

Capitolo 2

Atmosfera e circolazione

2.1 L'ATMOSFERA VISTA IN VERTICALE

La Terra è uno sferoide con raggio medio di 6370 km che si muove ad una velocità di circa 30 km s⁻¹ nel tenuissimo **plasma interplanetario**, avvolta dalla propria **atmosfera**, fluido composto da un miscuglio di gas che è concentrato per il 90% in peso nei primi 16 km di altezza ma che risulta ancora presente, seppur in forma assai rarefatta, fino a circa 10 raggi terrestri (60.000-70.000 km di quota). A tali altezze l'atmosfera non è più trattenuta dal **campo gravitazionale**, ormai assai debole, ma dal **campo magnetico terrestre**, il quale dà origine alle **fasce di Van Allen** nelle quali vengono intrappolate le particelle ionizzate.

L'atmosfera può essere suddivisa in omosfera ed eterosfera. L'**omosfera** è lo strato atmosferico compreso fra la superficie ed i 100 km di quota e viene così definita perché in essa i gas mantengono proporzioni costanti, le stesse riscontrabili al suolo. Al contrario nello strato superiore (**eterosfera**) i gas sono in proporzioni variabili, con predominanza di Ossigeno molecolare fra 100 e 130 km, di Azoto e Ossigeno atomici fra 130 e 1100 km e di Idrogeno ed Elio oltre 1100 km.

Tabella 2.1 - caratteristiche di densità e pressione dell'omosfera.

	quota (km)	Densità (kg/m ³)	Pressione(hPa)
90% in peso in 16 km	0	1	1000
	16	0.1	100
10% in peso in 77 km	31	0.01	10
	47	0.001	1
	62	0.0001	0.1
	78	0.00001	0.01
	93	0.000001	0.001

La **troposfera** è la regione atmosferica in cui si verificano i principali fenomeni meteorologici. Lo spessore della troposfera è legato alle quantità d'energia disponibili in atmosfera alle diverse latitudini e nelle diverse stagioni, per cui è più spessa alle basse latitudini rispetto alle alte (l'altezza media è di 5-6 km del polo e di 15 km all'equatore) e nella stagione estiva rispetto a quella invernale (alle nostre latitudini l'altezza media è di 12 km in estate e di 8 km in inverno).

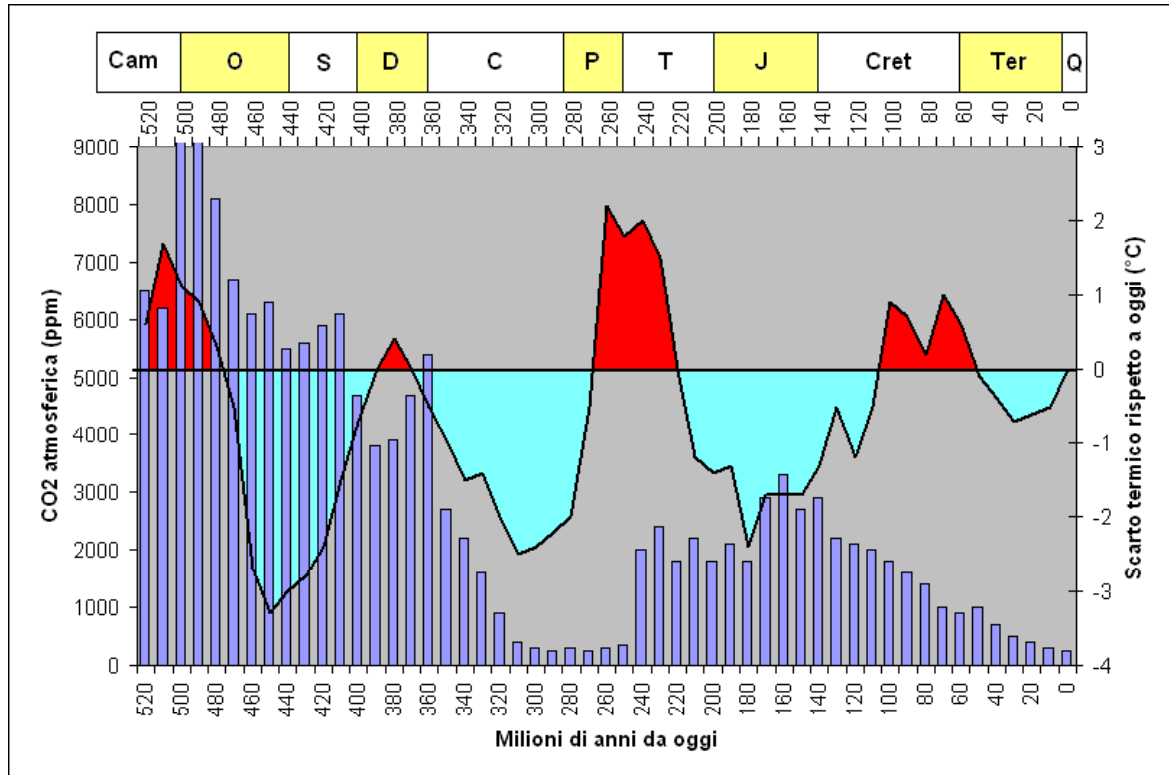


Figura 2.1 – il diagramma a barre riferito all’asse delle ordinate sulla destra indica la concentrazione atmosferica di CO₂ nel periodo compreso fra 520 milioni e 2 milioni di anni orsono; il diagramma a linee mostra invece la temperatura dei mari tropicali (legenda: Cam= Cambriano; O= Ordoviciano; S= Siluriano; D= Devoniano; C= Carbonifero; p= Permiano; T= Triassico; J= Gurassico; Cret=Cretaceo; Ter= Terziario; Q= Quaternario). I livelli di CO₂ sono tratti da da Alistair et al. (2005) e sono basati su dati provenienti dal modello GEOCARB 3 e riportati in Berner e Kothavala. Le temperature dei mari tropicali sono state ricavate analizzando il tenore di O₁₈ in gusci calcarei di conchiglie (Veizer et al., 2000).

La troposfera ha uno spessore infimo (se la Terra fosse una sfera di 2 m di diametro lo spessore della troposfera sarebbe di 1 mm) e risulta in continuo movimento, con due tipi di moti caratteristici:

- moti orizzontali (dai moti a scala planetaria a quelli su aree molto ridotte come le brezze);
- moti verticali ascendenti e discendenti (da moti su estensioni molto ampie – es: grandi aree cicloniche ed anticicloniche – a moti su aree molto ridotte come quelli che portano alla formazione dei cumuli isolati).

Salendo nella troposfera dal suolo si può distinguere un primo strato detto **strato limite planetario** (in inglese Planetary Boundary Layer - PBL) il cui spessore medio è di circa 1000-1500 m e che è sovrastato dalla libera atmosfera.

Lo strato limite è quello stato di atmosfera che è influenzato in modo sensibile dalla superficie sottostante.

Il concetto di strato limite è di vasto impiego in micrometeorologia per cui ad esempio una foglia influenza l’atmosfera circostante per alcuni centimetri (strato limite fogliare). Se invece si prende una singola pianta erbacea lo strato influenzato andrà da alcuni decimetri ad alcuni metri mentre nel caso di una intera canopy lo strato limite si estenderà per parecchi metri al di sopra di essa. Se dalla canopy si passa ad un territorio esteso o all’intero pianeta entra in gioco il concetto di PBL.

Al di sopra della troposfera vi sono la **stratosfera** (fino a circa 50 km di altezza), la mesosfera (da 50 a 80 km) e la **termosfera**, altresì indicata come ionosfera per la presenza di particelle ionizzate. Le superfici di separazione fra i diversi strati sono dette rispettivamente tropopausa,

stratopausa e mesopausa e sono caratterizzate fra l'altro da un sensibile cambiamento nel gradiente termico verticale.

2.2 La composizione atmosferica

L'aria è il miscuglio di gas nelle proporzioni riscontrabili nell'atmosfera terrestre, avente peso molecolare medio di 28.96 e proporzioni riportate nella tabella 2.2.

Tabella 2.2 - composizione percentuale media dell'atmosfera (percentuale in volume)

		Percentuale in volume (*)	Concentrazione pre-industriale (1760)	Ruolo
Gas in proporzioni fisse	Azoto	78.08 %		Elemento chiave del ciclo dell'azoto, componente fondamentale della materia vivente
	Ossigeno	20.95 %		Componente della materia vivente, implicato nella fotosintesi e nella respirazione
	Argon	0.93 %		-
	Gas in traccia	< 1%		-
Gas in proporzioni variabili	Anidride Carbonica	370 ppm		Elemento chiave del ciclo del carbonio, implicato nella fotosintesi e nella respirazione
	Vapore Acqueo	0 - 4%	278 ppm	Componente della materia vivente, implicato nella fotosintesi e nella respirazione, vettore energetico in atmosfera, elemento chiave del ciclo dell'acqua
	Metano	1.725 ppm	0.700 ppm	Elemento del ciclo del carbonio
	Ossido nitroso	0.314 ppm	0.270 ppm	Elemento del ciclo dell'azoto

(*) 1 ppm=0.0001%

Come si evidenzierà più ampiamente nel procedere del testo, i gas di maggior interesse a fini meteorologici sono quelli presenti in proporzioni variabili (vapore acqueo e anidride carbonica in particolare).

