altă parte, comercializării sale ridicate.

Ureche de vulpe: este o specie endemică cu o formă particulară, asemănătoare cu o pâlnie, care îi permite să capteze apă, iar cu părul în interior, să captureze insecte.

Malvilla: una dintre cele mai abundente specii din deșert, acoperă zone întinse ale deșertului cu o culoare caracteristică liliacului.

Din alte flori foarte reprezentative ale deșertului înflorit sunt:

Huilli.

Celestina.

Catifele.

Tomatillos.

Capela frătarului.

Don Diego de la Noche.



Imaginea 7. Crini de câmp sau Afine.

Fauna deșertului Atacama:

În ceea ce privește fauna, ca și în cazul florei, prezența uneia sau altei specii variază în funcție de condițiile climatice și caracteristicile terenului. În general, există o varietate mai mare de artropode și păsări, găsind un număr mai mic de moluște, reptile și mamifere. Unele dintre cele mai caracteristice specii ale deșertului Atacama sunt:

Vinchuca: aparținând grupului de bug-uri de pat, cunoscută prin transmiterea bolii „boala Chagas” și considerată una dintre cele mai periculoase specii din lume.

Scorpion: cunoscut și sub numele de scorpion, de obicei au dimensiuni mici și culori plictisitoare sau transparente.

Omizi: care apar ocazional, după perioade de ploi abundente.

Fluturi nocturni: locuiesc în zone populate sau în zonele cu vegetație mai mare din deșert.

Șarpe cu coadă lungă: endemic în Chile, cenușiu și de culoare otrăvitoare, deși veninul său este considerat nu foarte toxic.

Șopârlă: este una dintre cele mai ușor de văzut specii, deoarece se găsesc practic în toate zonele deșertului.

Vicuña: acest mamifer se găsește în principal în nordul Chile, fiind o rudă apropiată a lamei, dar mai mică și mai agilă, face parte din subordnul Cămilelor.

Guanaco: similar cu vicuñas, împarte teritoriul cu ea.

Vizcacha: mamifer cu aspect similar cu iepurele, răspândit la sud de regiunea Atacama.

Vulpea deșertului: răspândită pe toată suprafața deșertului, fiind, în unele cazuri, domesticită de locuitorii orașelor.

Flamingo: poate fi găsit pe malul unor lagune.

Șanț: pasăre comună în regiunea Atacama, se găsește în zonele din apropierea râurilor.

Jote cu cap roșu: este un vultur cu cap roșu care locuiește în pădurile, tufărișurile și deșerturile subtropicale.

Aguiluchos: pot fi găsite în diverse zone ale deșertului, atât în văi, cât și în zone interioare.



Imaginea 8. Condor



Imaginea 9. Flamingo de Chile



Imaginea 10, Guanaco



Imaginea 11., Puma



Imaginea 12 Vizcacha



Imaginea 13 Vulpea Culpeo



Imaginea 14. Deșertul Atacama din Satelit



Imaginea 15..Harta fizică a Deșertului Atacama

Galerie:

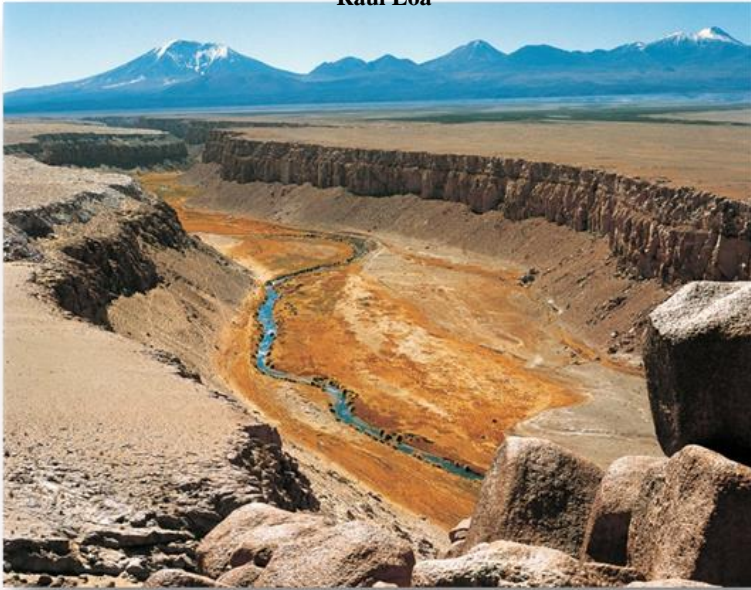




Rául Loa



Rául Loa



Valle de la Luna





Bibliografie:

- Braudel, Fernand, *The Perspective of the World*, ISBN 0-520-08116-1, vol. III of *Civilization and Capitalism* 1984 (originally published in French, 1979).
- Sagaris, Lake. *Bone and dream : into the world's driest desert*. 1st ed. -- Toronto : A.A. Knopf Canada, c2000. ISBN 0-676-97223-3
- *Mckay, Christopher P. (May–June 2002). "Two dry for life: the Atacama Desert and Mars*
- *Mckay, Christopher P. (2003). "Temperature and Moisture Conditions for Life in the Extreme Arid Region of the Atacama Desert: Four Years of Observations Including the El Niño of 1997–1998"*

Încheiere

Dragă cititor, ai citit încă o carte despre procesele ce au loc în mediul care te înconjoară. În ea s-a vorbit despre stihia aerului. Cred că ai văzut și ai înțeles cât de strâns este legată stihia aerului cu viața întregului complex geografic.

