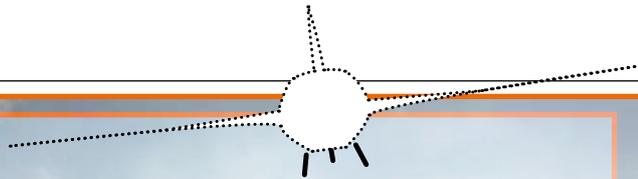
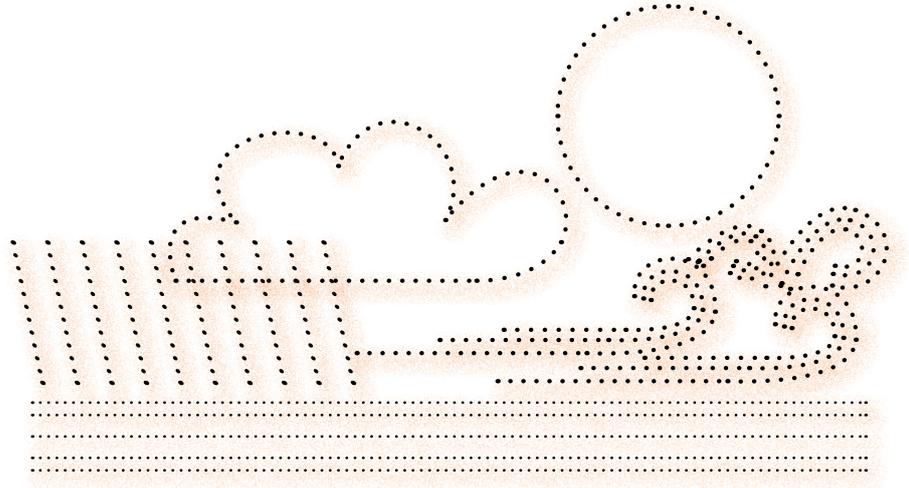
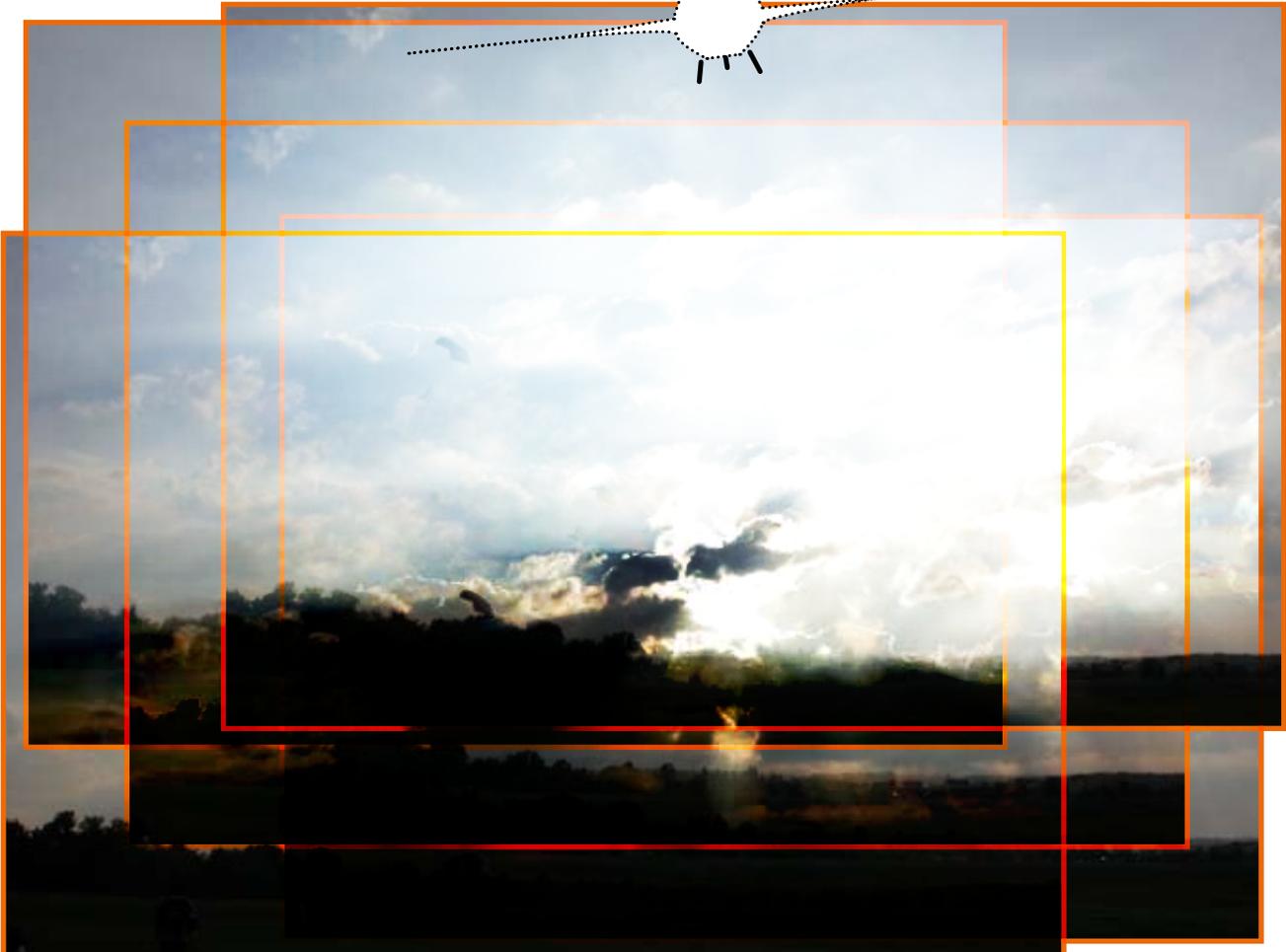


MARCO TADINI

CORSO DI METEOROLOGIA PER PILOTI VDS E VFR



SLIDES



Il presente e-book è stato realizzato senza fini di lucro; il suo contenuto può essere distribuito e usato liberamente per finalità didattiche e divulgative, citandone la fonte e indicandola con il collegamento a <http://www.ufficiometeo.it>. Ne è invece rigorosamente vietato l'utilizzo e la diffusione a fini commerciali.

Il presente e-book non intende violare alcun copyright, nel rispetto della vigente legislazione. Eventuali marchi registrati sono di proprietà dei rispettivi titolari. Se, involontariamente, è stato pubblicato materiale soggetto a copyright o in violazione alla legge, si prega di comunicarlo all'indirizzo ufficiometeo@tiscali.it.

Le immagini utilizzate nell'e-book sono, al meglio della nostra conoscenza, di pubblico dominio e disponibili in rete. Le immagini www.skystef.be sono utilizzate con il permesso dell'autore. L'immagine "Centro Volo Serristori" è utilizzata per concessione del Centro Volo Serristori (AR).

Dicembre 2010

A Popo e Peo:

perché nonostante i loro sforzi, questo
lavoro ha potuto comunque vedere la luce.

Uno speciale ringraziamento per la preziosa
collaborazione a Valeria Rubbi Contri, che ha
curato la realizzazione grafica e l'impaginazione,
e si è dedicata a un paziente lavoro di lettura
e correzione delle bozze. Un sentito grazie
anche agli amici dell'Associazione Tuscolana di
Astronomia (www.ataonweb.it) e di VFR Flight
(www.vfrflight.net) per il loro contributo.

Brian Cosgrove
Pilot's Weather Airlife

Brian Cosgrove
The Microlight Pilot's Handbook Airlife

Brian Cosgrove
The World of Weather Crowood

Dennis Newton
Severe Weather Flying Aviation Supplies & Academics, Inc.

Francesco Fantauzzo
Dalla brezza all'uragano ETS/PISA

Francesco Di Franco
Atlante delle nubi Mursia

Francesco Di Franco
Come si prevede il tempo Mursia

Giovanni Colella
Meteorologia Aeronautica IBN Editore

Joint Aviation Authorities
Theoretical Knowledge Manual: Meteorology Oxford Aviation Training / Jeppesen

Marco Tadini
Meteorologia Aeronautica Editore in selfpublishing

Mike Wickson
Meteorology for Pilots Airlife

Peter F. Lester
Aviation Weather Jeppesen

Peter F. Lester
Aviation Weather Jeppesen

Peter F. Lester
Aviation Weather Laboratory Manual Jeppesen

Silvia Ferri
Elementi di meteorologia Hoepli

T. Tuner
Weather patterns and phenomena TAB Books

Walter J. Wagtendonk
Weather to Fly Aviation Theory Centre (NZ) Ltd

Walter J. Wagtendonk
Meteorology for Professional Pilots Aviation Theory Centre (NZ) Ltd

Willy Eichenberger
Elementi di Meteorologia Mursia

WMO No. 386
International cloud atlas (Vol I e II) World Meteorological Organization



Marco Tadini

meteorologo

Marco Tadini, nato a Milano nel 1963, nel 1989 si è laureato in Fisica presso l'Università degli Studi di Milano, con tesi presso l'Osservatorio Astronomico di Brera a Merate (Lecco).

Dal 1989 al 1990 è Sottotenente del Genio Aeronautico ruolo fisici; dal 1991 ad oggi è Meteorologo presso ENAV S.p.A. - Società Nazionale per l'Assistenza al Volo.

Ha partecipato alle attività del Programma Nazionale di Ricerche in Antartide, operando come Meteorologo presso la Sala Operativa della base antartica italiana di Baia Terra Nova, nel corso della XVII (2001-02) e XIX (2003-04) Spedizione.

Docente di Meteorologia in Aero Club e Scuole di Volo, è autore del libro Meteorologia Aeronautica e del sito web www.ufficiometeo.it, nonché collaboratore della Federazione Italiana Volo Ultraleggero e delle principali riviste del settore.

Marco Tadini
METEOROLOGIA AERONAUTICA
L'INFORMAZIONE METEO
PER PILOTI E ASSISTENZA AL VOLO

2 VOLUMI: MANUALE + SCHEDE TECNICHE RIEPILOGATIVE
OLTRE 200 PAGINE CON QUESTIONARI INTERMEDI E FINALE DI AUTOVALUTAZIONE

Tutti i dettagli per un corretto briefing meteorologico aeronautico



- **BOLLETTINI** di osservazione METAR e di previsione TAF
- **AVVISI** di sicurezza AIRMET e SIGMET
- **CARTE** meteo aeronautiche
- Altre **INFORMAZIONI** meteo specifiche per l'**AVIAZIONE GENERALE E SPORTIVA**

Edito in Self Publishing
per maggiori informazioni

www.ufficiometeo.it

SOMMARIO

- **PRIMA PARTE:**
 1. Proprietà dell'atmosfera **9**
 2. Altimetria **37**
 3. Cenni di circolazione generale atmosferica **57**
 4. Circolazione extratropicale: i fronti **75**

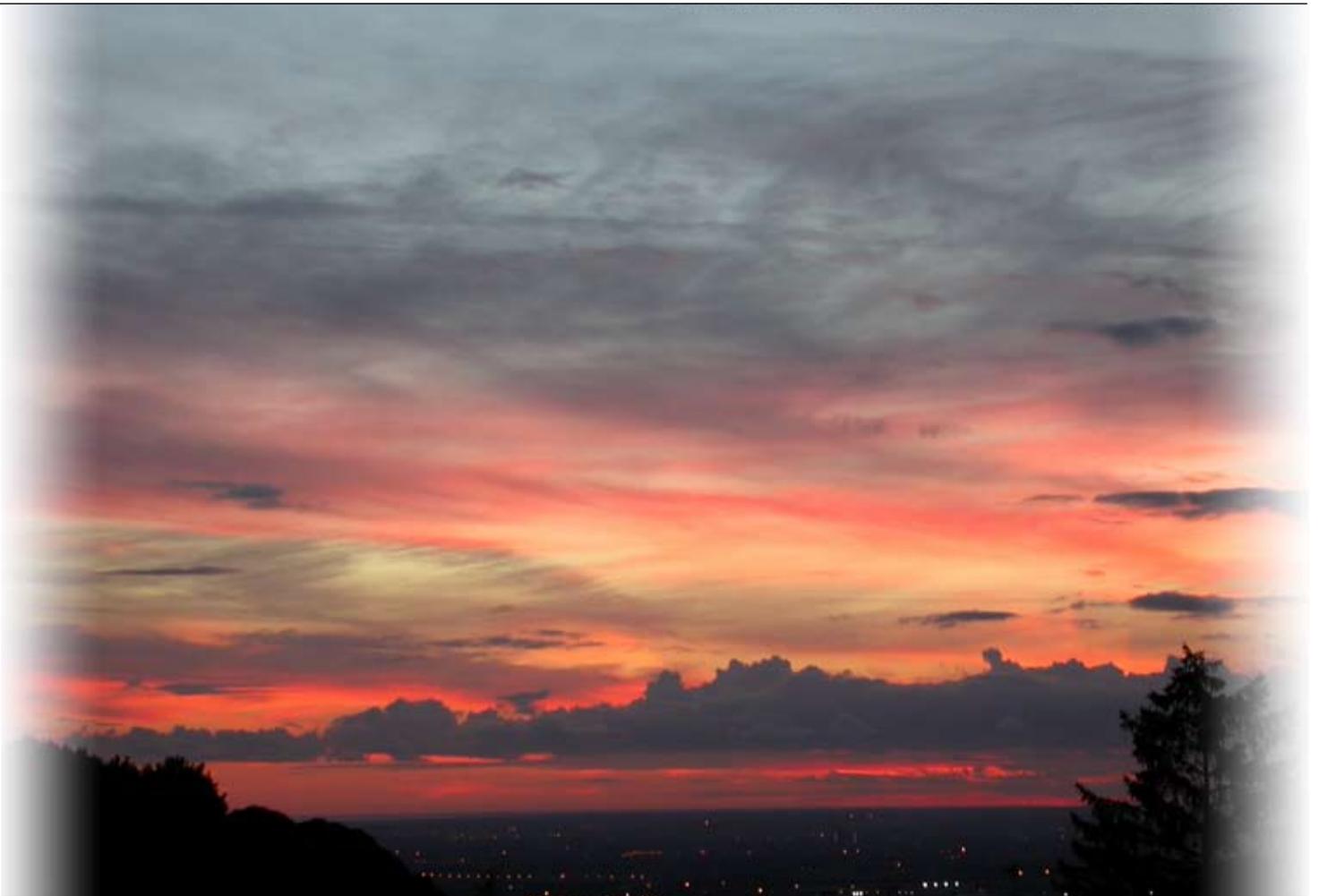
- **SECONDA PARTE:**
 4. Origine e classificazione delle nubi **93**
 5. Stabilità e instabilità atmosferica **127**
 6. Fenomeni pericolosi per il volo **143**

- Test di verifica finale **171**
- Soluzioni quiz **179**

- PRIMA PARTE:

PROPRIETÀ DELL'ATMOSFERA

- 2. Altimetria
 - 2. Cenni di circolazione generale atmosferica
 - 3. Circolazione extratropicale: i fronti
- SECONDA PARTE:
 - 4. Origine e classificazione delle nubi
 - 5. Stabilità e instabilità atmosferica
 - 6. Fenomeni pericolosi per il volo



L'ATMOSFERA TERRESTRE

- involucro di gas che circonda il pianeta
- subisce l'influenza della forza di gravità terrestre
 - se gravità insufficiente: atmosfera dispersa nello spazio
- partecipa al moto planetario di rotazione terrestre
 - la rotazione influenza le correnti atmosferiche
- subisce l'influenza della morfologia planetaria
 - l'orografia influenza le correnti atmosferiche

5

SLIDE

L'**atmosfera** è una miscela di gas che circonda il nostro pianeta, partecipandone al moto di rotazione attorno al proprio asse e subendone gli effetti sia della gravità che della morfologia superficiale.

Tutte queste caratteristiche rivestono enorme importanza ai fini meteorologici, per non dire della presenza della vita stessa: se, difatti, la gravità terrestre non fosse stata sufficientemente intensa, i gas atmosferici si sarebbero volatilizzati nello spazio e il nostro pianeta avrebbe ora un aspetto molto più simile alla Luna che a quello attuale.

Parimenti, la rotazione planetaria e l'alternanza, sulla superficie terrestre, di zone "lisce" (le distese d'acqua) e più o meno "rugose" (le terre emerse, con le differenze tra i tratti pianeggianti e le grandi catene montuose) influenzano l'andamento delle correnti atmosferiche, conferendo alla circolazione generale atmosferica un andamento più complesso di quello che avrebbe caratterizzato un pianeta fermo nello spazio e dalla superficie uniforme.

**COMPOSIZIONE
DELL'ATMOSFERA TERRESTRE**

- tra 0 e 100 km, l'atmosfera si compone di:
 - gas presenti ovunque in percentuali fisse
 - azoto, ossigeno, gas nobili
 - gas con variazioni percentuali in tempi lunghi
 - anidride carbonica
 - gas in quantità variabili a quote preferenziali
 - ozono, vapore acqueo, pulviscolo atmosferico

7
SLIDE

Rispetto alla sua composizione, può essere identificata una prima fascia di atmosfera, limitata ai primi 100 chilometri di quota, dove i gas presenti possono essere classificati in:

- gas permanenti, presenti in percentuali fisse (es.: azoto, ossigeno e gas nobili);
- gas permanenti, presenti con variazioni percentuali su tempi lunghi (es.: anidride carbonica);
- gas presenti in quantità variabili ed a quote preferenziali (es.: ozono, vapore acqueo, pulviscolo atmosferico).

Azoto e ossigeno, in particolare, rappresentano di gran lunga gli elementi più presenti, con percentuali, rispettivamente, del 78,08% e del 20,94%, mentre gli altri gas si attestano su percentuali inferiori all'1% (argon, anidride carbonica) se non addirittura a livello di “tracce” (idrogeno, elio).

Caratteristica di questa prima fascia atmosferica è la distribuzione preferenziale di alcuni dei cosiddetti “componenti variabili”, come l'ozono (con una quota di concentrazione tra i 25 e i 70 km), il vapore acqueo (dal suolo fino a 18 km) ed il pulviscolo (primi chilometri di altezza).

COMPOSIZIONE DELL'ATMOSFERA TERRESTRE

- **azoto e ossigeno**
 - costituiscono oltre il 99% dell'atmosfera
 - non hanno alcun ruolo nei fenomeni meteorologici
- hanno importanza meteo due componenti variabili:
 - **vapore acqueo**
 - **pulviscolo atmosferico**

■

SLIDE

Pur rappresentando oltre il 99% della composizione atmosferica, azoto e ossigeno non hanno alcun ruolo nei fenomeni meteorologici (*ovviamente considerando l'ossigeno come elemento a sé stante e non come componente fondamentale della molecola dell'acqua!*); assumono invece grande importanza due tra i componenti variabili che sono presenti nei primi chilometri di quota: il **vapore acqueo** e il **pulviscolo atmosferico**.

IL VAPORE ACQUEO

- concentrato nei primi km di altezza (fino a 12-18 km)
- presente per evaporazione da superfici liquide
- presente in percentuali variabili (pochi gr/kg di aria)
- la sua importanza meteorologica è dovuta a:
 - scambi energetici
 - scambiate 600 calorie per grammo di acqua durante i processi di condensazione e evaporazione (*calore latente*)
 - limite alla dispersione del calore irradiato dalla Terra sotto forma di radiazione infrarossa (*effetto serra*)

9

SLIDE

La presenza del **vapore acqueo**, rintracciabile sino a quote di 12-18 km circa con percentuali dell'ordine di pochi grammi per chilogrammo di aria, è dovuta principalmente ai fenomeni di evaporazione dalle grandi superfici liquide (oceani, mari e grandi laghi).

L'importanza meteorologica del vapore acqueo risiede sia nella sua funzione di "veicolo" per gli scambi energetici (occorrono 600 calorie per provocare l'evaporazione di un grammo di acqua; il vapore così ottenuto, trasportato dalle correnti atmosferiche, restituirà questa energia al momento della sua condensazione in un altro punto della superficie terrestre), sia nella sua capacità di limitare la dispersione del calore irradiato dalla Terra sotto forma di radiazione infrarossa, impedendo l'eccessivo raffreddamento del pianeta (*effetto serra*).

IL PULVISCOLO ATMOSFERICO

- composto di particelle sospese nei bassi strati
- le particelle hanno origine:
 - *naturale* (sale marino, ceneri vulcaniche)
 - *artificiale* (residui processi di combustione ⇒ smog)
- la sua importanza meteorologica è dovuta a:
 - proprietà igroscopiche (**nuclei di condensazione**)
 - ⇒ formazione delle nubi

10

SLIDE

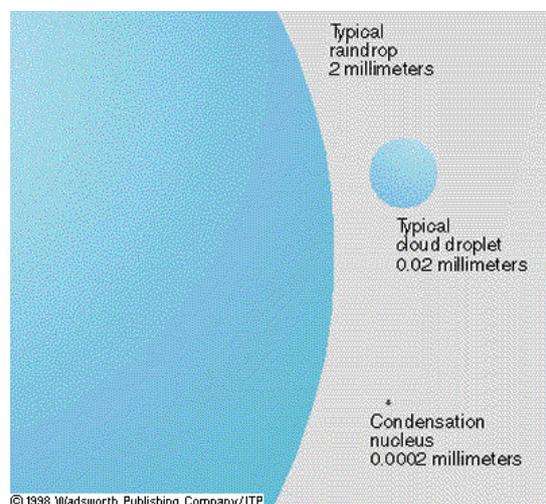
Il **pulviscolo atmosferico** è costituito da tutto l'insieme delle particelle solide sospese nei bassi strati atmosferici, la cui origine può essere sia naturale che artificiale.

Ne sono esempi del primo tipo le *ceneri vulcaniche* o il *cloruro di sodio* NaCl (il comune “sale da cucina”, strappato dalle superfici marine); del secondo, i residui dei processi di combustione dovuti ad attività umane, comunemente indicati come *smog*.

L'importanza meteorologica di queste particelle risiede nella loro funzione di *nuclei di condensazione*, dovuta alle loro proprietà igroscopiche, cioè alla capacità di attirare a sé le minuscole goccioline di acqua che si trovano in libera sospensione nell'atmosfera, aggregandole nelle gocce più grosse che daranno vita alle nubi.

IL PULVISCOLO ATMOSFERICO

- dimensioni tipiche:
 - pulviscolo 0,0002 mm
 - goccia nube 0,02 mm
 - goccia pioggia 2 mm
- ma senza pulviscolo non vi sarebbero nubi e pioggia!



11

SLIDE

Nonostante l'enorme differenza tra le dimensioni tipiche di un nucleo di condensazione (2 decimillesimi di millimetro) e quelle, ben più grandi, delle goccioline d'acqua che costituiscono le nubi (2 centesimi di millimetro) o delle gocce di acqua piovana (2 millimetri), è proprio il minuscolo granello di pulviscolo, con la sua azione igroscopica, a rendere possibile l'esistenza delle nubi e, conseguentemente, dei fenomeni meteorologici.

Come esempio dell'importanza meteorologica del pulviscolo possono essere citate le famose "nebbie di Londra" tra il XIX secolo e la prima metà del XX secolo. L'utilizzo del carbone, quale fonte energetica primaria per il riscaldamento, produceva infatti grandi quantità di fumi inquinanti; in presenza di condizioni ambientali favorevoli, l'elevata presenza di questi residui della combustione fossile originava la famosa "nebbia".

Il termine *smog* nacque proprio dalla sintesi due parole *smoke* (fumo) e *fog* (nebbia). Il fenomeno divenne così frequente da culminare, nel 1952, nel disastroso "grande smog", che durò per cinque giorni consecutivi e causò oltre 4.000 vittime. A seguito di questo evento vennero create della zone in cui si obbligò la popolazione ad usare combustibili meno inquinanti.

- **pressione e densità**
 - diminuiscono con l'altezza
- **temperatura**
 - evidenza variabilità di comportamento
 - presenta un'alternanza di massimi e minimi
 - successione di strati a *profilo termico uniforme*
(cioè sempre crescente o decrescente al loro interno)
 - intervallati da strati di transizione a *temperatura costante*

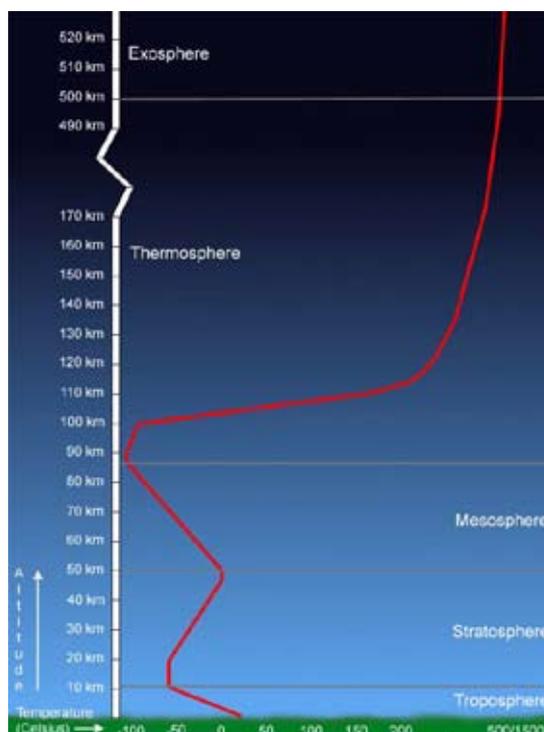
L'atmosfera terrestre può essere descritta in termini di tre grandezze fisiche fondamentali e del loro reciproco relazionarsi: **pressione, densità e temperatura**.

Di queste, le prime due mostrano un andamento costante, che le porta a diminuire all'aumentare della quota, mentre la terza evidenzia una variabilità di comportamento, di cui si è avuta l'esatta percezione solo quando sono risultati disponibili metodi di indagine diretta a quote, fino a quel momento, non accessibili da parte dell'uomo (palloni sonda, razzi).

La temperatura atmosferica presenta, infatti, una variabilità costituita da un'alternanza di massimi e di minimi, che permette di definire una serie di *strati a profilo termico uniforme*, cioè con valori crescenti o decrescenti all'aumentare dell'altezza, separati da *strati di transizione* a temperatura costante. Questa alternanza è dovuta alla presenza, ad alcune quote, di "sorgenti di calore", cioè di fenomeni chimico-fisici che provocano il riscaldamento della relativa fascia atmosferica.

PROFILO TERMICO ATMOSFERICO: STRATI A PROFILO TERMICO UNIFORME

- **troposfera**
 - temperatura decrescente
- **stratosfera**
 - temperatura crescente
- **mesosfera**
 - temperatura decrescente
- **termosfera**
 - primo degli strati esterni
 - temperature crescenti
 - atm come gas perfetto



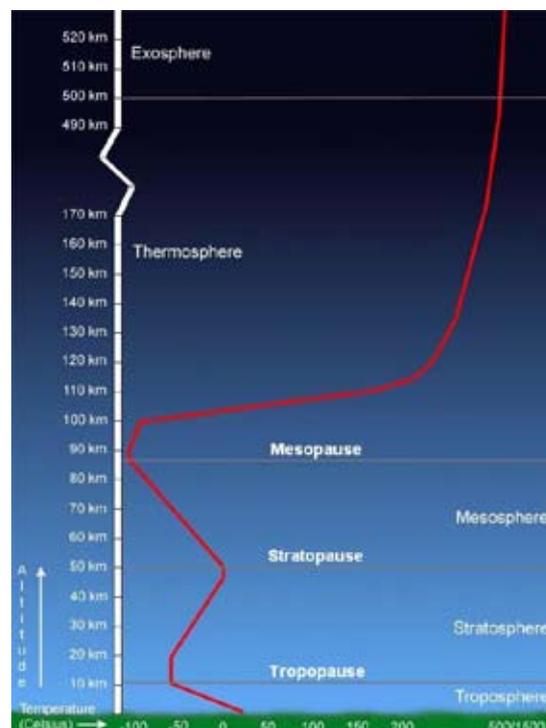
Il terreno, che si riscalda assorbendo la luce solare, causa temperature relativamente alte nella parte inferiore del primo di questi strati, detto **troposfera**. La temperatura continuerebbe semplicemente a diminuire con la quota, se non fosse per la presenza di ozono nello strato successivo, la **stratosfera**, che si riscalda quando assorbe la radiazione ultravioletta proveniente dal Sole. La **mesosfera** non ha sorgenti di calore, così la temperatura riprende ancora a diminuire con la quota.

Gli strati più esterni (**termosfera** o **ionosfera** ed **esosfera**) assorbono la maggior parte della radiazione solare più energetica ed hanno poche molecole, il che risulta in temperature estremamente alte, secondo quanto previsto dalla *Teoria Cinetica dei Gas*. A queste quote, il gas atmosferico possiede un'elevata rarefazione, così che ciascuna sua molecola percorre liberamente lunghi tratti rettilinei, prima di annullare la propria velocità nell'urto con un'altra particella del gas stesso. In queste condizioni, che approssimano quelle teoriche di un *gas ideale* o *perfetto*, se la temperatura aumenta, le molecole del gas guadagnano energia e si muovono più velocemente (l'energia cinetica dipende dal quadrato della velocità), mentre se la temperatura decresce, diminuisce anche la velocità del moto molecolare.

Per un gas perfetto è quindi possibile attribuire alla temperatura un significato "immediato" di misura dell'energia cinetica delle sue particelle (matematicamente, ciò si può esprimere con l'affermazione che temperatura ed energia cinetica sono legate da un rapporto di *proporzionalità diretta*). Le alte velocità raggiunte prima di ogni urto permettono dunque di associare elevate temperature ad ogni singola molecola; se ne potessimo toccare una con un termometro, misureremmo temperature dell'ordine dei 1500°C.

PROFILO TERMICO ATMOSFERICO: STRATI DI TRANSIZIONE A T COSTANTE

- **tropopausa**
 - tra troposfera e stratosfera
- **stratopausa**
 - tra stratosfera e mesosfera
- **mesopausa**
 - tra mesosfera e strati esterni



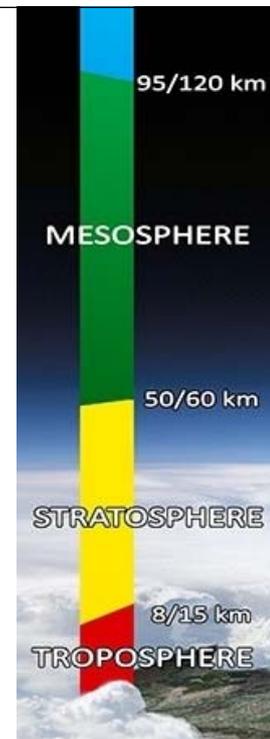
Tra gli strati a profilo termico costante, vi sono strati “di transizione” chiamati *pausa*, che assumono il nome dello strato immediatamente inferiore; avremo così la **tropopausa** tra troposfera e stratosfera, la **stratopausa** tra stratosfera e mesosfera, la **mesopausa** tra mesosfera e strati più esterni.

Questi strati intermedi sono caratterizzati da valori della temperatura praticamente costanti; in essi, infatti, il profilo termico ha già perso l'andamento (crescente o decrescente) tipico dello strato precedente, senza ancora assumere quello del seguente.

Lo strato di transizione mantiene così la temperatura raggiunta al limite superiore dello strato precedente.

TROPOSFERA

- altezza variabile per rotazione terrestre
 - circa 8 km ai poli
 - circa 12 km latitudini intermedie
 - circa 18 km all'equatore
- temperatura diminuisce con la quota
 - valore medio s.l.m. : +15°C
 - valore medio a quota massima: -55°C
 - gradiente verticale $\approx 0.5^\circ\text{C}/100\text{ m}$
- sede di tutti i fenomeni meteorologici
 - presenza di vapore acqueo e pulviscolo



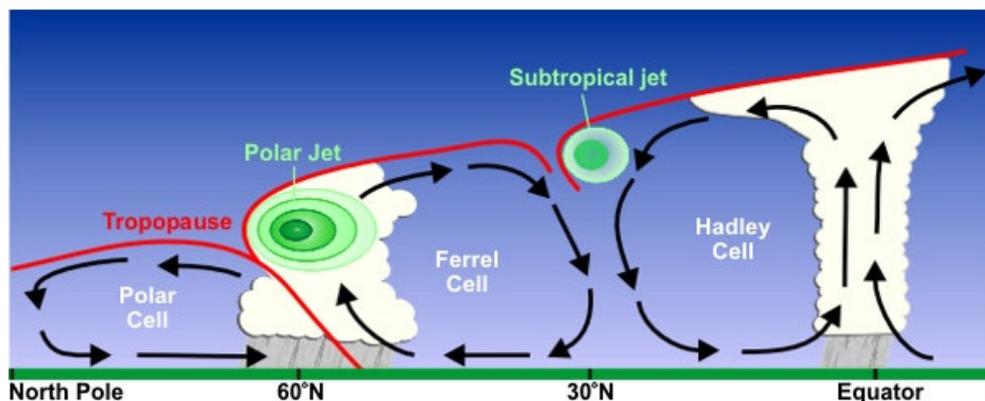
A causa della rotazione terrestre, che agisce sulla nostra atmosfera conferendole un aspetto più schiacciato alle latitudini più elevate, la **troposfera** presenta un'altezza variabile, di circa 8 km ai poli e 18 all'equatore; ai 45° N/S il valore si attesta intorno ai 12 km circa.

È caratterizzata da una temperatura che varia da una media di +15°C sul livello del mare fino a circa -55°C alla sua quota massima, con un **gradiente termico verticale** (cioè un rateo di variazione con la quota) che segna una diminuzione di circa mezzo grado centigrado per ogni 100 metri di ascesa.

La troposfera è la sede di tutti i fenomeni meteorologici, essendo concentrata al suo interno la totalità del vapore acqueo e dei nuclei di condensazione presenti nell'atmosfera.