Il vapore acqueo è di gran lunga il più importante gas per il sistema climatico ed il suo ruolo è legato anzitutto al fatto che i cambiamenti di stato dell'acqua sono associati a rilevanti trasferimenti d'energia. Infatti l'acqua assorbe 335 J/g (80 cal/g) nel processo di fusione e 2470 J/g (590 cal/g) nel processo d'evaporazione¹ mentre quantità analoghe d'energia sono liberate nei processi inversi (condensazione e solidificazione).

In virtù di ciò **l'acqua costituisce il principale vettore dei trasferimenti d'energia nell'atmosfera terrestre** in quanto, arricchendosi di vapore acqueo, accumula **lentamente** enormi quantità d'energia su grandi superfici (oceani, laghi, aree coperte da vegetazione, ecc.) **senza variare di molto la propria temperatura**²; la liberazione di tale energia avviene poi

¹ Il valore del calore latente di evaporazione qui riportato è riferito a 15°C.

² Priestley (1966), segnalò che le temperature di superficie su territori ricchi d'acqua sono limitate per effetto dell'azione dell'evapotraspirazione, che limita in modo considerevole la cessione di energia all'atmosfera in forma di calore sensibile (si veda in proposito il capitolo dedicato alla micrometeorologia). In particolare Priestley in base all'analisi di dati climatici a livello mondiale identificò una temperatura limite superiore di 33-34°C per le terre emerse coperte da vegetazione ben rifornita d'acqua ed una temperatura limite superiore di circa 30°C per la superficie degli

rapidamente e in modo concentrato su superfici relativamente ridotte e poste anche molto lontano dai luoghi di accumulo, nelle zone su cui si manifestano le perturbazioni, con condensazione del vapore acqueo in nubi e idrometeore e **forti variazioni della temperatura delle masse d'aria**.

L'**acqua nell'atmosfera** è presente allo stato **solido, liquido, gassoso e sopraffuso**. L'acqua allo **stato solido** cristallizza nel sistema esagonale in forma di sottilissimi **aghi** (di dimensione dell'ordine della decina di micron) o di **piastrine** o di combinazioni di queste forme. Ad esempio le nubi alte (cirri) sono composte di aghi e piastrine mentre i fiocchi di neve sono aggregati di aghi e piastrine, spesso con ramificazioni stellari.

L'acqua allo **stato liquido** è in forma di goccioline sferiche con dimensioni dell'ordine della decina di micron, che vanno a costituire le **nebbie** e le **nubi basse o medie** (strati, cumuli, altostrati, altocumuli) e la parte inferiore e mediana di **nubi a forte sviluppo verticale** (cumuli imponenti, cumulonembi).

In assenza di nuclei di condensazione le goccioline possono restare liquide fino a -40°C (**stato sopraffuso**). Se le goccioline in tale stato urtano un oggetto congelano immediatamente, fenomeno che si verifica ad esempio sulle ali degli aereogetti.

La **crescita dei granuli di ghiaccio** può avvenire in 2 modi:

1. **crescita asciutta**: ha luogo nella parte alta delle nubi, ove le temperature sono molto basse e sono presenti goccioline sopraffuse molto piccole, per cui il calore latente frutto del congelamento viene disperso rapidamente; a causa di ciò le goccioline congelano assai rapidamente inglobando molta aria, per cui si ha la formazione di ghiaccio poroso e opaco.
2. **crescita umida**: ha luogo nella parte bassa della nube ove le temperature sono solo di pochi $^{\circ}\text{C}$ sotto lo 0 e sono presenti molte goccioline sopraffuse, per cui il calore latente di congelamento viene disperso lentamente; per tale ragione parte dell'acqua resta liquida e viene spazzata via da vento, con produzione di ghiaccio compatto e trasparente.

Le correnti ascensionali violente presenti nelle nubi temporalesche fanno sì che un granulo ritorni in quota più volte con alternanza di crescita umida ed asciutta; ciò giustifica l'alternanza di strati opachi e strati trasparenti nei chicchi di grandine visti in sezione.

2.3 Il profilo verticale dei gas in proporzioni variabili

L'acqua ha peso atomico 18 mentre l'anidride carbonica ha peso molecolare 44; nonostante il maggior peso molecolare l'anidride carbonica risulta ben rimescolata in virtù dell'attività convettiva che provvede a distribuirla omogeneamente in tutta la troposfera mentre al contrario il vapore acqueo risulta invece distribuito in modo assai disomogeneo. Infatti la concentrazione massima in aria (pressione di vapore saturo) del vapore acqueo dipende fortemente dalla temperatura, la quale diminuisce assai rapidamente con la quota. Di conseguenza gran parte del vapore acqueo si trova concentrata nel boundary layer, per cui i corpi nuvolosi in grado di produrre precipitazioni debbono attingere da tale strato il vapore acqueo. E' quello che fanno i cumulonembi dei temporali, che sono frutto di convezione verticale, e gli strati dei fronti caldi, che sono invece frutto della cosiddetta convezione obliqua.

Il boundary layer a sua volta si arricchisce di vapore acqueo per trasporto verticale o avvezione da superfici liquide evaporanti (mari, laghi, ecc.) o da vegetazione in attiva traspirazione. La mancanza di fonti di umidità è alla base della scarsa piovosità delle aree continentali più interne o delle zone protette da gradi catene montuose, ove sono frequenti i deserti.

Il ruolo del vapore acqueo e degli altri gas che partecipano all'effetto serra verrà invece discusso nel capitolo 5 (bilancio radiativo).

oceani. Si tratta di informazioni interessanti in quanto mostrano l'effetto mitigante sulle temperature di superficie svolto dalle superfici vegetate.

2.5 IL PULVISCOLO ATMOSFERICO

Per **pulviscolo atmosferico** o **particolato**, o **polveri sospese** si intende l'insieme dei componenti atmosferici di tipo liquido o solido. Il particolato rimane sospeso in aria e la sua concentrazione diminuisce rapidamente con la quota, tanto che la maggior parte è concentrata nei primi 1000-1500 metri al di sopra del suolo, nel cosiddetto strato limite planetario; la quantità e qualità del pulviscolo è assai variabile da luogo a luogo.

Il pulviscolo atmosferico è in genere classificato in base alla propria dimensione. Il pulviscolo con diametro inferiore a 100 micron di diametro viene definito **aerosol**, in quanto si tratta di particelle aerodinamicamente stabili e che si depositano solo lentamente (in senso stretto un aerosol non è rappresentato solo dalle sole particelle ma rappresenta il sistema colloidale composto dal gas atmosferico e dalle particelle).

Il pulviscolo atmosferico può essere prodotto direttamente nell'atmosfera (es: aerosol di solfati) oppure rilasciato dalla superficie terrestre. Con riferimento a quest'ultimo si possono ricordare:

1. il pulviscolo prodotto dall'azione del vento sul terreno;
2. il pulviscolo prodotto da eruzioni vulcaniche;
3. il pulviscolo prodotto da incendi;
4. il pulviscolo marino prodotto dall'azione del vento sulla superficie del mare: l'acqua salata spruzzata via dalle creste delle onde evapora e arricchisce l'atmosfera di granuli di sale microscopici;
5. il pulviscolo marino prodotto dall'azione di organismi viventi: gli autotrofi marini e in particolare le alghe verdi-azzurre unicellulari producono ossigeno e altri gas, causando la formazione di bolle le quali esplodono in superficie, arricchendo l'atmosfera di pulviscolo salino;
6. il pulviscolo di origine antropica, prodotto dalle diverse attività umane (industrie, trasporti, edilizia, agricoltura, ecc.).

Il ruolo ecologico del pulviscolo è enorme in quanto necessario perché si abbiano le precipitazioni. In fatti il pulviscolo atmosferico ed in particolare il pulviscolo ultrafine può servire come parte centrale dei nuclei di condensazione attorno ai quali possono crescere le gocce nelle nubi, le quali a loro volta possono aggregarsi dando origine a gocce di diametro sufficiente a cadere al suolo come pioggia. Come nuclei di aggregazione delle molecole d'acqua, i granuli di pulviscolo atmosferico risultano più o meno efficaci in funzione di diametro, forma e caratteristiche fisico – chimiche; in particolare giocano un ruolo essenziale le doti di igroscopicità. Il pulviscolo atmosferico dovrebbe essere studiato con grande attenzione in quanto fenomeni naturali come le eruzioni vulcaniche e le attività umane sono in grado di alterare anche profondamente le sue caratteristiche e la efficacia. Ad esempio in occasione dei grandi incendi estivi che colpirono il Portogallo nel 2003, studiosi del CNR di Bologna (Cattani et al., 2004) evidenziarono che il pulviscolo idrofobo prodotto dalla cenere degli incendi aveva avuto un effetto negativo sulle precipitazioni che hanno interessato l'area nel periodo successivo.

