

AEROCUBUL ROMÂNIEI



NOTE DE CURS

METEOROLOGIE

Aceste Note de Curs sunt proprietatea AEROCLUBULUI ROMÂNIEI și sunt dedicate folosirii exclusiv de către personalul AEROCLUBULUI ROMÂNIEI.

Nici o parte și nici o informație din aceste Note de Curs nu poate fi reprodusă sau transmisă cu nici un scop și sub nici o formă persoanelor neautorizate fără acordul scris al AEROCLUBULUI ROMÂNIEI.

SPAȚIU LĂSAT LIBER INTENȚIONAT



Lista de evidență a amendamentelor

Versiune amendament	Pagini afectate	Data introducerii	Numele/Semnătura

CUPRINS

LISTA DE EVIDENȚĂ A AMENDAMENTELOR	4
INTRODUCERE	8
1. ATMOSFERA.....	9
1.1. INTRODUCERE	9
1.2. COMPOZIȚIE ȘI STRUCTURA	9
1.2.1. <i>Compoziția atmosferei</i>	9
1.3. ATMOSFERA STANDARD INTERNAȚIONALĂ	13
1.4. GLOSAR TERMENI	15
1.5. ÎNTREBĂRI VERIFICARE	16
2. PRESIUNEA, DENSITATEA, TEMPERATURA ȘI UMEZEALA	17
2.1. PRESIUNEA ATMOSFERICĂ.....	17
2.1.1. <i>Variațiile presiunii atmosferice</i>	18
2.1.2. <i>Tipuri de presiuni</i>	19
2.2. DENSITATEA	20
2.3. TEMPERATURA	21
2.4. UMEZEALA	25
2.5. GLOSAR TERMENI	28
2.6. ÎNTREBĂRI VERIFICARE	29
3. PROCESE ADIABATICE	31
3.1. PROCESE ADIABATICE.....	31
3.2. STABILITATE ȘI INSTABILITATE	32
3.3. EFECTELE RADIAȚIEI, ADVECȚIEI, SUBSIDENȚEI ȘI CONVERGENȚEI	33
3.4. GLOSAR TERMENI	36
3.5. ÎNTREBĂRI VERIFICARE	37
4. PRESIUNEA ȘI VÂNTUL	39
4.1. SISTEME DE PRESIUNE	39
4.2. VÂNTUL	41
4.2.1. <i>Introducere</i>	41
4.2.2. <i>Structura vântului</i>	44
4.2.3. <i>Vântul geostrofic</i>	46
4.2.4. <i>Legea lui Buys Ballot:</i>	46
4.2.5. <i>Vântul de gradient</i>	47
4.2.6. <i>Vântul de suprafață</i>	48
4.2.7. <i>Efectele locale ale frecării</i>	49
4.2.8. <i>Vântul de forfecare</i>	52
4.2.9. <i>Vântul asociat zonelor montane</i>	52
4.3. GLOSAR TERMENI	54
4.4. ÎNTREBĂRI VERIFICARE	55
5. NORII, PRECIPITAȚIILE ȘI FENOMENE CARE REDUC VIZIBILITATEA.....	57
5.1. FORMAREA NORILOR	57
5.1.1.1. <i>Formarea curenților ascendenți</i>	58
5.2. CLASIFICAREA NORILOR	62
5.3. DESCRIEREA NORILOR	64
5.4. NEBULOZITATEA SI PLAFONUL.....	68
5.5. PRECIPITAȚIILE ASOCIATE TIPURILOR DE NOI.....	69
5.6. CONDIȚIILE DE ZBOR ÎN FIECARE TIP DE NORI	70
5.7. VIZIBILITATEA. FENOMENE CARE REDUC VIZIBILITATEA.....	71
5.8. GLOSAR TERMENI	76
5.9. ÎNTREBĂRI VERIFICARE	77
6. MASELE DE AER ȘI FRONTURILE ATMOSFERICE	79

6.1.	FORMAREA MASELOR DE AER	79
6.2.	CLASIFICAREA MASELOR DE AER	79
6.3.	DESCRIEREA MASELOR DE AER	80
6.4.	FRONTURILE ATMOSFERICE	82
6.4.1.	<i>Structura generală, condiții de formare și clasificarea fronturilor</i>	82
6.4.2.	<i>Caracteristicile generale ale fronturilor atmosferice</i>	83
6.5.	GLOSAR TERMENI	86
6.6.	ÎNTREBĂRI VERIFICARE	87
7.	GIVRAJUL	89
7.1.	PROCESUL DE FORMARE	89
7.2.	CLASIFICAREA GIVRAJULUI.....	89
7.2.1.	<i>Clasificarea cantitativă a givrajului.....</i>	89
7.2.2.	<i>Clasificarea givrajului după forma depunerii</i>	90
7.2.3.	<i>Givrajul în norul Cumulonimbus și în zonele frontale.....</i>	91
7.2.4.	<i>Depunerea de gheață și proprietățile aerodinamice ale aeronavei.....</i>	92
7.3.	INFLUENȚA GIVRAJULUI ASUPRA ZBORURILOR AERONAVELOR	93
7.4.	GLOSAR TERMENI	95
7.5.	ÎNTREBĂRI VERIFICARE	96
8.	ORAJE.....	97
8.1.	INTRODUCERE	97
8.2.	FORMAREA NORILOR CUMULONIMBUS ȘI CLASIFICAREA ORAJELOR.....	97
8.3.	FENOMENELE ASOCIATE ACTIVITĂȚII ORAJOASE	102
8.4.	GLOSAR TERMENI	103
8.5.	ÎNTREBĂRI VERIFICARE	104
9.	CLIMATOLOGIE.....	105
9.1.	CIRCULAȚIA GENERALĂ SEZONALĂ ÎN TROPOSFERĂ	105
9.2.	VREMEA ȘI VÂNTURI SEZONALE LOCALE	107
9.3.	GLOSAR TERMENI	108
9.4.	ÎNTREBĂRI VERIFICARE	109
10.	ALTIMETRIE.....	111
10.1.	ASPECTE OPERAȚIONALE PRIVIND CALAREA ALTIMETRULUI.....	111
10.2.	NOȚIUNI FOLOSITE ÎN ALTIMETRIE	111
10.3.	CĂLĂRI STD (STANDARD), QNH, QFE.....	113
10.5.	ERORILE ALTIMETRELOR:	114
10.6.	GLOSAR TERMENI	115
10.7.	ÎNTREBĂRI VERIFICARE	116
11.	ANALIZA DE VREME ȘI PROGNOZĂ.....	117
11.1.	INTRODUCERE	117
11.2.	HĂRȚI DE VREME, SIMBOLURI, SEMNE	118
11.3.	HĂRȚI DE PROGNOZĂ PENTRU AVIAȚIA GENERALĂ.....	118
11.4.	RAPOARTE ȘI PROGNOZE PENTRU AEROPORTURI DE DECOLARE, DE DESTINAȚIE, DE REZERVĂ ȘI PENTRU RUTĂ	120
11.4.1.	<i>Observații regulate și mesaje regulate de observații meteorologice</i>	120
11.4.2.	<i>Observații speciale, mesaje speciale de observații meteorologice</i>	120
11.5.	INTERPRETAREA INFORMAȚIEI CODIFICATE METAR, TAF, GAFOR	121
11.5.1.	<i>Conținutul mesajelor meteorologice</i>	121
11.5.2.	<i>Mesajul METAR (Meteorological Aerodrome Report).....</i>	124
11.5.3.	<i>MESAJUL AERONAUTIC TAF (TERMINAL AERODROME FORECAST)</i>	127
11.6.	DISPONIBILITATEA RAPOARTELOR DE LA SOL PENTRU VÂNTUL DE SUPRAFAȚĂ, FORFECAREA VÂNTULUI, VIZIBILITATE	128
11.7.	RAPORTAREA INFORMAȚIILOR METEOROLOGICE DE LA SISTEME AUTOMATE DE OBSERVARE.....	129
11.8.	GLOSAR TERMENI	130
11.9.	ÎNTREBĂRI VERIFICARE	131
12.	EMISIUNI RADIO METEOROLOGICE PENTRU AVIAȚIE.....	133



12.1.	AIRMET, SIGMET	133
12.2.	RAPORT DIN ZBOR (AIREP)	136
12.2.1.	<i>Observațiile speciale</i>	136
12.2.2.	<i>Alte observații efectuate de aeronavele în zbor</i>	137
12.3.	INFORMAȚII METEOROLOGICE PENTRU AERONAVELE ÎN ZBOR	137
12.5.	GLOSAR TERMENI	140
12.6.	ÎNTREBĂRI VERIFICARE	141
13.	BIBLIOGRAFIE	142



Introducere

Meteorologia este știința care studiază structura și proprietățile atmosferei, fenomenele și procesele fizice care se produc în atmosferă. Ea face parte din categoria științelor geonimice care studiază învelișurile Pământului: atmosfera, litosfera, hidrosfera, pedosfera, climatosfera, criosfera aparținând geografiei.

Obiectul de studiu al meteorologiei este reprezentat de aerul atmosferic în care un rol deosebit de important îl au vaporii de apă a căror cantitate este în permanentă schimbare ca urmare a încălzirii și răcirii aerului. Transformările care au loc în atmosferă sunt procese și fenomene fizice, meteorologia fiind denumită și „fizica atmosferei”. În acest sens, informațiile meteorologice sunt din ce în ce mai necesare în toate domeniile activității umane.

Starea vremii influențează în mod deosebit desfășurarea întregii activități aeronautice.

Atmosfera prezintă importanță pentru piloți pentru că acesta este mediul în care aeronavele zboară.

În activitatea aeronautică, pilotul nu deține controlul asupra vremii, însă prin cunoașterea meteorologiei el poate anticipa unele dificultăți pe care vremea le poate crea.

1. Atmosfera

1.1. Introducere

Atmosfera terestră reprezintă învelișul gazos, cunoscut sub numele de aer, care înconjoară tot globul pământesc, întinderea sa verticală atingând valoarea de 1000 km.

Aceasta este constituită dintr-un amestec de gaze în care se află în suspensie particule lichide, solide sau gazoase de origine terestră și cosmică, naturală sau antropică cum ar fi: vapori de apă, particule microscopice de origine minerală sau vegetală, ioni (corpusculi încărcăți cu sarcini electrice pozitive sau negative), microorganisme (bacterii, microbi), micrometeoriti și fum. Aerul atmosferic este indispensabil vieții prin conținutul de oxigen necesar respirației și oferă protecție împotriva radiațiilor solare ultraviolete care distrug viața prin intermediul stratului de ozon.

Mișcarea de rotație a planetei în jurul axei proprii, generează, ca urmare a forței centrifuge, tendința aerului de a se răspândi în spațiu. Din acest motiv atmosfera se extinde mai mult în spațiu în zonă ecuatorială decât deasupra zonelor polare.

Atmosfera efectuează împreună cu Pământul mișcarea de rotație în jurul axei polilor, deci ea împrumută forma acestuia de elipsoid de rotație, adică mai turtită la poli și mai bombată la Ecuator.

Fară atmosferă nu ar exista vânt, nori, precipitații sau protecție împotriva razelor solare.

1.2. Compoziție și structura

1.2.1. Compoziția atmosferei

Aerul este un amestec de gaze după cum urmează:

- 78.09 % - Azot (N₂)
- 20.95 % - Oxigen (O₂)
- 0.93 % - Argon (Ar)
- 0.03 % - Dioxid de carbon (CO₂)

Restul de câteva sutimi de procente îl completează celelalte gaze componente ale aerului, cum ar fi: hidrogen, heliu, radon, neon, cripton, xenon, metan, ozon. (Fig 1.1.) Aerul întotdeauna conține *vapori de apă*. Acest fapt este deosebit de important deoarece aceștia se condensează formând nori care generează precipitații (ploaie, ninsoare, burniță, ceață etc).

În cazul aerului umed și impur, conținutul în vapori de apă, pulberi, fum, săruri și microorganisme poate atinge 4%.

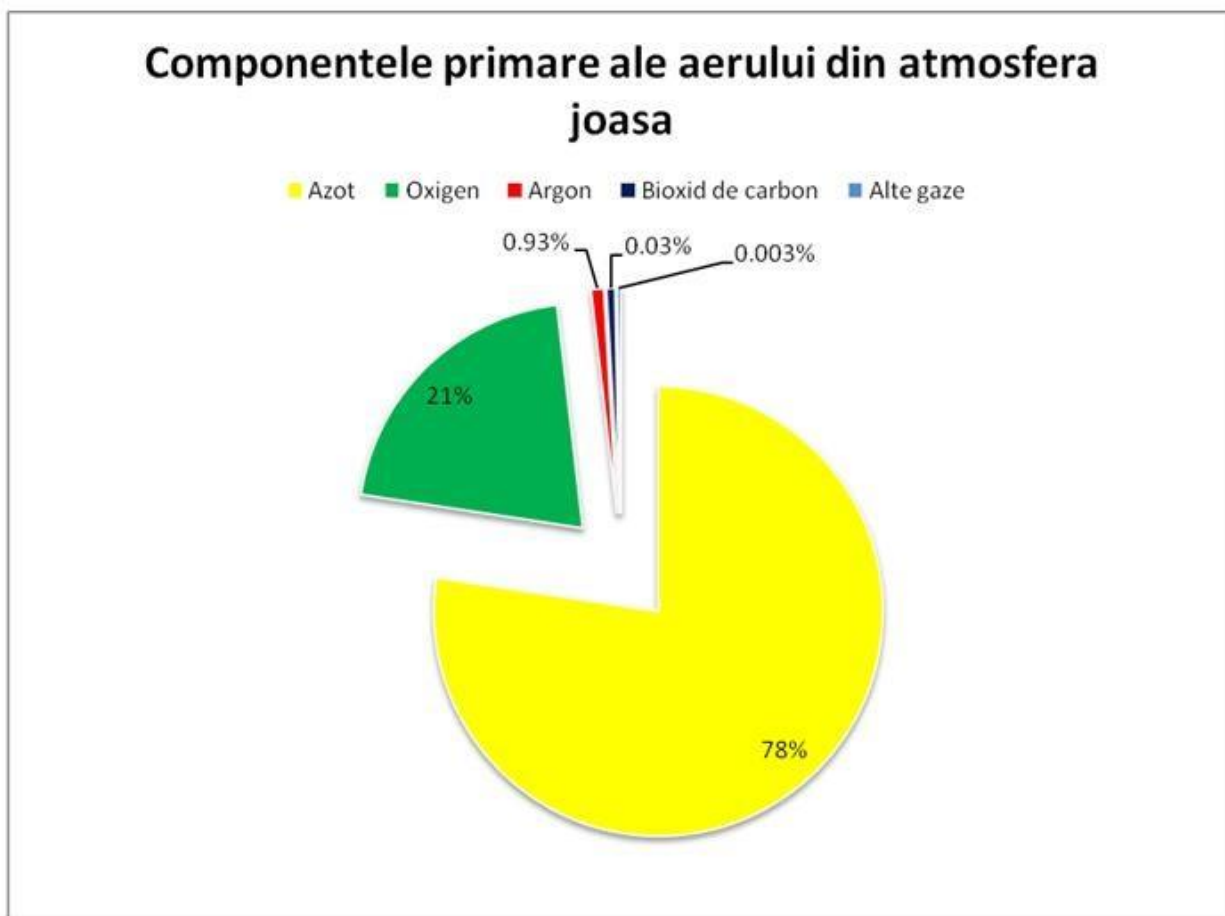


Fig 1.1. Compoziția atmosferei

Chiar dacă aceste gaze componente ale aerului au greutatea specifică diferite, din cauza mișcărilor la care sunt supuse, ele nu se pot stratifica în raport cu densitatea lor, așa că până la altitudinea de aproximativ 70 Km, compoziția aerului este aproape aceeași, păstrând aceeași proporție sub aspect chimic.

Aproximativ 50% din masa aerului se află cuprinsă într-un strat relativ îngust, ce se întinde de la suprafața Pământului până la 5 Km, 75% până la înălțimea de 10 Km și 90% până la 16 Km.

La altitudini mai mari aerul este extrem de rarefiat și aici găsim procentaje mari ale gazelor ușoare (hidrogen, heliu etc.), iar unele dintre ele, sub acțiunea radiațiilor solare, suferă transformări și, uneori, nu se mai află în stare moleculară, ci în stare atomică.

Trecerea de la atmosferă la spațiul interplanetar se face treptat, fără să existe o zonă de separație caracteristică, marcantă, că în cazul apelor cu uscatul. Ținând cont de faptul că unele fenomene se produc în atmosferă la înălțimi de câteva sute de Km, și numai rareori la 1000 Km, în mod obișnuit se consideră că înălțimea atmosferei se extinde până la 800 Km.

1.2.2. Structura și subdiviziunile atmosferei pe verticală

Din cercetarea fenomenelor observate în atmosferă a rezultat faptul că proprietățile fizice ale atmosferei variază de la un loc la altul și, în timp, variază chiar și pentru același loc. Compoziția chimică variază, și ea, sub raportul cantitativ, mai ales pentru unii dintre constituenții aerului, cum ar fi: bioxidul de carbon, ozonul, radonul, vaporii de apă și unele

impurități lichide sau solide.

Așadar, atmosfera poate fi divizată într-un șir de pături concentrice sau sfere. Această divizare se face în baza unor anumite criterii.

În funcție de modul de variație a temperaturii și de particularitățile regimului termic din fiecare pătură, atmosfera este divizată în cinci pături principale (Fig 1.2.), separate în partea superioară a fiecărui strat, terminându-se cu o zonă de așa-numită „pauză”:

- Troposfera - 0 - 11 Km
- tropopauza - strat de tranziție
- Stratosfera - 11 - 50 Km
- stratopauza - strat de tranziție
- Mezosfera - 50 - 80 Km
- mezopauza - strat de tranziție
- Termosfera - 80 - 800 Km
- termopauza - strat de tranziție
- Exosfera - peste 800 Km

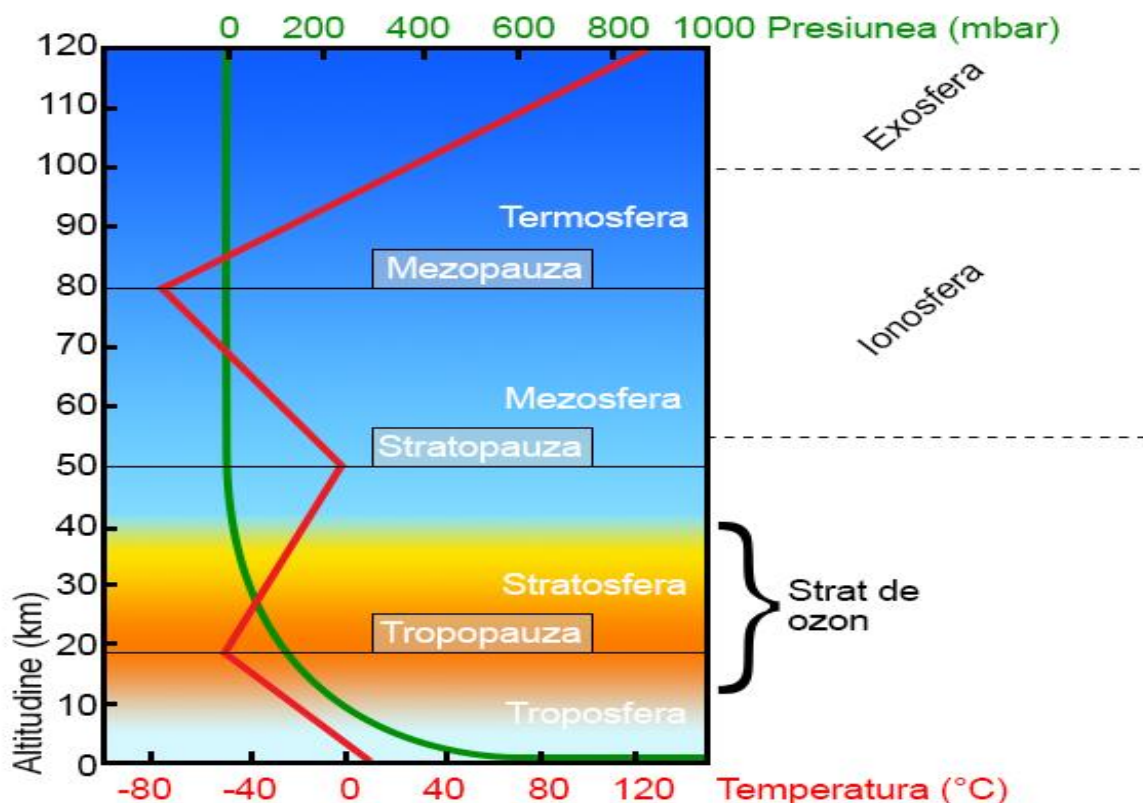


Fig 1.2. Stratificarea atmosferei pe verticală

Troposfera este cea mai de jos pătură a atmosferei, ce vine în contact cu suprafața Pământului și conține aproximativ 80% din atmosfera terestră. *Troposfera* este mediul unde navighează

aeronaive, caracterizat prin scăderea progresivă în altitudine a temperaturii ($2^{\circ}\text{C}/1000\text{ ft}$ sau $0.65^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$) și a presiunii, având straturi neomogene de aer în mișcare sub formă de curenți.

În această pătură au loc fenomenele meteorologice obișnuite ca norii, precipitațiile, manifestațiile electrice și unele fenomene optice. Grosimea troposferei este variabilă în funcție de marile zone climatice ale globului.

Valorile obișnuite ale înălțimii și temperaturii tropopauzei se regăsesc în tabelul de mai jos.

	Ianuarie		Iulie		Medie	
	Înălțime	Temperatură	Înălțime	Temperatură	Înălțime	Temperatură
Poli	6 km	-60°C	9 km	-50°C	7 km	-55°C
Latitudini medii	10 km	-53°C	13 km	-53°C	11 km	-53°C
Ecuator	17 km	-81°C	17 km	-72°C	17 km	-76°C

Troposfera este caracterizată de mișcări verticale ale aerului - aerul cald care se ridică și aerul rece care coboară - atât la scară mare cât și local. Troposfera conține aproape toată apă în stare de vapori din atmosferă astfel încât formațiunile noroase rar se extind dincolo de tropopauză. În mod ocazional, norii cumulonimbus cu dezvoltare puternică pe verticală pot ajunge până în stratosferă. În timpul anului, grosimea troposferei suferă variații datorită modului diferit de încălzire a aerului, iarna fiind mai mică cu aproximativ 2 km.

La partea sa superioară, troposfera se termină cu o zonă de tranziție marcantă numită tropopauză. Aici, temperatura nu mai variază odată cu creșterea altitudinii, tropopauza fiind un strat aproape izoterm gros de 1-2 Km.

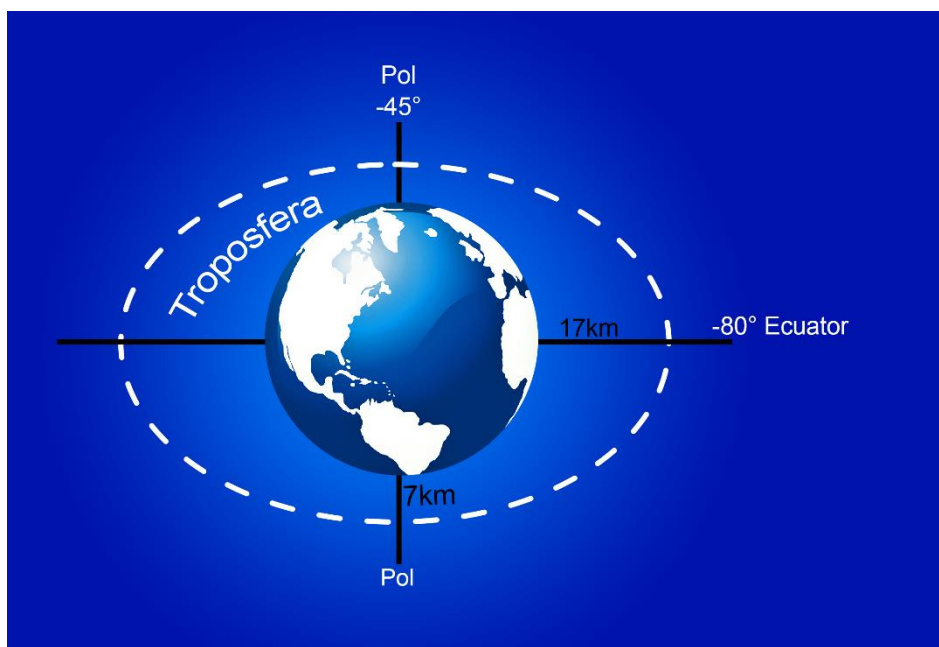


Fig 1.3. Forma troposferei

Convențional, în aviație se consideră că tropopauza are altitudine de 11.000 m și temperatura standard de -56.5°C .

Intersant pentru aviație este faptul că, în vecinătatea tropopauzei, se întâlnesc vânturi tari (Jet-Stream - curenții jet), care provoacă o turbulență puternică (CAT- clear-air turbulence).

Stratosfera. Cea de-a doua pătură atmosferică se extinde pe verticală până la aproximativ 50 km deasupra Pământului. Temperatura stratosferei este influențată semnificativ de prezența stratului de ozon. Până la aproximativ 20-25 Km (altitudinea stratului de ozon) temperatura rămâne constantă (strat izoterm), apoi crește ușor datorită absorbției radiației ultraviolete (UV) de către stratul de ozon.

Stratosfera este mai groasă la Poli și mai subțire la Ecuator. Vizibilitatea este foarte bună, vaporii de apă sunt prezenți în cantitate foarte redusă, vânturile nu prezintă turbulență deși sunt puternice iar pentru că mișcările verticale sunt reduse, rareori se formează nori de gheață și nori sidefii.

Stratopauza se află la aproximativ 50 km deasupra nivelului mediu al mării. Temperatura variază funcție de latitudine și sezon de la -30°C iarna în zona Polilor, la $+20^{\circ}\text{C}$ vara în zona Polilor.

Mezosfera este pătura atmosferei unde temperatura începe să scadă din nou odată cu creșterea altitudinii, la limita ei superioară (80-85 Km) temperatura atingând -80°C .

Mezosfera se termină în partea superioară cu mezopauza, a cărei înălțime se află la aproximativ 80-90 km AMSL (above mean sea level) și unde se află cea mai joasă temperatură din atmosferă. Temperatura variază de la -120°C la latitudini mari pe timpul verii, la -50°C pe timpul iernii.

Termosfera este regiunea deasupra mezosferei, în care temperatura crește în mod continuu, atingând valori foarte ridicate, chiar de peste 1000°C .

Exosfera este pătura cea mai înaltă în care aerul nu se mai află în formă moleculară, ci numai atomică, ca urmare a bombardamentelor razelor cosmice. Temperatura atinge aici aproximativ 2500°C ziua, iar noaptea coboară aproape de 0 K (-273°C).

Ionosfera este o regiune atmosferică, pornind de la 65 Km în sus, unde aerul este puternic ionizat. Straturile puternic ionizate sunt importante pentru că ele reflectă undele radio către Pământ

1.3. Atmosfera Standard Internațională (ISA = International Standard Atmosphere)

În atmosfera reală, presiunea, densitatea, temperatura și umiditatea variază de la un loc la altul, în altitudine și în timp. Asadar, a fost necesară crearea unui model de atmosferă cu valori standard, la care să se raporteze măsurarea performanțelor aeronavelor și după care să se realizeze calibrarea instrumentelor. Atmosfera standard este un model matematic al variației presiunii, temperaturii, densității și vâscozității aerului în atmosfera Pământului în funcție de altitudine. Modelul constă în tabele de valori și formule cu care aceste valori au fost calculate.

Cel mai răspândit și utilizat model de atmosferă este „*ICAO ISA*” din 1964.

Atmosfera standard internațională (ICAO ISA):

- la nivelul mediu al mării (MSL) avem: temperatura $T = +15^{\circ}\text{C}$
- presiunea $P = 1013.25 \text{ mb (hPa)}$ densitatea $\rho = 1.225 \text{ kg/m}^3$
- de la -5 Km până la 11 Km (36.090ft) temperatura scade cu $0.65^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ ($1.98^{\circ}\text{C}/1000\text{ft}$)

- de la 11 Km până la 20 Km (65.617ft) temperatura rămâne constantă la -56.5°C
- de la 20 Km până la 32 Km temperatura crește cu $0.1^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ ($0.3^{\circ}\text{C}/1000\text{ft}$)

Atmosfera reală diferă de ISA în mai multe feluri. Presiunea la nivelul mării variază de la o zi la alta și chiar de la o oră la alta, temperatura fluctuează de asemenea între limite largi la diferite niveluri.

Valoarea cu care atmosfera reală diferă față de ISA se numește *Deviația ISA*, și poate fi pozitivă (+) sau negativă (-).

Exemplu: dacă temperatura observată este cu 6°C mai mare decât este dată în ISA, atunci deviația ISA (ISA deviation) = $+6^{\circ}$.

Câteva valori pentru temperatură, presiune, treapta barică, densitate din ISA sunt menționate în tabelul de mai jos:

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



1.4. Glosar Termeni

Troposferă - este cea mai de jos pătură a atmosferei, ce vine în contact cu suprafața Pământului. *Troposfera* este mediul unde navighează aeronavele, caracterizat prin scăderea progresivă în altitudine a temperaturii și a presiunii, având straturi neomogene de aer în mișcare sub formă de curenți.

Atmosfera standard internațională (ISA = International Standard Atmosphere) - crearea unui model de atmosferă cu valori standard, la care să se raporteze măsurarea performanțelor aeronavelor și după care să se realizeze calibrarea instrumentelor. Atmosfera standard este un model matematic al variației presiunii, temperaturii, densității și vâscozității aerului în atmosferă.

Tropopauză - la partea sa superioară, troposfera se termină cu o zonă de tranziție marcantă numită tropopauză. Aici, temperatura nu mai variază odată cu creșterea altitudinii, tropopauza fiind un strat aproape izoterm gros de 1-2 Km.



1.5. Întrebări verificare

1. Aeronavele din categoria aviație generală operează în stratul atmosferei numit:
 - a. tropopauză
 - b. troposferă
 - c. stratosferă
 - d. stratopauză

2. Zona atmosferei cea mai apropiată de suprafața pământului este?

3. Stratul de tranziție imediat după troposferă se numește:
 - a. Tropopauza
 - b. Mezopauza
 - c. Stratosferă
 - d. Ionosferă

4. Unde troposferă are o înălțime mai mare?
 - a. În zona Ecuatorului
 - b. la Poli
 - c. pe sol
 - d. este aceeași

5. Ce element chimic are cel mai mare procentaj în atmosferă?
 - a. azot
 - b. oxigen
 - c. argon
 - d. bioxid de carbon

2. Presiunea, densitatea, temperatura și umezeala

2.1. Presiunea atmosferică

Atmosfera se menține în jurul Pământului datorită forței de atracție gravitațională a acestuia și apasă asupra lui prin greutatea proprie. Această forță de apăsare a aerului pe suprafața terestră se numește presiune atmosferică sau presiunea aerului atmosferic.

Formula presiunii atmosferice este: Presiunea medie a aerului exercitată pe o suprafață de 1 cm². În situația temperaturii egală cu 0°, la latitudinea de 45° și nivelul 0 al mării este egală cu presiunea exercitată de o coloană de mercur (Hg) înaltă de 760 mm cu secțiunea de 1 cm². Această valoare este considerată presiunea atmosferică normală și egală cu 1033.3 g / fcm². Ea se exprimă în mm Hg (milimetri coloană mercur), mbar (milibar) sau hectopascal.

$P=F/S$, unde P este presiunea, F forța de apăsare și S suprafața asupra căreia acționează forța F ;

Unitățile de măsură pentru presiune sunt:

- a. milimetrul coloană de mercur (mmHg) sau inch-ul coloană de mercur (inchHg);
- b. milibarul (1b = 1000 mb) sau hectoPascalul (hPa = 100 Pa).

- Pa = N/m²;
- 1 mb = 1 hPa;
- 1mmHg = 4/3 hPa = 1.33 hPa;
- 1 hPa = 3/4 mmHg = 0.75 mmHg; 760 mmHg = 29.92 inchHg.

În anul 1643, fizicianul italian Torricelli (1608-1647) a folosit un tub de sticlă pe care l-a umplut cu mercur; răsturnând apoi tubul într-un vas care conținea de asemenea mercur, a constatat că mercurul din tub coboară până la un nivel oarecare. Concluzia trasă este că greutatea coloanei de mercur din tubul răsturnat în vasul cu același lichid face echilibrul presiunii aerului care se exercită pe suprafața liberă a mercurului din vas (Fig 2.1.). Variațiile înălțimii acestei coloane corespund variațiilor presiunii atmosferice.

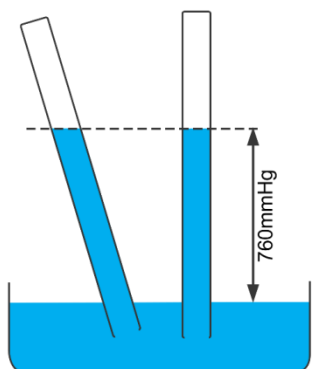


Fig 2.1. Experiența lui Torricelli

Pe baza experienței lui Torricelli se perfecționează mai târziu un instrument de măsurare a presiunii atmosferice și anume *barometrul cu mercur*.

Un alt instrument de măsurare a presiunii atmosferice este *barometrul metalic* sau *aneroid* care funcționează pe baza proprietăților elastice ale unor membrane metalice.

Pe principiul barometrului metalic sunt construite *barografele* (barometre înregistratoare). Acestea ne ajută să urmărim variația continuă a presiunii atmosferice în timp și a afla ulterior care a fost presiunea la un moment dat.

2.1.1. Variațiile presiunii atmosferice

Variațiile temporare:

Sunt periodice, zilnice, anuale, neperiodice sau accidentale

Variațiile periodice zilnice:

Variația diurnă a presiunii atmosferice poate atinge 1 mb în zonele temperate și 3 mb la tropice. În timpul unei zile (24 ore), presiunea atmosferică prezintă o dublă oscilație cu două maxime și două minime, astfel orele 04 - 10 și 16 - 22 și scade între orele 10 - 16 și 22 - 04 atingând astfel două maxime la orele 10 și 24 și respectiv două minime la orele 04 și 16 (Fig 2.5). Diferența dintre maxima de dimineață și minima de după amiază se numește amplitudine zilnică a presiunii, iar cea dintre maxima de seară și minima de dimineață se numește amplitudine nocturnă a presiunii. Dubla oscilație diurnă a presiunii poate fi de natură termică sau dinamică. Variația diurnă a presiunii este influențată de caracterul suprafeței. Ea este influențată de apă, uscat, altitudinea reliefului.

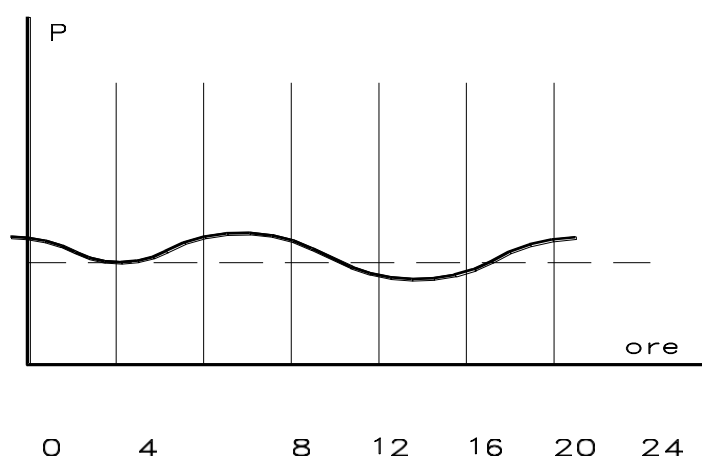


Fig 2.5. Variația diurnă a presiunii

Variațiile sezoniere: pe continente presiunea este ridicată iarnă și scăzută vara, în timp ce pe mări și oceane se constată o presiune ridicată vara și scăzută iarna.

Variațiile accidentale sunt mai importante deoarece sunt legate de caracterul timpului; acestea sunt produse de perturbațiile atmosferice și pot atinge valori mari, chiar de peste 10 mb, într-un timp foarte scurt.

Variațiile temporare neperiodice

Se mai numesc și perturbații și pot apărea de la o zi la alta, determinate de temperatura aerului și de activitatea sistemelor barice (cicloni și anticicloni). În cadrul acestei variații neperiodice ale presiunii atmosferice se înregistrează valori extreme. Pe glob maxima absolută (1078.3 mb) s-a înregistrat în luna ianuarie a anului 1990 la Barnaul în Siberia

(Anticlonul Siberian) iar valoarea minima absoluta (884 mb) la Murato în Japonia (în cadrul unui taifun).

Variațiile presiunii în altitudine

Presiunea atmosferică scade odată cu creșterea altitudinii din cauza scăderii densității aerului și a scurtării coloanei de aer odată cu creșterea altitudinii, însă această scădere nu este liniară.

Scăderea este mai rapidă în atmosfera inferioară, unde aerul este mai dens, și mai lentă în straturile superioare unde densitatea este mai mică. Presiunea scade mai repede într-o masă de aer rece decât în una caldă.

Treapta barică este dată de valoarea înălțimii care trebuie urcată pentru ca presiunea să scadă cu 1 mb.

Această treaptă barică variază astfel:

- a. la nivelul mediu al mării (MSL - Mean Sea Level) sunt necesari 8.4 m (27 ft) pentru o variație a presiunii de 1 mb;
- b. la 5500 m sunt necesari 16 m pentru o variație a presiunii de 1 mb;
- c. la 11000 m sunt necesari 32 m pentru o variație a presiunii de 1 mb.

Notă:

În condiții standard, la altitudinea 11.780 m (38.662 ft) avem presiunea 200 mb

9.160 m (30.065 ft) - 300 mb

5.510 m (18.289 ft) - 500 mb

3.010 m (9.882 ft) - 700 mb

1.460 m (4.781 ft) - 850 mb

2.1.2. Tipuri de presiuni

QFE reprezintă presiunea atmosferică măsurată cu barometrul la cota aerodromului.

QFF reprezintă presiunea atmosferică măsurată la cota aerodromului și redusă la nivelul mediu al mării, considerând temperatura constantă, cea la care se face măsurarea.

QNH reprezintă presiunea atmosferică măsurată la cota aerodromului și redusă la nivelul mediu al mării, considerând gradientul de temperatură din atmosfera standard (valoarea citită pe barometru la temperatura stației este corectată, fiind adusă la valoarea corespunzătoare temperaturii standard, apoi este modificată ținând cont de diferența de nivel dintre stație și nivelul mării).

QNE (STD) reprezintă presiunea de referință de 1013.25 mb (hPa).

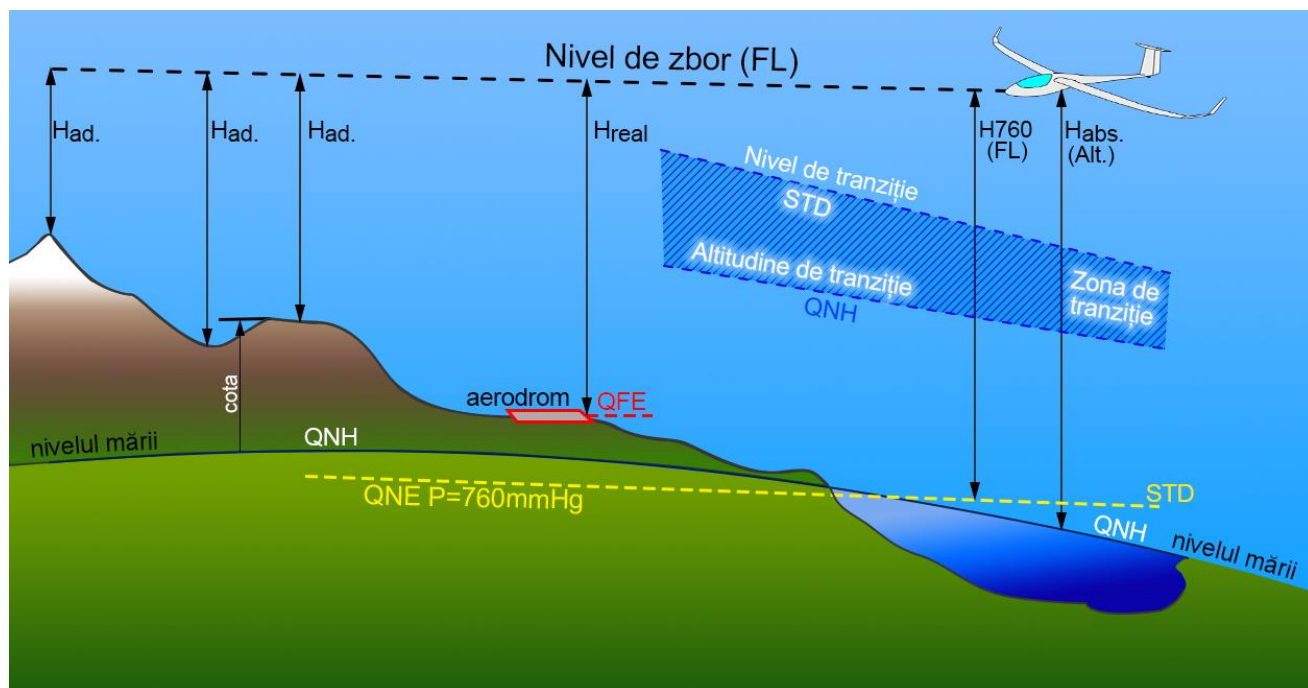


Fig 2.6 Înălțimi și altitudini

2.2. Densitatea

Densitatea este cantitatea de material conținută într-o unitate de volum. $\rho = m/V$, unde ρ este densitatea, m este masa, V este volumul.

Densitatea se măsoară în kg/m^3 .

Densitatea relativă este densitatea unei mase de aer raportată la densitatea absolută ($1.225 \text{ kg}/\text{m}^3$). Densitatea relativă se exprimă în procente.

Odată cu creșterea presiunii, aerul este comprimat, fapt care îi reduce volumul, și astfel densitatea crește, iar când presiunea scade, aerul se extinde, fapt care duce la mărirea volumului și în acest mod densitatea scade. Putem spune, deci, că densitatea este direct proporțională cu presiunea, astfel densitatea scade odată cu creșterea altitudinii.

Dacă un volum de aer este încălzit, aerul se extinde (dilată) și astfel masa de aer conținută în unitatea de volum va fi mai mică. Așadar, densitatea este invers proporțională cu temperatura.

Ridicând un volum de aer la o înălțime mai mare, ar face ca acesta să-și mărească volumul din cauza scăderii presiunii și, astfel, densitatea sa ar scădea și, în același timp, din cauza scăderii temperaturii ar trebui ca densitatea să crească, un efect anulându-l pe celălalt. În fapt, reducerea presiunii are un efect mai însemnat decât are scăderea temperaturii, așadar, densitatea scade odată cu creșterea altitudinii.

În ceea ce privește modificarea densității cu latitudinea, aceasta:

- crește odată cu creșterea latitudinii, la suprafața terestră;
- rămâne constantă cu creșterea latitudinii, la aproximativ 8.000 m altitudine;
- scade odată cu creșterea latitudinii, la peste 8.000 m altitudine. Densitatea aerului uscat este mai mare decât cea a aerului umed.

Sunt trei motive pentru care densitatea aerului este atât de importantă pentru piloți:

- Forța portantă care menține o aeronavă mai grea decât aerul în zbor, este generată de curgerea aerului în jurul aripilor
- Puterea motorului este generată de arderea combustibilului și aerului (a amestecului de combustibil și aer)
- Existența aerului este o condiție esențială pentru menținerea vieții

În aerul care are o densitate mai mare:

Forța portantă este generată la o viteză mai mică;

- putere mai mare a motorului este disponibilă;
- Respirația este mai ușoară și mai mult oxigen este disponibil pentru plămâni;

2.3. Temperatura

Prin *temperatură* se înțelege starea de încălzire a unui corp (respectiv starea de încălzire a aerului).

Căldura este o formă de energie. Dacă un corp primește căldură el se încălzește, iar când pierde căldură el se răcește. În natură, schimbul de energie se face astfel încât corpurile mai calde cedează căldură celor mai reci. Transmiterea căldurii se face prin:

- a. radiație (raze);
- b. conducție sau conductibilitate (contact);
- c. convecție (curenți ascendenți și descendenți)

Fiecare corp are o căldură specifică și în funcție de aceasta el se va încălzi mai ușor sau mai greu. Prin căldură specifică a unui corp înțelegem cantitatea de căldură necesară pentru a încălzi cu 1°C un gram din acel corp. Corpurile, având călduri specifice diferite, se vor încălzi de la aceeași sursă, Soarele de exemplu, în mod diferit.