TROPOPAUSA

- spessore dell'ordine di una decina di km
- temperatura costante - 55°C
- presenza delle **correnti a getto**



16

SLIDE

Con uno spessore dell'ordine della decina di chilometri e una temperatura pari al limite superiore troposferico di circa -55°C, la tropopausa non possiede un andamento continuo dal polo verso l'equatore, ma presenta alcune brusche interruzioni simili a gradini, all'interno delle quali si incanalano flussi di vento intenso.

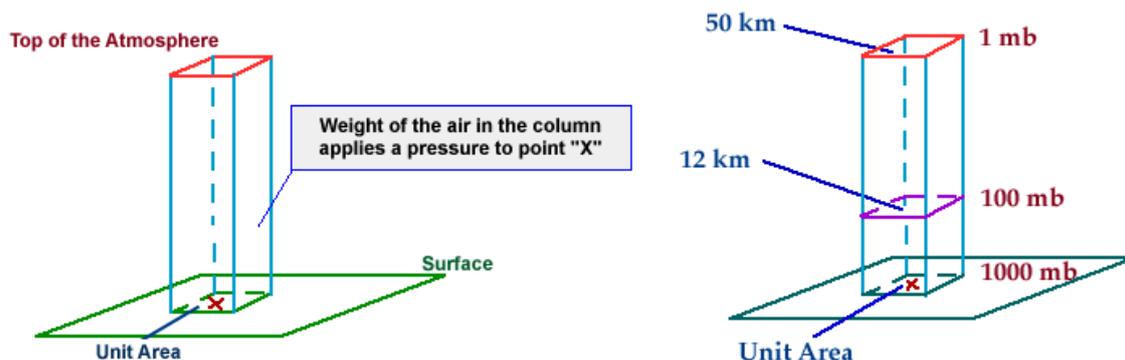
L'importanza meteorologica della tropopausa consiste proprio nel suo essere la sede di questi intensi "fiumi" di vento, noti come **correnti a getto**, la cui esistenza divenne evidente solo ai tempi della Seconda Guerra Mondiale e che tanta importanza assumono oggi ai fini dell'assistenza meteorologica alla navigazione aerea.

La definizione ufficiale di corrente a getto, secondo l'Organizzazione Meteorologica Mondiale, è la seguente: "una corrente a getto è una corrente stretta, forte e concentrata lungo un asse quasi orizzontale, situata nella troposfera superiore e nella stratosfera, caratterizzata da un forte gradiente verticale e laterale dell'intensità del vento, che presenta uno o più massimi di velocità. In genere la lunghezza di una corrente a getto è di diverse migliaia di chilometri, la sua larghezza di qualche centinaio di chilometri e la sua altezza di qualche chilometro".

Considerando la zona di venti forti superiori a 80 nodi, si può ammettere una estensione verticale di 3-4 km, ma talvolta può raggiungere 6-8 km. Generalmente si dice di essere in presenza di una corrente a getto quando la velocità del vento raggiunge o supera 80-90 nodi e si osserva una rapida variazione della velocità del vento.

PRESSIONE ATMOSFERICA

- è il peso dell'atmosfera per unità di superficie
- andamento decrescente con la quota

17
SLIDE

La **pressione** è una grandezza fisica definita come il rapporto tra una forza esercitata su una superficie unitaria e la superficie stessa. L'atmosfera esercita una forza sulla superficie terrestre, che altro non è se non il peso dell'aria, risultato della forza di gravità che attira la massa atmosferica verso il basso.

UNITA' DI MISURA DELLA PRESSIONE ATMOSFERICA

- unità corrente: **ectoPascal (hPa)**
 - **millibar (mb)**: $1 \text{ hPa} = 1 \text{ mb}$
 - **millimetri di mercurio (mm_{Hg})**
 - **pollici di mercurio (in_{Hg})**: $1 \text{ in}_{\text{Hg}} = 25,4 \text{ mm}_{\text{Hg}}$
- valore medio pressione MSL a 0°C e 45° lat. è pari a:
 $1013,27 \text{ hPa} = 1013,27 \text{ mb} = 760 \text{ mm}_{\text{Hg}} = 29,92 \text{ in}_{\text{Hg}}$

18

SLIDE

L'unità di misura della pressione usata in meteorologia è l'**ectopascal (hPa)**, che, circa alla metà degli anni '90, ha sostituito il più noto **millibar (mb)**, oramai entrato nella pratica comune grazie alla notevole diffusione delle informazioni meteorologiche attraverso i mass-media. La sostituzione venne decisa per "simmetria" con quanto avviene nelle altre branche della fisica, dove già da tempo venivano utilizzate unità di misura appartenenti al cosiddetto Sistema MKSA o Sistema Internazionale, derivate dalle quattro unità fondamentali di lunghezza (metro), massa (kilogrammo), tempo (secondo) e corrente elettrica (ampère).

La decisione di abbandonare il millibar (millesima parte del *bar*, unità di misura della pressione non derivata dal Sistema Internazionale) fu indolore, in quanto *1 mb* risulta esattamente equivalente a *1 hPa* cioè a 100 volte la nuova unità di misura, detta appunto Pascal (Pa).

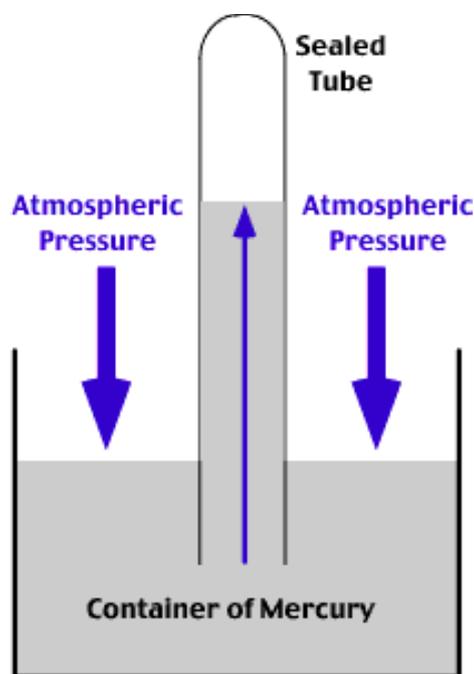
Più antico del millibar è l'utilizzo come unità del **millimetro di mercurio mm_{Hg}** (*pollici di mercurio in_{Hg}* per gli anglosassoni: $1 \text{ in}_{\text{Hg}} = 25,4 \text{ mm}_{\text{Hg}}$), prassi questa che deriva direttamente dall'esperimento con cui Torricelli (XVII secolo) realizzò il primo strumento per la misura della pressione atmosferica. Sebbene i paesi del sistema metrico abbiano da tempo abbandonato l'uso del *mm_{Hg}*, non altrettanto è avvenuto per il "pollice", che risulta ancora oggi impiegato, soprattutto in ambito aeronautico.

Fatta questa premessa, possiamo quindi riportare che il valore della pressione atmosferica in condizioni standard (cioè al livello del mare e 45° di latitudine, con una temperatura di 0°C) è pari a:

$$p(\text{atm, std}) = 760 \text{ mm}_{\text{Hg}} = 29,92 \text{ in}_{\text{Hg}} \sim 1013,27 \text{ mb} = 1013,27 \text{ hPa}$$

IL BAROMETRO A MERCURIO

- es.: barometro di Torricelli
- è il più accurato
 - non richiede taratura
- necessita di correzioni per:
 - altitudine
 - riportare la lettura al MSL
 - temperatura
 - compensare dilatazione termica del mercurio
- controindicazioni:
 - molto fragile
 - il mercurio è un veleno



19

Gli strumenti utilizzati per la misura della pressione atmosferica vengono detti **barometri** e il primo di essi venne realizzato nel 1643 dal fisico italiano Evangelista Torricelli, il quale dimostrò che il peso esercitato dall'atmosfera poteva essere equilibrato da quello di una colonna di mercurio alta 760 mm.

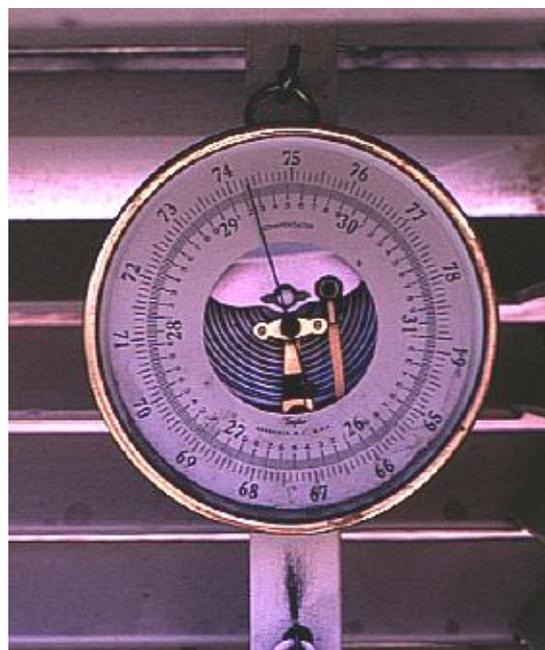
L'esperimento di Torricelli consiste nel riempire un tubo con mercurio, immergendolo poi capovolto in una bacinella, anch'essa piena di mercurio, con l'accortezza di mantenere chiusa l'apertura verso il basso per non farvi entrare aria. Aprendo l'estremità inferiore, il tubo non si svuota completamente, poiché al suo interno rimane comunque una colonna residua di mercurio. Torricelli ne misurò l'altezza in 760 mm, deducendo che il suo peso dovesse equilibrare ciò che noi oggi chiamiamo "pressione atmosferica". Il mercurio nel tubo non è infatti soggetto alla pressione esterna (non essendovi aria all'interno), che invece agisce sulla superficie libera della vaschetta. È possibile dimostrare che il risultato sarebbe identico con tubi di qualsiasi sezione e altezza, anche nel caso in cui questi non fossero mantenuti perfettamente verticali nella vaschetta, ma inclinati.

Il *millimetro di mercurio* mm_{Hg} divenne così la prima unità di misura della pressione atmosferica di uso comune.

Il **barometro torricelliano** costituisce un sistema di misura assoluto, essendo il valore di pressione direttamente determinato dall'altezza della colonna di mercurio; non vi è cioè presenza di parti meccaniche o di altre forme di trasformazione di un dato misurato in un valore di pressione e che, se presenti, necessiterebbero di periodiche operazioni di manutenzione e calibrazione.

IL BAROMETRO ANEROIDE

- sistema meccanico
 - impreciso (calibrazione)
 - facile trasporto
- capsula con vuoto interno solidale ad un ago
 - capsula si espande o contrae per variazioni di pressione
 - ago si muove su scala graduata
 - lettura dei valori senza necessità di alcuna correzione
- principio degli **altimetri**



20

Gli unici svantaggi del barometro torricelliano sono dovuti proprio all'utilizzo del mercurio, cioè dell'unico metallo allo stato liquido nelle normali condizioni ambientali. Se l'utilizzo del mercurio rende da un lato possibile contenere le dimensioni della provetta (con l'acqua ne occorrerebbe una di 10,3 m, poichè la densità del mercurio è 13,6 volte quella dell'acqua), dall'altro il mercurio, in quanto metallo, presenta dilatazioni termiche che devono essere compensate, riportando la lettura a quella che si avrebbe alla temperatura di 0°C. Tale operazione permette di eliminare le differenze nell'altezza della colonna barometrica dovute non alle diverse spinte dell'atmosfera, ma alla dilatazione termica del liquido barometrico, che, alle alte temperature, presenta una densità inferiore, necessitandone quindi una maggior quantità per equilibrare uguali valori di pressione.

Il barometro deve inoltre essere maneggiato con cautela, essendo fragile e potendo spezzarsi in seguito a urto violento, cosa che renderebbe il barometro del tutto inutilizzabile. Infine il mercurio è un veleno, motivo per cui occorre evitarne la dispersione nell'ambiente.

Proprio a causa di ciò, in ambito aeronautico viene preferito il **barometro aneroide**, un misuratore di pressione non assoluto, quindi necessitante di periodica manutenzione, ma caratterizzato da robustezza e facilità di impiego. Qui le letture sono possibili grazie a una capsula, solidale a un sistema indicatore, all'interno della quale è stato creato il vuoto e che reagisce, rispettivamente contraendosi o espandendosi, agli aumenti o alle diminuzioni della pressione atmosferica.

In campo aeronautico, il barometro aneroide costituisce il principio di funzionamento dell'*altimetro*.

CONFRONTO TRA PRESSIONI MISURATE

- riduzione al livello medio del mare (Mean Sea Level)
 - confrontare pressioni misurate in diverse località
 - determinare la variazione orizzontale della pressione
 - riferita a superficie di altezza costante (MSL)
 - tabelle trasformano pressione da misurata in MSL
- riduzione a 0°C
 - necessaria con barometri a mercurio
 - mercurio caldo è meno denso del mercurio freddo
 - ⇒ colonna Hg più alta per equilibrare stessa pressione atm
 - tabelle riducono a 0°C le letture del barometro

21

SLIDE

Definiti lo strumento e la scala da utilizzare, è ora possibile compiere misure di pressione atmosferica al suolo in diverse località e procedere poi a un loro sistematico confronto. Preventivamente, è però necessario eseguire, sui dati ottenuti, due operazioni di *riduzione alla temperatura di 0°C* (come si è visto, solo con i barometri di tipo torricelliano) e di *riduzione alla quota del livello medio del mare MSL (Mean Sea Level) in atmosfera locale*.

Quest'ultima operazione permette di evidenziare l'andamento orizzontale della pressione, legato a un'effettiva variazione del campo barico e non alla semplice maggiore o minore presenza di atmosfera sulla verticale dei punti di misura, dovuta invece alla loro differente quota.

La riduzione viene operata per mezzo di tabelle costruite in base alle caratteristiche medie dell'aria locale, e non consiste in altro che nell'aggiunta, al valore di pressione misurato, del contributo di quella colonna di gas atmosferico mancante per arrivare al livello del mare, quella, cioè, che si trova sotto i piedi dell'osservatore e la cui altezza è, ovviamente, pari a quella del luogo medesimo.

Ovviamente, queste approssimazioni si traducono in un errore nell'operazione di riduzione in aria locale, tale che essa viene a perdere di significato quando le stazioni si trovano a quote elevate.

DENSITÀ ATMOSFERICA

- è la massa di atmosfera contenuta in un volume unitario
- al MSL, la densità dell'aria secca è $1,225 \text{ kg/m}^3$
- andamento decrescente con la quota
 - 50% atm compreso nei primi 5,5 km
 - 99,7% atm compreso nei primi 40 km
 - a 40 km $p = 0,27 p_{s.l.m.}$
- possibile definizione di una quota limite?
 - altezza oltre la quale non rintracciabile gas atmosferico

22

SLIDE

La **densità** dell'atmosfera è proporzionale al numero di molecole di gas (cioè alla sua massa) contenute in un volume unitario. Più in generale, la densità è un parametro associabile a qualsiasi corpo fisico; tuttavia, diversamente da quanto avviene per i solidi e i liquidi, gli aeriformi sono caratterizzati dalla possibilità di venire significativamente compressi, operando una riduzione dello spazio intermolecolare.

Nella nostra atmosfera, sebbene gas sia presente fino a quote di qualche centinaio di chilometri, la maggior parte delle molecole risulta concentrata nella troposfera (ben il 90% dell'intera massa atmosferica) e nella stratosfera (il 9%).

Salendo in quota, circa il 50% del valore della pressione al livello del mare viene perso dopo appena 5,5 km e il 90% dopo una decina, mentre l'ultimo 10% viene smaltito tra i 10 ed i 500 km di altezza, con una pressione che, a 40 km di altezza, è già pari a 0,27 volte il valore al livello del mare.

All'interno dell'atmosfera, in definitiva, pressione e densità diminuiscono molto rapidamente nei primi chilometri dal suolo, quindi molto più lentamente; al livello medio del mare, la densità dell'aria secca è di circa $1,225 \text{ kg/m}^3$

DENSITÀ ATMOSFERICA

- 80 km: diffusione della luce solare
- 100 - 300 km: incandescenza meteoriti per attrito
- 400 - 600 km: particelle hanno velocità $\approx v_{\text{fuga}}=13600$ km/h
 - allontanamento di particelle legate alla sola gravità (neutre)
- 1000 km: interazione particelle cariche e campo magnetico
 - fenomeni luminosi nell'alta atmosfera (aurore)
- non esiste limite superiore
 - atmosfera diviene sempre estremamente rarefatta
 - si confonde progressivamente con il plasma solare

23

SLIDE

Se il 50% della massa atmosferica totale è concentrata nei primi 5,5 km circa e il 99,7% di essa non va oltre i 40 km, sarebbe ragionevole pensare che a quest'ultima quota si sia quasi al limite dell'atmosfera. Invece intorno agli 80 km avviene la diffusione della luce solare e tra i 100 e i 300 km le meteoriti diventano incandescenti per attrito, segno evidente che, a quelle quote, vi è ancora atmosfera sufficiente per provocare quei fenomeni.

Tra i 400 e i 600 km, la bassa densità del gas permette alle particelle di atmosfera di raggiungere la velocità di fuga dal campo gravitazionale terrestre (13600 km/h) prima di essere decelerate dagli urti con altre particelle simili e di allontanarsi, quindi, definitivamente dalla Terra.

Tuttavia, tale ragionamento è valido solo per le particelle allo stato neutro, che risentono solo della gravitazione, ma non per quelle particelle elettrizzate, di cui pure è ricca l'alta atmosfera e che sono responsabili di fenomeni luminosi (aurore), osservati fino ad altezze di 1000 km. Per queste particelle, che oltre alla gravità risentono pure dell'azione del campo magnetico terrestre, il confine non può che essere posto ai limiti del campo magnetico stesso, nella cosiddetta magnetopausa, posta tra 60.000 e 70.000 km di altezza dalla parte rivolta al Sole e a distanze enormemente più grandi dalla parte in ombra.

Concludendo, la ricerca di veri e propri confini per l'atmosfera terrestre non ha poi un grande significato, in quanto appare evidente quanto essi siano evanescenti. Di fatto, i gas che compongono l'atmosfera divengono sempre meno densi con l'altezza, dapprima molto rapidamente poi sempre più lentamente, fino a raggiungere le estreme rarefazioni del plasma solare e a confondersi con esso.

**RELAZIONE TRA
PRESSIONE E QUOTA**

- l'aria è un fluido **comprimibile**
- gli strati più bassi sono più compressi e più densi
- gli strati superiori sono meno compressi e meno densi
- ne consegue che all'aumentare della quota di riferimento: **per variare pressione di 1 hPa si devono considerare variazioni di quota sempre più ampie**
- per una variazione di 1 hPa a $t = 0^{\circ}\text{C}$, occorre salire di 8 m al MSL, di 16 m a 5500 m di quota

24

SLIDE

All'interno di una colonna di gas, il peso degli strati superiori agisce premendo su quelli inferiori, provocando un aumento della densità; al contrario, la parte superiore risulta meno compressa, proprio perché vi è meno gas a pesarvi sopra.

In una tale situazione, la maggior parte della massa del gas risulta concentrata vicino alla base della colonna e la pressione, essendo diretta conseguenza del sovrastante peso, diminuisce con l'aumento della quota, proprio in misura proporzionale alla massa di gas che ci si lascia al di sotto salendo verso l'alto.

Ma la compressibilità del gas atmosferico porta anche come conseguenza che, all'aumentare della quota di riferimento, si dovranno considerare variazioni di quota sempre più ampie per ottenere la medesima variazione di pressione.

Ad una temperatura costante di 0°C , infatti, occorrerà un aumento di quota di 8 metri al MSL per ottenere una diminuzione di pressione pari a 1 hPa, mentre a 5500 metri l'aumento dovrà essere pari a 16 metri, a 11.000 metri pari a 32 metri, a 16.500 metri pari a 64 metri.

SISTEMI BARICI AL SUOLO

- riportiamo su carta geografica:
 - posizione stazioni di misura pressione
 - pressione ridotta al livello del mare
- tracciamo le **isobare**
 - collegare località con uguale pressione MSL
 - le isobare si tracciano ad intervalli di 4 hPa
 - può essere necessario interpolare
- evidenziamo le zone dove la pressione:
 - aumenta progressivamente (**alta pressione** - **anticlони**)
 - diminuisce progressivamente (**bassa pressione** - **ciclони**)

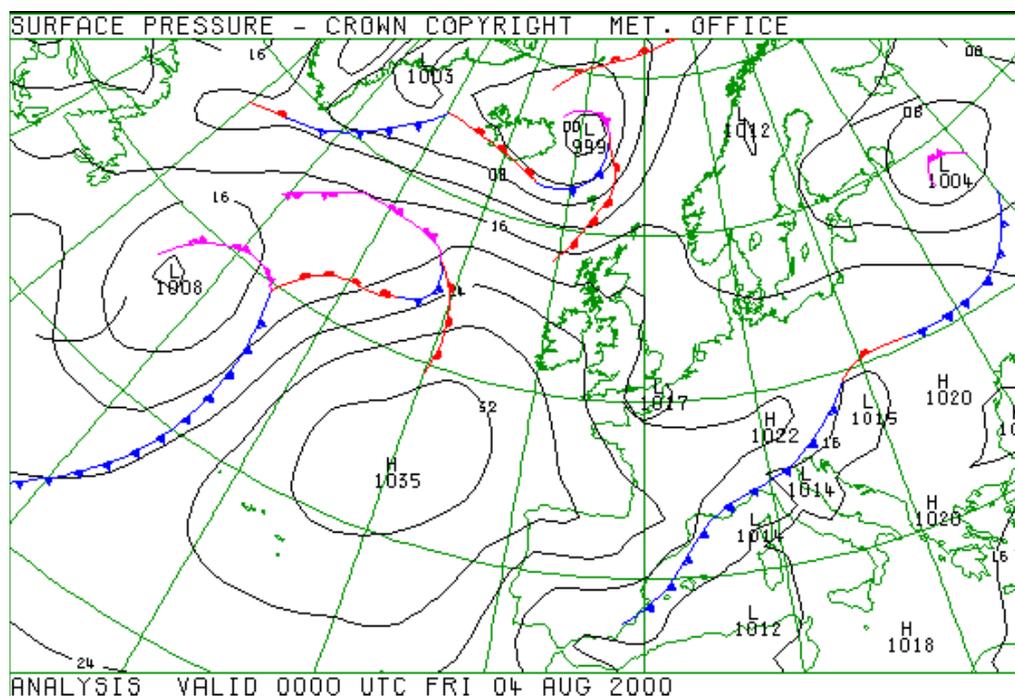
25

SLIDE

Se si riportano su una carta geografica i valori di pressione al livello del mare misurati dalle diverse stazioni e si procede quindi alla tracciatura delle **isobare** (cioè delle linee che congiungono i punti di ugual valore), è possibile evidenziare, a prima vista, alcune aree dove la pressione decresce progressivamente verso l'interno, fino ad un valore minimo centrale, altre dove, invece, l'andamento è opposto, con i valori che crescono verso un massimo centrale.

Le prime vengono dette “zone di bassa pressione” o **ciclони** (anche se si preferisce riservare questo termine alle latitudini tropicali e indicare come **depressioni** i minimi di campo barico alle alte latitudini); le seconde “zone di alta pressione” o **anticlони**.

SISTEMI BARICI AL SUOLO



I cicloni presentano isobare piuttosto regolari, di forma ellittica o anche circolare, e sono tradizionalmente associati ad aree di tempo perturbato.

Gli anticicloni hanno invece isobare più irregolari e presentano condizioni meteorologiche migliori, anche se non escludono la possibilità che, al loro interno, si verifichino fenomeni meteorologici di particolare intensità.

ANTICICLONI

- zone di pressione crescente verso l'interno
 - pressione alta relativamente ai valori circostanti
- indicati con la lettera **H** sulle mappe meteo
- valore medio centrale ≈ 1024 hPa
 - registrati anche valori oltre i 1050 – 1060 hPa
- in un anticiclone, l'aria:
 - al suolo viene espulsa verso l'esterno (**divergenza**)
 - nell'emisfero nord, esce assumendo rotazione oraria
 - in quota viene richiamata verso il suolo (**convergenza**)
 - la discesa (**subsidenza**) si oppone alla formazione di nubi

27

SLIDE

Negli anticiclони, il cui diametro può superare le migliaia di chilometri, la pressione è “alta” non in senso assoluto, ma sempre relativamente ai valori circostanti; in media, i valori centrali si aggirano sui 1020-1030 hPa, ma sono stati anche registrati valori record superiori ai 1050-1060 hPa.

Sulle mappe meteorologiche, il centro di un anticiclone viene indicato con la lettera **H** (dal termine inglese “high”, alto).

In un anticiclone dell'emisfero nord, l'aria al suolo si allontana dal centro del campo, ruotando intorno ad esso in senso orario (nell'emisfero sud il senso di rotazione è invertito, quindi antiorario), con moto detto di **divergenza al suolo**. Questo provoca, negli strati più alti della troposfera, il richiamo di aria verso il centro del campo, con un opposto moto di **convergenza in quota**.

La lenta discesa di questa aria verso le quote inferiori (**subsidenza**) determina il dissolvimento delle nubi. Per tale motivo, i campi anticiclonici sono tradizionalmente associati a condizioni di tempo buono; ciò a meno di locali fenomeni che, avendo energia sufficiente per contrastare tale subsidenza, sono in grado di generare fenomeni meteorologici a scala geografica ridotta (per esempio i temporali estivi).

- zone di pressione decrescente verso l'interno
 - pressione bassa relativamente ai valori circostanti
- indicati con la lettera **L** sulle mappe meteo
- valore centrale raramente sotto 980 hPa
- in un ciclone, l'aria:
 - al suolo viene richiamata verso l'interno (**convergenza**)
 - nell'emisfero nord, entra assumendo rotazione antioraria
 - nel centro viene innalzata in quota
 - processo favorevole alla formazione di nubi
 - in quota viene espulsa verso l'esterno (**divergenza**)

28

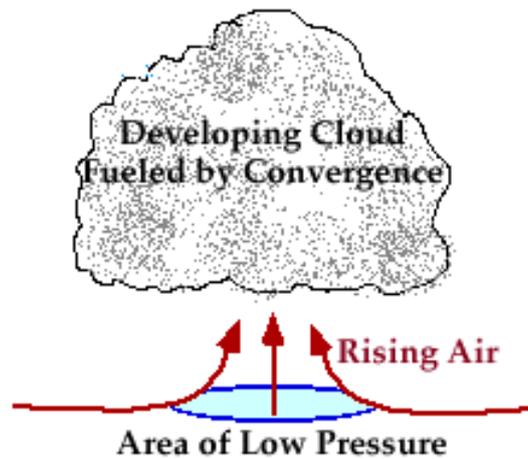
SLIDE

Nelle depressioni, il cui diametro è di poche centinaia di km con pressione raramente inferiore ai 980 hPa, l'aria muove verso il centro ruotando in senso antiorario; anche in questo caso, nell'emisfero sud il senso di rotazione è opposto, dunque orario.

Sulle mappe meteorologiche, il centro di un ciclone viene indicato con la lettera **L** (dal termine inglese "low", basso).

Al contrario di quanto accade negli anticicloni, le zone cicloniche sono caratterizzate da una rotazione antioraria delle correnti d'aria, che, convergendo verso il centro di minimo barico, assumono un moto ascendente verso quote superiori, dove poi divergono in allontanamento dal centro depressionario.

la **convergenza** dell'aria
favorisce lo sviluppo di nubi



29

SLIDE

L'ascendenza di aria nelle depressioni provoca il raffreddamento delle masse d'aria, con conseguente condensazione del vapore contenuto e formazione di nubi.

Per tale motivo, le zone di minimo barico sono tradizionalmente associate a cattive condizioni meteorologiche (quelle che noi chiamiamo *perturbazioni*).

LE SUPERFICI ISOBARICHE

- costruire superficie 3D di punti uguale pressione
- rilevare quota punti con determinati valori pressione
 - sondaggio atmosferico
- l'altezza di punti aventi uguale pressione:
 - varia da località a località
 - dipende condizioni aria al suolo
 - influisce sui movimenti masse d'aria in quota e suolo
- costruzione di **superfici isobariche**:
 - unione punti di uguale pressione a quote diverse

30

SLIDE

Similmente a quanto fatto con le analisi al suolo, è possibile costruire anche carte in quota, grazie ai campionamenti di pressione atmosferica eseguiti con i **radiosondaggi**: alcuni sensori, trasportati fino in alta quota da un pallone, inviano, durante la loro ascesa, un flusso di dati di pressione, temperatura e umidità, praticamente con continuità, verso la stazione ricevente, fino a quando il pallone stesso non scoppia. Il tracciamento della sonda da terra permette di determinarne la deriva rispetto alla stazione di lancio e, di conseguenza, i valori di intensità e direzione del vento alle diverse quote.

All'opposto però del caso al suolo (dove la quota è costante e pari al MSL e si riportano i valori di pressione misurati dalle stazioni), nelle mappe di analisi in quota viene mantenuta costante la pressione e si riporta la quota del punto in cui è stato misurato il valore di pressione prescelto. La mappa viene così definita non da un'altezza metrica, ma da un valore di pressione costante, motivo per cui viene detta **isobarica**.

Così, su una carta a 850 hPa, in corrispondenza della posizione al suolo della stazione di lancio, verrà riportata la quota a cui la sonda lanciata da quella stazione ha misurato una pressione di 850 hPa.

LE SUPERFICI ISOBARICHE

- su una superficie isobarica:
 - tutti i punti hanno uguale pressione ma quote diverse
 - **isoipse** uniscono punti stessa quota
- distanza tra superfici dipende da temperatura aria interna
 - temperatura alta, aria dilata, distanza cresce
 - temperatura bassa, aria comprime, distanza diminuisce
- **massime o minime altezza di superfici isobariche corrispondono max o min pressioni in quota**
- superfici isobariche **standard** (uso aeronautico):
 - 850 700 500 400 300 200 hPa

31

SLIDE

Su una carta isobarica, le linee che uniscono punti di uguale quota sono dette **isoipse** e costituiscono l'analogo delle isobare al suolo, anche per quanto attiene all'identificazione dei campi di minimo e massimo barico: a massimi o minimi di altezza corrispondono massimi o minimi di pressione in quota.

In ambito aeronautico, vengono costruite mappe per alcuni valori standard di pressione, che vengono dette **superficie isobariche standard**: 850, 700, 500, 400, 300 e 200 hPa. A queste superficie vengono riferite anche le mappe di "vento e temperatura in quota", distribuite dai centri meteorologici di assistenza al volo.

- PRIMA PARTE:

1. Proprietà dell'atmosfera

ALTIMETRIA

2. Cenni di circolazione generale atmosferica

3. Circolazione extratropicale: i fronti

- SECONDA PARTE:

4. Origine e classificazione delle nubi

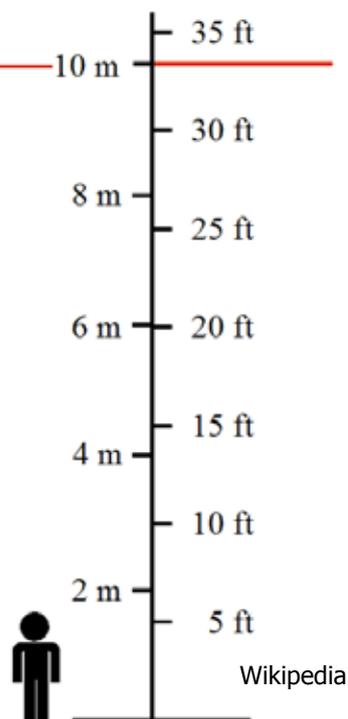
5. Stabilità e instabilità atmosferica

6. Fenomeni pericolosi per il volo

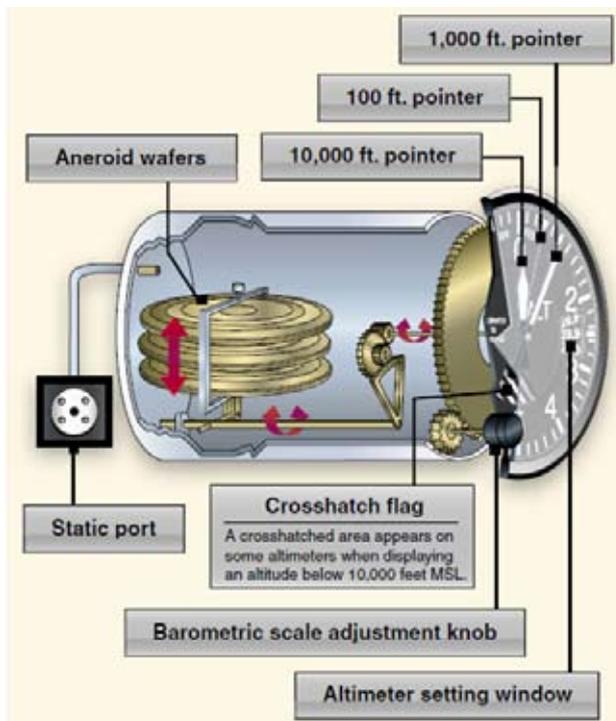


**A PROPOSITO DI ALTEZZE:
TRA PIEDI E METRI**

- In meteorologia aeronautica:
 - metri (m) per le dimensioni orizzontali
 - piedi (ft) per le dimensioni verticali
 - $1 \text{ ft} \approx 30 \text{ cm} = 0,3 \text{ m}$
 - $1 \text{ m} \approx 3,3 \text{ ft}$
- Mnemonicamente:
 - da ft a m dividendo per 3
 - 6000 ft sono circa 2000 m (1829 m)
 - da m a ft moltiplicando per 3
 - 2000 m sono circa 6000 ft (6562 ft)
- 1 **miglio nautico (nm)** = 1852 m
- 1 **nodo (kt)** = 1 nm/h \approx 1,8 km/h



ALTIMETRO E ALTIMETRIA



- cuore dell'**altimetro** è un **barometro aneroide**
- la capsula barometrica reagisce a variazioni della *pressione statica esterna*, agente su un aereo in volo e indipendente dal moto dell'aereo attraverso l'aria
- lo strumento è graduato per trasformare variazioni bariche in variazioni di quota

34

SLIDE

La posizione verticale di un aeromobile, ai fini delle procedure di volo e di controllo del traffico aereo, viene determinata mediante uno strumento detto **altimetro**, fondamentalmente costituito da un *barometro aneroide*, quindi da un misuratore di pressione graduato per indicare incrementi di quota invece che variazioni bariche.

