



Dispensa climatologia e geografia fisica (sistema Terra + quattro sfere terrestri)

Climatologia

Università degli Studi di Firenze (UNIFI)

93 pag.



Document shared on www.docsity.com

www.unidocs.it

www.unidocs.it

www.



www.unidocs.it

www.unidocs.it



www.unidocs.it

www.unidocs.it



www.unidocs.it

www.unidocs.it

www.unidocs.it - Appunti e dispense per superare i tuoi esami universitari

www.unidocs.it - Appunti e dispense per superare i tuoi esami universitari

IL SISTEMA TERRA

La parola **sistema** si utilizza, nella sua accezione scientifica, per indicare un insieme di oggetti che interagiscono fra loro. La nostra Terra è un esempio di un sistema molto complesso, chiuso per quanto riguarda lo scambio di materia (con l'eccezione di meteoriti e altri residui celesti) e aperto per quanto riguarda lo scambio di energia, infatti riceve energia dal Sole sotto forma di radiazione elettromagnetica e ne riemette sempre sotto forma di radiazione elettromagnetica.

GLI ELEMENTI DELLA TERRA

I processi che avvengono nel nostro pianeta riguardano principalmente una manciata ristretta degli elementi descritti nella tavola periodica:

- **idrogeno** (H), di cui ne troviamo poco in forma molecolare, ma molto legato ad altri elementi per dare composti (es. acqua);
- **metalli leggeri**, ad es. sodio (Na), magnesio (Mg) e fosforo (P);
- **carbonio** (C), un elemento fondamentale benché non sia uno dei più diffusi perché è il principio su cui si basa la chimica organica e la vita stessa;
- **azoto** (N), sia in forma gassosa molecolare che legato per formare composti;
- **uranio** (U), un elemento instabile e radioattivo che rappresenta un'importante forma di energia endogena (interna);
- **ossigeno** (O), che insieme all'azoto è il principale componente dell'atmosfera;
- **silicio** (Si), che legato all'ossigeno (e altri elementi) per dare i silicati, costituisce i minerali di cui è fatta la litosfera.

LA STORIA DELL'UNIVERSO

L'Universo si è originato, secondo la teoria del **Big Bang** ("grande botto"), da un'immane esplosione, verificatasi per la materializzazione improvvisa di un'enorme quantità di energia che poi si è trasformata in materia nella forma di idrogeno. L'idrogeno si è diffuso nello spazio ed ha in seguito iniziato ad aggregarsi formando corpi celesti di varia natura, principalmente stelle, conseguentemente all'attrazione gravitazionale che gli atomi esercitano gli uni sugli altri.

Quando le stelle hanno raggiunto una determinata massa, le pressioni al loro interno hanno permesso lo sviluppo di temperature tali da innescare i primi processi di **fusione nucleare**.

I protoni degli idrogeni si uniscono, cosicché uno di essi perde la sua carica positiva e diventa un neutrone. Questo si lega in seguito ad un altro protone, trasformandosi così nell'elemento successivo della tavola periodica, cioè l'elio (in realtà in un suo isotopo avente un solo neutrone).

La fusione nucleare richiede grandi quantità di energia, fornita dalle altissime temperature che si raggiungono nelle stelle (nell'ordine dei milioni di gradi). Se l'energia aumenta ulteriormente, l'elio a sua volta può trasformarsi per dare gli elementi successivi.

Alcuni elementi vengono prodotti quando le stelle raggiungono le fasi di nova o supernova (esplosione); queste sono situazioni in cui viene liberata una gran quantità di energia, che permette fusioni nucleari più complesse.

I pianeti sono degli accumuli abbastanza stabili ma provvisori di elementi prodotti nei nuclei delle stelle, poi espulsi e diffusi nell'Universo. Questo materiale viene indirizzato attraverso correnti gravitazionali verso zone dove poi si aggrega per dare nuove stelle (per quanto riguarda l'idrogeno) o corpi freddi (per quanto riguarda gli elementi più pesanti).

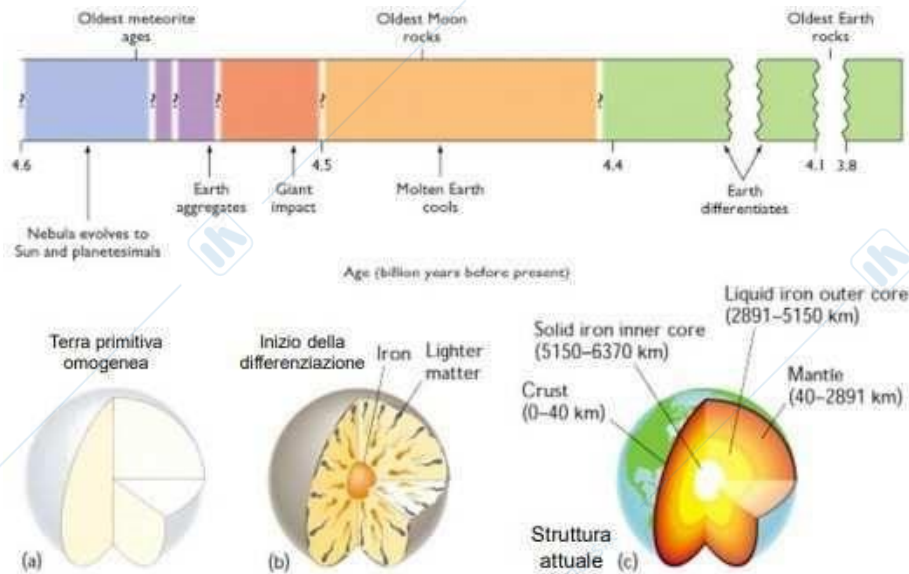
La **Terra** è il terzo pianeta del **Sistema Solare**, il quale si è formato per aggregazione di materiale interstellare a partire da circa 4.6 miliardi di anni fa.

L'età del sistema è stata calcolata grazie ai processi di decadimento radioattivo che riguardano alcuni elementi radioattivi (tra cui l'uranio) che, essendo instabili, tendono a perdere massa e degradare in elementi più leggeri. Il decadimento ha un andamento preciso, pertanto può essere usato come orologio cosmologico che ci permette di stabilire l'età di un corpo minerale se questo contiene una quantità sufficiente di uranio. Grazie a queste analisi, si è scoperto che le rocce terrestri più antiche risalgono a 3.5 miliardi di anni fa.

Il satellite della Terra, la **Luna**, appare come un piccolo pianeta rimasto intrappolato nel campo gravitazionale terrestre. Le ipotesi sulla sua formazione sono varie, ma si crede che essa possa essere un "pezzo" di Terra staccatosi dal pianeta in seguito ad una collisione con un altro corpo celeste.

Inizialmente la Terra era una massa allo stato solido, su cui si sono sviluppate temperature tali da fondere i materiali che la costituivano e determinarne la distribuzione a strati in base alla loro densità, con i componenti più pesanti che hanno raggiunto il nucleo e quelli più leggeri rimasti sulla superficie. Gli strati concentrici hanno proprietà fisiche e chimiche diverse.

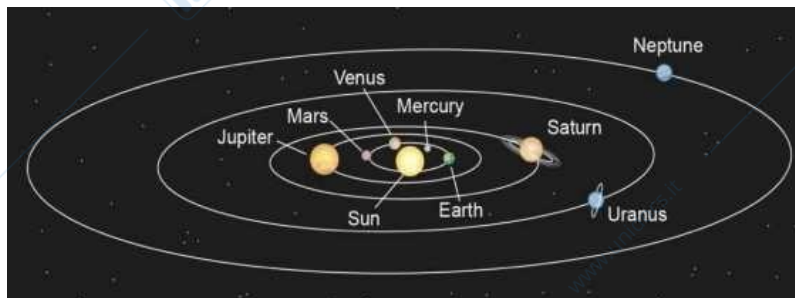
Questa fase di sviluppo iniziale è durata circa mezzo miliardo di anni, in seguito alla quale si è formata una crosta solida. Il raffreddamento della parte superficiale ha portato al passaggio di stato di alcuni composti, tra cui l'acqua che è passata dallo stato gassoso a quello liquido, con la nascita dei primi proto-oceani.



La Terra, **Venere** e **Marte** sono pianeti rocciosi e “freddi”, dotati di un nucleo interno tanto più caldo quanto più è grande il pianeta. In particolare, la Terra e Venere sono simili tra di loro e presentano entrambe zone dove le rocce si trovano allo stato fluido, di magma.

Giove, Saturno, Urano e **Nettuno** sono pianeti di dimensioni più grandi e sono detti “giganti gassosi” perché composti principalmente da elementi allo stato gassoso, con l’eccezione del nucleo solido.

Plutone è un planetotide, probabilmente catturato dall’attrazione gravitazionale del Sole in un secondo momento, in quanto la sua orbita e caratteristiche chimiche sono un po’ diverse. Non è l’unico corpo celeste di questo tipo presente nell’orbita esterna del Sistema Solare.



ORBITA TERRESTRE

La Terra ruota intorno al Sole – in un periodo di 365 giorni, 6 ore e qualche minuto – secondo un’orbita leggermente ellittica, di cui la stella occupa uno dei due fuochi: questo fa sì che la distanza tra i due corpi celesti non sia costante ma vari (anche se di poco).

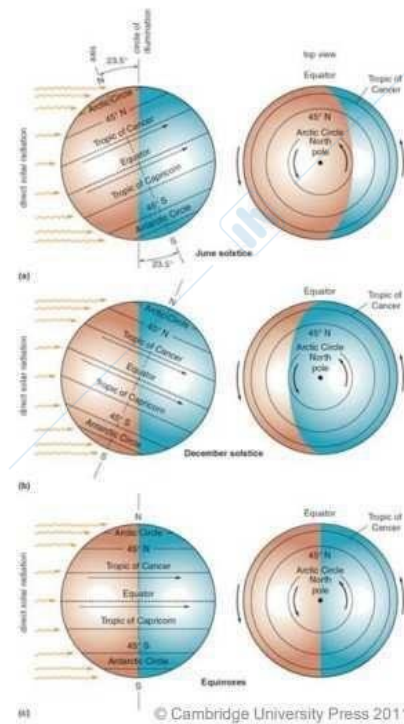
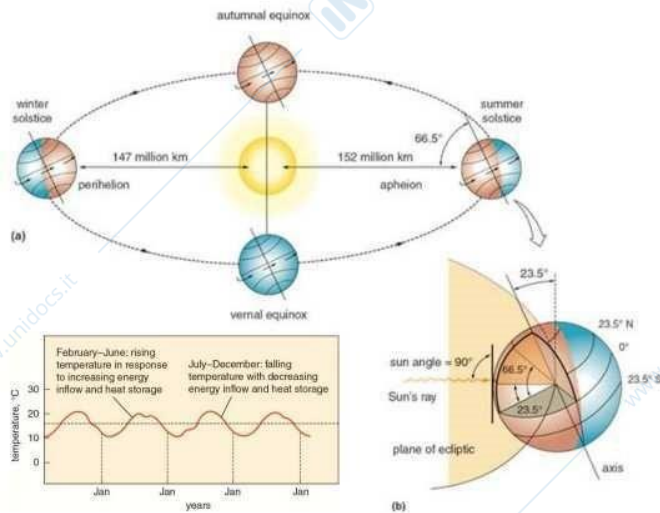
La distanza minima tra la Terra e il Sole è di 147 milioni di km e si indica come **perielio** (dal greco, *vicino*); la distanza massima tra i due è di 152 milioni di km e si indica come **afelio**.

Questo comporta una differenza nella quantità di energia che la Terra riceve dal Sole nelle due situazioni limite, anche se di modesta entità. È vero che le estati in afelio sono leggermente più fredde di quelle in perielio, ma si tratta di una differenza minima.

Oltre a ruotare attorno al Sole, la Terra ruota anche attorno a sé stessa sul proprio asse, in un periodo di 24 ore. L’asse è inclinato di $23,5^\circ$ rispetto all’ortogonale del piano dell’orbita.

L’inclinazione è soggetta a variazioni nel corso del tempo, che determinano cicli climatici su larga scala.

Questa inclinazione ha conseguenze climatiche importanti e infatti determina il fatto che nelle posizioni di afelio e di perielio, uno dei due emisferi riceva molta più energia solare rispetto all'altro, in particolare per quanto riguarda i poli: l'emisfero settentrionale è più esposto durante l'afelio, mentre l'emisfero meridionale è più esposto durante il perielio.



Tutto ciò è all'origine delle **stagioni**, cioè del fatto che durante l'anno la durata del giorno e di conseguenza la quantità di energia ricevuta dal Sole in un determinato punto della Terra varia in maniera ciclica e periodica. Si distinguono quindi due momenti:

- l'**estate**, in cui la maggiore durata del giorno e quindi la maggiore energia ricevuta determinano temperature più alte;
- l'**inverno**, in cui la minore durata del giorno e quindi la minore energia ricevuta determinano temperature più basse.

L'alternanza stagionale non è risentita allo stesso modo su tutta la superficie terrestre. Infatti, nelle zone situate in prossimità dell'**Equatore** la differenza di esposizione da una stagione all'altra è minima, pertanto le variazioni saranno modeste. Al contrario, nelle zone polari la variazione è massima: durante l'estate il **Polo Nord** è completamente esposto per tutte le 24 ore della giornata (il Sole rimane sempre al di sopra dell'orizzonte in un arco di 23,5° dal Polo), mentre il **Polo Sud** nello stesso momento vive una notte perenne; la situazione si ribalta poi dopo sei mesi, con il sopraggiungere dell'estate per l'emisfero meridionale e dell'inverno per l'emisfero settentrionale.

L'alternanza delle stagioni ha delle conseguenze su tutti gli organismi viventi: tutti, dai protobatteri ai mammiferi superiori, hanno un ciclo vitale regolato dall'alternanza delle stagioni (es. il ciclo annuale di fioritura delle piante).

I momenti in cui la Terra occupa le posizioni di perielio e afelio (cioè quando l'asse terrestre è inclinato o verso il Sole o dalla parte opposta) determinano le giornate in cui si ha la massima differenza tra durata del giorno e durata della notte: i solstizi.

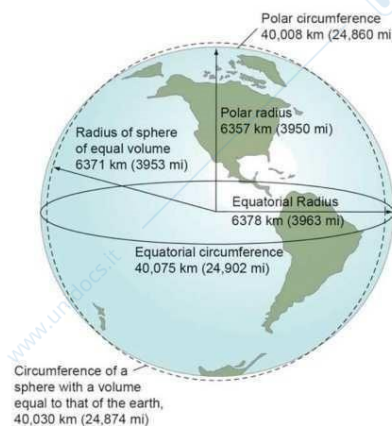
Durante il **solstizio estivo**, che cade il 21 giugno, l'emisfero settentrionale è maggiormente esposto verso il Sole (giorno per noi più lungo dell'anno).

Durante il **solstizio invernale**, che cade il 21 dicembre, l'emisfero meridionale è maggiormente esposto verso il Sole (giorno per noi più corto dell'anno).

I momenti intermedi invece, in cui l'asse terrestre non è né inclinato verso il Sole né dalla parte opposta, comportano la stessa durata di giorno e notte (di 12 ore) in tutti i punti della superficie terrestre. Si parla in questo caso di **equinozio d'autunno**, il 21 settembre, e **equinozio di primavera**, il 21 marzo.

FORMA E DIMENSIONI DELLA TERRA

Da lontano, la Terra appare di forma sferica: tuttavia, il raggio misurato sul piano equatoriale è leggermente maggiore del raggio misurato sull'asse di rotazione (di circa 30 km su 6000 km).



La forma del nostro pianeta è quindi definibile geometricamente come un **ellissoide di rotazione**. In sostanza, una sezione che contiene l'asse terrestre è un'ellisse con una piccola eccentricità e se si fa ruotare questa ellisse attorno all'asse di rotazione si ottiene grossomodo la forma della Terra.

Una conseguenza importante di questa forma è il fatto che il raggio di curvatura sia maggiore in prossimità dell'Equatore piuttosto che ai Poli.

Questa forma è data dal fatto che la Terra, ruotando, esercita un'accelerazione centrifuga che è più elevata nella zona equatoriale (dove provoca un'espansione) e diminuisce mano a mano fino ad azzerarsi nelle zone polari (dove appare più schiacciata).

Se il pianeta avesse una struttura omogenea a sfere concentriche, anche se di diversa densità, questa deformazione sarebbe costante, dipendendo solo dall'attrazione gravitazionale della massa terrestre e dall'accelerazione di gravità.

Sebbene gli strati interni siano abbastanza regolari, sappiamo che lo stesso discorso non vale per la superficie esterna, dove possiamo trovare i rilievi delle montagne o le depressioni dei bacini oceanici. Questa diversa distribuzione delle masse comporta un'ulteriore deviazione in termini gravitazionali, in quanto le aree della superficie risentono anche dell'attrazione delle masse distribuite disomogeneamente attorno a loro.

Se si va a ricercare con un pendolo la direzione dell'accelerazione di gravità, questo non punterà perfettamente il centro della Terra, in quanto deviato dalle masse che lo circondano.

La superficie teorica della Terra al netto di montagne e valli, tale da essere in ogni suo punto perpendicolare alla direzione della verticale della forza di gravità G e quindi essere una superficie equipotenziale con G costante, prende il nome di **geoide** (letteralmente, *solido che ha la forma della Terra*).

Se confrontiamo il geoide con l'ellissoide di rotazione ci rendiamo conto che alcune zone del geoide si trovano al di sopra e alcune al di sotto della superficie dell'ellissoide, con differenze nell'ordine di qualche decina di metri ma che possono superare anche in 100 m.

Questa differenza è trascurabile sotto molti punti di vista, ma non lo è quando si vuole calcolare in maniera precisa la quota di un punto rispetto a una superficie di riferimento.

PROVE DELLA SFERICITÀ DELLA TERRA

Al contrario di quanto si è abituati a pensare, l'uomo è a conoscenza del fatto che la Terra sia pressapoco rotonda da moltissimo tempo, almeno dall'epoca dei babilonesi o dell'antica Cina.

Questo perché di evidenze della sfericità della Terra ce ne sono parecchie, alcune piuttosto banali che potevano essere osservate anche senza possedere strumenti elaborati:

- la curvatura dell'orizzonte – se si è in mare aperto, l'orizzonte non appare piatto; quando una nave si allontana, non la si vede diventare sempre più piccola quanto “scompare” piano piano verso il basso;
- l'ombra della Terra sulla Luna durante le eclissi lunari;
- l'altezza delle stelle, e in particolare della stella polare, è diversa a seconda della latitudine da cui le si osserva.

Eratostene, nel III secolo a.C., fu anche in grado di calcolare le dimensioni della Terra misurando la differenza di altezza del Sole nello stesso momento della giornata in due punti diversi distanti qualche centinaio di chilometri, Alessandria di Egitto e Siene.

Ottenne un valore del raggio terrestre di 6314 km, e cioè con un errore inferiore all'1% rispetto alle dimensioni reali calcolate in epoca più moderna.

POLI, MERIDIANI E PARALLELI

Se consideriamo la Terra in buona approssimazione come una sfera rotante, noteremo che ci sono due punti che non si muovono affatto, che corrispondono ai due punti dove l'asse terrestre incontra la superficie terrestre: questi due punti sono il **Polo Sud** e il **Polo Nord**.

Posso poi considerare gli infiniti piani che contengono l'asse di rotazione e quindi vi ruotano attorno. Questi piani sono le circonferenze che intersecano la superficie terrestre passando per i poli e vengono chiamati **meridiani**. Posso anche considerare gli infiniti piani perpendicolari all'asse di rotazione, che prendono invece il nome di **paralleli**.

Mentre i meridiani hanno tutti la stessa dimensione, quella dei paralleli diminuisce mano a mano che ci si avvicina ai poli, fino a ridursi a zero in loro corrispondenza. Il parallelo di maggiori dimensioni è l'Equatore.

L'intersezione tra meridiani e paralleli definisce un reticolo regolare chiamato **reticolo geografico**, che viene usato come sistema di riferimento per definire la posizione di un punto sulla superficie terrestre. Per definire univocamente un punto sulla superficie terrestre occorre far riferimento però a un parallelo specifico e ad un meridiano specifico e quindi definire dei paralleli e meridiani di riferimento.

Per quanto riguarda i paralleli, viene spontaneo usare l'**Equatore** come riferimento. Per quanto riguarda i meridiani, invece, è stato scelto il **meridiano di Greenwich**, che passa per Londra.

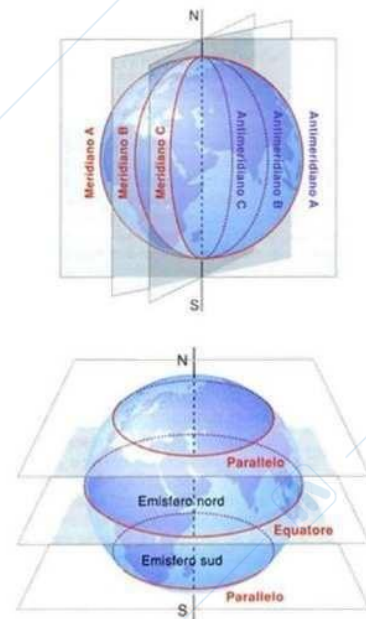
Ci sono anche alcuni paralleli di particolare interesse per la definizione di zone geografiche, come quelli che hanno una distanza angolare dall'Equatore pari all'inclinazione dell'asse terrestre, cioè 23.5° , che prendono il nome di **Tropico del Cancro** (nell'emisfero nord) e **Tropico del Capricorno** (nell'emisfero sud).