2.6 LA CIRCOLAZIONE GENERALE

Quando si parla di sistema climatico viene spontaneo pensare all'atmosfera, ambito che di per sé riserva non poche difficoltà conoscitive poiché si tratta del fluido turbolento assai complesso. Sfugge invece ai più che la complessità del sistema climatico è ancora più elevata poiché l'atmosfera è solo una parte, e cioè un sottosistema, del sistema clima, di cui le altre parti sono rappresentate dagli oceani (ivi compresi i ghiacci oceanici) e dalle terre emerse (con le aree forestali, i ghiacciai, i deserti, le aree coltivate, i corsi d'acqua e le falde).

In sostanza tutto il pianeta partecipa al sistema climatico, le cui principali variabili guida³ sono le variabili astronomiche, quelle cioè che in ultima analisi determinano la quantità di energia solare che raggiunge il pianeta e che scatena una valanga di effetti fisici (venti, correnti oceaniche, ecc.) e biologici (fotosintesi, con l'attivazione di tutte le catene alimentari che dipartendosi dalle piante forniscono materia ed energia a tutti gli esseri viventi). Tale meraviglioso sistema ha le sue radici nell'energia solare in quanto la Terra è un sistema chiuso che con l'esterno scambia energia e informazione ma non materia (Peixoto e Oort, 1992).

Se dunque dovessimo incontrare l'abitante di un altro pianeta, per ricapitolare in sintesi le peculiarità del nostro pianeta potremmo certamente dirgli che:

- dal punto di vista fisico, la Terra fa parte del sistema solare e la quantità di energia solare che mediamente giunge al confine esterno della nostra atmosfera, la cosiddetta costante solare, è di 1372 Watt su un metro quadrato di superficie perpendicolare ai raggi solari.
- dal punto di vista biologico, la vita è fondata sul carbonio e l'acqua vi gioca un ruolo fisico e biologico enorme.

2.7 Lo scopo del sistema climatico

La superficie del nostro pianeta riceve ogni anno dal Sole una quantità enorme di energia. Tuttavia esiste un sostanziale squilibrio nella ripartizione di tale energia, di cui il 68% giunge nella fascia compresa fra 45°N e 45°S mentre il restante 32% giunge al di fuori di tale fascia. Questo enorme squilibrio, se non adeguatamente compensato, darebbe luogo a condizioni assai poco adatte alla vita, con temperature elevatissime nella fascia intertropicale e bassissime alle latitudini medio-alte.

La compensazione avviene per l'80% attraverso la circolazione atmosferica e per il restante 20% attraverso quella oceanica.

La terra è un sistema chiuso nel senso che con lo spazio scambia energia (in forma di radiazione) e non materia. Da ciò deriva che i flussi energetici da e verso l'esterno sono di grande interesse per comprendere il comportamento del sistema climatico. Gli scambi medi in atto alle diverse latitudini sono riportati nel grafico in figura 2.2. Da tale grafico si possono cogliere i seguenti aspetti:

1. il forte scompenso fra radiazione in arrivo alle diverse latitudini
2. l'assai maggiore regolarità dell'emissione, frutto del trasporto latitudinale attuato tramite la circolazione atmosferica e oceanica, che è un vero e proprio "sistema di condizionamento" del nostro pianeta. Ad esempio al polo nord giungono mediamente solo 50 W m^{-2} dal Sole mentre ne vengono emessi ben 200 verso lo spazio mentre al contrario nella fascia equatoriale entrano 320 W m^{-2} e ne escono 260.

Dal grafico si coglie inoltre che l'emissione media del pianeta è di 235 W m^{-2} che secondo la legge di Stefan Boltzmann (cap. 3) è l'emissione media di un corpo nero a -19°C , valore di temperatura riscontrato ad una quota di circa 5500 m di altezza. Il fatto che in superficie si abbia un molto più gradevole $+14^\circ\text{C}$ si deve all'effetto serra.

³ *Le variabili guida (driving variables) sono variabili che influenzano un sistema senza esserne influenzate.*

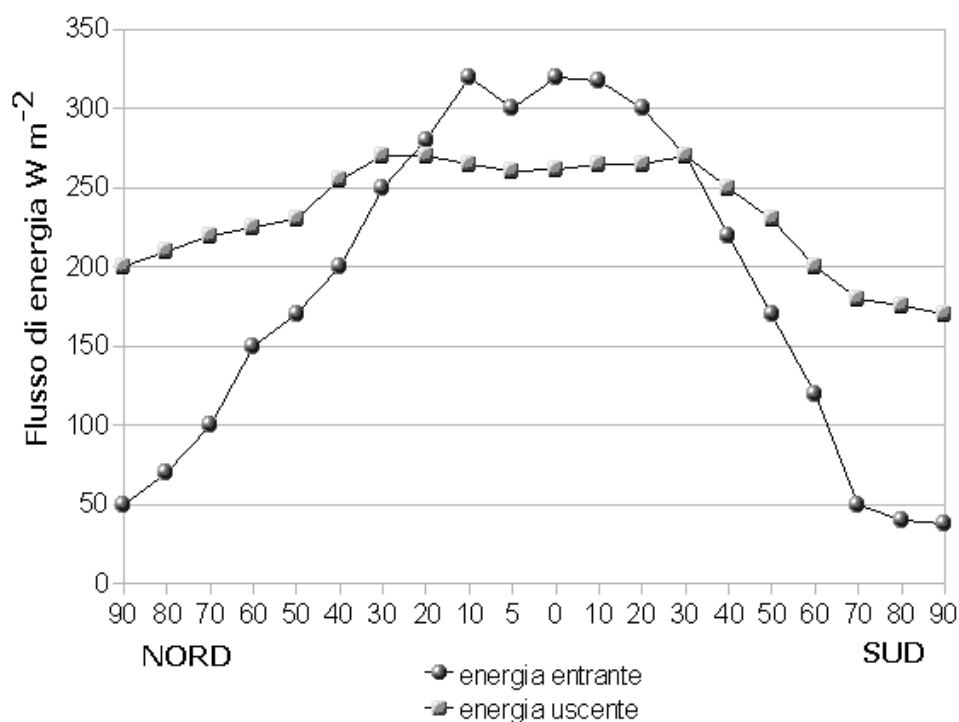


Figura 2.2 – Energia entrante (di origine solare) e energia uscente (emissione terrestre) alle diverse latitudini.

In particolare il flusso di energia che ogni anno transita al 45° parallelo diretto verso Nord è stimato in $1.3 \cdot 10^{23}$ Joule, che corrispondono a 10.500 miliardi di tonnellate di petrolio. Si tratta di una quantità di energia enorme e pari a circa 1500 volte i consumi energetici globali annui dell'umanità, stimabili in 7 miliardi di tonnellate di petrolio. Questi dati mostrano un elemento chiave per la nostra trattazione e cioè il fatto che le attività umane sono ancor oggi accreditate di flussi di materia ed energia di gran lunga inferiori rispetto a quelli naturali⁴.

Da non trascurare è inoltre lo strettissimo legame esistente fra clima ed entità biologiche. I viventi sono da un lato soggetti al clima (ad esempio ogni specie vegetale può svilupparsi solo in un determinato intervallo di temperature e piovosità, per cui ad esempio sulle montagne alpine non è di norma possibile reperire il faggio ad altitudini inferiori a 800 m e con piovosità inferiori ai 1000 mm annui) e dall'altro agiscono a loro volta attivamente sul clima, influenzando ad esempio la composizione atmosferica e l'albedo. L'ossigeno, che rappresenta il 21% in volume dell'atmosfera, è infatti frutto dell'azione dei vegetali che tramite la fotosintesi spezzano la molecola dell'acqua producendo questo gas essenziale per la respirazione degli organismi aerobici. Sensibile è anche l'effetto degli esseri viventi sull'albedo, e cioè sulla quantità di energia solare riflessa dal pianeta: aree con vegetazione verde riflettono il 20-35% dell'energia solare in arrivo, contro il 95% della neve fresca ed il 5% del mare.

2.8 Fenomeni meteorologici e ruolo centrale delle scale

Meteorologi e climatologi sono chiamati a studiare fenomeni enormi, come i grandi anticicloni o le grandi depressioni, e fenomeni piccolissimi come le microturbolenze della cui esistenza ci

⁴ Un caso simile è costituito dalle emissioni umane di anidride carbonica quantificate in 7.5 GTC (miliardi di tonnellate di carbonio) e che rappresentano solo il 2,5% del quantitativo che ogni anno viene assorbito dagli ecosistemi terrestri e dagli oceani.

accorgiamo ad esempio osservando il fumo di una candela. Per fare ciò applicano un concetto indispensabile, quello di scala, senza il quale sarebbe assai più arduo indagare l'atmosfera ed il sistema climatico.

Per giungere ad apprezzare il concetto di scala occorre richiamarsi al ruolo essenziale del sistema climatico nel riequilibrio energetico globale. Tale ruolo tuttavia emerge anche in fenomeni assai più piccoli e tuttavia importanti per la vita dell'uomo e degli altri esseri viventi che compongono l'ecosistema. Si pensi ad esempio al riequilibrio energetico fra il lato al sole ed il lato in ombra di una valle, fra un ghiacciaio e le aree circostanti libere da neve, fra un lago ed i territori limitrofi e o fra lato al sole e lato in ombra di quei canyon che sono le vie delle nostre città.