La capsula aneroide reagisce agli aumenti o alle diminuzioni della pressione statica esterna, cioè della pressione atmosferica che agisce su un aeromobile in volo e che è indipendente dal moto dell'aeromobile stesso attraverso l'aria.

ICAO STANDARD ATMOSPHERE (I.S.A.)
PROPRIETÀ TROPOSFERA

- proprietà a MSL (*Mean Sea Level*), latitudine 45°
 - temperatura $\Rightarrow 15^{\circ}\text{C}$
 - pressione $\Rightarrow 760 \text{ mm}_{\text{Hg}} = 1013,25 \text{ hPa}$
 - densità $\Rightarrow 1,226 \text{ kg/m}^3$
 - umidità rel. $\Rightarrow 15\%$
- temperatura
 - 15°C al MSL
 - spessore della troposfera: da MSL a 11 km
 - nella troposfera la temperatura decresce di $0,65^{\circ}\text{C}/100\text{m}$
 - temperatura limite superiore troposfera: $-56,5^{\circ}\text{C}$
 - spessore della tropopausa: da 11 a 20 km
 - temperatura della tropopausa: $-56,5^{\circ}\text{C}$ (costante)

35

SLIDE

La posizione verticale di un aeromobile, ai fini delle procedure di volo e di controllo del traffico aereo, viene determinata mediante uno strumento detto **altimetro**, fondamentalmente costituito da un *barometro aneroide*, quindi da un misuratore di pressione graduato per indicare incrementi di quota invece che variazioni bariche. La capsula aneroide reagisce agli aumenti o alle diminuzioni della pressione statica esterna, cioè della pressione atmosferica che agisce su un aeromobile in volo e che è indipendente dal moto dell'aeromobile stesso attraverso l'aria.

Poiché la pressione atmosferica è anche dipendente dalla temperatura, parametro a cui invece l'altimetro non è sensibile e che può variare in modo significativo, è sorto il problema di calibrare gli altimetri in accordo con un'atmosfera standard, che utilizzi un gradiente termico verticale preciso, cioè una variazione della temperatura con la quota di tasso costante e non influenzato da effetti locali. L'atmosfera ISA, acronimo per *ICAO Standard Atmosphere* fu sviluppata mediando le condizioni dell'atmosfera reale a tutte le latitudini, stagioni e quote e fornendo, quindi, specifici valori di temperatura e pressione al livello del mare, nonché i loro gradienti all'aumentare della quota.

Si può dunque pensare alla ISA come ad una sorta di "righello" con cui i piloti misurano la propria quota e, anche se essa ben raramente corrisponde a quella reale, lo scostamento che ne deriva tra le quote vera e altimetrica non costituisce un problema ai fini della gestione del traffico aereo, poiché esso influirà nello stesso modo sugli altimetri di tutti gli aeromobili presenti nella zona, avendo essi la medesima calibrazione in atmosfera ISA.

ICAO STANDARD ATMOSPHERE (I.S.A.) LIVELLI ISOBARICI STANDARD

Pressione	Altitudine			T
	hPa	m	ft	°C
1000	111	364		+ 14,3
850	1457	4781	050	+ 5,5
700	3012	9882	100	- 4,6
500	5574	18289	180	- 21,2
400	7185	23574		- 31,7

36

SLIDE

Poiché l'altimetro determina la sua quota (cioè la distanza da una superficie di riferimento) misurando la pressione atmosferica al livello del proprio volo o, in altre parole, considerando il peso dell'aria che lo preme dall'alto, ciò implica che se l'aeromobile si trovasse realmente a volare in atmosfera standard, alla pressione di 1013,25 hPa verrebbe associata una quota pari a "zero", a quella di 850 hPa una pari a 1457 metri e così via, secondo i dati caratteristici delle superfici isobariche in atmosfera ISA.

In realtà, il più delle volte l'atmosfera reale si discosta da quella ISA, generando così errori nella valutazione delle quote.

Gli errori di temperatura sono provocati dalla differenza tra il gradiente termico verticale reale e quello dell'aria tipo; l'altimetro darà quindi indicazioni corrette solo nel caso in cui la temperatura esterna all'aeromobile risulterà uguale a quella prevista per l'atmosfera ISA a quella stessa quota. Un aeromobile che vola seguendo la superficie isobarica identificata dal valore della pressione atmosferica a quella quota, si trova così ad una quota reale pari a quella indicata dall'altimetro solo in condizioni atmosferiche standard, cioè solo se all'interno della sottostante colonna d'aria la temperatura varia in ragione di 0,65°C ogni 100 metri di quota.

Nella realtà, pur rimanendo identica la pressione al suolo ed alla quota dell'aeromobile, una variazione non standard della temperatura atmosferica reale comporta la lettura altimetrica di quote non corrispondenti a quella vera dell'aeromobile.

Gli errori di pressione sono invece dovuti alla differenza tra la pressione effettiva ad un certo livello di riferimento e quella che vi sarebbe in condizioni di aria tipo.

SETTAGGIO ALTIMETRICO



- inserimento nell'altimetro della pressione di riferimento
- lo "zero" della scala con cui l'altimetro calcola la posizione verticale di un aereo
- in base al riferimento usato, si hanno misure di **altezza**, **altitudine** o **livello di volo**

37

SLIDE

Per conoscere la posizione verticale di un aeromobile rispetto ad un punto, negli altimetri vi è un dispositivo che permette di variare il dato di pressione di riferimento; a tal fine, nel quadrante dello strumento esiste una finestrella graduata in valori di pressione, che, mediante un apposito bottone, può essere regolata in modo da farle indicare un voluto dato di riferimento. Questa operazione si chiama **settaggio** o **regolaggio altimetrico** e permette quindi di effettuare letture di quota, riferite a differenti superfici isobariche.

In funzione del riferimento utilizzato, che può essere convenzionale o reale, esistono così varie procedure di regolaggio altimetrico e chi opera in ambito aeronautico sa perfettamente che i termini *altezza*, *altitudine* e *livello di volo* non sono sinonimi, ma indicano le conseguenti diverse possibilità esistenti per indicare la posizione verticale di un aeromobile, in funzione proprio del riferimento prescelto.

Si ricordi anche che la conoscenza della quota di un aeromobile è di fondamentale importanza non solo per mantenere la distanza di sicurezza dal suolo, ma anche per garantire le separazioni verticali tra i diversi velivoli e per seguire una determinata traiettoria di procedura, soprattutto in fase di decollo e di avvicinamento.

- pressione reale all'altezza di un aeroporto
- riferimento altimetrico per la misura di **altezza**
 - posizione verticale di un aereo *al di sopra della superficie*, in *ft AGL (Above Ground Level)* o *ft ASFC (Above Surface)*.
- l'altimetro regolato sul QFE di un aereo fermo sulla pista riporta un'*altezza* tanto più prossima a zero, quanto più la pressione al livello di pista si avvicina al valore standard previsto per una quota pari a quella dell'aeroporto
- usato raramente, nessuna utilità nel volo in rotta

L'**altezza** è la posizione verticale di un aeromobile *al di sopra del suolo o della superficie*, di qualunque natura essa sia (terra o acqua); tale posizione viene espressa in *ft AGL (Above Ground Level)* o *ft ASFC (Above Surface)*. Un altimetro indicherà l'*altezza* dell'aeromobile sulla verticale di un aeroporto quando settato al valore di pressione misurato sulla pista dell'aeroporto medesimo; tale valore viene convenzionalmente indicato con il termine di **QFE**.

Lo stesso altimetro, dopo l'inserimento del QFE quale riferimento e con l'aeromobile fermo sulla pista dell'aeroporto che ne ha fornito il dato, dovrà quindi riportare un'*altezza* tanto più prossima a 0 (zero), quanto più la pressione al livello di pista si avvicina al valore standard previsto per una quota pari a quella dell'aeroporto.

Il QFE viene raramente utilizzato in ambito aeronautico e non ha comunque alcuna utilità nel volo in rotta.

Si noti che la sigla "QFE", così come le altre che seguiranno, non ha alcun significato specifico; il suo utilizzo risale ad un particolare codice (detto, per l'appunto **codice Q**) costituito da una raccolta standardizzata di messaggi codificati di tre lettere, che iniziano tutti con la lettera Q, sviluppato inizialmente per le comunicazioni commerciali via telegrafo, successivamente adottato per altre comunicazioni via radio e quindi mantenuti anche con le trasmissioni via voce.

I codici da QAA a QNZ sono riservati per uso aeronautico, meteorologico ma non solo. La loro trasmissione sottintende una specifica richiesta o comunicazione di dato meteo (per esempio: "QBA" è riferito alla visibilità orizzontale), anche se oramai il codice è praticamente in disuso e le sole voci ancora di corrente attengono proprio ai riferimenti barometrici di cui stiamo trattando.

- riferimento altimetrico per la misura di **altitudine**
 - posizione verticale di un aereo *sul livello medio del mare in condizioni standard*, in *ft AMSL (Above Mean Sea Level)*
- riduzione QFE a MSL in atmosfera standard
 - aggiunge al QFE la pressione equivalente all'altezza luogo
 - gradiente termico verticale $\gamma = 0,65^{\circ}\text{C} / 100 \text{ metri}$
- obbligo regolare altimetri su QNH:
 - fuori da spazi aerei controllati sotto altezza 3000 ft
 - le carte ostacoli sono in atmosfera standard
 - negli spazi aerei controllati sotto livello transizione
 - assicura separazione nelle fasi iniziali e terminali

L'**altitudine** è la posizione verticale di un aeromobile *al di sopra del livello medio del mare in condizioni standard*, espressa in *ft AMSL (Above Mean Sea Level)*, questa pressione venendo anche indicata come *settaggio altimetrico locale (local altimeter setting)*.

Un altimetro indicherà l'*altitudine* di un aeromobile sulla verticale di un aeroporto quando setato a un valore di pressione detto **QNH**, che rappresenta la trasformazione del QFE in quello che sarebbe il dato barico misurato sulla pista dell'aeroporto, se questo fosse al livello del mare e se l'atmosfera si trovasse in condizioni standard. Lo stesso altimetro, dopo l'inserimento del QNH quale riferimento e con l'aeromobile fermo sulla pista dell'aeroporto che ne ha fornito il dato, dovrà ovviamente riportare un'*altitudine* pari a quella dell'aeroporto stesso.

In effetti, quando il pilota chiede a terra il QNH, egli intende chiedere con quale pressione deve regolare il suo altimetro perché, se fosse a terra sullo stesso punto della stazione, esso indichi l'*altitudine* effettiva della stazione medesima. Per un aeromobile che usa il QNH, la distanza verticale dagli ostacoli è ottenibile per differenza tra l'*altitudine* letta sull'altimetro e la nota elevazione degli ostacoli stessi (ottenibile dalle carte aeronautiche).

- riduzione QFE a MSL in atmosfera reale
- aggiunge al QFE la pressione equivalente all'altezza luogo
- la correzione è funzione della temperatura media della colonna di atm compresa tra MSL e altezza luogo
- ma il **dato è incognito!**
- con tabelle locali compilate secondo proprietà medie atm
- nessuna valenza aeronautica

Per completezza riportiamo anche la dicitura **QFF**, che rappresenta la trasformazione del QFE nella pressione al MSL, calcolata però in atmosfera reale e da non confondersi, quindi, con il QNH, che invece richiede che tale trasformazione avvenga in condizioni standard ICAO.

Poiché tale trasformazione in area reale dipende dalla temperatura della colonna di atmosfera compresa tra il MSL e l'altezza della stazione di misura e tale dato è incognito, il calcolo viene eseguito usando tabelle precompilate secondo le proprietà medie dell'atmosfera locale.

L'incertezza così introdotta rende tuttavia il valore finale (che è già per definizione legato a un'atmosfera "locale", quindi non impiegabile quale standard altimetrico) di nessuna utilità per le applicazioni aeronautiche.

- riferimento altimetrico per la misura di **livelli di volo**
 - posizione verticale di un aereo *sulla superficie isobarica 1013,25 hPa (29,92 in_{Hg})* in FL + centinaia di piedi (FL330 indica 33000 piedi sulla superficie isobarica)
- obbligo regolare altimetri su QNE:
 - fuori da spazi aerei controllati al di sopra altezza 3000 ft
 - negli spazi aerei controllati al di sopra livello transizione
 - su oceani o zone indicate come **Standard Pressure Regions**
- assicurare adeguata separazione verticale tra aerei quando non è essenziale quella con il terreno

Un **livello di volo**, infine, è la posizione verticale di un aereo *al di sopra della superficie isobarica 1013,25 hPa (29,92 inHg nella notazione anglosassone)*, questa pressione venendo anche indicata come *settaggio altimetrico standard (standard altimeter setting)*. Un altimetro indicherà, dunque, il *livello di volo* di un aereo quando settato sui 1013,25 hPa, valore altrimenti indicato con la voce di codice **QNE**.

Tale posizione viene espressa in centinaia di piedi, preceduta dalla dizione FL, acronimo di *Flight Level* (FL330 rappresenta, ad esempio, una posizione verticale di 33000 ft al di sopra della superficie isobarica standard); conseguentemente, il sistema dei *livelli di volo* consiste in una serie di livelli paralleli di pressione atmosferica costante, tra loro separati da specifici intervalli e con il livello zero coincidente con quello che ha come riferimento la 1013,25 hPa.

Con il settaggio altimetrico sul QNE, lo strumento indica, dunque, l'altitudine effettiva sopra un dato punto sul livello del mare, purché su tale punto la pressione sia 1013,25 hPa. Quando la pressione è diversa da tale valore, cioè quando le caratteristiche dell'atmosfera reale non sono conformi a quelle dell'atmosfera tipo (praticamente sempre), l'altimetro indicherà una quota diversa da quella effettiva.

I *livelli di volo* vengono, tuttavia, utilizzati invece del QNH poiché i 1013,25 hPa rappresentano un regolaggio standard valido in tutto il mondo, diversamente dal QNH che può variare da un punto all'altro. Per i voli lunghi, infatti, i piloti dovrebbero continuamente chiedere l'aggiornamento del dato di QNH alle stazioni al suolo, cosa non necessaria con il settaggio standard. Il QNE risulta così ideale per assicurare la separazione verticale degli aeromobili, nella quale non è essenziale la distanza verticale dal terreno, bensì quella tra un velivolo e l'altro. Una volta raggiunto il FL assegnatogli, il pilota, per mantenerlo, dovrà volare avendo cura che l'indicazione dell'altimetro rimanga costante, anche se ciò comporterà una variazione della quota reale rispetto al suolo.

IL SISTEMA DEI LIVELLI DI VOLO

- basato in aria ICAO, in aria reale occorre garantire corretta separazione da ostacoli
- usato oltre una data quota definita per ogni aeroporto
- si definiscono al riguardo:
 - **altitudine di transizione TA** (*Transition Altitude*) quella al di sopra della quale si vola per FL;
 - **livello di transizione TL** (*Transition Level*) il più basso livello disponibile, al di sotto del quale si vola per altitudini. Varia in funzione del QNH locale del momento, in modo da garantire sempre almeno i 1000 ft di quota dello strato di transizione;
 - **strato di transizione** (*Transition Layer*) lo spazio compreso tra la TA e il TL.

42

SLIDE

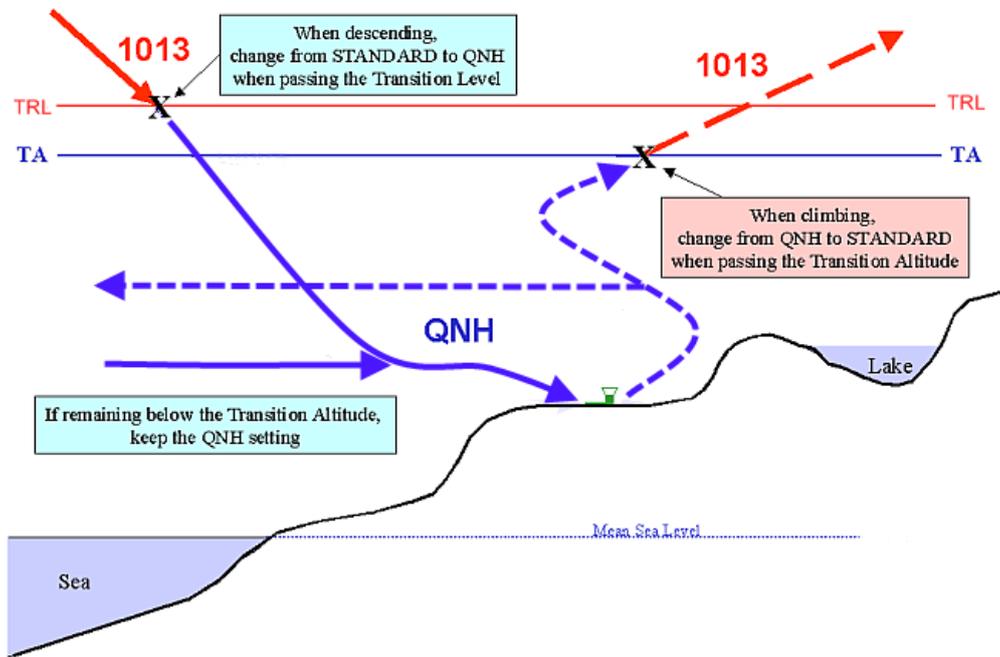
Come già accennato, il sistema dei FL si basa su un'ipotetica aria tipo (l'atmosfera standard ICAO) e non su quella reale, per cui la posizione dei FL nell'aria vera assume un aspetto pratico importante.

Per un pilota che vola seguendo un FL, l'adeguata separazione dal terreno è ottenibile assicurandosi che il FL prescelto non infranga l'altitudine minima di rotta stabilita; ecco perché i livelli di volo si usano solo al di sopra di una determinata quota fissa per ogni aeroporto, stabilita in modo tale da assicurare una separazione minima dagli ostacoli.

A tal proposito, si definiscono:

- **altitudine di transizione TA** (*Transition Altitude*) quella al di sopra della quale si vola per FL;
- **livello di transizione TL** (*Transition Level*) il più basso livello disponibile, al di sotto del quale si vola per altitudini. Varia in funzione del QNH locale del momento, in modo da garantire sempre almeno i 1000 ft di quota dello strato di transizione;
- **strato di transizione** (*Transition Layer*) lo spazio compreso tra la TA e il TL.

IL SISTEMA DEI LIVELLI DI VOLO



LE ALTITUDINI

- valutare e correggere le prestazioni del mezzo in funzione delle condizioni atmosferiche
- cinque diverse definizioni di *altitudine*:
 - **TA** (*True Altitude*): quota vera MSL
 - **AA** (*Absolute Altitude*): quota vera AGL
 - **IA** (*Indicated Altitude*): lettura altimetrica diretta, riferita alle condizioni ISA, a seguito di relativo settaggio strumentale
 - **PA** (*Pressure Altitude*): lettura altimetrica diretta, riferita alle condizioni ISA, con settaggio su 1013,25 hPa.
 - **DA** (*Density Altitude*): valore di PA corretto per le deviazioni della temperatura reale rispetto al gradiente termico standard

44

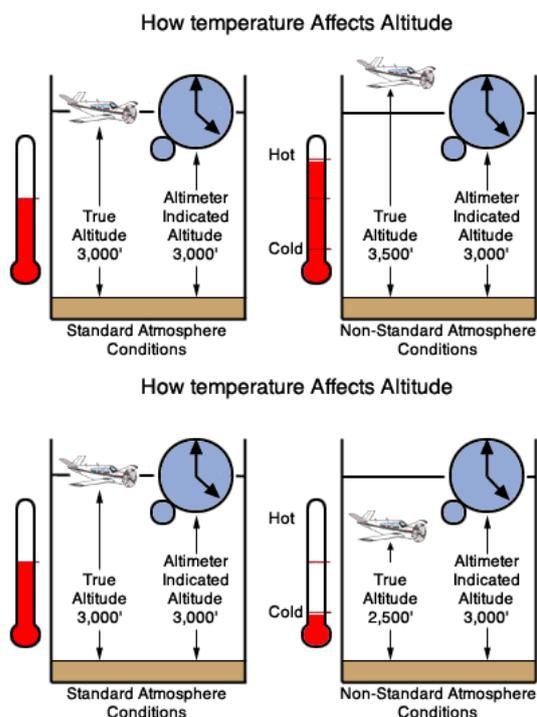
SLIDE

Per terminare la nostra analisi delle procedure altimetriche e di come esse siano influenzate dai diversi parametri atmosferici, vediamo ora come i piloti devono procedere per correggere gli effetti della pressione, della temperatura e della densità dell'aria in relazione alle prestazioni del proprio aeromobile.

Oltre a quelle già definite in precedenza, vi sono altre cinque diverse definizioni di *altitudine*, che risulta, a questo punto, necessario introdurre:

- la **TA** (*True Altitude*), cioè la quota vera di un aeromobile rispetto al livello del mare MSL;
- la **AA** (*Absolute Altitude*), cioè la quota vera di aeromobile rispetto al livello del suolo AGL;
- la **IA** (*Indicated Altitude*), cioè il valore di quota letto direttamente dall'altimetro, e quindi riferito alle condizioni atmosferiche standard dell'ISA, dopo che è stato eseguito il relativo settaggio strumentale;
- la **PA** (*Pressure Altitude*), cioè il valore di quota letto direttamente dall'altimetro, e quindi riferito alle condizioni atmosferiche standard dell'ISA, dopo che questi è stato settato sul valore di 1013,25 hPa. Rappresenta quindi la quota che, in condizioni standard, risulterebbe associata ad un valore di pressione esterna pari a quella effettivamente riscontrata dall'aeromobile in volo;
- la **DA** (*Density Altitude*), cioè il valore di PA corretto per compensare le deviazioni della temperatura reale rispetto al gradiente termico standard, o, equivalentemente, la quota a cui si troverebbe l'aeromobile in atmosfera standard, in presenza di una densità dell'aria pari a quella reale.

EFFETTI DELLA TEMPERATURA SULL' ALTITUDINE



- una temperatura superiore a quella standard comporta la lettura di quote inferiori a quella reale (aereo trasportato verso l'alto dal gonfiarsi delle superfici isobariche)
- una temperatura inferiore a quella standard comporta la lettura di quote superiori a quella reale (aereo trasportato verso il basso dal contrarsi delle superfici isobariche)

45

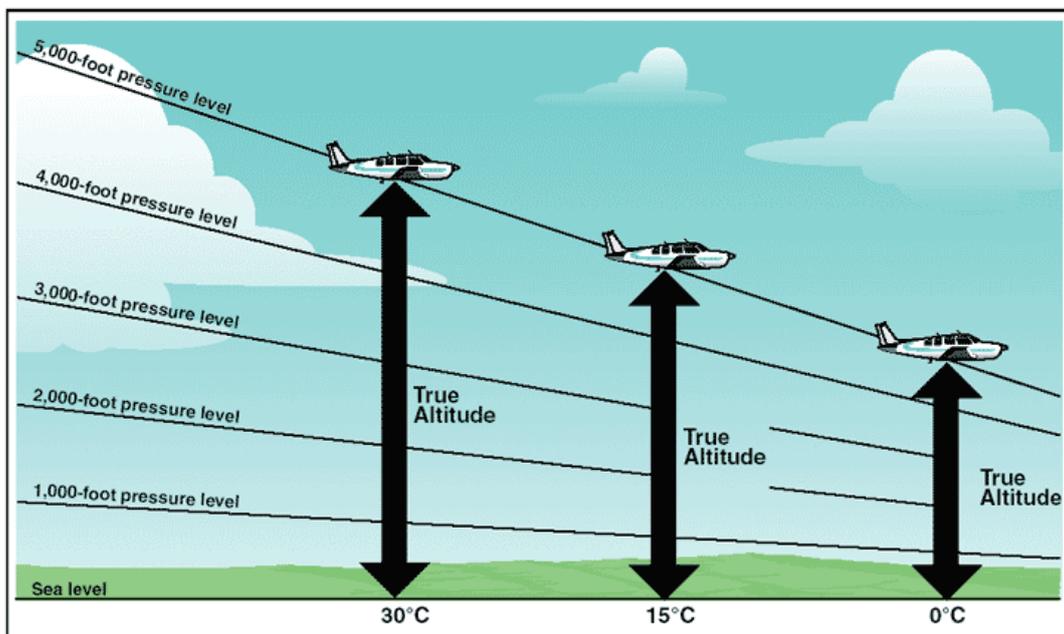
SLIDE

Gli errori di temperatura sono provocati dallo scostamento del gradiente termico verticale reale da quello stabilito per l'aria tipo; l'altimetro darà quindi indicazioni corrette solo nel caso in cui la temperatura esterna all'aeromobile risulterà uguale a quella prevista per l'atmosfera ISA a quella stessa quota.

Un aeromobile che vola seguendo la superficie isobarica identificata dal valore della pressione atmosferica a quella quota, si trova ad una quota reale pari a quella indicata dall'altimetro solo in condizioni atmosferiche standard, cioè solo se all'interno della sottostante colonna d'aria la temperatura varia in ragione di 0,65°C ogni 100 metri di quota.

Nella realtà, pur rimanendo identica la pressione al suolo ed alla quota dell'aeromobile, se ora viene variata la temperatura dell'aria nella colonne, rendendole una più calda e l'altra più fredda rispetto allo standard, allora nel primo caso l'altimetro leggerà quote inferiori a quella vera dell'aeromobile, nel secondo maggiori.

EFFETTI DELLA TEMPERATURA SULL' ALTITUDINE



46

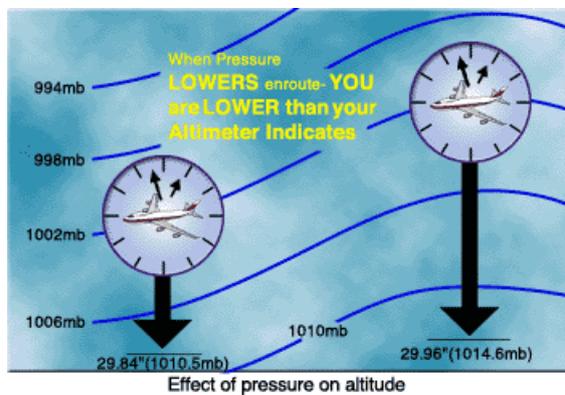
SLIDE

Un aumento della temperatura dell'aria all'interno della colonna compresa tra l'aeromobile in volo e la superficie di riferimento, si riflette infatti in un aumento della sua densità, cioè al "gonfiarsi" delle superfici isobariche, che tendono ad allontanarsi l'una dall'altra.

Anche l'aereo, vincolato alla propria rotta isobarica, subisce gli effetti di un tale spostamento verso l'alto, vedendosi così trasportato ad una quota maggiore di quella indicata dal proprio altimetro, rimasto invece fermo sull'indicazione corrispondente a quella del riferimento isobarico in aria standard.

Il raffreddamento della colonna d'aria porta invece al fenomeno opposto, cioè al riavvicinamento delle superfici isobariche causato dall'aumentata densità atmosferica; anche l'aereo viene quindi trasportato verso il basso ed il suo anemometro segna ora una quota maggiore di quella effettiva.

EFFETTI DELLA PRESSIONE SULL' ALTITUDINE



- volo da alta a bassa pressione mantenendo costante la quota indicata, produce in realtà la diminuzione dell'altitudine vera dell'aeromobile.
- all'opposto, da bassa a alta pressione, si ottiene l'aumento dell'altitudine vera.
- le correzioni altimetriche vengono eseguite variando il riferimento al suolo (**settaggio** o **regolazione altimetrica**).

47

SLIDE

Gli errori di pressione sono invece dovuti alla differenza tra la pressione effettiva ad un certo livello di riferimento e quella che vi sarebbe in condizioni di aria tipo.

La pressione atmosferica su ogni punto della terra è, naturalmente, soggetta a continue variazioni, così come l'effettiva posizione nello spazio della superficie isobarica di riferimento, che potrà oltretutto risultare al di sopra come anche al di sotto del livello del mare.

A parità di temperatura, volare da una zona di alta ad una di bassa pressione senza correggere il proprio altimetro, ma cercando di mantenere costante la quota indicata, si risolve in realtà in una diminuzione dell'altitudine vera dell'aeromobile. Al contrario, il volo in senso opposto, da una regione ciclonica a una anticiclonica, comporta un aumento dell'altitudine vera.

È proprio per conoscere la posizione verticale di un aeromobile rispetto ad un punto, che negli altimetri si esegue l'operazione di *settaggio* o *regolazione altimetrica*, che permette di effettuare letture di quota, riferite a differenti superfici isobariche.

DENSITY ALTITUDE

- alta temperatura: volo **HDA** (*High Density Altitude*)
 - la quota riportata da altimetro è maggiore di quella reale
 - l'atmosfera reale possiede minor densità: quella che in ISA corrisponde a una quota maggiore rispetto a quella reale
 - ridotte prestazioni aeromobile: meno aria per combustione, minore portanza, maggior corsa di decollo e *clearance area* (rateo di salita ridotto, quindi più area libera da ostacoli)
- bassa temperatura: volo **LDA** (*Low Density Altitude*)
 - la quota riportata da altimetro è minore di quella reale
 - l'atmosfera reale possiede maggiore densità: quella che in ISA corrisponde a una quota minore rispetto a quella reale
 - miglioramento delle prestazioni dell'aeromobile

48

SLIDE

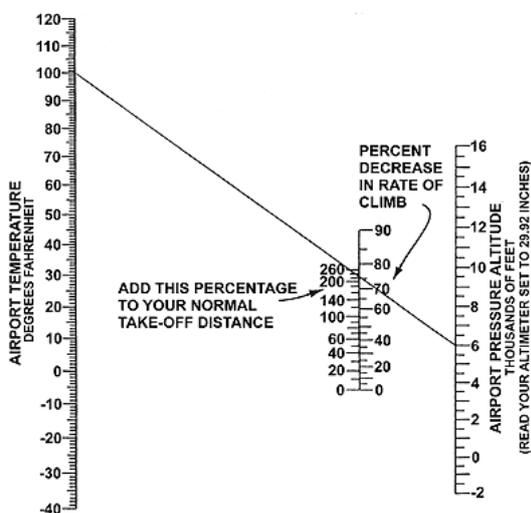
La DA deve essere considerata come un criterio per determinare le prestazioni del proprio velivolo e, per questo motivo, si è soliti differenziare ulteriormente tra **HDA** (*High Density Altitude*) e **LDA** (*Low Density Altitude*).

In presenza di una temperatura assai elevata, l'atmosfera si trova in condizioni di una diminuita densità, a causa del maggior "sparpagliamento" delle molecole di aria, provocato dall'aumento della loro energia cinetica; in aria standard, questo valore di densità corrisponderebbe però a quello che l'aeromobile sentirebbe ad una quota ben maggiore rispetto a quella reale, situazione questa che viene per l'appunto resa con il termine di "volo in condizioni di HDA".

In condizioni di HDA, le prestazioni di un aeromobile risultano ridotte perché vi è meno aria esterna a sostenere sia i processi di combustione del motore, sia l'azione dei propulsori e delle superfici portanti; di conseguenza al decollo risulteranno necessari una corsa più lunga e, successivamente, una maggior *clearance area*, cioè più area libera da ostacoli al termine della pista, proprio a causa del ridotto *rateo di salita* (*climb rate*) dell'aeromobile. Sempre a causa della rarefazione dell'aria, si osserva inoltre un aumento della velocità vera dell'aeromobile, a fronte di un dato anemometrico costante; stante la diminuita densità atmosferica, l'aereo dovrà, infatti, "correre di più" rispetto all'aria, per permettere al suo strumento di impattare quel numero di molecole necessario a mantenere costante il dato di velocità riportato.

Al contrario, una diminuzione della temperatura provoca un aumento della densità dell'aria (molecole "meno sparpagliate") e condizioni che in atmosfera standard sarebbero associate ad una quota inferiore a quella reale. L'aeromobile ora è in volo in condizioni di LDA, che, caso opposto al precedente, si riflettono ora in un miglioramento delle prestazioni dell'aeromobile stesso.