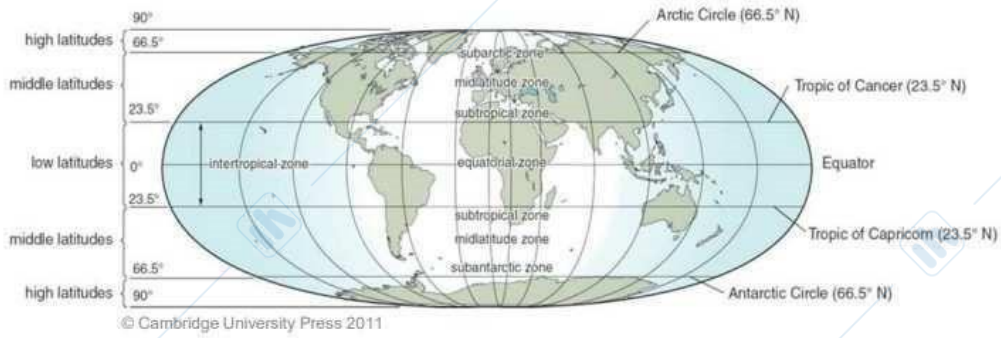
A 66.5° di distanza angolare dall'Equatore sia verso nord che verso sud (o corrispondentemente a 23.5° di distanza angolare da un polo o dall'altro), troviamo invece il **circolo polare**.

Per ogni emisfero andiamo così a definire tre fasce:

- **fascia equatoriale o intertropicale**, tra l'Equatore e il Tropico (da 0° a 23.5° , basse latitudini), che corrisponde all'area in cui almeno per un giorno all'anno il Sole si trova perfettamente perpendicolare rispetto al piano della superficie;
- **fascia intermedia**, tra il Tropico e il circolo polare (da 23.5° a 66.5° , medie latitudini);
- **fascia polare**, oltre il circolo polare (da 66.5° a 90° , alte latitudini), che corrisponde all'area in cui si ha ogni anno almeno un giorno in cui il Sole non tramonta mai sotto la linea dell'orizzonte e uno in cui il Sole non sorge mai oltre la linea dell'orizzonte.

In totale, nel globo abbiamo quindi cinque fasce: la fascia artica, la fascia delle medie latitudini dell'emisfero settentrionale, la fascia intertropicale o fascia equatoriale, la fascia delle medie latitudini dell'emisfero meridionale, la fascia antartica. Queste cinque zone non hanno valenza solo astronomica, ma definiscono anche delle aree di carattere climatico.





BILANCIO ENERGETICO TERRESTRE

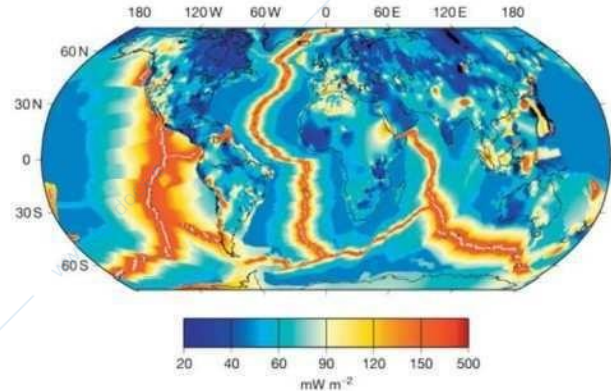
Come anticipato, la Terra è un sistema aperto per quanto riguarda gli scambi di energia e infatti riceve costantemente una grande quantità di energia dal Sole in termini di radiazione elettromagnetica, la quale determina tutti i processi che avvengono sulla superficie terrestre e permette la vita.

L'energia solare costituisce il 99.97% del totale dell'energia che raggiunge la superficie terrestre. La parte restante è costituita dal flusso delle maree e dal flusso di calore proveniente dall'interno della Terra.

ENERGIA ENDOGENA

Il flusso di calore proveniente dall'interno della Terra si manifesta in maniera concentrata in alcune zone, ma ha soprattutto una valenza di energia meccanica, in quanto è il motore del processo di orogenesi. Il calore dell'interno della Terra non è dovuto al residuo del calore iniziale della sua formazione, che si è ormai disperso, quanto a fenomeni di decadimento che riguardano alcuni elementi radioattivi, in particolare l'uranio.

Il **flusso di calore geotermico** non è omogeneo su tutta la superficie terrestre, e infatti si possono definire delle zone "fredde" (tipicamente i bacini oceanici e le zone interne continentali) e delle zone "calde" (zone ad elevata attività vulcanica, dorsali oceaniche, etc.).

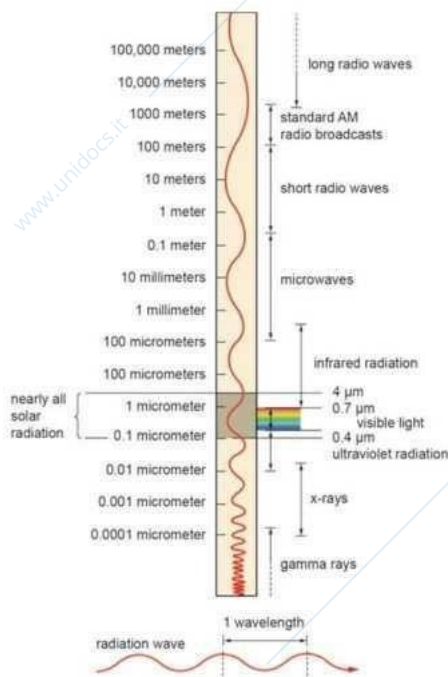


La temperatura aumenta mano a mano che si muove dalla superficie verso gli strati più interni del pianeta, secondo quello che viene definito **gradiente geotermico**, che ha un valore medio di circa 30° per km di profondità (con delle variazioni).

ENERGIA SOLARE

I processi di fusione nucleare, in particolar modo di idrogeno, che caratterizzano la nostra stella comportano l'emissione di una grande quantità di energia nella forma di fotoni (pacchetti di energia), che si trasmettono nello spazio come radiazioni elettromagnetiche. Poiché di queste possiamo descrivere lunghezza d'onda e frequenza, ne parliamo anche come di onde elettromagnetiche.

L'energia viene emessa principalmente dalla superficie del Sole, la cui temperatura si attesta intorno ai 6000° K.



Va detto, che tutti corpi che hanno una temperatura superiore allo zero assoluto emettono radiazioni elettromagnetiche e non solo le stelle, secondo la **legge di Stefan Boltzmann**: $E = \sigma T^4$ (dove σ è una costante). Questa legge ci mostra come la quantità di energia emessa da un corpo dipenda dalla sua temperatura. Un'altra formula legata all'emissione di energia è la **legge di Wien**: $\lambda_{\max} = 2897/T$. Questa legge ci permette di calcolare la massima radianza di emissione di una lunghezza d'onda (cioè il suo picco), conoscendone la temperatura in Kelvin. Possiamo quindi calcolare che il picco della radiazione solare è intorno a 0.5 μm .

La radiazione solare raggiunge la superficie terrestre con un valore pari a 1.36 kW/m^2 o 95 kcal/cm^2 , che è la cosiddetta **costante solare**.

Lo spettro della lunghezza d'onda delle radiazioni elettromagnetiche è teoricamente infinito, ma noi ne possiamo analizzare solo una parte per limiti di rilevabilità strumentale.

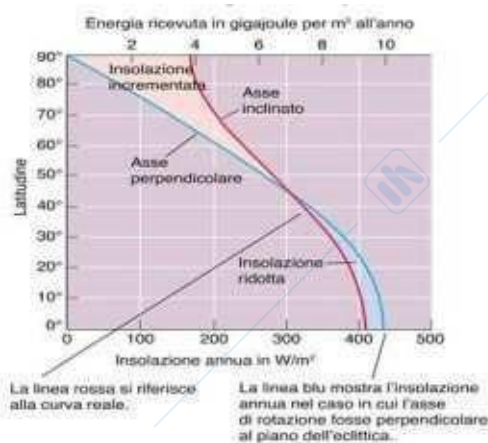
Le radiazioni più piccole conosciute sono i raggi gamma, che hanno una elevatissima energia proprio a causa dalle loro piccole dimensioni (la radiazione elettromagnetica è inversamente proporzionale alla lunghezza d'onda). Aumentando la lunghezza d'onda abbiamo prima i raggi X e poi la radiazione ultravioletta, che ha una lunghezza d'onda nell'ordine di $0.1 \mu\text{m}$.

Raggiungiamo poi un ristretto range, tra 0.4 e $0.7 \mu\text{m}$, detto della **luce visibile**, in cui è compreso il picco di emissione del Sole.

Successivamente troviamo l'infrarosso, che raggiunge quasi 1 mm di lunghezza d'onda, le microonde, che interagiscono con le molecole d'acqua (anche del nostro corpo) riscaldandole, e le onde radio corte e lunghe.

IRRAGGIAMENTO SOLARE

L'energia che arriva sulla Terra non viene distribuita in maniera omogenea, poiché la geometria del pianeta causa flussi di maggiore o minore intensità a seconda dell'angolo di incidenza: questo comporta che si avrà un flusso maggiore di energia nei punti in cui il piano tangente è perpendicolare alla direzione di irraggiamento, cioè nelle zone equatoriali, mentre avremo un flusso sempre minore mano a mano che ci spostiamo verso latitudini più alte.



Il grafico a fianco analizza l'irraggiamento annuo in funzione della latitudine, attraverso due curve:

- la curva blu è la curva teorica, ovvero quella che si avrebbe se l'asse di rotazione fosse perpendicolare al piano dell'orbita (in questo caso, l'insolazione dipende dalla sola geometria terrestre);
- la curva rossa è la curva effettiva, che rappresenta la situazione con l'asse inclinato.

Vediamo come il fatto che l'asse sia inclinato smorzi la differenza di energia ricevuta alle diverse latitudini (e quindi anche le differenze climatiche). In particolare, fa sì che l'irraggiamento all'Equatore sia un po' minore ma soprattutto che i poli ricevano comunque una significativa quantità di

energia solare, nonostante la loro posizione.

Un altro fattore che influisce sulla quantità di radiazione solare che raggiunge il suolo è lo spessore dell'atmosfera, la quale rappresenta uno schermo. L'atmosfera non ha lo stesso spessore ovunque, ed è infatti meno spessa in corrispondenza dell'Equatore e più spessa ai poli.

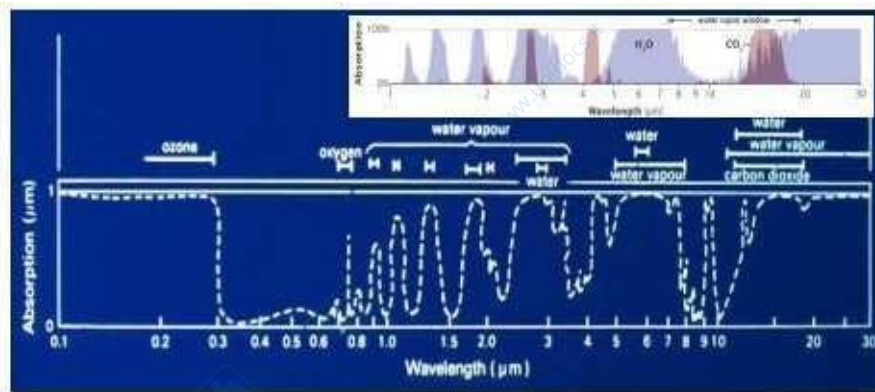
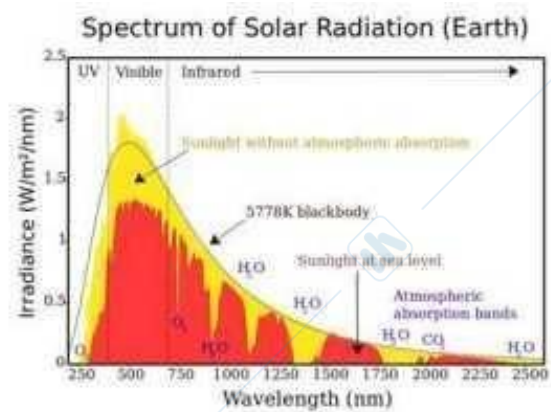
Inoltre, l'atmosfera ha delle caratteristiche non costanti nel tempo, con la formazione di nubi, fenomeni di precipitazione, etc. Questi nel tempo determinano un cambiamento nella capacità atmosferica di filtrare le radiazioni solari (es. se è nuvoloso, la radiazione che raggiunge terra è minore).

Inoltre, i gas che compongono l'atmosfera interagiscono con le radiazioni elettromagnetiche provenienti dal Sole in maniera diverse: alcuni, riescono a bloccare determinate lunghezze d'onda quasi interamente. Questo tipo di interazione avviene a livello atomico, tra quella che è la dimensione dell'atomo e la lunghezza d'onda → se c'è una sorta di risonanza tra queste due dimensioni, si possono innescare degli effetti di assorbimento.

Nel grafico affianco, la curva nera rappresenta lo spettro di emissione teorico di un corpo nero¹ alla temperatura di 5778° K, cioè quella del Sole.

Il Sole non è un corpo nero perfetto e di conseguenza ha un'emissione un po' diversa, rappresentata nel grafico dalla banda gialla.

La banda rossa rappresenta invece la radiazione solare che raggiunge il livello del suolo, dopo aver attraversato l'atmosfera: si può osservare che non appare continua, ma frastagliata, con delle vere e proprie aree vuote. Si può osservare, per esempio, un picco negativo intorno ai 0.75 μm e poi di nuovo a 0.9 μm e i gas che provocano questi picchi negativi (soprattutto il vapore acqueo e il biossido di carbonio). Vale la pena notare anche che per quanto riguarda la zona di massima emissione del Sole, l'atmosfera è sostanzialmente trasparente.



Nello schema soprastante vediamo nuovamente gli effetti di assorbimento dell'atmosfera (in questo caso in termini percentuali), però su uno spettro più ampio, che va da 0.1 μm fino a 30 μm .

Notiamo che:

- le radiazioni con lunghezza compresa tra 0.1 μm e 0.3 μm (cioè nel campo dell'ultravioletto) sono quasi interamente assorbite dall'atmosfera, in particolare grazie all'ozono (O_3);
- la finestra di massima trasparenza dell'atmosfera riguarda le radiazioni con lunghezza d'onda compresa fra 0.3 μm e 0.8 μm , cioè lo spettro della luce visibile;
- ritroviamo i picchi positivi e negativi già precedentemente descritti;
- notiamo un'altra zona di trasparenza tra gli 8 μm e i 10 μm , ma queste sono radiazioni non provenienti dal Sole quanto dagli esseri viventi che abitano il pianeta e rientrano nel campo del cosiddetto infrarosso termico;
- le lunghezze d'onda ancora maggiori provengono dalle componenti inorganiche del pianeta e vengono per la gran parte assorbite, determinando un rallentamento della dispersione di calore.

Di fatto, la radiazione solare che raggiunge il terreno è circa la metà di quella che interessa l'atmosfera più esterna. Questo perché:

- una parte della radiazione viene riflessa;
- una parte viene assorbita;
- una parte viene diffusa nell'atmosfera.

¹ corpo teorico in grado di assorbire interamente l'energia che riceve e rimetterla in funzione della propria temperatura, con uno spettro pulito che segue una precisa legge esponenziale.

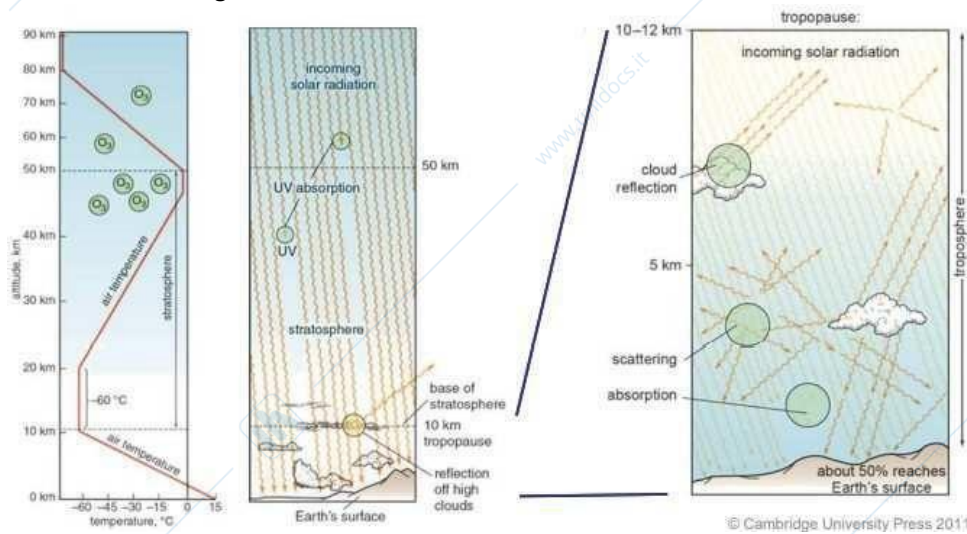
La parte rimanente, quella che arriva a Terra, la raggiunge con un'intensità media di circa 0.07 watt/cm^2 .

ASSORBIMENTO RADIATIVO DELL'ATMOSFERA

Gli strati superiori dell'atmosfera sono praticamente trasparenti a tutte le radiazioni elettromagnetiche provenienti dal Sole.

Tra gli 80 km e i 50 km di altitudine, la maggior presenza di ozono assorbe le radiazioni UV. Quando una radiazione elettromagnetica viene assorbita da un corpo, ne determina un aumento di temperatura, poiché l'energia non sparisce ma si trasforma in calore: per questo motivo, intorno ai 50 km abbiamo un aumento di temperatura dell'atmosfera, che altrimenti sarebbe estremamente fredda.

Negli strati più bassi invece l'assorbimento dipende essenzialmente dalla presenza di CO_2 e di vapore acqueo, in particolare nella troposfera che costituisce gli ultimi 15-10 km. Il vapore acqueo presente in questa zona proviene soprattutto dalla superficie terrestre, per fenomeni di evaporazione; un discorso analogo vale per la CO_2 , prodotta dai cicli biologici.



Negli strati più bassi si verificano anche i fenomeni legati alla presenza di nubi, come la riflessione, rifrazione e diffusione (scattering), la quale è legata alla presenza di pulviscolo di gas.

ALBEDO

Anche la superficie terrestre esercita un'azione di riflessione della radiazione che arriva a terra, assorbendone solo una parte. La quantità di energia riflessa espressa in termini percentuali è detta **albedo** e dipende dalle caratteristiche fisiche della superficie: il tipo di suolo, la presenza di rocce o di vegetazione. Poiché è legata alla presenza di vegetazione, l'albedo generalmente ha una variazione stagionale e risulta essere minore in primavera/estate, quando le piante assorbono una maggiore quantità di energia rispetto all'inverno. Il colore della superficie può in buona approssimazione darci un'idea della sua albedo. La neve, che è bianca, ha un albedo del 60%. Anche essa ha un ciclo stagionale, e infatti in montagna durante l'inverno la maggiore estensione della superficie innevata provoca un albedo elevato e favorisce un abbassamento delle temperature, perché la riflessione impedisce che il suolo si riscaldi → è un esempio di retroazione positiva: l'ampliamento delle distese di neve determina un abbassamento delle temperature che favorisce la conservazione della neve stessa.

Le foreste hanno invece un albedo mediamente del 20%.

Siccome la Terra è ricoperta per il 70% da acqua, dobbiamo anche tener conto della capacità di riflessione dell'acqua liquida, che è abbastanza bassa. Questo perché l'acqua viene in buona parte attraversata dai raggi solari che poi vengono assorbiti dal liquido invece che essere riflessi, a meno che l'angolo di incidenza non sia

molto piccolo. La radiazione assorbita, provoca un aumento di temperatura soprattutto negli strati più superficiali, che favorisce l'evaporazione: l'energia viene quindi ridistribuita, ma sotto forma di calore. Per questo motivo, gli oceani hanno un importante ruolo termoregolatore per il clima e rappresentano di fatto per il pianeta i principali magazzini di calore, che altrimenti sarebbe in gran parte riflesso e disperso.

ASSORBIMENTO

Sulla terra ferma, l'energia che non viene riflessa viene assorbita e aumenta la temperatura del terreno, determinando a sua volta un'emissione di radiazione elettromagnetica con lunghezza d'onda maggiore della radiazione incidente di circa un ordine di grandezza: appartiene quindi al campo dell'infrarosso termico. La controradiazione è trasmessa in tutte le direzioni, quindi può essere assorbita dal suolo, dall'H₂O o rimandata verso lo spazio.

Il **calore sensibile** è quello che noi percepiamo direttamente, perché gli infrarossi termici reagiscono con le particelle d'acqua, anche quelle contenute nel nostro corpo.

Durante il giorno, cioè quando l'irraggiamento è in atto, la superficie del terreno si riscalda, come abbiamo detto in quantità maggiore o minore in funzione dell'albedo. La massima temperatura viene raggiunta chiaramente dalla superficie che è colpita direttamente dai raggi del Sole; il calore si diffonde poi verso il basso attraverso il processo di conduzione termica, per al massimo qualche metro. Scendendo ulteriormente verso il basso, la temperatura diminuisce fino ad arrivare ad un livello detto omotermico, al di sotto del quale la temperatura torna ad aumentare in conseguenza del flusso geotermico.

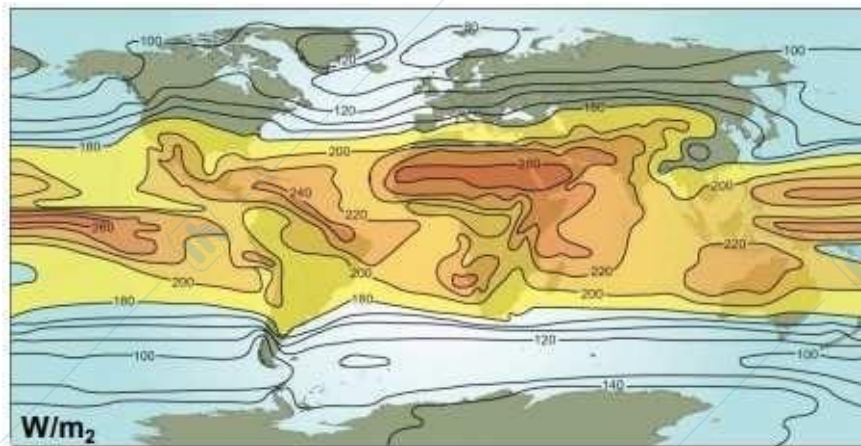
Un'altra forma di dispersione del calore è quella del **calore latente**, ovvero di quello immagazzinato dalle molecole d'acqua che si sono prodotte come conseguenza dell'evaporazione. Il calore latente dipende dall'umidità del terreno.