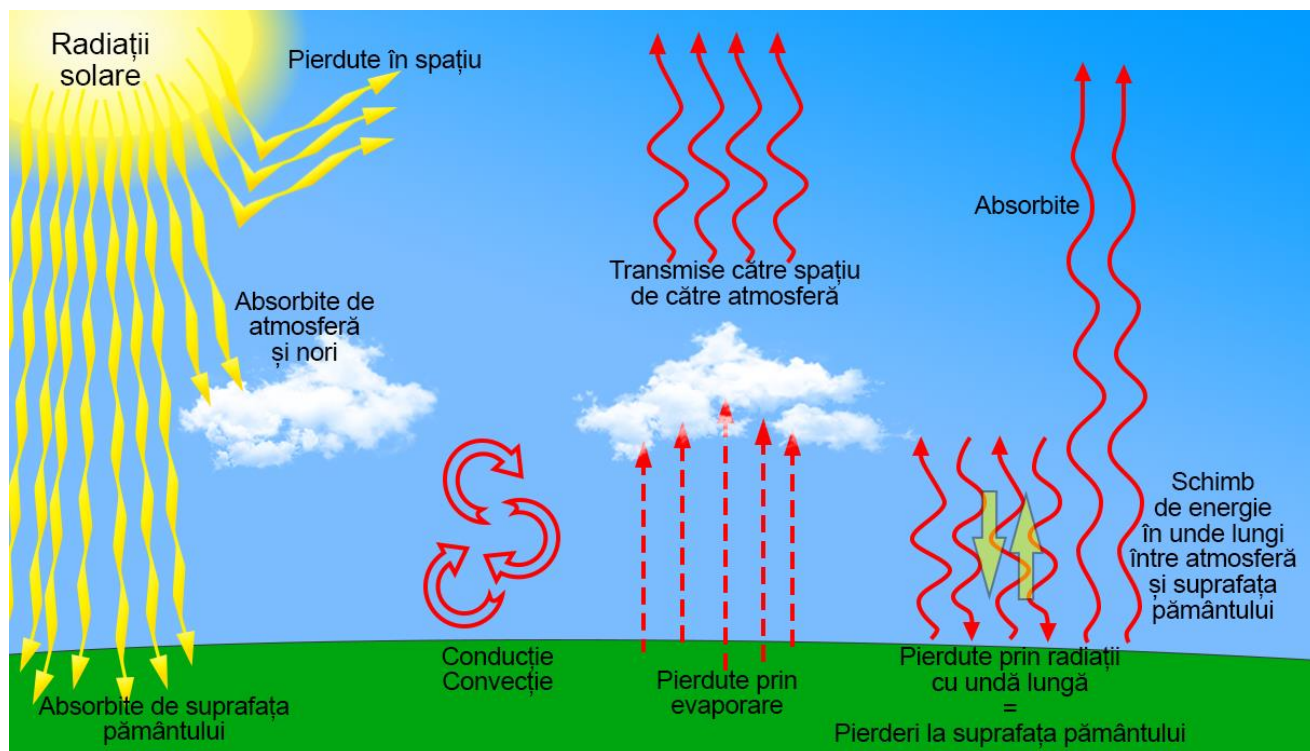


Fig. 2.7 Încalzirea atmosferei

Sursa principală de încălzire a aerului este Soarele, dar în mod direct de la acesta doar o cantitate foarte mică de căldură prin radiație.

Aerul, fiind transparent, razele solare ajung la suprafața terestră și aceasta se încălzește. Încălzirea este inegală deoarece structura solului fiind diferită (apă, nisip, piatră, vegetație, terenuri arate), căldura specifică este și ea diferită; încălzirea suprafeței terestre depinde, de asemenea, de unghiul sub care cad razele solare.

Suprafața terestră, încălzindu-se de la Soare, cedează prin conducție o cantitate de căldură aerului din apropierea lui, pe un strat subțire. Stratul acesta de aer încălzit devine tot mai puțin dens, mai ușor și se ridică; se nasc curenții de convecție, datorită cărora aerul se poate încălzi până la înălțimi mari. Acești curenți sunt curenți verticali și determină mișcarea de jos în sus a aerului.

Aerul dintr-un loc oarecare se mai poate încălzi sau răci prin curenți turbulenți, prin transport advectiv. Uneori, prin efecte dinamice de comprimare, aerul se încălzește, pe când prin dilatare (destindere), el se răcește.

În timpul nopții, suprafața terestră se răcește treptat, nemaiprimind căldură de la Soare; la rândul său, aerul din apropierea solului se va răci și el treptat prin contact.

Norii joacă un rol important în încălzirea și răcirea aerului, fiind un ecran împotriva radiațiilor solare în timpul zilei și o pătură protectoare noaptea (Fig 2.8.).

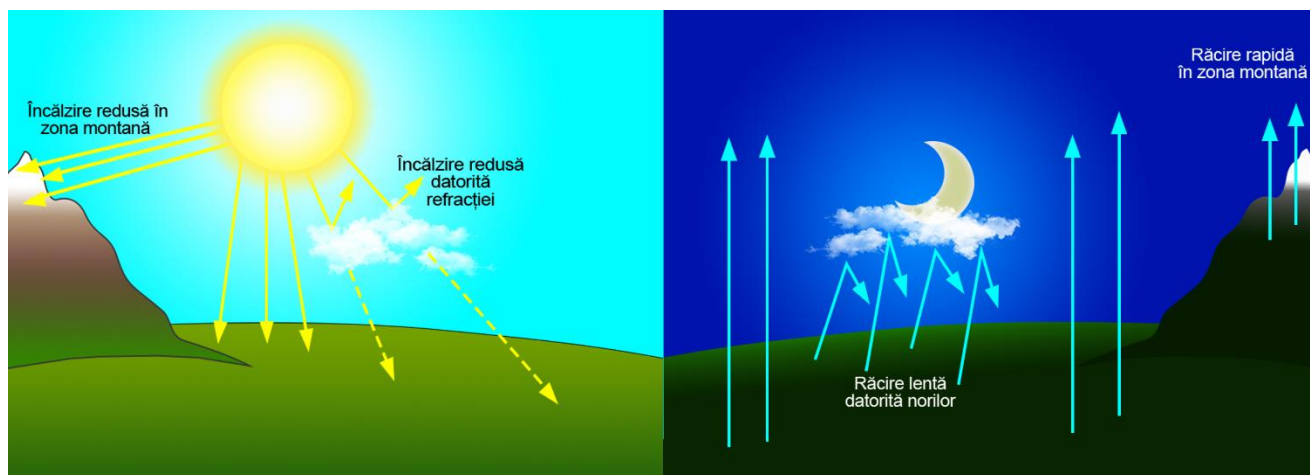


Fig 2.8. Influența norilor asupra încălzirii și răcirii aerului

Trebuie reținut că o parte din radiațiile care vin de la Soare sunt reflectate de sol și transformate în căldură, constituind o altă sursă de încălzire a aerului.

Temperatura aerului se măsoară cu ajutorul *termometrelor*, care în majoritatea cazurilor sunt termometre cu mercur sau alcool.

Înregistrarea variației în timp a temperaturii se face cu ajutorul *termografului* (termometru înregistrator - Fig 2.9.).



Fig 2.9. Termograf

Unități de măsură folosite:

- gradul Celsius: °C
- gradul Fahrenheit: °F (țările anglo-saxone)
- gradul Kelvin: K

$$^{\circ}\text{F} = (^{\circ}\text{C} \times 1.8) + 32 ; \quad \text{K} = ^{\circ}\text{C} + 273.$$

În cursul a 24 de ore, temperatura variază (Fig 2.10.), atingând un minim la aproximativ 1 oră de la răsăritul Soarelui și un maxim la 2-3 ore după ce Soarele a trecut de verticala locului.

Diferența dintre temperatura maximă și cea minimă se numește amplitudine termică și prezintă valori maxime atunci când este cer senin. Cerul acoperit reduce amplitudinea termică. Alți factori care influențează amplitudinea termică sunt: vânturile, mările, oceanele și tipurile de soluri.

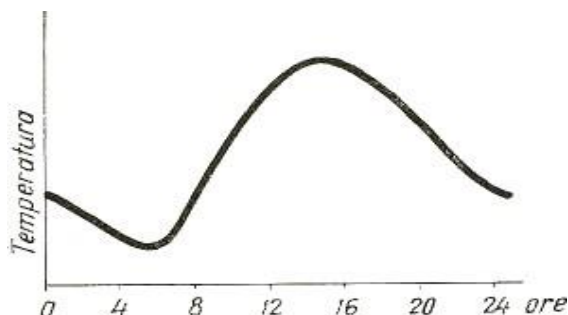


Fig2 .10 Variația diurnă a temperaturii

În afară de variația diurnă mai există și o variație anuală sau sezonieră (Fig 2.11.)

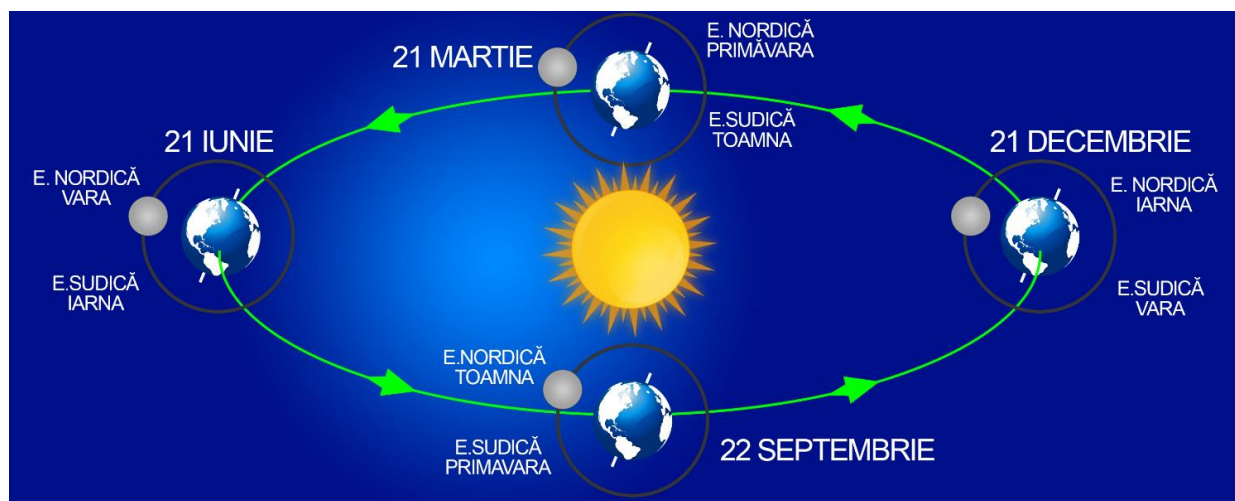


Fig 2.11 Variația anuală a temperaturii pe Pământ.

Temperatura aerului la suprafața solului scade cu latitudinea, fiind maximă în zona Ecuatorului și minimă la Poli (Fig 2.12.).

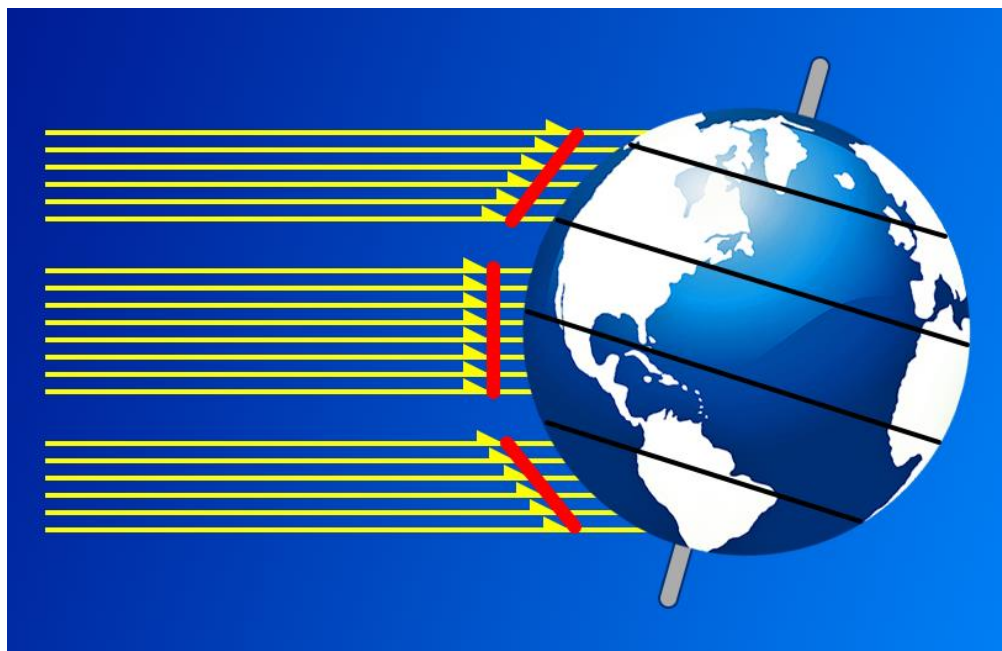


Fig 2.12.

Radiația solară lovește zonele tropicale perpendicular (sau aproape perpendicular). În tot timpul anului aici căldură este cea mai intensă; prin contrast, în regiunile polare razele Soarelui ating suprafața terestră sub un unghi oblic și pe durata iernii acestea pot să nu atingă regiunile polare deloc.

Privind distribuția temperaturii pe suprafața terestră, pe hărțile sinoptice se trasează izoterme, uzual, din 5 în 5°C. Izotermele sunt liniile curbe ce unesc toate punctele cu aceeași temperatură. Izotermele au trasee mai uniforme pe oceane decât pe continente.

În general temperatura aerului scade cu creșterea înălțimii din cauză că ne depărtăm de suprafața terestră și aerul este un slab conducător de căldură. Uneori, pentru același punct, între sol și 10 m înălțime se constată, vara, diferențe de temperatură între 5 și 10°C.

Scăderea de temperatură pentru o diferență de nivel de 100 m se numește *gradient termic vertical*.

În aviație s-a adoptat o valoare medie a gradientului termic vertical de 0.65°C/100 m. Cu ajutorul gradientului termic se poate estima temperatura la înălțime.

În cazul în care temperatura aerului rămâne constantă cu creșterea înălțimii spunem că avem un *strat izoterm*, iar dacă temperatura aerului crește cu creșterea înălțimii spunem că avem *inversiune termică*.

2.4. Umezeala

Conținutul în vapori de apă existenți la un moment dat în atmosferă reprezintă umezeala sau umiditatea aerului.

În atmosferă, apa se poate afla în stare de vapori, lichidă sau solidă (Fig 2.13.). Sub formă de vapori, apa este invizibilă; în stare lichidă o găsim sub formă de ceață, burniță, ploaie și nori constituiți din picături de apă iar în stare solidă sub formă de zăpadă, cristale de gheață, măzăriche, grindină și nori de gheață.

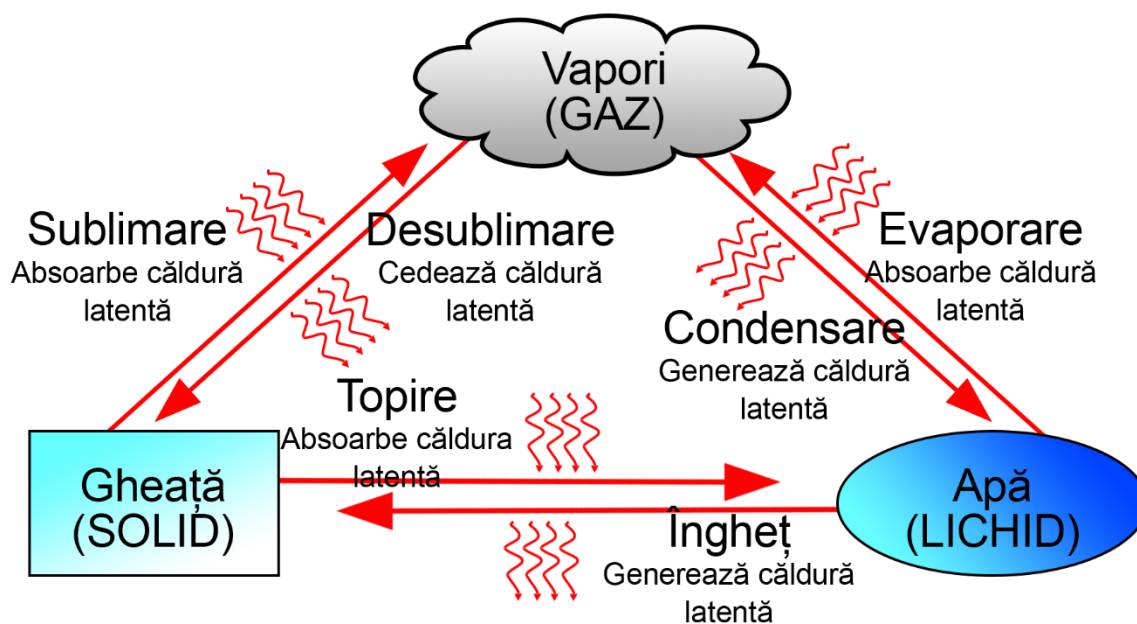


Fig 2.13. Cele trei stări ale apei

Conținutul de apă al aerului este variabil; ea provine din fenomenul de evaporare al apei de pe suprafața Pământului: din oceane, mări, lacuri, fluvii; din sol, prin transpirația plantelor etc. Procesul de evaporare în atmosferă este continuu și el depinde de temperatură.

Evaporarea poate să apară la orice temperatură (chiar și din gheață), însă există o anumită cantitate de apă pe unitatea de volum pe care aerul o poate ține la o anumită temperatură. Când maximul acesta a fost atins, evaporarea va înceta și aerul devine saturat.

Aerul cald poate să țină mai mulți vapori de apă decât aerul rece. Dacă aerul saturat este răcit va apărea condensarea. Condensarea poate să apară de asemenea prin aport de vapori de apă.

Condensarea este schimbarea stării apei din vapori în lichid.

Înghețarea este schimbarea stării apei din lichid în solid.

Topirea este schimbarea stării apei din solid în lichid.

Sublimarea este procesul de trecere a apei direct din stare solidă în stare gazoasă, fără a se forma picături de apă. Procesul invers de trecere din vapori direct în solid poartă numele de desublimare.

Prezența apei în atmosferă imprimă aerului o stare de umiditate sau *umezeală*, care se poate exprima prin diferite mărimi fizice, după cum urmează:

- umezeala absolută*, care exprimă cantitatea de vapori de apă în grame, conținută de 1 m³ de aer. Este direct proporțională cu temperatura.

$$U_a = mV/V \text{ (g/m}^3\text{);}$$

- umezeala relativă*, care exprimă raportul dintre umezeala absolută și umezeala absolută maximă, la aceeași temperatură. Se exprimă în procente și este invers proporțională cu temperatura aerului. Instrumentul cu care se măsoară umiditatea relativă se numește *higrometru* (Fig 2.14.), iar instrumentul care înregistrează continuu valorile umidității *higrograf* (Fig 2.15.).

$$Ur = Ua / Uamax * 100 (\%);$$

- c. *umezeala specifică* reprezintă masa vaporilor de apă în grame, conținută de 1 Kg de aer umed;
- d. *temperatura punctului de rouă* este temperatura la care vaporii de apă saturează un volum de aer și condensează. Atunci când aerul devine saturat temperatura punctului de rouă și temperatura aerului devin egale. Pentru măsurarea temperaturii punctului de rouă și indirect a umezelii relative se folosește *psihrometrul* (Fig 2.16.).



Fig 2.14. Higrometru Fig 2.15. Higrograf Fig 2.16. Psihometrul

Dacă $Ur = 30\%$ sau $Ur = 99\%$ aerul se consideră uscat (dacă este $< 100\%$) și dacă $Ur = 100\%$ aerul este umed. Umezeala relativă are o variație diurnă prezentând un maxim noaptea și un minim ziua, către orele 14 (Fig 2.17.).

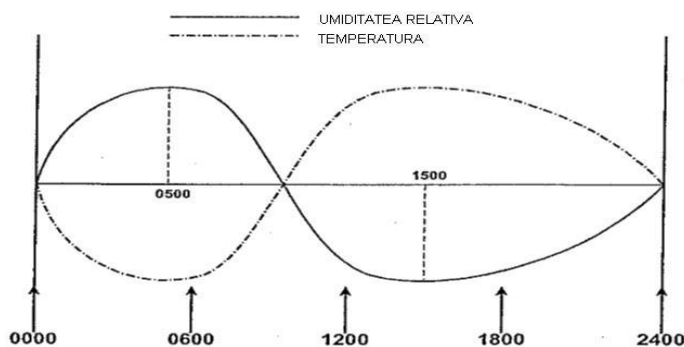


Fig. 2.17. Variația diurnă a umezelii

2.5. Glosar Termeni

QFE - reprezintă presiunea atmosferică măsurată cu barometrul la cota aerodromului.

QFF - reprezintă presiunea atmosferică măsurată la cota aerodromului și redusă la nivelul mediu al mării, considerând temperatura constantă, cea la care se face măsurarea.

QNH - reprezintă presiunea atmosferică măsurată la cota aerodromului și redusă la nivelul mediu al mării, considerând gradientul de temperatură din atmosfera standard (valoarea citită pe barometru la temperatura stației este corectată, fiind adusă la valoarea corespunzătoare temperaturii standard, apoi este modificată ținând cont de diferența de nivel dintre stație și nivelul mării).

QNE (STD) - reprezintă presiunea de referință de 1013.25 mb

Temperatura punctului de rouă - este temperatura la care vaporii de apă saturează un volum de aer și condensează

Umezeala absolută - care exprimă cantitatea de vapori de apă în grame, conținută de 1 m³ de aer. Este direct proporțională cu temperatura

Umezeala specifică - reprezintă masa vaporilor de apă în grame, conținută de 1 Kg de aer umed;

Sublimarea - este procesul de trecere a apei direct din stare solidă în stare gazoasă, fără a se forma picături de apă

2.6. Întrebări verificare

Temperaturile minime și maxime ale zilei se înregistrează

- la ora locală 05.00 și ora locală 14.00
- la $\frac{1}{2}$ - 1 oră după răsăritul Soarelui și la 2 ore după trecerea Soarelui de
- meridianul local;
- depinde de anotimp și zona geografică

Care este temperatura standard în aviație?

- 15°C;
- 0°C;
- 0.65°C.

Aparatul pentru măsurarea temperaturii aerului se numește:

- termometru
- termograf
- barograf

Aerodromul de destinație nu are servicii de trafic și are o elevație de 240 ft AMSL. Un aeroport învecinat are QNH 1023hPa. Care este QFE la aerodromul de destinație? (1hPa = 30 ft)

- 1031
- 1016
- 1015
- 1030

Care este variația presiunii atmosferice în altitudine?

- presiunea atmosferică scade odată cu creșterea altitudinii;
- presiunea atmosferică crește odată cu creșterea altitudinii;
- presiunea atmosferică rămâne constantă odată cu creșterea altitudinii;



SPAȚIU LĂSAT LIBER INTENȚIONAT

3. Procese Adiabatice

3.1. Procese adiabatice

Procesele adiabatice sunt procesele în care variază presiunea, temperatura și volumul fără schimb de căldură între sistemul considerat și mediul înconjurător (Fig 3.1.).

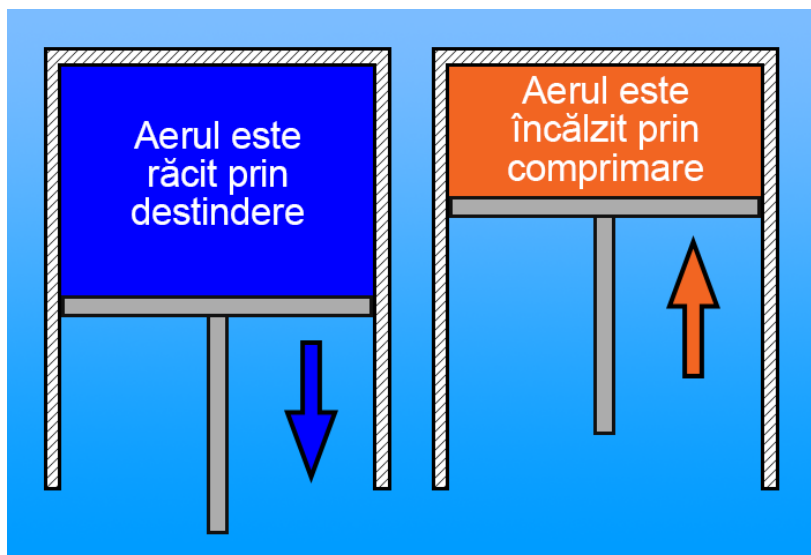


Fig 3.1. Destinderea și comprimarea aerului

Dacă o masă de aer este ridicată, aceasta se destinde (își mărește volumul) și se va răci adiabetic, iar dacă o masă de aer este coborâtă aceasta se va comprima și se va încălzi adiabetic (Fig 3.2). Cel mai bun exemplu de încălzire adiabetică este în centrul unui anticlon.

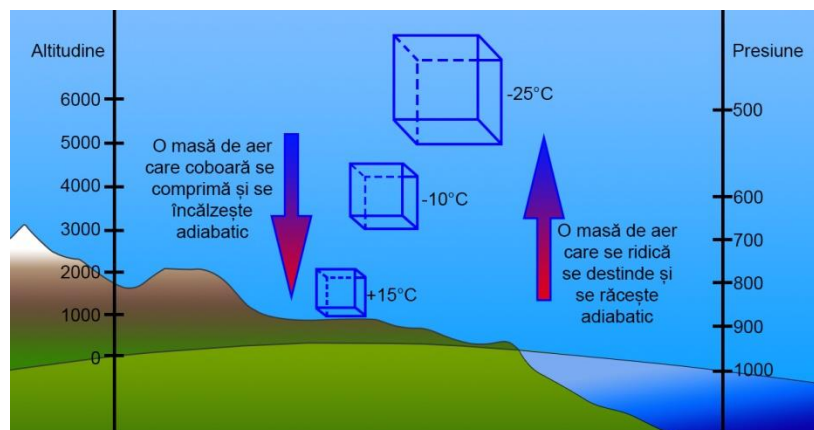


Fig 3.2. Procese adiabatice

Aerul care coboară nu are timp să își echilibreze temperatura cu mediul exterior prin conducție, radiație sau turbulență. Modificarile de temperatură din masa de aer care coboară se datorează numai proceselor adiabatic.

Pentru o transformare adiabetică se definesc:

- gradientul termic pentru aerul uscat: $DALR = 1^\circ\text{C}/100\text{ m}$ sau $3^\circ\text{C}/1000\text{ ft}$;
- gradientul termic pentru aerul umed: $SALR = 0.6^\circ\text{C}/100\text{ m}$ sau $1.8^\circ\text{C}/1000\text{ ft}$.

Pentru procesele adiabatic, gradientul termic al aerului umed este mai mic decât gradientul termic al aerului uscat, deoarece prin condensare se degajă o anumită cantitate de căldură, ceea ce face ca temperatură în sistem să scadă mai încet cu înălțimea.

O masă de aer, în prima parte a ascensiunii sale, își va modifica temperatura după gradientul adiabatic uscat (temperatura scade cu $1^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$), iar după ce va ajunge la temperatura punctului de rouă (când apare condensarea), după gradientul adiabatic umed (temperatura scade cu $0.6^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$).

3.2. Stabilitate și instabilitate

Procesele fizice și fenomenele meteo din atmosfera sunt în strânsă legătură cu stabilitatea atmosferei.

Atmosfera este considerată stabilă atunci când *gradientul termic al mediului* - ELR (*Environmental Lapse Rate*) - este mai mic decât *gradientul termic adiabatic umed* - SALR (*Saturated Adiabatic Lapse Rate*) (Fig 3.3.). În acest caz aerul care sub acțiunea unei forțe are o mișcare ascendentă, după încetarea acțiunii acestei forțe, tinde să revină la poziția inițială. O atmosferă stabilă implică nori stratiformi, precipitații continue și moderate, vizibilitate și turbulență slabă.

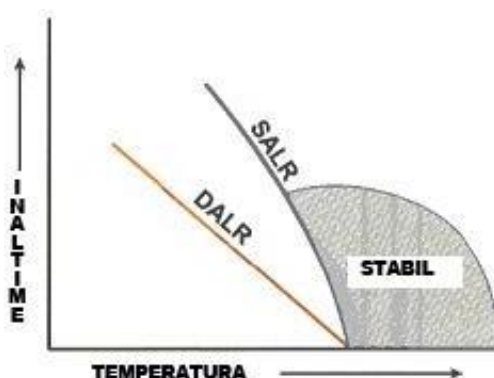


Fig 3.3. $ELR < SALR$; stabilitate absolută

Atmosfera este considerată instabilă atunci când ELR este mai mare decât *gradientul termic adiabatic uscat* - DALR (*Dry Adiabatic Lapse Rate*) (Fig 3.4). Spre deosebire de cazul stabilității, în instabilitate aerul care a fost forțat să se ridice, după încetarea acțiunii forței, nu revine la poziția inițială, ci își continuă mișcarea ascendentă. O atmosferă instabilă implică nori cu mare dezvoltare în plan vertical - nori convectivi, precipitații sub formă de aversă, vizibilitate bună (cu excepția perioadelor scurte în care au loc căderile de precipitații) și turbulență de la moderată la severă.

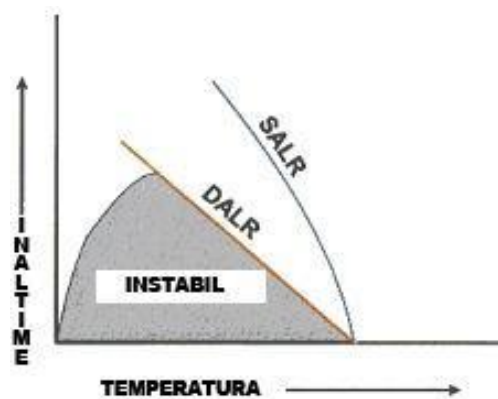


Fig 3.4. $ELR > DALR$; instabilitate absolută

Atunci când $SALR < ELR < DALR$ putem spune că avem instabilitate condiționată (Fig 3.5.).

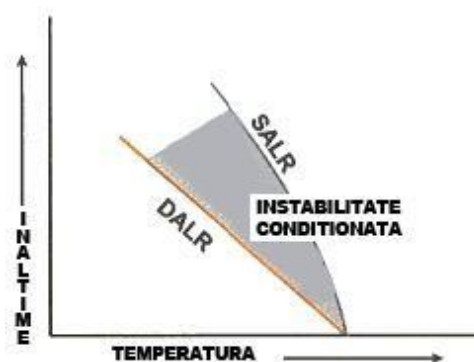


Fig 3.5. $SALR < ELR < DALR$; instabilitate conditionata

Atmosfera se poate considera ca fiind în echilibru neutru (indiferent) atunci când aerul care se ridică are aceeași valoare a gradientului cu cea a mediului înconjurător, deci aceeași temperatură și densitate la toate nivelele.

$$ELR = SALR \text{ sau } ELR = DALR$$

3.3. Efectele radiației, advecției, subsidenței și convergenței

După cauzele care le determină se cunosc trei feluri de mișcări ascendente și anume:

- a. mișcări ascendente și descendente convective, datorate încălzirii neuniforme a Pământului. În situația când insolația este puternică, iar solul neomogen, apar mișcări de convecție. Aceste mișcări se caracterizează prin faptul că au o zonă centrală ascendentă, o zonă descendentă la exteriorul curentului și o zonă convergentă la baza descendenței (Fig 3.6.).

Curenții ascendenți se mai numesc și curenți termici. Aceștia se caracterizează prin faptul că în zona divergentă de la vârful mișcării iau naștere norii Cumulus de apă, datorită răcirii adiabatice a masei de aer ascendentă.

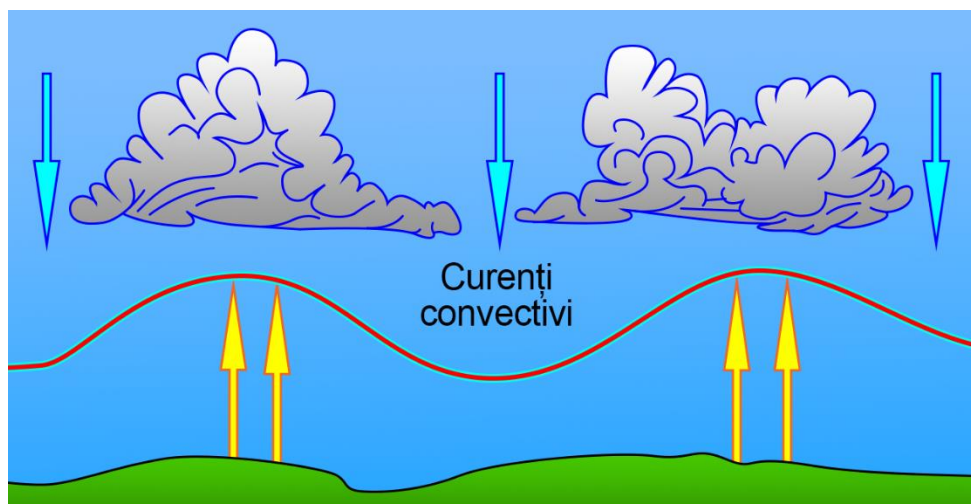


Fig 3.6. Curenți convectivi

- b. mișcările ascendente produse prin alunecare apar atunci când masa de aer în deplasare este obligată să urce panta unui deal sau munte. Se întâlnesc următoarele situații (Fig 3.7.):
- o masă de aer cald urcă peste o masă de aer rece (front cald);
 - o masă de aer rece în mișcare dislocă o masă de aer cald pe care o obligă să urce (frontul rece);
 - o masă de aer urcă pe o pantă orografică, curentul ascendent încetează odată cu atingerea vârfului pantei.

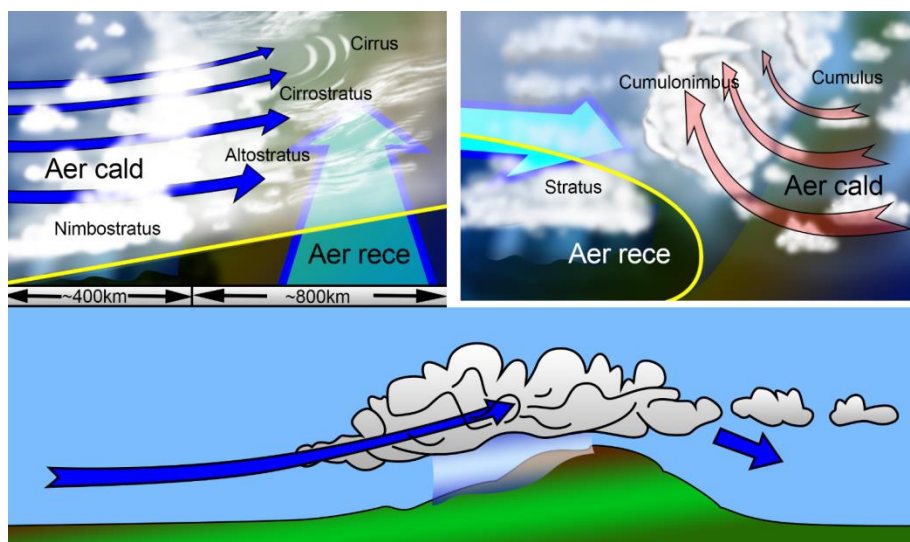


Fig 3.7. Curent ascendent prin alunecare

- c. mișcări ascendente produse de turbulența dinamică (Fig 3.8.); o masă de aer în mișcare urcă panta unui obstacol ajungând astfel deasupra stratului stabil de la sol. Datorită impulsului de mișcare și datorită faptului că stratificarea atmosferei spre vârful obstacolului este instabilă, masa de aer continuă să urce dând naștere unui curent ascendent termic.

Masele de aer fiind slabe conducătoare de căldură, în urcare se vor destinde în mod adiabatic (fără schimb de căldură cu exteriorul) datorită scăderii presiunii atmosferice și din această cauză se vor răci.

Scăderea temperaturii în interiorul masei ascendente se produce după gradientul termic uscat (DALR) până la nivelul de condensare iar mai apoi scăderea temperaturii, în interiorul norului, se va produce după gradientul termic umed (SALR).

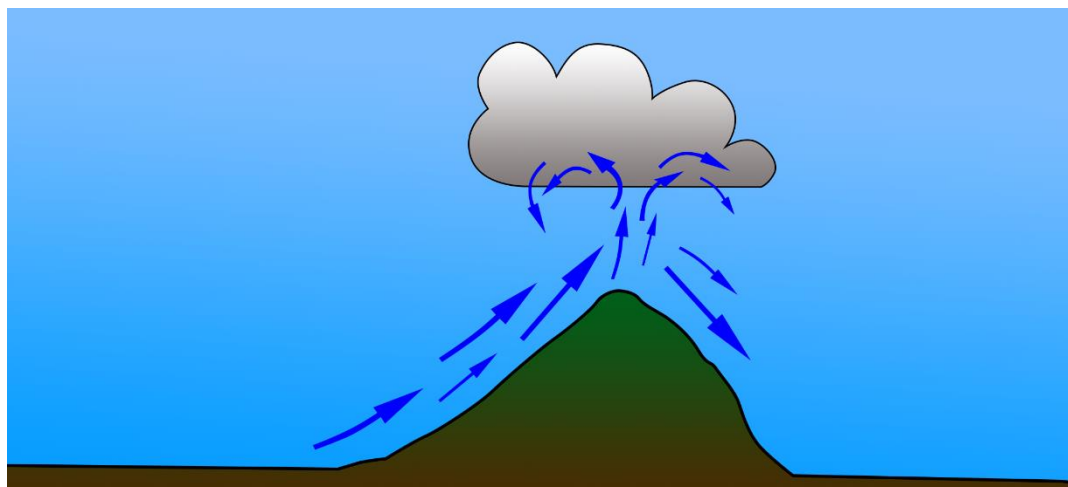


Fig 3.8. Curentul ascendent termodinamic

Condițiile de formare a ascendențelor depind de starea de echilibru a atmosferei. După cum am văzut, ascendențele se pot forma numai în situația unei atmosfere instabile, când un rezervor de aer cald (cu o diferență de 2-3 °C față de mediul ambiant) primește un impuls și începe să urce.

Scăderea temperaturii se produce urmărind adiabata uscată (iar după condensare, urmărind adiabata umedă) și ascensiunea va continua până când particula de aer întâlnește un strat stabil (inversiune sau izotermie). În acest moment, se spune că am atins nivelul de echilibru. Dacă totuși instabilitatea continuă și în interiorul norului dezvoltarea acestuia se va face până la înălțimi mari.

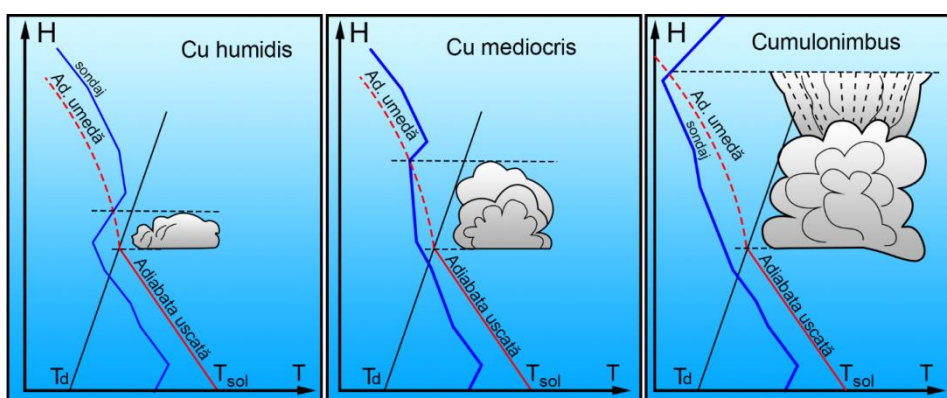


Fig 3.9 Stadiu de dezvoltare al norilor cumulus



3.4. Glosar Termeni

Procese adiabatic - sunt procesele în care variază presiunea, temperatura și volumul fără schimb de căldură între sistemul considerat și mediul înconjurător

Front cald - masă de aer cald urcă peste o masă de aer rece

Front rece - o masă de aer rece în mișcare care dislocă o masă de aer cald și pe care o obligă să urce

3.5. Întrebări verificare

1. Cum se încălzește suprafața Pământului de la Soare?
 - a. prin conducție;
 - b. prin convecție;
 - c. prin radiație.

2. Atmosfera este instabilă atunci când:
 - a. mișcările verticale produse la un moment dat nu pot să se dezvolte și deci încetează;
 - b. mișcările verticale produse la un moment dat se propagă de la un nivel la altul;
 - c. mișcările verticale nu se pot produce

3. Cum se numește mișcarea verticală a aerului?
 - a. vânt;
 - b. curent;
 - c. deplasare.

4. Temperatura la 3000 ft este +20°C, iar temperatura la 4000 ft este +15°C. Stratul atmosferic cuprins între cele două nivele îl putem descrie ca fiind:
 - a. stabil
 - b. instabil
 - c. condiționat instabil
 - d. saturat



SPAȚIU LĂSAT LIBER INTENȚIONAT

4. Presiunea și vântul

4.1. Sisteme de presiune

Distribuția presiunii atmosferice pe suprafața globului este indicată pe hărțile meteorologice cu ajutorul izobarelor.

Izobarele sunt liniile curbe care unesc punctele cu aceeași valoare a presiunii; ele se trasează în mod uzual din 5 în 5 mb, dar în unele cazuri speciale se pot trasa și din mb în mb.

Izobarele trasate pe o hartă pun în evidență zonele cu presiune joasă (ciclone sau depresiuni) și zonele cu presiune ridicată (anticiclone sau maxime barometrice).

Cicloul sau centrul de minimă presiune este o formă barică caracterizată prin descreșterea presiunii de la exterior către centrul sistemului.

În ciclon aerul are o mișcare de la exterior spre centrul sistemului (convergență) și în sensul invers acelor de ceasornic, dacă cicloul se află în emisfera nordică, iar dacă se află în emisfera sudică în sensul acelor de ceasornic. Pe hărțile sinoptice, cicloul se notează cu litera *D* sau *L*. În mod frecvent, diametrul unui ciclon este de 1000 km, iar suprafețele pe care se pot dezvolta pot atinge în diametru peste 3000 km.

Talvegul depresionar (trough) reprezintă o prelungire a unui ciclon și are forma de „V alungit iar presiunea crește de la interior (axul talvegului) la exterior.

Anticicloul sau centrul de maximă presiune este o formă barică caracterizată prin creșterea presiunii către centrul sistemului (valorile maxime pot depăși 1035 mb).

În anticloul aerul are o mișcare de la centrul sistemului spre exterior (divergență), în sensul acelor de ceasornic pentru emisfera nordică și în sens trigonometric pentru emisfera sudică. Pe hărțile sinoptice, anticloul se notează cu litera *M* sau *H*.

Dorsala anticlonică (ridge) reprezintă o prelungire a unui maxim barometric, având forma de „U”, în care presiunea scade de la centru către periferie.

Șaua barică (col) reprezintă zona cuprinsă între două maxime și două minime de presiune.