NOMOGRAMMA DI KOCH



- una prima stima dell'influenza delle condizioni atmosferiche sulle prestazioni di un aeromobile, in termini di corsa di decollo e rateo di salita
- la linea che unisce temperatura e PA, intercetta i valori percentuali dell'aumento di corsa di decollo e di riduzione del rateo di salita

49

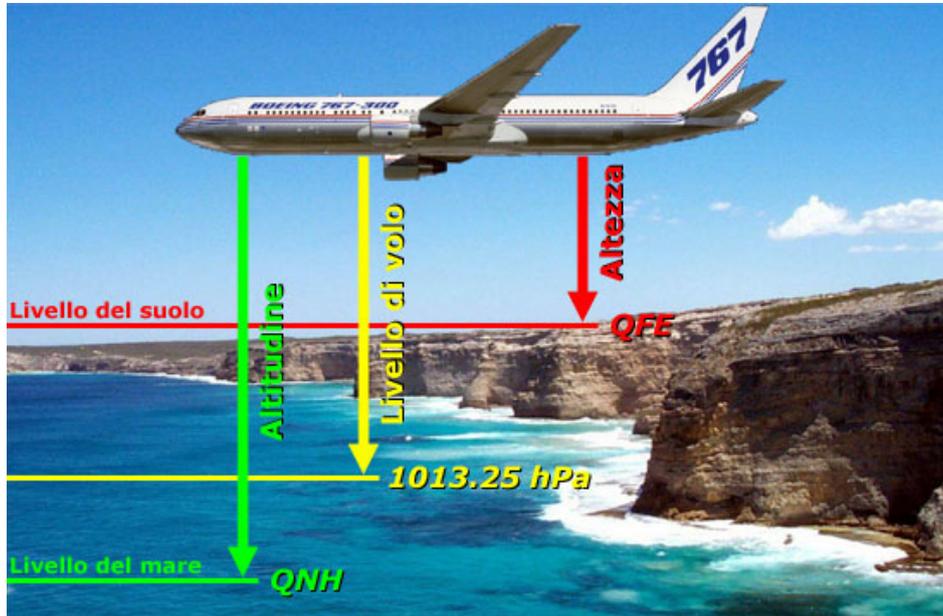
SLIDE

Il grafico detto **nomogramma di Koch**, permette di visualizzare indicativamente gli effetti della temperatura e dell'altitudine, fermo restando che il principale riferimento per un pilota dovrebbe, comunque, sempre essere il manuale operativo approntato dalla casa costruttrice del mezzo.

La linea diagonale, che, riferendosi ai dati aeroportuali, unisce la temperatura di 100°F (circa 38°C) con una PA di 6000 ft, interseca le scale centrali in corrispondenza dei valori "230" su quella di sinistra e "76" su quella di destra, intendendo proprio che un 230% deve essere aggiunto in termini di corsa di decollo, mentre viene stimata pari ad un 76% la riduzione del rateo di salita dell'aeromobile. Pertanto, se in condizioni standard risultasse necessaria una corsa di decollo di 1000 ft per una salita di 50 ft con un rateo di 500 ft/al minuto, nelle condizioni indicate sarebbero, invece, necessari 3300 ft di pista con un rateo ridotto a 120 ft al minuto.

Si sottolinea però, ancora una volta, come le valutazioni così ottenibili siano solo indicative, potendo essere ulteriormente inficiate, ed anche in misura consistente, dalle stesse condizioni della pista: la lunghezza della corsa di decollo, infatti, può persino raddoppiare in presenza di erba alta, sabbia o fango.

RIASSUMENDO...



50

SLIDE

RIASSUMENDO...

DENSITY ALTITUDE

- Temperature
- Pressure Systems
- Humidity

PRACTICA

TEORIA

Density Altitude
The pressure altitude corrected for non-standard temperature variations

A different definition for Density Altitude
The Altitude the Airplane Thinks it is at and Performs in Accordance With

So, my take-off distance is 2 500 feet... what about my landing distance?
Simple, Dieter, it's 2 500 feet. Don't land anywhere you can't depart!

SLIDE

- PRIMA PARTE:
 1. Proprietà dell'atmosfera
 2. Altimetria

CENNI DI CIRCOLAZIONE GENERALE ATMOSFERICA

3. Circolazione extratropicale: i fronti
- SECONDA PARTE:
 4. Origine e classificazione delle nubi
 5. Stabilità e instabilità atmosferica
 6. Fenomeni pericolosi per il volo



**CIRCOLAZIONE GENERALE
ATMOSFERICA**

- differente riscaldamento nelle diverse regioni del globo
 - maggiore nelle zone tropicali, minore nelle polari
- necessità di trasferire calore da equatore verso poli
- fine ultimo della circolazione generale atmosferica:
 - ridistribuire il calore solare
 - ridurre il divario termico tra equatore e polo

53

SLIDE

Il nostro pianeta è costantemente interessato da spostamenti orizzontali di masse d'aria: l'insolazione non omogenea, più concentrata nella fascia equatoriale che alle latitudini crescenti, provoca la formazione di regioni a pressione atmosferica differenziata, vero primo motore di una **circolazione generale atmosferica** e di tutti i fenomeni che, di conseguenza, contribuiscono a definire ciò che noi chiamiamo "meteorologia".

Le differenze di temperatura crescerebbero infatti in misura maggiore, se l'aria non si mettesse in movimento per operare dei trasferimenti di calore dalle regioni equatoriali alle regioni polari; inoltre, anche le grandi correnti marine contribuiscono a questo trasferimento (per esempio la Corrente del Golfo nell'Atlantico).

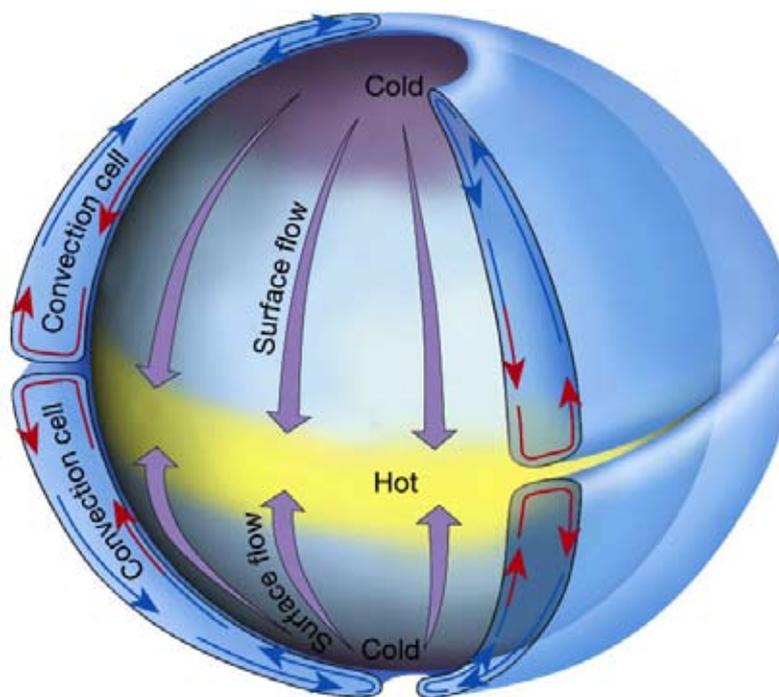
CIRCOLAZIONE GENERALE ATMOSFERICA: CASO IPOTETICO

- Terra non in rotazione e superficialmente omogenea
 - ⇒ unica circolazione convettiva meridiana emisferica
 - ⇒ salita di aria in quota all'equatore
 - flusso in quota verso i poli
 - discesa di aria al suolo ai poli
 - flusso in superficie verso equatore

54

SLIDE

Il modello più semplice di circolazione generale atmosferica che possiamo ipotizzare è quello ideale, corrispondente all'ipotesi di una Terra non in rotazione attorno al proprio asse e con una superficie morfologicamente uniforme (per esempio completamente ricoperta dall'acqua degli oceani, in modo tale da minimizzare anche i fenomeni di attrito tra il suolo ed i bassi strati atmosferici).

CIRCOLAZIONE GENERALE
ATMOSFERICA: CASO IPOTETICO

55

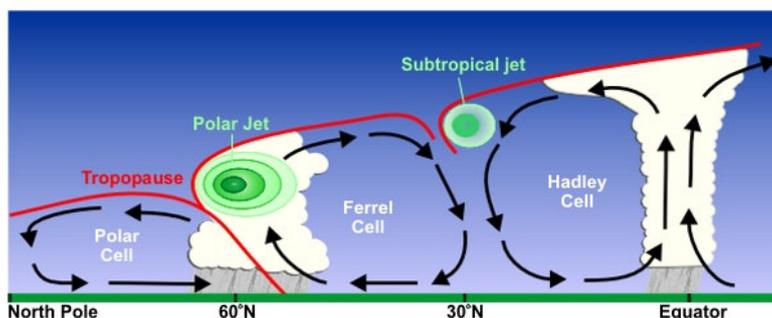
SLIDE

In tale modello, la differenza di irraggiamento solare tra le più calde latitudini tropicali ed i più freddi poli innescherebbe due circolazioni emisferiche ad anello, orientate lungo i meridiani terrestri; nel nostro emisfero, la circolazione risulterebbe caratterizzata da un'ascesa di aria calda in corrispondenza dell'Equatore, un flusso in quota diretto verso la calotta artica, una discesa di aria in corrispondenza del polo ed un flusso di ritorno al suolo verso l'Equatore.

Questo modello ideale di circolazione termica globale prende il nome di **Cella di Hadley**; essa permetterebbe lo scambio termico diretto tra le regioni calde e quelle fredde della Terra e determinerebbe, a causa dei rispettivi movimenti ascendenti e discendenti di aria, la presenza di una fascia di bassa pressione al suolo all'equatore e di un'area (o calotta) di alta pressione su ciascuno dei due poli.

CIRCOLAZIONE GENERALE ATMOSFERICA: CASO REALE

- la rotazione terrestre modifica la singola circolazione meridiana in un sistema di tre sottocircolazioni:
 - **cella polare** tra 60°N/S - 90°N/S
 - **extratropicale (cella di Ferrel)** tra 30°N/S - 60°N/S
 - **interpropicale (cella di Hadley)** tra 0° e 30°N/S



56

SLIDE

Nel caso reale, la semplice circolazione ad anello del modello a singola cella di Hadley viene profondamente modificata:

- dalla rotazione terrestre, attraverso l'intervento della cosiddetta **forza deviante** o di **Coriolis**;
- dall'eterogenea morfologia superficiale planetaria, quindi dall'influenza, sulle correnti atmosferiche, delle barriere orografiche, delle correnti marine e dei contrasti di temperatura, permanenti o periodici, che esistono tra le terre emerse e gli oceani;
- dai processi termodinamici, innescati dall'incontro tra masse d'aria di diversa temperatura.

Ciò che avviene è che in ciascun emisfero, la circolazione generale atmosferica si presenta come un insieme di tre circolazioni minori, interessanti ciascuna una fascia latitudinale di circa 30° di ampiezza.

Lo scambio di calore tra l'equatore e i poli si compie quindi per fasi successive, con un processo a catena che coinvolge:

- la **cella polare**, tra i 60° N/S ed i 90° N/S
- la **circolazione extratropicale** o **cella di Ferrel**, tra i 30° N/S ed i 60° N/S;
- la **circolazione intertropicale** o **cella di Hadley**, per latitudini comprese tra 0° e 30° N/S;

CARATTERISTICHE DELLA CIRCOLAZIONE GENERALE ATMOSFERICA

- circolazione come insieme di moti a diversa scala
- moti verticali
 - massima estensione: intero spessore troposfera
- moti orizzontali meridiani
 - forte componente in direzione meridiana
 - massima estensione: fascia latitudinale di $\sim 30^\circ$
- moti orizzontali cosiddetti *zonali* o *westerlies*
 - forte componente in direzione paralleli
 - massima estensione: intera circonferenza terrestre

57

SLIDE

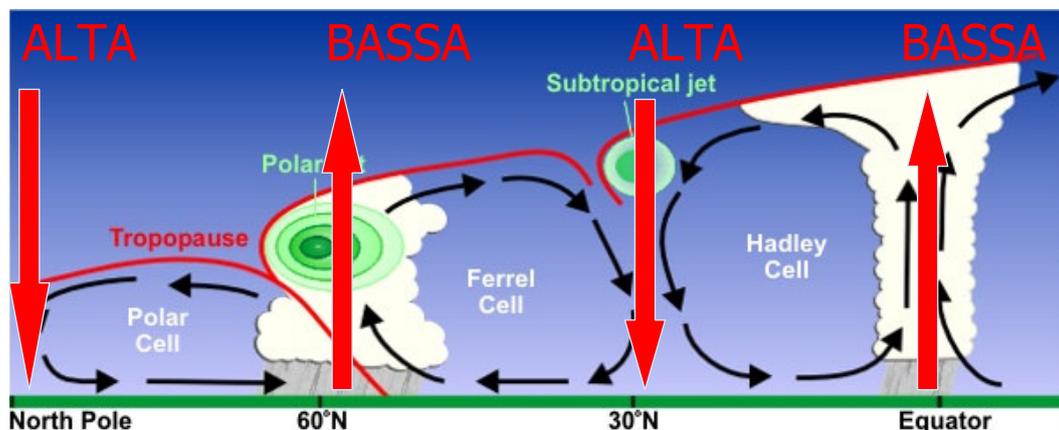
Ne risulta una circolazione generale molto complessa, con un'atmosfera animata da continui movimenti rispetto alla superficie terrestre. Tali movimenti, che possono essere verticali ed orizzontali, si verificano con ordini di grandezza variabili fino a migliaia di chilometri.

I movimenti verticali, ad esempio, possono estendersi al massimo per tutto lo spessore della troposfera, che raggiunge la sua quota massima, di circa 18 km, presso l'equatore.

I movimenti orizzontali meridiani, quelli cioè che hanno una forte componente nella direzione dei meridiani, possono giungere ad estendersi per tutto lo spessore di una fascia latitudinale di circa 30° .

I movimenti orizzontali cosiddetti **zonali** o **westerlies** che si manifestano con una forte componente in direzione dei paralleli, sono di gran lunga i più estesi, potendo raggiungere dimensioni di molte migliaia di chilometri e, in qualche zona ristretta dell'atmosfera, compiere un intero giro attorno alla Terra.

I MOTI ATMOSFERICI VERTICALI: CENTRI BARICI PERMANENTI



- in Europa:
 - l’alta tropicale si rinforza sulle Azzorre
 - la bassa polare si approfondisce sull’Islanda

58

SLIDE

I moti verticali generano fasce di aria subsidente, che possono essere associate con campi di alta pressione alla superficie, alternate con fasce di aria discendente, associabili invece a campi di bassa pressione.

Possiamo quindi definire:

- due calotte di alta pressione in corrispondenza di ciascun polo;
- due bande circumpolari di bassa pressione a 60° di latitudine N e S, in corrispondenza dei Circoli Polari Artico e Antartico;
- due bande circumpolari di alta pressione a 30° N e 30° S, in corrispondenza dei Circoli Tropicali del Cancro e del capricorno;
- una fascia di bassa pressione equatoriale.

Tuttavia, la realtà è un po’ più complicata, perché la superficie della Terra non è uniforme e gli oceani sviluppano distinti centri di alta e bassa pressione permanente, invece di fasce circumpolari continue. Il motivo per cui ciò avviene al di sopra degli oceani risiede nelle proprietà termiche dell’acqua, in particolare per il suo elevato calore specifico; le grandi masse marine possiedono così una temperatura abbastanza stabile e le correnti che vi fluiscono al di sopra rimangono praticamente uniformi tra una stagione e l’altra.

Due di questi campi barici permanenti esercitano una funzione fondamentale per le nostre latitudini, in quanto veri e propri “motori” per la circolazione atmosferica del continente europeo: l’**anticiclone delle Azzorre** e il **ciclone d’Islanda**.

I MOTI ATMOSFERICI ORIZZONTALI: IL VENTO E LE FORZE FONDAMENTALI

- un moto orizzontale di aria è ciò che chiamiamo **vento**
- quattro sono le forze coinvolte in questi spostamenti:
 - **forza di gradiente G** e la **forza deviante D**
 - si combinano in quota nel **vento geostrofico** rettilineo
 - moto su isobare rettilinee
 - **forza centrifuga C**
 - con G e D in quota nel vento geostrofico ciclostrofico
 - moto su isobare curvilinee (prossimità ai centri barici)
 - **forza d'attrito A**
 - con G , D e C nel **vento al suolo**

59

SLIDE

I movimenti orizzontali delle masse d'aria costituiscono ciò che noi comunemente chiamiamo **vento**.

Il vento può essere descritto tramite l'azione di quattro forze fondamentali, presenti, con diversi ordini di grandezza, sia a scala planetaria, nel più complesso quadro della circolazione generale atmosferica, sia nei microclimi costieri o che nascono su versanti montani diversamente soleggiati.

Queste quattro forze sono:

- la **forza di gradiente G** , che muove le masse d'aria verso le zone a minor pressione;
- la **forza deviante D** , originata dalla rotazione della Terra attorno al proprio asse;
- la **forza centrifuga C** , presente nel caso di moti curvilinei delle masse d'aria;
- la **forza d'attrito A** , che agisce rallentando il moto delle masse d'aria per lo "sfregamento" con la superficie terrestre.

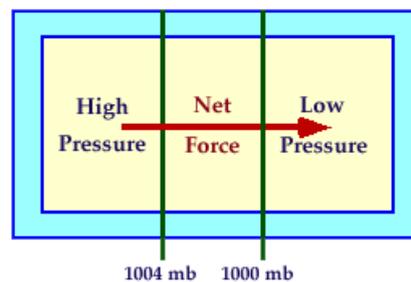
Dalla loro composizione nascono i casi di **vento in quota**, dove quindi l'attrito è nullo, che si differenziano da quello del **vento al suolo**, dove, invece esso deve essere tenuto in rigorosa considerazione.

Nel caso in quota avremo poi il caso del vento **geostrofico**, dove le molecole di aria si muovono su traiettorie rettilinee, e quello del vento **ciclostrofico**, dove invece il moto avviene seguendo traiettorie curve.

Volendo dare una trattazione semplificata, esamineremo ora solo le caratteristiche principali del *vento geostrofico* e del *vento al suolo*.

LA FORZA DI GRADIENTE

- origina il movimento delle masse d'aria
- moto dalle regioni di H a quelle di L pressione
- moto perpendicolare alle isobare
- intensità proporzionale al dislivello barico



60

SLIDE

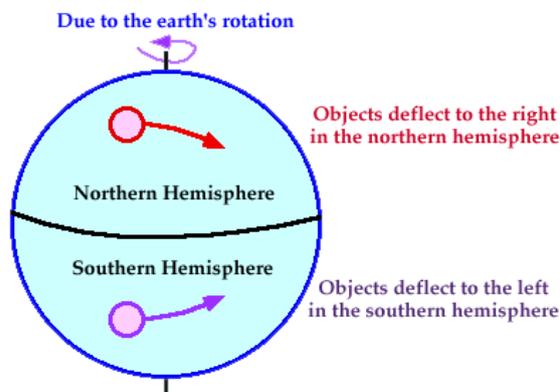
La **forza di gradiente** agisce muovendo le masse d'aria dalle regioni di alta verso quelle di bassa pressione, in direzione perpendicolare alle isobare ed in misura proporzionale al dislivello barico stesso. Si tratta proprio di ciò che noi saremmo naturalmente portati ad attenderci, per esempio nel contesto semplificato della circolazione meridiana emisferica, che scorre su una Terra omogenea e non in rotazione assiale.

A parità di distanza tra due località geografiche, la forza è tanto più intensa quanto più marcata è la differenza di pressione esistente tra le località stesse.

Questa notazione si traduce nella conseguenza che, osservando una carta meteorologica, tanto più strette saranno le isobare in una regione della mappa, tanto più intenso sarà il vento che caratterizzerà quella regione medesima.

FORZA DEVIANTE O DEVIAZIONE DI CORIOLIS

- nell'emisfero N, rispetto ad un osservatore al suolo, un corpo in moto viene deviato verso la propria destra
- nell'emisfero S, la deviazione è verso la propria sinistra
- la deviazione dipende da:
 - velocità del corpo
 - funzione trigonometrica della latitudine, che assume valore nullo all'equatore e massimo (pari a 1) al Polo Nord



61

SLIDE

La **forza deviante** o **di Coriolis** rappresenta una forza “apparente” (in fisica sono così dette quelle forze che non sono descrivibili mediante le sole leggi di Newton), agente sulle masse d’aria che noi osserviamo scorrere sulla superficie terrestre e originata dalla rotazione del nostro pianeta attorno al proprio asse.

A causa di tale forza, le masse d’aria vengono deviate perpendicolarmente verso la destra del proprio moto nel nostro emisfero e verso sinistra nell’altro.

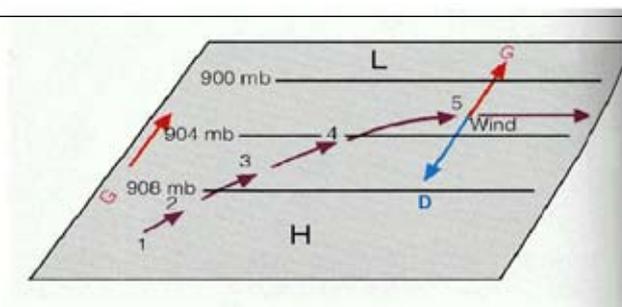
Per un corpo in moto con velocità v in un punto della superficie terrestre di latitudine nota, la consistenza della deviazione di Coriolis è proporzionale al prodotto tra la velocità v ed una funzione trigonometrica della latitudine, funzione che assume valore nullo all’equatore (latitudine 0°) e massimo, pari ad 1, al Polo Nord (latitudine 90°).

Per le latitudini meridionali, la funzione trigonometrica assume identico valore, ma con segno opposto, rispetto alle latitudini settentrionali (per esempio, ha valore -1 al Polo Sud) e ciò giustifica la deviazione verso la direzione opposta, verso la sinistra del moto invece che verso la destra.

Di conseguenza, la deviazione di Coriolis risulta, a parità di latitudine, minore per i venti deboli e maggiore per quelli più intensi, mentre, a parità di velocità, essa risulta minore per i venti equatoriali e maggiore per quelli polari.

IL VENTO GEOSTROFICO

- particella di aria a riposo inizia a muoversi per effetto della sola forza di gradiente G



- non appena la velocità del vento è diversa da zero, la particella risente anche della forza deviante di Coriolis D
- D aumenta con la velocità del vento, producendo la rotazione della direzione del vento verso destra
- all'equilibrio $D = G$ il vento è parallelo alle isobare
- se $D > G$, il vento spirerebbe contrario a G (*impossibile*)

Il **vento geostrofico** nasce come vento di gradiente puro, quando cioè una particella d'aria, dapprima a riposo, inizia a muoversi per effetto della forza di gradiente, spostandosi *perpendicolarmente* alle isobare da una zona di alta ad una di bassa pressione.

Non appena la velocità del vento assume valori diversi da zero, la particella inizia a risentire anche della deviazione di Coriolis,

La forza di Coriolis, aumentando di pari passo con la velocità del vento, produce una rotazione verso destra della sua direzione di provenienza, fino a quando le due forze si uguagliano in valore.

Il vento ha ora direzione *parallela* alle isobare e la stessa forza di Coriolis cessa di crescere ulteriormente; in caso contrario, infatti, si produrrebbe un moto opposto alla forza di gradiente, il che risulta decisamente impossibile.

IL VENTO GEOSTROFICO: CARATTERISTICHE

- il vento geostrofico è un vento teorico
- approssima bene il vento reale in quota
- ha velocità costante (*vento stazionario*) proporzionale alla differenza di pressione
 - su una mappa meteo: isobare strette -> alta velocità vento
- si muove parallelamente alle isobare lasciando le basse pressioni a sinistra e le alte pressioni a destra (**regola di Buys Ballot per vento geostrofico nell'emisfero nord; al contrario per l'emisfero sud**)

63

SLIDE

Possiamo in definitiva concludere che il vento geostrofico è un vento teorico che approssima bene quello reale in quota e che si muove, a velocità costante, parallelamente alle isobare, lasciando, nell'emisfero nord, le basse pressioni alla propria sinistra, le alte alla destra (affermazione questa nota come **Legge di Buys Ballot** per il vento geostrofico; la disposizione risulta ovviamente invertita nell'altro emisfero).

LA FORZA CENTRIFUGA

- moto di masse d'aria su traiettoria curvilinea
- aria soggetta ad una forza centrifuga avente intensità direttamente proporzionale alla velocità del vento e inversamente proporzionale al raggio traiettoria (isobara)
- forza centrifuga significativa in caso di alte velocità e isobare di corto raggio
 - profondi centri di pressione minima (cicloni tropicali)

64

SLIDE

Le masse d'aria che si muovono con traiettoria curvilinea devono, inoltre, risultare soggette anche ad una **forza centrifuga**, che agisce in direzione perpendicolare alla traiettoria, dirigendosi verso l'esterno della curvatura e con un'intensità proporzionale al rapporto tra il quadrato della velocità del vento ed il raggio di curvatura della traiettoria stessa.

Il caso ciclostrofico diviene comunque significativo solo nei profondi centri di pressione minima, dove i venti sono forti e le isobare praticamente circolari e di breve raggio.

L'ATTRITO

- è l'azione dell'ambiente sui bassi strati atmosfera
- rallenta la velocità, deviando il vento geostrofico verso le basse pressioni
- sugli oceani la velocità $\approx 70\%$ del vento geostrofico
 - deviazione di 10° - 20° direzione vento geostrofico
- sui continenti la velocità $\approx 40\%$ del vento geostrofico
 - deviazione di 40° - 50° direzione vento geostrofico
- a quota di 1000 metri (a meno di orografia locale) l'attrito è nullo e il vento è praticamente geostrofico

65

SLIDE

Infine, nel caso di venti che spirano nei primi 1000 metri circa di quota, deve essere considerata anche l'azione dell'ambiente sui bassi strati dell'atmosfera, azione che si manifesta attraverso una **forza d'attrito**, variabile con la natura e la configurazione del terreno, d'intensità maggiore sui terreni accidentati e minore sul mare e le superficie a minor "rugosità".

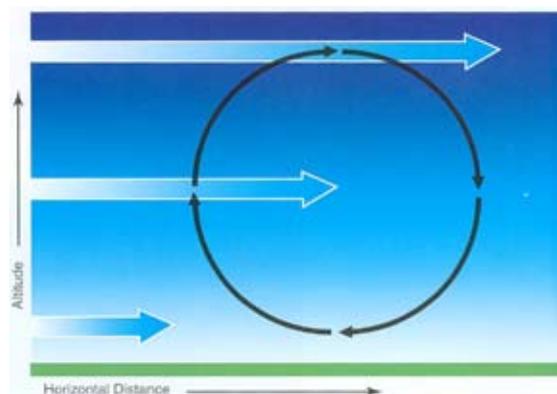
In questo caso, il vettore che rappresenta l'attrito ha verso opposto al movimento ed intensità ad esso proporzionale, tramite un coefficiente dipendente appunto dalla morfologia del sottostante territorio.

Ovviamente una trattazione semplice ma rigorosa, del tipo di quella tentata per il vento in quota, risulta qui improponibile, essendo per sua natura l'attrito un fenomeno non lineare, anzi "caotico" nella sua espressione.

Quello che si osserva è che la presenza degli attriti dovuti al terreno sottostante, che si mantengono efficaci entro i primi 1000 metri circa di quota, produce sia un rallentamento della velocità del vento geostrofico sia una deviazione della sua direzione verso il centro delle basse pressioni, il tutto secondo i valori approssimativi che vanno da un minimo di 10° - 20° sugli oceani, fino ad un massimo di 40° - 50° sui continenti, con velocità pari rispettivamente al 70% e 40% dei sovrastanti flussi in quota.

TURBOLENZA E GRADIENTE VERTICALE DEL VENTO

- con vento forte, l'attrito del suolo rallenta il vento nei bassi strati
- **gradiente verticale del vento**: il vento cresce con la quota
- strati di vento di velocità diverse generano **turbolenza** e vortici
- i vortici provocano raffiche e venti verticali, ascendenti o discendenti



66

SLIDE

La differenza di velocità (**gradiente verticale del vento**) tra gli strati più prossimi al suolo, ove il vento viene rallentato dall'attrito meccanico del terreno, e gli strati superiori, ove invece tale rallentamento tende a divenire nullo, porta l'aria ad "arrotolarsi" in circolazioni irregolari attorno ad un asse praticamente parallelo al suolo.

Questi *vortici caotici* producono una componente discendente dal loro lato sottovento e una ascendente dal lato sopravvento, accompagnate da fluttuazioni del vento, soprattutto nella sua componente verticale (*wind shear*). Tutto ciò viene generalmente indicato con il nome di **turbolenza meccanica**.

L'estensione verticale della turbolenza dipende da diversi fattori, dalla natura del terreno alla velocità del vento. Per velocità dell'ordine dei 30 nodi su un territorio sostanzialmente privo di ostacoli orografici, la turbolenza meccanica può raggiungere livelli tali da rendere difficile il controllo del velivolo nelle fasi di avvicinamento o decollo. Con velocità superiori ai 50 nodi, lo strato turbolento può estendersi per oltre 3000 piedi sopra il livello del suolo.

La presenza di ostacoli, sia artificiali (palazzi o altri edifici) che naturali (filari di alberi, per esempio) può aumentare gli effetti di turbolenza meccanica e rinforzare lo shear del vento. Tipicamente, la presenza di un ostacolo può produrre un *treno* di vortici turbolenti, detta **scia turbolenta**, che si propagano sottovento all'ostacolo stesso, rimanendo compresi tra il suolo ed il flusso regolare del vento in quota.

Quando questi ostacoli si trovano in prossimità di una pista (per esempio, hangar o altri grossi edifici o anche i piccoli boschi che circondano spesso le aviosuperfici), possono crearsi seri problemi per gli atterraggi o i decolli in presenza di forte vento.

I VENTI IN SUPERFICIE

- le masse d'aria vengono mosse da gradienti barici
- l'origine del gradiente barico classifica i tipi di vento
- **venti permanenti**
 - gradiente nasce dalla dinamica circolatoria atmosferica
 - nordorientali intertropicali (**alisei** emisfero nord)
 - venti occidentali medie latitudini (**westerlies**)
- **venti termici** periodici
 - gradiente nasce da locali differenze di temperatura
 - brezze di mare e brezze di monte; monsoni

67

SLIDE

I **venti in superficie** possono essere classificati sulla base delle cause che hanno provocato la differenza di pressione (cioè il *gradiente* barico) all'origine del movimento della stessa massa d'aria.

Quando il gradiente ha origine dalla dinamica circolatoria atmosferica, ne nascono venti che, proprio per questo, hanno carattere **permanente**, risultando cioè costantemente presenti indipendentemente dalla stagione o dal tempo meteorologico.

La fascia compresa tra l'Equatore e il tropico del Cancro è caratterizzata da venti nordorientali, che spirano a una velocità di una decina di nodi a quote inferiori ai primi 2 km e hanno carattere secco e fresco: sono gli **alisei** dell'Emisfero Nord. Altri venti permanenti nordorientali sono quelli che soffiano in superficie al di là del circolo polare.

Ha infine carattere permanente anche la circolazione occidentale delle medie latitudini, cosiddetta delle **westerlies** o **flusso zonale**, compresa tra i 40°N/S ed i 60°N/S, la cui regolarità è, tuttavia, meno apprezzabile di quella degli alisei, perché frequentemente sconvolta dalle depressioni a carattere mobile, cui noi diamo il nome di **perturbazioni**.

In Europa le correnti zonali scorrono tra l'Anticiclone delle Azzorre a sud e il Ciclone d'Islanda a nord; questi campi barici, con la loro rotazione oraria e antioraria, si comportano come due "ingranaggi" che spingono in avanti il "nastro" delle correnti atmosferiche e per questo motivo ci siamo precedentemente riferiti a loro come ai "motori" della circolazione delle nostre latitudini. La posizione relativa di questi "ingranaggi" influisce sul tempo meteorologico continentale, facendo scorrere il nastro più alto in latitudine nella stagione estiva, più basso in quella invernale.

LE CIRCOLAZIONI TERMICHE

- **campi barici di origine termica:**
 - andamento in quota opposto rispetto al suolo
 - H (oppure L) al suolo con L (oppure H) in quota
- **caratteristiche della circolazione termica:**
 - vento al suolo da zone fredde verso zone calde
 - inversione periodica della circolazione
- **esempi di circolazioni termiche:**
 - **brezze**: scala centinaio di km, periodo di dodici ore
 - **monsoni**: scala decine di migliaia di km, periodo di sei mesi

68

SLIDE

I **venti di origine termica** derivano da un gradiente barico che nasce, invece, da una differenza di temperatura sul piano orizzontale. Essi scorrono in superficie dalle regioni più fredde verso quelle più calde, ed hanno intensità che dipende dalla differenza di temperatura. La scala di questi moti è comunque troppo locale perché su di essi abbia influenza la deviazione di Coriolis, fatta eccezione per il fenomeno del **monsone**, che interessa principalmente l'intero continente asiatico e le coste sudorientali dell'Africa.

Le **brezze di mare e di terra** costituiscono un primo esempio di circolazione termica a scala locale (*mesoscala*), che nasce per la differenza in calore specifico tra il mare e la terra emersa. Lungo le regioni costiere e nelle ore di massima insolazione si origina, difatti, un più veloce riscaldamento del suolo rispetto all'acqua, che, a sua volta, determina il richiamo di correnti d'aria dal mare nei bassi strati. La brezza di mare si manifesta dalla tarda mattinata, con intensità massima nelle ore pomeridiane, per annullarsi in serata, prologo al flusso contrario della brezza terrestre, la quale, nascendo dal più veloce raffreddamento del suolo con conseguente richiamo di aria verso il mare, si instaura da circa mezzanotte fino a poco dopo le luci dell'alba. Tuttavia, poiché la differenza di temperatura non è così accentuata come lo è di giorno, l'intensità di questa brezza risulta inferiore a quella della componente diurna.

Anche il diverso riscaldamento tra i pendii di una montagna e la sottostante vallata è in grado di originare gradienti barici a carattere locale, con conseguente richiamo di correnti dal centro di alta verso quello di bassa pressione. Avremo quindi **brezze di monte** nelle ore notturne, che spirano verso valle anche rinforzate da una componente dovuta alla gravità (**vento catabatico** o **di caduta**), e **brezze di valle** nelle ore diurne, con vento in direzione opposta.