Di notte, non c'è più l'irraggiamento del Sole e la superficie del terreno tende a raffreddarsi, dopo aver disperso tutto il calore. Questo calore va a scaldare l'aria in prossimità del terreno e provoca il fenomeno dell'**inversione termica** al suolo, che riguarda complessi scambi termici per conduzione (contatto), convezione (in aria) e irraggiamento (veicolato sempre dagli infrarossi).

DISTRIBUZIONE DELL'ENERGIA

Il calore che raggiunge la Terra sotto forma di radiazione elettromagnetica si distribuisce in funzione di vari fattori, astronomici (inclinazione del Sole rispetto all'orizzonte, spessore dell'atmosfera, interazioni con i gas) e locali/geografici.

Nel grafico, possiamo vedere la quantità di energia, espressa in W/m^2 , distribuita sulla superficie terrestre. C'è un chiaro andamento latitudinale, dovuto anche a condizioni di clima secco o clima umido: per esempio, la zona del Sahara riceve una grande quantità di energia perché è interessata da alte pressioni che determinano un cielo costantemente limpido, sebbene qui l'irraggiamento sia minore piuttosto che nell'area equatoriale; lo stesso succede nelle aree tropicali del Pacifico. L'Equatore, sebbene sia la zona che riceve il maggior irraggiamento, è anche un'area molto umida e quindi interessata da una copertura nuvolosa che assorbe parte dell'energia che vi arriva.



TRASPORTO MERIDIANO DI CALORE

L'atmosfera, i mari e gli oceani hanno un ruolo importante della gestione e redistribuzione dell'energia che proviene del Sole e che viene sostanzialmente veicolata verso le alte latitudini, secondo un fenomeno detto **trasporto meridiano di calore**.

Esso si verifica attraverso il movimento dell'aria, ma ad essere trasportato non è calore sensibile quanto calore latente contenuto nell'umidità: il vapore acqueo funge infatti da pila termica, che trasporta il calore latente per poi rilasciarlo al momento della condensazione.

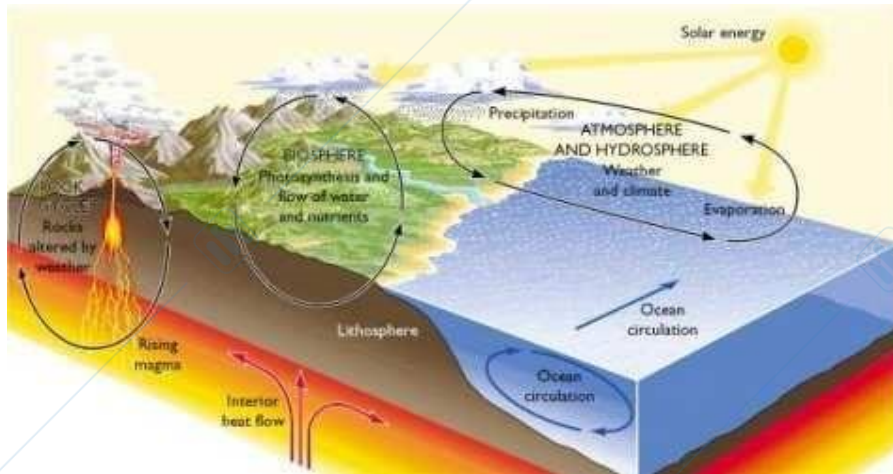
Un altro meccanismo di trasporto è ad opera delle correnti oceaniche, sia superficiali che profonde. Le acque degli oceani si muovono infatti secondo dei circuiti che hanno funzione di rimescolamento sia orizzontale che verticale che fanno sì che le acque equatoriali calde vengano distribuite verso le aree più fredde: un esempio è la Corrente del Golfo, che nasce nel Mar dei Caraibi, lambisce le coste degli Stati Uniti e infine si distacca per andare a investire le coste del Nord Europa.

Questi meccanismi attenuano i contrasti climatici, raffreddando le basse latitudini e scaldando le alte latitudini, rendendo entrambe più vivibili.

Provocano anche una certa inerzia termica a livello temporale, perché il calore viene immagazzinato e restituito lentamente e questo comporta, ad esempio, che il ciclo termico stagionale non sia perfettamente agganciato al ciclo astronomico dell'insolazione: infatti, i giorni più caldi non cadono in corrispondenza del solstizio estivo, come ci si aspetterebbe, ma circa un mese dopo; allo stesso modo, i giorni più freddi non cadono in corrispondenza del solstizio invernale, ma verso fine gennaio.

LE QUATTRO SFERE TERRESTRI

- litosfera: rocce, parte solida;
- idrosfera: acqua, parte liquida;
- atmosfera: gas, parte gassosa;
- biosfera: componente organica, legata ai cicli biologici;
- antroposfera: l'uomo e le sue attività.



CICLI E RETROAZIONI

Le sfere sono intimamente interconnesse con i processi che le coinvolgono, con interazioni che si sviluppano attraverso processi chimici, fisici e biologici e che agiscono su tutte le scale.

Tutto questo può essere descritto in termini di sistemi (insiemi più o meno complessi di più elementi che interagiscono tra loro scambiando materia e/o energia) e cicli (sequenze temporali di processi, che possono avere una frequenza periodica o essere delle derivate verso situazioni di equilibrio più o meno stabili). La complessità di questi processi risiede anche nel fatto che le modalità con cui si verificano possono avere degli effetti di retroazione, sia positiva che negativa, che vanno a modificare le condizioni di partenza andando a smorzare o accentuare la dinamica di un ciclo.

LA LITOSFERA – STRUTTURA E COMPOSIZIONE DELLA TERRA

STRUTTURA INTERNA DELLA TERRA

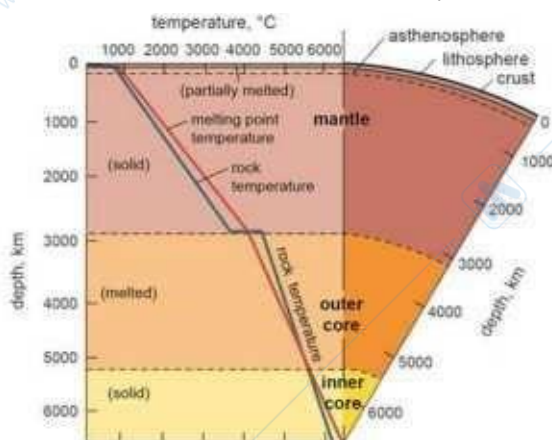
La struttura interna della Terra è organizzata in strati, che sono:

- litosfera (crosta terrestre + parte superiore del mantello);
- astenosfera;
- mantello;
- limite nucleo-mantello;
- nucleo esterno;
- nucleo interno.

Il nucleo della Terra è costituito da due parti, un **nucleo interno** (con uno spessore di 1500 km) e un **nucleo**

esterno (con uno spessore di 2200 km). Entrambi sono fatti di ferro e nickel, ma il nucleo interno, nel quale la temperatura supera i 6000° C, si trova allo stato solido a causa delle elevate pressioni, mentre il nucleo esterno si trova allo stato liquido.

La parte intermedia, detta **mantello**, ha uno spessore di 2800 km ed è costituita da silicati ricchi di ferro e magnesio. È costituita da rocce allo stato solido, così come la crosta → si deduce che la maggior parte dell'interno della Terra è solido. Questo perché fino a 3000 km di profondità la temperatura delle rocce è minore della temperatura di fusione.



La **litosfera** si estende fino alla profondità di 200 km e la sua dinamica si riflette sulla superficie terrestre, per quanto riguarda la conformazione delle terre emerse, legata a fenomeni vulcanici e alla formazione di catene montuose.

Esiste una zona di transizione tra la litosfera e il mantello chiamata **astenosfera**, tra i 100 km e i 200 km di profondità, caratterizzata da movimenti di rocce allo stato semi-fuso, che la fanno assomigliare ad una sorta di pasta viscosa interessata da moti convettivi dovuti alle diverse densità.

La **crosta terrestre** ha spessore variabile, dai 10 km in corrispondenza degli oceani ai 70 km in corrispondenza delle catene montuose, ed è costituita da silicati ricchi di alluminio, sodio, potassio e calcio.

Noi conosciamo la struttura della Terra grazie alle indagini sismiche.

I terremoti si propagano con **onde di compressione**, caratterizzate da oscillazioni nella stessa direzione dell'onda, e **onde di distorsione**, perpendicolari alla direzione dell'onda. Le onde di distorsione si propagano solo nei mezzi solidi, mentre quelle di compressione in tutti gli strati della materia. Dalle analisi si è visto che il nucleo esterno rappresenta una "zona d'ombra" per le onde di distorsione, quindi deve essere liquido. La sismologia ci ha fornito anche dati sulla densità degli strati della Terra:

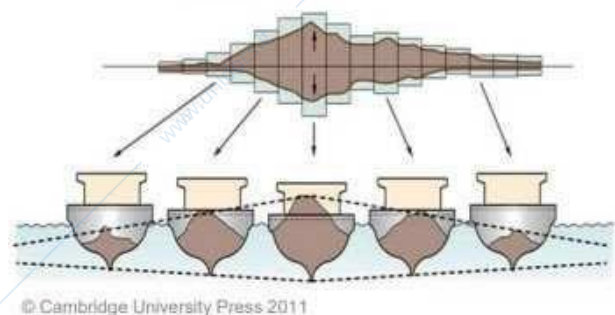
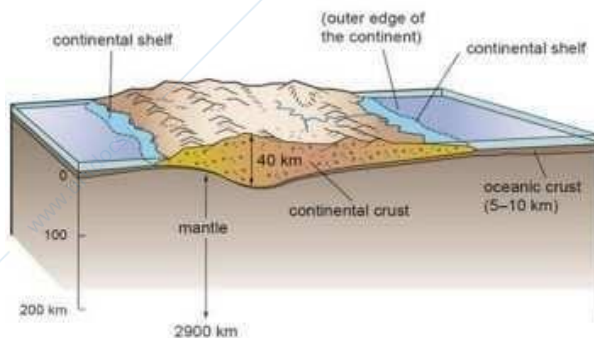
- crosta continentale: 2.8 g/cm³;
- crosta oceanica: 3.2 g/cm³;
- astenosfera: 3.3 g/cm³.

ISOSTASIA

Per isostasia si intende il "galleggiamento" di masse rocciose a bassa densità su masse rocciose ad alta densità. Questo fenomeno è in grado di spiegare la nascita delle catene montuose e le differenze di spessore nella crosta terrestre.

La presenza di un sovraccarico di peso come quello di una catena montuosa dovrebbe infatti far sprofondare la crosta nel mantello, ma questo non avviene grazie ad un ispessimento della crosta stessa. Si può pensare ad una nave che galleggia in mare: più pesante è il carico, più essa sprofonda verso il basso.

Le prove concrete di questo fenomeno le possiamo trovare nelle aree dove vi era stato in passato un accumulo di ghiaccio, come in Scandinavia, dove la crosta è ancora in risalita in seguito alla perdita dei ghiacciai dopo l'ultima glaciazione, avvenuta 20 000 anni fa.



L'isostasia dimostra anche l'esistenza di uno strato plastico al di sotto della litosfera rigida, cioè l'astenosfera.

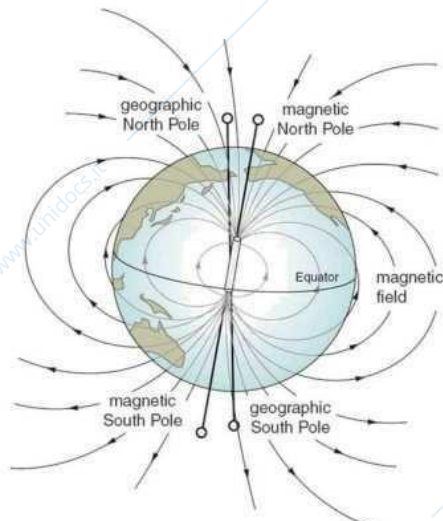
CALORE INTERNO DELLA TERRA

Mano a mano che si scende in profondità all'interno della Terra, la temperatura aumenta con un gradiente medio di 0.026 °C/m (ma può variare da 0.005 a 0.1 °C/m), cioè circa 20-30 °C/km, almeno nella zona più superficiale.

Nel nucleo interno si raggiungono circa i 6500 °C, un calore che deriva per gran parte dal decadimento radioattivo di elementi instabili quali l'uranio, il thorio e il potassio, e solo in minima parte dal calore residuo della formazione del pianeta.

Il calore interno si propaga principalmente per conduzione e convezione. La convezione è legata a fenomeni convettivi che avvengono nel nucleo esterno e, anche se lentamente, nell'astenosfera e che ridistribuiscono il calore verso la superficie. La conduzione invece non è molto efficace perché la crosta, costituita da rocce con bassa conducibilità termica, funge da isolante.

CAMPO MAGNETICO TERRESTRE



I movimenti convettivi all'interno del nucleo esterno creano un campo elettromagnetico che si disperde nello spazio secondo una geometria riconducibile a un dipolo, orientato come l'asse di rotazione terrestre, ma non esattamente coincidente: questo fa sì che le linee di forza del campo magnetico terrestre possano essere utilizzate per costruire l'orientamento dell'asse di rotazione.

es. l'ago della bussola si orienta secondo il nord magnetico, ma indica al tempo stesso il nord geografico, con un errore di pochi gradi.

Le linee di forza del campo magnetico si diffondono dai poli magnetici, secondo una forma toroidale (a ciambella).

La **declinazione magnetica** è l'angolo su un piano orizzontale tra il nord magnetico e quello geografico, in un punto sulla superficie terrestre.

INVERSIONI DEL CAMPO MAGNETICO TERRESTRE

La polarità del campo magnetico si è invertita molte volte nel corso della storia della Terra, l'ultima di queste è stata circa 700 000 anni fa.

Sappiamo dell'esistenza di questo fenomeno grazie ad alcune rocce magmatiche, che contengono materiali ferromagnetici che durante la solidificazione si sono orientati seguendo il campo magnetico, registrandone perciò l'orientamento. Le inversioni magnetiche furono scoperte indagando la "firma" magnetica della crosta oceanica, che appare costituita da bande di rocce con diversa orientazione magnetica.

Definiamo "normale" la polarità attuale ed "inversa" quella opposta.

Le inversioni del campo magnetico sono fenomeni irregolari, non prevedibili e che non sappiamo nemmeno se avvengono in maniera graduale o improvvisa.

MODELLO DELLA TETTONICA A PLACCHE

La parte più esterna della Terra è formata da circa 20 placche distinte come una sorta di mosaico, spesse circa 100 km, che si muovono l'una rispetto all'altra. Questi moti costituiscono la causa primaria di terremoti, fenomeni vulcanici e fenomeni che portano alla formazione di catene montuose.

Nella litosfera, profonda circa 200 km, la crosta terrestre e la parte superiore del mantello sono divise dalla **discontinuità di Mohorovicich** (Moho), una linea che definisce il cambio di densità da silicati leggeri (con Na e K) a silicati pesanti (con Fe e Mg). Per i suoi movimenti la litosfera, che è rigida, scorre sull'astenosfera.

Il modello della tettonica risale all'inizio del secolo scorso, anche se ci si era resi conto già da tempo che i confini dei continenti, in particolare di Sudamerica e Africa, hanno linee complementari: questa corrispondenza è ancora più marcata se si osservano i limiti degli scudi continentali (il reale limite dei continenti, a livello dei fondali oceanici). Una cosa simile si osserva tra Europa e Nord America.

“Assemblando” i continenti si nota che le linee degli scudi continentali si incastrano e si ricompongono zone in cui sono state ritrovate rocce e fossili simili, come ad esempio la Scandinavia, la Groenlandia e il Canada o il bacino amazzonico e il Congo.

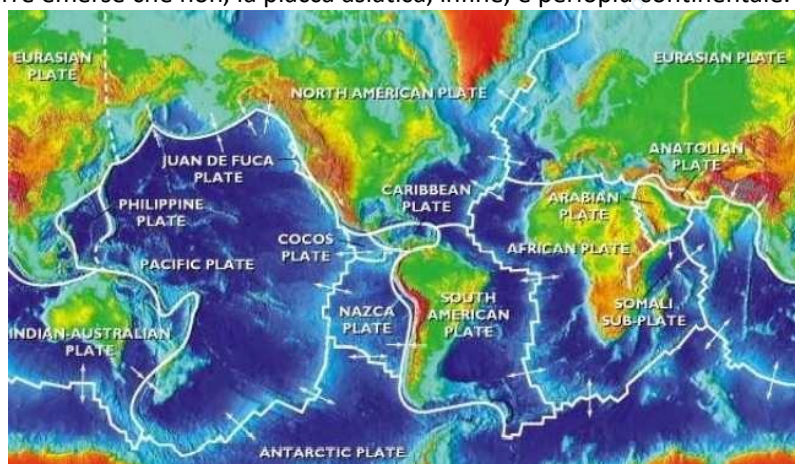


Questo ci ha fatto capire che in passato, circa 200 milioni di anni fa, doveva un esistere un unico continente, denominato **Pangea**, poi frammentatosi nella conformazione attuale, circondato da un unico oceano, denominato **Pantalassia**.

TEORIA DELLA DERIVA DEI CONTINENTI

La teoria della deriva dei continenti venne suggerita per la prima volta da Wegener nel 1912, ma non venne accettata finché negli anni 60' non si iniziò a capirne il meccanismo studiando i fondali oceanici.

Si capì quindi che la crosta terrestre è suddivisa in placche, ognuna delle quali ha caratteristiche diverse. Ad esempio, la placca pacifica, che è anche la più grande, non ha terre emerse; la placca americana è invece costituita sia da terre emerse che non; la placca asiatica, infine, è perlopiù continentale.

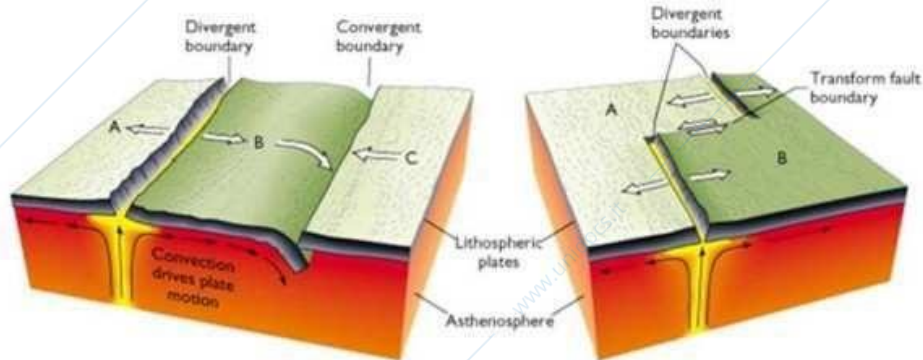


I limiti delle placche litosferiche e le zone a loro prospicienti sono le zone a maggiore sismicità e più ricche di fenomeni vulcanici. Inoltre, la formazione di catene montuose avviene sempre in conseguenza allo scontro tra due placche.

MOTI CONVETTIVI NEL MANTELLO

Un fluido riscaldato è soggetto a moti convettivi che si organizzano in celle strutturate in forma di maglie cilindriche. Lo stesso fenomeno si manifesta nell'astenosfera, anche se con moti molto lenti (qualche cm all'anno).

Esistono tre tipi di margini di placche: divergenti, convergenti e trasformativi.



GEODINAMICA

La geodinamica creata dalla tettonica a placche fornisce energia per alcuni processi che avvengono sulla superficie terrestre, sotto diverse forme.

Si tratta di energia **termica** in corrispondenza delle manifestazioni vulcaniche, con fenomeni che hanno una valenza circoscritta all'area locale il più delle volte.

Ma più spesso l'energia trasmessa alla superficie è **meccanica** e determina l'innalzamento della superficie topografica rispetto al livello del mare e quindi la costituzione di catene montuose. La formazione di catene montuose può derivare da fenomeni di piegamento, o di movimento differenziale di blocchi o di inclinazione di blocchi cristallini.

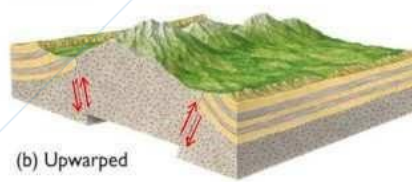
Questa stessa energia ha anche una componente **potenziale**, in quanto la creazione di differenze di quota ha una rilevanza per una serie di fenomeni, in particolare legati all'acqua e alla sua capacità erosiva (sotto forma di precipitazione, cade sulla superficie terrestre e si muove percorrendo un pendio, erodendone una parte).

Rilievo di origine vulcanica



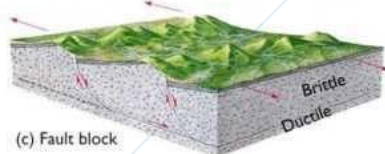
(a) Volcanic

Rilievo per sollevamento dovuto a faglie inverse



(b) Upwarped

Rilievo a blocchi di faglia basculati



(c) Fault block

Rilievo a pieghe



(d) Folded

I MINERALI

La crosta terrestre è composta da vari elementi e minerali, dei composti chimici con formula più o meno complessa allo stato solido che presentano una struttura regolare, cioè i cui atomi sono disposti secondo delle geometrie ben definite, che si ripetono nello spazio e vengono chiamati **reticoli cristallini**.

I minerali si formano principalmente per cristallizzazione del magma, durante il passaggio dallo stato fluido a quello solido. Si può avere anche una crescita di cristalli direttamente allo stato solido, senza passaggi di stato; esistono anche minerali che si formano a causa di fenomeni di precipitazione da una soluzione (quando in una soluzione gli ioni disciolti superano il livello di saturazione, si riaggregano formando cristalli).

I minerali devono rispettare tre caratteristiche fondamentali per essere definiti tali:

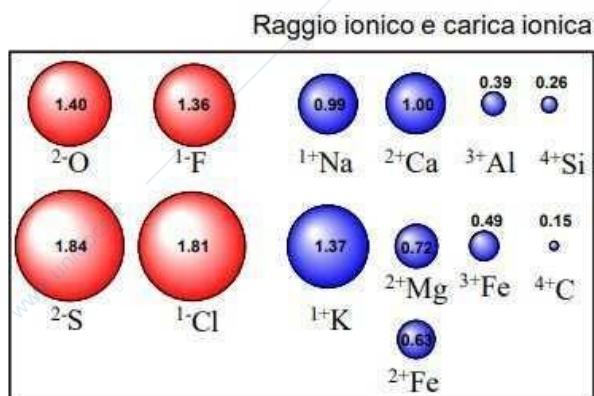
1. essere di origine naturale (non artificiali);
2. essere allo stato solido;
3. essere costituiti da composti inorganici.