Din lipsă de spațiu, multe probleme foarte interesante care privesc stihia aerului au fost tratate doar tangențial sau n-au fost atinse deloc.

Nu s-a vorbit despre problema oscilațiilor și schimbărilor climei, despre influența omului asupra ei, despre proiectele grandioase de transformare a climei, despre lupta împotriva calamităților cum sunt seceta, înghețurile, vânturile și despre greutățile ce stau în calea rezolvării lor. În carte lipsește și descrierea climelor caracteristice pentru diferite continente, zone și regiuni. Lista problemelor neabordate poate fi prelungită.

Sper ca această carte a contribuit la aprofundarea cunoștințelor tale despre atmosferă, sper că nu te-au speriat locurile mai grele de înțeles și le-ai înfruntat. Poate ai să te ocupi chiar cu studierea climei locului natal, poate ai să participi la asemenea lucrări ce se desfășoară de către cercetători special pregătiți. Sper că ajutorul tău va fi de folos.

Cred că vei mai citi și multe alte cărți despre mediul care te înconjoară, despre problemele cunoașterii lui și despre problemele ocrotirii și folosirii lui raționale spre binele omenirii, spre binele poporului nostru, spre binele generației tale și a celor viitoare.

Сітеște următoarele publicații

- Reviste și alte publicații periodice
- “География в школе”. Revistă științifico-metodică. Apare din 1934
- “Глобус”. Anuar geografic pentru copii. Apare 1949
- “Земля и Вселенная”. Revistă științifico-populară editată de АИИ УРСС fondată în 1965. М., “Наука”.
- “Земля и люди”. Calendar geografic. Se editează din 1935.
- “Метеорология и гидрология”. Revistă lunară științifico-tehnică. Apare din 1935.
- “Охрана природы Молдавии”. Culegere științifică. A apărut în anii 1960-1975. (Nr.1-13).
- “Проблемы географии Молдавии”. Culegeri științifice. Au apărut în 1966-1975. (Nr.1-10).
- “Человек и стихия”. Anuar hidrometeorologic științifico-popular. Л., Гидрометеоиздат. Apare din 1962.
- Cărți
- “Агроклиматический атлас мира” М-Л., ГУГК, 1972.
- “Агроклиматический справочник по Молдавской ССР”. К., 1969.
- Абамов П.Н. Местные признаки погоды. Л., 1961.
- Алисов Б.П. Полтараус Б.В. Климатология. М., МГУ. 1962.
- Астапенко П. Д. Ну и погода сегодня! М., 1967.
- “Атлас составляющий теплового и волного баланса Украины”. Под редакцией А. Р. Константинова и Н. И. Гойсы. Л., 1966.
- „Атлас Украинской и Молдавской ССР”. М., ГУГК, 1962.
- Берлянд М. Е., Красиков П. Н. Предсказание заморозков и борьба с ними. Л., 1960.
- Блютген И. География климатов, Том 1. М. 1972; Том 2, М., 1973.
- Болин Б. Программа исследования глобальных процессов. Л., 1973.
- Борисенков Е. П. Климат и его изменения. М., 1976.
- Борисов А. А. Климатография Советского Союза. Л., ЛГУ, 1970.
- Борисов П. М. Может ли человек изменить климат. М., 1970.
- Бudyко М. И. Климат и жизнь. Л., 1971.
- Бudyко М. И. Изменение климата. Л., 1974.