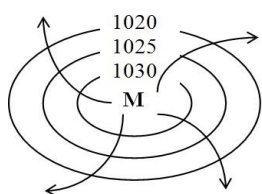


Fig 4.1. Ciclon

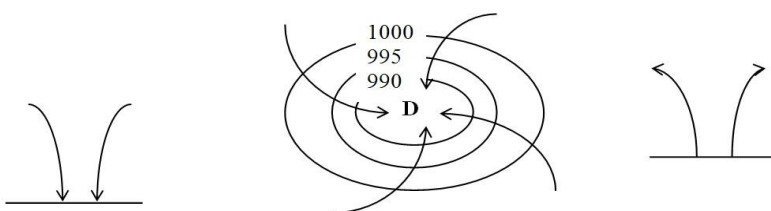


Fig 4.2. Anticlon

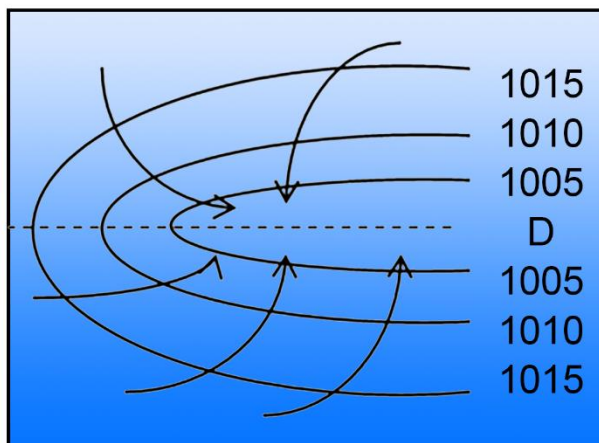


Fig. 4.3. Talveg depresionar

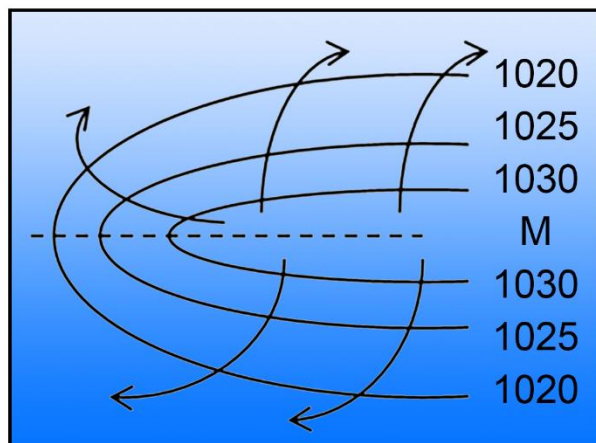


Fig. 4.4. Dorsala anticiclonică

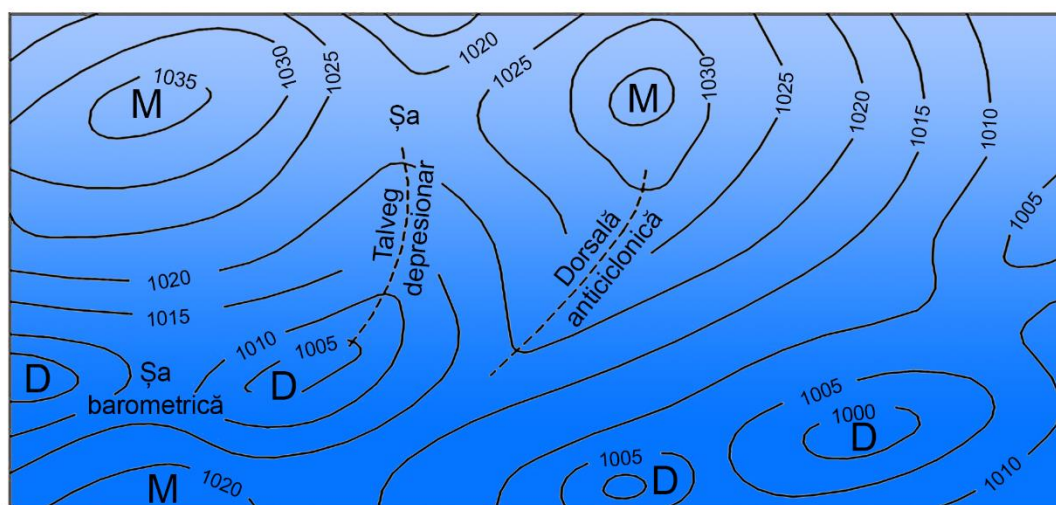


Fig. 4.5. Formațiuni barice

În atmosferă, forța care în mod obișnuit face ca o masă de aer să înceapă să se miște este *forța gradientului de presiune*. Această forță face ca aerul să se miște dinspre zonele cu presiune mare spre zonele cu presiune scăzută.

Forța gradientului de presiune va acționa la un unghi drept față de izobare de la presiunea mare spre presiunea mică. Cu cât intensitatea gradientului de presiune este mai mare (cu cât variația presiunii este mai mare pe o distanță dată, deci izobarele sunt mai apropiate), cu atât forța va fi mai mare și în consecință vântul va bate mai tare.

Dacă forța gradientului de presiune este singura forță ce acționează asupra masei de aer, va continua să o accelereze către zonă de presiune scăzută din ce în ce mai repede până când eventual centrul de maximă și de minimă presiune dispar datorită transferului de mase de aer.

Acest fenomen în realitate nu se produce datorită existenței și a altor forțe care intervin în proces. Acele forțe generate de mișcarea de rotație a planetei sunt cunoscute sub termenul general: *forța Coriolis*.

4.2. Vântul

4.2.1. Introducere

Aerul fiind un fluid se poate mișca în direcție ascendentă, descendentă, înclinată sau orizontală. În general, marile deplasări de aer sunt mai mult orizontale. Prin noțiunea de vânt se înțelege mișcarea orizontală a aerului, celelalte mișcări purtând denumirea de curenți.

Diferența de presiune de la o zonă la alta este cauza apariției mișcării orizontale a aerului. La originea acestor diferențe de presiune stă încălzirea diferențiată a scoarței terestre. Inegala repartiție a presiunii atmosferice se datorează unor cauze termice și dinamice. Diferențele de temperatură crează denități diferite ale aerului care atrag diferențe de presiune - maxime și minime barometrice.

Aerul se deplasează întodeauna de la centrele de presiune maximă către centrele de presiune minimă. Deplasarea aerului se face până când diferența de presiune dintre cele două regiuni se echilibrează și apare calmul atmosferic.

Existența curenților de aer în atmosferă determină diversitatea fenomenelor meteorologice și schimbările de vreme. Vântul ca element meteorologic tinde să egalizeze diferențele de temperatură, presiune și umezeală existente în atmosferă.

Mărimile care definesc vântul sunt direcția și intensitatea.

În meteorologie, prin *direcția vântului* se înțelege direcția **de unde** suflă vântul.

Această mărime se exprimă în grade în raport cu Nordul Geografic (Adevărat). În scopuri aeronautice direcția vântului se raportează la Nordul Magnetic.

Direcția vântului se indică prin grade folosind cercul de 360° și prin corespondența gradelor cu punctele cardinale:

- 090° sunt indicate prin punctul cardinal Est
- 270° sunt indicate prin punctul cardinal Vest

În transmisiunile meteorologice cifrate, vântul se exprimă în decagrade, spre exemplu: 270° = 27.

Viteza vântului se măsoară în:

- metri pe secundă (m/s)
- kilometri pe oră (km/h)
- noduri (kt)

Notă:

România utilizează ca unitate de măsură pentru viteza vântului m/s.

Transformarea din m/s în km/h se face prin multiplicare cu 3.6 sau, aproximativ, prin multiplicarea cu 4 și scăzând din produs cifra zecilor.

Transformarea aproximativă a nodurilor în metri se face prin împărțirea la 2, iar a nodurilor în km/h prin multiplicarea cu 2.

$$1 \text{ kt} = 1.852 \text{ km/h}$$

$$1 \text{ m/s} = 3.6 \text{ km/h} = 2 \text{ kt}$$

În meteorologie, direcția vântului este indicată în mod simbolic printr-o dreaptă, la extremitatea căreia, prin liniute mai lungi sau mai scurte se notează intensitatea (viteza).

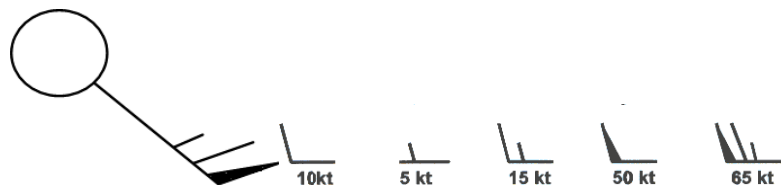


Fig 4.6. Vântul bate din 135° cu 65 kt.

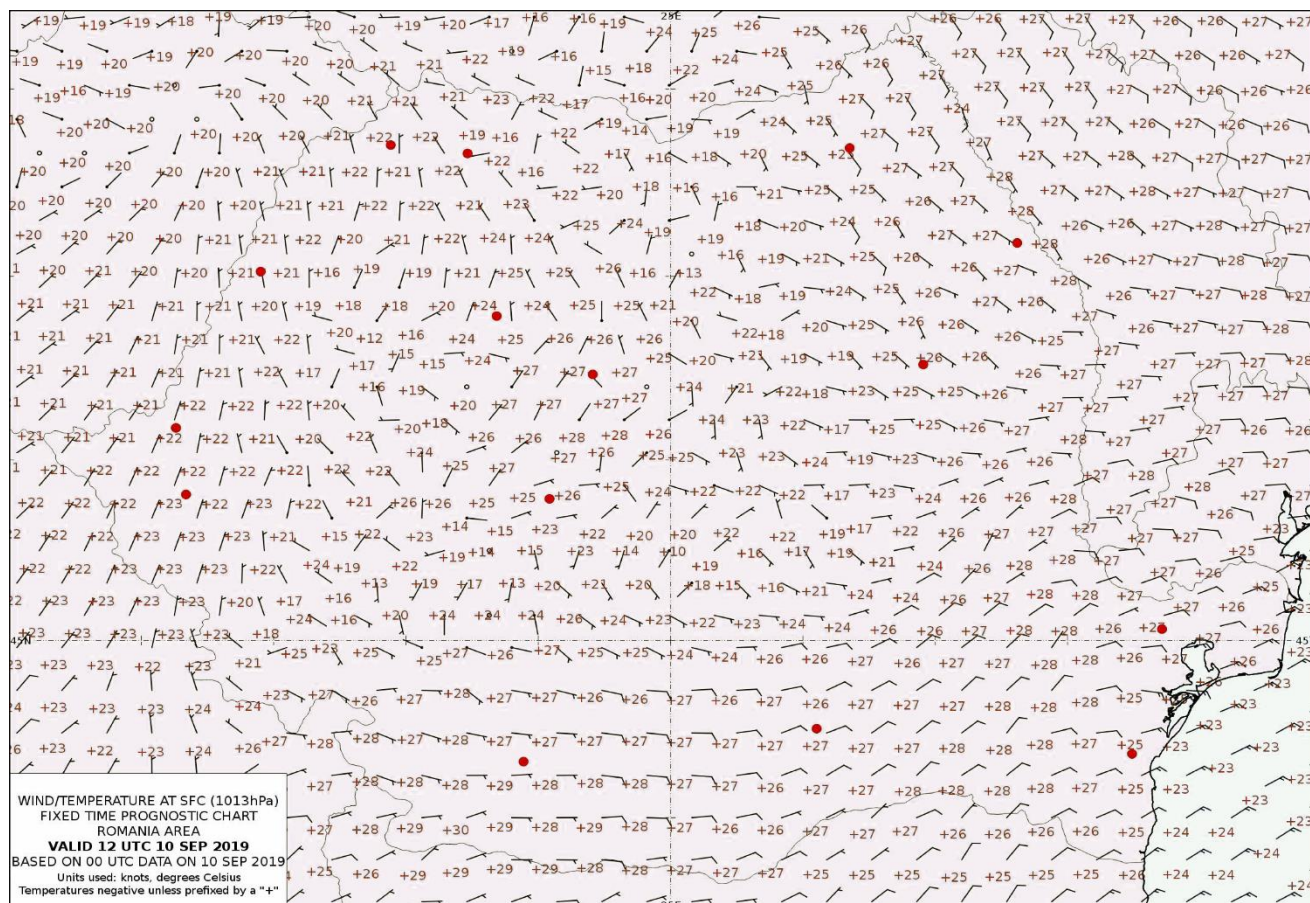


Fig 4.7. Intensități ale vântului

Pentru măsurarea direcției vântului la sol se folosește *girueta*, de obicei o bară metalică, având la un capăt un ampenaj, iar la celălalt o contragreutate. Dispozitivul este mobil în jurul unui ax, pe care sunt indicate punctele cardinale. Ampenajul se orientează în direcția vântului, iar contragreutatea se întoarce în direcția din care bate vântul.

Instrumentele destinate măsurării vitezei vântului se numesc *anemometre*.

Acestea pot fi de două tipuri:

- anemometre de rotație, cu cupe sau palete;
- anemometre cu placă metalică sau de presiune, cu tub Pitot sau Venturi.

Anemometrele înregistratoare se numesc *anemografe*.

Instrumentele pentru măsurarea direcției și vitezei vântului trebuie să fie instalate în locuri degajate fără obstacole și la o înălțime de 6-10 m desupra solului. În aviație se recomandă ca anemografele, și celelalte instrumente meteorologice să fie instalate pe aerodrom, în apropierea pistei de decolare/aterizare.



Fig 4.8. Girueta



Fig 4.9. Anemometru cu cupe

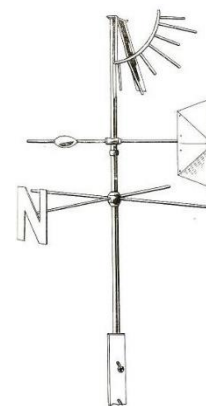


Fig 4.10. Anemograf

Pentru navigația aeriană este obligatorie cunoașterea vântului, la diferite altitudini, în special la nivelul de zbor. În acest scop se folosește metoda balonului pilot, care constă în lansarea unui balon, umplut cu hidrogen astfel încât să aibă viteza ascensională dorită de noi. Balonul se urmărește cu ajutorul teodolitului, citindu-se unghiurile de înălțare și azimutul. Făcând proiecția orizontală a traiectoriei balonului se poate calcula după grafic direcția și viteza vântului.

O alta metodă, pentru determinarea vântului în altitudine este metoda radiosodajului, cu ajutorul radioteodolitului sau unui alt instrument radioelectric. Cu acesta metodă, vântul poate fi determinat până la altitudini de 20-40 km, cu o precizie destul de mare. Ea se numește metoda Rawin.

De asemenea, avionul poate fi folosit pentru a măsura vântul la nivelele de zbor, determinându-se direcția lui prin intermediul derivei, iar viteza prin sistemul comparării vitezei proprii, în raport cu punctele de reper de la sol, cunoscându-se distanța dintre ele. Unele avioane moderne au instalații pe care se pot citi nemijlocit direcția și viteza vântului.

În scopuri aeronautice se folosește noțiunea de „vânt mediu” atât în ce privește direcția cât și viteza, calculându-se aceste mărimi pe un interval de 10 minute.

4.2.2. Structura vântului

Din observațiile și cercetările făcute s-a constatat că în anumite situații, vântul are o mișcare destul de uniformă atât în ceea ce privește direcția, cât și viteza. Scurgerea aerului se face în straturi paralele. Despre un astfel de vânt se spune că este *laminar*. Astfel de structură este specifică suprafețelor de teren netede unde frecarea este mică (câmpii).

Din cauză că suprafața solului nu este netedă având diferite obstacole, precum și prin faptul că însăși aerul nu are aceeași structură, frecarea este și ea diferită, producând variații în direcția și viteza vântului. În acest caz structura vântului este *turbulentă*. Prin frecarea de suprafața terestră se formează frecvent vârtejuri sau turbioane. Apare pe terenuri accidentate sau numeroase obstacole (turbulența dinamică), iar în timpul zilei datorită încălzirii diferite a scoarței terestre (turbulență convectivă).

Vântul poate prezenta creșteri bruște de viteză, salturi care poartă denumirea de *rafale*. Durata unei rafale nu trebuie să depășească câteva zeci de secunde. Pentru navigația aeriană, vântul în rafale devine supărător, când atinge o valoare mai mare de 12 m/s și mai ales atunci când iau un caracter de vijelie. În acest caz, pulsațiile sunt violente și se produc în situații orajoase, mai ales la trecerea fronturilor reci.

Vijelia (lina de gren) este o creștere neașteptată a vitezei vântului adeseori cu o schimbare a direcției; durează câteva minute și acoperă o zonă întinsă.

Furtuna reprezintă situația în care viteza vântului depășește aproximativ 60 km/h sau când rafala este mai mare de 78 km/h.

Uraganul: viteza vântului depășește 116 km/h.

În mișcare orizontală a aerului intervin următoarele forțe:

Forța de frecare a aerului cu suprafața terestră care frânează aerul în mișcarea sa, în ceea ce privește viteza, putându-i însă modifica și direcția;

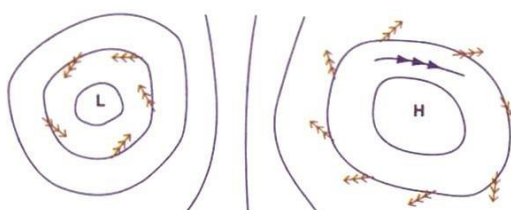


Fig 4.11.

Forța de rotație *Coriolis* creată de mișcarea de rotație a Pământului în jurul axei sale. Această forță determină devierea corpurilor în mișcare spre dreapta în emisfera nordică și spre stânga în emisfera sudică. Forța de frecare și forța Coriolis se combină pentru a echilibra forța de presiune;

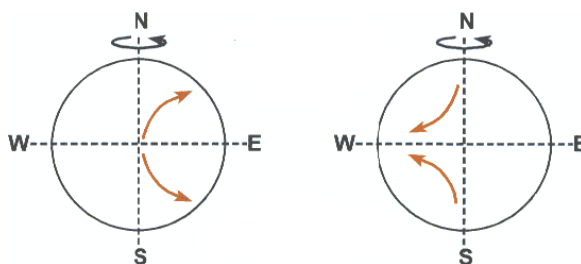


Fig 4.12.

Forța centrifugă este de asemenea un factor important atunci când mișcarea aerului este circulară și se produce în plan orizontal, influențând direcția și viteza vântului;

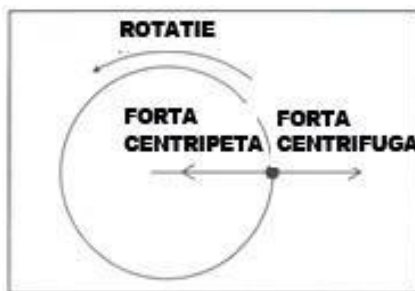


Fig 4.13.

Forța de presiune determinată de gradientul baric.

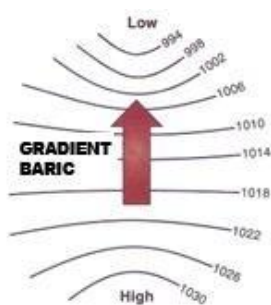
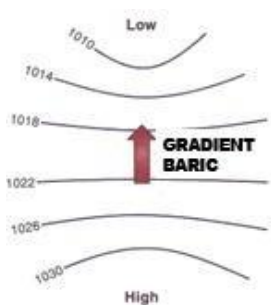


Fig 4.14.

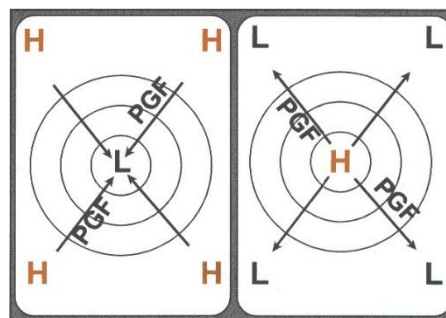


Fig 4.15

Din datele statistice rezultă că viteza vântului crește treptat până la stratosferă inferioară, atingând valori maxime între 8 și 12 km. Deasupra acestor altitudini, viteza vântului începe să scadă până la aproximativ 20 km altitudine, unde prezintă un minim. Peste 20 de km ea începe din nou să crească.

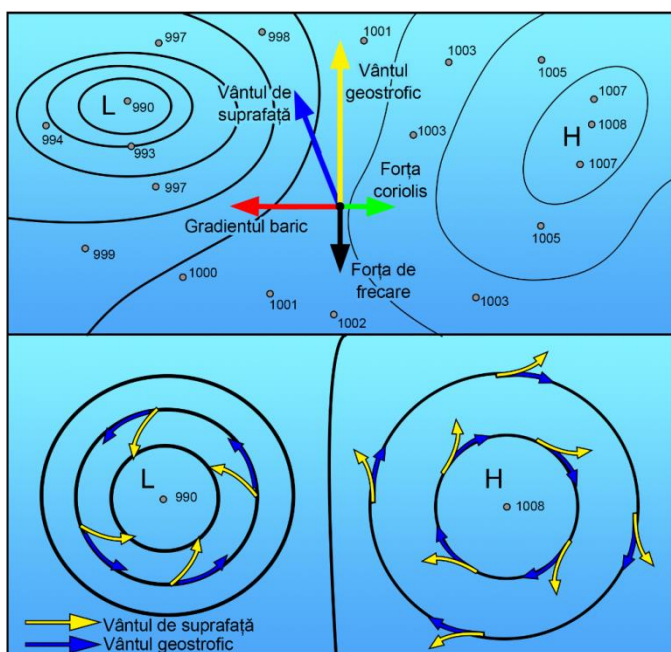


Fig 4.16. Vântul de suprafață și vântul geostrof

4.2.3. Vântul geostrofic

Cele două forțe care acționează asupra maselor de aer în mișcare sunt:

- Forța gradientului de presiune
- Forța Coriolis

Forța gradientului de presiune pune aerul în mișcare și datorită efectului forței Coriolis acesta virează către dreapta. Această curbare a curentului de aer deasupra suprafeței solului va continua până când forța gradientului de presiune este egalată de forța Coriolis rezultând într-un vânt a cărui direcție este paralelă cu izobarele. Acest vânt se numește *vânt geostrofic*.

Vântul geostrofic este important pentru prognozele meteorologice deoarece curgerea se face în lungul izobarelor cu presiunea mai joasă în stânga sa și tăria sa este direct proporțională cu spațiul dintre izobare (proporțional cu gradientul de presiune).

Distanța dintre izobarele de pe hărțile meteo dă posibilitatea unei aprecieri rezonabile în ceea ce privește intensitatea vântului.

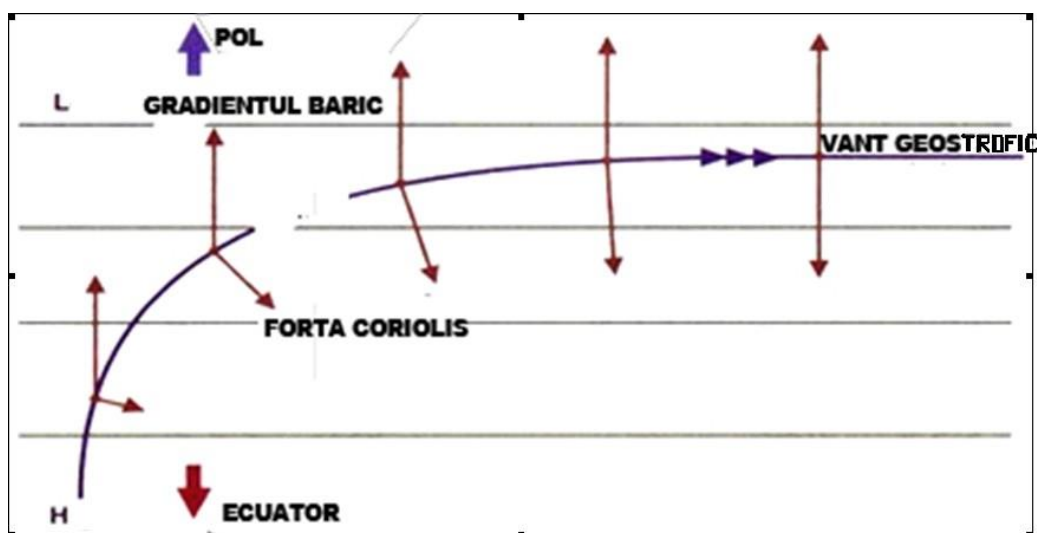


Fig 4.17. Vântul geostrofic

4.2.4. Legea lui Buys Ballot:

O persoană care va stă cu spatele la vânt, în emisfera nordică, va avea în stânga sa presiune joasă (în emisfera sudică va avea în dreapta sa presiune joasă).

Zborul de la presiune ridicată către presiune scăzută

Dacă o aeronavă aflată în emisfera nordică întâlnește un vânt de stânga, în conformitate cu legea lui Ballot, aeronava zboară către o zonă de joasă presiune. Centrele de presiune joasă sunt adesea asociate cu vremea rea (nori ploaie și vizibilitate scăzută).

Zborul de la presiuni mici catre presiuni mari

Dacă o aeronavă, în emisfera nordică, are o derivă stânga atunci vântul bate dinspre dreapta și de aceea în conformitate cu legea lui Ballot aeronava se îndreaptă către o zonă de presiune mai mare. Zonele cu presiune ridicată sunt în general asociate cu condiții meteo mai bune în general (pot exista în anumite situații condiții de ceață).

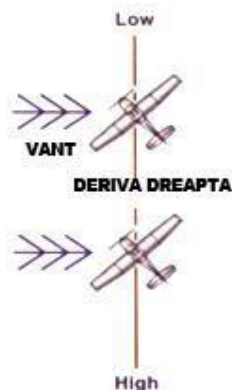


Fig 4.18. Zborul de la H la L



Fig 4.19. Zborul de la L la H

4.2.5. Vântul de gradient

Izobarele sunt de obicei linii curbe. Vântul care bate paralel cu aceste izobare, va fi accelerat în sensul în care i se schimbă direcția. În același mod în care o piatră de la căpatul firului unei praștii este menținută într-o mișcare circulară de către o forță, la fel curgerea aerului are loc pe o curbă ce este rezultanta forțelor ce acționează asupra să imprimându-i o mișcare curbilinie.

Pentru un vânt care bate în emisfera nordică, în jurul unui centru de joasă presiune (în sens anti-orar), forța rezultantă în urma interacțiunii dintre forța gradientului de presiune și forța Coriolis conduce la atragerea curentului de aer spre înainte și spre zonă de joasă presiune.

Pentru un vânt care bate în sensul acelor de ceasornic, în jurul unui centru de presiune mărită, forța rezultantă dintre acțiunea forței Coriolis și forța gradientului de presiune este mai mare decât forța gradientului de presiune. Rezultatul constă în aceea că vântul va avea o viteză mai mare decât vântul care se rotește în jurul unui centru de joasă presiune dar cu aceeași distanță între izobare.

În emisfera Nordică vântul va bate paralel cu izobarele în sensul acelor de ceasornic în jurul centrului de presiune mărită (cunoscut și ca anticiclone) și în sens invers acelor de ceasornic în jurul unui centru de joasă presiune (cunoscut și ca ciclone).

Vântul echilibrat astfel, care bate în lungul izobarelor curbate, se numește *vânt de gradient*.

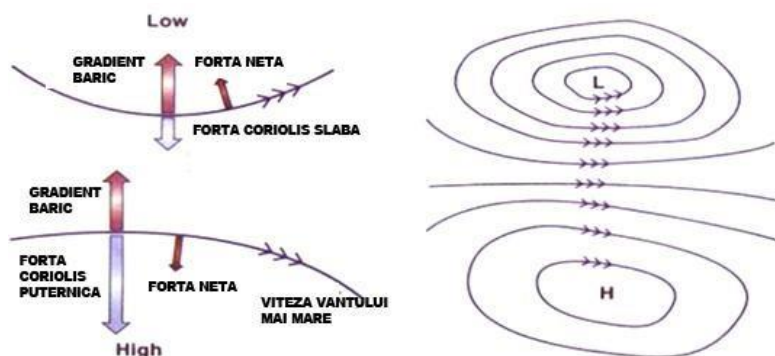


Fig 4.20. Vântul de gradient

4.2.6. Vântul de suprafață

De obicei vântul este mai slab în apropierea solului. Vântul de gradient care bate la înălțime în lungul izobarelor curbate este încetinit de frecarea care există între straturile joase de aer și suprafața solului. Efectul forței Coriolis va fi mai slab datorită vitezei scăzute a vântului așa că vântul va tinde să-și mențină direcția.

Cu cât suprafața este mai frământată cu atât vântul este încetinit. Forțele de frecțiune vor fi mai mici deasupra zonelor deșertice și oceanelor și mai mari în zonele deluroase și deasupra orașelor unde sunt multe obstacole. O viteză redusă are ca rezultat o forță Coriolis redusă (din moment ce aceasta este dependentă de viteză).

Din aceasta cauză forța gradientului de presiune va avea un efect mai pronunțat în apropierea solului, la niveluri mai joase cauzând curgerea vântului înspre centrele de joasă presiune și în cazul centrelor de presiune mărită aceasta se va face dinspre centrul de presiune mărită. Cu alte cuvinte vântul la suprafață are tendința să varieze în direcție prin comparație cu vântul de gradient (spre în spate).

Deasupra suprafețelor oceanice vântul de la suprafața poate fi mai mic cu două treimi decât vântul de gradient și această deviere poate fi de doar 10° , dar deasupra uscatului poate fi încetinit la doar o treime din vântul de gradient și devierea poate fi de aproximativ 30° față de vântul de gradient care este paralel cu izobarele.

Forțele de frecare datorate influenței suprafeței solului descresc rapid în raport cu înălțimea și devin aproape neglijabile la peste 2.000 ft deasupra nivelului solului (agl). Turbulența datorată curgerii vântului deasupra asperităților solului scade la aproximativ aceeași înălțime deasupra solului.

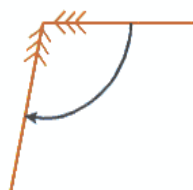
Variația diurnă a vântului de suprafață

Pe timpul zilei încălzirea suprafeței solului de către razele solare și în consecință a aerului aflat în contact cu acesta va genera mișcări pe verticală în straturile inferioare ale atmosferei. Fenomenul generează amestecarea diferitor straturi de aer rezultanta conducând la extinderea efectului vântului de gradient de la altitudine mai aproape de suprafața solului.

Asemănarea dintre vântul la suprafață și vântul de gradient este mai pronunțată în timpul zilei decât pe timpul nopții. De exemplu, pe timpul zilei vântul la suprafață va avea tendința de rotire în sensul acelor de ceasornic, mai pronunțată decât în comparație cu vântul de la suprafață pe timpul nopții. Pe timpul nopții gradul de amestec între straturile de aer va descrește. Vântul de gradient va continua să bată la altitudine dar efectele sale nu se vor amesteca cu curgerea aerului de la suprafața într-o măsură asemanatoare cu cele din timpul zilei. Pe timpul nopții nivelul intensității vântului la suprafața va scădea și efectul forței Coriolis va fi mai slab prin comparație cu efectul acesteia pe timpul zilei. Adică pe timpul nopții vântul scade în intensitate și are tendința de rotire în sensul invers acelor de ceasornic.

THE WIND VEERING

e.g. FROM 090°
TO 190°



THE WIND BACKING

e.g. FROM 340°
TO 240°



Fig 4.21. Variația direcției vântului

4.2.7. Efectele locale ale frecării

Atunci când vântul la suprafață (până la 2000ft AGL) suflă pe deasupra și în jurul obstacolelor cum sunt dealuri clădiri etc., va forma zone turbionare a căror mărime va depinde de dimensiunea obstacolelor și de tăria vântului.

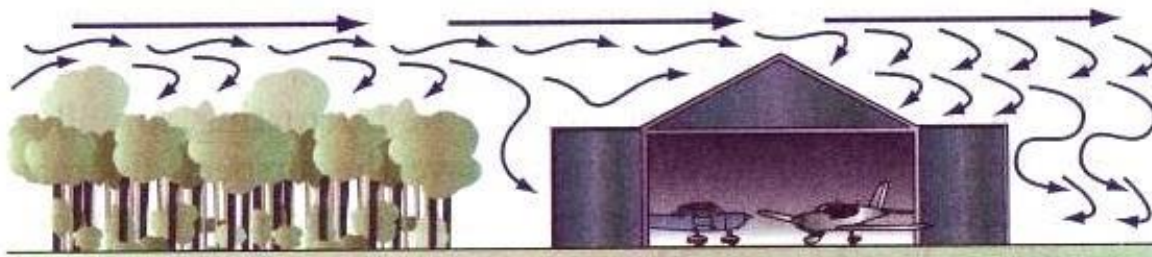


Fig 4.22. Influența obstacolelor și frecării asupra vântului de suprafață

În ceea ce privește direcția vântului s-a observat ca el se rotește în înălțime treptat spre dreapta. Forța de frecare se diminuează încetul cu încetul și peste 1000-1500 km, efectul este nul atât în ceea ce privește direcția cât și viteza.

Dacă vântul este obligat să traverseze un lanț de dealuri sau munți, el trebuie să execute o mișcare ascendentă până la vârful creștei și apoi o mișcare descendentă. Secțiunea de curgere a aerului în mișcare se micșorează și, pentru ca debitul să fie același, viteza de scurgere se va mări deasupra creștei, ca fiind zonă cu secțiunea cea mai mică de curgere a vântului. Deformația fileului de aer se face simțită până la aproximativ o treime din înălțimea muntelui deasupra creștei și depinde de viteză vântului și de panta muntelui. Obstacolele abrupte pot produce modificări ale vântului cu viteze mari, până la înălțimi care depășesc de 4 ori înălțimea obstacolului.

Vântul suferă modificări și în plan orizontal în cazul întâlnirii obstacolelor izolate, coline și vârfuri, acesta fiind obligat să înconjoare lateral obstacolul. Dacă vântul traversează o vale se produce mai întâi descendență și apoi ascendență, astfel secțiunea verticală de scurgere a aerului se mărește în zona văii și viteza vântului slăbește pentru ca mai apoi să se intensifice și să reintre în normal. În interiorul văii se produc mișcări dezordonate, turbulente. Văile au în general tendința de a orienta vântul pe direcția axei lor.

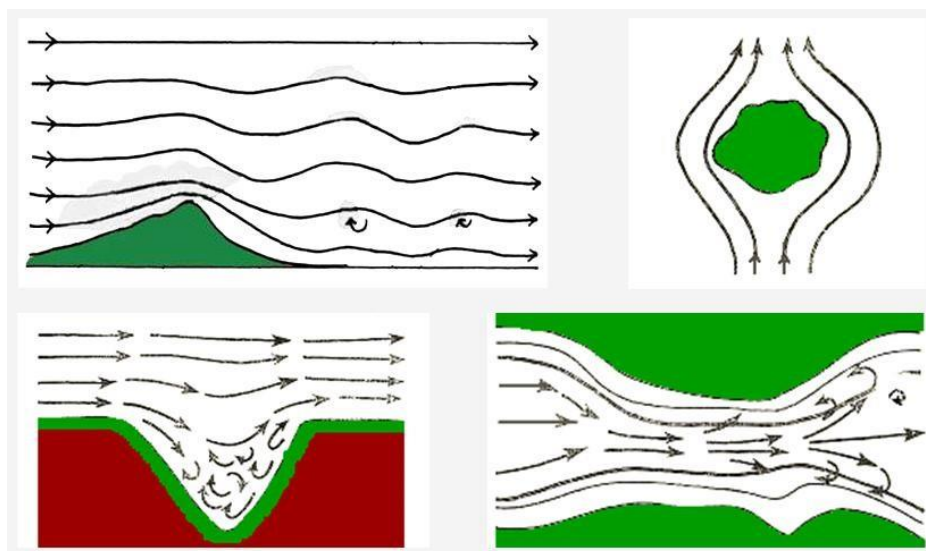


Fig 4.23. Influența reliefului asupra vântului

Din observațiile și studiile făcute s-a constatat ca în anumite zone ale Pământului, vântul are un caracter permanent și regulat.

Astfel, în zonele dintre Ecuator și tropice suflă vânturile *alizee*, care au o componentă de NE în emisfera nordică și o componentă de SE în emisfera sudică. În altitudine, curenții corespunzători acestor zone sunt vânturile *contra-alizee*. Ele au un sens invers primelor și se extind până la 2000 m. Alizeele predomină deasupra oceanelor. Vânturi periodice sunt și *musonii*, care au o mare extindere și sunt sezoniere. Ele se produc în special în zona asiatică și Oceanul Indian.

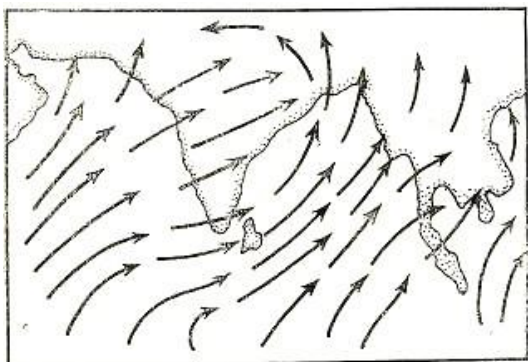


Fig 4.24. Musonul indian de vară

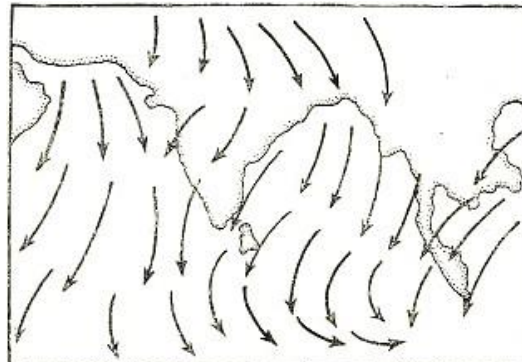


Fig. 4.25. Musonul indian de iarnă

Particularitățile locale, deosebite ca structura și mod de expunere față de radiațiile solare, pe care le prezintă pe zone mai restrânse suprafața terestră, fac să ia naștere vânturile locale. Se poate spune că ele se datorează influenței locale a temperaturii, care produce curenți de convecție pe scară redusă.

Brizele de mare și de uscat sunt exemple tipice de astfel de vânturi. Ele se produc pe țărmurile mării sau lacurilor. Uscatul și apa au proprietăți diferite în ceea ce privește absorbția căldurii. Se nasc contraste termice și curenți de convecție, care fac ca aerul să se miște ziua dinspre mare spre uscat, la suprafață, și dinspre uscat spre mare la altitudine. Noaptea fenomenul este invers. Aceste vânturi au o evoluție diurnă și sunt limitate în altitudine până la 500 m, iar în orizontală până la 20 km.

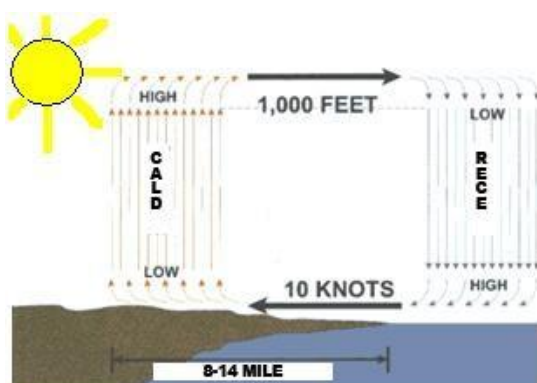


Fig 4.26. Briza de mare

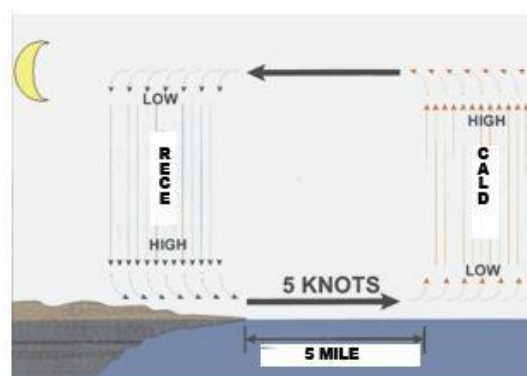


Fig 4.27. Briza de uscat

În zonele de dealuri și de munte, din cauza încălzirii inegale a pantelor și văilor de către Soare, se nasc ziua vânturile de vale, care bat dinspre vale spre creastă - *vânt anabatic*, iar noaptea vânturile de munte, care acționează dinspre creastă spre vale - *vânt catabatic*. Acțiunea în înălțime a acestor curenți se extinde pe o porțiune de 200-500 m.

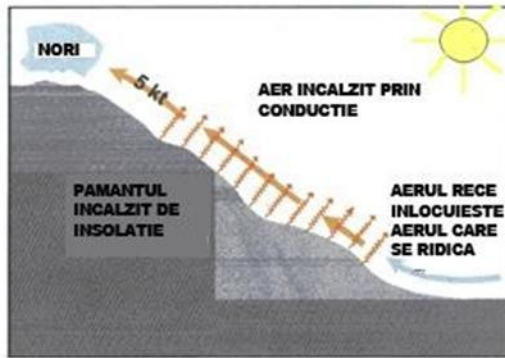


Fig 4.28. Vântul anabatic

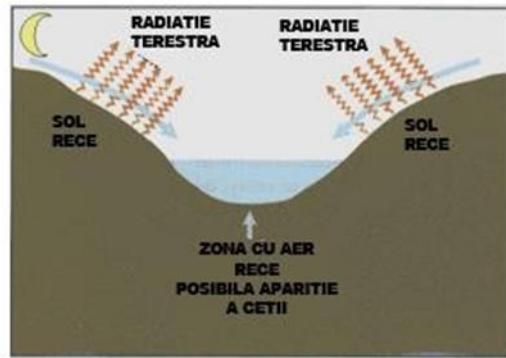


Fig 4.29 Vântul catabatic

Foehn-ul este un tip de vânt descendent care apare pe versantul protejat al unui munte. Foehn-ul are loc ca urmare a unei mișcări ascensionale a aerului de-a lungul pantei unui munte, cunoscută și sub numele de ascensiune orografică, urmată de destindere în partea cealaltă a masivului.

Pe măsură ce curentul de aer se mișcă ascensional de-a lungul pantei muntelui, aerul se destinde și ca atare se răcește, determinând transformarea vaporilor de apă în precipitații. Devenind deshidratat, curentul de aer continuă mișcarea ascensională până la atingerea crestei sau vârfului muntelui, după care își continuă mișcarea descendent, în partea cealaltă a abruptului. Pe măsură ce coboară panta domoală a muntelui, temperatura aerului crește adiabatic datorită creșterii presiunii atmosferice odată cu atingerea unei altitudini mai joase, ca rezultat, acest front de aer creează vânturi puternice, furtunoase, calde și uscate. În doar câteva ore, un astfel de front de aer poate produce creșteri de până la 30°C.

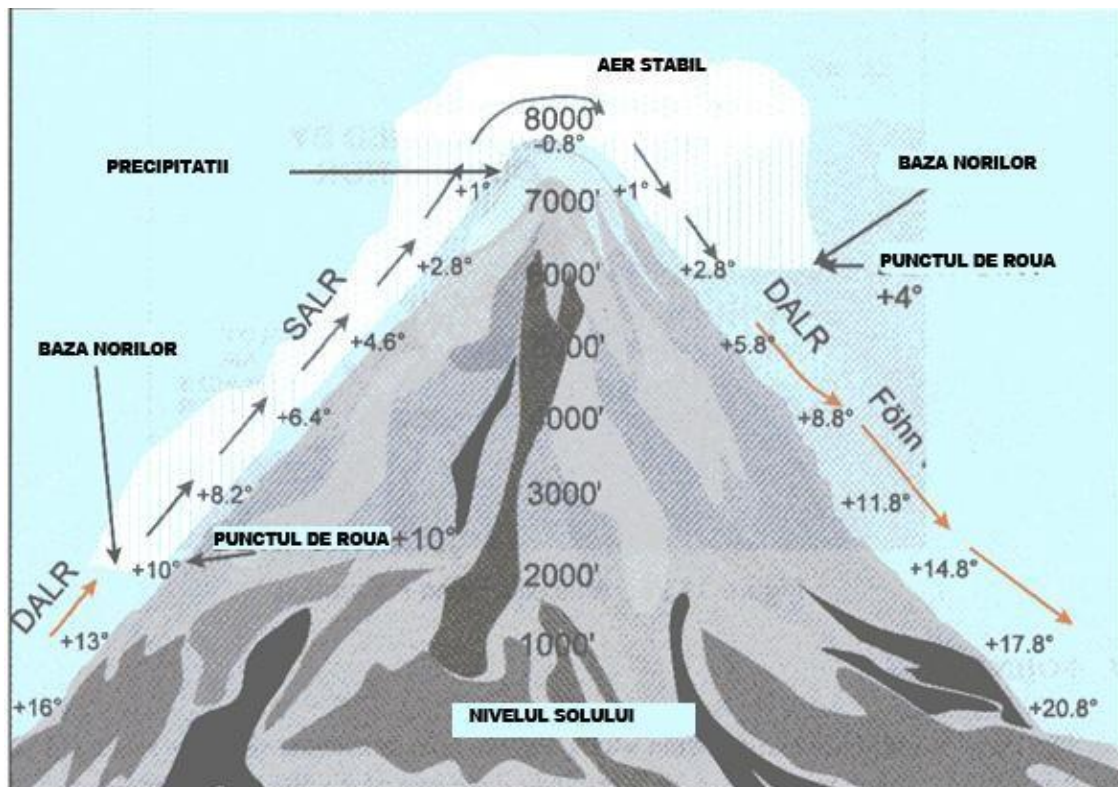


Fig 4.30. Foehn-ul

4.2.8. Vântul de forfecare

Forfecarea constă în schimbarea în intensitate și direcție a vântului pe o suprafață relativ restrânsă. Acest vânt afectează panta de zbor și viteza unei aeronave, reprezentând un potențial pericol pentru zbor.

Forfecarea este în general întâlnită pe timpul apropierii pentru aterizare și se datorează diferenței de viteză și direcție între vântul la altitudine și vântul de la suprafață.

Vântul de forfecare la niveluri joase poate lua naștere pe timpul nopții sau dimineața când gradul de amestec între straturile de aer este scăzut, de exemplu atunci când există o inversiune termică.

Forfecarea mai poate fi întâlnită atunci când bate briza marină sau de uscat precum și în vecinătatea zonelor de furtună. Norii cumulonimbus au asociate ascendențe și descendențe enorme, efectele acestora putând fi simțite la distanțe de 10 sau 20 NM distanța de norul propriu-zis. Vântul de forfecare și turbulența asociate zonelor de furtună pot duce la distrugerea unei aeronave.