I minerali sono i costituenti elementari delle rocce e di conseguenza della crosta terrestre.

Il minerale più abbondante sulla Terra è il quarzo, che si forma a partire dal biossido di silicio o silice, un composto dell'ossigeno e del silicio. La silice la possiamo trovare sia in forma pura che combinata ad altri elementi per dare i silicati, dei composti che presentano uno scheletro di silice legato ad altri elementi, principalmente alluminio, ferro e magnesio.

STRUTTURA DEI MINERALI: RETICOLO CRISTALLINO

Il reticolo cristallino dei minerali può essere descritto come un composto ionico in cui gli elementi si sono scambiati elettroni acquisendo una carica elettronica positiva (cationi) o negativa (anioni). Gli elementi in grado di acquistare elettroni e quindi diventare anioni, sono un numero ristretto: ossigeno, cloro, fluoro e zolfo. Gli elementi in grado di cedere elettroni e quindi diventare cationi sono di più e comprendono i metalli pesanti e leggeri che si trovano nella parte sinistra della tavola periodica: silicio, potassio, calcio, sodio, alluminio, magnesio e ferro.



Ci sono due tipi di legame che possono legare questi elementi: il legame covalente e il legame ionico.

Se due atomi sono tenuti assieme da un legame covalente, essi condividono un elettrone. È un legame molto forte che si realizza solitamente tra atomi dello stesso elemento e dà strutture molto compatte. Di conseguenza, i minerali tenuti assieme in questo modo avranno elevate resistenza meccanica e durezza: ne è un esempio il diamante, costituito da solo carbonio che assume una struttura tetraedrica. Il quarzo ha un legame covalente con struttura esagonale.

Il legame ionico, che si instaura solitamente tra atomi di elementi diversi, costituisce composti più deboli che tendono a rompersi più facilmente, come per esempio il sale da cucina (disposizione cubica).

CLASSIFICAZIONE DEI MINERALI

Sulla Terra sono state individuate circa 3500 specie mineralogiche, di cui la maggior parte sono minerali accessori, che si trovano in pochi posti in condizioni molto particolari. La crosta terrestre di per sé è costituita da una ventina di minerali, di cui una dozzina sono comuni: tra questi i più abbondanti sono i silicati (Si, O + altri elementi), seguiti dai carbonati (ioni $\text{CO}_3 + \text{Ca, Mg}$).

CLASSE	ANIONI	ESEMPI
Elementi nativi	nessuno	rame metallico (Cu)
Solfuri	solfuro (S ²⁻)	pirite (SFe), galena (SPb)
Ossidi e idrossidi	ossigeno (O ²⁻), ossidrilico (OH ⁻)	ematite (Fe ₂ O ₃), brucite (Mg(OH) ₂)
Alogenuri	cloruro (Cl ⁻), fluoruro (F ⁻), bromuro (Br ⁻), ioduro (I ⁻)	salgemma (NaCl), silvite (KCl)
Carbonati	carbonato (CO ₃ ²⁻)	calcite (CaCO ₃), dolomite (CaMg(CaCO ₃) ₂)
Solfati	solfato (SO ₄ ²⁻)	anidrite (CaSO ₄)
Silicati	silicato (SiO ₄ ⁴⁻)	olivina (Mg ₂ SiO ₄)

I SILICATI

I silicati raggruppano un elevato numero di specie, suddivise in famiglie, di cui solo alcune sono comuni. Sono tutti costituiti da quattro atomi di ossigeno che circondano uno ione silicio, formando un tetraedro. I tetraedri si combinano poi tra loro per formare un reticolo e legarsi con altri elementi, principalmente metalli leggeri (ma anche alluminio e ferro).

Alcuni esempi:

- i **feldspati** sono i costituenti di rocce magmatiche comuni come i graniti;
- l'**olivina** è un silicato del magnesio e il costituente principale delle rocce magmatiche che trovo nei fondali oceanici;
- le **miche** hanno una struttura particolare, che si può "sfogliare" in tratti strati sottili. Sono principalmente di origine magmatica e piuttosto abbondanti.

ALTRI MINERALI COMUNI

Dopo i silicati, i minerali più comuni sono i **carbonati**, che vanno a costituire le rocce carbonatiche (es. calcari e dolomie). Questi minerali hanno spesso origine organogena (derivanti da resti di organismi viventi), spesso grazie a processi di precipitazione. Tra di essi, vale la pena di ricordare la **calcite** (carbonato di calcio) e la **dolomite** (carbonato di calcio + Mg).

Gli **ossidi minerali** e i **solfuri** hanno invece importanza mineraria.

I **solfati** sono piuttosto abbondanti. In particolare, il **gesso** (solfato di calcio) si forma in conseguenza all'evaporazione totale dell'acqua di mare.

LE ROCCE

Le rocce sono aggregati naturali dei minerali e vengono distinte in funzione a criteri che le raggruppano tendenzialmente in tre grandi categorie:

1. **magmatiche;**
2. **sedimentarie;** 3. **metamorfiche.**

MINERALI COSTITUENTI

ROCCE MAGMATICHE	ROCCE SEDIMENTARIE	ROCCE METAMORFICHE
quarzo	quarzo	quarzo
feldspati	minerali argillosi	feldspati

miche	feldspati	miche
pirosseni	calcite *	pirosseni
anfiboli	dolomite *	calcite *
olivina (peridoto)	gesso, alite *	granati, staurolite

* con l'asterisco sono indicati i minerali non silicatici
in corsivo i minerali accessori

ROCCE MAGMATICHE (O IGNEE)

Le rocce magmatiche si originano per solidificazione di un **magma**, ovvero di una miscela di sostanze allo stato fluido a elevata temperatura (650-1200 °C) costituita non solo da materiale fuso ma anche da componenti volatili, essenzialmente acqua, cloro e zolfo. Il magma si origina all'interno della crosta terrestre o, in qualche caso, nel mantello superiore, laddove la temperatura ne permette la formazione.

Le rocce magmatiche si distinguono in due categorie, essenzialmente sulla base del fatto che la solidificazione avvenga in profondità o in superficie:

- **rocce intrusive o plutoniche:** sono rocce che si formano in seguito ad un raffreddamento lento a profondità anche di qualche km entro la crosta, in condizione di elevate temperatura e pressione;
- **rocce effusive o vulcaniche:** sono rocce che si formano in seguito ad un raffreddamento rapido sulla superficie terrestre in condizioni "ambiente" di temperatura e pressione.

La composizione chimica delle rocce magmatiche non riguarda il modo in cui solidificano, ma dipende esclusivamente dalle caratteristiche del magma di partenza.

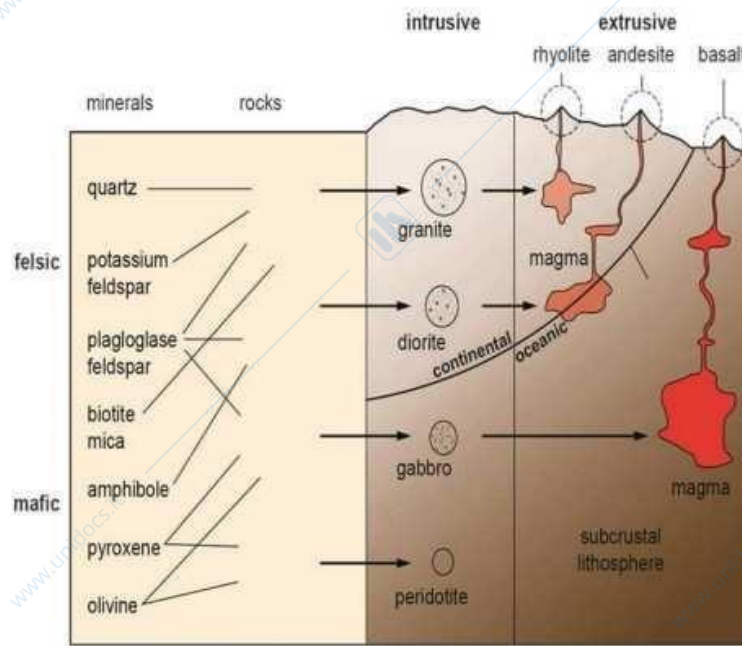
I magmi possono avere un maggiore o minore contenuto di silice, una caratteristica che viene usata per distinguerli in due categorie:

- **magmi acidi:** hanno un alto contenuto di silice e sono più viscosi;
- **magmi basici:** hanno un basso contenuto di silice e sono più fluidi.

Anche il basso contenuto di componenti volatili e la relativa bassa temperatura del magma sono responsabili di un aumento della sua viscosità.

La viscosità del magma influenza la possibilità che esso raggiunga la superficie e fuoriesca con fenomeni esplosivi. Più un magma è fluido più sarà facile che riesca ad attraversa la crosta e risalire attraverso le linee di frattura dalle zone di accumulo profondo, le camere magmatiche, alla superficie.

Tendenzialmente, le rocce effusive originano da magmi acidi, mentre le rocce intrusive sono originate da magmi con composizione basica.



Lo schema affianco riassume il processo di formazione delle rocce magmatiche. Il tipo di roccia che si verrà a formare dipende dalla composizione del magma che è sostanzialmente legata alla profondità a cui si forma.

La crosta superiore è infatti costituita principalmente da silicati acidi (ricchi di silice) e darà quindi vita a magmi acidi. Il mantello invece è costituito da silicati a minor contenuto di silice.

Dalla profondità dipende anche il nome che prendono le rocce. Quelle che si formano più in basso prendono il nome di **peridotiti**, costituite principalmente da olivina (che è il costituente principale del mantello superiore).

Se un magma basico

cristallizza all'interno della camera magmatica, si verranno a formare rocce che prendono il nome di **gabbri**, costituiti dai minerali piroxene e anfiboli. Se questo magma cristallizza invece in superficie, la roccia prende il nome di **basalto**.

Mano a mano che si sale di profondità, i magmi si arricchiscono di silice e sono composti da minerali della famiglia dei feldspati (o plagioclasti o feldspati potassici). La roccia intrusiva che si produce per la solidificazione di questi magmi di media profondità prende il nome di **diorite**. Se, a partire dalle stesse condizioni, si forma invece una roccia effusiva, si parla di **andesite**.

I magmi che si formano ancora più vicini alla superficie sono i più ricchi di silice e quando solidificano in condizioni intrusive diventano rocce che prendono il nome di **graniti**, mentre se raggiungono la superficie e solidificano in condizioni effusive, danno origine a rocce che prendono il nome di **rioliti**.

Riassumendo:

PROFONDITÀ	molto profonda	profonda	media	bassa
ROCCIA INTRUSIVA	peridotite	gabbro	diorite	granito
ROCCIA EFFUSIVA		basalto	andesite	riolite

TESSITURA DELLE ROCCE MAGMATICHE

Le condizioni in cui avviene la solidificazione sommata alla composizione chimica di una roccia ne determinano la tessitura, ovvero il suo aspetto macroscopico.

Osservando l'immagine a fianco, possiamo vedere come per esempio i basalti abbiano un colore scuro e una grana molto fine: infatti, solidificando rapidamente i minerali non hanno tempo di accrescere il loro reticolo e restano di piccole dimensioni.

Il granito è invece una roccia di colore chiaro, giallo o rosato, costituito da una quantità rilevante di quarzo.

In generale, notiamo come le rocce prodotte da magmi acidi siano molto più scure di quelle prodotte da magmi basici.



Nelle rocce magmatiche, possiamo trovare tre tipi di tessitura.

La **tessitura cristallina**, dove si possono distinguere anche ad occhio nudo i minerali di qualche millimetro di dimensione che costituiscono la roccia, organizzati in cristalli. Questi ultimi non avranno una forma regolare, perché crescono ammassati e si adattano quindi agli spazi disponibili: per la stessa ragione, tra i diversi cristalli c'è un legame molto stretto che conferisce alla roccia un'elevata tenacità.

Al contrario, nelle rocce che hanno cristallizzato velocemente troviamo una **tessitura vetrosa**, priva di una struttura cristallina regolare. Ne sono un esempio le ossidiane, chiamate infatti vetro vulcanico.

Un tipo di tessitura tipico delle rocce magmatiche effusive è la **tessitura vescicolare**, con roccia caratterizzata da spazi vuoti, che rappresentano non altro che le bolle delle componenti volatili che si sono allontanate rapidamente al momento della solidificazione.

La **tessitura porfirica** la incontriamo quando un magma inizia la risalita verso la superficie ma prima di raggiungerla si raffredda parzialmente, portando alla cristallizzazione di alcuni minerali. La struttura finale delle rocce, una volta completata la risalita, presenta parti cristallizzate e parti vetrose, con elevate capacità meccaniche. Similitudine → panettone coi canditi. Questo tipo di tessitura prende il suo nome dal porfido, una roccia di questo tipo molto diffuso e utilizzata per l'edilizia (es. sampietrini).

STRATIFICAZIONE

Tutte le rocce sedimentarie si presentano quasi sempre organizzate in strati, che si depongono orizzontalmente e sono tra loro paralleli: il fatto che questi strati siano ben distinti gli uni dagli altri indica che la deposizione non è quasi mai un processo regolare e uniforme nel tempo, ma avviene con delle fasi. Gli strati rappresentano una registrazione cronologica delle condizioni che hanno consentito la sedimentazione, favorendola in alcuni casi e impedendola in altri; inoltre, le rocce sedimentarie contengono fossili, che possono fornire ulteriori informazioni.

Lo studio delle successioni di rocce sedimentarie si basa su due principi molto semplici:

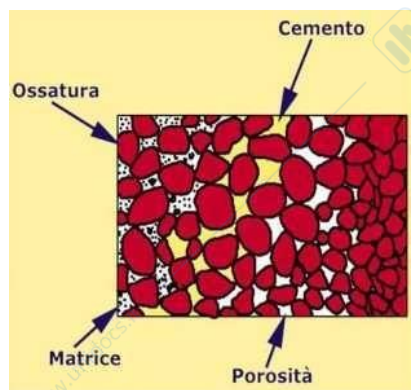
1. gli strati, salvo situazioni particolari, si formano con un assetto orizzontale;
2. il principio di sovrapposizione: dal momento che la sedimentazione avviene per accumuli successivi, è evidente che lo strato sottostante si è formato prima di quello che sta sopra.

CLASSIFICAZIONE ROCCE SEDIMENTARIE

La classificazione delle rocce sedimentarie è abbastanza complessa, perché si basa su vari fattori:

- la **composizione**, cioè i minerali che compongono le rocce (che dipendono dalle rocce madri);
- la **tessitura**, che dipende dalle dimensioni dei frammenti che compongono le rocce e da come essi sono disposti da un punto di vista geometrico;
- la **struttura**, che dipende invece dal processo e dell'ambiente di deposizione.

Nella descrizione di una roccia sedimentaria bisogna inoltre tenere conto della porosità, cioè della presenza di spazi vuoti, che possono rimanere tali o essere riempiti in un secondo momento da detriti. Questi ultimi, possono essere di un materiale più o meno fine, sempre di natura sedimentaria, che prende il nome di **matrice** o di **cemento**, se è il prodotto della precipitazione chimica di un sale che era disciolto nell'acqua (solitamente è carbonato di calcio).



In questa sezione di roccia possiamo osservarne la struttura e la composizione: si possono notare minerali di colore diverso e quindi di diversa natura, a stretto contatto tra loro.

I minerali sono inglobati da una pasta più fine (quella grigia screziata) che costituisce la matrice.

Siccome appare tutto consolidato e coerente, può essere che sia avvenuto un processo di cementificazione per precipitazione di un sale (il più delle volte sono calciti o silice, più raramente solfato di calcio).

Le rocce sedimentarie, così come quelle magmatiche e metamorfiche, sono costituite da frammenti di silicati e viene usato il termine **rocce silicoclastiche**, per intendere quelle che sono il prodotto della sedimentazione di rocce magmatiche.

Queste sono le rocce sedimentarie più comuni e nella loro composizione si distingue una frazione detritica formata da granuli, chiamata anche **ossatura**, e una matrice.

I granuli sono costituiti dai minerali meno alterabili provenienti dalle rocce preesistenti: in particolare, il quarzo è tra i minerali comuni il più stabile e resistente ed è quindi il componente principale anche delle rocce silicoclastiche (seguono minerali meno stabili come i feldspati). In alcuni casi si possono trovare anziché granuli di un singolo minerale, frammenti di rocce di grana fine. La matrice è costituita da diversi materiali, principalmente i cosiddetti minerali argillosi (componenti principali delle argille), prodotti dai fenomeni di alterazione chimica che presentano una granulometria molto fine.

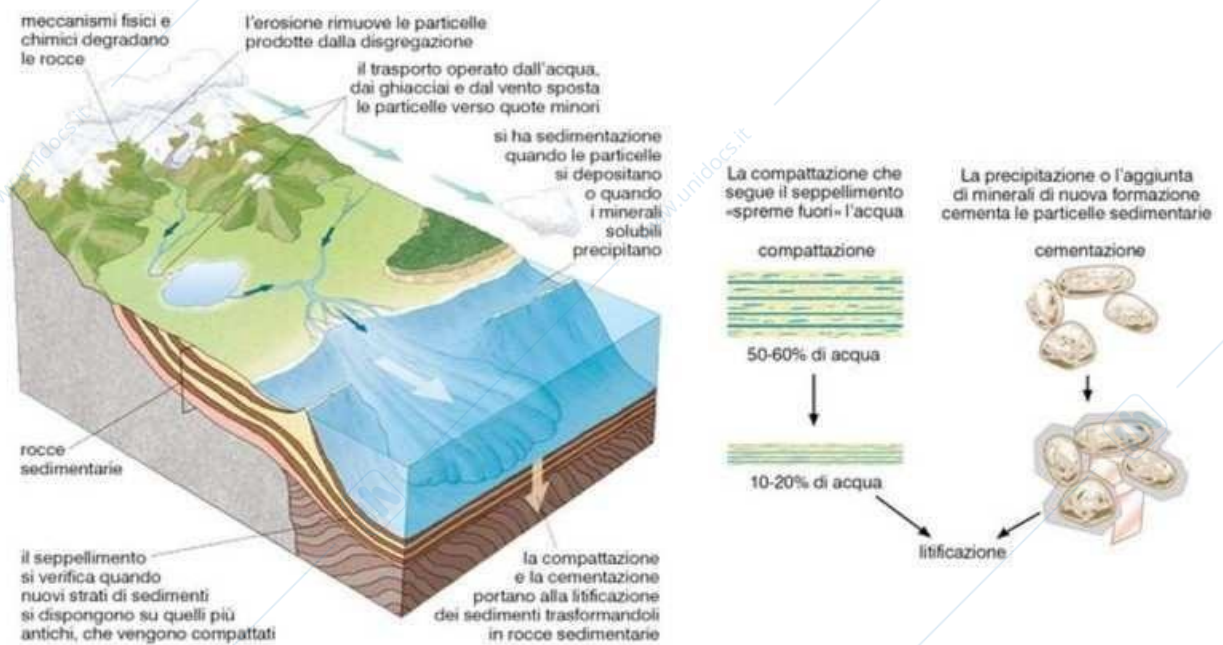
A queste due componenti principali possono aggiungersi anche altri minerali che sono invece di neoformazione, ovvero che si formano durante il processo di sedimentazione.

Se gli interstizi rimangono vuoti, si ottiene una roccia più porosa e meno resistente.

Nonostante i vari criteri descritti, solitamente per classificare le rocce sedimentarie ci si affida alla genetica.

ROCCHE SEDIMENTARIE CLASTICHE

Le **rocce sedimentarie clastiche** sono rocce composte da frammenti di rocce preesistenti, che sono state disgregate, alterate, trasportate, sedimentate e poi riaggregate ad opera prima della matrice e poi, eventualmente, di un processo di cementificazione. Il deposito dei materiali che andranno a formare queste rocce avviene solitamente in zone depresse, cioè a bassa energia, dove dopo un periodo di tempo abbastanza lungo, subiscono la **litificazione** (o **litogenesi**). La litificazione si articola in tre processi: **compattazione**, **espulsione dell'acqua** e **cementazione**. Le rocce clastiche sono rocce formatesi per processi di natura fisica, a cui a volte si accompagnano processi di alterazione chimica e/o precipitazione.



La classificazione delle rocce clastiche avviene sulla base delle loro caratteristiche tessutali, ovvero in base alle dimensioni medie dei granuli.

Una volta ottenuta la dimensione media dei granuli, la si inserisce in una scala granulometrica logaritmica in base due, espressa in millimetri, che fa riferimento a tre tipologie di sedimento, dai più grossolani ai più fini:

2.12.04 59

classificazione granulometrica di sedimenti e rocce sedimentarie

mm				
256	boulders (blocchi)	ghiaia	ruditi	conglomerato breccia
64	cobbles (ciottoli)			
4	pebbles (ciottoletti)			
2	granuli	sabbia		
1	sabbia molto grossolana			
1/2	sabbia grossolana			
1/4	sabbia media			
1/8	sabbia fine	fango	areniti	arenaria
1/16	sabbia molto fine			
1/256	silt (limo)			
	argilla		lutiti (peliti)	(siltite) argillite

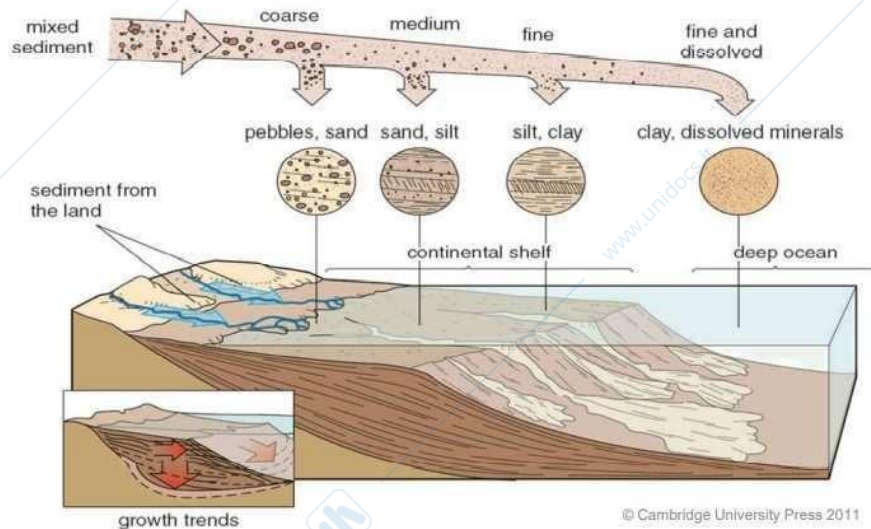
- ghiaia, per granuli superiori ai 2 mm;
- sabbia, per i granuli tra i 2 mm e 1/16 di mm;
- fango, per granuli di dimensioni inferiori a 1/16 di mm.