VENTI DI CADUTA: L'EFFETTO STAU-FOEHN

- il foehn è un vento caldo e asciutto (UR del 18-20%)
- aria fredda umida nordeuropea impatta l'arco alpino
- sopravvento aria umida in ascesa si raffredda di $0,6^{\circ}\text{C}/100\text{m}$
 - precipitazioni persistenti (**stau** - **foehn wall**)
- sottovento aria secca in discesa si scalda di $+1^{\circ}\text{C}/100\text{m}$
 - scende verso Pianura Padana (**foehn**)
- effetto stau-foehn è in realtà tipico di tutte le catene montuose
- nomi diversi in diverse regioni del mondo
 - **chinook** sulle Montagne Rocciose, **ghibli** in Libia

69

SLIDE

Si identificano con il nome di **venti di caduta** quei venti che scorrono sul versante sottovento dei rilievi montuosi, potendo presentarsi a carattere freddo (la Bora ed il Mistral nell'area mediterranea; il Blizzard dell'Antartide) oppure caldo (il Foehn della nostra Pianura Padana).

I venti freddi devono la loro esistenza al consistente raffreddamento subito da una massa d'aria in prossimità di rilievi innevati o di superfici ghiacciate. In queste condizioni, infatti, l'aria si mantiene più fredda (e quindi più densa) rispetto alla circostante atmosfera di pari quota, subendo quindi il maggior influsso della forza di gravità, che agisce trascinandola verso il basso. A causa della forte azione "refrigerante" esercitata dal pendio innevato o dal ghiacciaio, l'aria si troverà ad essere sempre sufficientemente fredda da proseguire la propria corsa verso il basso, anche a quote inferiori rispetto a quella di origine.

In particolari condizioni, questi venti possono aumentare la propria intensità sino a livelli distruttivi: tali sono i *venti catabatici* (*blizzard*) registrati in Antartide, dove l'aria scorre lungo il pack ed aumenta la propria velocità in prossimità della costa, quando i ghiacciai precipitano verso il mare, o il **Mistral**, che scorre dalle cime innevate delle Alpi verso il Mediterraneo e la **Bora**, che scende verso il Mare Adriatico provenendo dalle montagne della ex Jugoslavia.

Al contrario, quando una massa d'aria calda e stabile si muove attraversando una catena montuosa ad alta quota per discenderne dal lato opposto, si produce spesso un forte vento caldo che gli americani delle Montagne Rocciose conoscono come *Chinook* (termine nativo che ha il significato di mangiatore di neve), quelli della California del sud come *Vento di Santa Ana*, ma che da noi, soprattutto tra gli abitanti della Pianura Padana, è più noto come **Foehn**.

- PRIMA PARTE:

1. Proprietà dell'atmosfera
2. Altimetria
2. Cenni di circolazione generale atmosferica

CIRCOLAZIONE EXTRATROPICALE: I FRONTI

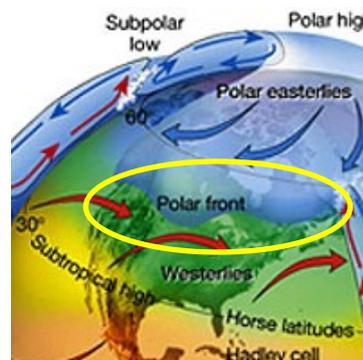
- SECONDA PARTE:

4. Origine e classificazione delle nubi
5. Stabilità e instabilità atmosferica
6. Fenomeni pericolosi per il volo



CIRCOLAZIONE EXTRATROPICALE (CIRCOLAZIONE DELLE MEDIE LATITUDINI)

- il **fronte polare** rappresenta la linea di convergenza dei venti orientali polari con i venti occidentali delle medie latitudini
- può deformarsi per la spinta convergente delle **masse d'aria** fredda polare e calda tropicale
- si formano locali vortici a circolazione ciclonica (**perturbazioni** o **cicloni extratropicali**)
- lo scambio termico avviene all'interno del singolo vortice



11
SLIDE

Le masse d'aria polari formano una specie di enorme calotta d'aria fredda, separata dalle masse d'aria delle medie latitudini da una superficie frontale, che avvolge questa calotta e che si chiama **fronte polare**. Più a nord, all'interno della calotta d'aria fredda, si trova un secondo fronte, che separa l'aria polare dall'aria artica (*fronte artico*).

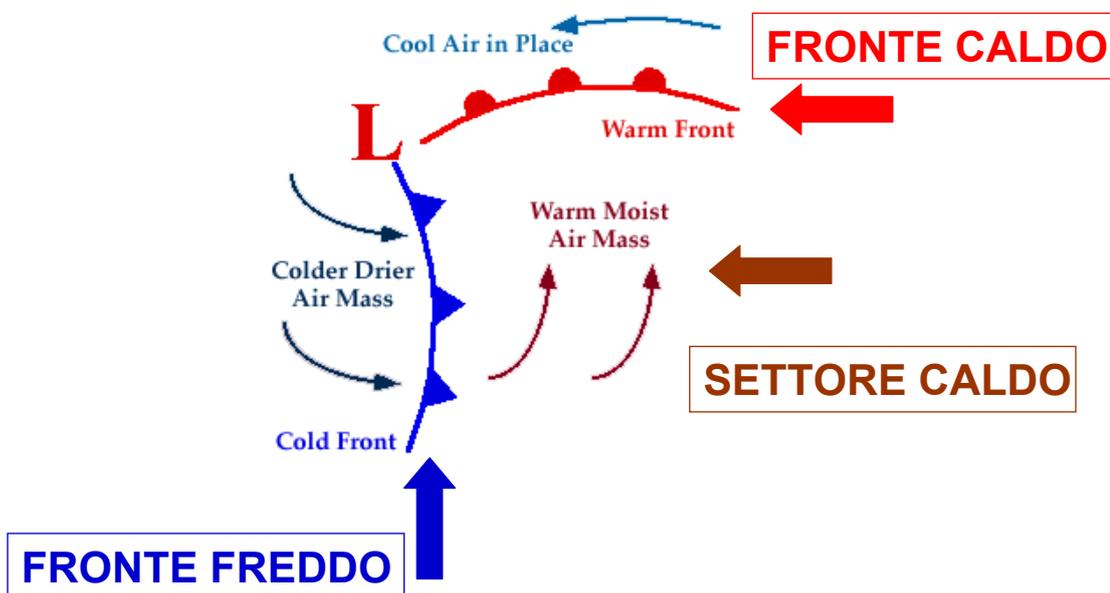
Il fronte polare è normalmente situato tra i 50° ed i 60° di latitudine, ma la sua posizione subisce fluttuazioni stagionali ed occasionali. La superficie frontale è inclinata sull'orizzonte, in salita andando dall'aria calda verso l'aria fredda.

Mentre aria tropicale, calda e umida, aggira con movimento orario l'anticiclone delle Azzorre, altra aria di origine artica polare aggira, a sua volta, in senso antiorario le zone depressionarie dell'Atlantico settentrionale; le posizioni dell'anticiclone e delle depressioni determinano la latitudine alla quale si scontrano le due masse d'aria e quindi l'altezza del fronte polare.

Se le due masse d'aria che si affacciano al fronte polare sono poco differenziate, il fronte è poco attivo e, in assenza di vento, può anche essere *stazionario*; ma appena si stabilisce uno squilibrio tra le due masse d'aria, l'andamento del fronte subisce una notevole deformazione. Non sarà più una linea continua, ma una linea percorsa da ondulazioni prodotte da spinte alternate dell'aria tropicale verso nord-est e dell'aria polare verso sud-ovest. Via via che lo squilibrio si accentua, l'ondulazione assume un aspetto più marcato e, nella cresta, si formano movimenti d'aria vorticosi.

Continuando ad accentuarsi lo squilibrio tra le due masse d'aria, la fisionomia dell'onda è ancor più pronunciata; la pressione si abbassa e le masse d'aria che si fronteggiano diventano più turbolente, fino a creare una circolazione depressionaria (quindi ciclonica), con direzione antioraria del vento; nasce così una **perturbazione**.

SCHEMA DI UNA PERTURBAZIONE: I FRONTI CALDO E FREDDO



72
SLIDE

Questi sistemi, alle nostre latitudini, si muovono in genere dai quadranti occidentali verso quelli orientali, dando luogo ad una successione di fenomeni caratteristici, i cui aspetti devono venir esaminati separatamente.

All'interno di una perturbazione esistono delle zone perturbate ben definite, e cioè il **fronte caldo**, il **fronte freddo** e il **settore caldo**.

Il termine "fronte" venne introdotto dai meteorologi della scuola norvegese che, negli anni '30, introdussero la teoria della frontogenesi, per descrivere la circolazione atmosferica delle medie latitudini. Il termine, che risente del clima bellico di quegli anni, raffigura proprio l'impatto "fisico" tra due *masse* d'aria, che avendo origini e, di conseguenza, proprietà termiche e igrometriche, diverse, vengono a contatto, separate da una superficie generalmente ben definita.

È l'intersezione di tale superficie di separazione con il suolo prende il nome di *fronte*, anche se, più impropriamente, con la stessa parola si tende ad indicare l'intera superficie di discontinuità, nella sua natura tridimensionale.

I FRONTI

- i fronti non sono linee o superfici sottili
 - transizione tra masse d'aria in una **zona frontale**
- zone frontali hanno spessori dal km al centinaio di km
 - lo spessore è inferiore al suolo e aumenta con quota
- sono sede di fenomeni pericolosi per il volo
 - forte turbolenza e *wind shear*
- i fronti sono riportati solo sulle carte al suolo
 - la superficie frontale ha estensione tridimensionale
 - fronte in quota sempre dal lato freddo rispetto al suolo

78
SLIDE

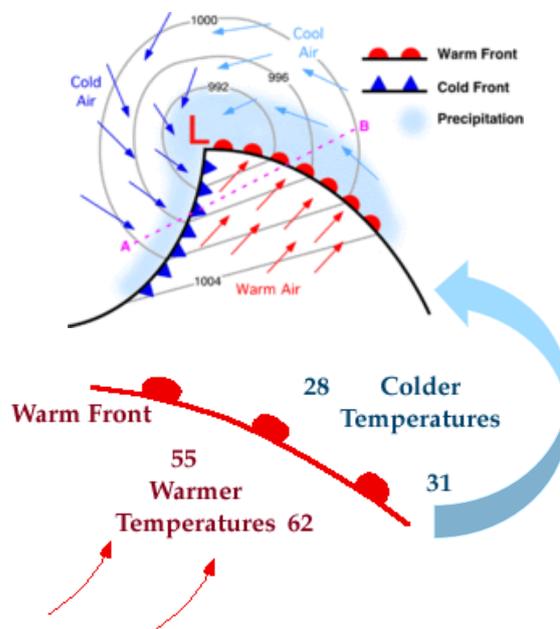
Nelle depressioni, le isobare presentano sempre un brusco cambiamento di direzione quando attraversano un fronte, formando un angolo il cui vertice è sempre rivolto verso l'esterno della depressione. Questo cambio di direzione comporta un brusco cambiamento di direzione del vento ad ogni transito di fronte; nell'emisfero nord, come vedremo, questo cambiamento avviene sempre con rotazione oraria, rispetto ad un osservatore posto nella direzione di marcia della perturbazione.

Ciò significa che, se ci si sposta da una massa all'altra, le caratteristiche fisiche dell'atmosfera non cambiano in modo continuo o graduale, ma presentano una discontinuità. In effetti, un fronte è costituito da una zona di transizione, che può avere spessore variabile dal chilometro al centinaio di chilometri, presentandosi comunque più stretta in prossimità del suolo che in quota.

Poiché i fronti sono riportati solo sulle analisi al suolo e non sulle carte in quota, per posizionare un fronte in quota occorre considerare che esso si trova sempre dal lato freddo rispetto alla sua posizione al suolo, indipendentemente dalla natura del fronte e tanto più prossimo ad essa quanto più è inclinata la superficie frontale.

FRONTE CALDO

- a est del minimo barico, dove aria calda e umida è spinta verso aria fredda
- traslazione da SW a NE
- rappresentato da linea rossa con semicerchi verso aria fredda, in direzione del moto
- seguito dal **settore caldo**: zona di aria calda e umida compresa tra fronte caldo (est) e fronte freddo (ovest)



74

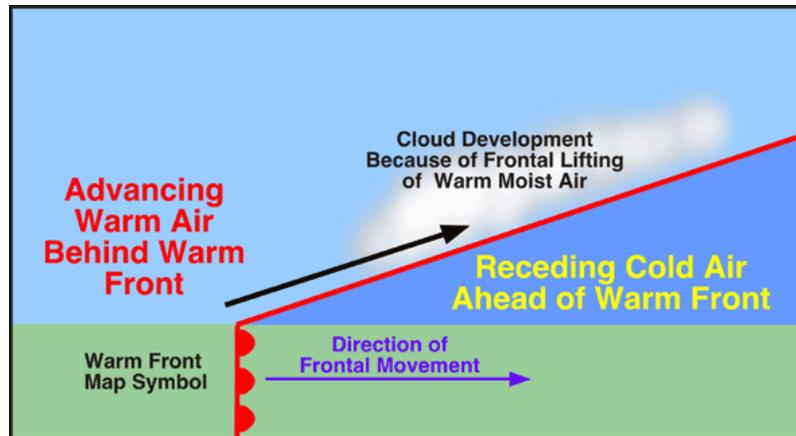
SLIDE

Un fronte si dice *caldo* quando l'aria calda invade la regione precedentemente occupata da quella fredda; i **fronti caldi** si formano quindi ad est dei centri di bassa pressione, ovverosia nella parte anteriore dei vortici depressionari, dove i venti meridionali spingono aria calda e umida verso nord, costringendola ad assumere un lento movimento di risalita al di sopra della prospiciente aria fredda, più densa e quindi più pesante.

Il fronte caldo viene indicato con una linea rossa (nera se la carta non è a colori), con semicerchi pieni rivolti verso l'aria fredda, cioè nella direzione del moto.

È seguito dal **settore caldo**, una zona di aria calda e umida compresa tra il fronte caldo (verso est) e il fronte freddo (verso ovest).

IL FRONTE CALDO



- l'aria calda è meno densa e pesante di quella fredda
- l'aria calda risale lenta il cuneo di aria fredda
- innalzandosi, l'aria calda raffredda e condensa

75

SLIDE

La superficie di separazione tra le masse d'aria calda e fredda risulta inclinata dalla parte di un osservatore posto all'interno dell'aria fredda e può allungarsi per centinaia di chilometri al di sopra di questa; da ciò ne deriva che ad un fronte caldo in lento movimento possono essere associate ore, se non giorni, di nubi e tempo umido prima che si presenti il fronte vero e proprio.

IL FRONTE CALDO: NUBI E PRECIPITAZIONI

- lenta risalita produce **nubi stratiformi**
 - nubi con dimensione orizzontale preponderante
- nubi di altezza decrescente all'avvicinarsi del fronte:
 - **nubi alte** (oltre 20000 ft): **cirri, cirrostrati, cirrocumuli**
 - **nubi medie** (tra 6000 e 20000 ft): **altocumuli, altostrati**
 - **nubi basse** (meno di 6000 ft): **strati, nembostrati**
- con altostrati appaiono le precipitazioni
 - deboli ma di lunga durata (pioggia, pioviggine, neve)
 - all'inizio possono evaporare prima del suolo (**virga**)
 - proseguono sino all'arrivo del fronte
- temporali "affogati" pre-frontali se aria calda instabile

76

SLIDE

Poiché lo scorrimento dell'aria calda su quella fredda avviene in modo lento, esso sarà accompagnato dalla formazione di **nubi stratiformi**, cioè caratterizzate da una dimensione orizzontale più elevata rispetto a quella verticale; mentre l'aria calda sale in quota, il vapore acqueo in essa contenuto condensa così in nubi che possono produrre pioggia, neve, pioggia congelante o anche tutti questi fenomeni insieme.

Il primo segno dell'avvicinarsi di un fronte caldo è la comparsa delle **nubi alte** (oltre 20000 ft di quota), composte interamente di aghi di ghiaccio: **cirri** e **cirrostrati** a invadere quasi completamente il cielo, anche accompagnati da **cirrocumuli**, nel caso in cui il moto di risalita dell'aria calda presenti qualche turbolenza al proprio interno. Le nubi alte non sono apportatrici di pioggia e la loro comparsa precede di quasi 24 ore quella del relativo fronte, che risulterà arretrato di circa un migliaio di chilometri.

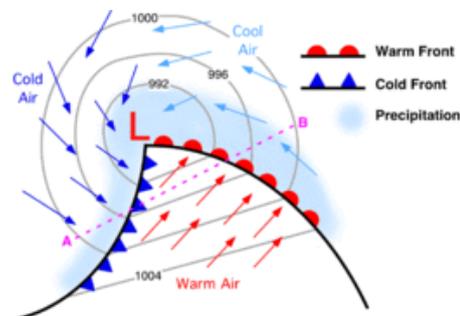
Con l'avvicinarsi del fronte, l'aria calda si viene a trovare ad altezze sempre più basse e, quindi, anche le nubi cominciano a interessare quote inferiori: dopo quelle alte fanno così la loro comparsa anche le **nubi medie** (tra 6000 e 20000 ft di quota), **altocumuli** e **altostrati**, accompagnate dalle prime precipitazioni.

Dagli altostrati comincia quindi a cadere una pioggia che, a volte, evapora prima di raggiungere il suolo (**virga**) e che viene quindi percepita come intermittente; tuttavia, quando l'aria calda arriva ad invadere le regioni più basse dell'atmosfera, il cielo si riempie di **nubi basse** (con base inferiore a 6000 ft), **stratocumuli**, **strati** e **nembostrati**, mentre la pioggia diventa copiosa, pur presentandosi sempre "minuta" e conservando la caratteristica "placidità" delle precipitazioni stratiformi.

Se la massa d'aria calda è instabile, si possono formare temporali "affogati" tra le nubi stratiformi

FRONTE CALDO E SETTORE CALDO: VARIAZIONI DEI PARAMETRI METEO

- vento: rotazione oraria
 - da SSE a SSW
- temperatura: in lento aumento
 - flessione se presenza di *virga*
 - più deciso nel settore caldo
- pressione: rapida diminuzione
 - meno rapida nel settore caldo
- umidità relativa: in lento aumento
 - più rapido nelle precipitazioni
- visibilità: peggioramento
 - possibile nebbie nel settore caldo



77

SLIDE

All'avvicinarsi di un fronte caldo, il vento aumenta leggermente la propria turbolenza, rinforzando e tendendo a soffiare parallelamente al fronte. Prima del passaggio del fronte si ha per breve tempo il massimo d'intensità del vento; dopo il transito, l'intensità diminuisce e il vento ruota in senso orario, da SSE a SSW rispetto ad un osservatore posto nella direzione di marcia del fronte.

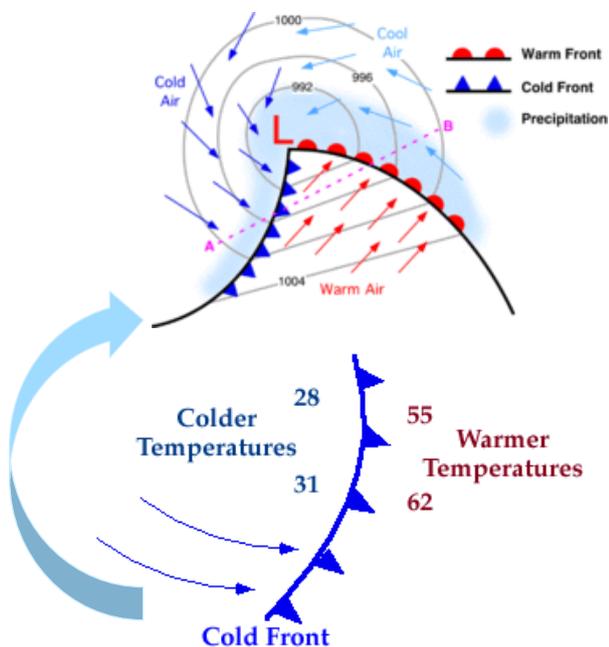
Poiché, all'avvicinarsi del fronte, nella colonna atmosferica, sovrastante il medesimo osservatore, l'aria fredda viene gradualmente sostituita da quella calda, questi riporterà anche un aumento della temperatura, attenuato però dall'evaporazione delle prime precipitazioni prefrontali (la già citata *virga*). La tendenza all'aumento prosegue più decisamente al passaggio del fronte e dietro di esso, nel *settore caldo*.

Essendo l'aria calda specificamente più leggera, il campo barico presenta invece una prolungata e rapida diminuzione della pressione prefrontale; anche nel settore caldo, la pressione si presenta in diminuzione, però più in forma meno intensa.

Infine, l'aumentante presenza di vapore acqueo (più marcata in presenza delle precipitazioni) provoca un deciso peggioramento della visibilità. Nel settore caldo, soprattutto in inverno, la visibilità può venire ulteriormente ridotta dalla formazione di nebbie, originate dal veloce raffreddamento degli strati più bassi di aria calda e umida a contatto con il suolo freddo.

IL FRONTE FREDDO

- a ovest del minimo barico, dove aria fredda sostituisce aria calda
- traslazione da NW a SE
- dietro fronte aria più fredda e secca
- rappresentato da linea blu con triangoli diretti verso aria calda, in direzione del moto



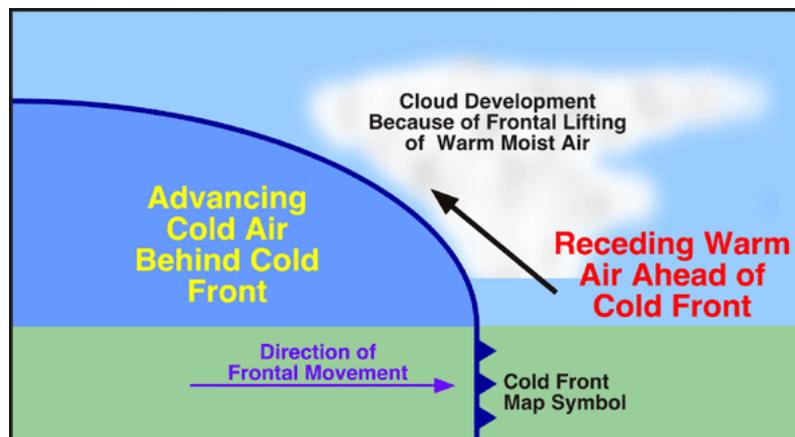
78

SLIDE

Il **fronte freddo** si forma ad ovest dei centri di bassa pressione e rappresenta la superficie di separazione (o, meglio, la linea disegnata dall'intersezione di questa superficie con il suolo) che separa una massa d'aria fredda in avanzamento verso quella calda.

Il fronte freddo viene indicato con una linea blu (nera se la carta non è a colori), con triangoli pieni rivolti verso l'aria calda, cioè nella direzione del moto.

IL FRONTE FREDDO



- l'aria fredda è più densa e pesante di quella calda
- l'aria fredda si incunea sotto quella calda
- l'aria calda viene sbalzata lungo la linea frontale

79

SLIDE

Non appena un fronte freddo fa la sua comparsa, l'aria fredda, più pesante, si incunea sotto quella calda, più leggera, provocandone il violento innalzamento.

IL FRONTE FREDDO: NUBI E PRECIPITAZIONI

- innalzandosi, aria calda raffredda e condensa
- violento innalzamento produce **nubi cumuliformi**
 - nubi con dimensione verticale preponderante
 - **cumuli torreggianti** (detti anche **congesti**), **cumulonembi**
- le nubi appaiono disporsi lungo la linea frontale
- precipitazioni:
 - rovesci di pioggia, temporali
 - forte intensità, breve durata

80

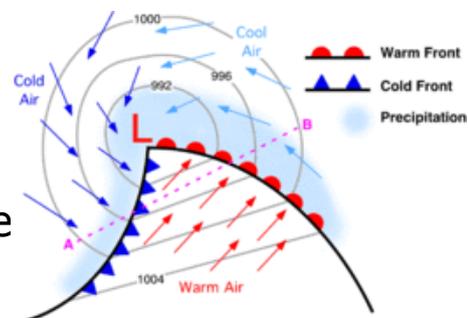
SLIDE

In un fronte freddo, il processo di condensazione del vapore acqueo avviene dunque più rapidamente di quanto visto nel caso caldo e le nubi che ne derivano presenteranno il classico aspetto *cumuliforme*, cioè con una dimensione verticale molto più pronunciata di quella orizzontale.

Anche le precipitazioni associate a un fronte freddo avranno caratteri specifici rispetto a quelle frontali calde, presentando una maggiore intensità e una minore durata (assumendo, quindi, natura di *rovescio* o anche, in presenza di fenomeno elettrico, *temporalesca*) e venendo solitamente accompagnate da raffiche di vento al suolo

IL FRONTE FREDDO: VARIAZIONI DEI PARAMETRI METEO

- vento: rotazione oraria
 - da SSW a WNW
 - presenza di raffiche
- temperatura: rapida diminuzione
- pressione: rapido aumento
- umidità relativa: diminuzione
- visibilità: generalmente buona
 - scarsa nelle precipitazioni



81

SLIDE

All'avvicinarsi di un fronte freddo, il vento, dopo essersi rinforzato sino a presentare raffiche, ruota in senso orario, spesso anche molto bruscamente, da SSW a WNW per un osservatore posto nella direzione di marcia del fronte.

Poiché verticalmente l'aria calda, specificamente più leggera, viene improvvisamente sostituita da quella fredda, più pesante, al passaggio del fronte la temperatura diminuisce rapidamente, mentre la pressione aumenta altrettanto velocemente.

L'umidità relativa diminuisce al passaggio del fronte e la visibilità è generalmente buona, con qualche flessione durante le precipitazioni.

IL FRONTE OCCLUSO: ESAURIMENTO DI UNA PERTURBAZIONE

- il divario termico tra masse d'aria origina fenomeni meteo
 - attraverso i fenomeni meteo viene scambiato calore
 - il sistema si evolve verso una nuova condizione di equilibrio
 - a meno della presenza di nuovi fattori di squilibrio
- il fronte freddo raggiunge e si sovrappone al fronte caldo
- si forma l'**occlusione** o **fronte occluso semplice**
 - inizialmente caratterizzato da mescolanza di nubi e precipitazioni caratteristiche dei due fronti sovrapposti
 - assume poi natura **calda** o **fredda**, secondo le temperature dei cunei d'aria fredda avanzante e retrocedente

82

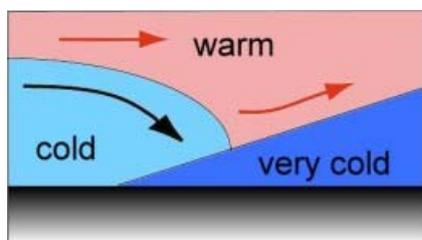
SLIDE

Nella fase finale della vita di un ciclone, il fronte freddo, più veloce, raggiunge il fronte caldo al suolo e si congiunge ad esso; la configurazione che ne risulta prende il nome di **fronte occluso** od **occlusione**, le cui caratteristiche sono inizialmente una sovrapposizione di quelle del fronte freddo e del fronte caldo (*occlusione semplice*).

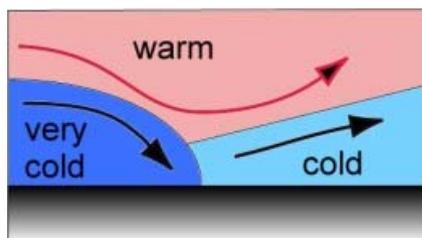
In particolare, in un'occlusione semplice si osserva una mescolanza sia dei tipi nuvolosi che delle precipitazioni: la nuvolosità stratiforme del fronte caldo si somma alla nuvolosità cumuliforme del fronte freddo, con un'alternanza di piogge, rovesci, temporali e anche grandine. Le precipitazioni interessano sia la zona pre-frontale che quella post-frontale, con ampiezza variabile.

Tuttavia, questa è solo la fase iniziale del processo d'occlusione, poiché il fronte assumerà in seguito le caratteristiche di un *fronte caldo* o di un *fronte freddo*, a seconda del rapporto tra la temperatura del cuneo d'aria fredda avanzante e quel del cuneo d'aria fredda retrocedente.

IL FRONTE OCCLUSO: ESAURIMENTO DI UNA PERTURBAZIONE



- **fronte occluso caldo o occlusione calda**
 - l'aria fredda del cuneo avanzante è meno fredda di quella del cuneo retrocedente
 - si genera una situazione meteorologica simile al fronte caldo



- **fronte occluso freddo o occlusione fredda**
 - l'aria fredda del cuneo avanzante è più fredda di quella del cuneo retrocedente
 - si genera una situazione meteorologica simile al fronte freddo

- con l'occlusione, inizia il progressivo indebolimento del ciclone: la pressione centrale aumenta e il vortice si colma, fino al ripristino della linea del fronte polare

88

SLIDE

I fronti occlusi possono quindi essere di due specie:

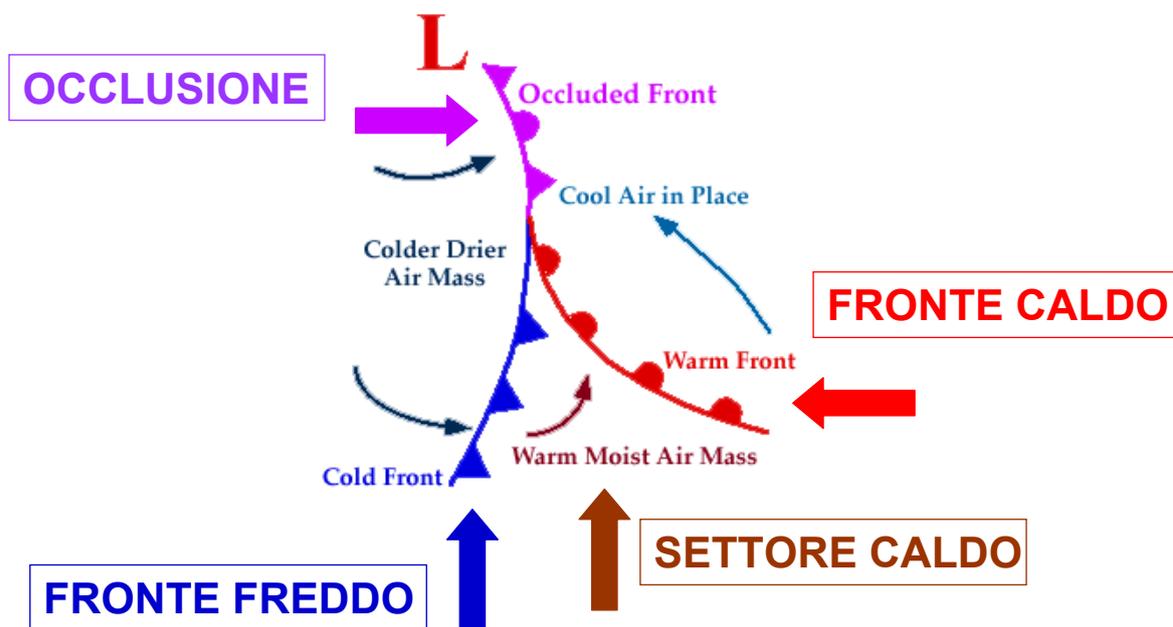
- **fronte occluso caldo o occlusione calda**, se l'aria fredda del cuneo avanzante è meno fredda di quella del cuneo retrocedente. Questa occlusione è caratterizzata da fenomeni meteorologici simili a quelli frontali caldi, con nubi stratiformi e piogge.
- **fronte occluso freddo o occlusione fredda**, se l'aria fredda del cuneo avanzante è più fredda di quella del cuneo di aria fredda retrocedente. Questa occlusione è invece caratterizzata da fenomeni meteorologici simili a quelli frontali freddi con formazione di cumulonembi, che vengono però limitati dalla massa di aria calda superiore; le precipitazioni assumono quindi carattere di rovescio.

Il processo di occlusione procede per tutta l'estensione del settore caldo. Le differenze tra le caratteristiche fisiche delle masse d'aria vicine al suolo tendono a scomparire col tempo, per l'influenza del terreno sul quale si spostano. Ne risulta che il fronte finisce per dissolversi in vicinanza del suolo e tutto quello che rimane dell'occlusione è una lingua d'aria calda in quota. La nuvolosità cambia, diminuisce ed infine si riduce ad alcuni banchi di nubi e ad una circolazione ciclonica dell'aria in quota.

In questo stadio l'occlusione è praticamente scomparsa ed il vortice residuo in quota non tarda ad indebolirsi e a svanire. I fronti caldo e freddo si sono riuniti per formare una linea continua, il fronte polare.

Mentre il ciclo di vita di una perturbazione è dell'ordine di qualche giorno, la fase di occlusione si compie, in genere, in 24 ore.

IL FRONTE OCCLUSO: ESAURIMENTO DI UNA PERTURBAZIONE



84

SLIDE

Il fronte occluso semplice viene indicato con una linea viola (nera se la carta non è a colori), con alternanza di semicerchi e triangoli pieni rivolti nella direzione del moto.