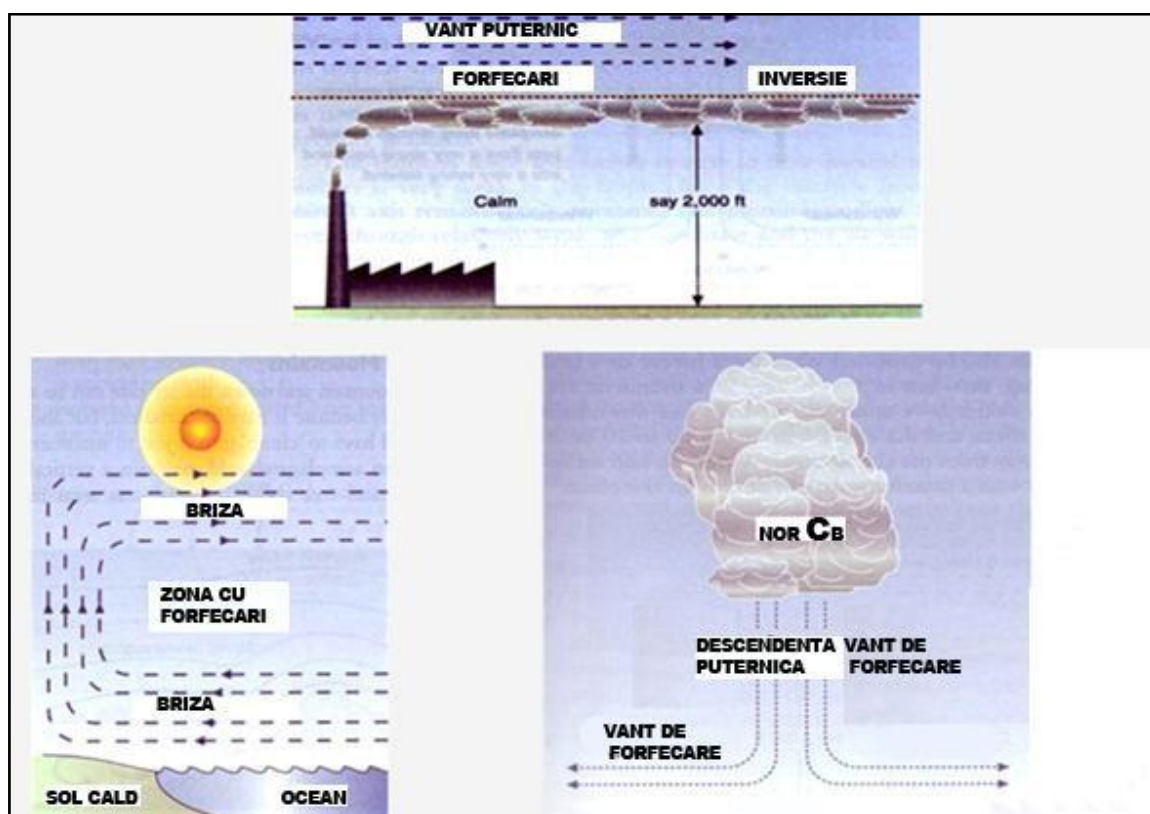


Fig 4.31. Vânturi de forfecare

4.2.9. Vântul asociat zonelor montane

Vântul care bate deasupra zonelor montane și coboară în zona de sub vânt a creștelor poate fi periculos pentru aviație nu doar pentru că dă naștere la turbulențe în aceste zone ci și pentru că aeronava va trebui să urce în masa respectivă de aer pentru a putea să-și mențină altitudinea. Din aceste motive o aeronavă va trebui să mențină o eșalonare verticală de câteva mii de picioare deasupra zonelor montane atunci când există vânt puternic.

În aceste zone se pot întâlni de asemenea fenomene locale cum ar fi vântul catabatic care



coboară în jos pe pantele munților pe timpul nopții și în cursul dimineții și de asemenea vânturi pe văile montane.

Munții mari sau înălțimile muntoase mari pot cauza efecte care să se extindă mult deasupra nivelului solului rezultatul fiind undele montane care pot fi însoțite de nori lenticulari. Curenții ascendenți și descendenți asociați undelor montane pot fi foarte puternici și se pot extinde până la 30-40 NM în partea de sub vânt a munților. Norii rotorii se pot forma în zona creștelor și adesea se prezintă sub forme de ruloari. În aceste zone se pot întâlni turbulențe severe.



4.3. Glosar Termeni

Foehn-ul - este un tip de vânt descendent care apare pe versantul protejat al unui munte. Foehn-ul are loc ca urmare a unei mișcări ascensionale a aerului de-a lungul pantei unui munte, ascensiune orografică, urmată de destindere în partea cealaltă a masivului

Vântul - aerul fiind fluid se poate mișca ascendent, descendent, înclinat și orizontal. În general, marile deplasări de aer sunt mai mult orizontale. Prin noțiunea de vânt se înțelege mișcarea orizontală a aerului, celelalte mișcări purtând denumirea de curenți.

Vântul de gradient - Izobarele sunt de obicei curbe. Vântul care bate paralel cu aceste izobare, va fi accelerat în sensul în care i se schimbă direcția. În același mod în care o piatra de la capătul firului unei praștii este menținută într-o mișcare circulară de către o forță, la fel curgerea aerului are loc pe o curbă ce este rezultanta forțelor ce acționează asupra sa imprimându-i o mișcare curbilinie.

4.4. Întrebări verificare

1. Care este termenul pentru un curent de aer echilibrat ce curge paralel cu liniile izobarelor?

- a. Gradint de presiune
- b. Vânt geostrofic
- c. Gradientul vântului
- d. Vântul Coriolis

2. Cum se numește mișcarea verticală a aerului?

- a. vânt;
- b. curent;
- c. deplasare.

3. Aveți planificat un zbor deasupra unei zone muntoase. Este prognozat vânt puternic perpendicular pe creasta muntoasă. În ce zonă veți întâlni turbulențe asociate curenților rotorii?

- a. Chiar deasupra crestei
- b. În spatele crestei (sub vânt)
- c. În fața crestei (în vânt)
- d. Sub nivelul crestei

4. Vă aflați în Anglia și zburați înspre o zonă de minimă presiune. Ce direcție a vântului vă așteptați să întâlniți?

- a. Vânt de față
- b. Vânt de spate
- c. Lateral dreapta
- d. Lateral stânga

5. Vă aflați la un aerodrom în centrul Angliei, la miezul nopții. Vântul la sol este 120/05kt. Ce valoare are vântul la 2000 ft?

- a. 080/20 kt
- b. 030/25 kt
- c. 160/20 kt
- d. 160/10 kt



SPAȚIU LĂSAT LIBER INTENȚIONAT

5. Norii, precipitațiile și fenomene care reduc vizibilitatea

5.1. Formarea norilor

Norii reprezintă suspensii de picături de apă și/sau cristale de gheață în atmosferă și care de regulă nu ating solul.

Pentru formarea norilor vaporii de apă trebuie să ajungă la nivelul de condensare, proces ce apare atunci când aerul saturat este răcit adiabetic.

Cu alte cuvinte, pentru a apărea norii, aerul trebuie răcit până atinge temperatura punctului de rouă.

Mecanismul de formare al norilor conține mai multe procese, apa în natură existând în diferite forme de agregare:

- a. *Evaporarea* - Procesul fizic de trecere a apei din stare lichidă în stare gazoasă (vapori). Evaporarea se face cu consum de căldură și pentru un gram de apă sunt necesare aproximativ 600 de calorii. Căldura consumată se numește "căldură latentă de evaporare". Evaporarea depinde de temperatură, de diametrul suprafeței și de starea de agitație a aerului și contribuie la dispariția norilor și împiedică uneori căderea precipitațiilor.
- b. *Condensarea* - Fenomenul prin care apa trece din stare gazoasă în stare lichidă. În acest caz se degajă o cantitate de căldură numită "căldură latentă de condensare". Pentru producerea condensării este necesar ca vaporii de apă să ajungă într-un stadiu de saturație și chiar de ușoară suprasaturație. Aceasta se poate realiza prin răcire (prin scăderea temperaturii), până se ajunge la temperatura punctului de rouă. Răcirea în natură poate avea loc prin:
 - Detenă (destindere - trecere la un volum mai mare și la o presiune mai mică)
 - Amestec cu aer mai rece
 - Radiație
 - Contact cu o suprafață rece

În atmosferă, pentru producerea condensării este necesar să existe nuclee de condensare (particule higroscopice, pulberi fine, etc.)

- c. *Solidificare* - Fenomenul prin care apa trece în stare solidă. Procesul are loc atunci când temperatura scade sub 0°C. Transformarea apei în gheață este însoțită de o eliberare de căldură, numită "căldură latentă de solidificare".
- d. *Topire* - Fenomenul invers solidificării, trecerea din stare solidă în stare lichidă. Un fenomen aparte este acela al menținerii, în anumite cazuri, apei în stare lichidă la temperaturi inferioare 0°C. Fenomenul poartă denumirea de suprarăcire. În nori, picăturile de apă se pot menține în stare lichidă uneori până la aproape de -40°C. Dacă o aeronavă intră în contact cu picăturile suprarăcite se produce givrarea aeronavei.
- e. *Sublimare* - Fenomenul de trecere directă din vapori de apă în stare de cristale. Un exemplu de sublimare în reprezintă trenele de condens produse de aeronavele care zboară la altitudine mare.
- f. *Desublimare* - Fenomenul invers sublimării, trecerea direct a apei din stare solidă în stare de vapori.

5.1.1.1. Formarea curenților ascendenți

Cel mai comun mod de formare al norilor este acela prin care aerul este ridicat și răcit adiabatic până la punctul său de rouă. Există câteva mecanisme pentru formarea curenților ascendenți, iar cel mai comun este procesul de convecție.

Schimbările maselor de aer care duc la formarea norilor pot fi:

Radiația nocturnă. Răcirea aerului pe timpul nopții poate produce inversiune termică într-o masă de aer ceea ce poate duce la formarea unei păături de nori. De exemplu, ceața de radiație poate fi considerată un nor la sol. Ziua, datorită încălzirii aerului, ceața se ridică transformându-se în plafon.

Procesele de convecție. Acestea pot fi termice sau dinamice, ambele producându-se cu un pronunțat caracter vertical. Convecția termică este locală, cauza ei fiind încălzirea neuniformă a scoarței terestre. Pământul uscat, rocile, terenurile nisipoase sau clădirile se încălzesc mai puternic decât pădurile, terenurile mlăștinoase sau suprafețele cu apă. Datorită acestei încălziri neuniforme apar curenți de convecție ascendenți care ajungând la nivelul de condensare dau naștere norilor de tip Cumulus. Prin alimentare cu energie termică acești nori se pot dezvolta în Cumulonimbus. Convecția dinamică are un caracter frontal. O masă de aer rece, care se deplasează rapid, va forța masa de aer cald pe care o întâlnește, să se ridice. Se produce o condensare din care rezultă nori cumuliformi.

În timpul zilei, suprafața pământului se încălzește diferit, datorită neuniformității suprafețelor (contrastul dintre o suprațată închisă la culoare și o alta mai deschisă, exemplu cultură - pădure, suprafață de apă - uscat). Aerul de deasupra suprafeței mai calde se va încălzi la o temperatură mai mare decât cea a aerului înconjurător, devenind mai puțin dens și mai ușor. Aerul mai cald va urca și se va răci adiabatic. Când aerul a urcat până ce a atins temperatura punctului de rouă, va apărea condensarea și formarea norilor convectivi [1].

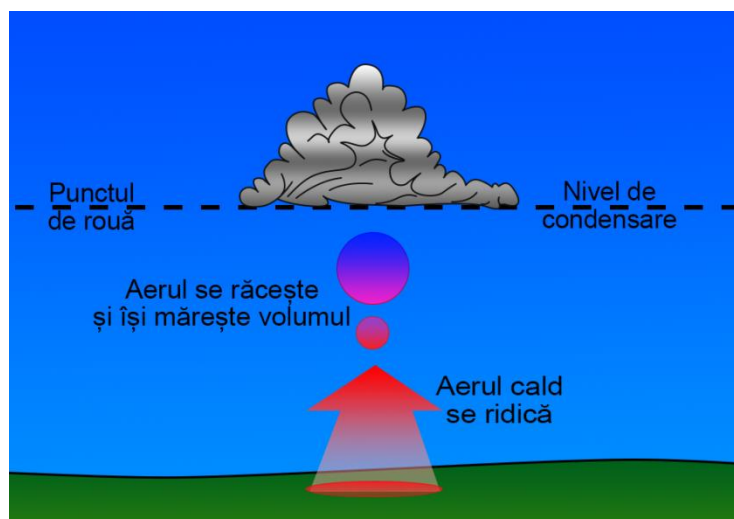


Fig.5.1. Formarea norilor prin convecție [1]

Norii convectivi se dezvoltă în plan vertical. În mod normal convecția în plan lateral are o dezvoltare mică, dar în anumite situații, precum dezvoltarea norilor Cumulonimbus, convecția este mult mai extinsă [1].

Baza convectivă a norului. Dacă aerul este foarte uscat, va avea o temperatură a punctului de rouă relativ mică. Astfel aerul uscat va trebui să urce la o altitudine destul de mare pentru a se răci până la temperatura punctului de rouă.

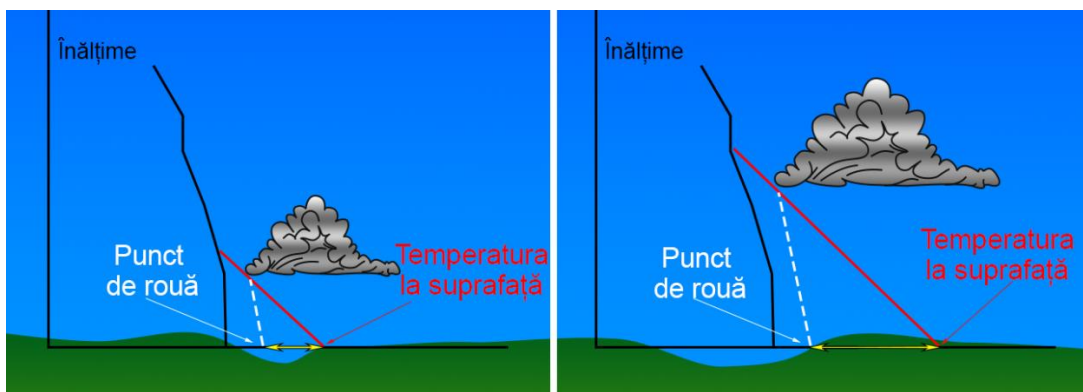


Fig. 5.2 Baza norilor convectivi [1]

O metodă pentru determinarea bazei norilor este formula următoare:

$$\frac{(\text{Temperatura } ^\circ\text{C} - \text{Temperatura punctului de rouă } ^\circ\text{C}) \times 1000}{3} = \text{baza norilor în picioare (feet)}$$

Această formulă reprezintă diferența dintre temperatura la suprafața solului și temperatura punctului de rouă (exprimate în grade Celsius), diferență împărțită la gradientul uscat al mediului (DALR - Dry Adiabatic Lapse Rate cu valoarea de 3°C/1000 ft) și după multiplicat cu 1000 pentru a obține înălțimea bazei norului deasupra solului în picioare (feet).

De exemplu, temperatura la suprafața solului este de 20°C, temperatura punctului de rouă este de 8°C și baza norului cumulus este la 4000 picioare (feet):

$$\frac{(20 - 8)}{3} = \frac{12}{3} \times 1000 = 4000 \text{ picioare (feet) deasupra solului}$$

Baza norilor este calculată ca înălțimea deasupra nivelului solului, în consecință, baza norului convectiv se va afla la o altitudine mai mare (distanța verticală deasupra nivelului mării), deasupra zonelor înalte (dealuri) comparativ cu zonele joase (șes, câmpie).

Valoarea bazei norilor se poate obține, pentru zona de aerodrom, din mesajele meteorologice de tip TAF (Terminal Aerodrome Forecast) și METAR (Meteorological Terminal Air Report) [1].

Procesul de ascendență prin alunecare poate fi de natură orografică sau frontală. Aerul care urcă pe panta unui munte (vânt anabatic) se răcește treptat, umezeala crește și apar nori din care pot cădea precipitații. După creșta muntelui aerul coboară (vânt catabatic), temperatura lui începe să crească, umezeala scade și norii dispar. Acest fenomen este cunoscut sub numele de *Fohn*. Uneori, în zona de sub vânt apar și undele staționare și nori tipici rotori și lenticulari (AC Lenticularis). În cazul proceselor frontale, aerul cald care alunecă deasupra celui rece dă naștere sistemelor de nori de mare extindere.

Nori formați datorită orografiei. Dacă aerul instabil este forțat să urce pe panta unui munte, acesta va continua să urce și odată ce a ajuns la vârful muntelui, se va forma un nor cumuliform deoarece aerul ajunge la temperatura punctului de rouă. Acest tip de nor se numește nor orografic și depinde de stabilitatea aerului. Într-o atmosferă instabilă, norii orografici pot continua dezvoltarea pe verticală dezvoltându-se în nori cumuliformi, chiar și Cumulonimbus.

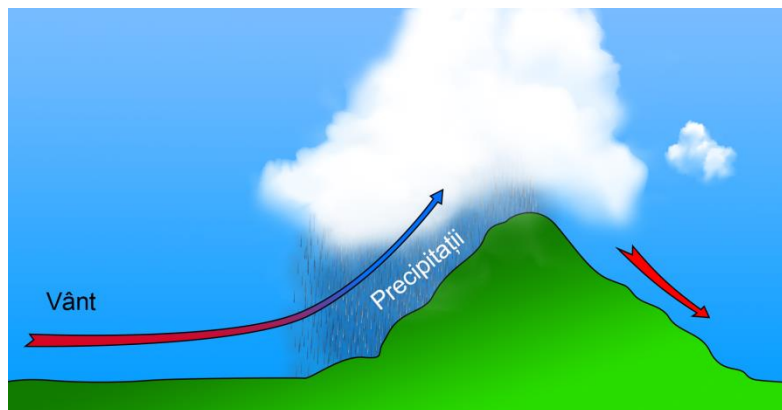


Fig.5.3 Nor orografic cumuliform dezvoltat în condiții de instabilitate atmosferică

În condiții de stabilitate atmosferică, norii orografici nu se dezvoltă în plan vertical formându-se nori stratiformi (Nor Pileus).

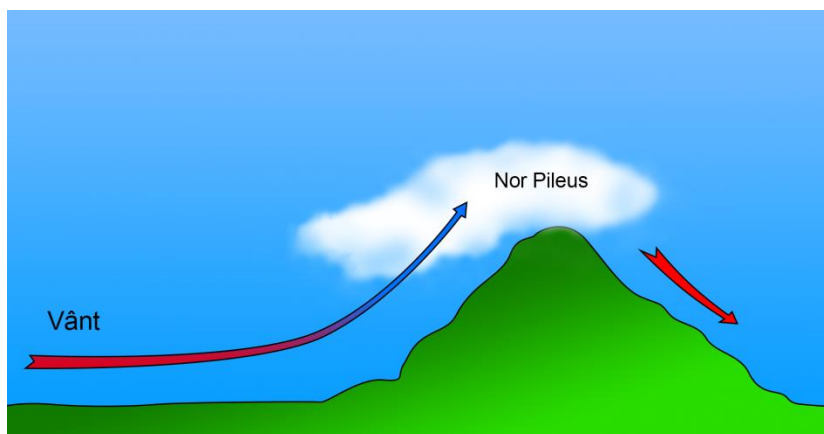


Fig. 5.4. Nori orografici formați în condiții de stabilitate atmosferică

Norii lenticulari și rotorii. Atunci când o masă de aer se deplasează peste dealuri sau lanțuri muntoase, atmosfera stabilă poate duce la formarea undelor staționare cu norii de tip lenticulari și rotorii.

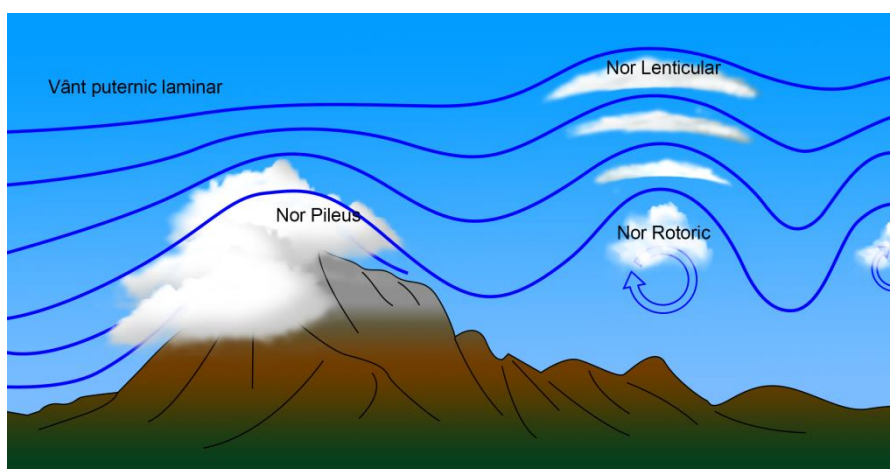


Fig. 5.5. Norii asociați undelor montane în condiții atmosferice stabile

3). *Nori formați în curenți ascendenți frontali.* Atunci când o masă de aer cald întâlnește o masă de aer mai rece, aerul cald este forțat să urce, astfel se va răci și dacă temperatura punctului de rouă este atinsă, se formează nori.

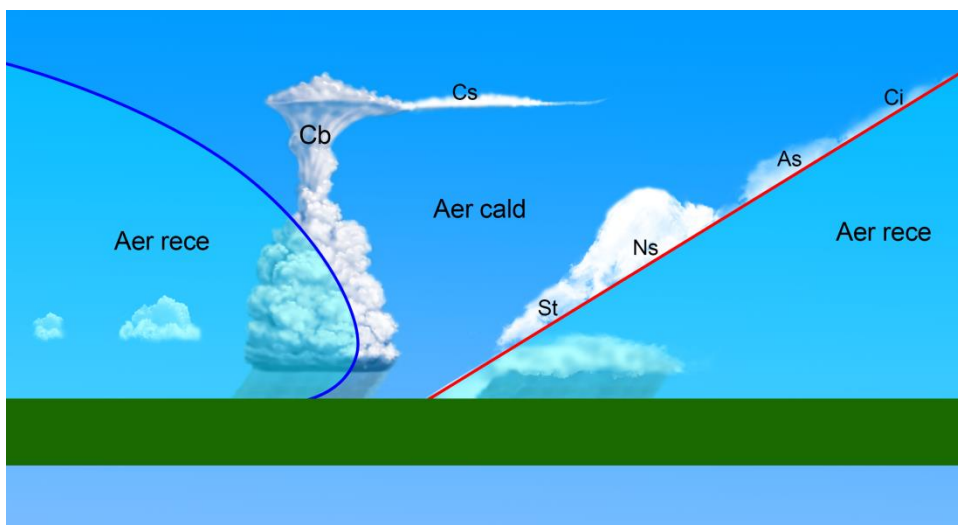


Fig. 5.6. Formarea norilor în cazul fronturilor atmosferice

Procesul de amestec - o masă de aer cald și umed amestecându-se cu aerul rece va forma nori sau ceață prin condensarea vaporilor de apă din masa de aer cald.

În atmosfera joasă, aerul poate fi răcit prin amestec turbulent. În stânga fig 5.7 gradientul real al mediului (ELR - Environmental Lapse Rate), temperatura ambiantă scade cu altitudinea cu o valoare de 1°C/1000 ft. Temperatura la 2000 ft este de 18°C și la 3000 ft este de 17°C.

Amestecul turbulent poate duce la scăderea temperaturii aproape de vârful stratului de amestec, acest lucru ducând la condensare și la formarea norilor.

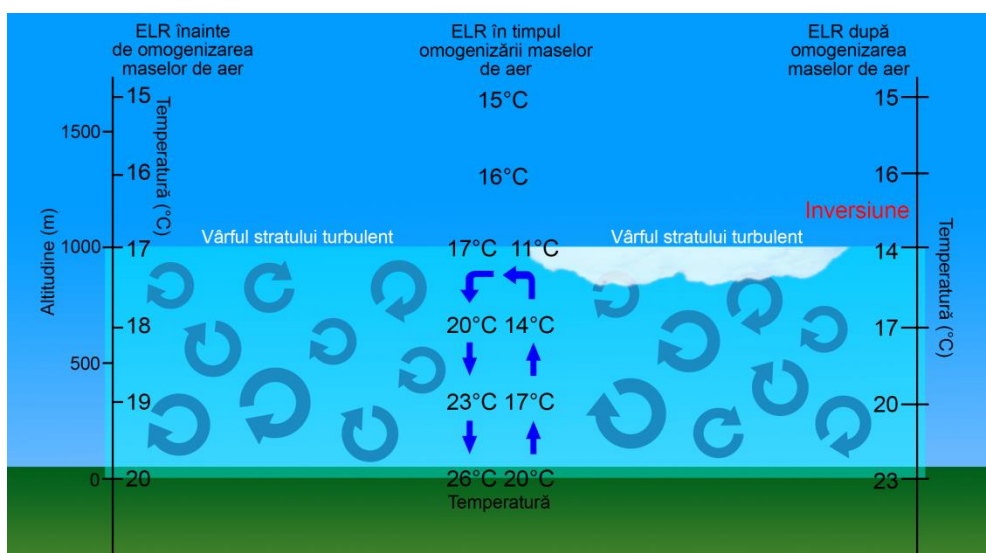


Fig.5.7. Amestec turbulent în atmosfera joasă

În timpul amestecului, temperatura din stratul de amestec este modificată de aerul forțat să urce sau să coboare la nivelul gradientului uscat al mediului (DALR - Dry Adiabatic Lapse Rate) de $3^{\circ}\text{C}/1000\text{ ft}$. După amestec, temperaturile medii din noul strat de amestec creat duc la o nouă valoare a gradientului real al mediului. Acum temperatura la 3000ft a coborât la 14°C , iar temperatura la 2000ft a coborât la 17°C . Dacă este suficientă umiditate, temperatura punctului de rouă poate fi atinsă și pot apărea nori cu caracter turbulent.

Nu se vor forma nori deasupra stratului de amestec, deoarece temperatura nu scade suficient iar inversiunea termică este existentă.

Convergența - Dacă două mase de aer converg una către cealaltă, aerul este forțat să urce în zona unde aceste mase de aer se întâlnesc. Norul format va fi de tip cumuliform, similar cu norul format în urma convecției.

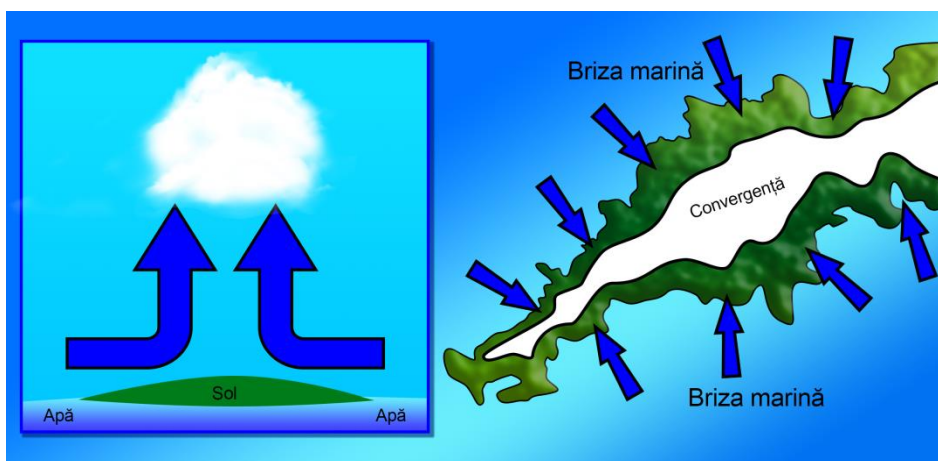


Fig. 5.8. Convergența a două mase de aer

5.2. Clasificarea norilor

După formă:

Stratiformi - formați, în cea mai mare parte, din picături de apă, sunt bine dezvoltăți în plan orizontal;

Cumuliformi - formați din picături de apă și cristale de gheață, sunt bine dezvoltăți în plan vertical;

Ciriformi - formați din cristale de gheață

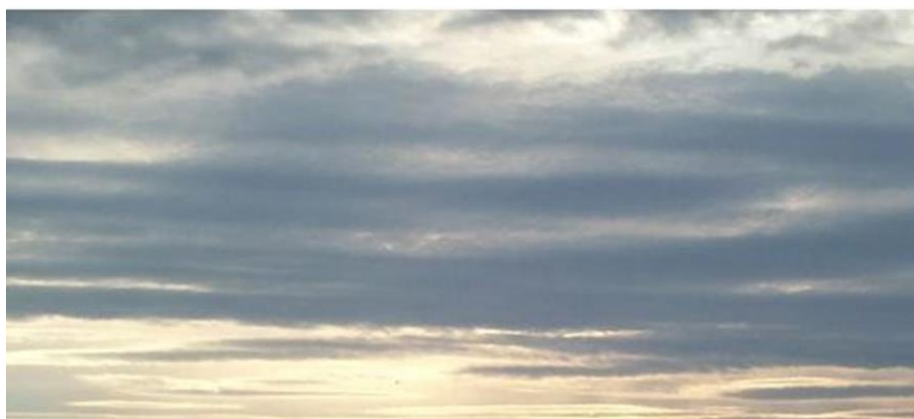


Fig 5.9. Nori stratiformi



Fig 5.10. Nori cumuliformi



Fig 5.11. Nori ciriformi

După înălțimea bazei (Fig 5.12.):

Nori joși (0-2 km):

- STRATUS (ST)
- STRATOCUMULUS(SC)
- CUMULUS (CU)
- CUMULONIMBUS (CB)

Nori medii (2-5 km):

- ALTOCUMULUS (AC)
- ALTOSTRATUS (AS)
- NIMBOSTRATUS (NS)

Nori înalți (peste 5 km):

- CIRRUS (CI)
- CIRROSTRATUS (CS)
- CIRROCUMULUS (CC)

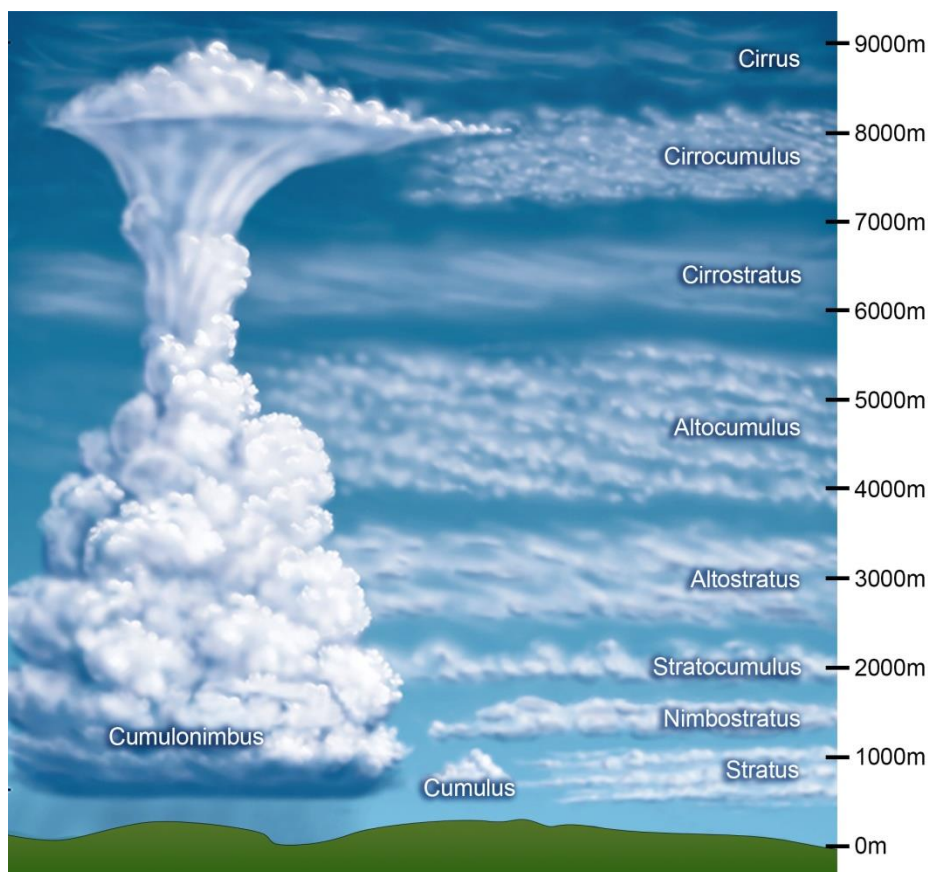


Fig. 5.12. După înălțimea bazei

5.3. Descrierea norilor

STRATUS (ST) - este asemeni unei pânze noroase de culoare cenușie cu baza uniformă; este un nor foarte jos și de grosime mică format din picături mici de apă (iarna - din mici particule de gheață); pot apărea precipitații slabe sub formă de burniță, zăpada grăunțoasă sau ace de gheață.

STRATOCUMULUS (SC) - sunt nori sub formă de banc, grămadă sau pătură de culoare gri sau albicioși cu unele părți sumbre; sunt constituiți din picături de apă sau zăpadă grăunțoasă; dau precipitații continue sub formă de burniță, ploaie slabă sau ninsoare slabă.

CUMULUS (CU) - sunt nori separați sub formă de grămezi având contur bine delimitat și cu dezvoltare pe verticală; au culoare alb-strălucitor; sunt constituiți din picături de apă; se formează prin advecție asociată cu o expansiune rapidă pe verticală; nu dau precipitații. Din acești nori se pot forma nori Cumulus Congestus care au o extindere verticală mare și din care se pot dezvolta nori în formă de turnuri (Cumulus Congestus), aceștia pot da naștere precipitațiilor sub formă de averse.

CUMULONIMBUS (CB) - sunt nori denși, cu o extindere verticală foarte mare, pot ajunge până la 12 km altitudine; au forma unor turnuri enorme cu o bază foarte mare; sunt constituiți din picături de apă, picături de apă suprarăcită, fulgi de zăpadă, măzărice și/sau grindină. În stadiul de maturitate, vârfurile lor sunt fibroase, alcătuite din nori cirriformi cu aspect de nicovală sau evantai; baza poate coborî foarte jos și este dublată de nori foarte joși (Nimbostratus). Provin din Cumulus Congestus însă se pot dezvolta și din Altostratus sau Nimbostratus. Se formează precipitații sub formă de averse însoțite de fenomene orajoase și grindină, iar iarna de ninsoare.

ALTOCUMULUS (AC) - sunt nori grupați în bancuri, pături, grămezi sau șiruri de culoare albă sau gri; sunt constituiți, în general, din picături de apă dar uneori pot conține și cristale de gheață; nu dau precipitații.

ALTOSTRATUS (AS) - un strat sau o pătură de nori de culoare albastruie sau cenușie cu aspect striat, fibros sau uniform; acoperă în întregime sau parțial cerul; au o întindere orizontală foarte mare iar pe verticală grosimea lor atinge sute sau mii de metri; din acești nori pot cădea precipitații care se evaporă înainte de a atinge solul (Virga) sau ploaie slabă.

NIMBOSTRATUS (NS) - strat de nori gri cu grosime și întindere foarte mare; este constituit din picături de apă (adesea suprarăcită), uneori din cristale de gheață și fulgi de zăpadă și câteodată din amestec de particule lichide și solide; sub baza inferioară pot apărea nori deșirați, zdrențuroși care pot fi lipiți de el; din acest tip de nori cad precipitații continue de ploaie sau zăpadă.

CIRRUS (CI) - sunt nori separați cu aspect fibros în formă de filamente, bancuri sau benzi albe; sunt constituiți din cristale de gheață și nu dau precipitații.

CIRROSTRATUS (CS) - au aspect fibros sau neted acoperind parțial sau integral cerul ca un voal noros transparent și albicios; sunt formați din cristale de gheață și produc fenomenul optic de –Halo; nu dau precipitații.

CIRROCUMULUS (CC) - sunt nori în bancuri sau pături compuși din elemente mici în formă de granule, valuri sau riduri; sunt constituiți din cristale de gheață și nu dau precipitații.



Fig 5.13. Stratus

Fig 5.14. Stratocumulus



Fig 5.15. Cumulus Congestus

Fig 5.16. Cumulonimbus



Fig 5.17. Altocumulus

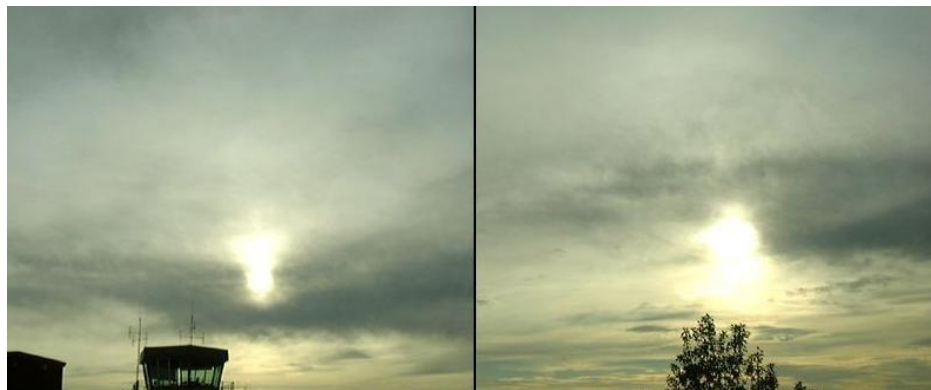


Fig 5.18. Altostratus



Fig 5.19. Nimbostratus



Fig 5.21. Cirrostratus



Fig 5.22. Cirrocumulus

5.4. Nebulozitatea si plafonul

Nebulozitatea reprezintă gradul de acoperire al cerului, se măsoară prin apreciere vizuală sau instrumental cu nefoscopul, exprimându-se în optimi.

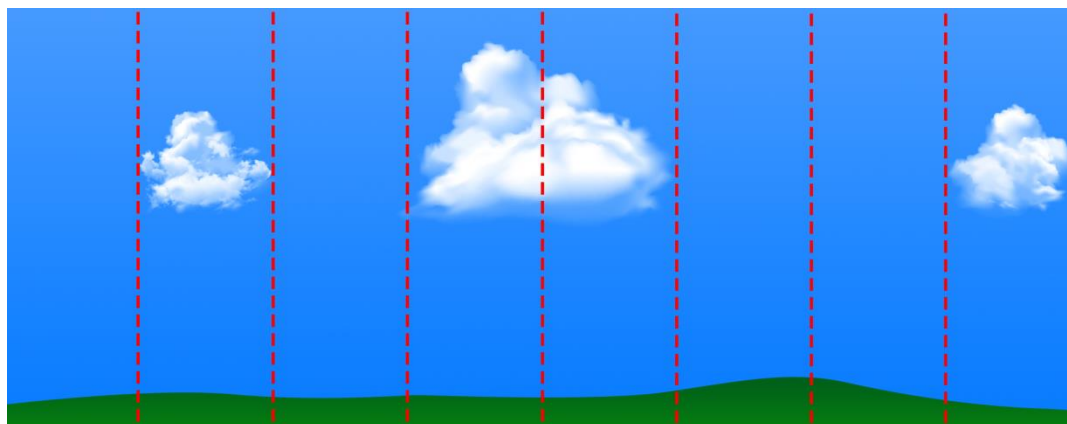


Fig.5. 23. Patru optimi (scattered cloud cover)



Fig.5.24 Acoperire

0/8	CLEAR SKY (SKC)
1/8 - 2/8	FEW (FEW)
3/8 - 4/8	SCATTERED (SCT)
5/8 - 7/8	BROKEN (BKN)
8/8	OVERCAST (OVC)

Plafonul reprezintă înălțimea bazei inferioare a norilor față de sol și se exprimă în metri sau picioare prin apreciere vizuală sau instrumental, cu ceilometrul, balonul meteorologic (sondă), nefelometrul.

Atunci când nebulozitatea este mai mică sau egală cu 4/8 vorbim de *baza norului*, iar când este mai mare de 5/8 vorbim de *plafonul norului*.

5.5. Precipitațiile asociate tipurilor de noi

Precipitațiile sunt particule de apă lichide, solide sau în amestec căzute din nori pe suprafața pământului.

Tipuri de precipitații:

Burnița (DZ) - picături mici și dese de apă cu diametrul sub 0.5 mm; prezintă pericol când îngheață formând polei; cade din norii ST.

Ploaia (RA) - picături de apă cu diametrul mai mare de 0.5 mm; cade din norii CU, SC, CB, AS și NS; prezintă pericol pentru aviație atunci când cade sub formă de ploaie care îngheață (FZRA).

Ninsoare (SN) - fulgi compuși din cristale de gheață, cade din norii CU, ST, SC, CB, AS și NS.

Ninsoare grăunțoasă (SG) - particule de gheață foarte mici, cade din norii ST.

Lapovița - amestec de apă și zăpadă.

Măzăriche (GS) - grăunțe de gheață cu diametru sub 5 mm; cade din norii SC, CU și CB.

Grindina (GR) - particule sau bucăți de gheață cu diametru între 5 și 50 mm; cade din norii CB.

Granule de gheață (PL) - cad din norii AS și NS.

Ace de gheață (IC) - ace de dimensiuni foarte mici (de ordinul micronilor) care cad pe timp de cer senin când temperaturile sunt sub -10°C la înălțimi foarte mari.

Cantitatea de precipitații căzute se masoară cu ajutorul *pluviometrului*. Unitatea de măsură este litrul pe metru pătrat, în cazul zăpezii se măsoară și grosimea stratului căzut.

Exemple de precipitații și formațiunile noroase asociate:

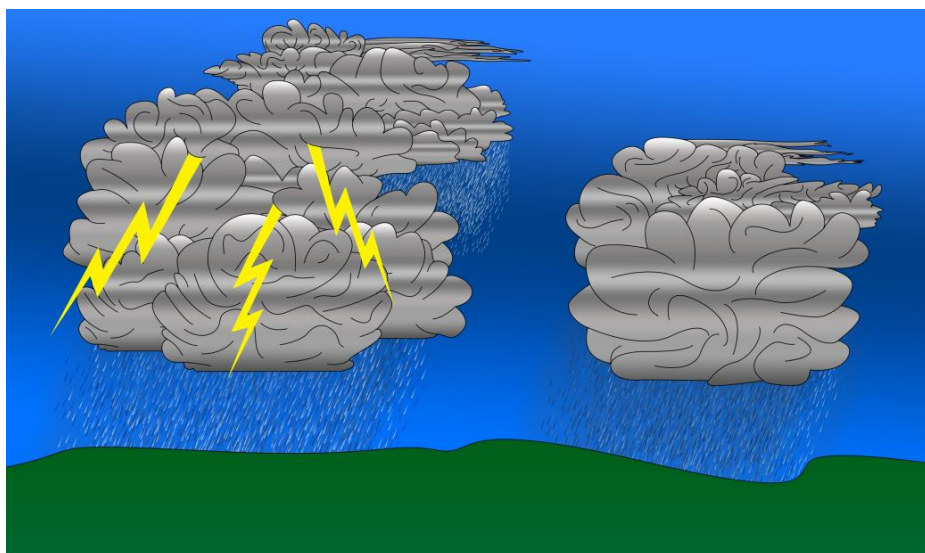


Fig. 5.25. Averse ce precipită din nori cumuliformi

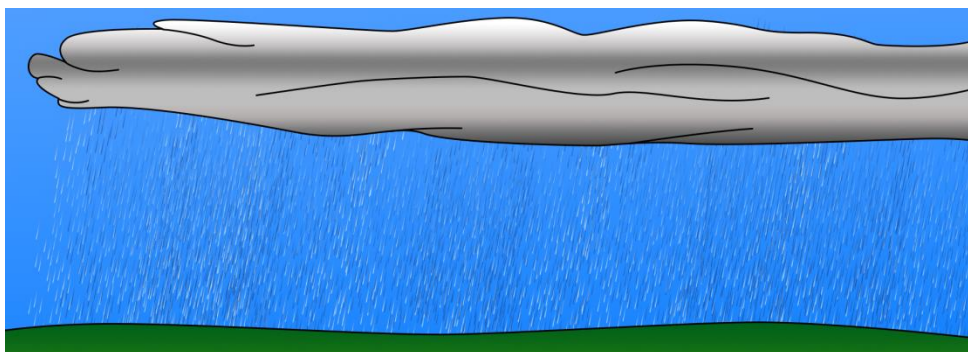


Fig. 5.26. Precipitații din nori stratiformi

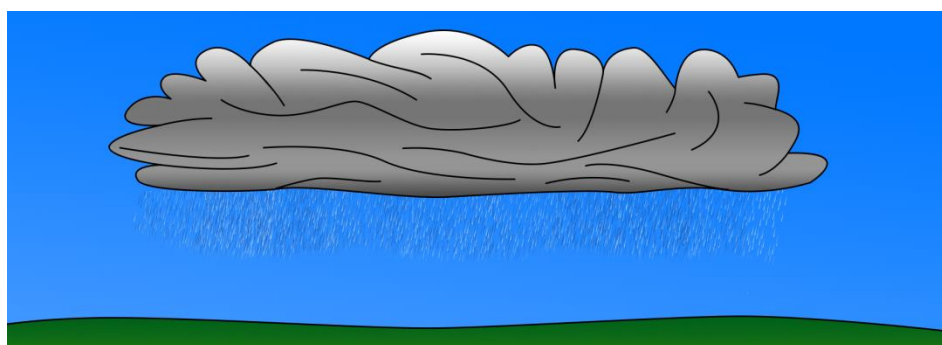


Fig. 5.27. Precipitații care nu ating solul - Virga

Intensitatea precipitațiilor se raportează cu ajutorul semnelor:

„ + “	precipitația este puternică	+SHRA
„ - „	precipitația este slabă	-SHRA
fără semn	precipitația este moderată	SHRA

Observații:

Ordinea raportării fenomenelor este importantă deoarece precipitația dominantă se trece prima.