A loro volta, le **ghiaie** si suddividono in: **blocchi** (> 25 cm), **ciottoli**, **ciottoletti** e **granuli**.

La **sabbie** si distinguono invece in: **molto grossolana**, **grossolana**, **media**, **fine** e **molto fine**. Il **fango** si distingue in una porzione più grossolana chiamata **silt** o limo, i cui granuli hanno una dimensione di circa 4 µm, e una porzione finissima, detta **argilla**, con dimensioni inferiori.

I prodotti delle ghiaie, delle sabbie e dei fanghi, quando litificati, prendono rispettivamente i nomi di: **ruditi** o **conglomerati** o **breccie**, **areniti** o **arenarie**, **lutiti** o **peliti** o **argilliti** (oppure siltite se si parla di un silt).

Le diverse tipologie di rocce clastiche sono indubbiamente dipendenti dall'ambiente di deposizione. È intuitivo che per trasportare dei frammenti di roccia grandi serve più energia rispetto a quella che serve per trasportare particelle più fini → la dimensione delle rocce clastiche ci indica il livello di energia meccanica presente in un determinato ambiente. Infatti, i conglomerati si trovano principalmente sulle terre emerse o nelle zone alte dei bacini fluviali dove i fiumi hanno un'elevata energia; mentre le sabbie e le argille, le andiamo a trovare a fondovalle in prossimità delle coste, dove creano pianure alluvionali; le parti finissime, infine, raggiungono il mare con la cui acqua si mescolano e si disperdono così per decine, se non centinaia di chilometri oltre la linea di costa, andando a formare la scarpata continentale.



Le rocce sedimentarie organogene e quelle chimiche hanno in comune il fatto di essersi formate in conseguenza a fenomeni di precipitazione di sali (in particolare carbonato di calcio) disciolti nell'acqua. La precipitazione di questi sali può avvenire in due modi:

- precipitazione chimica, che avviene quando si raggiunge il grado di saturazione di una certa sostanza rispetto all'acqua per diminuzione del volume dell'acqua, cioè per evaporazione;
- il secondo processo che porta all'estrazione di sali disciolti nelle acque, è legato al metabolismo di molti organismi sia unicellulari che pluricellulari, che utilizzano principalmente il carbonato di calcio o la silice, per costruire delle strutture che possono essere di protezione per l'organismo, come i gusci, oppure di supporto, come le ossa dei vertebrati.

Questi due meccanismi portano entrambi alla cristallizzazione dei sali per formare dei minerali. Queste rocce sono in generale abbastanza diffuse sulla superficie terrestre: si tratta soprattutto di **calcari**, costituiti da carbonato di calcio; **dolomite**, costituite da carbonato di calcio e magnesio; **rocce silicee**, prodotte da organismi che estraggono silice dalle acque.

Esistono anche le **evaporiti**, cioè rocce che si ottengono per evaporazione completa o parziale di acqua continentale o marine che sono principalmente costituite da cloruro di sodio, ma anche solfato di calcio e in quantità minori anche carbonati o altri sali.

Troviamo anche un'altra roccia chiamata **marna**, che è costituita da carbonato di calcio, che può essere di origine chimica o organogena, mischiato con argilla.

Le **rocce carbonatiche** sono le più comuni rocce chimiche e organogene che si differenziano in funzione del rapporto tra calcite e dolomite:

- **calcari**, quando la percentuale di calcite è tra il 100% e il 90%;
- **dolomie**, quando la percentuale di dolomite è superiore al 90%;
- esistono poi due casi intermedi che sono i **calcari dolomitici** e le **dolomie calcaree**.

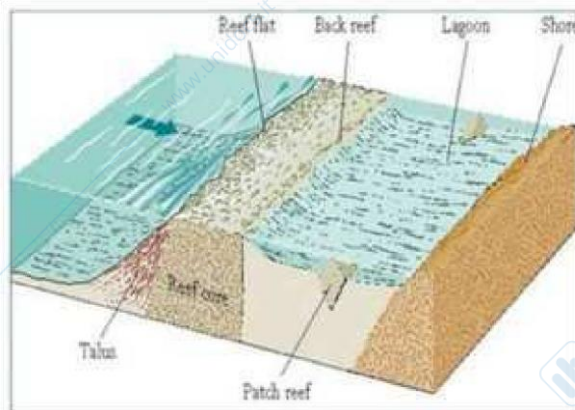
Calcite e dolomite sono due carbonati che si formano con gli stessi processi, ma la dolomite è spesso un minerale che si forma per processi secondari, ovvero non si deposita direttamente.

ROCCE SEDIMENTARIE ORGANOGENE

Le **rocce sedimentarie organogene** sono rocce formatesi tramite processi di natura biologica. Sono abbastanza comuni e costituiscono importanti catene montuose come le Dolomiti. Vengono prodotte dall'accumulo di frammenti di materiale minerale di origine organica, come per esempio gusci di molluschi, esoscheletro dei crostacei, strutture di sostegno dei coralli. Questi organismi (solitamente marini) sono in grado di estrarre dall'acqua i sali che vi sono disciolti (in particolare il carbonato di calcio) per poi creare strutture per sé. Alla morte dell'organismo questo materiale non si decompone ma si accumula.

Si formano ai margini dei continenti in zone di fondale relativamente basso, soprattutto in ambienti caratterizzati da acque relativamente calde e ricche di sostanza organica e povere di apporti terrigeni. I sedimenti renderebbero l'acqua più torbida ostacolando lo sviluppo di organismi che crescono in condizioni di acque pulite (es. molluschi e coralli). Qui si formano delle strutture complesse di grande dimensione che vengono chiamate **piattaforme carbonatiche**, sostanzialmente costituite dalla barriera corallina: di fronte ad esse, verso il mare aperto, si accumulano i frammenti di coralli rotti. Nella struttura delle piattaforme carbonatiche si distingue:

- una barriera centrale;
- una laguna interna; • un pendio esterno.



Poiché i coralli non sopravvivono al di sotto di profondità di qualche decina di metri, la presenza di rocce coralligene a profondità maggiori può essere spiegato solo in funzione di un lento sprofondamento.

ROCCE SEDIMENTARIE CHIMICHE

Le **rocce sedimentarie chimiche** sono il risultato di processi di natura chimica, come la precipitazione di sali che avviene nel momento in cui si raggiunge la saturazione di una soluzione acquosa → si verifica se, per esempio per effetto dell'evaporazione, viene a incrementarsi la percentuale di sali disciolti rispetto ad un bacino di acqua.

ROCCE METAMORFICHE

Le rocce metamorfiche sono rocce prodotte da processi di **ristrutturazione**, nel quale si ha un cambiamento della forma e dello stato di aggregazione e in qualche caso anche di cambiamento mineralogico della composizione (può essere considerato un processo di ricristallizzazione), ma non nella composizione chimica. Il metamorfismo può interessare qualsiasi tipo di roccia, persino una roccia metamorfica stessa, che può essere ri-metamorfosata. Questi fenomeni avvengono attraverso una parziale o completa ricristallizzazione in tempi molto lunghi e sono trasformazioni durante le quali le rocce rimangono allo stato solido. Queste modificazioni sono più o meno intense in funzione di due parametri, ovvero pressione e temperatura:

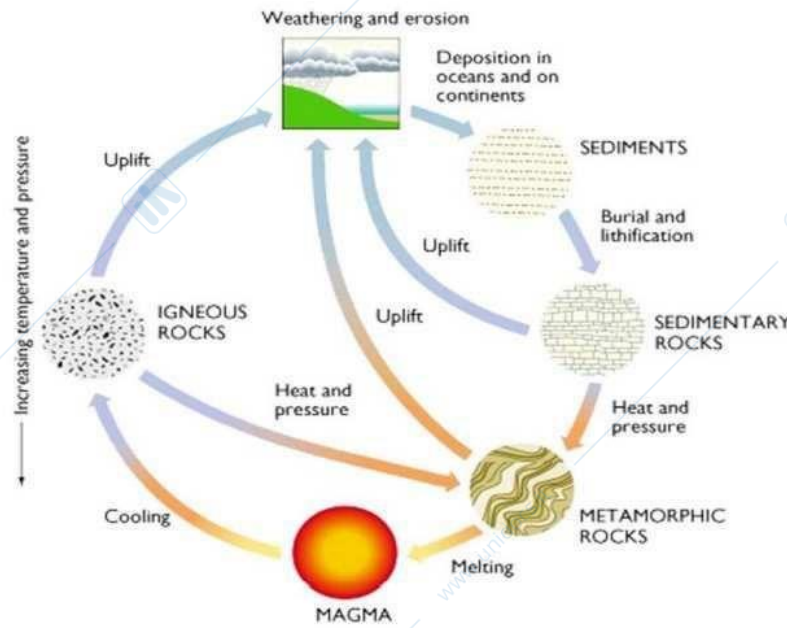
- se entrambe sono elevate, avremo trasformazioni maggiori e un elevato grado di metamorfismo;
- se entrambe sono basse, avremo minori trasformazioni;
- se la temperatura è bassa e la pressione è alta o viceversa, avremo risultati intermedi → es. roccia a contatto con magma, che viene cotta (bassa pressione, alta temperatura); rocce sepolte da sedimenti (alta pressione, bassa temperatura).

Esiste anche una forma di metamorfismo chiamata **metamorfismo regionale**, in cui le rocce subiscono pressioni elevate ma orientate: si verifica ad esempio dove si scontrano due placche continentali.

TIPI DI METAMORFISMO

- **di contatto**: variazioni che si hanno in conseguenza di un'intrusione magmatica nelle rocce più fredde;
- **tettonico**: cambiamento nella composizione delle rocce associato a zone in cui sono presenti delle faglie nella crosta terrestre;
- **di seppellimento**: variazioni nella composizione e nella struttura della roccia dovute a cambiamenti graduali di pressione e temperatura per seppellimento progressivo;
- **di impatto**: variazioni causate da rapido incremento della pressione.

IL CICLO DELLE ROCCE



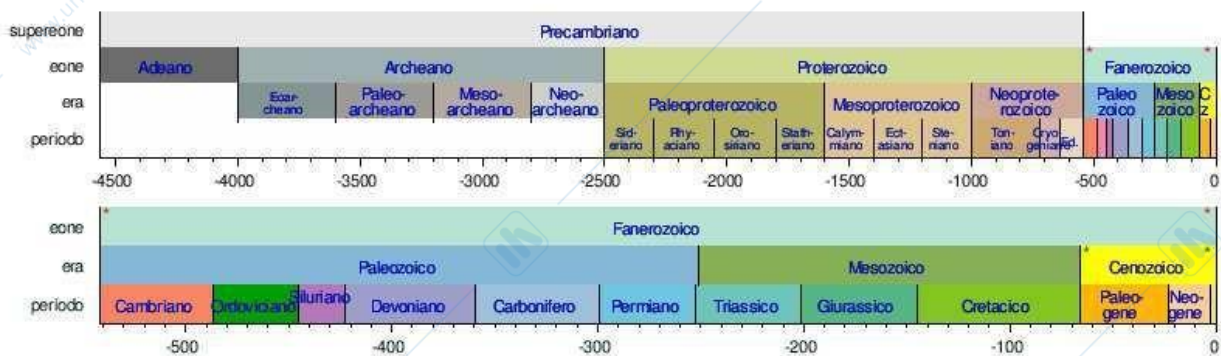
SCALA DEI TEMPI GEOLOGICI

Per cercare di calcolare in maniera attendibile l'età della Terra, sono state usate nel corso del tempo diverse tecniche:

- salinità degli oceani → partendo dal presupposto che i sali contenuti nelle acque di mare arrivino attraverso i fiumi e si accumulino progressivamente, stimando il rapporto attuale di sali disciolti da tutti i fiumi presenti sulla terra, veniva fuori che gli oceani si stavano salinizzando da circa 100 milioni di anni;
- spessore dei sedimenti → anche in questo modo si stimò un'età di 100 milioni di anni. Queste stime sono risultate imprecise, poiché si basavano su assunti non corretti.

La scala dei tempi geologici attuale, che presuppone un'età della Terra di circa 4.6 miliardi di anni, ne divide la storia in ere principali e poi in unità cronologiche di ordine inferiore. È basata principalmente su informazioni paleontologiche.

Se in una roccia troviamo un trilobite, un invertebrato vissuto nel Paleozoico (500-300 milioni di anni fa), possiamo definire l'età della roccia.



- dell'eone Archeano, popolato da forme di vita estremamente semplici, abbiamo pochi reperti ed è possibile trovarli sulla superficie solo in certe zone dell'Australia e del Sudamerica;

- durante l'era del Paleozoico si è sviluppata la vegetazione su terra emersa, perché le condizioni ambientali della superficie l'hanno finalmente reso possibile;
- il periodo Permiano ha visto la comparsa dei primi vertebrati;
- l'era del Mesozoico ha visto invece una grande diffusione dei vertebrati, soprattutto rettili e anfibi;
- l'era del Cenozoico ha visto la ribalta dei mammiferi.

L'IDROSFERA E IL CICLO DELL'ACQUA

Oltre il 70% della superficie terrestre è ricoperta da acqua, per un volume totale pari a $1.7 \times 10^9 \text{ km}^3$, così suddivisa:

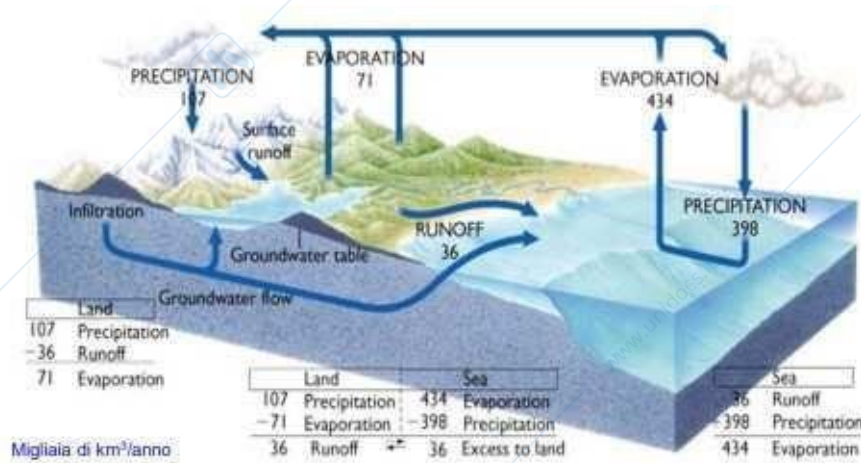
- il 95.96% costituisce gli oceani salati;
- il 3% è sotto forma di ghiaccio e costituisce la calotte polari;
- l'1% costituisce le acque sotterranee continentali;
- lo 0.01% costituisce i fiumi e i laghi.

Gran parte dell'acqua della Terra era già presente nella nebulosa da cui si è formato il sistema solare, legata ai reticoli cristallini di minerali che ne costituivano il pulviscolo. Con la formazione dei pianeti, questa acqua è stata liberata in forma di vapore, miscelata nei magmi come componente volatile.

Si suppone, però, che una percentuale rilevante di acqua sia giunta sul nostro pianeta in seguito, a causa della collisione di delle comete.

CICLO DELL'ACQUA

Il ciclo dell'acqua coinvolge ogni anno $500\,000 \text{ km}^3$ di acqua, il che significa che il ricambio teorico di tutta l'acqua oceanica dovrebbe avvenire in circa 3500 anni.



L'acqua evapora dal mare e vi ricade per la maggior parte, sotto forma di precipitazione. Un 10% dell'acqua evaporata, cade sempre sotto forma di precipitazione, ma sulla terra ferma. Una parte non trascurabile dell'acqua, si infiltra nel sottosuolo e da lì si muove verso il mare, riemergendo in ruscelli o laghi.

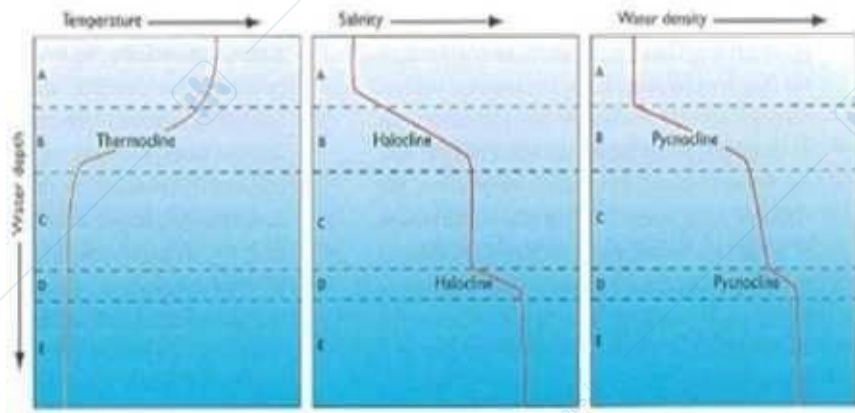
Il ciclo dell'acqua è mosso dall'energia solare. L'evaporazione sottrae energia, che viene però immagazzinata nel vapore sotto forma di calore latente e restituita al momento della condensazione. Inoltre, il vapore salendo di quota si arricchisce in energia gravitazionale.

L'EVAPORAZIONE

Il fenomeno dell'evaporazione degli oceani dipende sostanzialmente dalla temperatura dell'acqua: i maggiori tassi di evaporazione li troviamo infatti nella fascia intertropicale e all'Equatore.

L'evaporazione, oltre a causare le precipitazioni nell'ambito del ciclo dell'acqua, ha anche altri effetti, tra cui provocare un aumento della salinità.

STRUTTURA VERTICALE DEGLI OCEANI



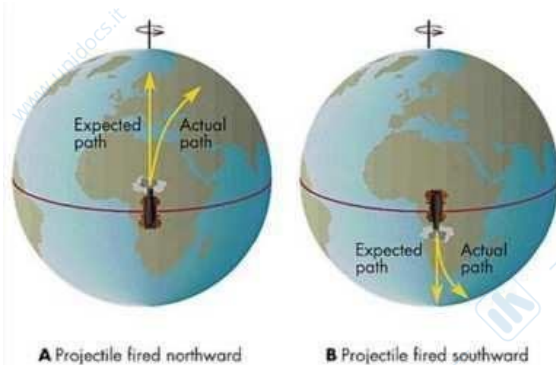
L'acqua degli oceani è strutturata in strati con densità diverse, che si mantengono relativamente separati. L'acqua ha la sua massima densità a 4°.

La temperatura diminuisce mano a mano che si scende verso il basso in modo prima rapido poi graduale, ma dobbiamo tenere a mente l'importanza della latitudine: infatti, se all'Equatore la temperatura superficiale è di 25°, nelle aree polari è di 0°. Ad ogni modo, la maggiore diminuzione della temperatura la si ha dopo i primi 500 m, mentre intorno a 1000 m si raggiunge un termocline, una zona dove si ha una forte escursione termica. La salinità aumenta con la densità, con due fasce di rapido aumento, che si chiamano rispettivamente aloclino superiore e aloclino inferiore.

CORRENTI OCEANICHE SUPERFICIALI

Gli oceani sono interessati da correnti superficiali che comportano lo spostamento anche di grandi masse d'acqua, interessano una profondità di circa 150 m e sono indotte dal vento.

Queste correnti vengono deviate rispetto alla loro direzione di spinta per effetto della rotazione terrestre: questo fenomeno viene descritto come **forza di Coriolis**, una forza deviante che interessa tutti i corpi che si muovono sulla superficie terrestre e che dipende dalla latitudine e dalla velocità con cui il corpo si muove. Questa deviazione, nel caso delle correnti oceaniche, si propaga dallo strato superficiale verso il basso.



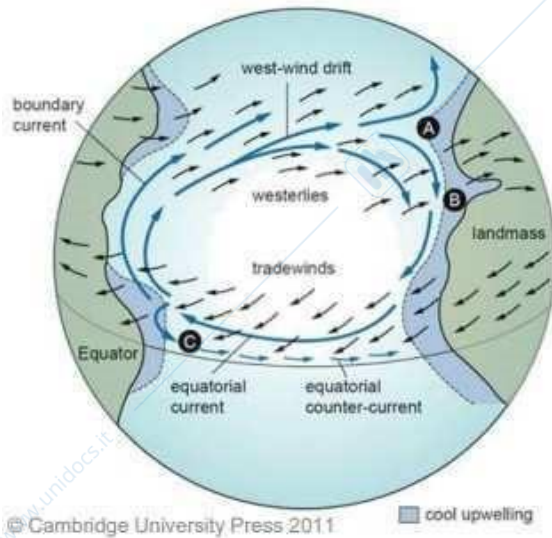
$$D = 2\omega v \sin\phi$$

dove: D = forza deviante
 ω = velocità angolare v =
 velocità del corpo ϕ =
 latitudine

Il risultato è che la corrente superficiale che deriva è solitamente orientata di 90° verso destra (senso orario per l'emisfero settentrionale, senso antiorario nell'emisfero meridionale).

Siccome la circolazione atmosferica cambia sensibilmente tra una stagione e l'altra, ci si potrebbe aspettare che le correnti facciano altrettanto: tuttavia, le masse d'acqua coinvolte dalle correnti oceaniche sono tali da

avere un'inerzia per cui le variazioni stagionali sono osservabili solo rispetto a fenomeni locali e nell'Oceano Indiano.



La figura accanto mostra come si formano i macrocircuiti delle correnti oceaniche superficiali.