Da ciò nasce la necessità, avvertita dagli studiosi della meteorologia e del clima da oltre un secolo, di classificare i fenomeni meteorologici in relazione alla loro dimensione. Fujita ad esempio ha definito la classificazione in scale riportata in tabella 2.3, con i fenomeni più significativi ad esse associati.

Si noti che al diminuire della dimensione dei sistemi si riduce la loro durata nel tempo.

Tabella 2.3 – le scale spaziali e temporali in meteorologia con le dimensioni spaziali e temporali caratteristiche ed alcuni esempi di fenomeni associati (Fujita, 1986)

Scala	Dimensione indicativa		Fenomeni nella bassa troposfera e al suolo	Fenomeni nella media e alta troposfera
	spaziale	Temporale		
macroscala α (alfa)	> 10000 km	> 15 gg.		Onde planetarie
macroscala β (beta)	2000-10000 km	1 settimana	Cicloni extra-tropicali	Onde barocline, correnti a getto
mesoscala α (alfa)	200-2000 km	2 - 3 giorni	fronti freddi e caldi	jet di bassa quota
mesoscala β (beta)	20-200 km	6 ore - 1 giorno	Linee dei groppi, Venti catabatici (foehn)	temporali supercella, banchi di stratocumuli
mesoscala γ (gamma)	2-20 km	3 ore	rovesci temporaleschi	cumulonembi, turbolenze in aria chiara
Microscala α (alfa)	200 m-2 km	0.5 h	banchi di nebbia, gelate	Traiettorie in quota di tornado e trombe d'aria
Microscala β (beta)	20-200 m	5 min	dust devils	Vortici interni ai corpi nuvolosi
Microscala γ (gamma)	< 20 m	10 s	pennacchi di fumo	-

2.9 Clima e circolazione atmosferica

Secondo le leggi della dinamica enunciate da Newton, un corpo non soggetto a forze si mantiene in equilibrio statico e cioè in quiete o in moto rettilineo uniforme (prima legge) mentre ogni corpo soggetto ad una forza subisce un'accelerazione (seconda legge). La situazione di equilibrio statico

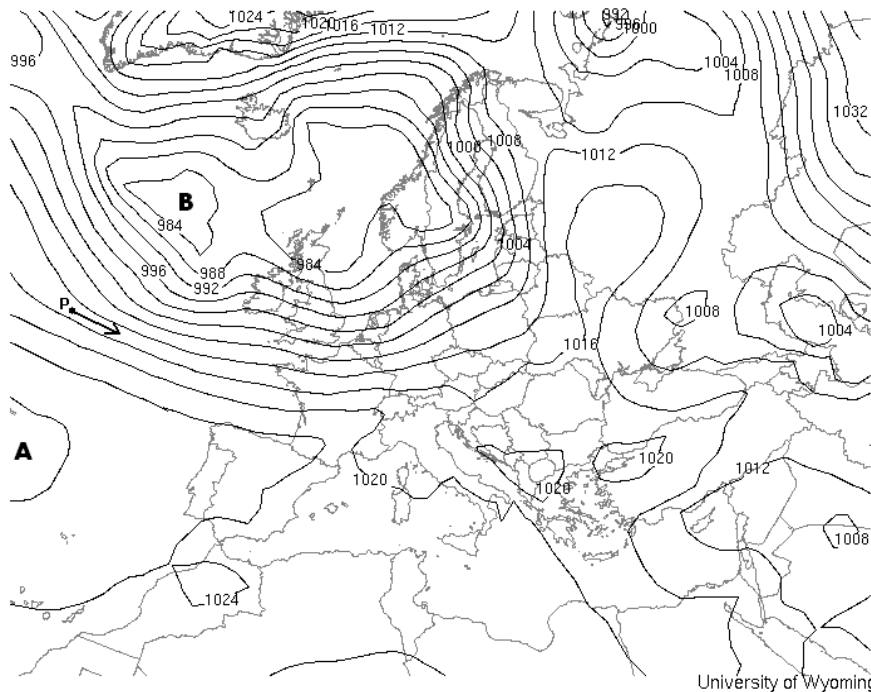


Figura 2.3 – Carta della pressione al suolo in Europa per le ore 0 del 2 dicembre 2007. L'applicazione dell'approssimazione geostrofica consente ad esempio di stimare la direzione e la velocità del vento in un punto P collocato fra l'area di alta pressione A in vicinanza delle Azzorre e l'area di bassa pressione B a Nord della Gran Bretagna (vettore riportato sulla mappa).

prevista dalla prima legge si verifica anche quando ad un corpo vengono applicate due forze uguali per intensità e direzione ma di verso opposto e che dunque si annullano fra loro. Nel caso del fluido atmosferico le forze in gioco si considerano applicate a particelle d'aria di dimensioni sufficientemente piccole. In particolare una particella d'aria collocata in una certa posizione risulta soggetta ad una serie di forze fra cui le principali⁵ sono:

- la forza di gravità, frutto del fatto che la particella si trova nel campo gravitazionale terrestre
- la forza di gradiente di pressione frutto della tendenza dei gas ad occupare tutto lo spazio disponibile
- forza deviante di

Coriolis, cui sono soggetti tutti i corpi in moto nell'atmosfera in virtù della rotazione terrestre, in virtù della quale la Terra è un sistema non inerziale.

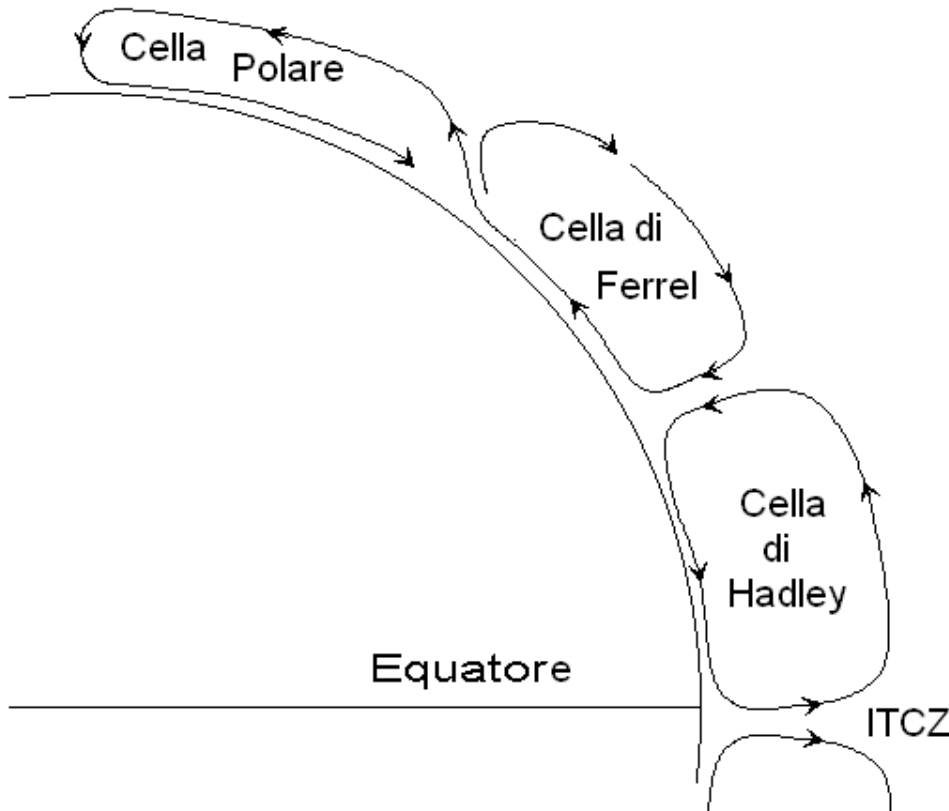
In relazione a ciò una particella posta ad una certa altezza nell'atmosfera terrestre è in quiete o in moto rettilineo uniforme quando la componente verticale della forza di gradiente di pressione annulla l'effetto della forza di gravità (equilibrio idrostatico). Analogamente una particella posta ad una certa altezza nell'atmosfera terrestre è in quiete o in moto rettilineo uniforme quando la componente orizzontale della forza di gradiente di pressione che si determina fra zone di alta e di bassa pressione annulla la forza deviante di Coriolis. Quest'ultima situazione è detta di equilibrio geostrofico ed è una semplificazione importante per vari motivi, fra cui la possibilità di leggere le comuni carte del tempo (carte isobariche al suolo, carte di isopse in quota) ricavando la direzione orientativa del vento (figura 2.3).

In base a tale premessa si può tentare di descrivere la circolazione generale e i suoi meccanismi; nel fare ciò ci si limiterà a trattare in modo del tutto sommario il caso dell'emisfero nord, anche se del tutto analogo è il discorso per l'emisfero australe, con l'unica differenza che in quell'emisfero gran

⁵ Vengono trascurati gli attriti, che per un fluido viscoso come l'atmosfera sono rilevanti in vicinanza delle superfici, l'accelerazione centripeta propria delle particelle in moto curvilineo ed il fatto che l'atmosfera è un fluido turbolento dominato da unità elementari più o meno grandi di dimensioni grossomodo rotondeggianti, i cosiddetti eddies.

parte di quello che si dirà dovrà essere ribaltato, per cui ad esempio attorno agli anticicloni l'aria ruota in senso antiorario anziché in senso orario come avviene nel nostro emisfero.