RASN - ploaie cu ninsoare, SNRA - ninsoare și ploaie

5.6. Condițiile de zbor în fiecare tip de nori

Norii Cirrus - Cirrostratus. Prin acești nori avionul zboară având o vizibilitate redusă datorită aspectului lăptos determinat de masa de apă și a densității mai mari a cristalelor de gheață.

Norii Altcumulus. Avionul ar putea întâlni givraj slab la un zbor mai îndelungat prin acest tip de nori, depinzând însă de izotermele la care zboară. Vizibilitatea în acești nori este variabilă.

Norii Altostratus. Un avion care zboară prin acești nori poate fi afectat de givraj slab până la moderat, depinzând de izoterma de 0 °C, de grosimea norilor și de timpul zborului.

Norii Nimbostratus. Vizibilitatea în acești nori este scăzută, uneori sub 50 m, dar pentru un avion care zboară în acești nori pericolul este de apariție a givrajului sticlos datorită picăturilor de apă suprarăcite, care se găsesc într-un echilibru semistabil, dar care la trecerea

unui avion crează un dezechilibru rezultând givrajul sticlos.

Norii Stratocumulus. Poate apărea givraj moderat în acest tip de nori.

Norii Cumulus. Sunt nori care se dezvoltă ziua sub acțiunea curenților termici, iar pentru avioanele care zboară prin aceștia sau prin apropierea lor, există pericolul de turbulență de la moderat la puternic (dacă norii ajung la stadiul de Cumulus Congestus).

Norii Cumulonimbus. Sunt nori cu dezvoltare verticală mare, se caracterizează prin existența unor curenți verticali puternici și prin apariția fenomenelor orajoase. Caracterul de pericol este determinat și de rapiditatea cu care se dezvoltă, ceea ce determină ca piloții să evite apropierea de acest tip de nori.

5.7. Vizibilitatea. Fenomene care reduc vizibilitatea

Pentru piloții ce nu dețin calificare pentru zborul instrumental, vizibilitatea în timpul zborului reprezintă un element important din punct de vedere al organizării și siguranței zborului. Este nevoie de o linie a orizontului clară ca orientare în raport cu altitudinea aeronavei atât în axa tangajului și în înclinație, dar și de o vizibilitate reală pentru a observa solul în scopul navigației aeriene.

Vizibilitatea meteorologică este distanța cea mai mare pe orizontală la care un obiect specificat poate fi identificat pe timp de zi, cât de transparentă este atmosfera.

Cel mai important tip de vizibilitate, pentru un pilot care zboară după regulile de zbor la vedere, este **vizibilitatea înclinată** sau **oblică**. Acest tip de vizibilitate poate fi diferită față de vizibilitatea orizontală, de exemplu când există un strat de particule suspendate în aer (nori de tip stratiformi, ceață sau fum), strat care este menținut sub o inversiune termică. O situație des întâlnită este ceața la nivelul solului. Pentru un observator de la sol, **vizibilitatea orizontală** poate fi redusă până la câteva sute de metri, în timp ce **vizibilitatea verticală** poate fi nelimitată în condițiile unui cer senin.

Pentru un pilot care zboară deasupra unui aerodrom, pista de aterizare poate fi vizibilă în totalitate (vizibilitate orizontală nelimitată), dar poziționat pentru aterizare, pista poate fi greu sau imposibil de vizualizat.

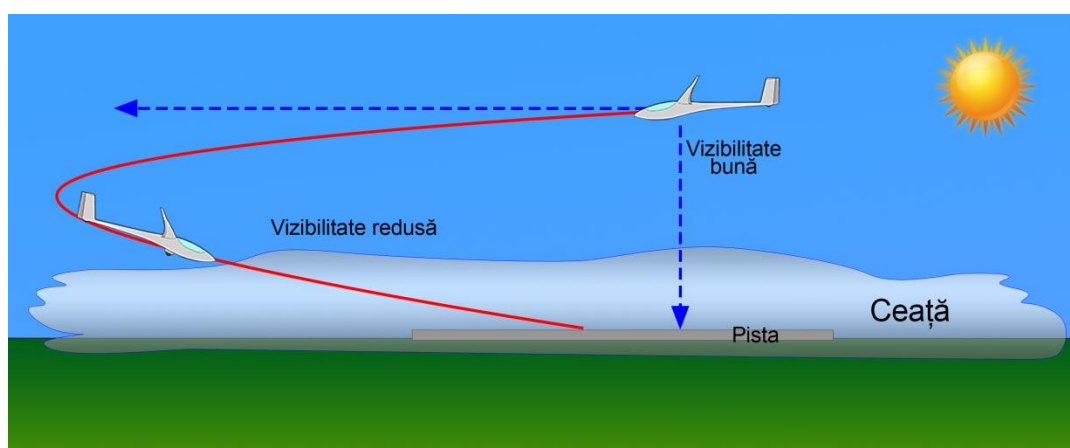


Fig.5.28. Vizibilitatea oblică redusă de ceață, fum sau nori stratiformi

Vizibilitatea orizontală reprezintă distanța cea mai mare la care un obiect negru poate fi recunoscut de către un observator pe timpul zilei, iar în timpul nopții distanța până la care se poate vedea o anumită sursă de lumină; este o măsură a clarității sau obscurității atmosferei.

Reducerea vizibilității se poate datora:

- Hidrometeorilor (ceață, aer cețos, precipitații sub formă de averse, burniță, transportul de zăpadă);
- Litometeorilor (fum, pâclă, praf, nisip, cenușă vulcanică, etc.);

Litometeorii reprezintă un ansamblu de particule solide, care se găsesc în atmosferă în stare de suspensie (plutire). Vântul și curenții verticali de aer contribuie la formarea și împrăștierea lor. Exemple de litometeorii: pâcla, transportul de praf sau nisip, furtuna de praf, vârtejul de praf.

Litometeorii reduc vizibilitatea atunci când în atmosferă este prezentă o inversiune termică sau este prezentă o masă de aer stabil (când nu există amestec turbulent).

- Fotometeorilor. Fenomene optice (luminoase) din atmosferă, create de reflecția, refracția, difracția sau interferența razelor de lumină solară sau lunară. Exemple de fotometeorii:

Haloul - cerc sau arc de cerc luminos care se produce în jurul Soarelui sau Lunii, atunci când există nori cirriforimi (cristale de gheață)

Coroana - o serie de inele colorate, centrate în jurul Soarelui sau Lunii. Se produce când există un strat de pâclă umedă, ceață sau un nor subțire, apărând difracția luminii

Gloria - una sau mai multe serii de inele colorate, observate în jurul umbrei proprii (umbra aeronavei), produse de difracția luminii de către micile picături de apă sau ceață

Curcubeul - arce de cerc concentrice, formate pe un ecran de picături de apă în atmosferă, de către razele Soarelui

Mirajul - perceperea imaginii unor obiecte îndepărtate, sub formă simplă sau multiplă, dreaptă sau răsturnată, mărită sau redusă în sens vertical

- Electrometeorilor. Manifestări vizibile sau audibile ale electricității atmosferice. Exemple electrometeorii:

Orajul - descărcarea bruscă a electricității în atmosferă, manifestată printr-o lumină scurtă și intensă (fulger) și printr-un zgomot sec și scurt sau un uruit prelung (tunet)

Focul Sfântului Elm - descărcare electrică luminoasă sub formă de raze, cu aspect de pământ (snop), de culoare violet sau verzuie. Se produce la suprafața unor corpuri, de exemplu aeronava în zbor, când câmpul electric din jurul acesteia este ionizat.

Aurorele polare/boreale - fenomene luminoase care apar în atmosfera înaltă sub formă de arcuri, benzi sau draperii, colorate în galben, verde, roșu sau violet.

Vizibilitatea redusă este asociată cu atmosfera stabilă, cu inversiuni termice și vânt slab.

Inversiunea termică are loc atunci când temperatura aerului crește odată cu înălțimea (nu scade cum este normal), acest proces poate acționa ca o pătură, oprind curenții verticali convectivi. Particulele în suspensie din aceste straturi de sub inversiune duc la formarea unui strat întunecos, cu vizibilitate redusă, cu precădere în zonele industriale. Aceste particule pot acționa ca particule care duc la condensare și pot ajuta la formarea ceții. Combinația dintre fum și ceață este cunoscută ca *smog*.

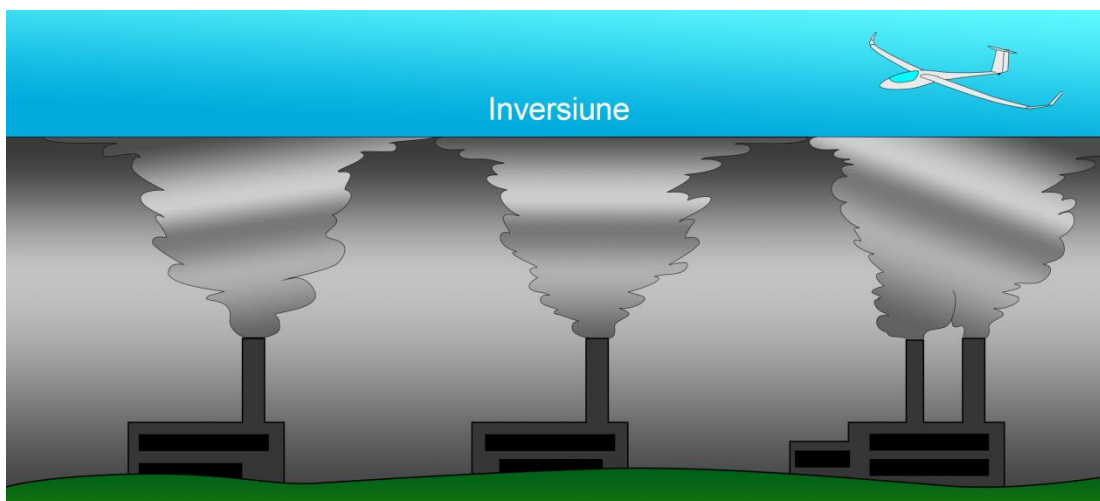


Fig. 5.29. Inversiunea termică ce duce la reducerea vizibilității

În continuare vom enumera și defini fenomenele meteorologice care influențează vizibilitatea:

Aerul cețos: atunci când vizibilitatea scade sub 10 km suspensia este denumită aer cețos. Acest aer cețos poate fi:

- dens: vizibilitate 1 - 2 km
- moderat: vizibilitate 2 - 4 km
- slab: vizibilitate 4 - 10 km

Ceața: atunci când vizibilitatea este mai mică de 1 km din cauza picăturilor fine de apă prezente în atmosfera adiacentă solului. Aceasta poate fi:

- foarte densă: vizibilitate 0 - 50 m
- densă: vizibilitate 50 - 200 m
- moderată: vizibilitate 200 - 500 m
- slabă: vizibilitate 500 - 1000 m

Ceața este periculoasă pentru aviație, obstacol la decolare dar mai ales la aterizare când se formează pe aeroportul de destinație.

Pâcla: este suspensia din atmosferă a unor particule litosferice uscate, extrem de mici care dau aerului un aspect opalescent. Pâcla este umedă dacă conține și picături fine de apă (smog). Vizibilitatea orizontală este mai mică de 5 km.

Ceața de radiație: se formează sau se accentuează la minima termică a zilei și dispare prin evaporare odată cu creșterea insolației (sau un vânt puternic care să o ridice). Este cauzată de răcirea solului în timpul nopții și răcirea prin conductivitate termică a aerului care se află în contact cu solul (aerul se răcește până ajunge la saturație). Este densă și persistentă la nivelul solului.

Condițiile necesare apariției ceții de radiație sunt: cer senin, umezeală relativă ridicată, inversiune termică și vânt slab. Se produce mai ales toamna și iarna, noaptea sau dimineața devreme, deasupra uscatului, în depresiuni și văi, în anticicloni și dorsale anticiclonice. Acest tip de ceață prezintă o frecvență neregulată și se întinde pe suprafețe mari, reprezentând un pericol pentru aeroporturi.

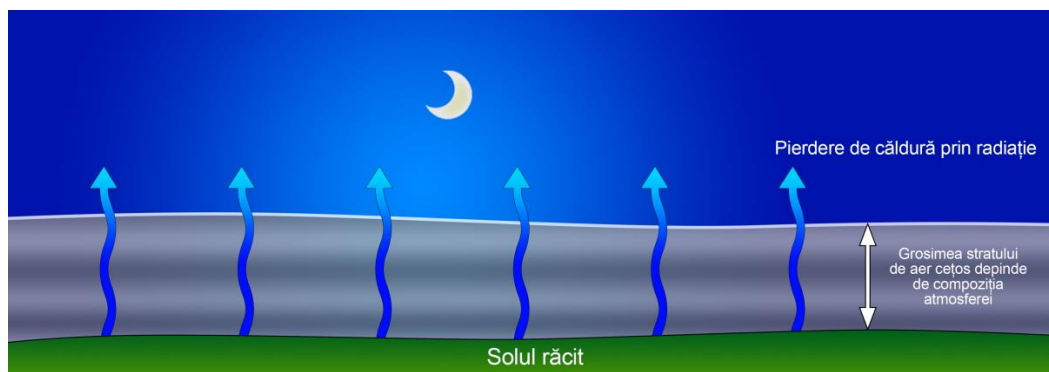


Fig. 5.30. Ceața de radiație

Dacă vântul este mai puternic de 7 noduri (knots) la nivelul solului se pot forma nori stratiformi.



Fig. 5.31. Formarea norilor stratiformi la nivelul solului

Ceața de advecție: apare la deplasarea unei mase de aer cald și umed peste o suprafață rece a pământului sau a apei. Condiții de formare: vânt de până la 8 m/s (pentru a mișca masa de aer), umezeală foarte apropiată de saturație (pentru a fi necesară o mică răcire), o suprafață rece și temperatura sub cea a punctului de rouă a masei de aer. Se dispersează la un vânt mai mare de 8 m/s (ceața se ridică și formează nori stratiformi). Vizibilitatea scade tot mai mult cu înălțimea. Se produce deasupra uscatului, mai ales în jumătatea rece a anului, atât ziua cât și noaptea, pe timp închis și cu radiație solară slabă.

Se poate menține timp îndelungat. Iarna se mai poate forma prin deplasarea maselor de aer tropical de la altitudine mică către cele mai reci sau la limita a doi curenți maritimi calzi și reci.

Deasupra ceții de advecție, în general, zborul se face în aerul lipsit de nori și mai cald. Ceața de advecție este periculoasă pentru aviație pentru că este densă și ocupă suprafețe mari la nivelul solului.

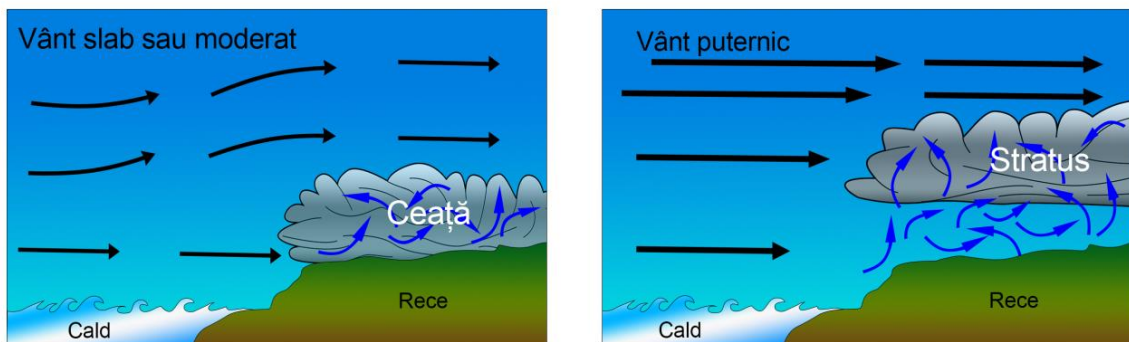


Fig. 5.32. Ceată sau nori stratiformi în cazul ceții de advecție

Ceața frontală: se produce la trecerea fronturilor sau în regiunile cu cea mai mare activitate ciclonică într-o zonă îngustă de-a lungul frontului, în masa rece separată de front; se deplasează repede odată cu frontul; intensitatea cea mai mare a ceții se găsește în zona cu ploaie caldă care a căzut în aerul rece înaintea frontului cald sau în spatele frontului rece.

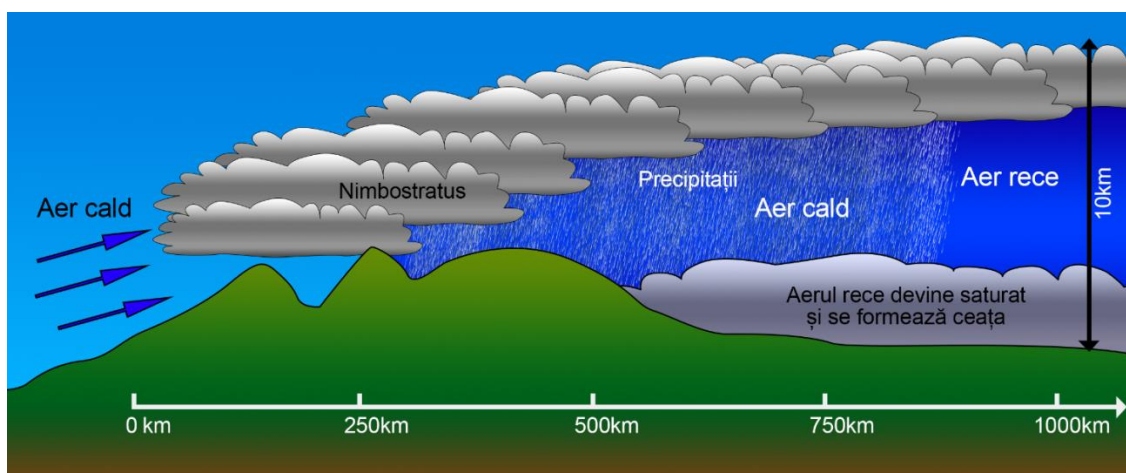


Fig. 5.33. Ceată frontală

Fumul: este format dintr-o suspensie de particule solide rezultate în urma arderilor. Se întâlnește în atmosfera stabilă și sub inversiuni, unde poate prezenta vizibilități reduse în funcție de cantitatea de fum, viteza și direcția vântului, distanța față de sursa de fum.

Praful: particule solide cu diametrul mai mic de 0,08mm. Dacă la sol vântul este puternic, particulele pot atinge înălțimi foarte mari.

Furtuna de praf / nisip: ansamblu de particule de praf și nisip ridicate cu putere de pe sol de un vânt puternic până la înălțimi mari. În această atmosferă vizibilitatea scade sub 1 km.

Transport de zapada la sol: ansamblu de particule de zapadă ridicate de vânt până la aproximativ 2m. Traiectoria particulelor este aproape paralelă cu suprafața solului, iar vizibilitatea este redusă doar în stratul din apropierea solului.

Transport de zăpadă la înălțime: ansamblu de particule de zapadă ridicate de vânt de pe suprafața solului până la o înălțime destul de mare, vizibilitatea verticală și orizontală sunt cu atât mai reduse cu cât fenomenul este mai intens.

Cenușa vulcanică: pulbere fină aruncată de un vulcan în erupție.



5.8. Glosar Termeni

Radiația nocturnă = Răcirea aerului pe timpul nopții poate produce inversiune termică într-o masă de aer, ceea ce poate duce la formarea unei păături de nori

Convecție = În timpul zilei, suprafața pământului se încalzește diferit, datorită neuniformității suprafețelor (contrastul dintre o suprațată închisă la culoare și o alta mai deschisă, exemplu cultură - pădure, suprafață de apă - uscat). Aerul de deasupra suprafeței mai calde se va încălzi la o temperatură mai mare decât cea a aerului înconjurător, devenind mai puțin dens și mai ușor. Aerul mai cald va urca și se va răci adiabatic. Când aerul a urcat până ce a atins temperatura punctului de rouă, va apărea condensarea și formarea norilor convectivi

Nebulozitatea = reprezintă gradul de acoperire al cerului, se măsoară prin apreciere vizuală sau instrumental cu nefoscopul, exprimându-se în optimi

Vizibilitatea meteorologică = este distanța cea mai mare pe orizontală la care un obiect specificat poate fi identificat pe timp de zi, cât de transparentă este atmosfera

5.9. Întrebări verificare

1. Norii formați prin convecție, ce au o formă pe verticală asemeni unui turn, sunt de tipul:
 - a. Altostratus
 - b. Cirrostratus
 - c. Cumulus Congestus
 - d. Stratocumulus
2. Norul cu cea mai mare extindere verticală și orizontală, ce poate atinge înălțimi considerabile, iar evitarea acestui tip de nor este obligatorie din punct de vedere al siguranței zborului:
 - a. Cumulus Congestus
 - b. Cumulonimbus
 - c. Altocumulus
 - d. Stratocumulus
3. Norii se clasifică după formă astfel:
 - a. Stratiformi, Cumuliformi, Cirriformi
 - b. Cumuliformi, Cirrus, Altostratus
 - c. Stratocumulus, Altostratus, Cumulus
 - d. Cumuliformi, Stratus, Altostratus
4. Ce semnifică termenul acoperire totală (Overcast):
 - a. Acoperire 8/8
 - b. Acoperire 1/8-2/8
 - c. Acoperire 5/8-7/8
 - d. Acoperire 0/8
5. Ce tip de ceață se formează sau se accentuează la minima termică a zilei și dispare prin evaporare odată cu creșterea insolației?
 - a. Ceața de advecție
 - b. Ceața de radiație
 - c. Ceața frontală
 - d. Smog-ul



SPAȚIU LĂSAT LIBER INTENȚIONAT

6. Masele de aer și fronturile atmosferice

6.1. Formarea maselor de aer

Masele de aer sunt volume mari de aer în care elementele meteorologice păstrează o anumită uniformitate în funcție de influența suprafeței terestre.

Dintre mărimile ce caracterizează o masă de aer, de cea mai mare importanță sunt: temperatura ($T^{\circ}\text{C}$) și umezeala specifică ($s\text{-g}/\text{kg}$). Întrucât ambele mărimi sunt în funcție de gradul de încălzire și conținutul de vapori de apă al solului, rezultă că aceste caracteristici ale suprafeței terestre vor influența în primul rând procesele de formare a maselor de aer.

Prin staționarea îndelungată într-o anumită regiune geografică, aerul împrumută caracteristicile acelei regiuni. Masele de aer se definesc prin omogenitatea proprietăților pe mari întinderi geografice.

Asemenea regiuni sunt:

- câmpurile de gheață arctice și antarctice ale calotelor polare și regiunile continentale acoperite cu gheață sau zăpadă;
- regiunile calde ale pustiurilor;
- regiunile calde oceanice;
- zona pădurilor ecuatoriale caracterizate prin temperatură și umiditate foarte mari.

Procesele prin care suprafața terestră împrumută caracteristicile sale aerului din preajma sa sunt: turbulența, convecția și radiația.

6.2. Clasificarea maselor de aer

Masele de aer se clasifică în funcție de: temperatură, umiditate, stabilitate și după criteriul geografic.

Clasificarea după criteriul termic:

- mase de aer cald: la pătrunderea într-o anumită zonă determină creșterea temperaturii în acea zonă;
- mase de aer rece: la pătrunderea într-o anumita zonă determină scăderea temperaturii în acea zonă;

Clasificarea după conținutul de vapori de apă:

- mase de aer umed;
- mase de aer uscat;

Clasificarea din punctul de vedere al dinamicii:

- mase de aer stabil;
- mase de aer instabil;

Clasificarea după criteriul geografic:

- mase de aer arctic (A) și antarctic (AA);

- mase de aer polar sau temperat (P);
- mase de aer tropical (T).

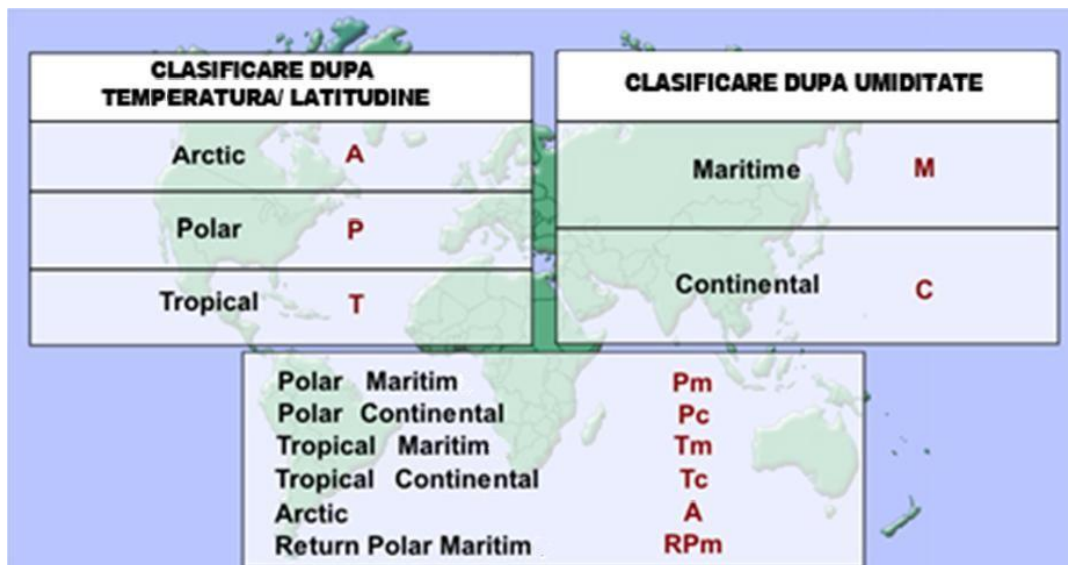


Fig 6.1. Clasificarea maselor de aer

6.3. Descrierea maselor de aer

Aerul arctic (A) se formează la latitudini mai mari de 70°. Din punct de vedere termic aerul arctic constituie cea mai rece masă de aer. Se caracterizează prin puternice inversiuni termice și umezeală specifică redusă. Aerul arctic are o transparență foarte mare (>100 km) și turbulență redusă.

Aerul arctic este de două feluri: *continental (c)* și *maritim (m)*. Aerul cA pătrunde în Europa dinspre mările Kara și Barents (adică dinspre N și NE). Are extindere verticală redusă. Aerul mA ajunge în Europa venind dinspre Groenlanda și Arhipelagul Spitzberg (adică din N și NV) și se încălzește la trecerea peste Marea Norvegiei. Are extinderea verticală mai mare decât a maselor de aer continental arctic, adică 3-5 km.

Aerul polar (P) se formează în zona latitudinilor temperate ale oceanelor și continentelor existând aer *polar maritim (mP)* și aer *polar continental (cP)*.

Vara, aerul maritim polar este instabil. Deoarece continentele sunt mai reci iarna decât oceanul, aerul maritim polar se răcește repede în apropierea solului, determinând formarea inversiunilor termice și implicit o stabilizare a sa. Din cauza răcirii puternice apare ceața persistentă. Aerul continental polar poate proveni din transformarea aerului arctic sau a celui maritim polar. Aerul continental polar ia naștere în anticiclonele din Siberia și Europa răsăriteană, dar și în cele din Scandinavia. Aerul mP se formează iarna în Anticiclona Canadiană ca aer polar continental, dar la traversarea Oceanului Atlantic se încălzește și devine aer maritim polar. Vara se formează în nordul Oceanului Atlantic.

Aerul tropical (T) se formează în regiunile subtropicale și este de două feluri: *maritim tropical (mT)* și *continental tropical (cT)*.

Aerul maritim tropical se formează deasupra oceanelor, de exemplu deasupra Insulelor Azore (Anticicloul Azoric). Acest aer este instabil vara când pătrunde pe continente. În timpul iernii aerul maritim tropical care pătrunde pe uscat generează ceață și nebulozitate. Aerul continental tropical se formează în nordul Africii și sud-vestul Asiei. Are umezeală relativă foarte scăzută. Dacă în timpul deplasării străbate întinderi de apă, absoarbe o mare cantitate de vapori de apă, devenind instabil (mai ales în timpul nopții). Iarna aerul continental tropical se răcește în timpul deplasării spre nord, cu precădere în stratul inferior al troposferei, unde atinge starea de saturație și formează mase noroase. Aerul continental tropical are un conținut ridicat de pulberi și din această cauză are un grad înalt de opacitate.

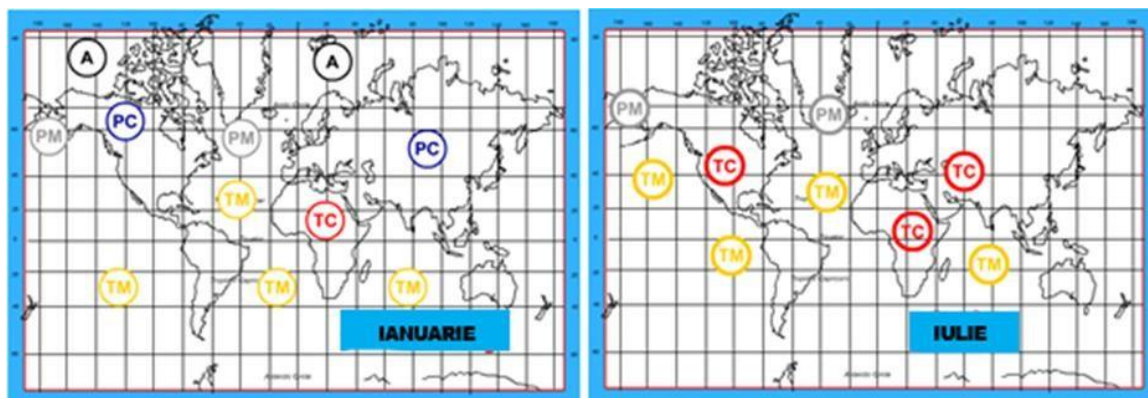


Fig 6.2. Poziționarea maselor de aer în luna ianuarie respectiv iulie

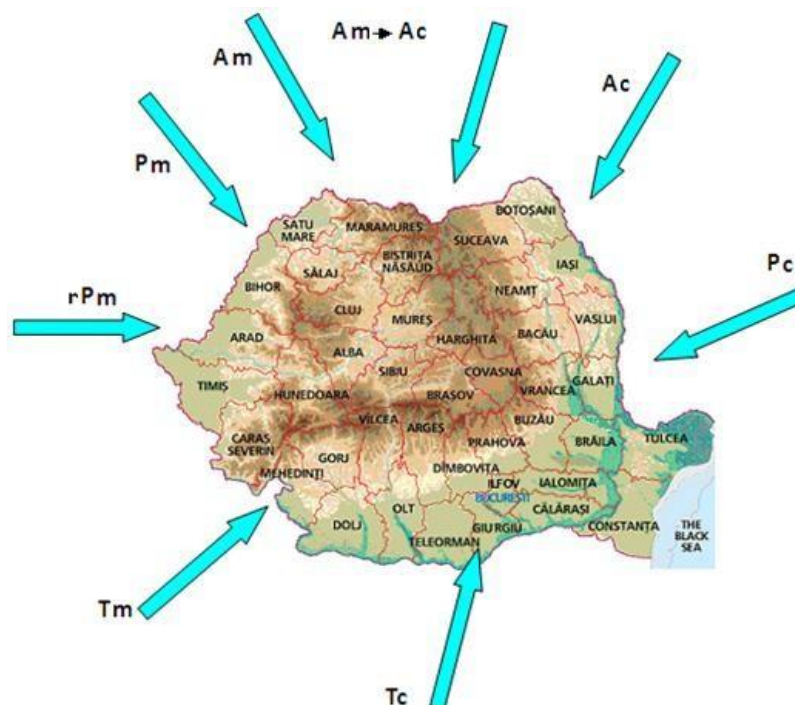


Fig 6.3. Masele de aer ce străbat teritoriul României

6.4. Fronturile atmosferice

6.4.1. Structura generală, condiții de formare și clasificarea fronturilor

Zona îngustă de interferență dintre două mase de aer cu proprietăți fizice diferite (temperatură, umezeală, etc), se numește *front atmosferic* (Fig 6.4.).

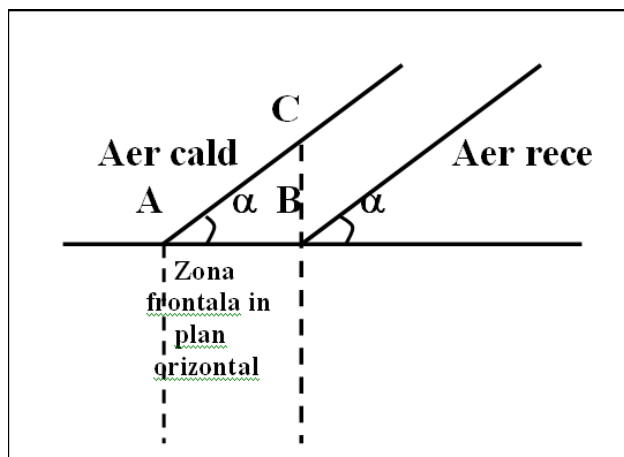


Fig 6.4. Zona frontală

Frontul atmosferic nu este o suprafață geometrică lipsită de grosime. Trecerea de la o masă la alta se face pe tot întinsul unui strat de aer de o anumită grosime verticală (de la câteva sute de metri până la câțiva kilometri - BC).

Lățimea orizontală a frontului (AB) poate ajunge până la 50 m. Suprafața frontală este înclinată către masa de aer rece sub un unghi α (față de orizontală). Unghiul α este, în general, foarte mic: $g \alpha \approx 1/100 \div 1/200$.

Lungimea fronturilor poate fi mare, depinzând de extinderea orizontală a maselor de aer.

Pe verticală, frontul atmosferic se poate extinde până la limita superioară a troposferei.

O suprafață frontală apare în atmosferă dacă sunt îndeplinite două condiții esențiale:

- de o parte și de alta a viitorului front să existe deja două mase de aer cu proprietăți fizice diferite, cum ar fi o masă caldă în vecinătatea unei mase reci;
- circulația maselor de aer să se facă astfel încât să se mențină un contact cât mai strâns între ele, pentru ca în zona de tranziție proprietățile lor să varieze în mod brusc.

Procesul de formare a fronturilor atmosferice se numește *frontogeneză*, iar procesul de destrămare *frontoliză*.

În funcție de direcția de deplasare, de caracterul și de intensitatea elementelor meteorologice, fronturile atmosferice se împart în:

- a. fronturi calde;
- b. fronturi reci;
- c. fronturi ocluse.

6.4.2. Caracteristicile generale ale fronturilor atmosferice

Frontul cald este frontul care se deplasează în direcția masei reci. Masa de aer cald o substituie pe cea rece. Aerul cald alunecă peste aerul rece iar masa rece se retrage încet la nivelul solului. Deplasarea frontului cald este mai lentă decât deplasarea frontului rece. Aerul cald în urcare se răcește, vaporii de apă condensează și apare sistemul noros alcatuit din norii: Ci, Cs, As și Ns. Frontul cald este simbolizat pe hărțile sinoptice prin culoarea roșu. Schema de principiu a frontului cald este prezentată în Fig 6.5.:

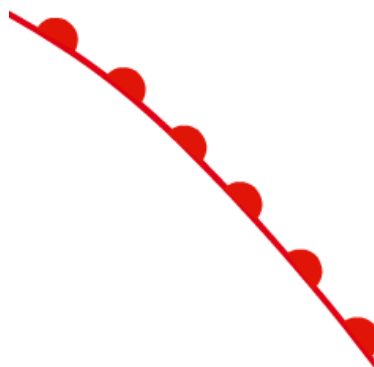
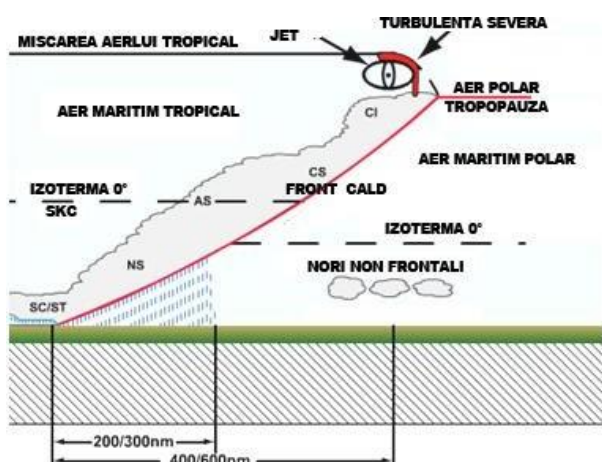


Fig 6.5. Frontul cald

Frontul cald este precedat de norii Ci (care se află la 800-1000 km înaintea frontului) și de o zona de scădere a presiunii. Tot în fața frontului pe circa 300 km vara și 400 km iarna se află zona precipitațiilor. Zona de precipitații este mai extinsă iarna pentru că în acest anotimp cad precipitații nu doar din norii Ns ci și din norii As (precipitații slabe). După ce frontul a trecut, precipitațiile încetează, cerul devine variabil iar temperatura crește.

Frontul rece este frontul care se deplasează în direcția masei calde de aer. Masa de aer rece dislocă masa caldă. Aerul rece pătrunde pe sub aerul cald, forțându-l să urce. La trecerea frontului rece are loc răcirea vremii. Frontul rece este simbolizat pe hărțile sinoptice prin culoarea albastru.

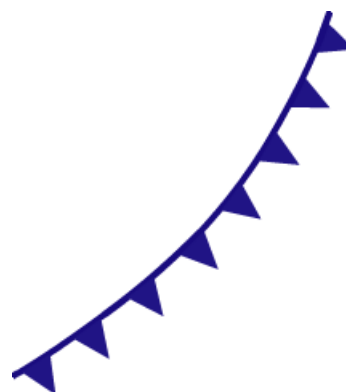
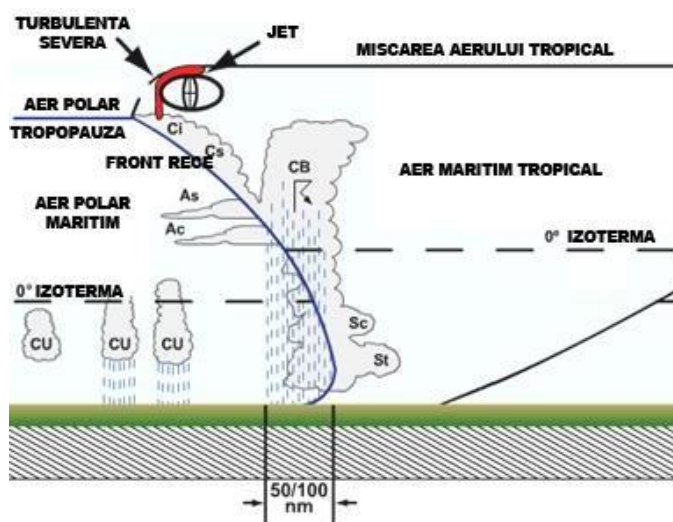


Fig 6.6. Frontul rece

Frontul rece este de două feluri:

- a. frontul rece de ordinul I ;
- b. frontul rece de ordinul II .

Frontul rece de ordinul I este frontul în care de-a lungul întregii suprafețe frontale a acestuia, se observă ascensiunea aerului cald. Norii caracteristici pentru acest front sunt: Cs, As și Ns, însoțiți uneori de norii Cb. Deplasarea acestui tip de front este relativ lentă. Zona de precipitații este dispusă cu precădere în spatele liniei frontului și are o lățime de circa 100-150 km. Acest tip de front se observă, de regulă, în timpul iernii.

Frontul rece de ordinul II este frontul în care de-a lungul părții superioare a suprafeței acestuia, se observă descendența aerului cald iar în partea inferioară, ascendența acestuia. Aceste fronturi se deplasează cu viteză destul de mare. Norii caracteristici acestor fronturi sunt Cu și Cb însoțiți de Sc, Ac, și Cc. Precipitațiile în cazul acestui tip de front sunt sub formă de averse și se întind pe circa 70-100 km de ambele părți ale frontului. În timpul verii fronturile reci de ordinul II dau naștere fenomenelor orajoase și vijeliilor.

Frontul oclus ia naștere atunci când un front rece situat în spatele unui front cald, se deplasează mai repede decât frontul cald și ajungându-l se contopește cu acesta. Pe porțiunea în care a avut loc joncțiunea frontului rece cu cel cald, la suprafața solului nu mai există aer cald, deoarece este dislocat în sus și se extinde deasupra masei reci care limitează frontul oclus. Frontul oclus este simbolizat pe hărțile sinoptice prin culoarea violet.

Fronturile ocluse sunt de două feluri:

- a. fronturi ocluse cu caracter cald ;
- b. fronturi ocluse cu caracter rece.

Frontul oclus cald este frontul în care masa de aer din spatele acestuia este mai caldă decât cea din fața lui. Partea inferioară a frontului care coboară până la suprafața pământului poartă numele de front cald inferior. Pe lângă frontul cald inferior mai există un front rece superior (Fig 6.7.). Norii caracteristici acestui tip de front sunt Ci, Cs, As, Ns, Cb și Sc.

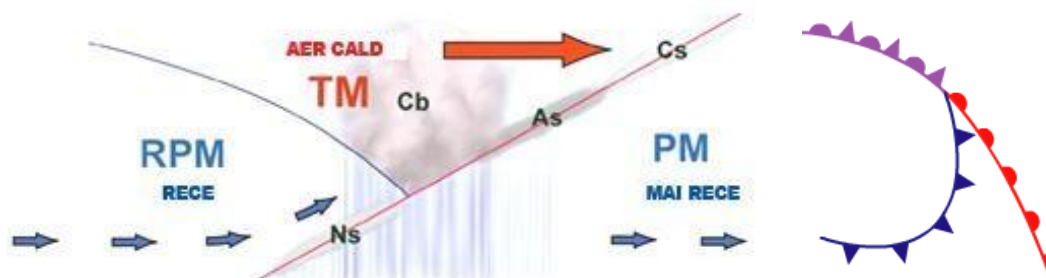


Fig 6.7. Frontul oclus cald

Precipitațiile se produc de ambele părți ale frontului. Acest tip de front apare în perioada rece a anului, în timpul pătrunderii aerului maritim polar pe continent.

Frontul oclus rece este frontul în care masa de aer rece ce înaintază în spatele frontului oclus este mai rece decât masa de aer care se află în fața acestuia. În cazul frontului oclus cu caracter rece, frontul inferior este rece iar cel superior este cald (Fig 6.8). Pentru acest tip de front sunt caracteristici norii: Ci, Cs, As, Sc, Ns și Cb.

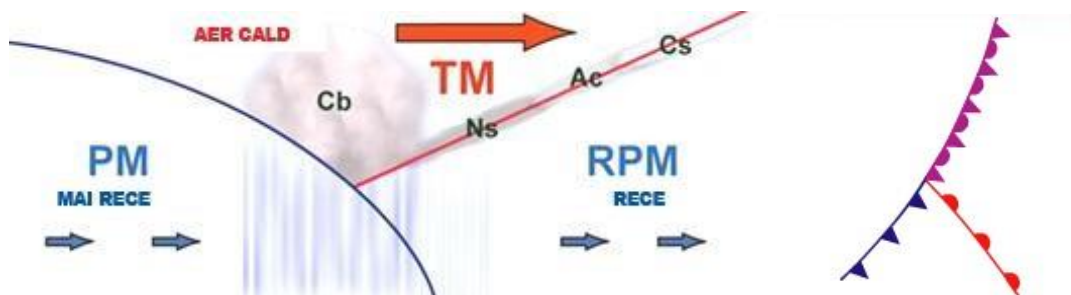


Fig 6.8. Frontul oclus rece

Precipitațiile cad de ambele părți ale frontului. Frontul oclus rece se observă la pătrunderea maselor de aer maritim polar pe continent în timpul verii. Aerul maritim polar este mai rece decât aerul continental polar și este instabil.

Fronturi staționare. O parte a frontului poate avea la un moment dat caracter staționar, atunci când aerul rece și cel cald din cele două mase de aer învecinate se deplasează paralel, în același sens sau chiar în sens invers. Pe o hartă sinoptică de sol astfel de fronturi se desfășoară paralel cu izobarele fiind caracteristice latitudinilor temperate în timpul iernii. Din astfel de fronturi se nasc undulații ale frontului polar prin dezechilibru dezvoltându-se depresiuni.