Nell'emisfero settentrionale, i venti soffiano dalla fascia intertropicale da nord-est verso sud-ovest, determinando sull'acqua una spinta che si manifesta in direzione nord-ovest. I venti delle medie latitudini determinano invece delle correnti con direzione sud-est. Alla fine, si ottiene una circolazione in senso orario.

Nell'emisfero meridionale, il meccanismo è identico ma poiché i venti spirano nelle direzioni opposte, si ottiene una circolazione oceanica complementare/simmetrica, con una rotazione in senso antiorario. Queste situazioni teoriche sono poi più o meno disturbate dalla geometria degli oceani e dalle variazioni nelle direzioni dei venti.

L A CORRENTE DEL GOLFO

La corrente del Golfo fa parte del circuito dell'Atlantico settentrionale e essenzialmente trasporta acqua calda dai Caraibi verso il Nord Europa, investendo Islanda, Gran Bretagna, fino al nord della Francia. Durante il suo percorso, lambisce le coste del Nord America e della Groenlandia.

L'effetto di questa corrente è quello di rendere le temperature delle aree continentali del lato orientale dell'Atlantico decisamente più miti rispetto a quelle del lato occidentale.

Alla stessa latitudine, troviamo l'Irlanda (clima fresco e umido) e la penisola del Labrador (clima polare).

EL NIÑO

Il fenomeno de el Niño riguarda il Pacifico meridionale ed è legato ad un riscaldamento anomalo della zona equatoriale di questo oceano. Questo determina una vera e propria inversione delle correnti superficiali, che riguarda in particolare le coste del Sudamerica: le correnti fredde che normalmente lo investirebbero (e che determinerebbero un clima fresco e secco) sono ostacolate, comportando un clima più caldo e umido con alluvioni in Perù e nel nord del Cile.

CORRENTI OCEANICHE PROFONDE

Esistono anche delle correnti oceaniche profonde che l'interessano l'intero volume degli oceani e che quindi consentono un teorico rimescolamento globale delle acque oceaniche (in realtà, alcune stazionano per molto più tempo di altre). Queste correnti sono dovute a circuiti convettivi, innescati da variazioni di densità, e quindi da salinità e temperatura: la circolazione profonda delle correnti è infatti anche detta **circolazione termoalina**.

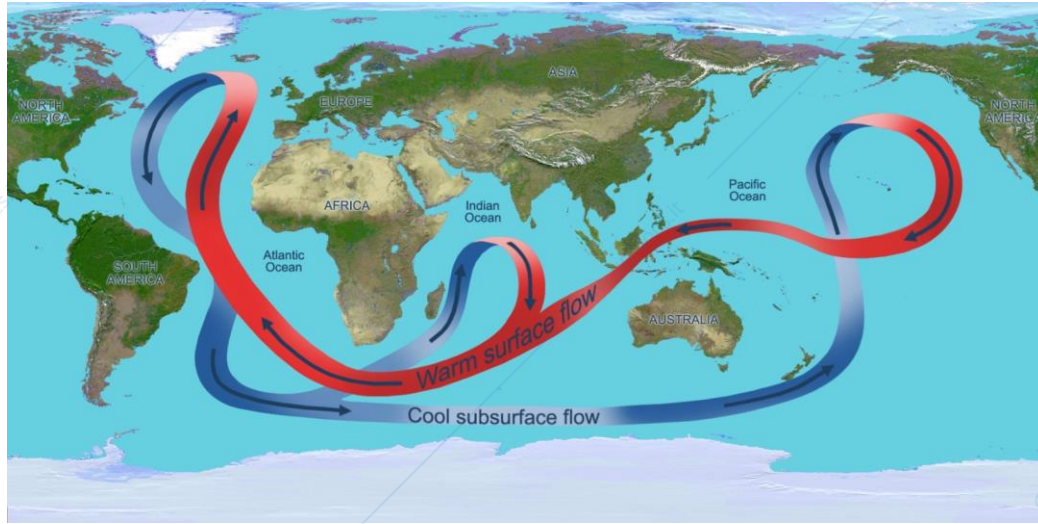
La salinità può variare a causa dell'evaporazione o di fenomeni di congelamento (durante questo processo, l'acqua si libera del sale). Le zone a salinità maggiore risultano essere quindi: il Polo Nord (al Polo Sud la presenza della massa continentale interferisce) per il congelamento; la fascia equatoriale e il Nord Atlantico per l'evaporazione. Possono esserci anche fenomeni di diluizione, che diminuiscono la salinità, soprattutto nelle zone dove si ha un alto tasso di precipitazioni.

La temperatura ha un ruolo importante laddove acque fredde ne determinano una diminuzione fino a raggiungere la temperatura di massima densità, intorno a 4°.

Nello schema sottostante vediamo come questa circolazione non sia organizzata in circuiti, come avviene per le correnti superficiali: qui abbiamo uno schema che connette i mari di tutto il mondo, con delle correnti più calde relativamente superficiali (1000-1500 m di profondità) che in determinate zone sprofondano verso le piane abissali, innescando correnti fredde con elevata salinità che si spostano più in profondità (tra i 4000 e i 6000 m), salvo poi risalire. Si viene ad instaurare una sorta di “nastro trasportatore”.

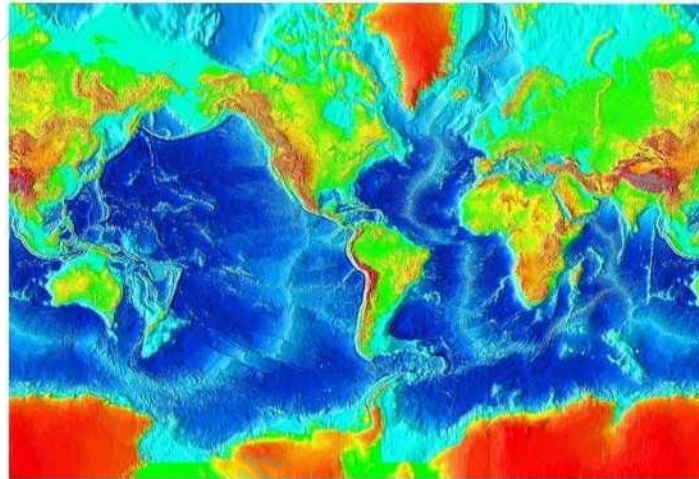
In corrispondenza dell’oceano sia Atlantico che Pacifico, ma anche Indiano, la circolazione si svolge prevalentemente in senso meridiano.

Queste correnti risentono anche della geometria dei fondali oceanici e in particolare della presenza delle dorsali oceaniche.



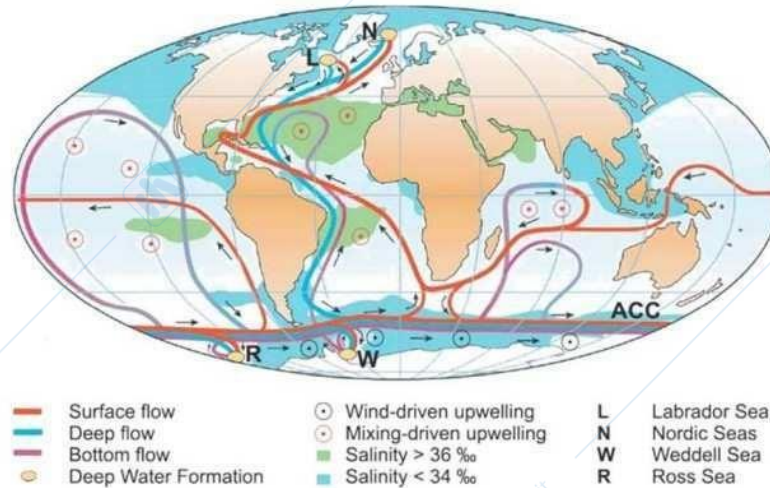
MORFOLOGIA DEI FONDALI OCEANICI

Nell’immagine possiamo osservare la morfologia dei fondali oceanici, dovuta essenzialmente alla geometria delle placche continentali.



I fondali oceanici sono caratterizzati da **piane abissali**, ampissime superfici relativamente piatte con profondità tra i 4 e i 6 km, e **fosse**, zone in cui le placche convergono e la profondità può superare i 10 km.

DINAMICA GLOBALE DEGLI OCEANI



Il circuito delle correnti contribuisce al trasporto meridiano di calore ed è inoltre legato ad un altro circuito, il quale riguarda invece le sostanze nutritive presenti nell'acqua: in particolare, nelle acque profonde troviamo molto materiale organico, perché la presenza di poco ossigeno ne impedisce la decomposizione. Laddove queste acque risalgono, ci sono le condizioni ottimali per lo sviluppo di piccoli organismi (es. plancton) che a loro volta richiamano organismi superiori.

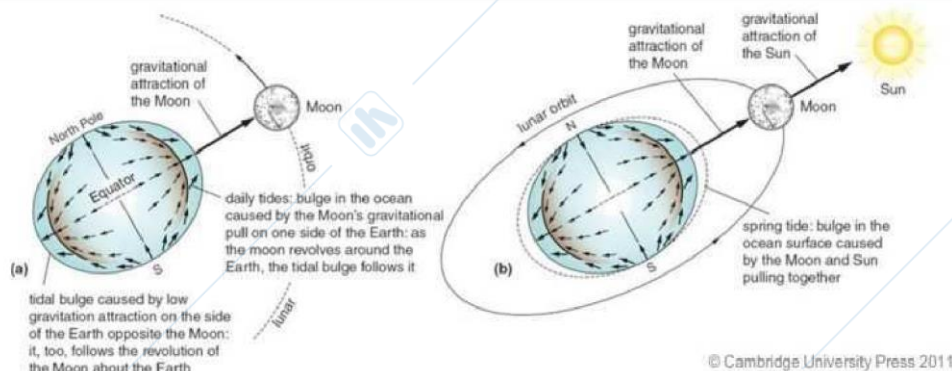
LE MAREE

Le maree sono legate a fenomeni di attrazione gravitazionale da parte di corpi celesti esterni al pianeta Terra, che perturbano l'accelerazione di gravità e determinano un periodico innalzamento e abbassamento della superficie del mare (in realtà anche di quella terrestre). Questo è un movimento sostanzialmente verticale, che non sposta acqua, ad eccezione della prossimità delle coste (in condizioni morfologiche particolari), dove provoca l'invasione e il ritiro del mare dalle zone costiere.

Benché teoricamente tutti i corpi extraterrestri influenzino le maree, gli effetti più significativi sono quelli dovuti all'attrazione del Sole e della Luna, e in particolare di quest'ultima, perché anche se più piccola, è molto più vicina a noi (300 km di distanza, invece che 150 milioni di km).

L'attrazione esercitata da questi due corpi comunque non è costante nel tempo, perché la posizione relativa di Terra – Luna – Sole cambia. A causa del contemporaneo movimento di Terra e Luna, il ciclo di perturbazione gravitazionale legato al nostro satellite si svolge in 24 ore e 52 minuti.

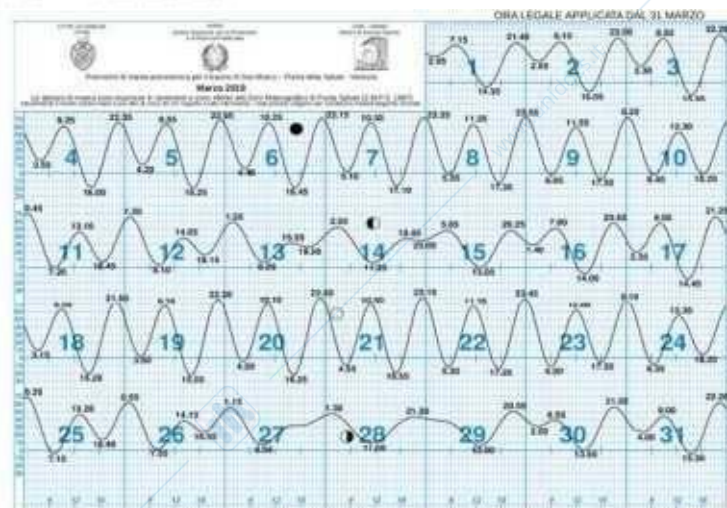
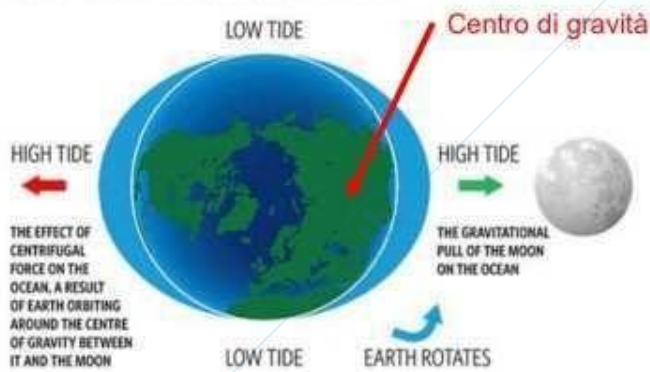
In generale, ci possono essere dei momenti in cui la Luna e il Sole sono allineati e quindi le loro attrazioni gravitazionali si sommano, oppure situazioni in cui il Sole e la Luna si trovano dalle parti opposte del pianeta e quindi si ha una parziale sottrazione.



Le maree rappresentano un fenomeno ciclico ma non regolare, di fatti osservando una tavola delle maree come quella sotto possiamo notare che ci sono dei picchi, dei momenti in cui la variazione del livello è più marcata rispetto che in altri.

Quando si osservano andamenti irregolari, questi sono dovuti all'effetto combinato dell'attrazione di Sole e Luna.

FORCES THAT INFLUENCE THE TIDES

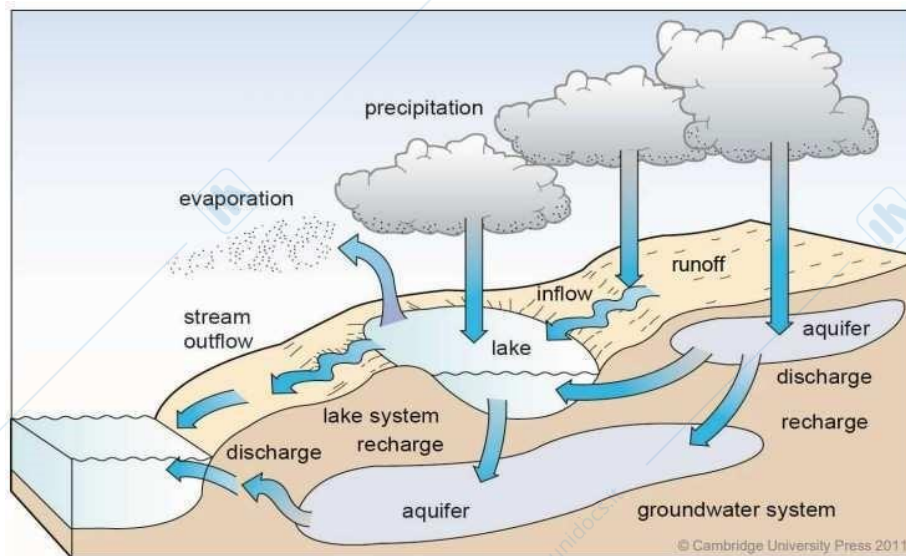


Nella figura vediamo gli effetti della forza centrifuga del sistema Terra-Luna, che non ha un valore elevato ma è comunque sufficiente a deformare la superficie dei mari.

Tuttavia, questa deformazione non è uniforme su tutta la superficie terrestre ma si manifesta solo dalla parte esposta direttamente verso la Luna e dalla parte opposta (dove la forza centrifuga ha il suo massimo valore).

Le maree si verificano perché, nelle zone in cui l'accelerazione di gravità viene ridotta, a causa di un'attrazione verso l'esterno o di una forza centrifuga verso l'esterno, si ha un innalzamento del livello del mare dovuto al fatto che lì la colonna d'acqua pesa meno. Questa viene spinta verso l'alto dall'acqua che sta ai margini di questa zona, dove l'accelerazione di gravità non è diminuita.

DINAMICA DELLE ACQUE DELLE TERRE EMERSE



Abbiamo visto che buona parte dell'acqua che evapora dagli oceani vi ricade dopo un breve ciclo, ma che una parte di essa viene trasportata dalle correnti atmosferiche sulle aree continentali. Anche in questo caso il vapore condensa e si trasforma in precipitazioni (pioggia, neve e grandine) oppure condensa a livello del terreno, diventando rugiada o brina.

Le acque delle precipitazioni possono subire tre destini:

- **ruscellamento**, cioè un movimento dovuto all'attrazione di gravità che riporta l'acqua al mare;
- **evaporazione**, con cui l'acqua torna direttamente in atmosfera;
- **infiltrazione**.

Esiste anche una quarta sorte, legata alla presenza di vegetazione: le piante assorbono umidità o dall'atmosfera o dal sottosuolo. L'umidità viene impiegata in una serie di funzioni metaboliche e poi rilasciata in atmosfera per **traspirazione**, andando a sommarsi all'evaporazione. Infatti si parla solitamente di **evapotraspirazione**.

Il ruscellamento si organizza in un flusso diffuso di carattere occasionale, legato al momento delle precipitazioni, e in un flusso persistente o addirittura continuo, che riguarda la rete idrografica (dai ruscelli ai fiumi).

Parte dell'acqua viene invece immagazzinata in maniera più o meno temporanea in bacini idrici (laghi).

Le acque di infiltrazione vengono immagazzinate nel sottosuolo in corpi rocciosi che, proprio per la loro capacità di immagazzinare acqua, vengono chiamati acquiferi.

BILANCIO IDROLOGICO

Con bilancio idrologico si intende lo studio delle "entrate" e delle "uscite" di acqua in una parte di territorio che vogliamo analizzare. Esso è costituito da tre elementi:

1. precipitazioni (entrate);
2. evapotraspirazione (uscite);
3. ruscellamento (uscite).

Le superfici prese in considerazione per queste analisi sono solitamente **bacini idrografici**, cioè porzioni di territorio delimitate da spartiacque, all'interno del quale l'acqua che scorre viene trasportata fino a un determinato corpo idrico, che dà il nome al bacino stesso. Comprende quindi completamente una rete

idrografica fino ad un punto di uscita, che può essere la confluenza con un fiume o direttamente la foce di un fiume nel mare: in questo caso le entrate e le uscite sono uguali $\rightarrow P = E + Q$ (deflusso).

Il bilancio idrologico è un elemento importante anche per caratterizzare le condizioni climatiche, perché ci fornisce informazioni sulla piovosità (precipitazioni), sulla temperatura (evapotraspirazione) e sulle caratteristiche fisiografiche dell'area considerata (ruscellamento).

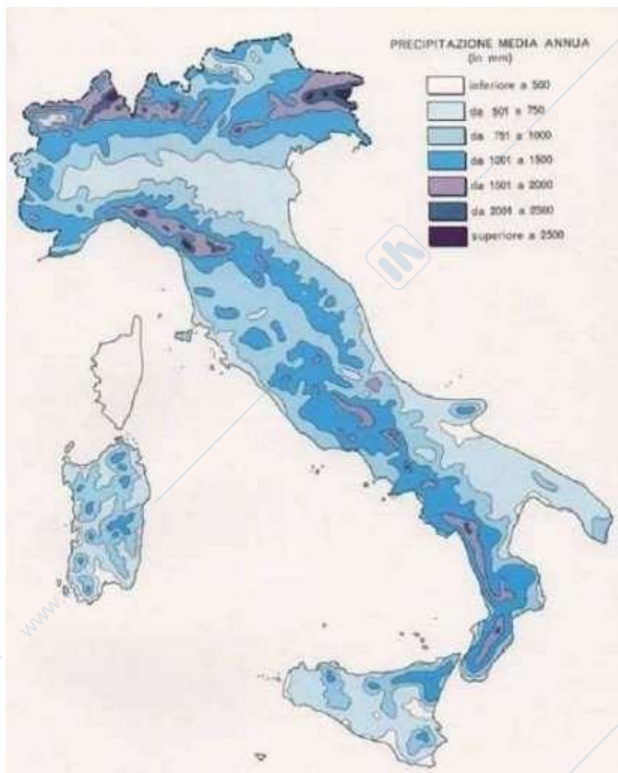
PRECIPITAZIONI

Le precipitazioni si calcolano con uno strumento chiamato **pluviografo**, costituito da un sistema di raccolta nella forma di un recipiente di ferro con un imbuto, che incanala l'acqua in un sistema di misura di tipo meccanico.

- cucchiaino che quando è pieno si inclina e svuota.

I pluviografi misurano le precipitazioni nell'arco di 5-10 minuti: una volta che ho il tasso di precipitazione in un certo intervallo di tempo, posso allargare questo tasso in un intervallo sempre più ampio, fino ad arrivare a quello annuale.

I valori più significativi delle precipitazioni sono i valori medi mensili e quelli annui. Poiché questi sono soggetti a variazione nel corso del tempo, normalmente si considera una periodo di almeno 30 anni per avere una media significativa.



Le precipitazioni variano nello spazio sulla base di due fattori:

- distanza dal mare, dato che l'umidità proviene dal mare;
- orografia, dato che salendo di quota le precipitazioni aumentano.

Una volta che si ha un numero sufficiente di stazioni pluviometriche, il conteggio delle precipitazioni medie sul bacino si può fare con vari metodi.

Una possibilità è calcolare la media aritmetica di tutti i valori registrati dalle stazioni presenti all'interno del bacino o in un intorno piccolo. Nelle aree montuose è difficilmente applicabile, perché ci sono poche stazioni pluviometriche a quote elevate. Un altro sistema consiste nel calcolare il gradiente di precipitazione altimetrico (ovvero di quanto aumentano le piogge con la quota), ottenendo una relazione lineare con la quale si possono stimare le piogge, in corrispondenza di punti precisi.

Il modo migliore, tuttavia, è ricostruire delle curve di ugual valore di pioggia o **isoiete** e poi calcolare la media su un determinato territorio, misurando l'estensione tra curva e curva e facendo una media ponderata. Questo metodo necessita di una serie di approssimazioni e stime, affette da errori del 10-20%.