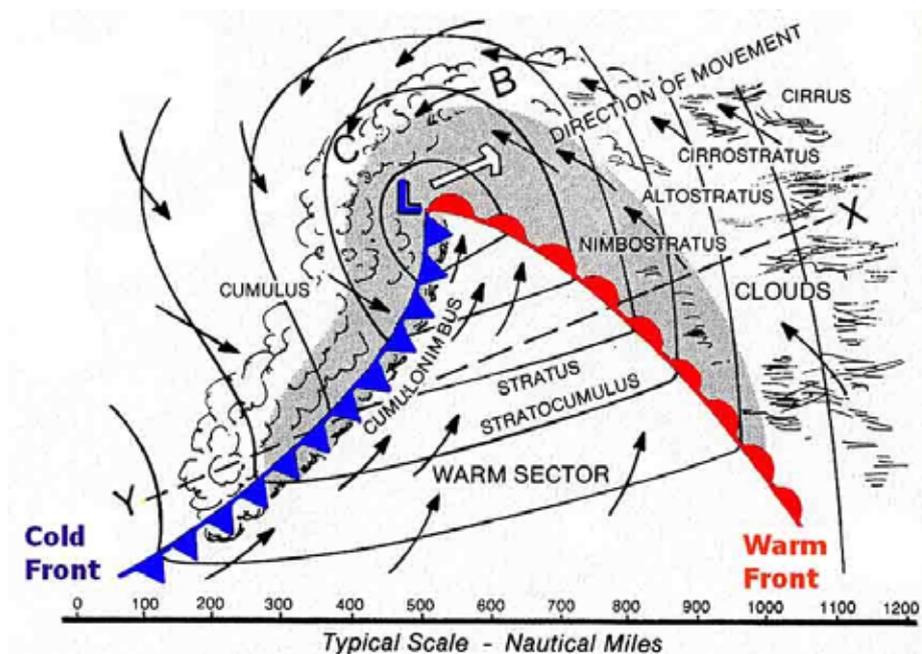
Nelle carte viene fatta difficilmente distinzione tra fronti occlusi caldi e freddi; in tale caso, verrebbero riportati come “pieni” i caratteri distintivi dell’occlusione (alternanza di semicerchi pieni e triangoli vuoti per il fronte occluso caldo; il contrario per quello freddo).

RIASSUMENDO...

- formazione di vortici ciclonici interni al fronte polare
- movimento da ovest verso est dei vortici ciclonici
- presenza di energia interna ai vortici per la differente temperatura delle masse d'aria che si mischiano
- **fronte**: zona di transizione tra due masse d'aria
- classificati in base al movimento delle masse d'aria
 - **caldo** massa aria calda in avanzamento
 - **freddo** massa aria fredda in avanzamento
 - **occluso** fronte freddo sovrappone fronte caldo

85
SLIDE

RIASSUMENDO...



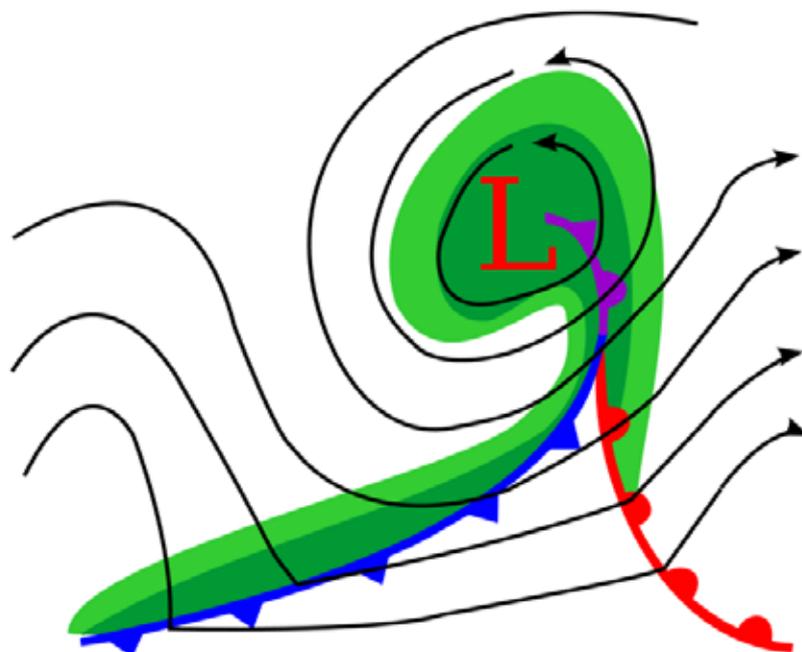
86
SLIDE

RIASSUMENDO...

- nubi alte
 - Ci cirri, Cs cirrostrati, Cc cirrocumuli
 - scie di condensazione
- nubi medie
 - Ac altocumuli, As altostrati
- nubi basse
 - St strati, Sc stratocumuli, Ns nembostrati
- nubi a sviluppo verticale
 - Cu cumuli, Cb cumulonembi

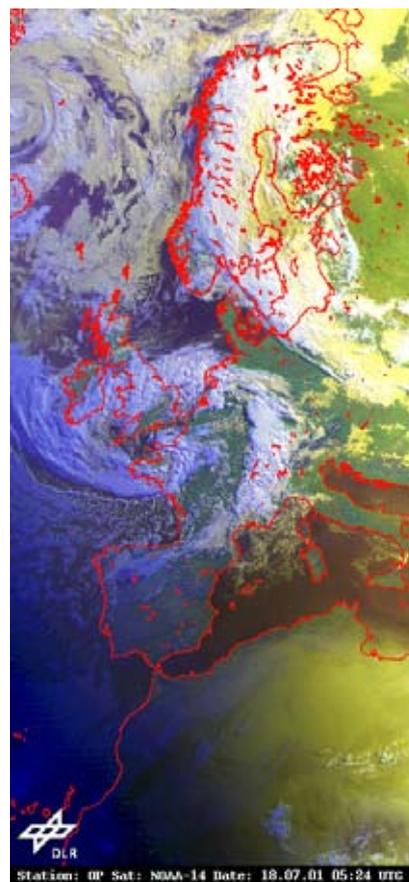
87
SLIDE

RIASSUMENDO...



88
SLIDE

Un ciclone extratropicale,
ripreso dal satellite polare NOAA
il giorno 18 Luglio 2001
alle ore 5.24 UTC.



- PRIMA PARTE:
 1. Proprietà dell'atmosfera
 2. Altimetria
 2. Cenni di circolazione generale atmosferica
 3. Circolazione extratropicale: i fronti
- SECONDA PARTE:

ORIGINE E CLASSIFICAZIONE DELLE NUBI

5. Stabilità e instabilità atmosferica
6. Fenomeni pericolosi per il volo



- agglomerato visibile di **acqua** e **pulviscolo atmosferico**
 - elementi concentrati nella fascia troposferica
 - non vi è meteorologia a quote superiori alla troposfera
- nubi troposferiche non rientranti nella definizione
 - incendi, eruzioni vulcaniche, attività industriali, ecc.
 - non meteorologiche, ma interessano le attività di volo
- nubi non troposferiche
 - **nubi madreperlacee** (stratosfera)
 - **nubi nottilucenti** (mesosfera)

Una **nube** è, per definizione, *un insieme visibile di minuscole particelle di acqua o ghiaccio e di entrambe*.

Vapore acqueo e pulviscolo atmosferico sono dunque i due elementi essenziali perché vi possa essere presenza di nubi e, in definitiva, di “meteorologia”; poiché sappiamo che queste due componenti si trovano concentrate nei primi chilometri di altezza della nostra atmosfera, ecco che la troposfera risulta essere la sede naturale di tutti i fenomeni meteorologici.

Esistono, tuttavia, anche nubi non rientranti in questa definizione “meteorologica”, che vengono, per tale motivo, indicate con l'appellativo di **speciali**. Esse comprendono sia le nubi derivate da *incendi, eruzioni vulcaniche, attività industriali* (anche se non meteorologiche, la loro segnalazione è ugualmente vitale per le attività di volo), sia le nubi che si trovano oltre la tropopausa, come le *nubi madreperlacee* e le *nubi nottilucenti*, osservabili abbastanza raramente e in condizioni particolari, composte per lo più da particelle solide oppure da liquidi diversi dall'acqua o ancora da rare molecole di acqua provenienti dalla troposfera o addirittura di probabile origine non terrestre (per esempio, di provenienza cometaria).

Le **nubi madreperlacee** (o **nubi polari stratosferiche**) si formano a quote comprese tra i 21 ed i 30 km circa (da 70.000 a 100.000 piedi), con temperature inferiori a -78°C, quali occorrono nella bassa stratosfera durante l'inverno polare, soprattutto antartico.

Le **nubi nottilucenti** (o **nubi polari mesosferiche**) si possono osservare con maggior frequenza tra i 50° e 70° di latitudine di entrambi gli emisferi e le misure hanno dimostrato che esse sono situate a quote comprese tra i 75 ed i 90 km (da 250.000 a 300.000 piedi).

CENERE VULCANICA



98

SLIDE

NUBI MADREPERLACEE



99

SLIDE

NUBI NOTTILUCENTI



100

SLIDE

CLASSIFICAZIONE DELLE NUBI
PER PROCESSI DI FORMAZIONE

- tre meccanismi principali per portare l'aria al **punto di rugiada** e avviare la condensazione del vapore acqueo
- **nubi frontali**
 - per innalzamento di masse aria nei cicloni extratropicali
 - maggior parte nubi classificabili ha origine frontale
 - differenziate in **frontali calde** e **frontali fredde**
- **nubi convettive**
 - per innalzamento convettivo di bolle di aria
- **nubi orografiche**
 - per innalzamento meccanico di bolle d'aria
 - impatto con ostacoli orografici

101

SLIDE

Le nubi, ben lungi da essere l'elemento caotico che può apparire a prima vista, sono il risultato di processi atmosferici ben definiti, che hanno portato alla loro formazione e che ne permettono anche una classificazione molto particolareggiata e, dalla quale, possiamo ricavare indicazioni sulla condizione del cielo, sulla presenza o meno di umidità in quota, su quello che potrebbe essere il futuro sviluppo a breve termine del tempo atmosferico.

Stabilire quali siano i diversi meccanismi che possono portare alla formazione di una nube significa valutare in quanti diversi modi una massa d'aria possa essere portata al suo punto di rugiada, in modo da poter avviare il processo di condensazione del vapore acqueo in essa contenuto (altrimenti invisibile all'occhio umano) in visibilissime gocce d'acqua, sempre fatta salva la necessaria presenza di una sufficiente quantità di nuclei di condensazione.

I fronti sono in grado di produrre la maggior parte dei tipi di nubi classificabili in meteorologia. In una perturbazione, è l'aria calda che risulta principalmente responsabile della formazione delle nubi, poiché essa contiene molto più vapore acqueo rispetto a quella fredda; poiché l'innalzamento dell'aria calda avviene con modalità diverse, dipendenti dalla natura del fronte, diverse saranno le caratteristiche delle nubi che ne risulteranno, potendosi avere così **nubi frontali calde** e **nubi frontali fredde**.

Ma la formazione di una nube può essere innescata anche da un sollevamento di aria provocato da un locale intenso riscaldamento del suolo (**nubi convettive**) oppure dalla presenza di ostacoli "fisici" (rilievi orografici), che impattano il naturale fluire di una corrente d'aria, causandone un brusco innalzamento di quota (**nubi orografiche**). Le nubi che ne risulteranno avranno caratteristiche dipendenti dalla maggiore o minore stabilità della circostante atmosfera.

NUBI FRONTALI CALDE

- nubi **stratiformi** da fronte caldo
 - aria calda scivola lentamente su aria fredda
 - dimensione orizzontale più elevata di quella verticale
- nubi di altezza decrescente fino al fronte caldo
 - **ALTE**: cirri, cirrostrati e cirrocumuli (ghiaccio)
 - **MEDIE**: altocumuli e altostrati (ghiaccio e acqua)
 - **BASSE**: strati, stratocumuli, nembostrati (acqua)
- precipitazioni deboli ma lunga durata
 - iniziano con altostrati e con possibile **virga**
 - **pioggia, neve, pioggia congelante** (con $T < 0^{\circ}\text{C}$)

102

SLIDE

Secondo la teoria frontale, le nubi frontali calde si formano quando l'aria calda si raffredda scivolando "dolcemente" al di sopra di quella fredda.

Ne risultano le **nubi stratiformi** tipiche di un *fronte caldo*, con dimensione orizzontale più pronunciata rispetto a quella verticale e quota progressivamente decrescente sino alla linea del fronte.

Al diminuire della quota, varia anche la composizione delle nubi, passando da quelle più alte, formate interamente da ghiaccio (e quindi non apportatrici di precipitazioni), per arrivare sino alle più basse, composte esclusivamente da acqua.

LE NUBI ALTE

- **cirri, cirrostrati e cirrocumuli**
- livelli superiori troposfera
- oltre 20.000 ft (6000 m circa)
- disposte secondo direzione vento in quota
 - tendenzialmente occidentali (seguono le *westerlies*)
- non portano precipitazioni
 - composte da ghiaccio
- velocità apparente bassa

103

SLIDE

Le **nubi alte** si formano ai livelli superiori della troposfera, al di sopra dei 20.000 piedi circa (6000 metri circa), risultando composte da una preponderanza di cristalli di ghiaccio, motivo per il quale appaiono di aspetto sottile e di colore bianco brillante, anche se possono poi presentare colorazioni diverse quando il sole è basso sull'orizzonte.

Il movimento delle nubi alte tende a rappresentare quello del fluire dei venti alle alte quote, il che non coincide necessariamente con la direzione del vento al suolo. Pur potendo variare a seconda della latitudine, della stagione dell'anno e delle condizioni meteorologiche, la loro più comune direzione di provenienza è quindi quella occidentale, in accordo con le grandi correnti da ovest (*westerlies*) che rappresentano i moti preponderanti dell'atmosfera nella fascia extratropicale o temperata. La loro velocità apparente è comunque bassa, paragonata a quella delle nubi di quota inferiore.

CIRRI

- privi di uniformità, spesso sottili e a ciuffi con riccioli
- possono avere origine anche non frontale:
 - decadimento parte superiore cumulonembi
 - evoluzione delle **scie di condensazione**
- **scie di condensazione**
 - aeromobili in quota in aria molto fredda
 - immediata sublimazione vapore gas scarico

104

SLIDE

LE NUBI - CLASSIFICAZIONE - NUBI FRONTALI CALDE - NUBI MEDIE

I **cirri** appaiono privi di uniformità, spesso sottili e a ciuffi, a volte con riccioli più brillanti e marcati e con tutte le forme intermedie. Si formano per la salita di aria umida nell'alta atmosfera, anche non in associazione con eventi frontali nella bassa troposfera; a volte possono anche essere ricondotti al decadimento delle parti superiori dei cumulonembi.

Appaiono come cirri anche le **scie di condensazione** dovute al passaggio di aeromobili in volo ad alta quota attraverso aria molto fredda, dove la temperatura provoca l'immediata trasformazione del vapore dei gas di scarico in cristalli di ghiaccio. In generale, essendo alti e tenui, i cirri non comportano una significativa riduzione della radiazione solare incidente, né sono in grado di inibire il raffreddamento notturno della superficie terrestre.

CIRRI



105

SLIDE

CIRRI



106

SLIDE

CIRRI



107

SLIDE

CIRRI



108

SLIDE

SCIE DI CONDENSAZIONE



109

SLIDE

CIRROSTRATI

- velo uniforme a coprire il cielo
- Sole o Luna danno effetto di alone
 - diffrazione luce dai cristalli ghiaccio della nube

110
SLIDE

Diversamente dai cirri, i **cirrostrati** prendono la forma di un velo

uniforme a coprire tutto il cielo, attraverso il quale è sempre possibile rilevare il Sole o la Luna con un interessante effetto di **alone** (*halo*), ovverosia con un anello che appare circondarli a una distanza di circa 22° . È questa una conseguenza del fenomeno fisico della *rifrazione* della luce, provocato dai cristalli di ghiaccio della nube, quando questi hanno forma esagonale e diametro inferiore ai 20.5 millesimi di millimetro. I Cirrostrati vengono prodotti dalla lenta ascesa di aria che condensa o sublima nell'alta troposfera, di solito precedendo un evento frontale caldo. Cirri e cirrostrati, sebbene possano semplicemente segnare il fluire in quota di masse d'aria dalle caratteristiche differenti da quelle presenti al suolo (una loro persistenza può in questo caso essere associata alla presenza di una *corrente a getto*), sono difatti più comunemente conosciute come le nubi che costituiscono il primo segnale di una variazione delle condizioni meteorologiche, nella fattispecie quelle, appunto, caratteristiche dell'approssimarsi di un fronte caldo. Cirri e cirrostrati non portano precipitazioni, a causa del loro esclusivo contenuto di cristalli di ghiaccio e possono svilupparsi a tutte le ore del giorno e della notte, anche se le loro caratteristiche "evanescenti" ne rendono difficile o del tutto impossibile l'osservazione in assenza di luce solare.

CIRROCUMULI

- “celle” allineate come ondulazioni della sabbia
- moto ondoso o turbolenza in strati umidi alta troposfera

112
SLIDE

I **cirrocumuli**, infine, risultano formati da “celle” allineate in

modo tale da ricordare le ondulazioni della sabbia; essi nascono, infatti, per il moto ondoso o per la turbolenza che attraversa uno strato umido nell’alta atmosfera. La nube rende così visibile la marcata differenza tra le direzioni del vento alla base ed alla cima dello strato stesso, nonché la trama delle correnti ascendenti e discendenti. Anche i cirrocumuli non producono precipitazioni e non sono necessariamente associabili a condizioni di tempo perturbato.

LE NUBI MEDIE

- **altocumuli e altostrati**
- **strati troposferici intermedi**
 - tra 6000 e 20.000 ft (tra 2000 e 6000 m circa)
- **composte principalmente da gocce di acqua**
 - anche cristalli ghiaccio se temperatura bassa

114

SLIDE

Le **nubi medie** sono così dette perché si sviluppano negli strati intermedi della troposfera, tipicamente tra i 6000 ed i 20.000 ft circa (da 2000 a 6000 m circa).

A causa della loro quota inferiore, sono composte principalmente da gocce d'acqua, anche se possono contenere cristalli di ghiaccio in presenza di temperature sufficientemente basse.

ALTOCUMULI

- struttura a bande o globulare, anche in strati successivi
- corrispondenti ai Cc nella media troposfera

115

SLIDE

Nella maggior parte delle loro forme, gli **altocumuli** presentano una struttura “a bande” o globulare, con o senza fratture intermedie, dovuta alla turbolenza degli strati umidi della media troposfera (apparendo, a volte, anche in più strati successivi), con ombreggiature interne che la rendono facilmente distinguibile dai più elevati cirrocumuli.

Gli altocumuli si formano per l'attività convettiva interna ad uno strato umido in quota, ma anche per la dispersione delle cime dei cumuli o dei cumulonembi, specialmente nelle ultime ore del giorno.

Quando osservati nelle prime ore di una calda e umida mattina estiva, possono invece annunciare la formazione di temporali nella seconda parte della giornata.

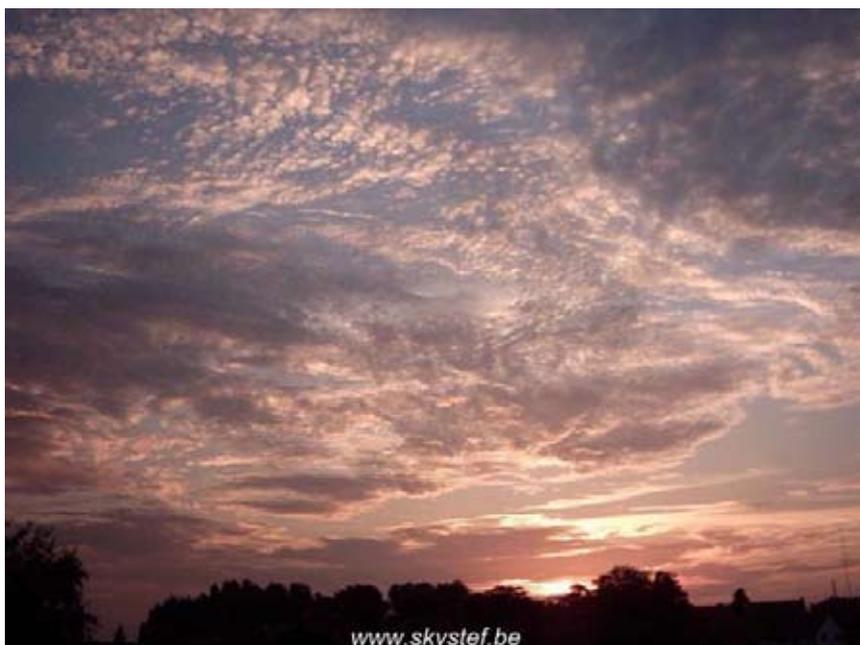
ALTOCUMULI



116

SLIDE

ALTOCUMULI



117

SLIDE

ALTOCUMULI



118

SLIDE

ALTOCUMULI



119

SLIDE

ALTOSTRATI

- aspetto sottile e nebbioso, grigio scuro se molto spessi
- possono arrivare a confondersi con nubi più alte o basse
- pioggia debole che spesso evapora in quota (**virga**)

120

SLIDE

Rispetto agli altocumuli, gli **altostrati** sono invece nubi più prettamente stratiformi, che si formano per la lenta ascesa di aria che precede un fronte caldo o un'occlusione, dove spesso introducono le prime precipitazioni.

Appaiono spesso sottili e nebbiosi, ma non appena si ispessiscono divengono di un uniforme grigio scuro; diversamente dai cirrostrati, gli altostrati non producono alone.

Coesistono frequentemente con nubi di quota inferiore e possono arrivare a confondersi con i cirri o i cirrostrati più elevati. Composti principalmente da gocce d'acqua, altostrati sottili possono produrre pioggia debole, che però, il più delle volte evapora prima di raggiungere il suolo, fenomeno questo noto con il termine di **virga**.

ALTOSTRATI



121

SLIDE

ALTOSTRATI



122

SLIDE

LE NUBI BASSE

- **stratocumuli, strati e nembostrati**
- base al di sotto dei 6000 ft (2000 m circa)
- composte principalmente da gocce di acqua
 - anche cristalli ghiaccio o neve se temperatura bassa

123

SLIDE

Le **nubi basse** sono composte principalmente di gocce d'acqua, poiché hanno base solitamente al di sotto dei 6000 ft circa (2000 m circa); possono tuttavia presentare anch'esse ghiaccio e neve nell'eventualità di temperature molto rigide.

STRATOCUMULI

- versione a basso livello dei Cc e Ac
- spesso in strati multipli anche in combinazione con Ac
- struttura a bande o rotoli
- caratteristico effetto lento rotolamento attraverso il cielo
- continuo dissolvimento sottovento e formazione sopravvento

124

SLIDE

Gli **stratocumuli** sono probabilmente tra le nubi più comuni e rappresentano la versione ai bassi livelli dei superiori altocumuli e cirrocumuli; si formano infatti nei primi chilometri di quota, quando la turbolenza portata dal vento innalza l'aria al di sopra del suo livello di condensazione. Anche lo stratocumulo mostra una caratteristica struttura "a bande", solitamente disposte in modo trasversale alla direzione del vento; con il trascorrere del tempo, queste bande tendono a dissolversi nel loro lato sottovento ed a riformarsi in quello sopravvento, dando così l'impressione di un lento movimento di rotolamento attraverso il cielo.

Gli stratocumuli possono a volte essere interrotti da squarci di cielo sereno, ma molto più frequentemente diviene possibile apprezzarne lo spessore e la profondità solo grazie alle loro diverse tonalità di grigio; gli stratocumuli, infatti, si presentano spesso in strati multipli, quando non in combinazione con altre nubi, tipicamente altocumuli. Lo stratocumulo è completamente formato da gocce d'acqua e, sebbene non associato di per sé con la pioggia, può marcatamente aumentare la consistenza delle precipitazioni che lo attraversano, provenienti da nubi più alte.

Gli stratocumuli si possono a volte formare per estensione di nubi cumuliformi, ma, più frequentemente, nascono al di sotto di un'*inversione termica*, dove la combinazione tra il raffreddamento radiativo di uno strato d'aria umida e la presenza di correnti convettive, che innalzano lo strato stesso dal basso, portano alla formazione di nubi che vengono forzate ad espandersi sotto l'inversione; in questo caso è la presenza di turbolenza nel flusso del vento a conferire allo strato di nubi la caratteristica struttura "a rotoli".

STRATOCUMULI



125

SLIDE

STRATOCUMULI



126

SLIDE

STRATOCUMULI



127

SLIDE

STRATI

- aspetto uniforme senza particolari caratteristiche
- base spesso in prossimità o a contatto con il suolo

128

SLIDE

Gli **strati** sono nubi dall'aspetto uniforme, prive di particolari caratteristiche, spesso con una base al di sotto dei 500 metri (1650 ft) e sempre interamente formate da gocce d'acqua; sono tenui e sottili, specialmente quando risultanti dall'innalzamento delle nebbie (la nebbia stessa può essere considerata come uno Strato con base al suolo).

I venti umidi che spirano lungo le coste o sopra le colline vengono frequentemente innalzati quando basta per dare luogo alla formazione di strati o "nebbie collinari" (*hill fog*); i venti caldi che invece scorrono su una superficie fredda, specialmente se innevata, producono strati estesi, dall'aspetto simile alla nebbia ma con base innalzata rispetto al terreno.

Quando la pioggia o la neve cadono attraverso aria chiara, tendono a raffreddare gli strati umidi sottostanti alla nube di provenienza, producendo macchie frastagliate di strati che, posti al di sotto della nube principale, vengono dette **frattostrati**.

STRATI



129

SLIDE

STRATI



130

SLIDE

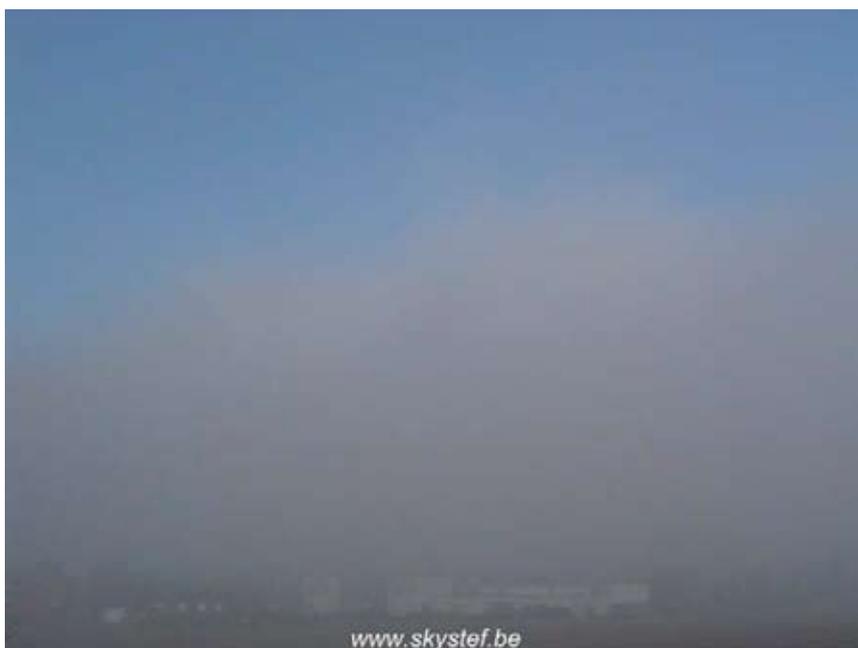
STRATI
(FRATTOSTRATI)



131

SLIDE

STRATI
(NEBBIA)



132

SLIDE

NEMBOSTRATI

- immediatamente precedenti al fronte caldo
- provocano pioggia e neve
- nubi spesse ed estese
 - base spesso indistinguibile per le precipitazioni
 - se precipitazioni intense, l'intera nube diviene amorfa
 - spessore tale che alcuni non considerano il Ns stratiforme, ma una nube ad intenso sviluppo verticale
- alto contenuto di acqua
- severi fenomeni di icing su aeromobili

133

SLIDE

I **nembostrati** sono nubi stratiformi spesse ed estese, che provocano pioggia o neve; rappresentano lo stadio immediatamente precedente all'arrivo di un fronte caldo, quello cioè successivo all'ispessimento degli altostrati.

Il nembostrato appare scuro dal di sotto, ma non appena la pioggia o la neve intensificano, la loro base può divenire indistinguibile, con l'appendice di brandelli di frattostrati bassi; la forma tipicamente amorfa dei nembostrati li porta a volte ad avere uno spessore tale da venire da alcuni autori classificati non come nube stratiforme bassa ma tra quelle a sviluppo verticale.



Il nembostrato ha un alto contenuto di acqua e può provocare severi fenomeni di icing (contaminazione da ghiaccio) agli aeromobili.

NUBI FRONTALI FREDE

- nubi **cumuliformi** da fronte freddo
 - cumuli **congesti** o **torreggianti** (TCU in ambito aeronautico)
 - aria fredda sbalza violentemente aria calda verso l'alto
 - dimensione verticale più pronunciata di quella orizzontale
 - disposte lungo la linea del fronte
 - dimensioni verticali anche pari allo spessore troposfera
- precipitazioni intense ma di breve durata
 - **rovesci**, **temporali**

135

SLIDE

Nei *fronti freddi*, l'aria calda viene raffreddata a causa del violento sbalzo in quota provocato dal sopraggiungere dell'aria fredda. Ne risultano così nubi a più pronunciata dimensione verticale (**nubi cumuliformi**), che appaiono disporsi in gruppo, lungo la linea del fronte freddo.

Queste nubi, composte in varia misura di acqua e ghiaccio (anche in forma precipitabile: *grandine*) sono in grado di rilasciare incredibili quantità di energia attraverso i processi che coinvolgono il cambiamento di fase dell'acqua presente al loro interno. Per tale motivo, i fenomeni ad esse associati (*rovesci*, *temporali* ecc.) possono avere intensità particolarmente "distruttive".

I grossi cumuli o **cumuli torreggianti** (ma detti anche **congesti**) presentano bordi netti e sono spesso caratterizzati da altrettanto marcate protuberanze, che rendono la nube visibilmente simile proprio ad una torre; da sotto, appaiono solitamente grigio scuri o addirittura neri, lasciando intravedere poco o nulla del sovrastante cielo.

Nei bollettini di osservazione meteorologica aeronautica, la loro presenza viene indicata dalla sigla TCU, acronimo della forma inglese *towering cumulus*.

I CUMULONEMBI

- più imponenti tra nubi a sviluppo verticale
 - base a poche centinaia di metri,
 - altezza anche tutta la troposfera e oltre
 - acqua e ghiaccio nella parte bassa
 - cristalli di ghiaccio nella parte alta (*incus, incudine*)
- associati a fenomeni pericolosi per navigazione aerea
 - rovesci, temporali, grandine, colpi di vento, trombe aria
 - turbolenza forte, wind shear, icing
- forti correnti ascendenti interne e discendenti esterne
 - pericolo anche a distanza dalla nube
- segnalati in ambito aeronautico con la sigla **CB**

136

SLIDE

I **cumulonembi** (CB nei bollettini meteorologici aeronautici) sono infine le più imponenti e vigorose nubi cumuliformi, con base a poche centinaia di metri dal suolo, ma con altezze che possono coprire l'intero spessore della troposfera.

Nella sua massima espansione, la parte superiore di un cumulonembo può assumere forma piatta "a incudine" (viene proprio utilizzato il termine latino *incus* per indicarla), segno che la nube ha raggiunto l'inversione termica della tropopausa; talvolta l'incudine appare deformata in una direzione dall'azione di intense correnti d'aria in quota. L'incudine può apparire della stessa consistenza dei cirri, con aspetto striato o fibroso (*falsi cirri*).

Tuttavia, l'intensità delle correnti in ascesa può anche essere tale da spingere il nascente cumulonembo ben oltre il confine superiore della troposfera, innalzandolo nella tropopausa e, addirittura, anche nella bassa stratosfera (fenomeno indicato con il termine *overshooting*).

Se la parte più alta di un cumulonembo contiene una preponderanza di cristalli di ghiaccio, a quote più basse esso risulta invece composto da un mix turbolento di acqua, ghiaccio e neve.

CUMULI TORREGGIANTI



137

SLIDE

CUMULI TORREGGIANTI



138

SLIDE

CUMULI TORREGGIANTI



139

SLIDE

CUMULI TORREGGIANTI E CUMULONEMBI



140

SLIDE

CUMULONEMBI CON PRECIPITAZIONI



141

SLIDE

CUMULONEMBI



142

SLIDE

CUMULONEMBI



143
SLIDE

CUMULONEMBI



CUMULONEMBI CON TROMBA D'ARIA



- PRIMA PARTE:
 1. Proprietà dell'atmosfera
 2. Altimetria
 2. Cenni di circolazione generale atmosferica
 3. Circolazione extratropicale: i fronti
- SECONDA PARTE:
 4. Origine e classificazione delle nubi

STABILITÀ E INSTABILITÀ ATMOSFERICA

6. Fenomeni pericolosi per il volo



NUBI CONVETTIVE

- diverso riscaldamento al suolo origina **bolle di aria calda**
- le bolle prendono movimento ascensionale
- salendo si espandono, raffreddandosi **adiabaticamente**
 - senza scambio di calore con atmosfera circostante
 - il tasso di raffreddamento con la quota viene detto **gradiente termico adiabatico γ** e dipende dall'umidità interna della bolla

147

SLIDE

Il meccanismo della **convezione** viene innescato quando una massa d'aria si trova ad essere più calda della circostante atmosfera; ciò è essenzialmente dovuto al differente riscaldamento subito dai diversi punti della superficie terrestre a causa della loro natura disomogenea.

Quando in una zona la temperatura si innalza in misura sufficiente da provocare la diminuzione della densità di una limitata porzione della sovrastante aria (una *bolla*), ecco che questa si distacca dal suolo ed inizia un moto di risalita verso livelli atmosferici superiori. Muovendosi, la bolla subisce delle espansioni, che vengono, con buona approssimazione, supposte avvenire in modo **adiabatico** (ovverosia, senza scambio di calore con l'esterno, poiché l'energia resa disponibile dalla temperatura che diminuisce viene utilizzata per compiere il lavoro di espansione della bolla) e quindi con conseguente raffreddamento o riscaldamento dell'aria stessa. L'entità del raffreddamento esprime la cosiddetta **termovariatione adiabatica**, che risulta avere valori differenti a secondo dell'umidità dell'aria interna alla stessa massa d'aria.