Il problema di dare una spiegazione alla circolazione atmosferica globale se lo pose nel XVIII secolo l'astronomo Hadley, il quale ipotizzò che nel nostro emisfero, in virtù del forte eccesso di energia all'equatore e della forte carenza ai poli, potesse essere attiva un'unica grande struttura circolatoria con aria calda che sale all'equatore, fluisce verso nord e ricade al polo, dando luogo ad una circolazione di ritorno nei bassi strati dal polo verso l'equatore. Questa che abbiamo così descritto non è altro che una cella convettiva, analoga a quella che si ottiene fra i due lati di una



vaschetta piena d'acqua che da un lato sia riscaldata con una resistenza elettrica e dall'altro sia raffreddata con del ghiaccio.

La verifica sperimentale del modello di Hadley ha dato tuttavia risultati negativi. Infatti la grande cella, che si avrebbe se il pianeta non ruotasse, subisce in realtà l'effetto della rotazione che si manifesta attraverso la forza deviante di Coriolis. Tale forza determina lo spezzarsi della cella in tre celle (figura 2.4), la prima caratterizzata da aria che sale all'equatore e ricade ai tropici (cella

Figura 2.4 – Schema delle tre celle con la posizione dei getti. ITCZ indica la zona di convergenza intertropicale.

di Hadley), la seconda caratterizzata da aria che sale a circa 60° per ricadere ai tropici (cella di Ferrel) e la terza caratterizzata da aria che sale a 60° per ricadere al polo (cella polare).

Ritornando allo schema della figura 2.4, la ricaduta dell'aria ai tropici genera un fascia di anticicloni permanenti (anticicloni subtropicali), il cui più illustre rappresentante per noi europei è l'anticiclone delle Azzorre mentre la salita dell'aria a 60° genera una fascia di depressioni permanenti il cui rappresentante più importante per il clima europeo è il ciclone d'Islanda (figura 2.7).

L'aria ruota in senso orario intorno ai grandi anticicloni ed in senso antiorario attorno ai grandi cicloni. Ciò giustifica il fatto che anticiclone delle Azzorre e ciclone d'Islanda si comportino a tutti gli effetti come due enormi ingranaggi che prendono aria dall'Atlantico e la spingono verso il continente Europeo, generando quell'enorme fiume d'aria che di norma fluisce alle medie latitudini da ovest verso est e che i climatologi chiamano grandi correnti occidentali o westerlies.

Scendendo invece a latitudini subtropicali si trovano correnti che fluiscono da nordest verso sudovest, chiamate con il nome di alisei oppure con quello anglosassone di trade winds (venti del commercio). In particolare gli alisei furono utilizzati da Colombo per raggiungere le Americhe e continuarono poi a essere sfruttati dalle navi a vela, le quali per tornare poi in Europa si portavano più a nord per sfruttare le westerlies.

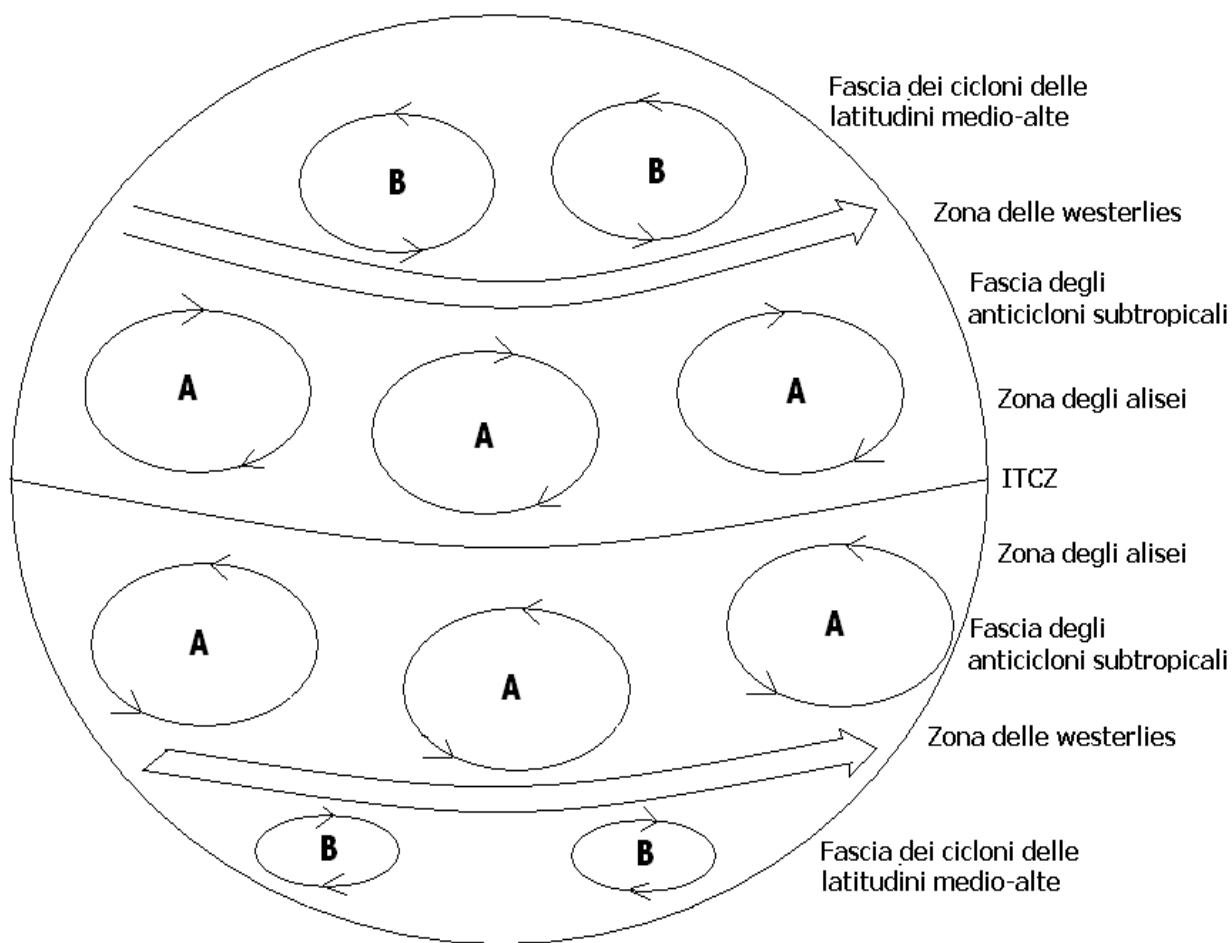
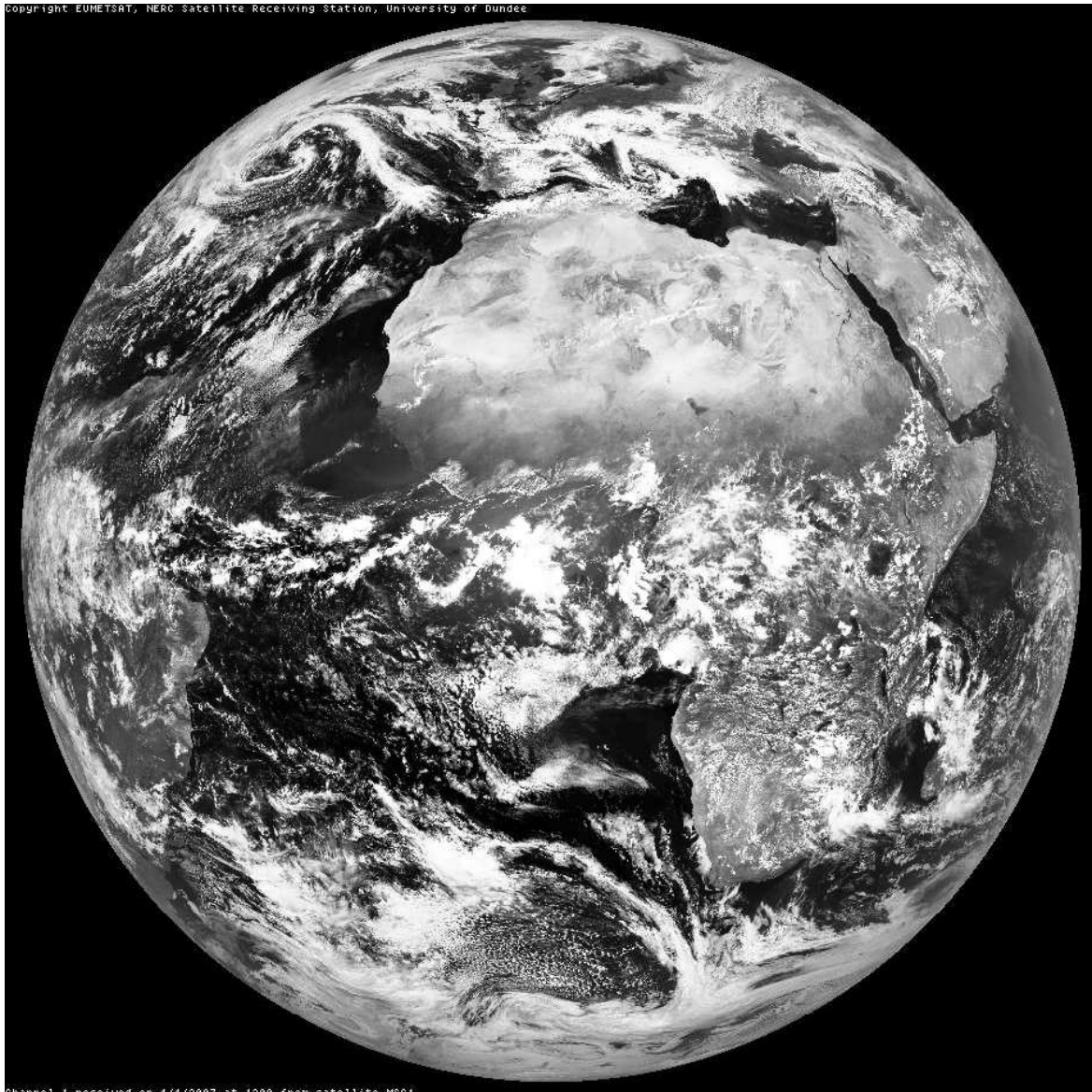