- Будыко М. И. Глобальная экология. М. 1977.
- Бучинский И. Е. Климат Украины в прошлом, настоящем Киев. Госсельхозиздат УССР. 1963.
- Верина В. Н, Яковлева В. М. Кондицинле натурале але РСС Молдовенешть.-. К., 1955.
- Геохалаян Г. Х., Шапкина Н. П. Атмосферные фронты. М., 1978.
- Грушко С. Климат и погода, К. 1961.
- Гумилевская Марта. Где мороз а где жара. М., 1974. «Детская энциклопедия». Том 1., М. Педагогика, 1971.
- Ермолаев М. М. Введение в физическую географию, Л.. ЛГУ, 1975.
- Зверьев А. С. Синоптическая метеорология. Л., 1967.
- Зверьев М. Д. Погода и животные. М., Просвещение, 1965.
- Зигель Ф. Ю., Внновато Солице, М., 1972.
- Зубков А. Е. Предсказание погоды на море по местным признакам. М., Транспорт, 1970.
- Каневский З. Цена прогноза. Л., 1976.
- Климат Украины. Под ред. Г. Ф. Прихотько и др. Л, 1967.
- «Климатический атлас Украины». Л.. 1967.
- Колобков Н. В. Время ши превестиря ей. К., 1951.
- Константинов А. Р., Сакали Л. И., Гойса Н. И. Тепловои и водный ре- жим Укранны. Л., 1966.
- „Космос и погода”. М., 1971.
- „Краткий агроклиматический справочник по Молдавской ССР”, 1959.
- Крупеников И. А., Мирския Д. А.. Радул М. М. Молдавия. М. 1970.
- Кузмин Л. А. Метеорологические паблюдения в школе. Л., 1956.
- Лебедев А. Н. Климат СССР. Вып. I. Европейская территория СССР. Л., 1958.
- Малахов А. Ф., Хахалин В. С. Современная техника исследования атмосферы. Л., 1964.
- Мамедов Э. С., Павлов Н. И. Тайфуны. Л., 1974.
- Матвеев Л. Т. Курс общей метеорологии. М-Л., 1972.
- „Микроклимат СССР”. Л., 1967.

- Минина Л. С. Искусственные спутники Земли на службе метеорологов. М., 1970.
- Минина Л. С. Тропические циклоны. М., 1974.
- Наливкин Д. В. Ураганы, бури и смерчи. Л., 1969.
- Неклюкова Н. П. Общее землеведение. Земля как планета. Атмосфера. Гидросфера. М., 1976.
- “Первый съезд географов Молдавии”, К., 1975.
- Петров В. П. Искусственные спутники Земли и погода. Л., 1961.
- Погосян Х. П. Атмосфера и человек. М., 1977.
- Погосян Х. П. Погода на земном шаре. М., 1972.
- Погосян Х. П. Циклоны, 1976.
- Погосян Х. П., Туркетти З. А. Атмосфера Земли. М., 1970.
- Пфейфер Ф. Погода интересует всех. Л., 1966.
- Ромакенто Н. Н. Ветроэнергетические ресурсы Молдавской ССР и их использование в сельскохозяйственном производстве. К., 1964.
- Ротарь Ф. Т. Природные условия Молдавии и борьба за влагу. К., 1939.
- Сакали Л. И. Тепловой баланс Украины и Молдавии. Л., 1970.
- Сеттон О. Г. Вызов атмосферы. Л., 1965.
- Симонов Я. П. Юному агрометеорологу. Л., 1968. изд. 2. Л. 1970.
- Скляр В. М. Метеорология и метеорологические наблюдения. Л., 1960.
- „Справочник по климату СССР”. Вып. 11- Молдавская ССР, Часть 1: Солнечная радиация, радиационный баланс и солнечное сияние. Л., 1966. Часть II. Температура воздуха и почвы. Л., 1965. Часть III: Ветер. Л., 1966. Часть IV. Влажность воздуха, атмосферные осадки, снежный покров. Л., 1968. Часть V. Облачность и атмосферные явления. Л. 1968.
- Тверской П. Н. Курс метеорологии. Л., 1962.
- “Украина и Молдавия”. (Природные условия и естественные СССР). М.
- Урсул М. М. Климат, земли и воды-важнейшие природные богатства Молдавии. К., 1965.

- Федоров Е. К. Погода и урожай. Л., 1973.
- Федоров Е. К. Советская гидрометеорологическая служба (Сборник статей). Л., 1967.
- Федоров Е.К. Часовые погоды. Л., 1970.
- Физико-географический атлас мира. АН СССР, ГУГК, 1964.
- Фламарион Камилл. Атмосфера, общепонятная метеорология. С-Петербург. Издательство П. П. Сойкина, Без года.
- Форестер Ф. Тысяча и один вопрос о погоде. Л., 1968.
- Храбров Ю. Б. Прогноз погоды. М., 1974.
- Хргиан А. Х. Очерки развития метеорологии. Л. 1959.
- Хромов С. П. Метеорология и климатология. (Для географических факультетов). Л.. 1968.
- Хромов С. П.. Мамонтова Л. И. Метеорологический словарь. Л., 1974.
- Чернихова Е. Я. Изучение климата на уроках географии. М., 1973.
- Шубаев Л. П. Общее землеведение. М. 1977.
- Шепфер З. Какая будет погода? Л., 1963.
- Шульгин А. М. Агрометеорология и агроклиматология. Л., 1978.
- Щербань М. И. Микроклиматология. Киев, КГУ, 1966.
- Ярошенко М., Пояг М. Вода в природе и хозяйстве Молдавии. К. 1966