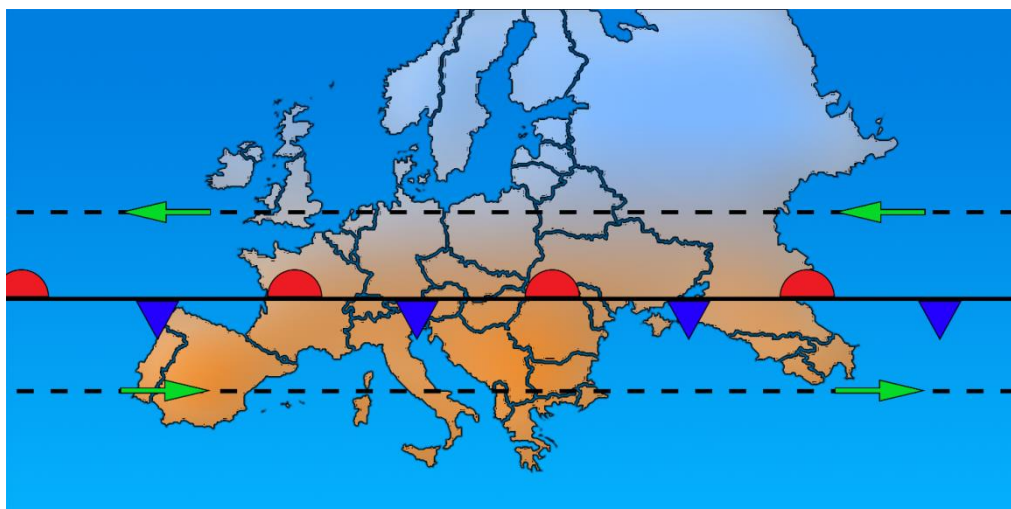


Fig. 6.19. Front staționar



6.5. Glosar Termeni

Masele de aer = sunt volume mari de aer în care elementele meteorologice păstrează o anumită uniformitate în funcție de influența suprafeței terestre

Front atmosferic = Zona îngustă de interferență dintre două mase de aer cu proprietăți fizice diferite (temperatură, umezeală, etc)

Frontogeneză = Procesul de formare a fronturilor atmosferice

Frontul oclus = ia naștere atunci când un front rece situat în spatele unui front cald, se deplasează mai repede decât frontul cald și ajungându-l se contopește cu acesta

6.6. Întrebări verificare

1. Procesul prin care se formează fronturile atmosferice se numește:
 - a. Front atmosferic
 - b. Frontogeneză
 - c. Frontoliză
 - d. Front primar
2. Fronturile atmosferice se împart în:
 - a. Fronturi calde, fronturi reci
 - b. Fronturi calde, fronturi reci, fronturi ocluse
 - c. Fronturi calde, fronturi ocluse
3. Norii caracteristici frontului cald:
 - a. Ci, Cs, As , Ns
 - b. Ci, Cc, Ac, Ns
 - c. Ci, Cs, Ac, Ac Lenticularis
 - d. Cb, Cu, As, Ac
4. Cu ce culoare este simbolizat frontul rece pe hărțile sinoptice?
 - a. Albastru
 - b. Roșu
 - c. Mov
 - d. Verde
5. Cum se definește frontul rece?
 - a. Frontul care în deplasarea sa dislocă masa de aer cald și o înlocuiește
 - b. Frontul care în deplasarea sa dislocă masa de aer rece și o înlocuiește
 - c. Frontul care ia naștere atunci când un front rece situat în spatele unui front cald se deplasează mai repede decât frontul cald
 - d. Frontul care ia naștere atunci când un front rece situat în spatele unui front cald se deplasează mai încet decât frontul cald



SPAȚIU LĂSAT LIBER INTENȚIONAT

7. Givrajul

Givrajul este un depozit de gheață, opacă sau transparentă care aderă la anumite suprafețe ale unei aeronave, în special la acele elemente expuse vântului și la cele având părți unghiulare (borduri de atac, vârfuri de antenă, nituri etc.).

7.1. Procesul de formare

Se disting trei tipuri de formare a givrajului pe un avion:

- a. prin încetarea stării de apă suprarăcită;
- b. prin înghețarea apei aflate în stare lichidă;
- c. prin desublimare.

Încetarea stării de apă suprarăcită: apa există în stare suprarăcită în mare cantitate în atmosferă (nori, precipitații suprarăcite). Această apă suprarăcită se transformă în givraj pe avion. Cantitățile de gheață depozitate pe aeronavă vor depinde de concentrația de apă suprarăcită din nori, de dimensiunea picăturilor sau de intensitatea precipitațiilor.

Înghețarea apei aflate în stare lichidă: această posibilitate se întâlnește în rarele cazuri în care apa aflată în stare lichidă, la temperatură pozitivă, rămâne lipită pe anumite părți exterioare ale aeronavei (decupări interioare, încastrări ale articulațiilor etc.) și se transformă în gheață atunci când temperatura mediului ambiant devine negativă.

Această formă de givraj se poate produce după curățarea la sol a unui avion acoperit de zăpadă sau degivrat și neuscat în momentul în care decolează la temperaturi negative. Acest tip de givraj poate provoca mai ales blocarea comenzilor.

Desublimarea: reprezintă transformarea directă a vaporilor de apă în gheață. Acest fenomen se întâlnește mai ales la sol dar și la înălțime în afara norilor, într-un mediu foarte umed și pe un avion foarte rece (în coborâre, când avionul a zburat înainte la nivele de croazieră la altitudini mari).

7.2. Clasificarea givrajului

7.2.1. Clasificarea cantitativă a givrajului

Dacă notăm cu Q cantitatea de apă suprarăcită conținută în atmosferă, tabelul următor exprimă intensitatea givrajului :

Intensitatea givrajului	Cantitate de apă suprarăcită	Fenomenele corespunzătoare
Slab	$0 < 0,6 \text{ g / m}^3$	As, Ns, Sc stabili, brumă, ceața, St puțin denși și Ac slab instabili.
Moderat	$0,6 \text{ g / m}^3 < 0 < 1,2 \text{ g / m}^3$	Ceața și St denși, Ns, Ac și Sc instabili, Cu și Cb.

Puternic	$0 > 1,2g / m^3$	Ceața, în mod excepțional St, Ac foarte instabili, Cu, Cb și precipitații suprarăcite.
----------	------------------	--

Temperaturile favorabile pentru apariția givrajului sunt :

- pentru norii stabili : de la 0 la $-10^{\circ}C$; givrajul apare mai rar pentru o temperatură mai mică de $-18^{\circ}C$;
- pentru norii instabili : de la 0 la $-15^{\circ}C$, dar cu givraj frecvent până la $-30^{\circ}C$.

7.2.2. Clasificarea givrajului după forma depunerii

După condițiile de formare, depunerile de gheață pe avioane se pot prezenta sub următoarele forme:

- a. sub formă de brumă;
- b. sub formă de chiciură;
- c. sub formă de gheață opacă;
- d. sub formă de gheață sticloasă sau transparentă (denumită uneori și polei).

a). Givrajul sub formă de brumă.

Aspect: Depozit de gheață, cu aspect cristalin, luând cel mai des forma de solzi, ace, pene sau evantai.

Proces de formare: se formează prin desublimare, adică transformarea vaporilor de apă în gheață. Acest tip de givraj se depune pe tot avionul și se produce la sol sau pe timpul coborârii (avionul este mai rece decât aerul prin care zboară).

Consecințe: acest givraj este slab și nu afectează puternic masa avionului și nici caracteristicile sale aerodinamice.

b). Givrajul sub formă de chiciură.

Aspect: este un depozit alb, cristalin, cu granule mari, care se formează de obicei la temperaturi sub $-10^{\circ}C$ în norii constituiți din picături mici de apă și cristale de gheață. Stratul are aspect neuniform și margini proeminente, asemănătoare cu niște ace sau bare.

Proces de formare: înghețarea rapidă a picăturilor foarte mici suprarăcite într-un mediu noros stabil. Înghețarea rapidă a picăturilor de apă și a cristalelor de gheață provoacă incluziuni de aer între fiecare element înghețat și conferă gheții un aspect opac. Depozitul se extinde prin îngroșare către înainte. Givrajul sub formă de chiciură se formează în norii stabili (As, Ns). Poate fi de asemenea întâlnit în ceața de radiație la temperaturi ușor negative.

Consecințe: acest givraj are intensitate slabă, câteodată moderată. Cantitatea mică de gheață depusă și aspectul său casant nu pun probleme serioase pentru avioanele echipate cu sisteme de degivrare la bord.

c). Givrajul sub formă de gheață opacă (granulară).

Aspect: este o depunere albă, opacă și granulară, formată din grăunțe fine și opace de gheață, fulgi de zăpadă, lapoviță sau măzărice care are suprafața neregulată și aspră.

Proces de formare: depunerea se formează în norii ondulați (Stratus, Stratocumulus, Altocumulus), constituiți din picături foarte mici de apă suprarăcită și cristale de gheață, la temperaturi cuprinse între 0 și -28°C , întâlnindu-se mai frecvent între 0 și -10°C .

Consecințe: gheața granulară se depune pe partea exterioară a bordurilor de atac, sub diferite forme. Când în nor există zăpadă sau lapoviță, depozitul se mărește, deformând, din cauza protuberanțelor, bordul de atac. Se mai formează pe proeminențe sub forma unor protuberanțe neregulate.

d). *Gheața sticloasă sau limpede (poleiul).*

Aspect: depozit de gheață în general omogenă și transparentă, cu aspect sticlos și neted. Acest tip de depunere se formează pe bordurile de atac și tinde să se întindă de-a lungul aripilor.

Proces de formare: înghețarea lentă a picăturilor mari de apă suprarăcite într-un mediu instabil, sau stabil dar cu concentrație foarte mare de apă (mai ales pentru temperaturi cuprinse între 0 și -10°C).

Căldura degajată prin schimbarea stării de agregare a apei (apa suprarăcită în gheață) permite picăturilor să se întindă înainte de a îngheța. Picăturile care urmează sunt supuse aceleiași evoluții, se întind, îngheață și formează un depozit de gheață compactă și transparentă (fără incluziuni de aer). Depozitul poate atinge 10 cm în grosime.

Gheața sticloasă este asociată norilor convectivi Cu, Cb, Ac. Poate fi de asemenea întâlnit în ceață și mai ales în precipitațiile suprarăcite (ploaie sau burniță).

Consecințe: acest givraj care are intensitate puternică este foarte periculos. Din fericire apare destul de rar, sub forma sa teoretică pură și nu afectează decât volume restrânse de aer.

7.2.3. Givrajul în norul Cumulonimbus și în zonele frontale

Givrajul în norul Cumulonimbus.

Mișcările ascendente și descendente din vecinătatea izotermei de 0°C pot provoca prezența ploii suprarăcite și producerea givrajului transparent sau a poleiului. Acest tip de givraj are intensitate puternică. El este de departe cel mai periculos și afectează întreaga suprafață a avionului. S-au putut observa depuneri de gheață, pe avioane de transport de tip mediu, care au atins câteva tone în câteva minute.

Givrajul în zonele frontale

În afara givrajului care se întâlnește în norii cu temperaturi negative, se mai poate întâlni givraj în afara norilor din apropierea unui front.

Zona propice formării poleiului se găsește sub suprafața frontală, deci în fața frontului, deasupra izotermei de 0°C unde poate exista ploaie suprarăcită.

Ca efect, deasupra suprafeței frontale, la temperaturi pozitive pot exista precipitații sub formă de ploaie. Picăturile de apă, în mișcarea lor de cădere, traversând suprafața frontală ajung într-o zonă unde temperatura este negativă. Răcirea lentă la care sunt supuse acestea este propice stării de suprarăcire. Picăturile de apă lichidă se transformă atunci în ploaie cu apă suprarăcită, care se transformă în polei la trecerea unui avion.

Același raționament poate fi aplicat și frontului rece sau a unei ocluziuni. În concluzie, poleiul se întâlnește în general:

– întotdeauna în masa de aer rece

- în fața frontului cald
- în spatele frontului rece
- de-o parte și de alta a unei ocluziuni

7.2.4. Depunerea de gheață și proprietățile aerodinamice ale aeronavei

Din punctul de vedere al înrăutățirii proprietăților aerodinamice ale avionului, depunerea de gheață se poate forma:

- a. perpendicular față de curentul de aer, care conturează avionul (gheața în formă de jgheab);
- b. de-a lungul curentului de aer.

Gheața în formă de jgheab.

Formarea ei depinde de temperatura în punctul critic al bordului de atac (un punct al profilului bordului, în care energia cinetică a fileului de aer perpendicular pe profil se transformă în căldură - încălzire cinetică).

În norii constituiți din picături de apă, încălzirea cinetică este cu 30-40% mai mică decât în afara norilor, din cauza evaporării parțiale sau totale a picăturilor de apă care se lovesc de aeronavă.

Din cauza încălzirii cinetice, temperatura în punctul critic (numită temperatura de frânare) este mai ridicată decât în aerul înconjurător; pe măsura îndepărtării de acest punct, ea scade, astfel că partea frontală a aripii givrează mai greu decât spatele ei. Dacă în punctul critic temperatura este pozitivă, iar la o mică distanță ea este negativă, pe bordul de atac apa nu îngheață, ci este suflată spre părțile mai reci ale planului. În acest caz, gheața se formează pe ambele părți ale bordului de atac. Atunci când în punctul critic temperatura este negativă, iar în nori conținutul de apă este mare, gheața se depune și pe bordul de atac, sub formă de ciupercă.

Gheața în formă de jgheab are o structură amorfă. Ea se formează în zborul prin norii cu conținut mare de apă și compuși din picături mari de apă suprarăcită sau în zona ploii suprarăcite (gheața sticloasă).

Gheața de-a lungul curentului

Se formează în norii cu conținut redus de apă lichidă; ea poate avea următoarele aspecte:

- a. gheața transparentă, cu suprafața netedă și structură amorfă; se depune la temperaturi negative, apropiate de 0° , în zborul prin norii Altocumulus, Stratocumulus sau din ploaia suprarăcită care provine din norii Nimbostratus;
- b. gheața opacă, cu structură cristalină și culoare lăptoasă (gheața de porțelan), se formează în norii cu conținut mai mare de apă lichidă și cu temperaturi mai coborâte, acolo unde se întâlnește și zăpada umedă;
- c. gheața sub formă de chiciură sau brumă, cu structură fibroasă și suprafața aspră, se formează în norii constituiți din picături foarte mici de apă și cristale de gheață, la temperaturi foarte coborâte (-20°).

7.3. Influența givrajului asupra zborurilor aeronavelor

Givrajul poate afecta: bordul de atac al aripilor, ampenajul sau elicele, parbrizul, antenele radio și radar, tubul Pitot și carburatorul sau reactorul.

Când se depune pe aripi și ampenaj, modifică forma suprafeței portante; acestea sunt construite într-o anumită formă pentru permiterea scurgerii normale a aerului de-a lungul suprafețelor superioare și inferioare. Odată apărută, gheața se îngroașă și se extinde treptat, până când suprafețele devin complet deformate. Astfel scurgerea aerului devine dislocată, rezistența la înaintarea crește, portanța scade.

Pericolele pe care le reprezintă gheața, se datorează mai mult formei depunerii, decât cantității.

Întrucât coeficientul aerodinamic devine minim, viteza de angajare a avionului crește.

Când se formează pe palele elicelor în zbor, nu se poate observa acumularea, dar se vede pe coiful elicei. Pala poate deveni rotunjită, ducând la ineficiența înaintării avionului. Depunându-se neregulat pe elice, încep vibrații exagerate ale motorului și zgomot datorită proiectării gheții pe fuselaj. Zborul devine periculos din cauza deformării paletelor.

Când se formează pe parbriz, acumularea gheții reduce vizibilitatea pilotului.

Când se formează pe antena radar, împiedică funcționarea acesteia. Pe antenele radio acumularea gheții împiedică adesea comunicațiile radio până la întreruperea lor.

Gheața care se formează în tubul Pitot, afectează indicatorul de viteză al avionului față de aer. Gheața îngroșându-se, diminuează scurgerea aerului și falsifică indicațiile de viteză.

Gheața se poate forma în carburator, chiar la temperaturi pozitive ale aerului și chiar în zbor pe timp senin. Aerul scurgându-se rapid în carburator (unde se consumă căldură și datorită evaporării carburantului), dilatându-se se reduce mult temperatura, ducând la sublimarea vaporilor de apă pe pereții interni. Givrajul carburatorului determină pierderea treptată a puterii și deci scăderea vitezei în raport cu aerul.

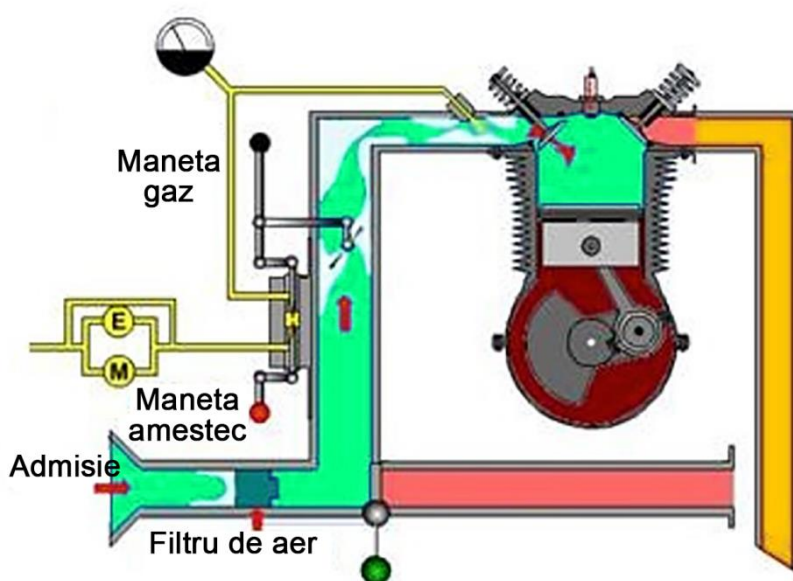


Fig 7.1. Givrarea sistemului de admisie

În concluzie givrajul poate afecta aeronavele prin:

- reducerea coeficientului aerodinamic al avionului
- reducerea portanței
- creșterea vitezei de angajare
- creșterea consumului de carburant
- reducerea manevrabilității aeronavei

În zbor trebuie să se evite virajele și urcările abrupte, iar la coborâre să se mențină viteze suficiente de mari pentru evitarea angajării, dacă aeronava a givrat.

Unele aeronave sunt prevăzute cu echipamente de degivrare: mecanic, termo-electric sau chimic.

Cu toate acestea orice pilot trebuie să cunoască condițiile meteorologice în care se produce givrajul, tipurile de givraj și modul de evitare a acestuia.

Indicații privind zborul în condiții de givraj:

- a. se ocolește zona sau se zboară sub izoterma de 0°C
- b. în nori trebuie evitată zona dintre izotermele 0 și -15°C , după informarea dată de meteorolog sau calculând poziția acestor izoterme după temperatura de la sol și rata scăderii temperaturii pe verticală (gradientul termic)
- c. la decolare sau la aterizare, trecându-se prin norii care dau givraj trebuie mărită viteza pentru scurtarea timpului prin astfel de condiții
- d. când decolarea are loc în partea din vânt, trebuie să se evite zona periculoasă, urcându-se la distanță față de munți; de asemenea la coborâre, mai ales în partea de sub vânt, trebuie păstrată distanța față de creastă și față de pantă
- e. în cazul ploii suprarăcite, trebuie să se urce în aerul cald de deasupra suprafeței frontale (deasupra izotermei de 0°C), unde se recomandă să se zboare, mai sus fiind de asemenea periculos
- f. ploaia care îngheață înainte de căderea pe avion, nu reprezintă pericol prea mare, nefiind aderentă; în acest caz, nu se urcă, pentru că mai sus ploaia este lichidă și suprarăcită
- g. lapovița este periculoasă mai ales datorită scăderii vizibilității atunci când se depune pe parbriz
- h. când avionul întâlnește zăpada moale trebuie să urce, mai sus fiind zăpadă uscată mai puțin aderentă față de avion

O aeronavă care staționează la sol, poate givra datorită brumei, poleiului, zăpezii. Depunerile de gheață pe avion intensifică depunerea givrajului atunci când acesta intră în nori. De aceea, înaintea decolării, avionul trebuie degivrat. Pentru zborul pe rută și la aterizare trebuie cunoscute condițiile meteo cu privire la nori, precipitații și poziția izotermelor de 0°C și -15°C .

7.4. Glosar Termeni

Givrajul = un depozit de gheață, opacă sau transparentă care aderă la anumite suprafețe ale unei aeronave, în special la acele elemente expuse vântului și la cele având părți unghiulare (borduri de atac, vârfuri de antenă, nituri etc.)

Desublimarea = reprezintă transformarea directă a vaporilor de apă în gheață

Înghețarea apei aflate în stare lichidă = această posibilitate se întâlnește în rarele cazuri în care apa aflată în stare lichidă, la temperatură pozitivă, rămâne stocată pe anumite părți exterioare ale aeronavei (decupări interioare, încastrări ale articulațiilor etc.) și se transformă în gheață atunci când temperatura mediului ambiant devine negativă

Givrajul sub formă de brumă = Depozit de gheață, cu aspect cristalin, luând cel mai des forma de solzi, ace, pene sau evantai

7.5. Întrebări verificare

1. Câte tipuri de givraj se disting în cazul givrajului pe o aeronavă?
 - a. Prin încetarea stării de apă suprarăcită, prin înghețarea apei aflate în stare lichidă
 - b. Prin înghețarea apei aflate în stare lichidă, prin desublimare
 - c. Prin desublimare, prin încetarea stării de apă suprarăcită
 - d. Prin încetarea stării de apă suprarăcită, prin înghețarea apei aflate în stare lichidă, prin desublimare

2. Cum se clasifică givrajul din punct de vedere al intensității?
 - a. Givraj slab
 - b. Givraj moderat
 - c. Givraj puternic
 - d. Givraj slab, givraj moderat, givraj puternic

3. Givrajul carburatorului
 - a. Determină pierderea treptată a puterii și scăderea vitezei în raport cu fileurile de aer
 - b. Determină creșterea treptată a puterii și creșterea vitezei în raport cu fileurile de aer
 - c. Nu prezintă modificări din punct de vedere al puterii motorului
 - d. Nu prezintă modificări din punct de vedere al vitezei aeronavei în raport cu fileurile de aer

4. Givrajul poate afecta aeronavele prin:
 - a. Reducerea portanței și creșterea vitezei de angajare
 - b. Reducerea consumului de carburant
 - c. Creșterea manevrabilității aeronavei
 - d. Creșterea coeficientului aerodinamic

8. Oraje

8.1. Introducere

Orajul reprezintă una sau mai multe descărcări bruște de electricitate atmosferică care se manifestă printr-o lumină scurtă și intensă (fulger) și printr-un zgomot sec sau un bubuit puternic (tunet).

Orajele sunt asociate norilor convectivi (Cb) și sunt cel mai adesea însoțite de averse de ploaie, de ninsoare, măzărice sau grindină. În unele cazuri orajele pot fi lipsite de precipitații, după cum aversele de ploaie sau de ninsoare nu sunt însoțite întotdeauna de descărcări electrice.

În meteorologie, noțiunea de oraj se utilizează în locul noțiunii de furtună. Aceasta se datorează faptului că sensul meteorologic al cuvântului furtună se rezumă la intensificările de vânt care pot stârni nori de praf, de nisip sau furtuni pe mare, fără a fi însoțite obligatoriu de descărcări electrice. În condițiile unei instabilități accentuate a aerului, deoarece în norii Cumulonimbus se produc descărcări electrice și averse de ploaie, tocmai pentru a se face diferența dintre furtună și aceste manifestări s-a convenit ca ele să se denumească oraje.

De asemenea, orajul nu trebuie confundat cu alte fenomene sau manifestări electrice din atmosferă, cu electrometeorii, în general, care includ și fenomenele orajoase dar și efluviile electrice, aurorele polare.

Fulgerul este o manifestare luminoasă care însoțește o descărcare bruscă de electricitate atmosferică. Această descărcare se poate produce între un nor și sol sau între doi nori.

De cele mai multe ori, fulgerul se observă sub formă liniară (fulger liniar), dar se mai poate produce și sub alte forme (sferic sau globular, difuz sau plan, sub formă de descărcări în efluvii sau Focul Sfântului Elm).

Tunetul este zgomot sec sau bubuit puternic care însoțește fulgerul.

Trăsnetul este descărcarea electrică care se produce între nor și suprafața terestră sau între nori și obiecte de pe sol și se compune din mai multe impulsuri care se succed foarte repede (la intervale de 0,02-0,7 s). În general, nu cade din nori, scânteia luminoasă se propagă de jos în sus către nor.

8.2. Formarea norilor Cumulonimbus și clasificarea orajelor

Pentru dezvoltarea fenomenelor orajoase este necesar ca în atmosferă să se creeze o stratificare instabilă a aerului, iar aerul cald și umed sub acțiunea unui impuls puternic, să fie forțat să se ridice repede în înălțime deasupra nivelului de condensare. După natura impulsului care determină formarea norilor Cumulonimbus, fenomenele orajoase pot fi:

- a. de natură termică (de insolație sau locale);
- b. de natură frontală;
- c. de natură orografică.

În cazul orajelor de natură termică, impulsul aerului cald este provocat de curenții de convecție dezvoltați datorită încălzirii prin insolație a straturilor inferioare ale atmosferei (convecție termică locală în timpul contrastului maxim de temperatură între suprafața solului și aer). Frecvența maximă a acestor nori (și implicit a acestor fenomene orajoase) se observă vara, în cursul după-amiezilor pe uscat, iar pe mare, noaptea. Ele se dezvoltă și scad în

intensitate aproape în același loc, apar dezordonat sau încep într-un focar de unde apoi se propagă (de exemplu, un deal, de la care se răspândesc pe povârnișuri) și se deplasează cu vânturile de la înălțimi mijlocii. Atunci când se deplasează deasupra solului dezgolit, se întesesc, iar când trec peste suprafețe mai reci (lacuri, râuri, păduri, mări) slăbesc sau dispar; izolat, ele sunt însoțite de vânt în rafale și de grindină.

Un nor orajos de natură termică este format dintr-o serie de celule individuale distincte, mai mult sau mai puțin legate între ele. În general, fenomenul orajos este lung de 30-35 km și larg de 10-14 km. El conține 4-6 celule independente și turbulente, fiecare din ele fiind înconjurată de un brâu îngust (larg de 1-2 km) neturbulent, în care se observă nori de diverse tipuri. Structura celulelor nu este similară; unele dintre ele constau numai dintr-un curent ascendent, iar altele din curenți ascendenți și descendenți sau numai din curenți descendenți.

Precipitațiile și alte elemente sau fenomene care însoțesc orajul urmează în mod strâns structura celulelor și reflectă stadiile lor de dezvoltare. Ciclul vieții unei celule corespunde cu ciclul norului Cumulonimbus, format prin convecție termică.

Un nor Cumulonimbus termic, de la apariție până la împrăștiere, trece prin următoarele stadii:

- stadiul de formare și de dezvoltare a norului Cumulus, caracterizat prin curenți ascendenți;
- stadiul de maturitate al norului Cumulonimbus, caracterizat prin prezența curenților ascendenți și descendenți, cel puțin în jumătatea inferioară a norului și prin căderea de averse;
- stadiul de împrăștiere a norului, caracterizat prin curenți descendenți predominanți.

Stadiul de Cumulus.

Pe măsură ce aerul umed se ridică în înălțime, este răcit până atinge punctul de rouă, apa din stadiul de vapori începe să condenseze și se formează norii. Căldura latentă este degajată în procesul de condensare. În această fază incipientă a formării orajului, există cureți verticali puternici.

Curenții ascendenți, calzi și puternici, poartă picăturile mici de apă din ce în ce mai sus, la nivele de multe ori deasupra nivelului de îngheț, unde pot îngheța sau pot continua să existe sub formă lichidă la o temperatură scăzută. Stadiul inițial durează între 10-20 minute.

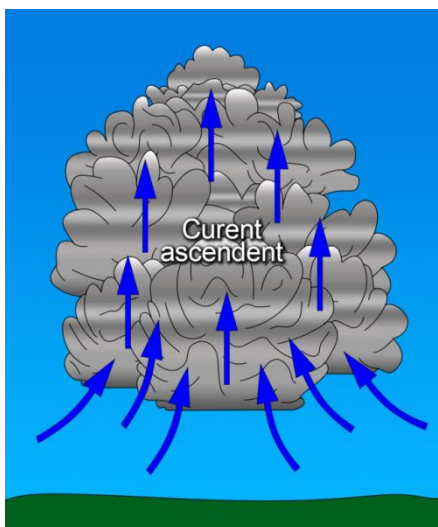


Fig. 8.1. Stadiul inițial al orajului

Norul Cumulus Humilis trece astfel în stadiul de Cumulus Mediocris apoi în stadiul de Cumulus

Congestus. Câteodată, în jurul buclelor sau a turnurilor de Cumulus Congestus se formează valuri fibroase (pileus).

În norii Cumulus Congestus (Fig 8.1) predomină curenți ascendenți bine dezvoltati (15-20 m/s). O dată cu aceștia apar și curenți descendenți, mai slabi, aceștia predominând mai ales în aerul de sub nori. Picăturile de apă se contopesc, formând picături mai mari, care sunt antrenate de curenții ascendenți puternici. Când norul atinge grosimi mari (3-5 km), picăturile ating asemenea dimensiuni încât curențul ascendent nemiaputându-le ține în suspensie, încep să cadă prin părțile norului unde curenții ascendenți sunt mai slabi; dacă nu se evaporă în stratul de aer de sub nor ating solul sub formă de picături mari și rare. Începutul căderii picăturilor este rezultatul înghețării părții superioare a norului și marchează trecerea din stadiul de Cumulus Congestus în stadiul de Cumulonimbus Calvus și apariția curenților descendenți (Fig 8.2.). Viteza curenților descendenți din interiorul norilor este direct proporțională cu intensitatea averselor de ploaie.



Fig 8.2. Formarea și dezvoltarea norului Cumulonimbus

Stadiul de maturitate al norilor Cumulonimbus:

Trecerea de la norul Cumulus la Cumulonimbus se face în două etape: în prima etapă, trecerea la stadiul de înghețare se observă prin structura mai puțin precisă a vârfului norului, care pare să fumege, devine cețos și se îmbracă cu un val mătășos; este etapa de Cumulonimbus Calvus; în etapa următoare valul mătășos se transformă într-o structură fibroasă care îmbracă cea mai mare parte a vârfului norului, vârf care se lățește și ia aspect de nicovală marcând trecerea în stadiul de dezvoltare maximă a norului: Cumulonimbus Capillatus Incus. Lățirea norului se datorează unei inversiuni de temperatură la baza stratului stabil, în care norul nu mai poate pătrunde. Norul se mișcă în direcția în care se întinde nicovala.

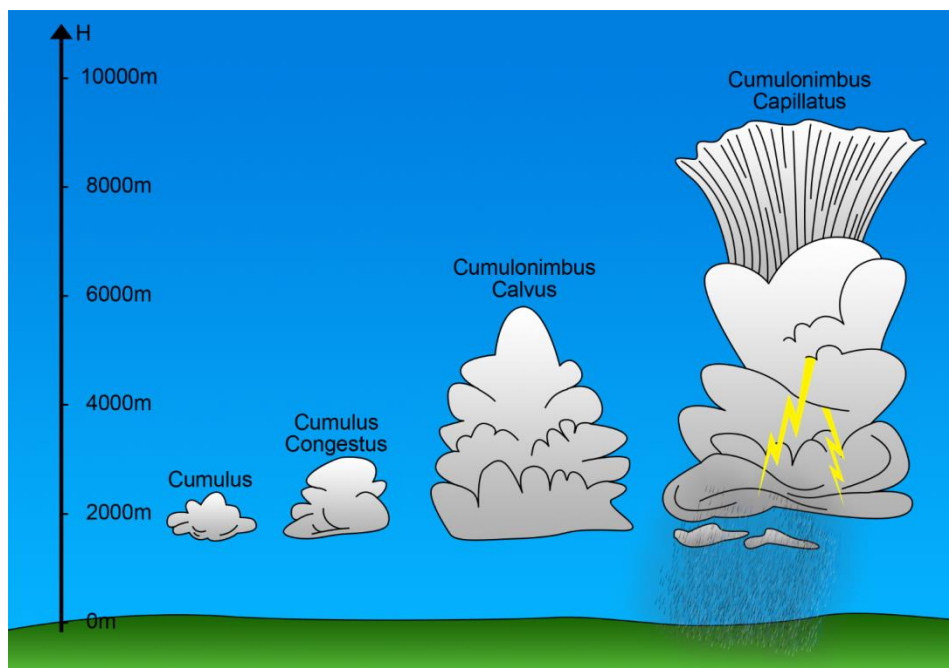


Fig 8.3. Cumulonimbus Capillatus Incus

Trecerea de la norii Cumulus la Cumulus Congestus este lentă, însă trecerea de la norii Cumulus Congestus la norii Cumulonimbus orajoși este foarte rapidă (30 - 60 minute). Pentru formarea și dezvoltarea norilor Cumulonimbus, indiferent de felul lor, este necesar un timp de 3 - 5 ore.

La latitudinile medii, înălțimea limitei inferioare, de regulă, este la 600-1000 m, iar cea superioară ajunge până la altitudinea de 8 - 14 km. Extinderea pe orizontală a norilor orajoși oscilează între 3 și 50 km.

În norii orajoși mișcările ascendente ale curenților de aer predomină în partea anterioară, iar cele descendente în partea posterioară a norilor în zona cu precipitații.

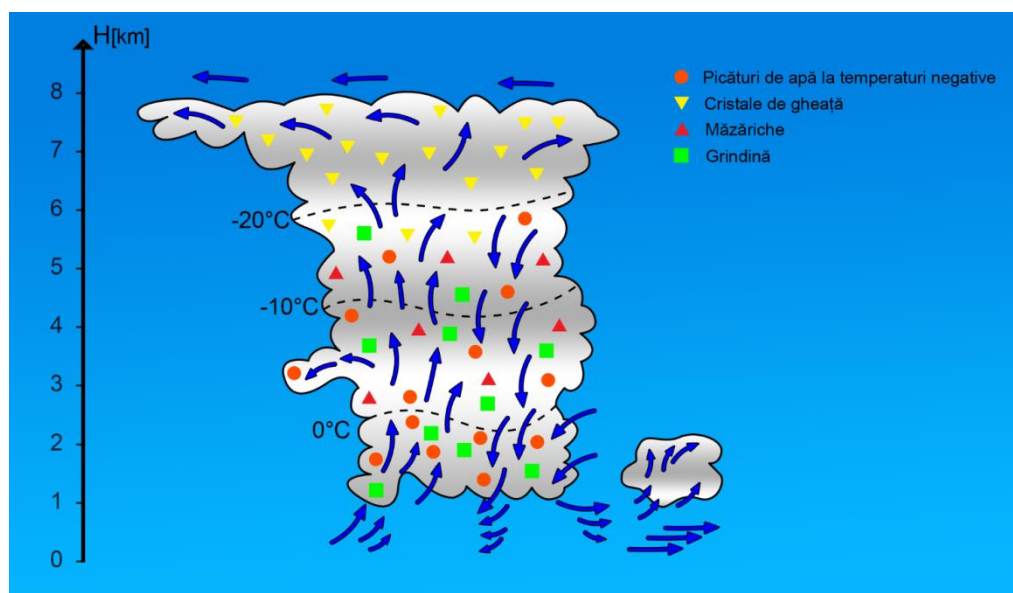


Fig 8.4. Temperatura aerului în nor

Din punct de vedere al compoziției, de la bază până la nivelul izotermei de 0°C, norii se compun din picături de apă cu temperaturi pozitive; de la izoterma de 0°C până la -20°C, din cristale de gheață și picături suprarăcite, iar peste izoterma de -20°C predomină cristalele de

gheață.

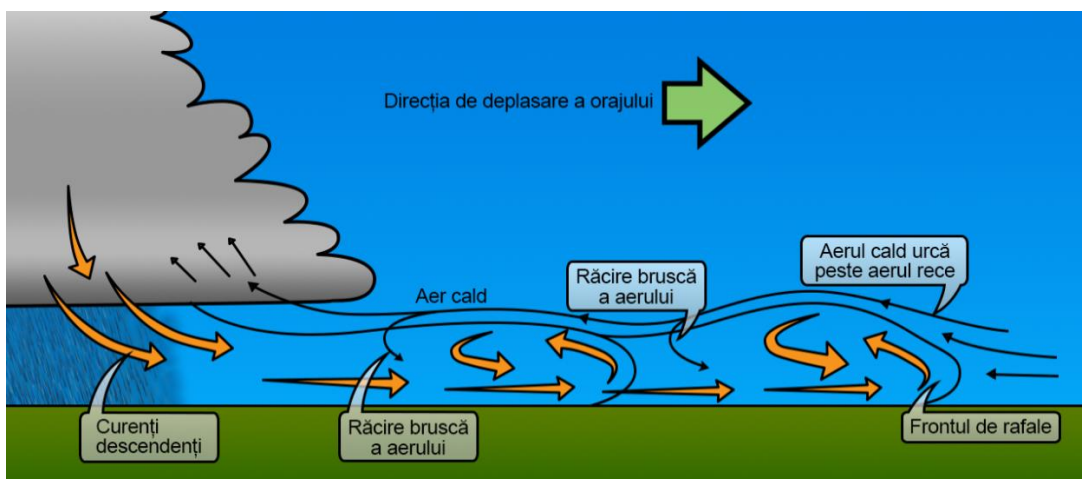


Fig 8.5. Starea apei în nor

Stadiul de împrăștiere a norului:

În faza a treia se produce distrugerea progresivă a norilor orajoși prin încetarea activității orajoase și diminuarea precipitațiilor. De regulă, formarea nicovalei la partea superioară a norilor orajoși indică dezvoltarea maximă a acestora și totodată începutul destrămării lor. Nicovala se separă de vârful norului și se poate mișca mai departe, sub formă de Cirrus Spissatus Cumulonimbogenitus.

Perioada de existență a norilor Cumulonimbus este de 1 - 5 ore, iar procesul de destrămare durează aproximativ 30 minute.

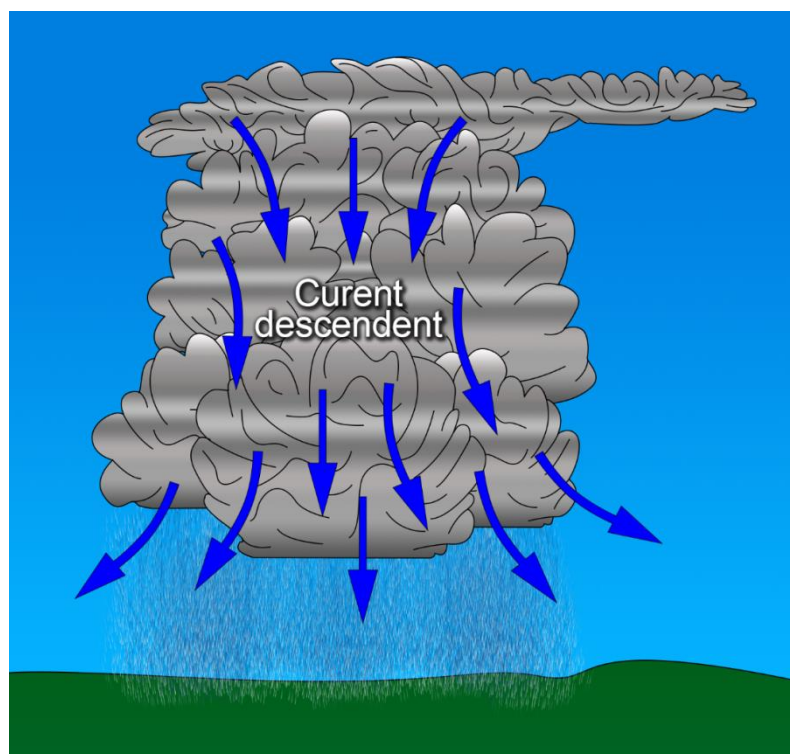


Fig. 8.6. Stadiul de disipare al orajului

8.3. Fenomenele asociate activității orajoase

Vijelia sau grenul este fenomenul caracterizat prin intensificarea bruscă și în general de scurtă durată a vitezei vântului și prin schimbarea direcției acestuia, vântul își schimbă brusc direcția și o dată cu aceasta își mărește considerabil viteza, care poate depăși 100 km/h. Schimbarea direcției și intensității vântului sunt însoțite de variații ale altor elemente meteorologice și anume:

- a. scădere bruscă de temperatură, precedată de o creștere anormală cu câteva ore mai înainte care însoțește scăderea presiunii; la sfârșitul vijeliei, scăderea temperaturii este mai lentă și adesea se produce o reîncălzire;
- b. Creșterea bruscă a umezelii relative, datorată scăderii temperaturii;

De obicei vijeliile sunt asociate cu trecerea fronturilor reci și se produc în zone cu o instabilitate pronunțată.

Intensitatea vijeliei crește o dată cu creșterea contrastului de temperatură.

Uneori, vijeliile se mai pot forma sub norii Cumulonimbus datorati convecției termice, atunci când există instabilitate pronunțată.

Vântul turbulent din masa de aer rece având forță și orientare diferite, față de cele ale aerului cald, va rezulta o forfecare pe timpul apropierii sau decolării.

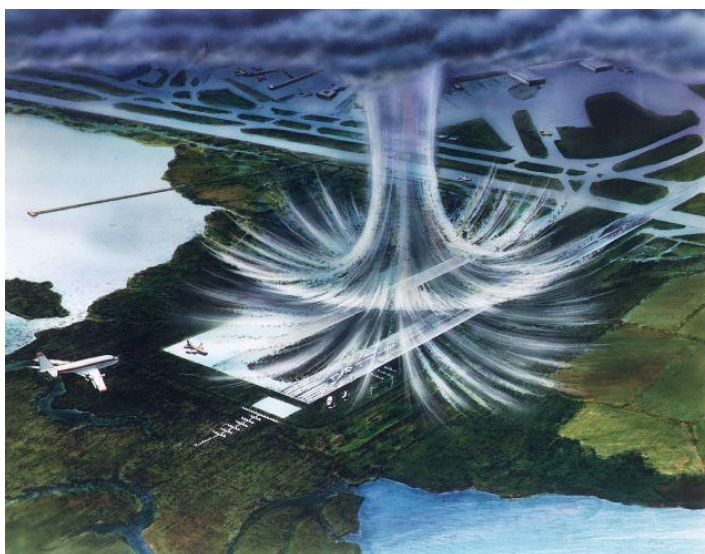


Fig 8.7. Frontul de rafale

Pericole asociate orajelor:

- schimbări spontane, puternice ale vitezei și direcției vântului
- turbulență puternică (determină pierderea controlului aeronavei și produce daune la nivelul structurii)
- îngheț puternic
- daune cauzate de grindină
- vizibilitate redusă
- daune provenite de la loviturile de fulger, inclusiv daune electrice
- interferențe ale comunicațiilor radio și a instrumentelor de navigație



8.4. Glosar termeni

Orajul = reprezintă una sau mai multe descărcări bruște de electricitate atmosferică care se manifestă printr-o lumină scurtă și intensă (fulger) și printr-un zgomot sec sau un bubuit puternic (tunet).

Fulgerul = este o manifestare luminoasă care însoțește o descărcare bruscă de electricitate atmosferică

Tunetul = este zgomot sec sau bubuit puternic care însoțește fulgerul

Trăsnetul = este descărcarea electrică care se produce între nor și suprafața terestră sau între nori și obiecte de pe sol și se compune din mai multe impulsuri care se succed foarte repede

8.5. Întrebări verificare

1. Norii Cumulonimbus trec prin următoarele faze de dezvoltare, în ordinea:
 - a. Stadiul de dezvoltare, stadiul de maturitate, stadiul de disipare
 - b. Stadiul de dezvoltare, stadiul de maturitate
 - c. Stadiul de dezvoltare, stadiul de disipare
 - d. Stadiul de maturitate, stadiul de dezvoltare, stadiul de disipare

2. Pentru formarea și dezvoltarea norilor Cumulonimbus este necesar un timp de:
 - a. 3-5 ore
 - b. 12 ore
 - c. 1-2 ore
 - d. 10-15 minute

3. Procesul de destrămare în cazul norilor Cumulonimbus durează aproximativ:
 - a. 10-15 minute
 - b. 30 minute
 - c. 60 minute
 - d. 1-5 ore

4. Vijeliile sunt asociate cu:
 - a. Trecerea fronturilor reci și se produc în zone cu instabilitate pronunțată
 - b. Trecerea fronturilor reci și se produc în zone cu stabilitate atmosferică
 - c. Trecerea frontului cald și se produc în zone cu stabilitate atmosferică
 - d. Trecerea frontului oclus cald și se produc în zone cu stabilitate atmosferică

9. Climatologie

9.1. Circulația generală sezonală în troposferă

Pentru a înțelege climatologia, trebuie să reușim să percepem deplasarea maselor de aer în troposferă, deplasare ce poartă denumirea de circulație.

Pe glob există un focar permanent de căldură (zona intertropicală) și două focare de frig (calotele polare). Aceste diferențe de temperatură conduc la o distribuție inegală a presiunii pe glob datorată densității diferite a aerului.

După cum am văzut, mișcarea aerului este cauzată de repartitia inegală a presiunii atmosferice, aerul deplasându-se din regiunile anticlonice către cele ciclonice în straturile inferioare și invers în paturile mai înalte.

Încălzirea inegală a unor mari suprafețe de pe Glob conduc mai departe la mișcări ale maselor de aer atât verticale, mișcări cunoscute sub formă de curenți, cât și orizontale, mișcări cunoscute sub numele de vânt. Astfel temperatura ridicată din zonele intertropicale conduce la o micșorare a densității aerului, acesta având tendința să se mute în partea superioară a atmosferei. Evident, o nouă masă de aer trebuie să îi ia locul, iar astfel se naște o circulație atmosferică.