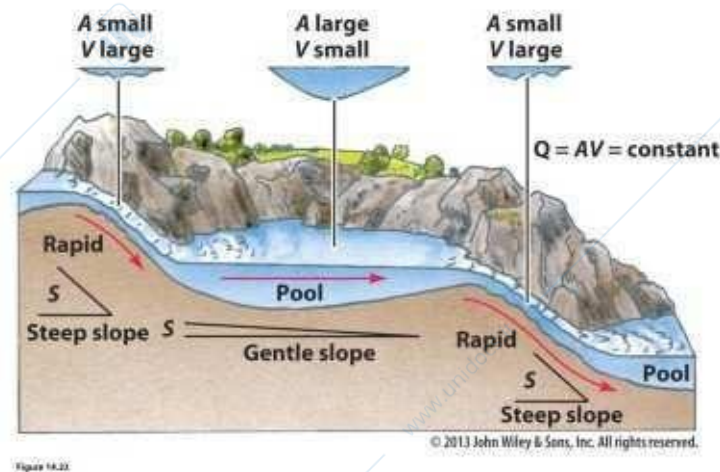
DEFLUSSO

Le uscite di un bacino idrografico si ottengono misurando le portate del deflusso dei corsi d'acqua.

Un dato che possiamo acquisire in maniera continua e con strumenti semplici è il **livello dell'acqua**, che però ci restituisce una misura di distanza e non di flusso. Per passare a misure di portata (volume x unità di tempo),

bisogna misurare anche la **velocità dell'acqua**, che risente degli attriti sul fondo e con l'aria ed è quindi maggiore nella zona centrale (verticalmente la velocità diminuisce con la profondità), e la **superficie del profilo trasversale del corso d'acqua**.

La portata è data dal prodotto della velocità media per la superficie della sezione trasversale del corso d'acqua. Essa, in assenza di affluenti e di perdite, si mantiene uniforme.



La velocità e la corrente fanno variare l'energia cinetica dell'acqua: se a parità di portata aumenta la velocità, l'energia cinetica aumenta proporzionalmente al quadrato. L'energia cinetica è una misura della capacità che ha un corso d'acqua di compiere un lavoro e nello specifico è rappresentato dal fenomeno di erosione (quando l'acqua accelera acquisisce energia, che in parte viene dissipata e trasformata in calore e in parte viene usata per asportare materiale dal letto del fiume e trasportarlo).

EVAPOTRASPIRAZIONE

Non esistono metodi precisi che possano dare una misura dell'evapotraspirazione (espressa in mm x unità di tempo), perché ci sono tante variabili che la influenzano. L'evaporazione diretta dell'acqua appena precipitata dopo la pioggia dipende dall'area, dall'insolazione e dal vento, tutti parametri fortemente influenzati dalle condizioni locali. Il fenomeno della traspirazione dipende dalle stagioni e varia anche nel corso del giorno.

Gli unici strumenti che si possono usare per avere un'idea dell'evapotraspirazione sono i **lisometri**, che registrano le variazioni di peso che dipendono dall'acqua che si infiltra nel terreno e viene successivamente persa.

- delle specie di vasche appoggiate su una bilancia: la bilancia misura il peso della vasca e di ciò che contiene all'interno. Questi strumenti devono tenere conto di alcuni fattori, come la vegetazione che cresce sopra la vasca e le condizioni di pendenza ed esposizione.

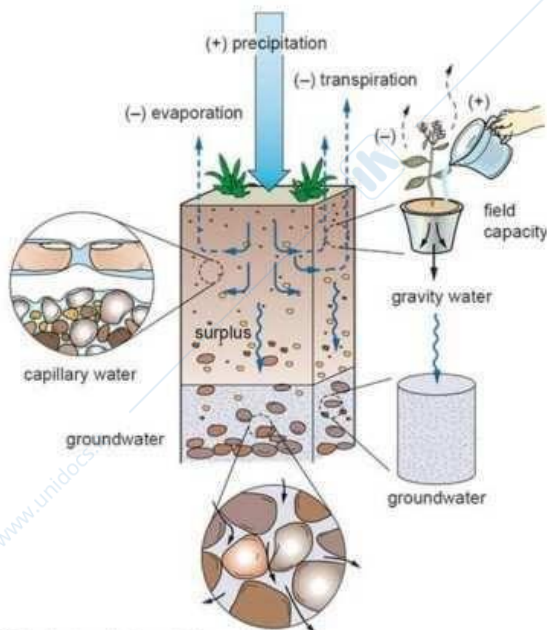
Questi strumenti hanno tuttavia un uso maggiore in campo agroforestale e alimentare, piuttosto che per calcolare l'evapotraspirazione a livello di bacino idrografico.

L'evapotraspirazione può essere anche calcolata utilizzando delle formule empiriche in base ad alcune caratteristiche fisiografiche del bacino dell'area che ci interessa, ma si tratta di stime su tempi lunghi.

INFILTRAZIONE

Finora, non abbiamo tenuto in considerazione che parte delle acque di precipitazione si infiltrano nel terreno e nelle rocce e sono quindi oggetto di una circolazione sotterranea. Se su un bilancio che analizza un lungo

Il tempo di infiltrazione può essere ignorata (perché queste acque torneranno prima o poi in superficie per immettersi nei corsi d'acqua), lo stesso non si può dire per periodi brevi di tempo.



© Cambridge University Press 2011

Quando l'acqua si infiltra, può subire destini diversi. Una parte di essa si lega strettamente alle particelle del suolo, diventando sostanzialmente inutilizzabile dalle piante. La maggior parte, tuttavia, detta **acqua capillare**, non viene trattenuta ma va a bagnare il terreno grazie alla tensione superficiale, che le permette di aderire alle superfici: l'eccedenza continua a scendere verso il basso (**acque di gravità**) andando ad accumularsi negli strati più profondi e costituendo le **acque sotterranee**.

L'infiltrazione è calcolabile attraverso strumenti solo localmente, per questo anche in questo caso vengono impiegate formule empiriche o stime, per esempio misurando la portata di una sorgente.

$$I = (P - E) \times C_i$$

dove P sono le precipitazioni efficaci (disponibili per il ruscellamento e l'infiltrazione), E è l'evaporazione e C_i è un coefficiente di infiltrazione che varia da 0 (l'acqua non si infiltra per niente) a 1 (tutta l'acqua del deflusso si infiltra).

Il **coefficiente di infiltrazione**, che è una proprietà intrinseca di un terreno, è influenzato da diversi fattori:

- la **pendenza**: all'aumentare della pendenza l'acqua tende a scorrere più in superficie che ad infiltrarsi;
- la **copertura vegetale**: l'infiltrazione è favorita da una vegetazione abbondante, perché essa trattiene una parte delle piogge;
- le caratteristiche del terreno, in particolare la **granulometria**: la capacità di infiltrazione è tanto maggiore quanto lo è la dimensione media dei granuli. A parità di altri fattori, un terreno sabbioso assorbe molta più acqua rispetto ad un terreno limoso, che a sua volta assorbe più acqua di un terreno argilloso (che è quasi impermeabile).

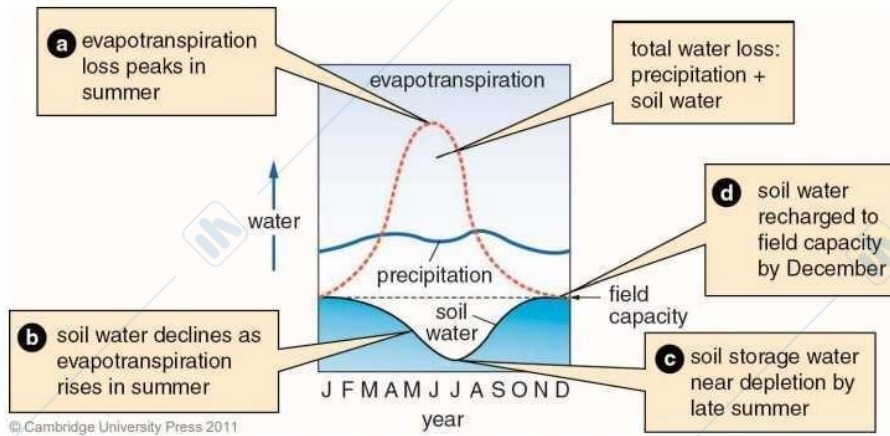
L'uso che fa l'uomo di un determinato terreno può variare molto la sua capacità di infiltrazione, andando ad intaccare la dinamica delle acque superficiali. Nei terreni forestali, gran parte delle precipitazioni si infiltra (solo il 10% va ad alimentare i corsi d'acqua); nelle aree urbanizzate, l'infiltrazione è ridotta quasi a zero a causa della cementificazione.

Queste alterazioni da parte dell'uomo hanno dei risvolti importanti nel momento in cui una rete idrica non è in grado di smaltire l'acqua apportata da un ruscellamento del 90% (quando in condizioni normali sarebbe del 20%).

BILANCIO IDROLOGICO STAGIONALE DEL TERRENO

Sulla base dei rapporti che ci sono tra infiltrazione e evapotraspirazione si può costruire il bilancio idrologico stagionale del terreno, che permette di analizzare come varia l'umidità del suolo.

Esso dipende in prima battuta da fattori climatici: quanto e come piove, ovvero come le piogge sono distribuite durante l'anno e la loro portata.

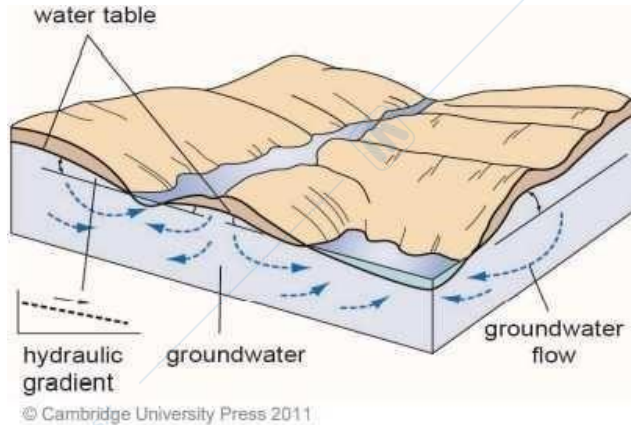


Il grafico di esempio (relativo ai climi umidi delle medie latitudini) mostra precipitazioni abbastanza regolari durante l'anno, con un massimo primaverile e uno a fine estate.

La linea rossa tratteggiata rappresenta l'evapotraspirazione, che ha un forte carattere stagionale (dipendente principalmente dalla temperatura e dal ciclo della vegetazione) e ha un massimo in primavera/inizio estate. L'evaporazione ha un forte carattere stagionale che si riflette nella disponibilità di umidità del terreno, il cui andamento risulta quindi essere speculare, con un picco in inverno e un valore minimo verso la tarda estate.

ACQUE SOTTERRANEE

Una parte dell'acqua che si infiltra nel terreno lo bagna e rimane intrappolata sotto forma di umidità (acqua capillare), quella in eccesso continua a scendere verso il basso in un fenomeno chiamato



percolazione, ovvero un gocciolamento più o meno rapido. Questa acqua si accumula negli strati profondi e va a costituire le riserve idriche sotterranee, determinando un limite superiore che viene chiamato **tavola d'acqua**, che divide una zona sottostante in cui i vuoti sono riempiti d'acqua (zona satura) da una soprastante dove i vuoti del terreno sono riempiti d'aria. La zona superiore è areata e sono possibili scambi sia di aria che di acqua con la superficie e con la zona profonda. Al di sotto della tavola d'acqua sedimenti e rocce sono completamente imbevuti

di acqua

(**acquifero**). All'interno dell'acquifero l'acqua si

muove attraverso i pori in base al gradiente di pressione idraulica.

Le acque sotterranee finiranno per tornare in superficie, alimentando quindi le acque superficiali.

POROSITÀ

La capacità dell'acqua di muoversi attraverso il terreno (o suolo o sottosuolo) dipende chiaramente dalla presenza di spazi vuoti e liberi che l'acqua possa occupare. La proprietà che descrive la presenza o meno di spazi vuoti in un qualsiasi materiale viene definita **porosità**, che è il rapporto tra il volume dei pori e il volume totale del materiale. Normalmente la si esprime come percentuale.

Le rocce hanno generalmente porosità bassa, sono compatte e gli spazi vuoti sono pochi e di piccole dimensioni. Alcuni materiali hanno porosità significative, come la ghiaia che è fatta di ciottoli regolari e arrotondati (30-35%).

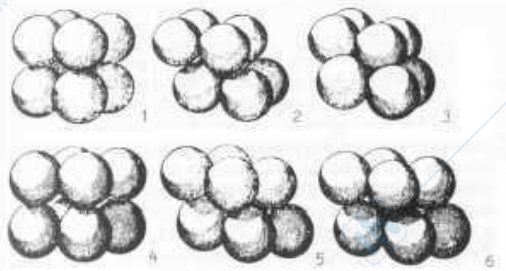
Si possono descrivere due tipi di porosità:

- **porosità primaria**, legata agli spazi eventualmente presenti che tra i granuli che costituiscono la roccia;
- **porosità secondaria**, dipendente dalla presenza di fratture o rotture prodotte in conseguenza a fenomeni di stress tettonico.

Un sedimento sciolto (sabbia, ghiaia o fango) ha solitamente una porosità primaria distribuita in maniera uniforme. Le rocce in generale hanno una porosità primaria bassa e una secondaria che può essere significativa, ma non distribuita in maniera omogenea.

POROSITÀ PRIMARIA

La porosità primaria di un sedimento dipende da vari fattori: il tipo di impacchettamento, la **forma** dei granuli e il grado di classazione.



Per **impacchettamento**, si intende la disposizione dei granuli nello spazio tridimensionale e uno rispetto all'altro, come negli esempi affianco.

Il caso 1 è quello di maggior porosità, mentre il caso 3 è quello a cui corrisponde la minor porosità.

Per **classazione** si intende invece quanto i diversi granuli hanno dimensioni simili tra loro: se la classazione è elevata la porosità è maggiore, mentre se la classazione è bassa (materiale con una granulometria eterogenea) la porosità è minore. La presenza di una matrice interstiziale (distribuzione granulometrica bimodale) o di un cemento è quella che comporta la minima porosità.

Nella tabella sono indicati i valori di porosità, sulla base di analisi relative alla classazione e all'impacchettamento.

Nella pratica, la classazione ha di fatto molta più importanza dell'impacchettamento, perché quest'ultimo è soggetto a frequenti modifiche a causa di fenomeni sismici.

I sedimenti fini sono spesso ben classati perché hanno subito meccanismi di trasporto molto selettivi, legati alla dimensione. La loro deposizione è solitamente lenta e sono composti da segmenti di forma irregolare.

Sedimenti sciolti	Rocce litoidi
ghiaie: 25 – 40%	calcari: 0,5 – 12 %
sabbie: 25 – 45%	marmi: 0,1 – 1 %
limi: 35 - 50%	arenarie: 4 – 25 %
argille: 45 – 50%	graniti: 0,2 – 2 %
suolo: 10 – 35 %	basalti: 0,1 – 3 %
	lave e tufiti: 5 - 50%

L'argilla è estremamente porosa (50%), ma su tempi brevi risulta impermeabile all'acqua perché gli spazi che la caratterizzano sono estremamente piccoli.

Alcuni calcari possono avere porosità elevata, per esempio quelli formati da barriere coralline. Nelle arenarie, che sono fatte di sabbia cementata, si ha una porosità elevata se la matrice è fine o la cementazione è solo parziale.

Le rocce magmatiche hanno porosità molto basse, ad eccezione di quelle vulcaniche, lave e tufiti.

Un caso particolare di elevata porosità è la pietra pomice, costituita da schiuma di lava solidificata, in cui il volume dei vuoti supera il volume dei pieni e che galleggia perché i fori non sono comunicanti (e quindi non si riempiono d'acqua affondando).

POROSITÀ SECONDARIA

La porosità secondaria è invece legata a fenomeni di fratturazione e alterazione successivi alla litificazione. Le rocce si fratturano in prossimità della superficie a causa di spinte non isostatiche, mentre in profondità sono compresse dal peso delle rocce sottostanti e sovrastanti al punto che rimangono integre.

L'alterazione e la dissoluzione si manifesta in rocce costituite da materiali con una buona solubilità, ad esempio rocce carbonatiche e evaporitiche. La porosità secondaria può essere valutata solo in riferimento a grandi volumi (se prendo una piccola porzione, è possibile che abbia selezionato l'unica non fratturata).

POROSITÀ EFFICACE

La porosità efficace è ristretta ai soli vuoti che sono tra loro intercomunicanti e che permettono quindi il passaggio d'acqua e aria tra un vuoto e l'altro. La pietra pomice, per esempio, ha un'elevata porosità ma una bassa porosità efficace. Lo stesso discorso può essere fatto per l'argilla, confermando la sua bassa permeabilità.

Possiamo trovare rocce che hanno un'elevata porosità efficace nello strato superficiale ma che diminuisce in profondità: ciò determina un'elevata infiltrazione, perché sottrae acqua al ruscellamento che alla fine, anche se lentamente, fluirà verso il basso. Viceversa, ci sono situazioni in cui la porosità efficace è molto bassa in superficie ma maggiore in profondità, ad esempio nel caso in cui i pori superficiali siano stati otturati.

LA PERMEABILITÀ

La permeabilità è la capacità di una roccia di lasciar passare l'acqua attraverso i suoi pori e si esprime in termini di velocità di flusso (K) e dipende non solo dalla presenza dei pori, ma anche da quanto sono intercomunicanti e dalle loro dimensioni (se sono molto piccoli ostacolano il flusso dell'acqua). Viene misurata in condizioni standard.

Per misurare la permeabilità in laboratorio, viene preso un campione di roccia e lo si conforma in modo che possa essere installato in uno strumento. Lo si sottopone quindi ad un carico idraulico, di modo che l'acqua vi fluisca attraverso, e si misura la perdita di pressione che subisce l'acqua nell'attraversare il mezzo poroso. La perdita di pressione dipende dalla resistenza che il mezzo esercita al flusso: la differenza di pressione ($\Delta\Phi$) è tanto maggiore quanto minore è la permeabilità della roccia. Al contrario, se il materiale è molto permeabile, la differenza di livello tra l'entrata e l'uscita è minima. Questo metodo, tuttavia, è funzionale solo per misurare la permeabilità legata alla porosità primaria; la permeabilità dipendente dalla porosità secondaria non può



essere facilmente misurata in laboratorio, in quando bisognerebbe prendere dei campioni di roccia di grandi dimensioni.

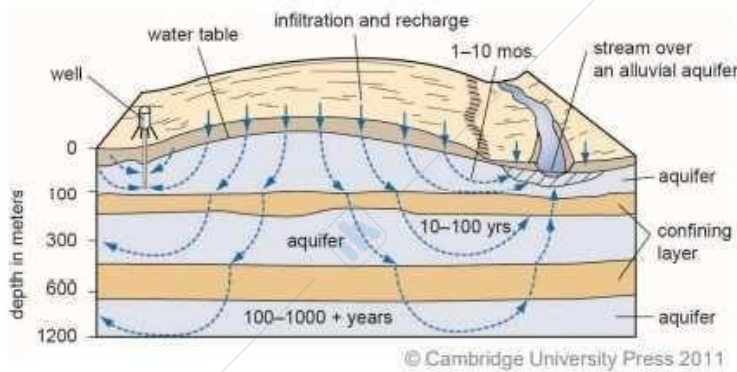
Per questo, vengono usati metodi diversi per misurare questo secondo tipo di permeabilità, ad esempio dei pozzi interrati in grado di rilevare il movimento dell'acqua nel sottosuolo (si misura quanto tempo impiega il pozzo a riempirsi).

La permeabilità può variare di diversi ordini di grandezza. In generale si considera:

- permeabilità alta $\rightarrow K > 10^{-3}$ m/s
- permeabilità media $\rightarrow K = 10^{-3} - 10^{-5}$ m/s
- permeabilità bassa $\rightarrow K = 10^{-5} - 10^{-7}$ m/s
- rocce praticamente impermeabili $\rightarrow K < 10^{-7}$ m/s (es. argille)

ACQUIFERI E ACQUICLUDI

I livelli rocciosi o di sedimenti con elevata permeabilità vengono chiamati **acquiferi** ("portatori di acqua") e sono quelli da cui è possibile estrarre l'acqua. Viceversa, i livelli rocciosi o di sedimento con bassa permeabilità vengono chiamati **acquiclude**. In alcune zone, è possibile trovare un'alternanza tra acquiferi e acquiclude.



Poiché i livelli a bassa permeabilità, per definizione, ostacolano la circolazione delle acque sotterranee e il loro ricambio, se ho un acquifero profondo che è separato dalla superficie da livelli di acquicludi, il tempo di ricambio delle acque dell'acquifero sarà molto lungo.

I migliori acquiferi sono i depositi clastici con granulometria medio-grande, se puliti (con poca argilla) e poco cementati. Tra le rocce coerenti, cioè tra i sedimenti cementati, sono buoni acquiferi le rocce vulcaniche (lave e tufi), le arenarie, i calcari e le dolomie, perché spesso troviamo porosità secondaria dovuta a fenomeni di dissoluzione.

Viceversa, i depositi a granulometria fine e le rocce argillitiche e scistose, come quelle metamorfiche, in genere sono degli acquicludi.

Per studiare la circolazione delle acque sotterranee si fa riferimento ai diversi livelli che l'acqua assume nel sottosuolo, basati sulla distribuzione della pressione dell'acqua. Questa distribuzione è abbastanza intuitiva se ho rocce alimentate dalle acque di infiltrazione: in funzione della loro permeabilità si forma la tavola d'acqua, che teoricamente è una superficie piatta ma di fatto, a causa del movimento dell'acqua stessa, è inclinata. L'inclinazione è rappresentata da delle curve chiamate **curve isofreatiche**.

L'acqua si muove in discesa, quindi si sposta dalle isofreatiche a quote maggiori a quelle a quote minori, che generalmente sono vincolate alla rete idrografica. In generale, le acque sotterranee tendono a spostarsi verso il fondovalle e i fiumi.

ACQUIFERI LIBERI E ACQUIFERI CONFINATI

Se i livelli acquiferi non sono aperti verso la superficie ma sono invece situati al di sotto di rocce poco permeabili, si parla di **acquiferi confinati**. Al contrario, se gli acquiferi sono a contatto diretto con l'atmosfera vengono chiamati **acquiferi liberi**.