È il confronto tra la variazione della temperatura con la quota (il cosiddetto *gradiente*) interno alla bolla d'aria e quello circostante atmosferico a definire il grado di stabilità o instabilità dell'atmosfera ed a decidere se la bolla d'aria potrà continuare la propria salita, arrivando così al punto di saturazione, o venire fermata prima che ciò possa avvenire.

LE TRASFORMAZIONI
ADIABATICHE

- TRASFORMAZIONI SECCHIE (UR<100%)
 - non considerati effetti di condensazione o evaporazione
 - temperatura varia di 1°C ogni 100 metri di quota
 - **gradiente adiabatico aria secca $\gamma_{dry} = 1^\circ\text{C} / 100 \text{ m}$**
- TRASFORMAZIONI UMIDE
 - con UR=100% avvio della condensazione
 - rallentamento processo di raffreddamento aria
 - in aria umida, gradiente adiabatico minore rispetto aria secca (**$\gamma_{wet} = 0,6^\circ\text{C} / 100 \text{ m}$ circa**)

148

SLIDE

Vi sono quattro tipi di *gradienti* fondamentali:

- Il *gradiente teorico ICAO* γ_{ISA}
È il tasso medio con cui la temperatura varia nella troposfera ed è pari a circa 6,5°C per km (0,65°C/100 m di quota) nei primi 11 km, implicando quindi una costante diminuzione della temperatura all'aumentare della quota. Lo indicheremo con γ_{ISA} (*ICAO Standard Atmosphere*) poiché questo è il valore che caratterizza l'atmosfera definita come *standard* in ambito ICAO e utilizzata per la taratura degli altimetri.
- Il *gradiente secco adiabatico* γ_{dry} o **DALR** (*Dry Adiabatic Lapse Rate*)
È il tasso al quale una massa d'aria in movimento verticale all'interno dell'atmosfera si raffredda (o si riscalda) aumentando (o diminuendo) la propria quota, almeno fino a quando non si verificano cambiamenti di fase dell'acqua contenuta al proprio interno. È il gradiente tipico delle masse di aria secca (cioè con umidità relativa inferiore al 100%) ed è pari a 1°C/100 m di quota.
- Il *gradiente umido adiabatico* γ_{wet} o **WALR** (*Wet Adiabatic Lapse Rate*)
È il tasso al quale una massa d'aria in movimento verticale all'interno dell'atmosfera si raffredda (o si riscalda) aumentando (o diminuendo) la propria quota, quando l'acqua subisce una variazione di fase. È il gradiente tipico delle masse di aria umida (cioè con umidità relativa pari al 100%) ed è pari a 0,6°C/100 m di quota. È minore di quello secco perché, condensando, l'acqua cede *calore latente*, attenuando così il raffreddamento dell'aria. Intorno ai -40°C il gradiente adiabatico saturo è simile a quello secco: infatti, a questa temperatura, l'aria non può quasi contenere umidità.
- Il *gradiente ambientale* γ_{atm} o **ELR** (*Environmental Lapse Rate*)
È il tasso a cui la temperatura viene osservata variare con la quota in un luogo particolare in un momento particolare. È il gradiente atmosferico "reale", che varia da istante a istante e, soprattutto, da luogo a luogo e che viene periodicamente rilevato grazie all'impiego delle *radiosonde*.

NUBI CONVETTIVE

- salendo, le bolle "secche" possono condensare
 - se favorevoli condizioni di instabilità atmosferica "secche"
 - confronto tra γ atmosferico e γ adiabatico secco
- condensando, il γ adiabatico passa da secco a umido
- la condensazione origina nubi **cumuliformi convettive**
 - base al livello di condensazione
 - altezza dipendente dall'instabilità atmosferica "umide"
 - diversamente da quelle frontali, sono più sparpagliate

149

SLIDE

Supponiamo ora di considerare una bolla d'aria secca che, a causa di un irregolare riscaldamento del suolo, si trovi ad essere più calda dell'atmosfera circostante. Essendo l'aria calda più leggera di quella fredda, la bolla inizia a muoversi verso l'alto, subendo, nel contempo, una lenta espansione a spese della sua energia interna, il che si riflette in una progressiva diminuzione della temperatura. Salendo, la bolla perde 1°C per ogni centinaio di metri di ascesa, secondo quanto previsto dal gradiente per le termovariazioni adiabatiche.

Se il livello di saturazione viene raggiunto, si ha la formazione di una nube di tipo *cumuliforme*, la cui altezza dipenderà dal contrasto tra la "forza" della spinta termica iniziale ed il grado di stabilità della circostante atmosfera.

Diversamente da quelle frontali, che si raggruppano lungo la linea del fronte freddo, le nubi convettive tendono a formarsi separatamente l'una dall'altra, proprio poiché le bolle si staccano in modo individuale dalla superficie del suolo.

Contemporaneamente alla sua formazione, nei dintorni di una nube cumuliforme si vengono a creare anche correnti discendenti di aria chiara, a compensazione di quella in ascesa.

STABILITA' E INSTABILITA' ATMOSFERICA IN ARIA SECCA

- **atmosfera adiabatica o in equilibrio indifferente**
 - indifferente ai moti ascensionali al proprio interno
 - $\gamma_{\text{atmosfera}} = \gamma_{\text{adiabatico}} = 1^\circ\text{C}/100 \text{ metri}$
- **atmosfera subadiabatica o in equilibrio stabile**
 - interviene contrastando i moti ascensionali al proprio interno
 - $\gamma_{\text{atmosfera}} < 1^\circ\text{C}/100 \text{ metri}$
- **atmosfera superadiabatica o in equilibrio instabile**
 - interviene favorendo i moti ascensionali al proprio interno
 - $\gamma_{\text{atmosfera}} > 1^\circ\text{C}/100 \text{ metri}$

150

SLIDE

In presenza di una bolla d'aria secca in ascesa, quale sarà, invece, il comportamento della circostante atmosfera?

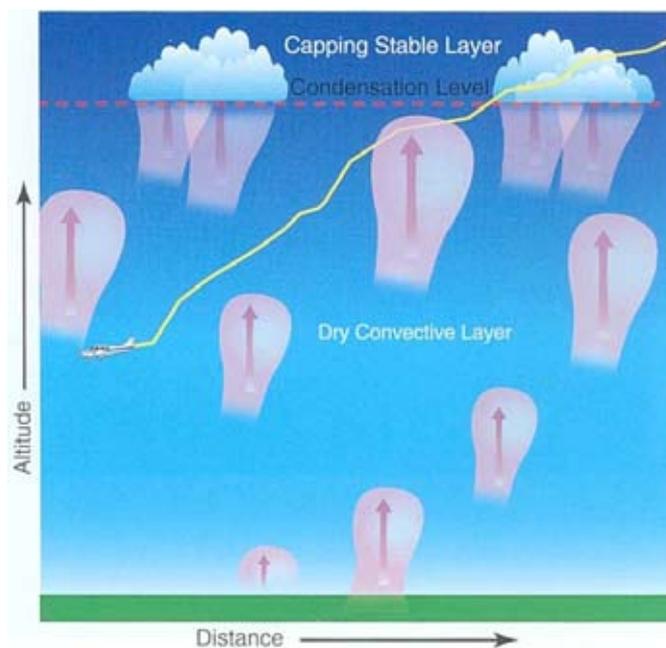
Dipende dal proprio *gradiente termico verticale* γ_{atm} , che può assumere tre diversi valori:

- se $\gamma_{\text{atm}} = \gamma_{\text{dry}}$, allora l'atmosfera viene detta *adiabatica* o in *equilibrio indifferente*;
- se $\gamma_{\text{atm}} < \gamma_{\text{dry}}$, l'atmosfera risulta *subadiabatica* o in *equilibrio stabile*;
- se $\gamma_{\text{atm}} > \gamma_{\text{dry}}$, l'atmosfera viene detta *superadiabatica* o in *equilibrio instabile*.

Se, quindi, pure il gradiente atmosferico è pari al valore adiabatico di $1^\circ\text{C}/100 \text{ m}$, allora l'iniziale differenza di temperatura con la bolla si mantiene inalterata anche alle quote superiori. In teoria, la bolla d'aria potrebbe continuare all'infinito il suo moto di salita, trovandosi ad essere, in ogni istante, sempre più calda, e quindi più leggera, della restante atmosfera. Atmosfera che non interviene in alcun modo sul movimento della bolla, rimanendo completamente **indifferente** ai suoi spostamenti.

Nella realtà, la bolla ad un certo punto raggiungerà la propria temperatura di saturazione, avviando la condensazione del vapore interno. A quel punto, la cui quota viene resa visibile dalla base piatta delle nubi, il rateo di raffreddamento muterà, scendendo a $0,6^\circ\text{C}/100 \text{ m}$.

ATMOSFERA ADIABATICA O SUBADIABATICA IN ARIA SECCA



151

SLIDE

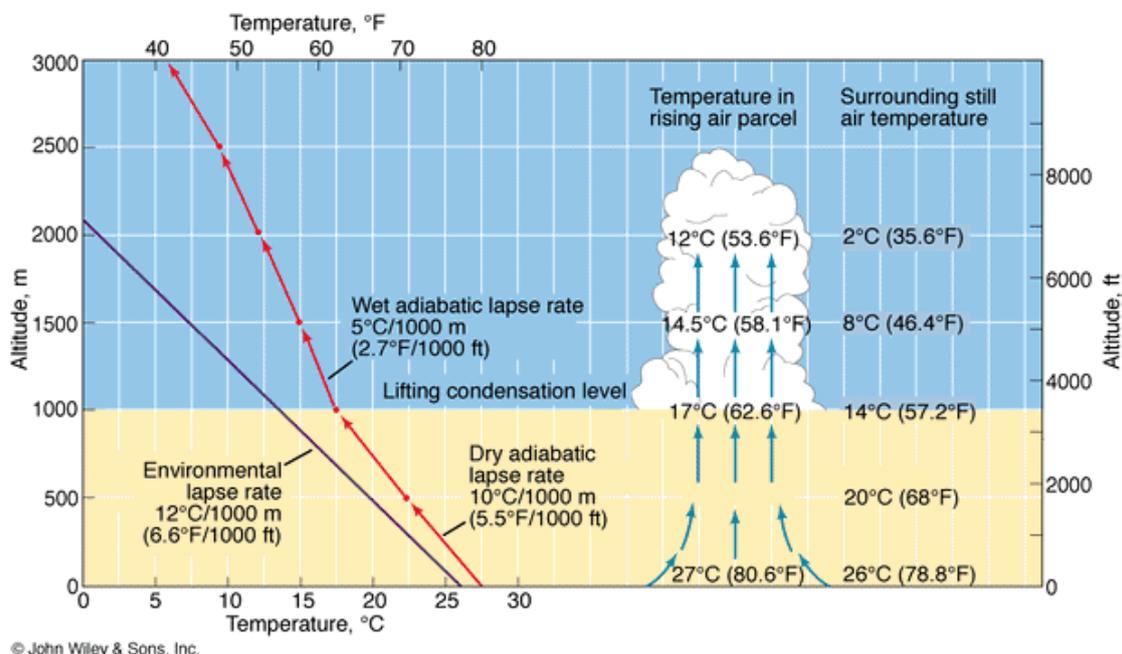
Se invece il gradiente atmosferico è inferiore ad $1^\circ\text{C}/100\text{ m}$, allora la bolla d'aria, durante la salita, tenderà a raffreddarsi più velocemente della circostante atmosfera, con la conseguenza che, ad una certa quota, si ritroveranno ad avere entrambe la stessa temperatura.

A questo punto non vi è più alcuna ragione, almeno dal punto di vista termico, per cui la bolla debba continuare ad innalzarsi: l'atmosfera è dunque intervenuta *stabilizzando* i moti al proprio interno, opponendosi ad essi e riportando il tutto ad una condizione di equilibrio. È il caso della cosiddetta **atmosfera subadiabatica**, ovvero si ha con gradiente termico *inferiore* a quello adiabatico.

Se la stabilizzazione del moto ascensionale è avvenuta prima del raggiungimento del livello di condensazione, l'atmosfera risulta caratterizzata da moti ascensionali non intensi, ma aventi lo svantaggio di non essere resi evidenti dalla presenza di una nube.

Se, invece, pur in atmosfera caratterizzata da un gradiente subadiabatico, il livello di condensazione viene raggiunto prima di quello di stabilizzazione, occorrerà verificare il mantenimento o meno delle suddette condizioni di subadiabaticità anche in presenza di termovariazione umida.

ATMOSFERA SUPERADIABATICA IN ARIA SECCA



152

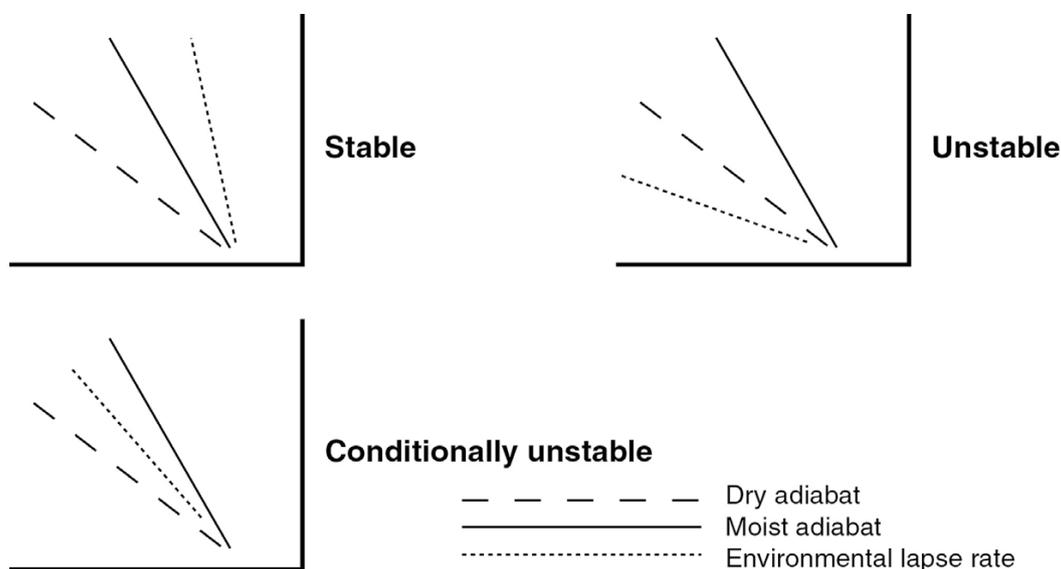
SLIDE

Caso opposto è, infine, quello in cui il gradiente atmosferico è superiore alla termovariatione adiabatica secca.

In questo caso, l'iniziale differenza di temperatura non solo non potrà mai essere recuperata, ma, anzi, nei diversi momenti successivi all'innalzamento, la bolla d'aria si troverà ad essere sempre un po' più calda della circostante atmosfera, vedendosi così da essa stessa ulteriormente spinta nel suo moto verso l'alto. È dunque la stessa atmosfera che instabilizza i moti al proprio interno ed è questo il cosiddetto caso **superadiabatico**, dove cioè il gradiente atmosferico è *maggiore* della normale termovariatione adiabatica dell'aria secca.

L'innalzamento della bolla d'aria viene quindi favorito dalla spinta atmosferica, sino al raggiungimento del livello di condensazione e alla conseguente variazione del gradiente di termovariatione adiabatica.

È il caso potenzialmente favorevole alla formazione di nubi cumuliformi di grande altezza; "potenzialmente" perché occorrerà poi verificare il mantenimento o meno delle condizioni di instabilità anche in presenza della termovariatione umida.

STABILITÀ E INSTABILITÀ
ATMOSFERICA IN ARIA UMIDA

153

SLIDE

Passiamo ora, invece, a considerare una bolla di aria che, inizialmente secca, riesce a raggiungere la condizione di saturazione prima che il suo moto possa essere impedito, assumendo così una variazione termica verticale γ_{wet} di $0,6^{\circ}\text{C}/100\text{m}$.

Se il gradiente atmosferico si mantiene su valori comunque inferiori non solo a quello secco, ma anche a quello umido, allora l'atmosfera continuerà ad esercitare la propria azione stabilizzatrice nei confronti della bolla. È il caso detto di **stabilità assoluta**, caratterizzato dalla formazione di nubi cumuliformi a scarso sviluppo verticale (i cosiddetti “cumuli umili” o “di bel tempo”).

Quando però il gradiente atmosferico risulta maggiore di quello umido, si possono presentare due ulteriori possibilità:

- il gradiente atmosferico è maggiore di quello umido e di quello secco;
- il gradiente atmosferico è maggiore di quello umido ma inferiore a quello secco.

Nel primo caso, l'atmosfera si dirà **assolutamente instabile**, e sarà favorita la formazione tra le nubi cumuliformi a più intenso sviluppo verticale.

Nel secondo, detto di **equilibrio labile** o di **stabilità condizionata**, il comportamento della bolla d'aria dipende dalla sua condizione di saturazione o meno: l'atmosfera si presenta, infatti, come instabile per le masse d'aria satura, stabile per quelle secche. Anche in questo caso, se la bolla d'aria secca non è stata stabilizzata prima del raggiungimento del livello di condensazione, una volta avviata la formazione della nube sussisteranno le condizioni perché essa possa evolvere verso ampie dimensioni verticali.

**CUMULI
(CUMULI UMILI)**

154

SLIDE

Piccole nubi cumuliformi, sparpagliate e circondate da ampi tratti di cielo sereno, si formano quando lo strato d'instabilità è tenue; esse vengono chiamate **cumuli di bel tempo** o **cumuli umili**, non solo



poiché incapaci di produrre precipitazioni, ma anche perché indicanti l'improbabilità di fenomeni solitamente legati alla presenza di più imponenti nubi cumuliformi (rovesci, temporali).

- innalzamento meccanico di bolle d'aria
- correnti atmosferiche impattano ostacoli orografici
- nubi dipendenti dallo stato atmosfera all'impatto
 - nubi stratiformi se condensazione in atmosfera stabile
 - nubi cumuliformi se condensazione in atmosfera instabile

Oltre al caso dei movimenti di origine convettiva, esiste anche quello dei cosiddetti moti *forzati*, cioè quelli originati da cause meccaniche esterne alla natura dell'atmosfera; è questo l'esempio di una bolla d'aria che, muovendosi orizzontalmente in quota all'interno di un flusso di correnti (e quindi inizialmente alla stessa temperatura della circostante atmosfera, altrimenti saremmo in presenza anche di una componente convettiva), impatta un qualsiasi ostacolo (catena montuosa o altro), venendo così costretta a prendere un moto verticale con direzione verso l'alto o verso il basso.

Pure in questo caso, tuttavia, è possibile distinguere le tre tipologie di atmosfera *indifferente* (la bolla d'aria si ferma solo quando viene meno la spinta meccanica che ne ha provocato il moto), *stabile* o *subadiabatica* (la bolla d'aria, una volta esaurita la causa meccanica, si viene a trovare immersa in un'atmosfera più calda se la spinta iniziale è stata verso l'alto o più fredda se verso il basso; in ogni caso, in una posizione tale da originare una componente termica in grado di riportare la bolla alla sua posizione di partenza); *instabile* o *superadiabatica* (l'atmosfera circostante agisce con una componente termica che allontana sempre di più la bolla dalla sua posizione originale)

Le nubi che ne risultano sono essenzialmente di due tipi fondamentali, dipendenti dal valore dell'ELR presente al momento della condensazione:

- nubi *stratiformi*, se la condensazione avviene in atmosfera *stabile*;
- nubi *cumuliformi*, quando invece il processo avviene in atmosfera *instabile*.

NUBI OROGRAFICHE

- se l'ostacolo è una catena: **onde orografiche**
- sottovento le correnti assumono forma ondulata
- formazioni di nubi nelle creste delle onde
 - aria condensa nella fase ascensionale dell'onda
 - condensazione termina nella fase di discesa
- risultano nubi caratteristiche (**nubi orografiche**):
 - forma lenticolare (forma cresta onda)
 - sono stazionarie (in corrispondenza della cresta d'origine)
- quota media troposferica (**altocumuli**)

157

SLIDE

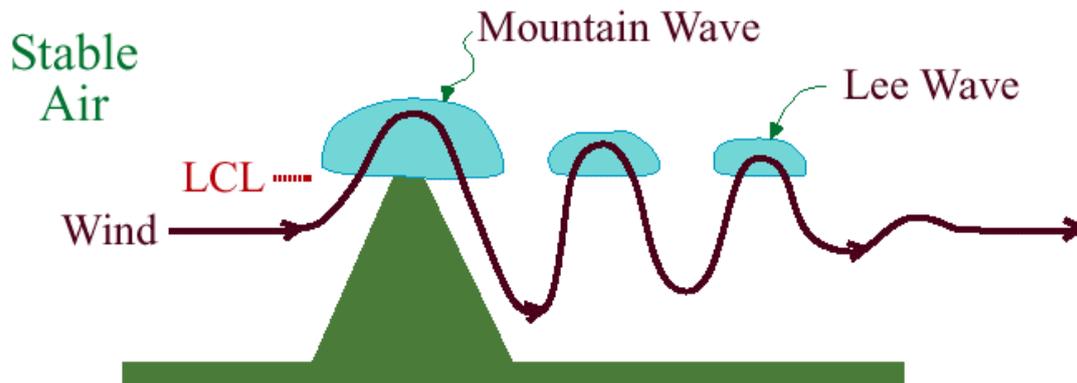
Quando il sollevamento viene originato da una catena orografica, le correnti che ricadono oltre l'ostacolo descrivono una serie di onde, dette appunto **onde orografiche**, che possono propagarsi anche per parecchi chilometri dal lato sottovento.

L'aria, che si muove risalendo la cresta di una di queste onde, subisce un raffreddamento di tipo adiabatico e, al superamento del proprio punto di rugiada (fatta quindi salva la necessaria presenza di sufficiente umidità atmosferica), condensa dando il via alla formazione di una nube; il processo si interrompe non appena la stessa aria ridiscende dalla cresta, riscaldandosi e tornando nuovamente al di sopra del punto di rugiada.

Ne risulta una nube che descrive esattamente la forma della cresta dell'onda e che, per questo motivo, viene detta **nube lenticolare**; sono facilmente riconoscibili non solo per l'aspetto caratteristico ma anche perché non appaiono muoversi seguendo il vento ma rimangono stazionarie, in corrispondenza delle creste ove si sono formate.

Essendo solitamente della famiglia degli altocumuli, le nubi lenticolari possiedono una quota che è quella media troposferica; tuttavia la loro presenza è indice della possibile esistenza di altri fenomeni di tipo orografico a quote inferiori (rotori, ecc.), da tenersi nella più ampia considerazione soprattutto quando il volo si svolge in prossimità dei medesimi rilievi che le hanno originate.

FORMAZIONE DI NUBI
OROGRAFICHE IN ATMOSFERA STABILE



158

SLIDE

In atmosfera stabile, le *nubi lenticolari* appaiono sulle creste delle onde sottovento, mentre la cima del rilievo orografico appare nascosta da una nube che la “incappuccia” completamente.

NUBI LENTICOLARI



159

SLIDE

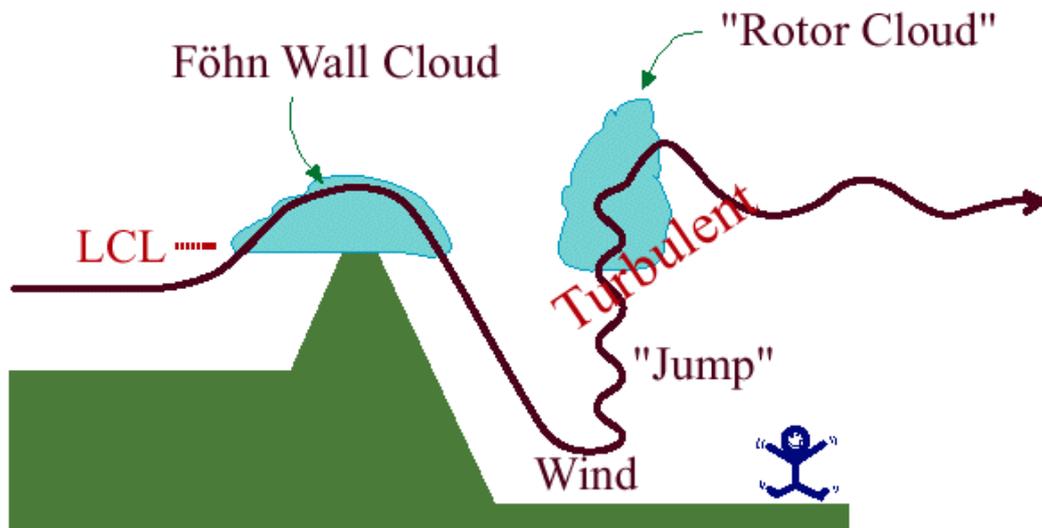
NUBI LENTICOLARI



160

SLIDE

FORMAZIONE DI NUBI OROGRAFICHE IN ATMOSFERA INSTABILE



161

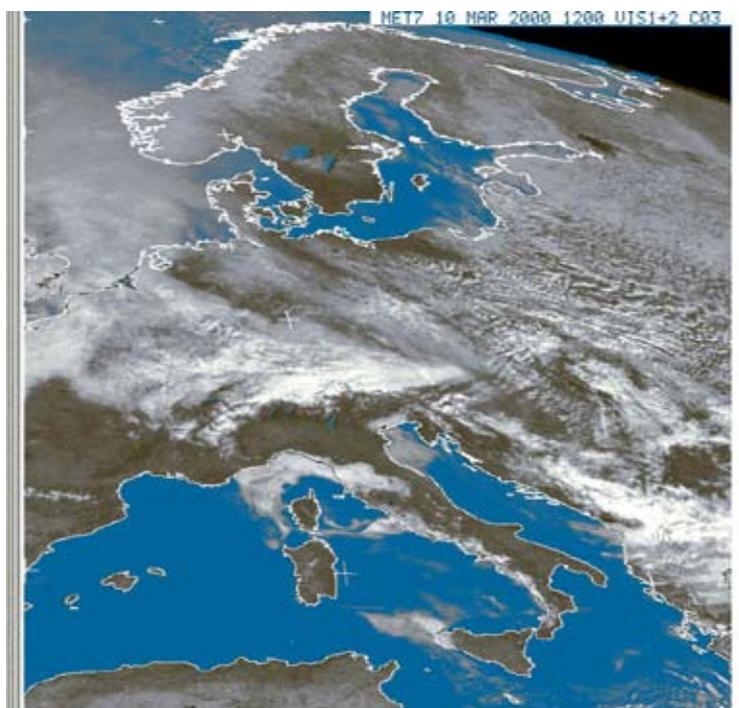
SLIDE

In atmosfera instabile, invece, il versante sottovento presenta vento intenso con forti raffiche e fenomeni di turbolenza altamente pericolosi per il volo.

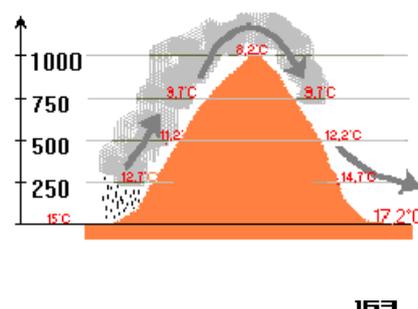
Una delle principali caratteristiche è la presenza di **rotori**, in corrispondenza di una o più delle creste d'onda; solitamente il *rotore* al di sotto della prima cresta presenta intensità maggiore, fino a presentarsi come la principale causa di turbolenza dell'intero sistema di onde orografiche.

In presenza di sufficiente umidità atmosferica, la circolazione di rotore è accompagnata da nubi caratteristiche, dette per l'appunto **nubi di rotore**.



L'EFFETTO STAU-FOEHN

Una bella immagine di **foehn** ripresa dal satellite Meteosat, nel campo del visibile, il 10 Marzo 2000 alle ore 12.00 UTC



163

Occorre prestare attenzione alla circostanza che non necessariamente la presenza di turbolenza atmosferica viene evidenziata dalla formazione di nubi; l'**effetto Stau-Föhn** ne è un esempio.

Il **Föhn** è un vento caldo e secco, che soffia a raffiche dalle montagne, presentandosi spesso in circostanze analoghe a quelle che generano onde orografiche, sebbene esso possa estendersi molto più oltre dal lato sottovento rispetto all'attività ondosa. Per spiegarne l'esistenza si deve tornare al concetto di gradiente adiabatico, cioè al tasso di raffreddamento con la quota di una massa d'aria umida oppure secca. Quando, infatti, una massa d'aria viene forzata a risalire un versante montuoso (nel caso del Nord Italia, quando correnti fredde ed umide di provenienza atlantica impattano la barriera alpina), essa si raffredda adiabaticamente, secondo il tasso caratteristico di una massa d'aria non in stato di condensazione, ovvero sia di $1^{\circ}\text{C}/100$ metri di quota. Tuttavia, non appena viene raggiunta la temperatura di rugiada, l'avvio del processo di condensazione rallenta il raffreddamento a $0,6^{\circ}\text{C}/100$ metri. Il versante sopravvento viene così caratterizzato da un'intensa formazione nubi, che, accompagnate da precipitazioni (fenomeno noto con il termine di **Stau** o **muro del Föhn**), permettono all'aria di liberarsi della propria umidità.

Quando l'aria inizia la propria discesa dalla parte di sottovento, è ormai priva di umidità, ragione per cui il riscaldamento per compressione adiabatica avviene da subito secondo il gradiente secco, cioè nella misura di $1^{\circ}\text{C}/100$ m. Ne risulta che, al termine dello scavallamento, la massa d'aria si ritroverà a pari quota ma con un'umidità inferiore (l'umidità relativa può scendere sino a valori inferiori al 20%) ed una temperatura maggiore rispetto a quelle originarie. La mancanza di umidità atmosferica rende quindi impossibile la formazione di nubi che rendano evidenza delle onde atmosferiche presenti nel versante sottovento.

- PRIMA PARTE:
 1. Proprietà dell'atmosfera
 2. Altimetria
 2. Cenni di circolazione generale atmosferica
 3. Circolazione extratropicale: i fronti
- SECONDA PARTE:
 4. Origine e classificazione delle nubi
 5. Stabilità e instabilità atmosferica

FENOMENI PERICOLOSI PER IL VOLO





I TEMPORALI

- sono perturbazioni locali caratterizzate da:
 - non lunga durata
 - fenomeni elettrici (**lampi** accompagnati da **tuoni**)
 - forti raffiche vento
 - violente correnti verticali
 - forti rovesci pioggia (anche grandine)
- **FORTE PERICOLO PER IL VOLO**

In condizioni di aria umida e molto instabile si originano nubi imponenti a forte sviluppo verticale (i *cumulonembi*), in seno alle quali prende avvio l'attività temporalesca.

Un **temporale**, in generale, si definisce *una perturbazione locale, di non lunga durata, accompagnata da lampi e tuoni e spesso da forti raffiche di vento, da violente correnti verticali, forti rovesci di pioggia e talora di grandine.*

Un temporale si contraddistingue per il verificarsi del **lampo** e del **tuono**; questi due elementi non sono però sufficienti per definire l'intensità e la vastità della perturbazione e sono il risultato più che la causa del fenomeno.

Assommando in sé tanti ostacoli, il temporale costituisce uno dei massimi rischi per il volo che si conoscano.

I TEMPORALI

- sono associati a cumulonembi (CB)
- attività convettiva (**temporali di massa**)
 - singoli CB ben visibili a distanza
- transito di fronte freddo (**temporali frontali**)
 - più nubi temporalesche distanziate da 1 a 3 km
 - fronte di nubi di un centinaio km

167

SLIDE

Le forti correnti ascendenti che danno origine ai CB possono essere associate o alla presenza di moti convettivi nella massa d'aria (**temporali di massa**) oppure al passaggio di un fronte freddo (**temporali frontali**).

I temporali di massa sono costituiti da singoli CB facilmente visibili a distanza; quelli frontali sono invece associati a più nubi temporalesche, distanziate tra di loro da 1 a 3 km e costituenti un corpo nuvoloso compatto che avanza su un fronte di un centinaio di chilometri.

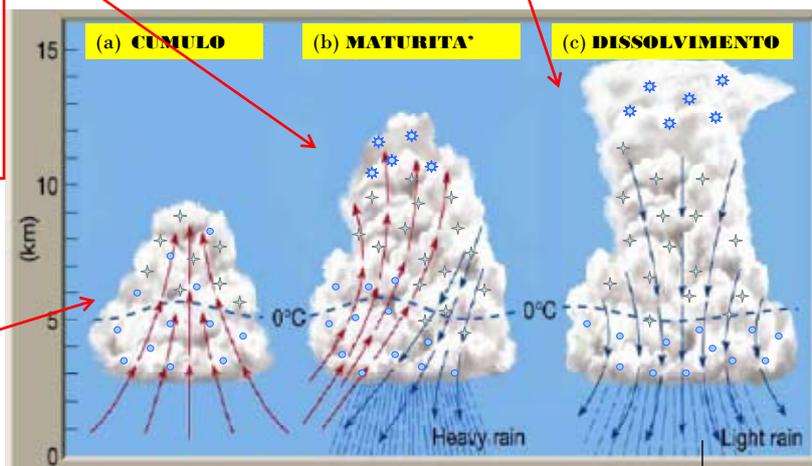
IL CICLO VITALE DI UN TEMPORALE: LE TRE FASI

Fase di maturità:
precipitazione,
fenomeni elettrici,
correnti ascendenti e
discendenti.