Figura 2.5 – Schema di circolazione generale che presenta le strutture meteorologiche caratteristiche delle diverse fasce latitudinali (a titolo di esercizio si può cercare di ricavare la localizzazione di tali strutture nella figura 2.6 osservando la disposizione dei corpi nuvolosi presenti).

La fascia in cui si assiste al convergere degli alisei dell'emisfero sud e di quelli dell'emisfero nord è detta zona di Convergenza Intertropicale (InterTropical Convergence Zone o ITCZ) e rappresenta l'equatore meteorologico, in coincidenza con il quale si ha lo sviluppo di enormi cumulonembi temporaleschi.

Si è dunque visto che l'elemento cruciale che caratterizza la circolazione atmosferica globale del nostro pianeta è la circolazione a tre celle, con la cella di Hadley che agisce come cella termica diretta, con aria calda che sale all'equatore e ricade ai tropici. La dinamica delle celle e l'azione deviante della forza di Coriolis giustifica la presenza della zona di Convergenza Intertropicale (ITCZ) e delle due cinture di alta (cintura degli anticicloni dinamici subtropicali) e bassa pressione (cintura dei cicloni delle alte latitudini) con la fascia delle medie latitudini dominata dalle grandi correnti occidentali (westerlies) e la fascia subtropicale dominata dagli alisei (trade winds) (figura 2.5).

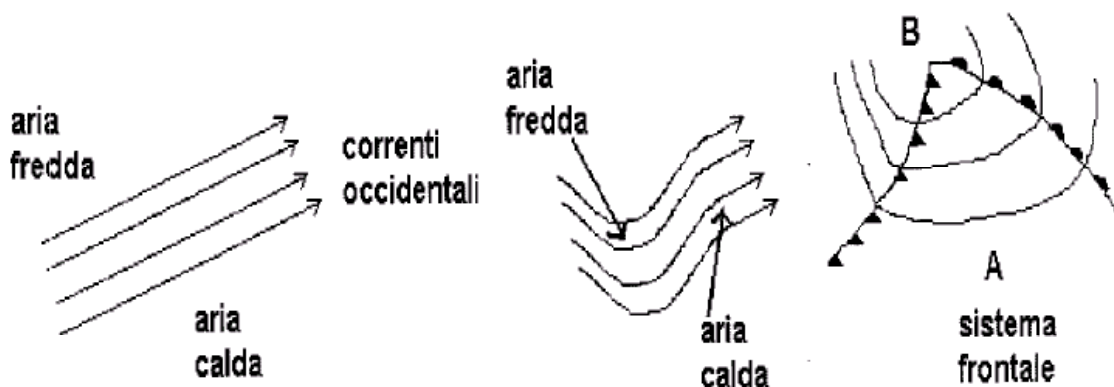
Poiché le westerlies sono instabili a piccole perturbazioni, il flusso alle medie latitudini è caratterizzato da grandi onde planetarie (onde di Rossby) e da vortici che sono i maggiori responsabili del trasporto di calore verso i poli. I vortici sono evidenti a scale comprese fra la macroscale alfa (innescati in tal caso soprattutto dalle grandi catene montuose - che nel nostro emisfero sono spesso perpendicolari rispetto alle westerlies - e dal contrasto termico fra terre e oceani), la macroscale beta (i sistemi frontali che estraggono energia dalle westerlies tramite i meccanismi di instabilità frontale) e giù giù fino ai singoli elementi convettivi propri della mesoscale gamma.



Channel 1 received on 4/4/2007 at 1200 from satellite MSG1

Figura 2.6 – Immagine Meteostat MSG del 4 aprile 2007 alle ore 12.00 GMT. Molto evidente è l'ITCZ con nubi convettive che corrono dal Brasile al Golfo di Guinea. Nell'emisfero Nord l'area degli Alisei coincide con la zona sahariana mentre la fascia interessata dalle westerlies è marcata dalla presenza di sistemi frontali, uno dei quali sta interessando direttamente l'Italia.

Fig. 2.7 - Genesi di un sistema frontale: le correnti occidentali dapprima rettilinee (regime zonale), si ondulano in seguito allo spostamento verso Sud di masse d'aria fredda e verso Nord e verso nord di masse d'aria calda. Successivamente la perturbazione delle correnti zonali si accentua fino alla formazione del sistema frontale.



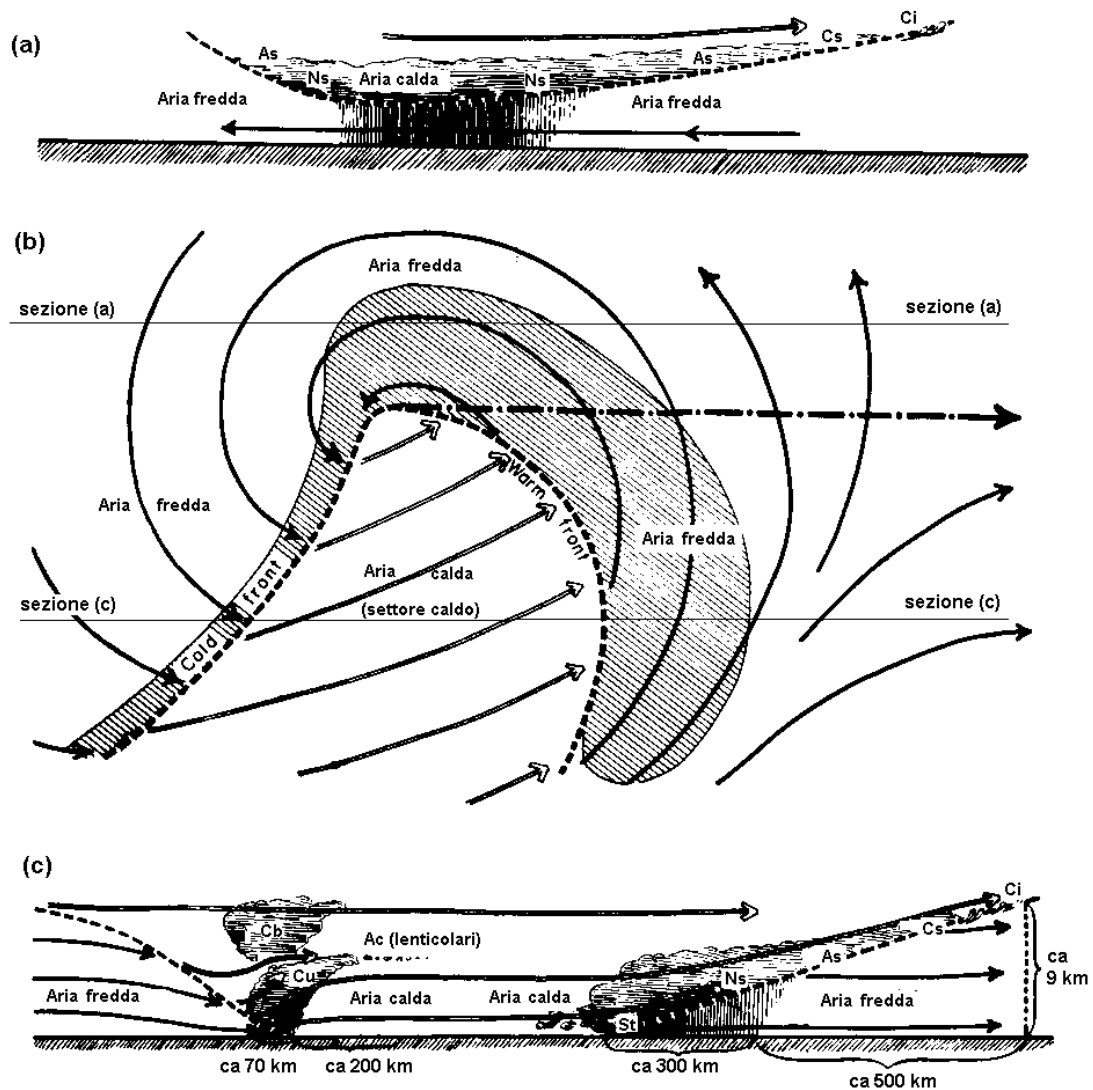
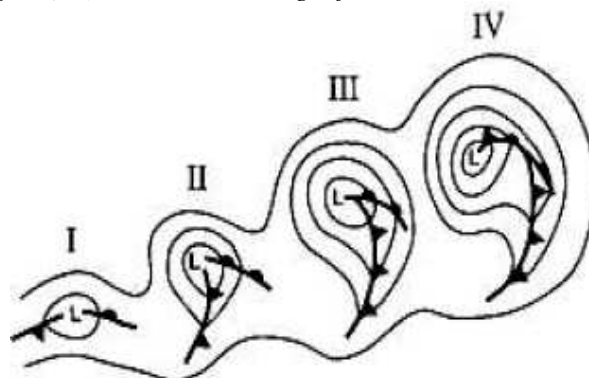