Prin contrast cu acest fenomen, aerul mai rece din zonele polare are o mișcare descendentă și se generează astfel un circuit pe verticală la scară mare în troposferă. Acest proces este cunoscut drept circulație generală și constă în trei celule principale:

- Celula polară
- Celula latitudinilor medii (Ferrel)
- Celula tropicală (Hadley)

Circulația generală a atmosferei este prezentată în Fig 9.1. și Fig 9.2., unde se observă că aerul rece de la poli se îndreaptă spre zonele tropicale (reținem tendința aerului de a se deplasa de la presiune mare către presiune mică), iar pentru înălțime o importantă deosebită o au curenții jet (Fig 9.3.).

1. Celula Hadley
2. Celula Ferrel
3. Celula Polara
4. divergență
5. convergență
6. ascendență
7. subsidență- calmuri ecuatoriale
8. alizee de NE
9. alizee de SE
10. anticloni subtropicali
11. vânturi occidentale
12. neregularități ale frontului polar
13. vânturi orientale

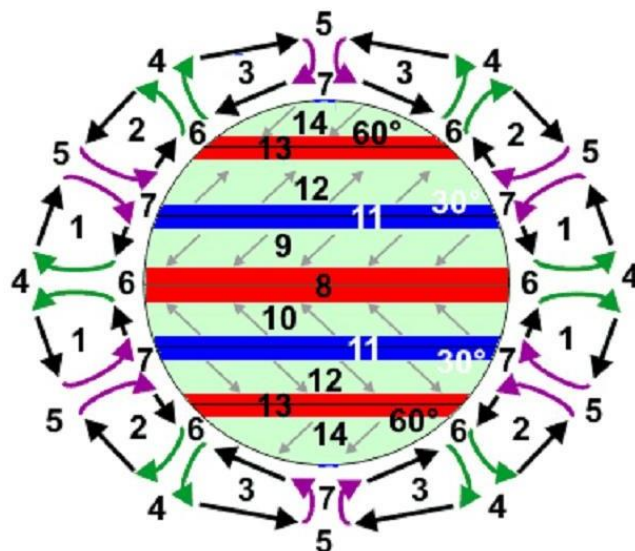


Fig 9.1. Circulația generală a atmosferei

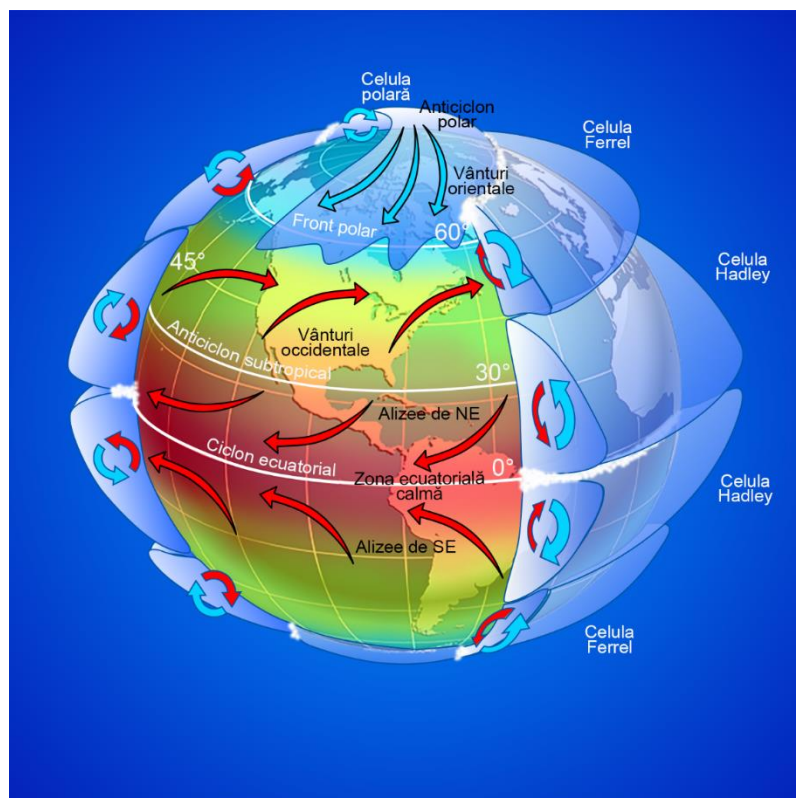


Fig 9.2. Circulația atmosferică la scară planetară

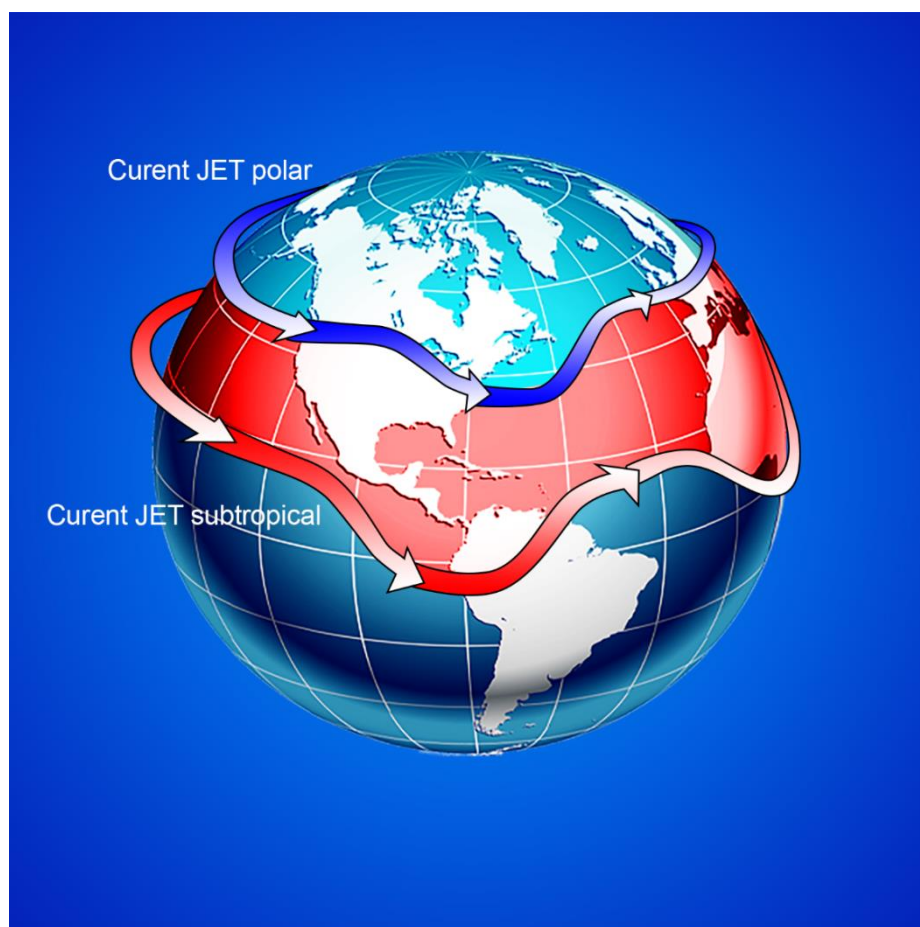


Fig 9.3. Curenții jet

Cauza principală care provoacă o distribuție inegală a presiunii aerului pe glob este încălzirea neuniformă a suprafeței terestre: uscatul se încălzește ziua mai repede, iar noaptea se răcește tot atât de repede; apa se încălzește mai încet și noaptea se răcește de asemenea mai încet.

Procesul generator al circulației maselor de aer este unul iterativ fiind o serie de cauze ce naște consecințe așa cum a fost explicat anterior, iar elementul declanșator este reprezentat de încălzirea inegală a suprafeței solului. În zonele geografice unde această diferență este mai accentuată, evident, efectele sunt mai resimțite. Drept exemplu, putem considera granița între uscat și mari întinderi de apă, cum ar fi litoralul, sau o zonă de vale și masive muntoase.

Datorită diferențelor termice, inițial și barice, iau naștere ulterior mișcări ale aerului ca:

briza de uscat și briza de mare, briza de munte și briza de vale, musonul de vară și musonul de iarnă, invaziile aerului tropical către poli și ale celui polar către ecuator etc.

Rotația Pământului aduce la rândul său o contribuție. Vântul tropical, care suflă de la sud spre nord, este deviat spre dreapta sa, devenind un vânt de SV, iar vântul polar cu direcția de la N spre S este deviat tot spre dreapta sa, devenind un vânt de NE.

Circulația generală mijlocie a atmosferei este aproape simetrică în cele două emisfere și se manifestă prin predominarea vânturilor de V în regiuni cuprinse între 90 și 30° lat.; viteza acestor vânturi crește o dată cu altitudinea până la limita superioară a troposferei, scăzând apoi în stratosferă. O mențiune specială o reprezintă curentul jet (jet stream), ce este la nivelul tropopauzei o bandă îngustă de vânturi violente de vest (Fig 9.3), a cărei poziție variază între 60 și 30°. La o mică altitudine deasupra regiunilor polare și ecuatoriale predomină vânturile de E. Vântul de E ecuatorial își mărește viteza cu altitudinea.

9.2. Vremea și vânturi sezonale locale

În România, din cauza influențelor climatice din Europa Centrală și bazinul Mediteranean, întâlnim o gamă variată a vânturilor locale:

Crivățul este vântul cel mai specific în Moldova, Dobrogea, sudul și estul Munteniei și suflă în special iarna;

Austrul suflă dinspre sud în zona Olteniei, Banatului, Crișanei, ajungând în Moldova ca un vânt cald, uscat, aducând geruri mari;

Nemirul suflă în depresiunile din estul Transilvaniei și a Brașovului fiind considerat ca o prelungire a crivățului care se strecoară prin trecătorile Carpaților Orientali.

9.3. Glosar Termeni

Climatologia: ramură științifică interdisciplinară între meteorologie și geografie, ce se ocupă cu studiul climei

Curenți de convecție: curenți verticali și determină mișcarea de jos în sus a aerului, adică pe verticală.

Vânt: curenți, sau mișcare a aerului pe orizontală, de la zonele cu presiune crescută către zonele cu presiune scăzută.

Circulație de aer: deplasarea maselor de aer în troposferă.

Curent Jet-Stream: la nivelul tropopauzei o bandă îngustă de vânturi violente de vest, a cărei poziție variază între 60 și 30°

Ciclone Tropical: furtună în formă de vârtej, care se formează într-o zonă depresionară tropicală de la suprafața oceanelor, cu diametrul uneori până la câteva mii de kilometri.

9.4. Întrebări verificare

1. Unde este situat curentul JET STREAM?
 - a. la nivelul inferior al stratosferei
 - b. la nivelul tropopauzei
 - c. la joasă altitudine
 - d. între 3000-5000 m

2. Ce este vântul?
 - a. o mișcare a masei de aer pe verticală
 - b. o mișcare a masei de aer pe orizontală
 - c. un curent de convecție
 - d. un curent de forfecare

3. Ce provoacă mișcările de aer din atmosferă?
 - a. mișcarea de revoluție a Pământului
 - b. Furtunile
 - c. încălzirea neuniformă a suprafeței terestre
 - d. Relieful

4. Ce tendință de deplasare există în atmosfera?
 - a. de la presiune mare către presiune mică
 - b. de la presiune mică către presiune mare
 - c. de la zonele înnorate spre zonele senine
 - d. de la zonele senine spre zonele înnecate

5. Ce este zona intertropicală?
 - a. zonă ciclonică
 - b. zonă anticiclonică
 - c. focar permanent de frig
 - d. focar permanent de căldură



SPAȚIU LĂSAT LIBER INTENȚIONAT

10. Altimetrie

Datorită variației presiunii aerului cu altitudinea, un pilot poate să citească distanță de separare dintre aeronava și sol folosind un instrument ce se numește *altimetru*. Principiul de funcționare al altimetrului se regăsește în manualul de cunoașterea aeronavei la capitolul instrumente de bord.

10.1. Aspecte operaționale privind calarea altimetrului

Noțiunea de *înălțime* se poate defini că distanță pe verticală a unui punct în raport cu o suprafață de referință. Cunoașterea înălțimii de zbor este una din condițiile esențiale desfășurării activității de zbor în deplină securitate.

În aviație se folosesc următoarele suprafețe de referință:

- a. suprafața liniștită amării numită și nivelul mediu al mării (MSL);
- b. suprafața care conține cota pragului pistei folosite sau cota aerodromului;
- c. terenul deasupra căruia se zboară;
- d. suprafața izobarică de 760 mmHg sau 1013 mb.

În funcție de situația sau etapă în care se află zborul, se poate folosi o suprafață de referință sau alta. De exemplu în cazul în care ne aflăm în ultima parte a unui zbor și urmăm procedurile de aterizare, este important ca altimetrul să fie setat să indice distanță pe verticală până la pista de aterizare. Așa cum vom vedea mai departe, rareori distanța de la locul de decolare/aterizare și aeronavă este aceeași cu distanța până la nivelul mediu al mării. Diferența dintre pistă și nivelul mediu al mării purtând denumirea de *cotă* sau *elevație*.

Presiunea în altitudine, altitudinea densimetrică.

Pe măsură ce urcăm, datorită micșorării coloanei de aer ce apasă deasupra aeronavei, presiunea în altitudine scade. Datorită acestui fenomen, pentru a se spori siguranța zborului și evita abordajele se utilizează sistemul de raportare și efectuare a zborului având ca element de referință altitudinea densimetrică. Această altitudine se caracterizează prin faptul că măsurătoarea nu are ca referință o distanță în metri sau alte unități de măsură a distanțelor, fiind utilizate pentru efectuarea unei diferențieri pe verticală a aeronavelor, iar sistemul măsurării înălțimii în funcție de presiunea atmosferică plecând de la un element de referință denumit atmosfera standard ICAO.

10.2. Noțiuni folosite în altimetrie

Înălțimea absolută (H abs) - altitudinea de zbor (Alt) după QNH reprezintă distanța pe verticală măsurată de la nivelul mediu al mării până la punctul considerat.

Înălțimea relativă (H rel) - înălțimea de zbor (H) după QFE este distanța pe verticală de la suprafața de referință a aeroportului până la punctul considerat pentru determinarea înălțimii.

Înălțimea adevărată (H ad) - distanță pe verticală măsurată de la suprafața de referință ce trece prin cota terenului survolat. Luând în considerare neregularitățile terenului rezultă că înălțimea adevărată este variabilă tot timpul zborului.

Nivelul de zbor (FL) - reprezintă distanță pe verticală măsurată față de suprafața izobarică 760

mmHg sau 1013 mb. Nivelul de zbor este termenul folosit în traficul aerian și deasupra stratului de tranziție.

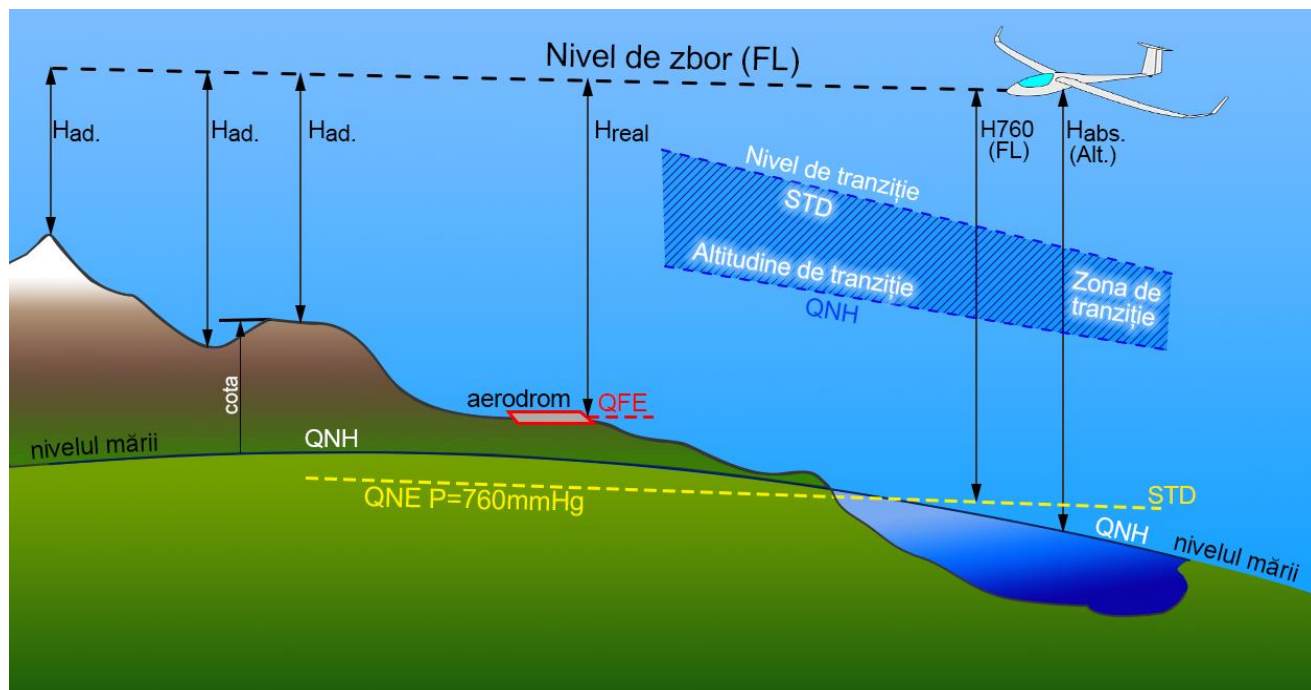


Fig 10.1. Relații între înălțimi

Înălțimea de tranziție (Transition Altitude) - reprezintă înălțimea la care aeronavele trec de la măsurarea înălțimii de zbor față de suprafața de referință a aerodromului de decolare la măsurarea înălțimii după suprafața izobarică de 760 mmHg. Această se poate realiza prin trecerea altimetrelor de la bordul aeronavelor de pe QFE sau QNH pe presiunea standard de 760 mmHg. Înălțimea de tranziție este specifică fiecărui aeroport și rămâne constantă indiferent de variațiile presiunii atmosferice din zonă.

Nivelul de tranziție (Transition Level) - este cel mai de jos nivel de zbor. Atunci când aeronava în coborâre trece prin nivelul de tranziție altimetrele de la bord se trec de pe presiunea standard pe QFE sau QNH. Nivelul de tranziție (TL) este comunicat de către organul de dirijare și control de trafic sau prin alte servicii de informare. Important de reținut este faptul că acest nivel nu este fix, ci se modifică în funcție de variația presiunii atmosferice din zona aerodromului de aterizare.

Stratul de tranziție (Transition Layer) - este spațiul măsurat pe verticală între nivelul de tranziție și altitudinea de tranziție. Acest nivel nu trebuie să fie mai mic de 200 m, iar dacă totuși grosimea lui scade sub 200 m, atunci se alege ca nivel de tranziție nivelul imediat superior. În interiorul stratului de tranziție este interzis zborul la orizontală!

QNH reprezintă abrevierea pentru presiunea de referință față de nivelul mediu al mării. (Nautical Height)

QFE reprezintă abrevierea pentru presiunea de referință față de suprafața aerodromului. (Field Elevation)

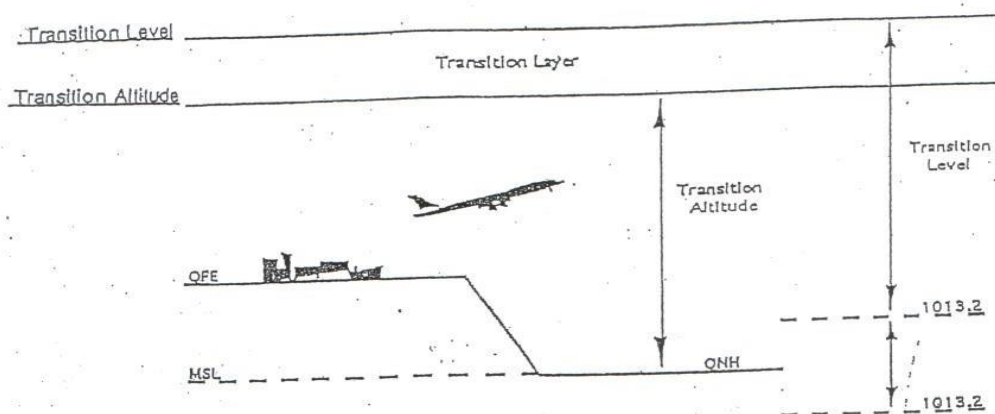


Fig 10.2. Nivel, altitudine și strat de tranziție

10.3. Calări STD (standard), QNH, QFE

În situația zborurilor de deplasare de pe un aerodrom pe altul suntem nevoiți de multe ori să aterizăm pe cel de-al doilea și altimetrul va arăta o valoare neașteptată dacă nu înțelegem principiul de funcționare al calării altimetrului (diferența de înălțime dintre cele 2 aerodromuri).

Pentru a se putea executa în mod corect elementele de apropiere pentru aterizare (la înălțimile impuse de instrucțiunile de exploatare ale celui de-al doilea aerodrom), trebuie să executăm calajul altimetrului. Această operație are rolul de a aduce altimetrul să indice la aterizarea pe noul aerodrom "0" m înălțime.

Înainte de a decola de pe primul aerodrom, cerem de la organele de trafic sau de la meteo, presiunea din momentul respectiv la pragul pistei de decolare (QFE aerodrom decolare; FE=field elevation). Pentru calaj, în interiorul altimetrului este introdusă o scală barometrică. Această este vizibilă printr-o fereastră a altimetrului și este gradată în mmHg sau mb.

Operațiunea de calaj (după QFE) se realizează astfel:

- se aduce înainte de decolare acul altimetrului la "0";
- se desface piulița de la butonul cu cremalieră, se trage butonul spre exterior și se rotește până când presiunea indicată în fereastră este cea dată de stația meteo sau organele de trafic de pe aerodrom. După aceasta se împinge butonul și se strânge piulița înapoi.

Cu acesta se poate decola. În timpul zborului va fi suficient să cerem presiunea de la pragul pistei de la cel de-al doilea aerodrom (aerodromul de aterizare), să rotim butonul fără să mai slăbim piulița până când în fereastră apare presiunea corespunzătoare celui de-al doilea aerodrom. În timpul rotirii se vor schimba atât indicațiile presiunii din fereastră cât și indicațiile acelor altimetrului (indicațiile de înălțime). Când am terminat operația de rotire a butonului (operația de calaj), acele altimetrului ne vor arăta la ce înălțime ne aflăm față de cel de-al doilea aerodrom. În momentul în care vom ateriza pe noul aerodrom, altimetrul va indica "0" m înălțime.

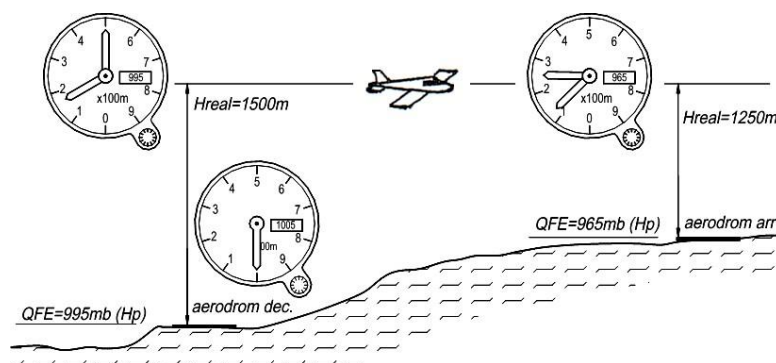


Fig 10.3. Calajul altimetric

Executând calajul altimetrului avem certitudinea că vom efectua procedurile de aterizare la noul aerodrom având înălțimea de siguranță necesară deasupra obstacolelor existente pe panta de aterizare!

10.4. Zborul după QNH

În cazul zborurilor mai lungi, cu altimetrul setat pe QNH, acesta va trebui resetat în conformitate cu QNH-ul zonei în care se ajunge sau QNH-ul de la aeroportul de destinație la intrarea în spațiul(CTR-ul) acestuia(dacă procedurile locale la acel aeroport/aerodrom nu prevăd altfel)

Dacă QNH-ul nu este revizuit, atunci la intrarea într-o zonă în care presiunea este mai mică, aeronava va coborî în mod constant în funcție de presiune chiar dacă pilotul va menține o altitudine constantă la altimetrul aeronavei.

Această situație poate fi periculoasă - altimetrul indicând o înălțime mai mică dacă se zboară într-o zonă în care presiunea este mai mică decât presiunea setată pe scală.

Un pilot care zboară la 25 NM de un aerodrom poate solicita QNH-ul de la acel aerodrom acest QNH putând fi considerat ca fiind QNH-ul zonei respective.

10.5. Erorile altimetrelor:

În citirea altimetrului pot apărea următoarele erori:

- Erori instrumentale, produse de fenomenul de histerezis (întârziere). Valoarea erorii poate fi de 1 % din înălțime;
- Erori din cauza temperaturii : când temperatura de la nivelul de zbor este mai scăzută decât cea standard corespunzătoare, altimetrul va indica o înălțime mai mare; dacă temperatura aerului este mai ridicată decât cea standard corespunzătoare nivelului de zbor, atunci altimetrul va indica o înălțime mai mică. Eroarea maximă în astfel de cazuri poate fi de aproximativ 3 % din înălțime; pentru 3 000 m altitudine eroarea poate fi de +300 m;
- Erori din cauza reliefului. În zonele muntoase, vântul poate da naștere la unde de munte cvasistationare care creează curenți ascendenți și descendenți. Erori și fluctuații ale altimetrului se pot produce și atunci când avionul intră în zona rotorului, din cauza accelerațiilor verticale de scurtă durată. În acest caz, riscul este mare nu din cauza erorii altimetrice, ci din cauza turbulenței create de rotor.

10.6. Glosar Termeni

Altimetru: este un instrument cu care se măsoară altitudinea (înălțimea) față de un nivel de referință (nu neapărat nivelul mării), aflat la bordul planoarelor, avioanelor (aparaterelor de zbor).

Înălțime: definită ca distanță pe verticală a unui punct în raport cu o suprafață de referință. Cunoașterea înălțimii de zbor este una din condițiile esențiale desfășurării activității de zbor în deplină securitate.

QNH: cod aeronautic de tip Q, indicând presiunea atmosferică ajustată la nivelul mediu al mării. Acest tip de presiune este utilizată de piloți, controlorii de trafic aerian cât și stațiile meteo. După ce această valoare este setată în aparat, altimetrul va indica altitudinea față de nivelul mediu al mării într-o anumită regiune geografică.

QFE: cod aeronautic de tip Q, indicând presiunea atmosferică ajustată la nivelul aerodromului. După ce această valoare este setată în aparat, altimetrul va indica înălțimea față de nivelul mediu al pistei aerodromului.

Histerezis: fenomenul prin care starea unui sistem indusă de o anumită cauză nu depinde numai de mărimea cauzei respective ci și de stările anterioare prin care a trecut sistemul.

Nivel de zbor: altitudinea raportată la presiunea standard, în mii de picioare.

Calaj altimetric: operațiune de schimbare a indicațiilor scalei barometrice (efectuată cu ajutorul unui buton cu cremalieră) în interiorul unui altimetru.

10.7. Întrebări verificare

1. Altimetrul întotdeauna va indica :

- a. altitudinea față de nivelul mediu al mării, când este setat pe 1013 mb
- b. înălțimea față de aerodrom când este setat pe QNH
- c. distanța pe verticală față de valoarea nivelului de presiune setat in sub-scală
- d. nivelul de zbor când este setat pe QFE

2. Când o aeronavă este pe pistă, altimetrul va indica cota aerodromului, dacă este setat pe :

- a. QFF
- b. QFE
- c. QNE
- d. QNH

3. Când zbori către o depresiune la altitudine constantă, altitudinea reală va fi:

- a. mai mică decât cea indicată
- b. mai mare decât indicată
- c. la fel ca cea indicată
- d. mai mică decât indicată, apoi devine la fel

4. Altimetrul poate avea erori datorate diferenței de temperatură?

- a. da
- b. nu
- c. doar la variații extreme de temperatura
- d. doar la joasă altitudine

5. Există vreo situație în care schimbăm valoarea QNH-ului în zbor?

- a. da
- b. nu
- c. da, pe distanțe lungi
- d. da, când se zboară la joasă altitudine

11. Analiza de vreme și prognoză

11.1. Introducere

Vremea exactă este esențială pentru aviație, din momentul în care o aeronavă pornește motorul până la sosirea la destinație, aceasta poate avea un impact major asupra zborului, mai ales din punct de vedere al siguranței zborului, cât și aspecte mai puțin importante legate de timp, carburant, etc.

Există multe elemente ale vremii care pot afecta siguranța și desfășurarea unui zbor. Precipitațiile, cum ar fi ploaia, zăpada sau gheața nu sunt singurii factori meteorologici care influențează zborurile. Vântul, plafonul de nori și turbulențele pot afecta negativ operațiunile și pot provoca probleme. Acesta este motivul pentru care accesul la informații meteo exacte și oportune și la informații (pe rută) este esențial pentru cei care planifică și operează aceste zboruri.

Formularele și hărțile incluse în documentația de zbor trebuie tipărite și completate în limba engleză sau în limba română, după caz. Într-un raport meteorologic, toate abrevierile și unitățile de măsură vor fi folosite respectând RACR - ASMET și procedurile specifice asociate.

Unitatea meteorologică aeronautică care a furnizat documentația de zbor trebuie să păstreze o copie scrisă sau tipărită a acestei documentații, cuprinzând hărțile sau formularele specifice, furnizate membrilor echipajelor aeronavelor, pentru o perioadă de cel puțin 30 de zile de la data furnizării. Aceste informații trebuie să fie disponibile, la cerere, pentru anchete sau investigații și, în acest caz, trebuie să fie păstrate până la terminarea anchetei sau a investigației.

Hărțile incluse în documentația de zbor trebuie să fie foarte clare și lizibile și trebuie să aibe următoarele caracteristici fizice:

- pentru facilitare, dimensiunea maximă ale hărților trebuie să fie aproximativ 42 x 30 cm (format standard A3) și dimensiunea minimă de aproximativ 21 x 30 cm (format standard A4). Alegerea între aceste două formate trebuie să depindă de lungimea rutei și de cantitatea detaliilor care trebuie să fie reprezentate pe hartă, după cum a fost agreat între administrația meteorologică aeronautică și beneficiari;
- principalele caracteristici geografice precum liniile de coastă, principalele cursuri de apă și principalele lacuri trebuie să fie prezentate într-un mod ușor de recunoscut;
- pentru hărțile întocmite pe calculator, datele meteorologice trebuie să aibă prioritate asupra informațiilor cartografice de baza, primele anulându-le pe cele secundare ori de câte ori acestea se suprapun;
- principalele aerodromuri trebuie să fie reprezentate prin puncte și indicate prin prima litera a numelui orașului pe care îl deserveșc, nume care se găsește în Tabelul AOP din EUR-ANP;
- grilă geografică formată din meridiane și paralele ce trebuie să fie reprezentate prin linii, punctate la intervale de 10 grade, atât în latitudine cât și în
- longitudine; spațiul între puncte trebuie să fie de 1 grad;
- valorile de latitudine și longitudine trebuie să fie indicate în diferite locuri pe hartă (și nu numai pe marginile acesteia);
- legenda hărților trebuie să fie clară și simplă și trebuie să indice, fără ambiguitate, numele centrului de prognoză care emite harta, tipul hărții, dată și ora de valabilitate și, dacă este necesar, tipul de unități de măsură utilizat.

11.2. Hărți de vreme, simboluri, semne

Informațiile meteorologice utilizate în documentația de zbor trebuie să fie reprezentate după cum urmează:

- a. vântul trebuie să fie reprezentat pe hărți prin săgeți cu barbule și fanioane pline pe o grilă suficient de densă;
- b. temperaturile trebuie să fie reprezentate prin cifre pe o grilă suficient de deasă;
- c. datele de vânt și temperatura selecționate din ansamblul de date primite de la un centru mondial de prognoze de zona trebuie să fie reprezentate pe o grilă de latitudini și longitudini suficient de deasă;
- d. săgețile vântului trebuie să aibă prioritate față de temperaturi și oricare din aceste două elemente trebuie să aibă prioritate față de fondul hărților.

Hărțile de vânt și temperatură în altitudine pentru zborurile la niveluri joase trebuie să fie furnizate pentru puncte situate la o distanță de nu mai mult de 500 km (300 NM) și pentru cel puțin următoarele altitudini: 600, 1500 și 3000 (2000, 5000 și 10000 ft).

Când informațiile asupra vântului și temperaturii în altitudine sunt furnizate sub formă de tabel, acesta trebuie să conțină date pentru aceleași nivele de zbor standard ca și hărțile. Aceste informații trebuie să fie furnizate în puncte stabilite pe o grilă normală. Modelele pentru formularele de prezentare a prognozelor de vânt și temperatura în altitudine sub formă de tabel sunt date în procedurile specifice de aplicare a reglementării RACR - ASMET.

11.3. Hărți de prognoză pentru aviația generală

Harta de prognoză este reprezentarea grafică pe hartă a prognozei unui element meteorologic pentru un anumit moment sau interval de timp precizate și pentru o regiune sau porțiune a spațiului aerian precizată.

Informații pentru zborurile la niveluri joase

Atunci când prognozele sunt furnizate sub formă de hartă, documentația de zbor pentru zborurile la niveluri joase, inclusiv zborurile executate conform regulilor de zbor la vedere, care operează până la nivelul de zbor 100 (sau până la nivel de zbor 150 sau mai sus în zonele montane, dacă este necesar) trebuie să conțină, următoarele elemente necesare zborului:

- informații din mesajele SIGMET și AIRMET relevante;
- hărți pentru vânt și temperatura în altitudine conform prevederilor de mai sus;
- hărți de fenomene meteorologice semnificative conform prevederilor de mai sus.

Atunci când prognozele nu sunt furnizate sub formă de hartă, documentația de zbor pentru zborurile la niveluri joase, inclusiv zborurile executate conform regulilor de zbor la vedere, care operează până la nivelul de zbor 100 (sau până la nivel de zbor 150 sau mai sus în zonele montane, dacă este necesar) trebuie să conțină, următoarele elemente necesare zborului:

- informații SIGMET și AIRMET;
- informații incluse în prognozele de zona pentru zborurile la niveluri joase conform prevederilor Capitolului 6 din reglementarea RACR ASMET, sau în cazul în care prognozele sunt emise sub formă de text în limbaj clar abreviat, prognozele de zonă

GAMET.

Informarea meteorologică pentru planificarea zborului

Piloții sunt foarte interesați să știe ce condiții meteo vor avea în ziua respectivă încă de dimineață. Acest lucru îl vor afla atât din observațiile directe cât și din buletinele meteo pe care le vor obține de la televiziune, radio sau de la stațiile meteo din rețeaua meteorologică națională.

Schimbările de timp le vom observa în mod direct după aspectul cerului, tipul de nori prezenți, direcția și intensitatea vântului, modificările de temperatură, presiune și umezeală. Totodată toate ființele ne vor furniza informații privind schimbările de timp, știind că acestea sunt sensibile la aceste modificări.

Astfel:

- oamenii bolnavi de reumatism vor avea de suportat dureri la încheieturi când se apropie ploaia (scade presiunea și crește umezeală);
- musculițele și țânțarii vor căuta să intre în casă când se apropie ploaia;
- albinele, când simt apropierea ploii, se vor agita în jurul orificiilor de intrare în stup;
- furnicile se întorc grăbite la furnicar, intră înăuntru și blochează intrarea;
- când rândunelele zboară aproape de pământ înseamnă că ploaia va veni în curând (acest lucru se întâmplă datorită faptului că atunci când crește umezeala, aripile musculițelor cu care se hrănesc se umezesc, zborul lor devine greoi și rândunelele vor vâna în apropierea solului);
- vara, când observăm că vrăbiile sau turturlele se scaldă în praf știm că se apropie ploaia (umezeală pătrunde între pene și le îngreunează zborul, fapt care le determină să se arunce în praf pentru a-și usca penele);
- la sate animalele se întorc singure de la pășunat pentru a se adăposti când se strică timpul.

Întrucât piloții care efectuează zbor la vedere depind zilnic de această condiție meteorologică este necesar să știe cum să interpreteze un buletin meteo sau alte informații de specialitate.

Totuși înainte de a prezenta cele mai cunoscute buletine meteo utilizate în aviație vom prezenta câteva fenomene care ne anunță cum va fi vremea în intervalul de timp ce urmează:

- norii Cirrus (Ci), când apar, ne arată că timpul se va înrăutăți și funcție de viteza cu care acoperă cerul, ploaia sau ninsoarea se va instala după 1-3 zile;
- când se înseninează seara după o zi în care cerul a fost acoperit, a doua zi va ploua mai mult că sigur;
- când vântul suflă relativ liniștit, iar deodată își sporește puterea și își schimbă direcția este semn de apropiere a unei depresiuni, deci ploaia va veni în curând;
- după o perioadă mai lungă sau mai scurtă de secetă, dacă dimineața și seara se așează roua, atunci va ploua (a crescut umezeala aerului);
- dacă observăm umezirea sării din solniță sau ascultând emisiunile radiofonice suntem deranjați de radioparaziții produși prin descărcările electrice din atmosferă, nu suntem departe de o ploaie violentă de multe ori cu caracter de aversă;
- când observăm ziua în jurul soarelui sau seara în jurul lunii fenomenele de coroană sau halo sub formă unor cercuri, în cel mult 2 zile va ploua sau va ninge.

Ameliorarea vremii o vom observa după următoarele semne:

- dacă răsăritul soarelui se produce pe un cer portocaliu, ziua va fi frumos;
- când vântul împrăștie norii care au produs o ploaie puternică vor urma zile senine și frumoase;
- apariția curcubeului după ploaie reprezintă un semn de îndreptare a vremii.

11.4. Rapoarte și prognoze pentru aeroporturi de decolare, de destinație, de rezervă și pentru rută

11.4.1. Observații regulate și mesaje regulate de observații meteorologice

La aerodromuri, observațiile meteorologice regulate trebuie să fie efectuate 24 de ore zilnic, cu excepția celor în care administrația meteorologică aeronautică, administrația ATS corespunzătoare și operatorii aerieni interesați au agreeat în comun un alt program. Aceste observații trebuie efectuate la intervale de o jumătate de oră pentru toate aerodromurile deschise traficului internațional regulat sau de rezervă din România. Pentru alte stații meteorologice aeronautice, care nu sunt situate la aerodromuri, programul și intervalul de efectuare a observațiilor se stabilește de administrația meteorologică aeronautică, ținând seama de cerințele unităților serviciilor de trafic aerian și a operațiunilor de zbor. Mesajele regulate de observații meteorologice corespunzătoare unei observații meteorologice regulate trebuie să fie emise ca:

- a. mesaj regulat local, pentru a fi difuzat doar la aerodromul emitent, (destinat aeronavelor care sosesc și care pleacă de la aerodrom); și
- b. mesaj METAR, pentru a fi difuzat în afara aerodromului emitent (destinat planificării zborurilor, emisiunii VOLMET și D-VOLMET). Informațiile meteorologice utilizate în serviciul aeronautic de informare a traficului (ATIS) (ATIS prin voce și D-ATIS) trebuie să fie preluate din mesajele regulate locale de observații meteorologice în conformitate cu reglementarea aeronautică RACR-ATS, capitolul 4, elaborată potrivit prevederilor Anexei 11 OACI, paragraful 4.3.6.1. g). La aerodromurile care nu sunt deschise 24 de ore, mesajele METAR și mesajele difuzate pe plan local trebuie să fie furnizate cu cel puțin două ore înainte de deschiderea aerodromului sau în baza criteriilor stabilite prin procedurile de coordonare între unitatea meteorologică aeronautică, unitățile serviciilor de trafic aerian.

11.4.2. Observații speciale, mesaje speciale de observații meteorologice

Observațiile speciale trebuie să fie efectuate în baza criteriilor stabilite prin procedurile de coordonare între administrația meteorologică aeronautică, autoritatea ATS corespunzătoare, operatorii aerieni și alți utilizatori interesați.

Mesajele speciale de observații meteorologice corespunzătoare unei observații meteorologice speciale trebuie să fie emise ca:

- a. mesaj special local, pentru a fi difuzat doar la aerodromul emitent, (destinat aeronavelor care sosesc și care pleacă de la aerodrom);
- b. mesaj SPECI, pentru a fi difuzat în afara aerodromului emitent (destinat planificării zborurilor, emisiunii VOLMET și D-VOLMET).

Informațiile meteorologice utilizate în serviciul aeronautic de informare a traficului (ATIS) (ATIS prin voce și D-ATIS) trebuie să fie preluate din mesajele regulate locale de observații meteorologice în conformitate cu reglementarea aeronautică RAC-ATS, capitolul 4, potrivit Anexei 11 OACI, paragraful 4.3.6.1. g).

Observațiile speciale trebuie să fie emise ca mesaje SPECI sau mesaje speciale locale pentru acele aeroporturi pentru care sunt efectuate observații meteorologice regulate din oră în oră și aceste mesaje trebuie să fie transmise fără întârziere.

11.5. Interpretarea informației codificate METAR, TAF, GAFOR

11.5.1. Conținutul mesajelor meteorologice

Mesajele regulate și speciale de observații meteorologice difuzate pe plan local și mesajele METAR și SPECI trebuie să conțină următoarele elemente în ordinea indicată mai jos:

- identificatorul tipului de mesaj;
- indicatorul de localizare;
- ora observației;
- identificatorul pentru mesaj automat sau mesaj lipsă, când este cazul;
- viteza și direcția vântului la suprafață;
- vizibilitatea orizontală;
- distanța vizuală în lungul pistei, când este cazul;
- fenomenele meteorologice de timp prezent;
- nebulozitatea, tipul norilor (doar pentru Cumulonimbus și Cumulus Congestus) și înălțimea bazei norilor, sau în cazul în care este măsurată, vizibilitatea verticală;
- temperatura aerului și temperatura punctului de rouă; și
- QNH dacă este necesar, QFE (QFE trebuie inclus doar în mesajele regulate și speciale de observații meteorologice difuzate pe plan local).

Indicatorii de localizare menționați la punctul b) și semnificația acestora este publicată în documentul OACI nr. 7910 - Indicatori de localizare.

Suplimentar față de elementele enumerate mai sus, mesajele regulate și speciale de observații meteorologice difuzate pe plan local și mesajele METAR și SPECI trebuie să conțină informații suplimentare și acestea trebuie incluse în mesaj după informațiile de la punctul k) de mai sus.

Elementele opționale care sunt raportate în grupa informațiilor suplimentare și care trebuie să fie incluse în mesajele METAR și SPECI sunt:

- informațiile asupra temperaturii suprafeței mării și asupra stării mării de la stațiile meteorologice aeronautice situate pe platformele marine în scopul deservirii operațiunilor de zbor cu elicoptere;
- informațiile despre starea pistei furnizate de către administrația aeroportului;

În mesajele regulate și speciale de observații meteorologice difuzate pe plan local și în mesajele METAR și SPECI trebuie raportate următoarele tipuri de fenomene meteorologice de tip prezent precizându-se abrevierile lor corespunzătoare și criteriile specifice de raportare, ținând seama de semnificația lor pentru aviație, după cum urmează:

Precipitații

- Burniță DZ
- Ploaie RA

- Ninsoare SN
- Ninsoare grăunțoasă SG
- Granule de gheață PL
- Ace de gheață IC (ace de gheață foarte mici aflate în suspensie cunoscute și ca "pulbere de diamant") - Fenomen semnalat doar când vizibilitatea corespunzătoare este mai mică sau egală cu 5000 m
- Grindină GR - Fenomen semnalat când granulele de gheață au diametrul mai mare sau cel puțin egal cu 5 mm
- Măzărliche tare și/sau măzărliche moale GS - Fenomen semnalat când granulele de gheață au diametrul sub 5 mm.

Fenomene obscurizante (litometeori)

- Ceață FG - Fenomen semnalat când vizibilitatea este sub 1000 m, exceptând cazurile când este însoțită de descriptorii "MI", "BC", "PR" sau "VC"
- Aer cețos BR - Fenomen semnalat când vizibilitatea este de cel puțin 1000 m și până la 5000 m inclusiv

Fenomene obscurizante (litometeori)

Fenomenele menționate mai jos trebuie raportate numai când reducerea vizibilității este datorată în majoritate de litometeori și când vizibilitatea este mai mică sau egală cu 5000 m, în afară de cazul "SA" însoțit de "DR" și de cenușă vulcanică.

- Nisip SA
- Praf (răspândit pe o suprafață largă) DU
- Pâclă HZ
- Fum FU
- Cenușă vulcanică VA

Fenomene diverse

- Vârtejuri de praf/nisip PO
- Vijelie SQ
- Trombă (terestră sau marină) FC
- Furtună de praf DS
- Furtună de nisip SS

În mesajele regulate și speciale de observații meteorologice difuzate pe plan local și în mesajele METAR și SPECI trebuie raportate următoarele caracteristici ale fenomenelor meteorologice de tip prezent precizându-se abrevierile lor corespunzătoare și criteriile specifice de raportare, ținând seama de semnificația lor pentru aviație, după cum urmează:

- Oraj TS - Utilizat pentru a raporta oraj cu ploaie "TSRA", oraj cu ninsoare "TSSN", oraj cu granule de gheață "TSPL", oraj cu grindină "TSGR", sau oraj cu măzărliche tare și/sau măzărliche moale "TSGS" sau cu combinații ale acestora, de exemplu "TSRASN".