**Fase più pericolosa
per il volo, anche a
distanza di qualche
km dall'evento.**

**Fase di formazione o
di cumulo:** prevalgono
le correnti ascendenti

**Fase di
dissolvimento:**
prevalgono le correnti
discendenti



S L I D E

Ogni temporale è composto da un insieme di **cellule temporalesche**, di diametro inferiore ai 10 km, aventi un proprio ciclo di esistenza. Nell'attività di ogni cellula possono essere individuate tre distinte fasi: *formazione*, *massimo sviluppo* e *dissolvimento*.

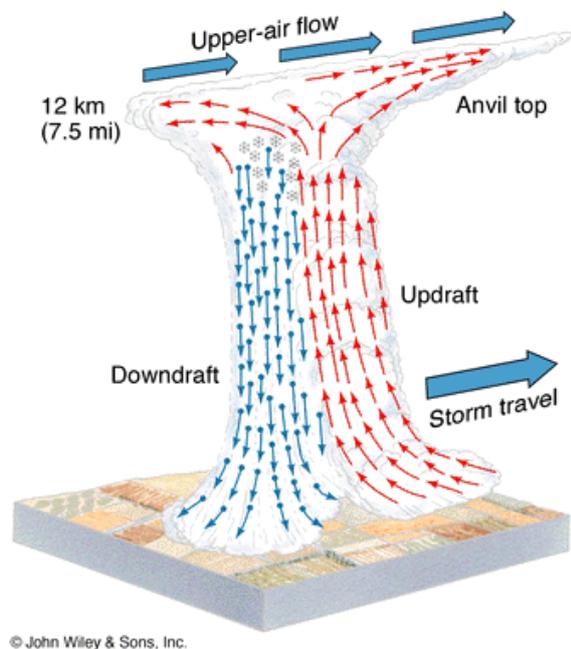
La fase di formazione o di cumulo Sotto la spinta di forti correnti ascensionali (dell'ordine di 10-15 m/s), il cumulo si trasforma progressivamente in cumulonembo dalla caratteristica forma a "cavolfiore". Le gocce e i cristalli di ghiaccio originatisi all'interno della nube divengono via via più numerosi e più grandi e vengono mantenuti all'interno della nube dalle correnti ascensionali. In questo primo stadio della formazione del temporale non sussistono moti discensionali di aria mentre, a causa dei moti ascendenti, la sommità della nube raggiunge altezze di 7000-9000 m dopo circa 10-15 minuti. Non appena hanno inizio le correnti discensionali cessa la fase di cumulo.

La fase di massimo sviluppo La nube raggiunge le sue massime dimensioni, come pure il massimo processo di condensazione. Le goccioline d'acqua si fondono raggiungendo dimensioni tali da superare la spinta ascensionale, per cui hanno inizio le precipitazioni a carattere di rovescio accompagnate da lampi, tuoni e talvolta grandine; in questa fase, le correnti ascensionali possono raggiungere valori di 20-30 m/s.

La fase di dissolvimento La forza ascensionale all'interno della nube si esaurisce perché prevalgono ormai ovunque i moti discendenti. La parte superiore della nube, non più soggetta a correnti ascendenti, tende a mescolarsi con l'aria circostante, dando luogo alla caratteristica sommità ad "incudine", con contorni sfilacciati; questa, staccandosi successivamente dal corpo della nube, prende l'aspetto di nuvolosità cirriforme. In questa fase le piogge perdono il carattere di rovescio e la temperatura si equilibra con quella dell'ambiente esterno.

DOWNDRAFT E FRONTE DELLE RAFFICHE

- nel CB, le precipitazioni trascinano verso il basso una colonna di aria fredda
- correnti fredde uscenti dalla base del CB (**downdraft** o **downburst**)
- classificate in **macroburst** o **microburst** a secondo delle dimensioni

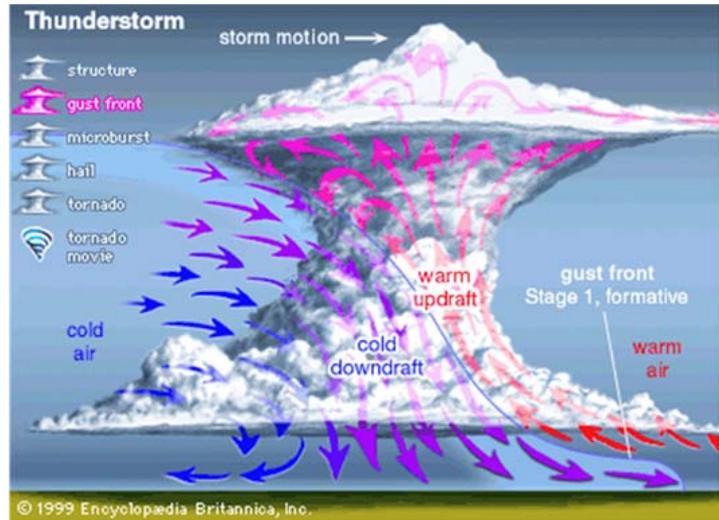


169

Contemporaneamente alle precipitazioni, compaiono nei CB le correnti discendenti di aria fredda, limitate inizialmente alla parte inferiore della nube e poi gradatamente in estensione anche alla parte superiore. Le correnti discendenti fredde uscenti dalla base della nube, giunte in prossimità del suolo, sono costrette ad allargarsi, precedendo di qualche miglio l'arrivo della nube temporalesca. Queste correnti discendenti, dette **downdraft** o **downburst**, sono classificate, a seconda delle loro dimensioni, in **macroburst** e **microburst**.

DOWNDRAFT E FRONTE DELLE RAFFICHE

- l'aria fredda impatta il suolo, espandendosi nel **fronte delle raffiche** (**gust front**)
- incuneandosi sotto l'aria calda richiamata dal CB, il fronte crea una linea di rotazione del vento (**wind shear**)



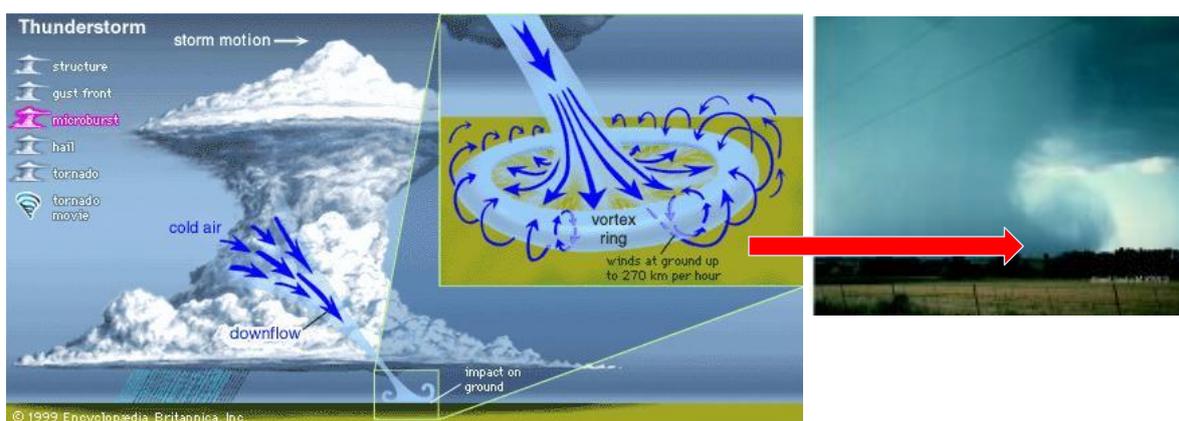
170

SLIDE

Il flusso d'aria freddo e denso di una downburst, propagandosi al suolo, si incunea sotto la massa di aria ambiente a maggior temperatura, provocando così un forte aumento di pressione e la formazione di una superficie di discontinuità nel vento, detta **gust front** (letteralmente **fronte delle raffiche**), che può trovarsi anche 10 o 20 miglia sottovento alla cella.

FRONTE DELLE RAFFICHE
E WIND SHEAR

il fronte delle raffiche si espande in tutte le direzioni, formando un anello vorticoso (**vortex ring**), sede di **wind shear** e percepibile anche a notevole distanza dalla nube



171

SLIDE

L'espansione del *fronte delle raffiche* provoca la formazione di un anello vorticoso, detto **vortex ring**, che marca la zona di discontinuità del vento (**wind shear**) tra il flusso freddo in espansione e la sovrastante aria più calda, in movimento con direzione opposta, cioè verso la parte inferiore del CB.

FRONTE DELLE RAFFICHE E WIND SHEAR

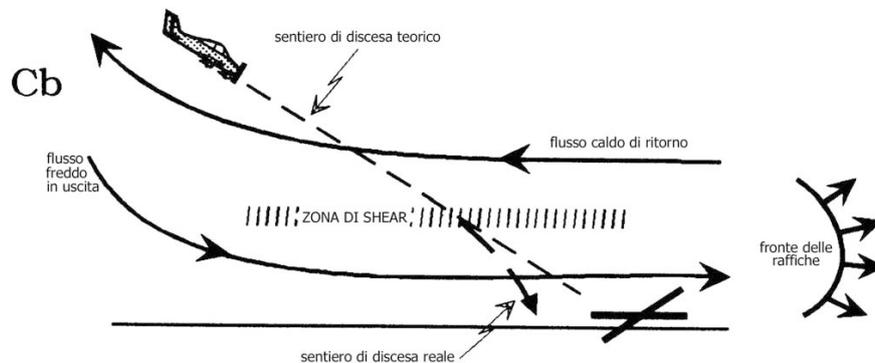
- il **wind shear** è la variazione della velocità del vento in intensità o direzione (incluse le correnti ascendenti o discendenti) in un certo intervallo spaziale
- in presenza di *wind shear*, un aereo può assumere una traiettoria diversa da quella prevista
- gli effetti assumono tanta più importanza quanto più si verificano in prossimità del suolo (**low level wind shear**)

172

SLIDE

Tra le condizioni meteorologiche a rischio per il volo, il **wind shear** è quella sicuramente associata alle situazioni di maggior pericolosità, soprattutto nei casi in aria chiara, cioè quando l'assenza di nubi o altri fenomeni rivelatori possa suggerire al pilota una diversa e più sicura condotta di volo.; esso è definito come *una variazione della velocità del vento in intensità o direzione (incluse le correnti ascendenti o discendenti) in un certo intervallo spaziale.*

Globalmente, possiamo asserire che, in presenza di *wind shear*, un aeromobile è portato ad assumere una traiettoria diversa da quella prevista, mentre gli effetti del fenomeno assumono tanta più importanza quanto più si verificano in prossimità del suolo, dove, per la particolarità di assetto del velivolo e di vicinanza con il terreno, qualunque manovra di recupero da parte del pilota può risultare impossibile, quando non addirittura portare ad un peggioramento della situazione.

FRONTE DELLE RAFFICHE
E WIND SHEAR

anche a notevole distanza dal CB, attraversando la zona di *wind shear* provocata dalla *downdraft*, l'aereo percepisce una rotazione di 180° nella direzione del vento orizzontale, con conseguente rischio di un prematuro contatto con il suolo

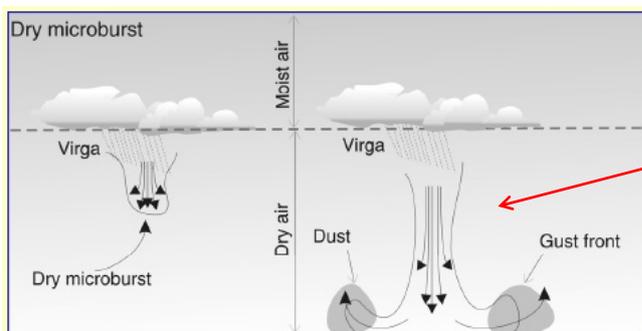
173

SLIDE

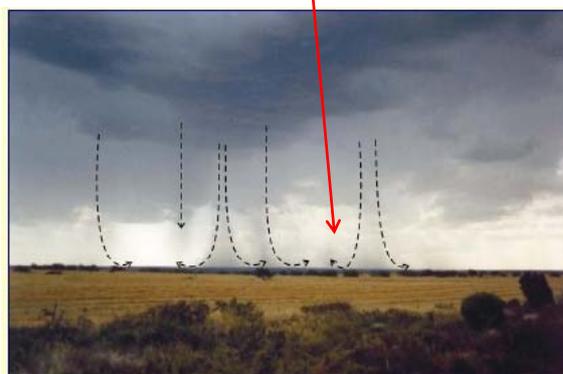
Tornando al caso in esame, la distanza tra il *fronte delle raffiche* e la nube che lo ha originato può contribuire a creare situazioni di elevata criticità in fase di atterraggio, qualora il pilota presupponesse erroneamente di trovarsi a una distanza dalla cella temporalesca, tale da aver ancora margine sufficiente per poter condurre la manovra in tutta sicurezza.

In questa situazione, invece, l'aeromobile, attraversando la zona di variazione del vento provocata dalla *downdraft*, percepirebbe una rotazione di 180° nella direzione del vento orizzontale, con conseguente rischio di un prematuro contatto con il suolo.

DOWNDRAFT SECCA



Downdraft secca: la colonna di aria fredda raggiunge comunque il suolo, anche se la precipitazione evapora. Sollevamento di polvere o sabbia, se presente.



Ma i pericoli connessi alle forti discese di aria fredda, con la conseguente formazione di un fronte delle raffiche, non sono associati solo ai temporali.

Una downdraft può verificarsi anche in assenza di fenomeni al suolo (**downdraft secca**), quando l'aria viene trascinata verso il basso da precipitazioni che evaporano prima di raggiungere il suolo (*virga*).

VIRGA



175

SLIDE

In presenza di **virga**, la base della nube presenta, allora, un aspetto un po' sfilacciato, di cui è facilissimo accorgersi se, per esempio, la si osserva in controluce.

Il processo di evaporazione, infatti, sottraendo calore all'ambiente circostante, raffredda la colonna d'aria in discesa tanto violentemente da accelerarne rapidamente la caduta al suolo.



LA NEBBIA

- fenomeno di riduzione della visibilità sotto al km
- per la sua formazione sono necessari:
 - aria umida con presenza di nuclei di condensazione
 - forte raffreddamento della massa d'aria nei bassi strati
 - condensazione umidità contenuta nell'aria
- umidità descritta in termini di **grandezze igrometriche**
 - **umidità specifica**: grammi di vapore per chilogrammo di aria
 - **umidità assoluta**: grammi di vapore per metro cubo di aria
 - **umidità relativa**: rapporto tra la quantità di vapore presente nella massa d'aria e la quantità massima di vapore che, a parità di temperatura, la massa d'aria può contenere

177

SLIDE

L'**umidità** dell'aria rappresenta la quantità di vapore acqueo contenuto nell'atmosfera, potendo variare da un valore basso per l'aria secca fino ad un massimo per quella satura.

Secondo la prassi dei servizi meteorologici, può essere resa come:

- **umidità specifica**, in grammi per chilogrammo di aria;
- **umidità assoluta**, in grammi per metro cubo d'aria;
- **umidità relativa UR**, espressa in percentuale, e definita come il *rapporto tra la quantità reale di vapore d'acqua che contiene una massa d'aria e la quantità di vapore d'acqua che conterrebbe se fosse satura, a parità di temperatura e pressione*. Quando questo rapporto è uguale ad uno, l'UR è pari al 100% e la massa d'aria si dice, per l'appunto, **satura**.

- classificazione in base al processo di formazione
- nebbie da raffreddamento
 - nebbia da irraggiamento
 - nebbie da avvezione e da trasporto
 - nebbie da sollevamento o scorrimento ascendente
- nebbie da evaporazione
 - nebbie frontali
 - nebbie di vapore
 - nebbie da mescolanza

178

SLIDE

Poiché diverse sono le vie per giungere alla saturazione dell'aria, altrettanti saranno i tipi di nebbia che ne deriveranno; avremo così:

- **nebbie da raffreddamento**, che possono, a loro volta, essere il risultato di tre distinti processi: irraggiamento, avvezione; *sollevamento o scorrimento ascendente*;
- **nebbie da evaporazione** tra cui le *nebbie frontali* e le *nebbie di vapore*;
- **nebbie da mescolanza**, causate dal mescolarsi di aria fredda con aria calda ad elevata umidità relativa. Se la temperatura del miscuglio risulta inferiore a quella del punto di rugiada e se ciò si verifica nelle immediate vicinanze del suolo, si ha formazione di nebbia.

NEBBIA DA IRRAGGIAMENTO

- prevalentemente durante la notte o all'alba
 - spessore sottile (ordine del centinaio di metri)
 - spesso in forma di **banchi**
- in presenza di cielo sereno con aria umida e calma
- condizioni favorevoli per **inversione termica al suolo**
 - di notte il suolo irradia calore nello spazio, non compensato da radiazione solare diretta
 - forte abbassamento temperatura del suolo: la temperatura è inferiore rispetto a quella in quota
 - la bassa temperatura provoca saturazione

179

SLIDE

La causa della formazione delle **nebbie da irraggiamento** va, il più delle volte, ricercata in un forte raffreddamento del suolo, tipico, ad esempio, delle notti invernali più serene. Al calare del sole e in assenza di nubi, il calore, accumulatosi durante il giorno, viene rapidamente disperso nello spazio sotto forma di radiazione infrarossa, provocando un veloce abbassamento della temperatura del suolo.

Anche gli strati di aria più prossimi al terreno, subendo l'influenza di questo raffreddamento, diventano più freddi di quelli immediatamente sovrastanti; si crea così la cosiddetta **inversione termica**, cioè un particolare andamento della temperatura troposferica che, invece di mostrare una diminuzione continua dal livello zero fino al limite della tropopausa, presenta un'iniziale aumento, seguito poi da una brusca discontinuità, che segna il ristabilirsi del naturale andamento decrescente.

L'aria intrappolata in questa inversione viene raffreddata fino al raggiungimento del suo punto di rugiada. In alcune località, come nelle zone urbane e industriali del nord Italia, il processo può venire favorito dall'abbondante presenza di particelle solide igroscopiche, attorno alle quali "si attacca" la goccia in formazione.

NEBBIA DI FONDO VALLE



Lo strato di nebbia persiste finché dura l'inversione termica, che, di fatto, impedisce il rimescolamento degli strati atmosferici alle varie altezze.

La nebbia da irraggiamento, che, per com'è stata descritta viene anche chiamata **da effetto tramonto**, risulta soprattutto associata alle fredde giornate di bel tempo (alta pressione, quindi assenza di nubi), facilmente riscontrabili durante la stagione invernale.

Solo in presenza di un sufficiente irraggiamento solare (o di un riscaldamento dovuto all'effetto serra conseguente ad un'aumentante copertura nuvolosa), l'inversione viene distrutta ed il vapore comincia lentamente ad alzarsi, dando vita a nubi stratiformi di altezza crescente, fino alla completa dispersione nell'atmosfera.

Tuttavia, i primi raggi solari, ancora troppo deboli per vincere l'inversione, avranno l'opposto effetto di peggiorare la visibilità: l'evaporazione dell'umidità del suolo andrà, infatti, ad arricchire di umidità lo strato di inversione, con conseguente ricondensazione del vapore e rinforzo della preesistente nebbia (si parla in questo caso di **effetto alba**).

Ma l'inversione può essere causata anche dalla presenza di una massa stabile di aria fredda che, per esempio intrappolata in un fondovalle, viene riscaldata solo successivamente rispetto alla sovrastante atmosfera. Nelle prime ore del mattino, quindi con tipico meccanismo da *effetto alba*, l'umidità che ricondensa, intrappolata nell'inversione, genera una **nebbia di fondo valle**.

NEBBIA DA AVVEZIONE

- **avvezione** indica spostamento orizzontale dell'aria
 - necessaria presenza di vento
- aria calda e umida si sposta su superficie fredda
- la bassa temperatura provoca saturazione dell'aria
 - nebbia con spessore fino a qualche centinaio di metri
 - maggiore persistenza rispetto a irraggiamento
- due specie di nebbie da avvezione
 - **nebbie marittime**: aria da zona calda di terra verso zona fredda di mare aperto (nebbie oceaniche)
 - **nebbie costiere**: aria da zona calda marittima verso terraferma fredda (nebbie lacustri)

181

SLIDE

Le **nebbie da avvezione** si producono quando aria calda e umida, spostandosi orizzontalmente, giunge a contatto di una superficie fredda; la sua temperatura inizia quindi a diminuire e, se diviene inferiore al punto di rugiada, si forma la nebbia.

Vengono ulteriormente distinte in **nebbie marittime** (è il caso di una massa d'aria che si sposta da una zona calda verso una zona fredda oceanica) e **nebbie costiere** (quando aria marittima relativamente calda viene a contatto della superficie fredda della terraferma); anche distese d'acqua di poca importanza, come i nostri laghi, possono dare luogo a nebbie costiere.

ALTRE NEBBIE
DA RAFFREDDAMENTO

- **nebbia da trasporto**
 - si forma in zone propizie ed è poi trasportata dal vento
- **nebbia da sollevamento**
 - anche detta di pendio o scorrimento ascendente
 - aria umida in risalita lungo un pendio
 - aria si raffredda adiabaticamente al punto di rugiada
 - condensazione provoca formazione di Strati
 - Strati toccano il suolo in un punto del pendio
 - oltre il punto il pendio è interessato da nebbia
 - con pendenze poco accentuate, nebbia anche molto estesa

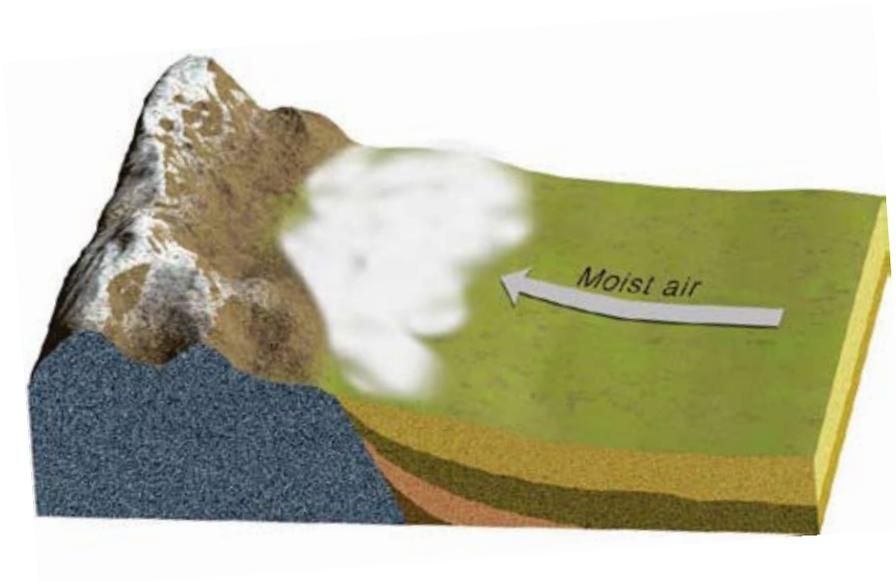
162

SLIDE

Ultimo caso di raffreddamento, le **nebbie da sollevamento**, vengono generate da un particolare movimento verticale dell'aria, detto anche di *scorrimento ascendente*: se le masse d'aria in movimento risalgono un pendio, si raffreddano adiabaticamente, raggiungendo, ad un certo livello, il punto di rugiada.

Si forma così una distesa di nubi stratiformi, che incontra il suolo in un punto, oltre il quale il terreno si trova coperto di nebbia; se la pendenza è poco accentuata, la zona interessata dalla nebbia può essere anche molto estesa.

NEBBIE DA PENDIO



163

SLIDE

Il meccanismo delle **nebbie da pendio** è sostanzialmente analogo a quello di formazione delle nubi: se una massa d'aria scorre lungo il pendio, il raffreddamento adiabatico genera strati di nubi basse lungo il pendio stesso.



NEBBIE DA EVAPORAZIONE

- **nebbia frontale**
 - associata al passaggio di un fronte caldo
 - evaporazione precipitazioni in sottostante aria fredda
 - aggiunta di vapore provoca saturazione dell'aria fredda
 - formazione di nebbia pre-frontale
 - può interessare zone molto estese per lungo tempo
- **nebbia di vapore**
 - aria fredda si sposta su superficie di acqua più calda
 - il vapore condensa nell'aria fredda sovrastante
 - effetto di "mare fumante"
 - durata e persistenza inferiore alle nebbie da avvezione

165

SLIDE

Anche le **nebbie da evaporazione** possono derivare da un fenomeno di avvezione di aria fredda su una superficie d'acqua relativamente calda; salendo nell'aria fredda, il vapore sottostante si condensa e, generalmente, si ha l'impressione di vedere l'acqua "fumare".

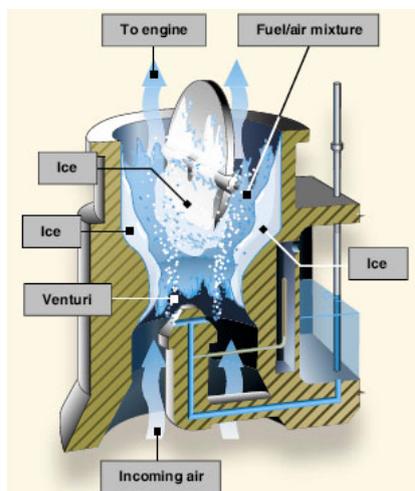
Pure le precipitazioni di un fronte caldo, evaporando nella sottostante aria fredda, ne possono determinare una soprassaturazione abbastanza rapida e formare, quindi, della nebbia che, trovandosi davanti al fronte, verrà per l'appunto detta **nebbia frontale**.

Temporanee ma repentine diminuzioni della visibilità sono invece quelle riconducibili ad una sorta di *effetto alba*, che origina le cosiddette **nebbie di vapore**: i primi raggi del sole nascente, provocando l'evaporazione dell'umidità depositatasi nella notte, arricchiscono in vapore i freddi, bassi strati atmosferici, fino al raggiungimento della condizione di saturazione. All'occhio di un osservatore, "colonne" di vapore sembrano dunque innalzarsi verso il cielo, con l'effetto di un consistente abbassamento della visibilità.



ICING

CONTAMINAZIONE DA GHIACCIO: ICING IN ARIA CHIARA



- formazione di **ghiaccio al carburatore**
- aria aspirata si espande raffreddandosi
- benzina evapora e sottrae calore all'aria
- formazione di **ghiaccio brinoso** se aria scende al punto di brina del vapore
- ghiaccio diminuisce sezione di aspirazione
 - diminuzione potenza del motore
 - aumento del ghiaccio in caso di pioggia
- **rimedi:**
 - termometro per temperatura carburatore
 - dispositivo riscaldamento del carburatore
 - inserirlo comunque in prossimità di 0°C

187

SLIDE

Con il termine **icing** si indica *la formazione di un deposito di ghiaccio* (fenomeno indicato anche con il termine *contaminazione*) *su di un aeromobile in volo (nelle nubi o in aria chiara) o a terra.*

Il ghiaccio può rivelarsi molto pericoloso, se non si conoscono in modo preciso le condizioni in cui si può verificare ed i mezzi per evitarlo o per combatterne gli effetti.

Tralasciando i processi di formazione di ghiaccio meno pertinenti per il volo VDS o VFR in genere (in volo nelle nubi o su aeromobili a terra, lasciati esposti alle intemperie in particolari condizioni di temperatura prossima a 0°C), vi è una specie di ghiaccio più insidiosa in quanto sfugge all'osservazione visiva e perché può verificarsi in aria chiara (ossia in atmosfera serena), anche a temperature molto al di sopra dello zero: *il ghiaccio al carburatore.*

Ogni carburatore si comporta come una piccola macchina frigorifera: l'aria aspirata subisce un'espansione, raffreddandosi di qualche grado, ed anche la benzina, per evaporare, deve sottrarre calore all'aria con la quale si mescola. Ne risulta un notevole abbassamento della temperatura; se nel carburatore entra dell'aria umida, questa può raffreddarsi sotto i 0°C e, nel medesimo tempo, al di sotto del punto di brina del vapore acqueo.

ICING IN ARIA CHIARA: GHIACCIO AL CARBURATORE



188

SLIDE

Il ghiaccio si va quindi a depositare sulle pareti della presa d'aria in prossimità degli spruzzatori; essendo diminuita la sezione di aspirazione, questo equivale ad una chiusura della farfalla, portando di conseguenza ad una diminuzione della potenza del motore. Se l'aereo dovesse attraversare una zona di pioggia, la quantità di ghiaccio che si potrebbe formare sarebbe ancora maggiore.

La formazione di ghiaccio determina sempre una diminuzione della pressione d'alimentazione; ci si può rendere conto della cosa se l'aereo dispone di un indicatore per questa pressione. Tuttavia lo strumento più utile è un termometro che misuri la temperatura del carburatore; dal momento in cui scende verso 0°C, è opportuno inserire il dispositivo di riscaldamento del carburatore stesso, se esiste, quale che sia la temperatura esterna.

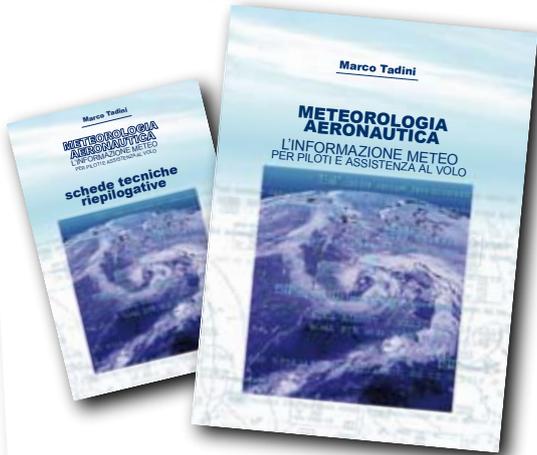
**EDIZIONE
AGGIORNATA**
• nuove norme ICAO
• nuovi capitoli

www.ufficiometeo.it

Marco Tadini

METEOROLOGIA AERONAUTICA

L'INFORMAZIONE METEO
PER PILOTI E ASSISTENZA AL VOLO



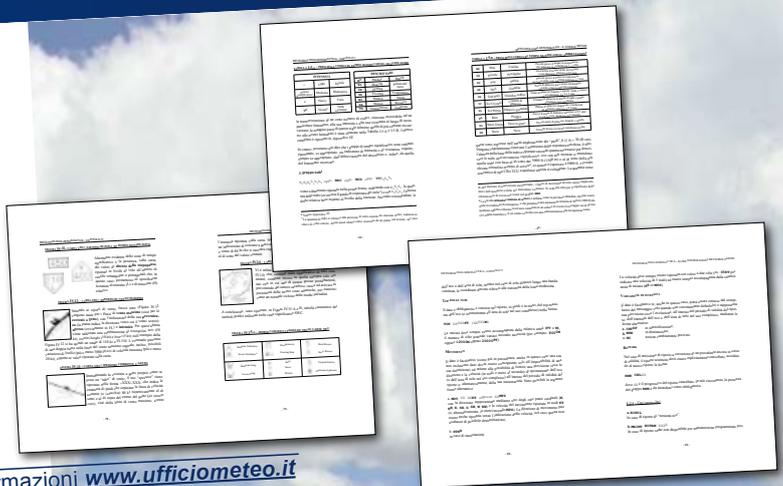
Marco Tadini, laureato in Fisica, già Ufficiale del Genio Aeronautico ruolo fisici, dal '91 è Meteorologo presso l'ENAV S.p.A. Ha partecipato alle attività del Programma Nazionale di Ricerche in Antartide, operando come Meteorologo nella base antartica italiana di Baia Terra Nova. Docente di Meteorologia in aero club e scuole di volo, è collaboratore della Federazione Italiana Volo Ultraleggero e delle riviste Aviazione Sportiva e Volando.

La meteo: croce e delizia di ogni pilota. Chi vola o si occupa di far volare, non può prescindere dalla conoscenza della meteo e dei suoi bollettini: METAR, SPECI, TAF, SIGMET, AIRMET. Se questi termini vi suonano nuovi o, peggio, risvegliano in voi ancestrali paure, è giunto il tempo di aprire questo libro e lasciarsi guidare, passo passo, nella loro comprensione. Marco Tadini, meteorologo professionista, ci prende per mano non dando nulla per scontato; ogni aspetto è spiegato in modo conciso e chiaro, con uno stile grafico di immediata comprensione, tanto da rendere questo manuale una specie di breviario da tenere sempre a portata di mano, pronto a rinfrescarci la memoria davanti a qualunque dubbio interpretativo. Una guida pratica perché il cielo ci sia sempre amico.

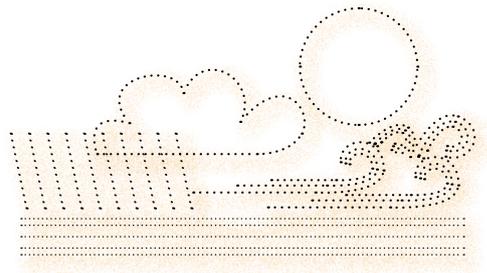
2 VOLUMI: MANUALE + SCHEDE TECNICHE RIEPILOGATIVE
OLTRE 200 PAGINE CON QUESTIONARI INTERMEDI E FINALE DI AUTOVALUTAZIONE

**TUTTI I DETTAGLI
PER UN CORRETTO
BRIEFING METEOROLOGICO
AERONAUTICO**

- **BOLLETTINI** di osservazione METAR e di previsione TAF
- **AVVISI** di sicurezza AIRMET e SIGMET
- **CARTE** meteo aeronautiche
- Altre **INFORMAZIONI** meteo specifiche per l'**AVIAZIONE GENERALE E SPORTIVA**



Edito in Self Publishing: per maggiori informazioni www.ufficiometeo.it
ISBN 978 88-904177-0-2 (ISBN schede 978 88-904177-1-9)



E-BOOK

Senza fini di lucro. Il contenuto può essere distribuito e usato per finalità didattiche e divulgative citando la fonte. Sono vietati l'utilizzo e la diffusione a fini commerciali.