Figura 2.8 – Schema idealizzato di ciclone extra-tropicale con tipi di nubi e fenomeni caratteristici. Nella figura centrale (b) la linea orizzontale indica la direzione di moto del sistema mentre le altre linee sono le linee di flusso in superficie. I diaframmi superiore e inferiore (a e c) sono sezioni verticali con riportati i corpi nuvolosi ed i moti dell'aria rispettivamente riferiti ad un'area a nord del centro del ciclone (sezione a) e a un'area attraverso il settore caldo (sezione b) (da Bjerknes e Solberg, 1921 - modificato).

Figura 2.9 – Evoluzione frontale secondo il modello norvegese, con indicazione del campo isobarico e dei simboli convenzionali (linea con triangoli per il fronte freddo, linea con semicerchi per quello caldo). Dalla fase (I) di ciclogenasi si passa alle fasi (II) e (III) in cui il settore caldo va via via riducendo la propria ampiezza fino alla fase(IV) di occlusione. Ogni fase dura circa 12 ore.



I sistemi frontali (figure 2.7, 2.8, 2.9 e 2.10) hanno un ciclo di vita di circa una settimana e

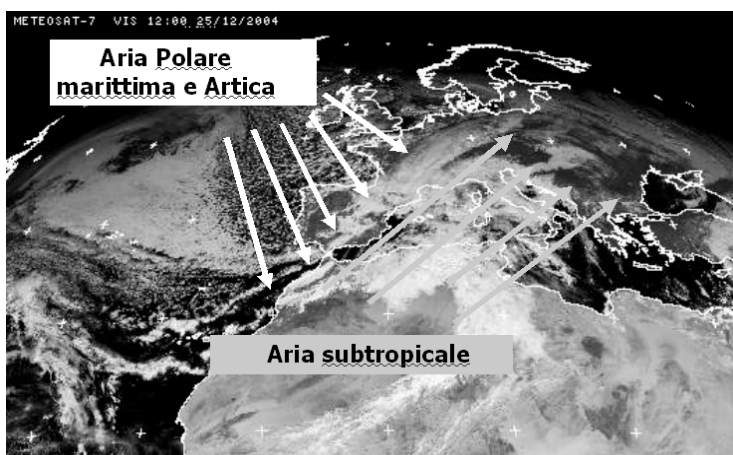


Figura 2.10 – Immagine Meteosat nel visibile del 25 dicembre 2004 (ore 12 UTC). Un sistema frontale interessa l'Italia determinando nuvolosità stratificata con piogge deboli da fronte caldo sul Centro Nord. Si noti l'avvezione di aria subtropicale nel settore caldo e quella di aria polare marittima e aria artica che segue il fronte freddo.

transitano lungo tracce imposte loro dalle più lente onde planetarie. Nei cicloni extra-tropicali la convergenza nella bassa troposfera e la divergenza nell'alta troposfera sono alla base dei moti verticali che danno luogo all'incontro fra masse d'aria con caratteristiche assai diverse, con conseguente genesi di nubi e di precipitazioni.

L'interfaccia tra le masse d'aria fredda delle alte latitudini e le masse più calde delle medie latitudini, il cosiddetto fronte polare, è la zona di genesi dei nuovi sistemi frontali e si mantiene nel tempo grazie all'energia della robusta corrente a getto del fronte polare, localizzato all'interno delle westerlies alla quota di circa 300

hPa.

Da rilevare infine che lo schema di circolazione generale sopra tracciato è funzionale al fatto che alle medie latitudini si verifichi la miscelazione fra masse d'aria di origine diversa, che è il principale meccanismo di riequilibrio energetico fra basse ed alte latitudini presente nella nostra atmosfera.

2.10 Dalla circolazione generale al clima Europeo

Nel precedente paragrafo si è descritto un modello di circolazione generale che, pur nella sua estrema semplicità, consente di comprendere a grandi linee la circolazione a scala euro – mediterranea ed il clima europeo che da essa trae origine.

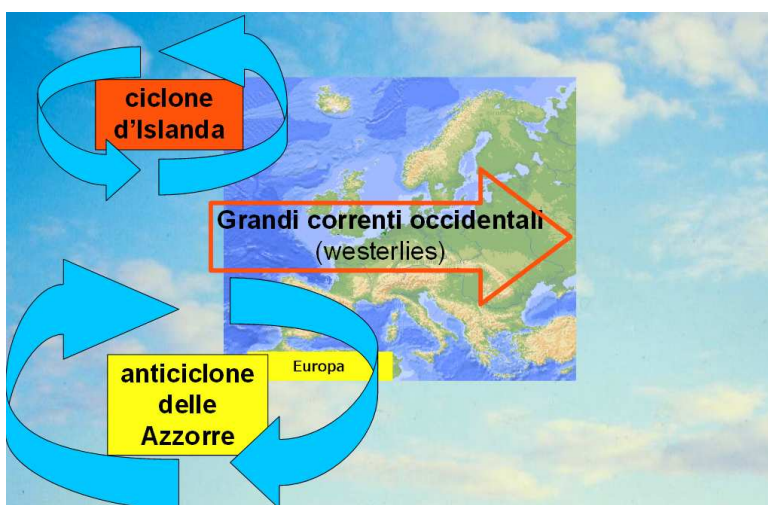


Figura 2.11 – Schema della circolazione media sull'areale europeo. Il regime delle grandi correnti occidentali è garantito dall'azione dell'anticiclone delle Azzorre del ciclone d'Islanda.

La circolazione media dell'area euro-mediterranea (figura 2.7) è strettamente legata a due principali centri d'azione, una grande depressione delle latitudini medio-alte ed un grande anticiclone subtropicale, che in virtù della localizzazione del loro centro sono indicati rispettivamente come ciclone d'Islanda e anticiclone delle Azzorre.

Poiché negli anticicloni dinamici la massa d'aria ruota in senso orario attorno al proprio centro mentre la rotazione antioraria anima i cicloni dinamici, le due strutture si comportano a tutti gli effetti come enormi ingranaggi, per cui, quando le due strutture sono nella loro posizione normale e sono sufficientemente robuste, l'area europea è

due strutture sono nella loro posizione normale e sono sufficientemente robuste, l'area europea è

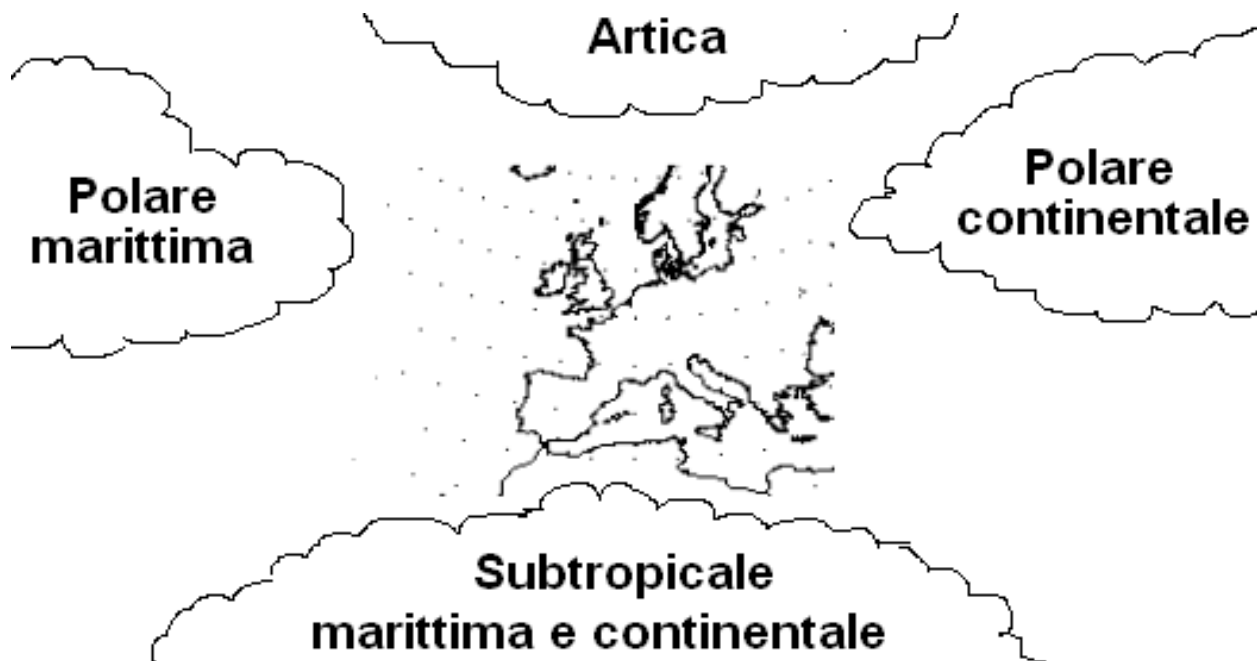


Figura 2.12 – Masse d'aria più importanti per l'area europea, con cui possono venire in contatto grazie alla circolazione atmosferica, di cui alcuni esempi sono illustrati in figura 2.10.