Dacă tunetul se produce în timpul celor 10 minute care preced momentul observației, dar nu se

vor observa precipitații la aerodrom, trebuie să se raporteze abrevierea "TS" fără alt calificativ.

- Aversă SH - Utilizat pentru a raporta aversă de ploaie "SHRA", aversă de ninsoare "SHSN", aversă de granule de gheață "SHPL", aversă de grindină "SHGR", sau aversă de măzăriche tare și/sau măzăriche moale "SHGS" sau cu combinații ale acestora, de exemplu "SHRASN".

Aversele observate în vecinătatea aerodromului trebuie raportate sub formă "VCSH" fără nici o indicație asupra tipului sau intensității precipitației.

- Care îngheață FZ (picături de apă sau precipitații suprarăcite, acest descriptor însoțind numai "FG", "DZ", "RA")
- Transport la înălțime BL - Descriptor folosit pentru "DU", "SA" sau "SN" (inclusiv pentru viscol), ridicate de vânt la o înălțime de 2 m (6 ft) sau mai mult deasupra solului; poate fi folosit și în cazul zăpezii căzute din nori amestecată cu zăpadă ridicată de vânt de la sol.
- Transport la sol DR - Descriptor folosit pentru "DU", "SA" sau "SN" ridicate de vânt la mai puțin de 2 m deasupra solului
- Subțire MI - (ceață sub 2 m deasupra nivelului solului)
- Bancuri BC (bancuri de ceață acoperind din loc în loc aerodromul)
- Parțial PR (o mare parte a aerodromului este acoperită de ceață, în timp ce restul este degajat)

Se raportează numai cu: precipitații sau în combinații ale acestora (în aceste cazuri intensitatea se referă la precipitații), DS și SS (în aceste cazuri trebuie utilizate numai intensitățile moderat și puternic)

Apropiere (Vecinătate) VC - Fenomenul nu este observat la aerodrom, dar nu la mai mult de 8 km de la perimetrul aerodromului; Acest descriptor este utilizat numai în METAR și SPECI și se raportează numai cu: DS, SS, FG, FC, SH, PO, BLDU, BLSA, BLSN, TS și VA.

În mesajele regulate și speciale de observații meteorologice difuzate pe plan local și în mesajele METAR și SPECI:

- nebulozitatea trebuie raportată cu ajutorul următoarelor abrevieri: "FEW" (1-2 optimi), "SCT" (3-4 optimi), "BKN" (5-7 optimi), sau "OVC" (8 optimi);
- norii Cumulonimbus și norii Cumulus congestus trebuie raportați cu abrevierile "CB" și respectiv "TCU";
- înălțimea bazei norilor trebuie raportată în multipli de 30 m (100 ft) până la 3000 m (10000 ft) și în multipli de 300 m (1000 ft) peste înălțimea de 3000 m (10000 ft).
- vizibilitatea verticală trebuie să fie raportată în multipli de 30 m (100 ft) până la 600 m (2000 ft);
- în absența norilor, în cazul în care nu trebuie raportată vizibilitatea verticală și dacă abrevierea "CAVOK" nu poate fi utilizată, trebuie utilizată abrevierea "SKC";
- în absența norilor semnificativi din punct de vedere operațional, în absența norilor Cumulonimbus și în cazul în care nu trebuie raportată vizibilitatea verticală și dacă abrevierile "CAVOK" și "SKC" nu pot fi utilizate, trebuie utilizată abrevierea "NSC";
- dacă mai multe straturi sau mase noroase semnificative din punct de vedere operațional sunt observate, nebulozitatea și înălțimea bazei norilor trebuie raportată în ordine crescătoare ținând seama de înălțimea bazei norilor și în conformitate cu următoarele criterii:
- stratul sau masa noroasă cea mai joasă, oricare ar fi nebulozitatea, sub formă FEW, SCT,

BKN sau OVC după caz;

- următorul strat sau masă noroasă și care acoperă mai mult de 2/8, sub formă SCT, BKN sau OVC după caz;
- următorul strat sau masă noroasă și care acoperă mai mult de 4/8, sub formă BKN sau OVC după caz; și
- norii Cumulonimbus și/sau Cumulus congestus oricând sunt observați dar nu au fost raportați la punctele 1), 2) sau 3) de mai sus;
- dacă baza norilor este neregulată, zdrențuită sau variază rapid înălțimea minimă a bazei norilor, sau fragmentelor de nori, trebuie raportată;
- dacă un strat individual de nori sau o masă noroasă se compune din nori Cumulonimbus și TCU care au aceeași baza, tipul norilor trebuie raportat doar ca și Cumulonimbus. Termenul TCU este utilizat pentru a indica un nor Cumulus congestus cu mare dezvoltare pe verticală.

11.5.2. Mesajul METAR (Meteorological Aerodrome Report)

ATENȚIE! : O variație a mesajului de tip METAR o reprezintă mesajul SPECI (SPECIAL REPORT). Acest tip de mesaj este emis și va înlocui METAR-ul dacă condițiile meteo au suferit schimbări majore în timpul observației de rutină. Acest tip de mesaj este valabil și în cazul unor deteriorări, dar și îmbunătățiri de condiții meteo.

Abrevierea METAR provine de la METeorological Aerodrome Report. METAR-ul conține un mesaj codat legat de vremea actuală la un aerodrom specific. Aceste mesaje sunt emise la fiecare jumătate de oră între orele de operare ale unui aerodrom.

METAR-urile sunt rapoarte periodice de aeroport. Multe aeroporturi procedează astfel: condițiile meteorologice sunt observate și notate la fiecare oră sau jumătate de oră și sunt eliberate în mod regulat cu abrevierea METAR sau SA (suprafață actuală). Este folosit un cod aproape identic cu cel al TAF-urilor, cu câteva diferențe.

În continuare prezentăm descifrarea mesajului METAR prezentat mai jos:

LROP 181015 24003MPS 9999 BKN030 27/22 Q1017 NOSIG

Prima grupă (LROP) reprezintă codul stației de aerodrom (aeroport) care l-a emis (LROP: L reprezintă Europa; R reprezintă România și OP este aeroportul Otopeni).

Grupa a doua indică ziua (181015), ora și minutul când a fost efectuată observația meteorologică. Ora este indicată mereu drept timpul UTC și este uneori însoțită de litera Z (zulu) ce indică acest lucru.

În exemplul prezentat, ziua este 18, ora este 10 și minutul este 15.

Grupa a treia (24003) reprezintă codificarea direcției și intensității vântului. Primele trei cifre indică direcția magnetică a vântului (din 10⁰ în 10⁰), iar ultimele două intensitatea vântului în m/s.

În exemplul prezentat vântul suflă din 240⁰ cu 3m/s. Această valoare a intensității valorii

vântului este luată drept media pe o perioadă de 10 minute. Dacă o rafală ce depășește 10 noduri față de valoarea medie este resimțită în această perioadă de 10 minute, acest lucru va fi menționat în METAR folosind litera G.

De asemenea dacă vântul este variabil, acest lucru va fi indicat în METAR folosind abrevierea **VRB**.

Grupa a patra (9999) se referă la vizibilitatea orizontală pe aerodrom. Este codificată cu 4 cifre și ne dă direct valoarea vizibilității în metri. (Exemplu: 7500 reprezintă o vizibilitate de 7500 de metri).

Până în 10 kilometri, vizibilitatea este măsurată în metri. Vizibilitatea mai mică de 50 metri este însoțită prin codul **0000**.

În unele situații vizibilitatea pe pistă este dată în METAR sub formă de **RVR**(runway visibility range). Aceasta este menționată doar când este sub 1500m. Dacă vizibilitatea RVR este mai mare de 1500 m atunci aceasta este menționată cu litera P în față (**P1500**). Dacă această vizibilitate are tendința să crească, litera U va fi poziționată după valoarea vizibilității. Dacă aceasta are tendința să scape, vom adăuga litera D. Litera N semnifică inexistența vreunui trend anume al vizibilității.

În exemplul prezentat grupa **9999** este codificarea vizibilităților mai mari de 10 km.

Grupa a cincea (BKN 030) codifică nebulozitatea (gradul de acoperire cu nori), tipul norilor și plafonul (baza) acestora. Nebulozitatea poate avea următoarele coduri:

FEW1	–	2/8
SCT3	–	4/8
BKN5	–	7/8
OVC	-	8/8

În exemplul nostru avem o acoperire de 5/8 cu nori alții decât CB sau Cu congestus (TCU).

Baza norilor este prezentată drept 3 cifre indicând sutele de picioare. Această valoare într-un METAR este întotdeauna indicată raportându-ne la QFE.

Dacă cerul este acoperit la verticala aerodromului din alte motive ce nu țin de plafonul de nori, sau dacă acesta nu poate fi clar determinat, atunci se va adăuga în METAR abrevierea **VV** urmată de 3 cifre ce reprezintă sutele de picioare.

Ultimile trei cifre ale grupei indică înălțimea bazei în picioare (feet).

În situația prezentată, norii se află la o înălțime de 900m.

În grupa a șasea (27/22) ni se dau indicații privind temperatura aerului la pragul pistei și temperatura punctului de rouă.

În exemplul prezentat, temperatura aerului este de 27°C, iar cea a punctului de rouă, de 22°C.

Grupa a șaptea (Q1017) ne dă presiunea QNH (vezi Cap.Navigație) în hPa.

Ultima grupă ne avertizează despre evoluția situației meteo la aerodrom.

În exemplul nostru, **NOSIG** înseamnă că nu se prevăd modificări ale situației meteo pentru următorul interval (NO SIGnificant).

Deoarece o decodificare completă (pentru toate variantele posibile) a unui mesaj METAR necesită cunoștințe care depășesc nivelul de pregătire urmărit în această lucrare, considerăm suficiente informațiile prezentate.

Pentru mai multe informații va rugăm să va adresați serviciilor meteo și/sau trafic aerian, obligația acestor servicii fiind de a decodifica și transmite acest mesaj în clar piloților.

Utilizarea CAVOK

Abrevierea CAVOK înseamnă „Clouds and Visibly are OK”.

Atunci când următoarele condiții meteorologice apar simultan la momentul observației:

- vizibilitatea orizontală este 10 km sau mai mult (raportată conform prevederilor anterioare);
- nici un nor sub 1500 m (5000 ft) sau sub altitudinea minimă de sector dacă această este mai mare de 1500 m și niciun nor Cumulonimbus;
- niciun fenomen meteorologic semnificativ pentru aviație

Informațiile asupra vizibilității orizontale, RVR-ului, fenomenelor meteorologice de timp prezent și nebulozității, înălțimii bazei norilor și tipului norilor trebuie să fie înlocuite în toate mesajele meteorologice de termenul "CAVOK".

Alte abrevieri ce pot fi întâlnite într-un mesaj meteorologic:

În mesajele regulate și speciale de observații meteorologice difuzate pe plan local și în mesajele METAR și SPECI, următoarele fenomene meteorologice recente, adică fenomenele meteorologice care au fost observate la aerodrom în ultima oră sau în intervalul de timp de la ultimul mesaj regulat de observații meteorologice dacă acesta este mai mic de o oră, dar nu mai sunt prezente în momentul observației trebuie să fie raportate ca informații suplimentare folosindu-se maxim trei grupe:

- Precipitații care îngheață REFZDZ, REFZRA
- Precipitații moderate sau puternice REDZ, RERA, RESN, RESG, REPL, (inclusiv aversele) RESHRA, RESHSN, RESHGR, RESHGS
- Transport de zăpadă la înălțime REBLSN
- Furtună de praf, furtună de nisip REDS, RESS
- Trombă (terestră sau marină) REFC
- Cenușă vulcanică REVA

În mesajele regulate și speciale de observații meteorologice difuzate pe plan local următoarele fenomene meteorologice sau combinații ale acestora trebuie să fie raportate ca informații suplimentare:

- Nori Cumulonimbus CB
- Oraj TS
- Turbulență moderată sau puternică MOD TURB, SEV TURB
- Forfecarea vântului WS
- Grindină GR
- Linie de gren puternică SEV SQL
- Givraj moderat sau puternic MOD ICE, SEV ICE
- Precipitații care îngheață FZDZ, FZRA

- Unde orografice puternice SEV MTW
- Furtună de praf, furtună de nisip DS, SS
- Transport de zăpadă la înălțime BLSN
- Trombă (terestră sau marină) FC

Localizarea fenomenelor meteorologice trebuie să fie indicată. Dacă este necesar trebuie să fie incluse informații suplimentare în limbaj clar abreviat.

11.5.3. Mesajul Aeronautic TAF (Terminal Aerodrome Forecast)

Mesajul TAF este o prognoză meteo de aviație. TAF-urile sunt emise de cel puțin patru ori pe zi, la fiecare șase ore, pentru aeroporturile de dimensiuni mai mari. Orele la care este emis acest tip de prognoză sunt: 0000, 0600, 1200 și 1800 UTC, și se aplică în general pentru o perioadă de 24 sau 30 de ore, și o zonă în aproximativ cinci mile terestre (8,0 km) (sau 5 mile marine (9,3 km) în Canada) pe o rază în jurul aeroportului. TAF-urile sunt emise la fiecare trei ore pentru aeroporturile militare și unele aeroporturi civile.

TAF-urile utilizează abrevieri similare cu rapoartele METAR. Sunt produse de un meteorolog aflat la sol. Din acest motiv, sunt mult mai puține locațiile ce oferă un mesaj TAF decât aeroporturile pentru care sunt disponibile METAR-uri. TAF-urile pot fi mai exacte decât Prognozele meteorologice numerice, deoarece iau în considerare efectele geografice locale, la scară mică.

Urmează un exemplu de TAF pentru 30 de ore, lansat pe 5 aprilie 2020 la 1730 UTC:

(în exemplu este un TAF pt 28 ore, apoi în explicații unul de 30 ore)

LROP 051730Z 0520/0624 23008KT 3SM -SHRA BKN020

- FM052300 30006KT 5SM -SHRA OVC030
- PROB30 0604/0606 VRB20G35KT 1SM TSRA BKN015CB
- FM060600 25010KT 4SM -SHRA OVC050
- TEMPO 0608/0611 2SM -SHRA OVC030
- RMK NXT FCST BY 00Z =

LROP indică aeroportul căruia i se aplică prognoza (cod ICAO aeroport).

051730Z indică faptul că raportul a fost emis în data de 5 ale lunii la 1730 UTC (cunoscut și sub numele de Zulu, de unde și Z).

0520/0624 indică faptul că raportul este valabil pe data de 5 de la ora 1800 UTC până la data de 6, ora 2400 UTC.

Prima linie reprezintă o reamintire a condițiilor meteo inițiale.

23008KT indică faptul că vântul va fi din 230 ° (direcție adevărată) cu 8 noduri (9 mph; 4 m/s).

3SM -SHRA BKN020 indică faptul că vizibilitatea va fi de 5 km cu ploi scurte (SHRA=shower rain), cu un plafon cu „spărturi” (între 5/8 și 7/8 din cer acoperit) la 2.000 de picioare (600 m) deasupra nivelului solului (AGL).

Fiecare linie care începe cu **FM** indică o schimbare rapidă a vremii într-o perioadă mai scurtă de o oră.

FM052300 indică următoarea perioadă care durează de la (FM) ziua 6 la 2300 UTC la ziua a 6-a la 0600 UTC (timpul efectiv pe următoarea linie FM). Restul liniei are o formatare similară cu celelalte linii de prognoză: vânt de 30006KT de la 300° la 6 noduri (11 km / h; 6,9 mph), vizibilitate 5 mile (8 km), averse de ploaie ușoară SHRA, **OVC030** nori la 3.000 de metri (900 m).

PROB30 indică o probabilitate de 30% a următoarelor condiții să existe între ziua 6 în intervalul orar 0400 UTC și 0600 UTC: Vânt **VRB20G35KT** cu direcție variabilă la 20 de noduri (35 km / h; 25 mph) cu rafale de până la 35 de noduri (65 km / h; 40 mph), 1SM vizibilitate 1 mile (1,6 km), furtuni **TSRA** și ploi, **BKN015CB** nori Cumulonimbus la 1.500 picioare (450 m).

FM060600 indică faptul că următoarea perioadă durează de pe data de 6 la 0600 UTC până la 2400 UTC (sfârșitul perioadei de prognoză, deoarece nu există următoarea linie FM): 25010KT vânt de 250° la 10 noduri (20 km / h; 10 mph),

Vizibilitate **4SM** 4,5 mile (6,5 km), -SHRA averse ploaie ușoară, **OVC050** înnorat la 1.500 m.

TEMPO înseamnă că aceste condiții sunt înlocuite temporar între 0800 UTC și 1100 UTC cu: vizibilitate **2SM** 2 mile (3 km), -SHRA ploi ușoare, **OVC030** înnorat la 3.000 m (900 m). (Viteza vântului rămâne aceeași deoarece nu este menționată.)

Linia finală este pentru erate, comentarii și observații.

RMK NXT FCST BY 00Z indică o observație că următoarea prognoză va fi emisă la ora UTC 0000.

11.6. Disponibilitatea rapoartelor de la sol pentru vântul de suprafață, forfecarea vântului, vizibilitate

În mesajele METAR și SPECI, când condițiile locale o permit, trebuie să fie raportate informațiile cu privire la forfecarea vântului. Condițiile locale menționate anterior cuprind cazurile de forfecare a vântului de natură persistentă care pot fi legate de inversiuni de temperatură la joasă înălțime sau de topografie locală, dar ele nu sunt neapărat limitate la aceste cazuri.

În mesajele METAR și SPECI trebuie să fie incluse următoarele informații ca informații suplimentare:

- informațiile asupra temperaturii suprafeței mării și asupra stării mării de la stațiile meteorologice aeronautice situate pe platformele marine în scopul deservirii operațiunilor de zbor cu elicoptere;
- informațiile despre starea pistei furnizate de către administrația aeroportului;

Aceste abrevieri, coduri, utilizate în mesajele meteorologice se regăsesc în documentația: PIAC-CMA, potrivit documentului OMM nr. 306, Manualul de coduri, volumul I.1, partea A - Coduri alfanumerice, Tabelele de cod 0366, 0519, 0919 și 1079.



11.7. Raportarea informațiilor meteorologice de la sisteme automate de observare

Mesajele METAR și SPECI de la sisteme automate de observare meteorologică trebuie să fie emise numai în intervalul de timp în care aerodromul nu este operațional. Aceste mesaje METAR și SPECI automate trebuie să fie identificate prin cuvântul de cod "AUTO".

În mesajele METAR și SPECI automate vântul la suprafață, RVR-ul, temperatura aerului, temperatura punctului de rouă și presiunea atmosferică trebuie să fie raportate în conformitate cu prevederile corespunzătoare menționate anterior.

11.8. Glosar Termeni

SIGMET: abrevierea provine de la “Significant Meteorological Information”, este un buletin meteorologic ce conține informații cu privire la situații meteo ce pot periclita siguranța aeronavei cât și a echipajului. Acesta este de 2 tipuri: convectiv și neconvectiv.

AIRMET: prognoza meteo ce provine de la **Airmen’s Meteorological Information** reprezintă o descriere concisă a situației meteo de pe ruta ce urmează să fie parcursă. Prin comparație cu SIGMET, AIRMET prognozează fenomenele meteo mai puțin severe precum vânt de 60 km/h sau vizibilitate redusă.

METAR: mesaj de observație meteorologică pentru aviație, conținând indicativul de amplasare al stației, ora când se face observația, direcția de unde bate vântul, variabilitatea direcției și intensitatea vântului, vizibilitatea minimă, vizibilitatea maximă și direcția față de pistă, vizibilitatea de-a lungul pistei, întinderea totală a stratului de nori, temperatura la sol și temperatura punctului de rouă, presiunea, fenomenul forfecării vântului, previziuni.

VOLMET: reprezintă informații meteorologice pentru aeronavele în zbor și se realizează prin emisiune radio cu caracter continuu și repetitiv, conținând, după caz, mesaje actuale METAR, SPECI, TAF și SIGMET.

SPECI : Mesajele regulate și speciale de observații meteorologice difuzate pe plan local.

OACI: Organización de Aviación Civil Internacional

11.9. Întrebări verificare

1. Ce este un METAR?

- O prognoză meteo pentru un aerodrom
- Un mesaj de informare meteorologică pentru un aerodrom
- O prognoză a condițiilor meteo pentru următoarele 2 ore
- Un mesaj de informare meteorologică pentru un grup de aerodroame

2. Este planificat un zbor de la Shoreham (EGKA) spre Swansea (EGFH), în afara spațiului controlat, la un nivel minim de 1000 ft AGL. Aerodromul de rezervă este Kemble.

Pilotul deține licență PPL, fără calificare de IFR sau IMC, deci va zbura în afara norilor, cu vederea solului și va menține o vizibilitate de minim 3 km.

Ora decolării ETD: 1200Z ; Timpul de zbor 2h30m

METAR pentru decolare:

EGKA 1150Z 23016KT 9999 SHRA SCT 019 BKN 040 05/01 Q1002

TAF pentru destinație:

EGFH 091019 22008KT 9999 SCT 030

Cum veți proceda având informațiile de mai sus și anexa Met Paper 5 Ilustr 2?

- Condițiile meteo la decolare și aterizare sunt potrivite zborului. Ar putea fi necesar să ocolesc averse izolate pe rută. Execut zborul cu prudență.
- Condițiile meteo la decolare și aterizare sunt acceptabile. Totuși se așteaptă givraj moderat în sudul zonei până după ora 1300UTC. Amân zborul după ora 1300UTC.
- Este prognozat până la ora 1200UTC, vizibilitate până la 6 km în ploaie care îngheață și givraj sever. Amân zborul până după ora 1200UTC.
- Condițiile meteo pentru decolare sunt potrivite, dar prognoza la destinație arată furtună și averse puternice de ploaie, plafon la 1000 ft AMSL. Amân zborul pentru mult mai târziu.

3. Este planificat un zbor de la Chichester Goodwood (EGHR) spre Manchester Barton (EGCB), în afara spațiului controlat, la un nivel minim de 1500 ft AGL.

Pilotul deține licență PPL, fără calificare IFR sau IMC, deci va zbura înafara norilor, cu vederea solului și va menține o vizibilitate de minim 5 km.

Ora decolării ETD: 1300Z ; Timpul de zbor 2h30m

METAR pentru decolare:

EGHR 121250 03008KT 9999 SCT035 BKN040 15/01 Q1025 NOSIG

TAF pentru destinație:

EGCB 120900Z 121019 13012KT CAVOK TEMPO 1517 3000 PROB30 TEMPO 1519 6000 +TSRA SCT020 CB

Cum veți proceda având informațiile de mai sus și anexa Met Paper Ilustr 3?

- a. Condițiile la decolare sunt în limitele admise. La destinație este prognozată furtună. Se recomandă amânarea zborului cu cel puțin 24 de ore, când vor fi condiții îmbunătățite.
- b. Condițiile la decolare și pentru prima jumătate a zborului sunt în limite admise. Condițiile sunt mai puțin bune la destinație, unde norii Cb vor reduce temporar vizibilitatea la 3000 m între orele 1500 și 1700 UTC. Se recomandă o amânare a decolării cu 2 ore, rezultă sosirea la ora 1730, deci evitarea vizibilității reduse.
- c. Condițiile la decolare și pentru prima jumătate a zborului în interiorul zonei B sunt în limite admise. În zona A, la destinație este prognozată o reducere temporară a vizibilității la 3000 ft și nori CB, între orele 1500 și 1900 UTC. De asemenea, este prevădută de furtună. Aceste condiții sunt sub limite. Se recomandă amânarea decolării până după ora 1600 UTC, evitarea furtunilor izolate pe rută. Se va ține cont de activitatea norilor CB, în cazul în care o aversă traversează aerodromul; Se va lua carburant suplimentar.
- d. Condițiile la decolare și pentru prima jumătate a zborului în interiorul zonei A sunt în limite admise. Condițiile la destinație sunt mai puțin favorabile, cu o reducere temporară a vizibilității la 6000m între orele 1500 și 1700 UTC, aceste condiții fiind sub limite. Se mai prognozează furtuni izolate la și în vecinătatea aerodromului Barton. Se recomandă amânarea decolării până la ora 1600 UTC. Se va ține cont de activitatea norilor CB, în cazul în care o aversă traversează aerodromul; Se va lua carburant suplimentar.

Explicați următorul termen dintr-un METAR:

BECMG FM 1400 - RASH

- a. De la ora 1400 UTC se va reduce ploaia
 - b. În devenire de la ora 1400 UTC ploaie moderată
 - c. În devenire de la ora 1400 UTC averse ușoare de ploaie
 - d. În devenire de la ora 1400 UTC averse ușoare de zăpadă
4. Termenul CAVOK este des folosit în mesajele TAF și METAR. Ce se înțelege mai exact prin CAVOK?
- a. Vizibilitate 25 km sau mai mare, fără nori, fără CB sau fenomene meteo
 - b. Vizibilitate 10 km sau mai mare, fără nori sub 5000 ft, fără fenomene meteo semnificative
 - c. Vizibilitate 10 km sau mai mare, fără nori sub 5000 ft, fără fenomene meteo semnificative la sau în vecinătatea aerodromului
 - d. Vizibilitate 5 km sau mai mare, fără nori sub 10000 ft, fără CB, fără fenomene meteo semnificative

12. Emisiuni radio meteorologice pentru aviație

Informația meteorologică este un mesaj de observație meteorologică, analiză, prognoză și orice altă descriere referitoare la condițiile meteorologice existente sau prognozate.

12.1. AIRMET, SIGMET

AIRMET este o informație emisă de un centru de veghe meteorologică referitoare la apariția sau apariția prognozată a unor fenomene meteorologice pe ruta specificată, care pot afecta siguranța zborului la niveluri joase și care nu au fost deja introduse în prognozele emise pentru zborurile la niveluri joase în regiunea de informare a zborului corespunzătoare sau într-o subregiune a acesteia.

Abrevierea **AIRMET** provine de la **AIR**men's **MET**eorological Information. Acest mesaj este o descriere a prognozei ce acoperă diferite regiuni și este reînnoit de mai multe ori pe zi. **AIRMET** se folosește pentru aeronave ce zboară maxim până la nivelul FL100.

Împreună cu alte mesaje precum **METAR**, **TAF**, și hărți sinoptice face parte din lista de documente ce un pilot trebuie să le consulte înainte de zbor.

AIRMET conține o informare despre condiții meteo ce nu sunt atât de severe precum cele dintr-un **SIGMET**, adesea el face referire la turbulențe moderate, vânt de suprafață mai puternic de 20 km/h, etc.

În concluzie, **AIRMET** reprezintă un instrument de briefing excelent pe parte de condiții meteo. Pentru detalii suplimentare se vor consulta mesajele **TAF** și **METAR**.

Exemplu de AIRMET

HNLS WA 080945
AIRMET SIERRA UPDATE 1 FOR IFR VALID UNTIL 081600 .
NO SGFNT IFR EXP.

Buletinul **AIRMET** Sierra pentru regiunea Hawaii, emis în dată de 8 a lunii la 0945 UTC. Acesta este primul buletin.

În continuare: actualizarea buletinului **AIRMET** Sierra emis pentru IFR și zbor în munți și este valabil până în a 8-a zi a lunii la ora 1600 UTC.

Nu sunt așteptate condiții de zbor **IMC**.

HNLT WA 080945
AIRMET TANGO UPDT 1 FOR TURB VALID UNTIL 081600 .
AIRMET TURB...HI
OVR AND IMT S THRU W OF MT OF ALL ISLANDS.
MOD TURB BLW 060. COND CONT BYD 1600Z THRU 22Z.

Buletinul **Tango AIRMET** pentru regiunea Hawaii, emis în a 8-a zi a lunii, la 0945 UTC. Acesta

este primul. Urmează actualizarea buletinului Tango AIRMET prognozând turbulență și este valabil la 1600 UTC.

Turbulențe moderate în sudul și vestul munților de pe insulă

Turbulența este de așteptat sub 6.000 de picioare MSL. Se estimează că condițiile vor continua peste 1600 UTC până la 2200 UTC.

SIGMET este o informație elaborată și comunicată de către centrul de veghe meteorologică asupra apariției sau apariției prognozate a unor fenomene meteorologice pe ruta specificată, care pot afecta siguranța zborului.

Abrevierea SIGMET provine de la **SIG**nificant **MET**eorological Information.

Informațiile **SIGMET** trebuie să fie emise de către un centru de veghe meteorologică și trebuie să constituie o descriere concisă, în limbaj clar abreviat asupra apariției și/sau apariției prognozate a fenomenelor meteorologice pe ruta specificate, care pot afecta siguranța operațiunilor de zbor, precum și evoluția acestor fenomene în timp și spațiu.

Există două tipuri de mesaje SIGMET: convective și non-convective. Mesajele SIGMET convective fac referire la furtuni iar cele non-convective aduc informații despre turbulențe severe sau givraj.

Informațiile **SIGMET** trebuie să fie anulate atunci când fenomenele meteorologice semnalate încetează sau nu mai sunt prognozate să se producă în zonă.

Perioada de valabilitate a mesajului SIGMET trebuie să fie nu mai mult de 6 ore și de preferință nu mai mult de 4 ore.

În cazurile speciale în care sunt emise mesaje SIGMET pentru nori de cenușă vulcanică și cicloni tropicali, acestea trebuie să includă și o prognoza de până la 12 ore peste de perioada de valabilitate specificată la punctul anterior și care să ofere informații cu privire la traiectoria norului de cenușă vulcanică, respectiv a centrului ciclonei tropical.

Informațiile **SIGMET** trebuie să conțină doar elementele descriptive care sunt necesare. În descrierea fenomenelor meteorologice pentru care mesajul SIGMET este emis, trebuie incluse doar elementele descriptive menționate mai sus. Informațiile **SIGMET** cu privire la oraje sau ciclon tropical nu trebuie să includă referiri la turbulență și givrajul care le sunt asociate.

Doar unul din următoarele fenomene trebuie să fie inclus într-un mesaj SIGMET, folosind abrevierile după cum urmează:

La nivele de croazieră subsonică:

Oraje

- obscurizate OBSC TS
- înglobate în nori EMBD TS
- frecvențe FRQ TS
- linie de vijelie SQL TS
- obscurizate, cu grindină OBSC TSGR
- înglobate în nori, cu grindină EMBD TSGR
- frecvențe, cu grindină FRQ TSGR
- linie de gren, cu grindina SQL TSGR

Ciclone tropicale

- ciclon tropical având o viteză medie a vântului la TC (+ numele. suprafața de 63 km/h (34 kt) sau mai mult ciclonului)

Turbulență

- turbulență puternică SEV TURB

Givraj

- givraj puternic SEV ICE
- givraj puternic datorat ploii care îngheață SEV ICE (FZRA)

Unde orografice

- unde orografice puternice SEV MTW

Furtună de praf

- furtună de praf puternică HVY DS

Furtună de nisip

- furtună de nisip puternică HVY SS

Cenușă vulcanică

- Cenușă vulcanică VA(+numele fără a se ține seama de altitudine) vulcanului dacă este cunoscut)

Viteza de deplasare a fenomenelor meteo este dată în kilometri pe oră sau în noduri. În schimb, dacă fenomenul meteo este staționar, se va folosi codul **STNR**. Dacă apar modificări asupra prognozei existente, în cazul unei intensificări, se va folosi **INTSF**, în cazul unei ameliorări se va folosi abrevierea **WKN**. **NC** se va folosi în caz că nu există informații despre viitoare schimbări.

Exemplu Mesaj SIGMET

BOSR WS 050600
SIGMET ROMEO 2 VALID UNTIL 051000
ME NH VT
FROM MLT TO YSJ TO CON TO MPV TO MLT
OCNL SEV TURB BLW 080 EXP DUE TO STG NWLY FLOW. CONDS CONTG BYD 1000Z.

Acest mesaj SIGMET a fost emis pentru regiunea Boston în a 5-a zi a lunii la ora 0600 UTC.

Aceasta este a doua emisie a seriei SIGMET Romeo și este valabilă 4 ore, până la ora 1000 UTC.

Statele afectate de condițiile meteo sunt Maine (ME), New Hampshire (NH) și Vermont

(VT). În cadrul unei zone delimitate de Millinocket, Maine; până la St. Johns, New Brunswick; până la Concord, New Hampshire; spre Montpelier, Vermont; la Millinocket, Maine se anticipează turbulențe severe sub 8000 feet din cauza unei circulații a vântului nord-vestic. Se preconizează continuarea condițiilor până la 1000 UTC.

Mesajele SIGMET Speciale

Numai 2 tipuri de mesaje SIGMET care sunt valabile până la 6 ore. Acestea sunt mesajele SIGMET legate de cenușă vulcanică, datorate de erupții, cât și mesajele SIGMET ce fac referire la cicloni tropicali.

Aceste tipuri de mesaje SIGMET conțin o linie în plus ce face de asemenea referire și la direcția de deplasare a cenușei sau a ciclonului.

12.2. Raport din zbor (AIREP)

Mesaj provenind de la o aeronava aflată în zbor și emis în conformitate cu cerințele pentru raportare a poziției și raportarea informațiilor operaționale și/sau meteorologice. Detalii cu privire la formatul mesajului AIREP se regăsesc în procedurile și instrucțiunile de aeronautică civile, întocmite în baza documentului OACI PANS-ATM (Doc. 4444).

12.2.1. Observațiile speciale

Observațiile speciale trebuie să fie efectuate de către toate aeronavele ori de câte ori se întâlnesc sau se observă următoarele condiții:

- turbulență puternică; sau
- givraj puternic; sau
- unde orografice puternice; sau
- oraj, fără grindină, obscurizat, înglobat în alte tipuri de nori, pe o zonă extinsă sau care formează o linie de gren; sau
- oraj, cu grindină, obscurizat, înglobat în alte tipuri de nori, pe o zonă extinsă sau care formează o linie de gren; sau
- furtuni puternice de praf sau nisip; sau
- nori de cenușă vulcanică; sau
- activitate vulcanică preeruptivă sau erupție vulcanică. Activitatea vulcanică preeruptivă, în acest context, înseamnă o activitate vulcanică neobișnuită și/sau în creștere, care ar putea precede o erupție vulcanică.

În plus, în cazul zborurilor transonice și supersonice:

- turbulență moderată; sau
- grindină; sau
- nori cumulonimbus.

12.2.2. Alte observații efectuate de aeronavele în zbor

Atunci când sunt întâlnite condiții meteorologice altele decât cele enumerate mai sus, de exemplu forfecarea vântului și care, în opinia pilotului comandant poate afecta siguranța sau în mod deosebit eficiența operațiunilor de zbor a altor aeronave, acesta trebuie să anunțe cât mai curând serviciile de trafic aerian corespunzătoare. Givrajul, turbulența și în mare măsură, forfecarea vântului, sunt elemente care, în prezent, nu pot fi observate în mod satisfăcător de la sol și în cele mai multe cazuri observațiile acestora de la bordul aeronavelor în zbor reprezintă singurele evidențe disponibile.

Raportarea observațiilor de la aeronavă asupra forfecării vântului întâlnită în fazele zborului de apropiere sau de urcare după decolare trebuie să includă și tipul aeronavei.

În cazul în care au fost raportate sau prognozate, dar nu au fost întâlnite condiții de forfecarea vântului în fazele zborului de apropiere sau de urcare după decolare, pilotul comandant trebuie să anunțe unitățile serviciilor de trafic aerian cât mai curând posibil cu excepția situației când pilotul comandant cunoaște faptul că unitățile serviciilor de trafic aerian au fost anunțate în prealabil de o aeronava precedentă.

Observațiile de la aeronave trebuie să fie raportate prin legătură de date aer-sol. În cazul în care legătură de date aer-sol nu există sau nu este corespunzătoare, acestea trebuie raportate prin comunicații în fonie.

Observațiile de la aeronave în zbor trebuie să fie raportate în momentul în care sunt observate sau imediat după, cât mai curând posibil.

12.3. Informații meteorologice pentru aeronavele în zbor

VOLMET reprezintă informații meteorologice pentru aeronavele în zbor și se realizează prin emisiune radio cu caracter continuu și repetitiv, conținând, după caz, mesaje actuale METAR, SPECI, TAF și SIGMET.

VOLMET prin legătură de date (D-VOLMET)

Furnizarea prin legătură de date a mesajelor regulate de observații meteorologice (METAR), mesajelor speciale de observații meteorologice (SPECI), prognozelor de aerodrom (TAF), mesajelor SIGMET, rapoartelor din zbor speciale care nu au fost incluse în SIGMET și, unde sunt disponibile, mesajelor AIRMET;

Informațiile meteorologice destinate aeronavelor în zbor trebuie să fie furnizate de către unitatea meteorologică aeronautică către unitatea serviciilor de trafic aerian asociată și prin intermediul emisiunilor VOLMET sau D-VOLMET. Informațiile meteorologice pentru planificarea efectuată de operatorul aerian pentru aeronavele în zbor trebuie să fie furnizate la cerere, după cum a fost agreat între administrația meteorologică aeronautică și operatorul aerian interesat.

Informațiile VOLMET sunt concepute să fie simple și ușor de înțeles, astfel să existe un transfer eficient de informații.

12.4. Avertizări de aerodrom și avertizări ale unităților meteorologice aeronautice

Avertizările de aerodrom trebuie să fie emise de către unitățile meteorologice aeronautice autorizate de autoritatea meteorologică aeronautică și trebuie să conțină informații concise despre condițiile meteorologice care pot afecta în mod negativ aeronavele la sol, inclusiv aeronavele parcate, facilitățile și serviciile de aerodrom.

Avertizările de aerodrom trebuie să fie anulate atunci când condițiile semnalate încetează și/sau nu mai sunt prognozate să se producă la aerodrom.

În cazul în care sunt cerute de operatorii aerieni și serviciile de aerodrom, avertizările de aerodrom trebuie să fie emise în formatul stabilit prin procedurile specifice și trebuie să fie distribuite local în conformitate cu procedurile de coordonare dintre administrația meteorologică aeronautică și cei interesați.

Avertizările de aerodrom trebuie să se refere la apariția sau apariția prognozată a unuia sau mai multora din următoarele fenomene meteorologice:

- oraj;
- grindină;
- ninsoare (inclusiv depozitul de zăpadă observat sau prognozat);
- precipitațiile care îngheață;
- givraj sub formă de brumă sau de chiciură;
- furtună de nisip;
- furtună de praf;
- nisip sau praf transportat la înălțime;
- vânt puternic la suprafață și rafale;
- vijelie;
- tornadă;
- alte fenomene, după cum s-a agreat pe plan local.

Utilizarea unui text suplimentar la abrevierile specificate prin procedurile specifice de abreviere a acestor avertizări trebuie să fie minim. Textul suplimentar trebuie să fie întocmit în limbaj clar abreviat utilizând abrevierile OACI aprobate și valorile numerice corespunzătoare. Dacă abrevierile OACI nu sunt disponibile, textul trebuie întocmit utilizând limbajul clar în limba engleză.

Când sunt necesare criteriile cantitative pentru emiterea unor avertizări de aerodrom că de exemplu, viteză maximă a vântului prognozată sau căderea de zăpadă prognozată, criteriile trebuie să fie stabilite prin procedurile de coordonare între administrația meteorologică aeronautică și utilizatorii avertizărilor.

Avertizările despre forfecarea vântului trebuie să fie întocmite de către unitățile meteorologice aeronautice autorizate de către autoritatea meteorologică aeronautică și trebuie să conțină informații concise despre existența observată sau prognozată a forfecării vântului care ar putea afecta în mod negativ aeronavele aflate pe pantă de apropiere în vederea aterizării sau decolării sau în tur de pistă între nivelul pistei și 500 m (1600 ft) deasupra acestui nivel precum și aeronavele aflate pe pistă în timpul rulajului după aterizare sau înainte de decolare. Acolo unde datorită topografiei locale manifestarea forfecării vântului

este semnificativă și la înălțimi care depășesc 500 m (1600 ft) deasupra nivelului pistei, atunci pragul de 500 m nu trebuie considerat restrictiv. Material de îndrumare cu privire la forfecarea vântului sunt detaliate în documentul nr. 9817 OACI, Manualul despre forfecarea vântului.

Avertizările despre forfecarea vântului destinate aeronavelor care sosesc și/sau aeronavelor care pleacă trebuie să fie anulate atunci când rapoartele de la aeronave indică încetarea forfecării, sau după trecerea unui interval de timp convenit. Criteriile de anulare a unei avertizări de forfecare a vântului trebuie să fie stabilite pe plan local, pentru fiecare aerodrom în parte, prin procedurile de coordonare încheiate între administrația meteorologică aeronautică, unitățile ATS corespunzătoare și operatorii aerieni interesați.

Dovezi asupra existenței forfecării vântului trebuie să fie luate în considerare atunci când provin de la:

- un echipament de detecție de la distanță a forfecării vântului, instalat la sol, de ex. radar Doppler;
- un echipament montat la sol pentru detectarea forfecării vântului, de ex. rețea de senzori la suprafață pentru măsurarea vântului și/sau a presiunii destinați a monitoriza una sau mai multe piste împreună cu traiectoriile de apropiere și depărtare asociate;
- observații ale aeronavelor în timpul fazelor de urcare sau de apropiere efectuate în conformitate cu Capitolul 5 ale prevederilor reglementării RACR -SMET; sau
- alte informații meteorologice obținute, de exemplu, cu ajutorul senzorilor specifici, instalați pe stâlpi, pe turnuri situate în apropierea aerodromului sau pe înălțimile înconjurătoare.

Condițiile de forfecare a vântului sunt asociate, în mod normal, următoarelor fenomene:

- oraje, microrafale, trombe (trombe terestre sau trombe marine) și fronturi de rafale;
- suprafețe frontale;
- vânturi puternice la suprafață asociate cu topografia locală;
- fronturi de briza marină;
- unde orografice (inclusive rotorii la nivele joase în zona terminală);
- inversiuni de temperatură la nivele joase

Avertizările de forfecare a vântului trebuie să fie elaborate în limbaj clar abreviat în conformitate cu procedurile specifice și trebuie să fie difuzate pentru acele aerodromuri unde forfecarea vântului este considerată un factor de risc în conformitate cu cele agreeate prin procedurile de coordonare între unitatea meteorologică aeronautică desemnată să furnizeze servicii pentru aerodromul respectiv, cu administrația ATS corespunzătoare și operatorii interesați sau trebuie să fie distribuită direct de la senzori sau de la echipamentele automate de teledetecție de la sol.

Informațiile asupra forfecării vântului trebuie, de asemenea, să fie incluse ca informații suplimentare în mesajele regulate și speciale de observații meteorologice difuzate la nivel local, precum și în mesajele METAR și SPECI în conformitate cu procedurile specifice.



12.5. Glosar termeni

AIREP: Mesaj provenind de la o aeronavă aflată în zbor și emis în conformitate cu cerințele pentru raportare a poziției și raportarea informațiilor operaționale și/sau meteorologice. Detalii cu privire la formatul mesajului AIREP se regăsesc în procedurile și instrucțiunile de aeronautică civilă, întocmite în baza documentului OACI PANS-ATM

OACI PANS-ATM: este un acronim ce provine de la for *Procedures for Air Navigation Services - Aircraft Operation* și reprezintă un set de proceduri pentru aterizările și zborurile instrumentale, set de proceduri folosit evident în condițiile de zbor VMC

TAF: o prognoză meteo de aviație. TAF-urile sunt emise de cel puțin patru ori pe zi, la fiecare șase ore, nouă sau 24, pentru aeroporturile de dimensiuni mai mare.

12.6. Întrebări verificare

1. Cum ar fi notată unda orografică severă în SIGMET ?
 - a. +MTW
 - b. SEV MTW
 - c. SEV MNTW
 - d. SEVERE MNTW

2. Un AIRMET regional este o informare meteorologică până la nivelul:
 - a. FL100
 - b. FL180
 - c. FL010
 - d. FL240

3. VOLMET este reactualizat la:
 - a. fiecare oră
 - b. la fiecare 6 ore
 - c. la fiecare 12 ore
 - d. la fiecare jumătate de oră

4. Într-un mesaj AIRMET, vânt puternic se consideră peste:
 - a. viteza vântului mai mare de 10 noduri
 - b. viteza vântului mai mare de 20 noduri
 - c. viteza vântului mai mare de 15 noduri
 - d. viteza vântului mai mare de 25 noduri

5. Ce este VOLMET ?
 - a. emisiune Radio pentru aeronavele în zbor
 - b. reglementare aeronautică
 - b. un protocol
 - a. abreviere dintr-un mesaj METAR



13. Bibliografie

1. Oxford Ground Training Meteorology , Second Edition, 2007
2. N. Topor, Meteorologie Aeronautică, 1967
3. Pooley's Air law & Meteorology
4. <https://higginsstormchasing.com/what-are-cirrus-clouds/>
5. <https://www.metoffice.gov.uk/weather/learn-about/weather/types-of-weather/clouds/mid-level-clouds/altocumulus>