interessata da un flusso regolare da ovest, apportatore di masse d'aria umida e relativamente mite (aria polare⁶ marittima) che hanno di norma sede sull'Oceano Atlantico. Si osservi che tali masse d'aria, per quanto miti, risultano sempre più fredde rispetto all'aria che pre-esiste sul Mediterraneo; ciò si rivela cruciale per la formazione di perturbazioni in forma di sistemi frontali o vortici, particolarmente frequenti sul Mediterraneo nel periodo che va dall'autunno alla primavera.

Tuttavia rispetto a tale circolazione media si assiste ad una elevatissima variabilità che fa sì che l'Europa possa essere influenzata da altre importanti masse d'aria (figura 2.12) ed in particolare da:

- **aria polare continentale** che ha sede al centro del continente eurasiatico e che risulta particolarmente fredda ed asciutta in inverno; infatti nelle fasi di debolezza del ciclone d'Islanda e dell'anticiclone delle Azzorre (e dunque delle correnti occidentali), la massa d'aria siberiana (che è molto fredda e “pesante” ed è dunque spesso indicata come anticiclone russo – al centro della Siberia in inverno la pressione può salire fino a 1070 hPa) può liberamente trascinare verso il Mediterraneo provocando ondate di freddo polare, fenomeno questo che può essere anche indicato come monzone invernale europeo per la somiglianza con l'analogo fenomeno che interessa il subcontinente indiano e l'Asia sudorientale
- **aria artica**, molto fredda in tutte le stagioni, che ha la strada aperta verso il Mediterraneo quando in Atlantico è presente un grande promontorio anticiclonico che “blocca” la circolazione atlantica costringendo le correnti a disporsi da settentrione
- **aria subtropicale**, che ha sede nella fascia omonima e che si presenta torrida e con contenuto d'umidità che si accresce durante il passaggio sull'Atlantico Meridionale e sul Mediterraneo. Il suo accesso all'area europea è in questo caso garantito dalla presenza di una grande depressione a forma di V (saccatura) sul vicino Atlantico, che “blocca” la circolazione atlantica, costringendo le correnti di orientarsi da sud.

Quello che emerge dallo schema sopra riportato è il fatto che il clima europeo nasce dall'azione delle strutture della circolazione⁷ sulle masse d'aria che di volta in volta si disputano il predominio sull'area euro-mediterranea. Tale concetto è esemplificato in figura 2.13.

⁶ Nella climatologia delle masse d'aria il termine polare non indica aria proveniente dal Polo (per la quale si usa l'aggettivo artica) ma aria proveniente da latitudini medio alte (50-70°N).

⁷ Non solo i grandi motori sopra descritti ma anche strutture “più piccole” come ad esempio le saccature atlantiche, depressioni a forma di V il cui transito è tipico dei mesi autunnali, invernali e primaverili o le depressioni

In tale contesto dinamico giocano un ruolo fondamentale le catene montuose (Alpi e Pirenei in primis ma anche i rilievi meno potenti della penisola iberica e dell'area centro-europea) che agiscono sulla circolazione atmosferica alterandola profondamente. In particolare i rilievi intercettano l'umidità dalle masse d'aria in arrivo dando luogo ad intensificazioni orografiche sopravvento (stau) e ad assenza di precipitazioni con tempo limpido e ventoso sottovento (foehn). Ad esempio i fenomeni di foehn-stau indotti dalle Alpi fanno sì che la Valpadana possa risultare del tutto priva di precipitazioni anche in presenza di correnti atlantiche da nordovest, apportatrici di pioggia o neve sull'Europa centrale.

Da rilevare che il moto incessante delle masse d'aria si traduce in una variabilità accentuata delle condizioni meteorologiche (nuvolosità, temperatura, precipitazioni, venti, radiazione solare, ecc.) il cui risultato ultimo è tuttavia la sostanziale stabilità del clima europeo su cui si è fondato lo sviluppo dell'agricoltura e della civiltà negli ultimi millenni⁸ e della civiltà negli ultimi millenni⁹.

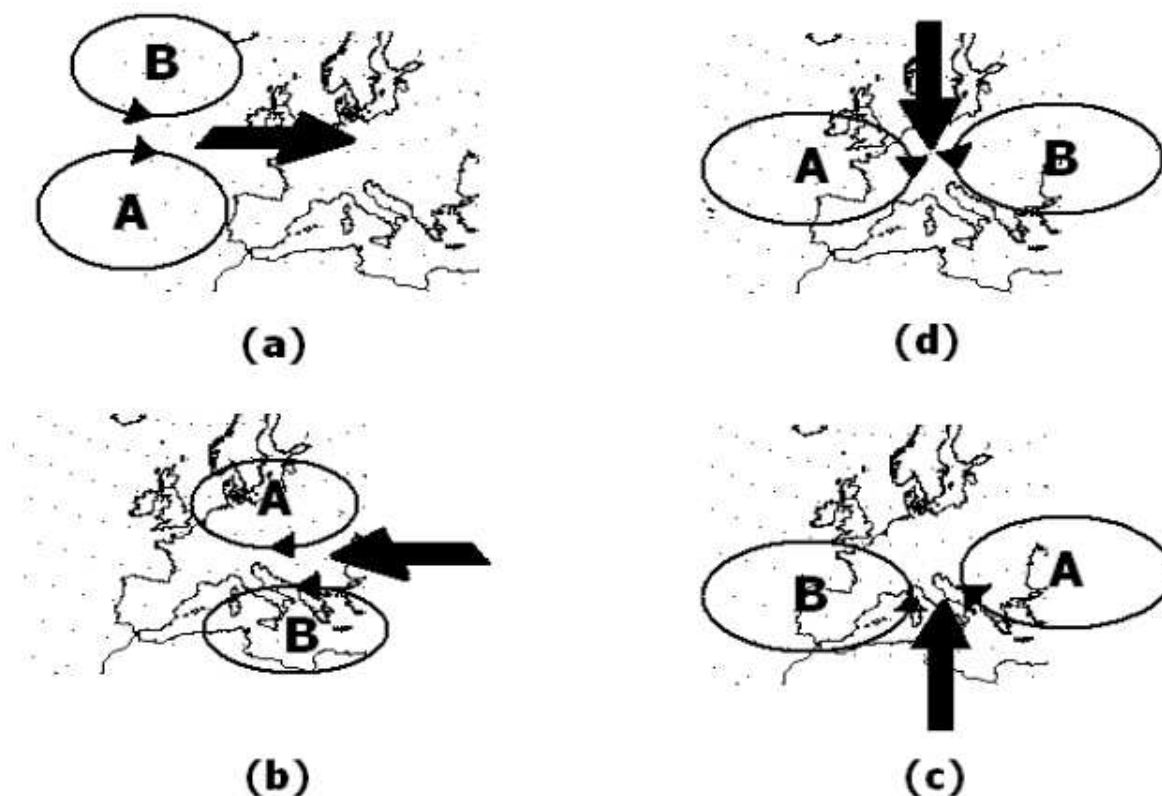


Figura 2.13 – Flussi caratteristici indotti dalla diversa localizzazione di due gradi aree cicloniche e anticicloniche. In particolare nel caso (a) si ha apporto verso l'Italia di aria polare marittima, nel caso (b) di aria polare continentale, nel caso (c) di aria artica e nel caso (d) di aria subtropicale.

mobili del Mediterraneo, innescate dall'irruzione di masse d'aria fredda nella media troposfera. Fra queste ricordiamo, per il contributo al quadro precipitativo dell'area in esame, le depressioni del Golfo di Genova, le depressioni delle Baleari, le depressioni africane e quelle con minimo sull'Italia Centro-meridionale e sullo Ionio. La disposizione di tali strutture (orientamento dell'asse, estensione verso sud, ecc.) determina le aree e i versanti più esposti alle precipitazioni.

⁸ "Stabilità nella variabilità" potrebbe essere il motto del clima europeo, quello su cui si fonda la nostra agricoltura e più in generale il nostro stile di vita e la nostra civiltà.

⁹ "Stabilità nella variabilità" potrebbe essere il motto del clima europeo, quello su cui si fonda la nostra agricoltura e più in generale il nostro stile di vita e la nostra civiltà.