La pressione dell'acqua negli acquiferi, può essere tale che essa fuoriesce in superficie, attraverso quelli che si chiamano **pozzi artesiani**. Negli acquiferi confinati si definisce **superficie piezometrica** quella che rappresenta il livello che l'acqua avrebbe in un pozzo che raggiunge lo strato acquifero. Sulla superficie piezometrica la pressione è zero.

DINAMICA DELL'ATMOSFERA

L'atmosfera rappresenta la porzione gassosa del nostro pianeta, quello strato di gas che circonda la Terra. L'atmosfera ha uno spessore significativo, di qualche centinaio di chilometri, ma il suo apporto dal punto di vista della massa è irrisorio: questo perché i gas che la compongono hanno bassissima densità.

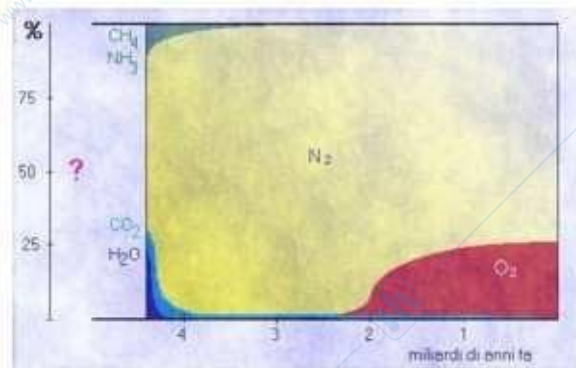
ORIGINE DELL'ATMOSFERA

Al momento della nascita del nostro pianeta, parte del materiale che lo componeva era già allo stato gassoso, mentre altri gas si sono liberati successivamente. Si è venuta a formare una nube di gas dispersa sopra la superficie terrestre, un'atmosfera primordiale costituita da H_2 , He, CH_4 , NH_3 e N_2 .

Questa composizione dell'atmosfera è più o meno la stessa che oggi troviamo su Venere.

I pianeti più grandi hanno un'atmosfera costituita principalmente da idrogeno ed elio perché la loro maggiore attrazione gravitazionale gli permette di tenerli legati a sé, mentre sfuggono dai pianeti più piccoli (la Terra infatti li ha persi).

Successivamente, le attività vulcaniche hanno immesso nell'atmosfera vapore acqueo (H_2O) e diossido di carbonio (CO_2), in percentuali che non conosciamo ma certamente significative.



Nel grafico osserviamo come è variata da un punto di vista percentuale la composizione dell'atmosfera della Terra nel corso del tempo.

Delle primissime fasi non si sa praticamente nulla, ma si ritiene che una volta raggiunta la conformazione stabile del pianeta l'atmosfera fosse costituita principalmente da azoto, con percentuali significative di vapore acqueo, anidride carbonica, ammoniaca e metano.

Buona parte dell'acqua che era originariamente presente è passata allo stato liquido in seguito al

raffreddamento del pianeta, per dare mari e oceani. Anche ammoniaca e metano sono progressivamente diminuiti, in quanto non sono gas stabili ma tendono ad ossidarsi per trasformarsi rispettivamente in azoto e acqua e anidride carbonica.

Circa 3 miliardi di anni fa hanno fatto la prima comparsa organismi in grado di trasformare la CO_2 in materia organica, liberando ossigeno che è andato ad accumularsi in atmosfera. Un miliardo di anni dopo, la presenza di ossigeno è stata ulteriormente incrementata dall'azione dei cianobatteri.

In seguito, l'ossigeno ha iniziato a legarsi in molecole triatomiche grazie all'azione della radiazione solare a intensa energia (i raggi ultravioletti), creando lo scudo di ozono (O_3). Questo ha reso la superficie terrestre più vivibile per gli organismi che erano in grado di sfruttare l'ossigeno e alcuni hanno iniziato a svolgere respirazione cellulare.

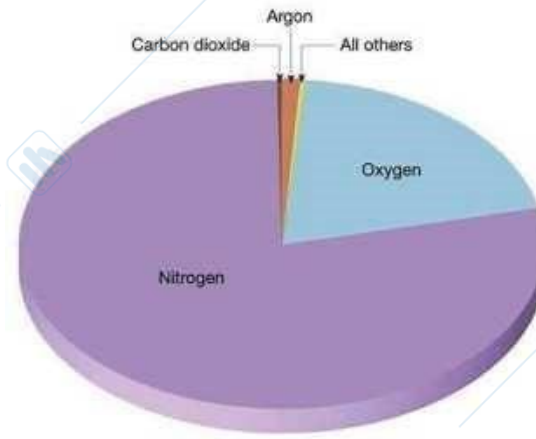
Circa un miliardo di anni fa si è giunti ad una situazione di equilibrio in cui troviamo da una parte i produttori di ossigeno (essenzialmente organismi marini e piante) e dall'altra i consumatori di ossigeno.

COMPOSIZIONE ATTUALE DELL'ATMOSFERA

Attualmente l'atmosfera è composta principalmente da azoto (78%) e ossigeno (21%). Il restante 1% è costituito dai cosiddetti **gas in tracce**, tra i quali troviamo alcuni gas nobili come il neon e l'elio, ma anche metano, ozono e biossido di carbonio (0.04%).

Un altro gas presente in atmosfera è il vapore acqueo, la cui percentuale ha la particolarità di variare molto rispetto agli altri gas sia nel tempo che nello spazio. Infatti, mentre le altre percentuali sono stabili, l'umidità

è in continuo mutamento. La percentuale di H₂O in atmosfera varia quindi tra 3-0.01%. L'ozono è presente nei soli strati più alti dell'atmosfera.



L'atmosfera si descrive in base a tre parametri fisici: la **temperatura**, l'**umidità** e la **pressione**.

LA TEMPERATURA

La temperatura è una grandezza fisica che esprime il grado di energia di un gas ed è soggetta a grandi variazioni, piuttosto repentine, dovute al ciclo dell'insolazione.

In meteorologia, per temperatura si intende quella misurata in prossimità della superficie del terreno, in un luogo chiuso, ventilato e in ombra. Nelle vecchie stazioni meteorologiche si usava considerare due temperature (la minore e la maggiore) e farne una media: la minima veniva misurata all'alba, mentre la massima veniva misurata nel primo pomeriggio. Questo metodo non forniva risultati precisi, non come quelli che si ottengono al giorno d'oggi attraverso registrazioni continue.

Le misure che vengono fatte in prossimità del terreno risentono sempre delle condizioni di temperatura di quest'ultimo, che subisce una forte escursione termica a livello superficiale (fino a circa un metro e mezzo di profondità) sia giornaliera che stagionale. Questa escursione ci fa intuire che esiste un meccanismo che scalda il terreno, cioè l'irraggiamento solare, e un meccanismo che raffredda il terreno, cioè la dispersione di calore sotto forma di radiazione elettromagnetica. Questa radiazione emessa dal terreno finisce in atmosfera e influenza il riscaldamento d'aria vicina.

Per questo, la temperatura che misuro in una stazione meteorologica è funzione della quantità di calore emessa dal terreno. Infatti, il calo della temperatura dell'aria è repentino nei primi metri dal terreno, per poi stabilizzarsi.

TEMPERATURA IN ZONE URBANE E RURALI

Per quanto descritto, la natura della superficie influenza molto la temperatura misurata in prossimità del suolo e per questo si distingue spesso il clima urbano rispetto a quello rurale, a parità di altre condizioni. Nelle città infatti il terreno è ricoperto per la maggior parte di asfalto, un materiale che assorbe molta energia e la riemette come radiazione infrarossa. Nelle aree rurali, invece, la vegetazione assorbe molta della radiazione per fare la fotosintesi, riducendo il riscaldamento del terreno.

TEMPERATURA IN MONTAGNA

Se la temperatura dell'atmosfera dipende dall'irraggiamento solare, in montagna ne abbiamo di più, in quanto per raggiungere quote più elevate le radiazioni attraversano un minor spessore di atmosfera. Si tratta di una differenza di fatto minima, ma che risulta essere significativa perché metà della massa dell'atmosfera è concentrata nei primi sei chilometri. Anche la quantità di energia riemessa è maggiore, perché le rocce in montagna si scaldano relativamente di più.

La minore temperatura che riscontriamo in montagna è dovuta alla minor pressione atmosferica, che favorisce una maggior dispersione del calore.

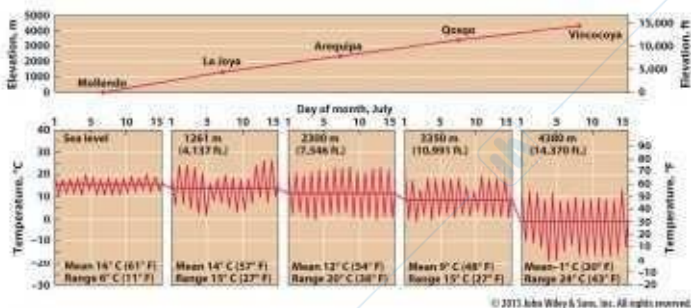


Figure 1.19

notte cambia e risulta essere molto più

Come illustra il grafico affianco, misurando la temperatura nelle stesse condizioni standard applicate in pianura, se a bassa quota si registrano per esempio 16°, mano a mano che si sale di altitudine si può avere una diminuzione di temperatura di 15° in 4000 m.

Anche l'escursione termica tra giorno e

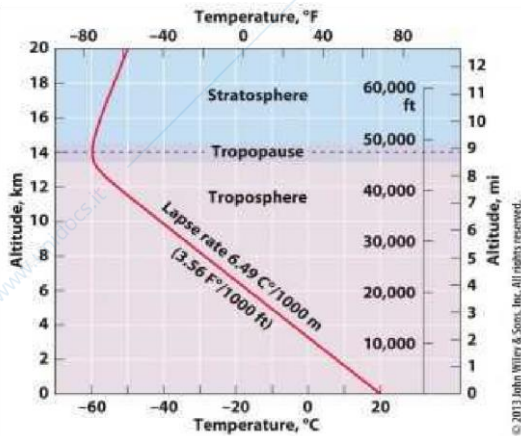
accentuata in montagna: questo avviene perché il calore accumulato durante il giorno "sfugge" più velocemente durante la notte, a causa di quella minor densità atmosferica.

Lo stesso discorso è valido anche per il confronto dell'escursione termica stagionale.

STRATIFICAZIONE DELL'ATMOSFERA

Tutta l'atmosfera è definita, nella sua struttura, sulla base di gradienti termici, cioè sulla base di come varia la temperatura rispetto alla quota.

Come abbiamo detto, nei primi metri dalla superficie la temperatura cala nettamente mano a mano che ci si allontana dalla fonte di calore rappresentata dal terreno.



A quote più alte, benché continui ad esserci una diminuzione di temperatura, dovuta ora alla diminuzione di pressione, la situazione si stabilizza. Il gradiente con cui la temperatura diminuisce è di 6-5°C/km e rimane valido fino ai 12 km di altitudine. Intorno ai 14 km la temperatura torna però addirittura ad aumentare: questo fenomeno segna il limite ultimo del primo strato dell'atmosfera, chiamato **troposfera**, che costituisce un sottile strato ma nel quale si concentrano i 4/5 della massa totale e la maggior parte dei fenomeni atmosferici.

Nonostante quanto appena descritto, nella troposfera possiamo avere delle situazioni nelle quali a basse quote la temperatura aumenta mano a mano che si sale, delle

inversioni termiche. Questi fenomeni sono dovuti a condizioni di forti escursioni termiche, dove l'aria in prossimità è più fredda, quindi più densa, e tende a restare in prossimità del suolo.

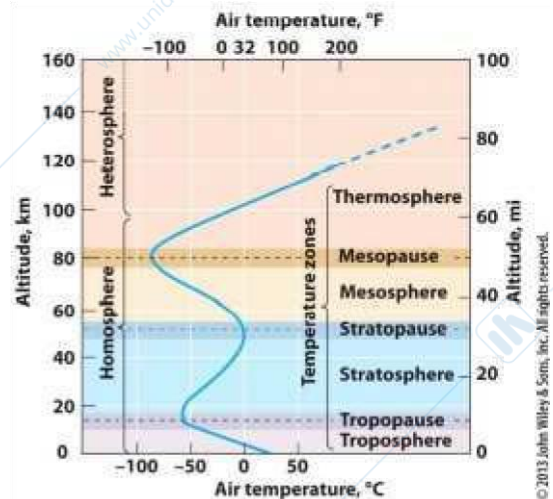
Al di sopra della troposfera c'è la **stratosfera** e la zona di transizione tra le due è detta **tropopausa**, un'area in cui la temperatura si stabilizza prima di aumentare. Nella stratosfera la temperatura aumenta perché oltre i 15 km comincia a essere significativa la presenza di ozono, che raggiunge il suo picco entro i 40-50 km e che si scalda assorbendo radiazioni ultraviolette (e raggi X).

Intorno ai 50 km di altitudine, incontriamo una nuova zona di transizione, la **stratopausa**, dove l'ozono si dirada via via fino a circa 60 km.

Qui, nello strato chiamato **mesosfera**, la temperatura diminuisce di nuovo anche in funzione di una diversa composizione atmosferica: l'ossigeno scarseggia e in generale i gas sono rarefatti. La mesosfera si protrae fino agli 80 km, dove la **mesopausa** segna una nuova inversione termica e l'inizio della **termosfera**.

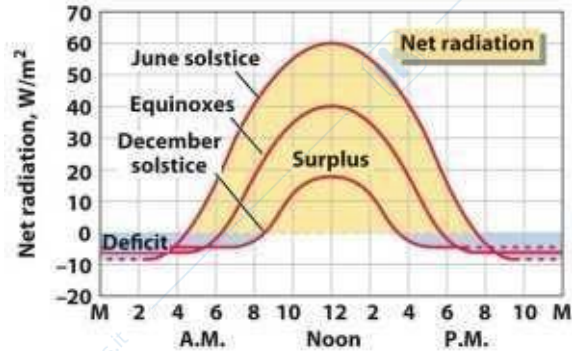
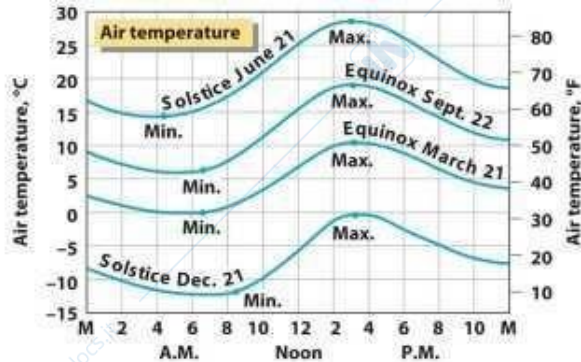
La termosfera registra un aumento di temperatura con la quota dovuto al fatto che i gas rarefatti si muovono più velocemente, generando energia. Nella termosfera i gas inoltre sono ionizzati, tendono cioè a perdere elettroni, dando vita così a fenomeni come le aurore (fasce luminescenti dovute alle interazioni con le radiazioni elettromagnetiche e il pulviscolo interstellare).

Esiste un ultimo strato, l'**esosfera**, molto rarefatto.



CICLO GIORNALIERO DELLA TEMPERATURA

Concentriamoci sulla troposfera e vediamo come varia la temperatura. Essa è, in prossimità del suolo, soggetta a delle variazioni periodiche: il ciclo a frequenza maggiore è quello giornaliero, legato sostanzialmente all'insolazione. In funzione della latitudine e della stagione, i cicli giornalieri di insolazione si riflettono sui cicli giornalieri di temperatura.



In inverno si ha un deficit di irraggiamento netto (radiazione incidente meno radiazione emessa), in estate un surplus.

TEMPERATURA DI ACQUA E SUOLO

Si riscontra una differenza netta di temperatura a seconda che l'irraggiamento colpisca le terre emerse piuttosto che l'acqua del mare o degli oceani.

La radiazione solare che colpisce l'acqua penetra per una profondità di 40-50 m, in condizioni di limpidezza. L'energia che giunge viene quindi distribuita su un grosso volume al contrario di quanto accade col terreno, dove la radiazione non penetra se non per qualche frazione di millimetro (nel suolo il calore si propaga per conduzione, non direttamente).

In sostanza, la quantità di energia solare assorbita da 40 m d'acqua è pari a quella assorbita da 1 mm di roccia, per questo queste ultime si riscaldano molto di più e più velocemente. L'acqua ha anche una capacità termica maggiore (mantiene il calore più a lungo).

L'acqua subisce poi il processo di evaporazione: durante il passaggio allo stato gassoso, le molecole sottraggono energia dal massa liquida e si ha quindi un'azione di raffreddamento.

L'acqua è anche soggetta a fenomeni di convezione che ridistribuiscono ulteriormente il calore.

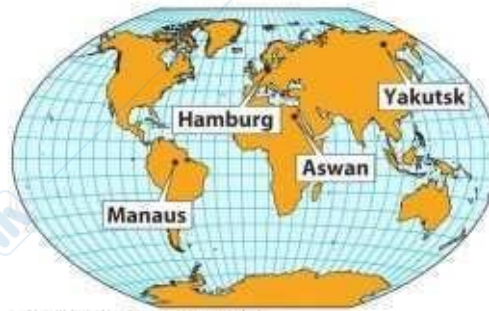
Sostanzialmente, l'acqua agisce da mitigatore e come una batteria termica che immagazzina il calore fornito dal Sole e lo rilascia lentamente quando non ne riceve più: subisce un ciclo giornaliero di pochi gradi e uno stagionale marcato. Il terreno reagisce molto prontamente alle variazioni di irraggiamento sia giornaliero che stagionali.

RADIAZIONE NETTA E CICLO ANNUALE DELLA TEMPERATURA

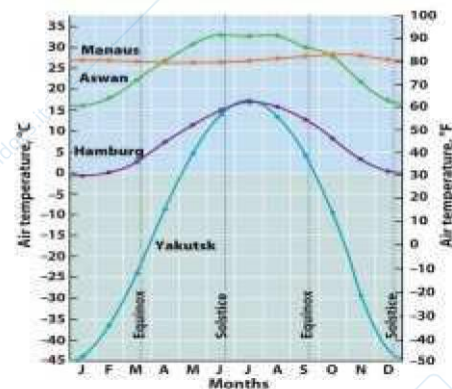
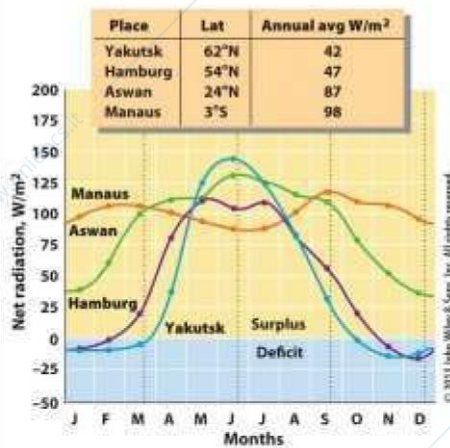
I cicli annuali della temperatura dipendono da tre fattori:

- la **latitudine**, cioè dall'irraggiamento solare;
- l'effetto mitigatore dei **mari**;
- l'**altitudine**, cioè dalla capacità dell'atmosfera di trattenere o disperdere calore.

In base a questi fattori avremo condizioni di escursione termica annuale diverse per diverse zone del mondo, come illustrato negli schemi successivi.



© 2013 John Wiley & Sons, Inc. All rights reserved.
Figure 2.23 (part 1)



A Manaus (Brasile), nella zona equatoriale, osserviamo una bassa stagionalità, con temperature costanti tutto l'anno.

Ad Assuan (Egitto), c'è una stagionalità delle temperature significativa, pur trovandosi in una zona tropicale, con minime invernali di 16-17° e massime estive di 32-33°.

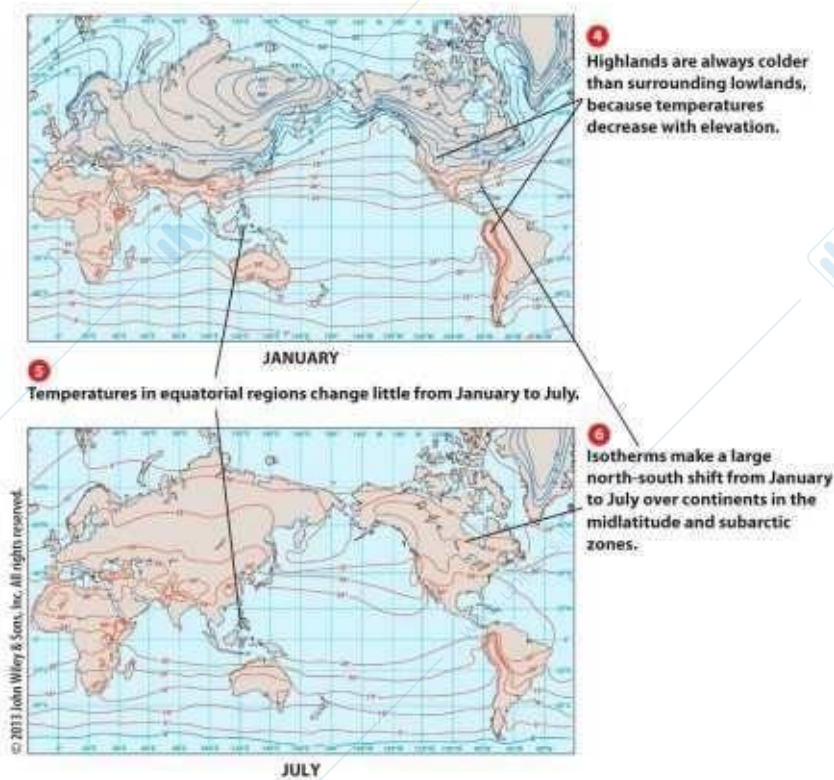
Ad Amburgo (Germania), si ha un'escursione termica annuale simile, nell'ordine della quindicina di gradi, ma siccome è localizzata a latitudini più alte, in questo caso si parla di medie sotto lo zero per l'inverno e intorno ai 15-16° d'estate. Questo clima mite per la latitudine è dovuto alla presenza del mare.

A Yakutsk (Siberia), non lontano dal circolo polare artico, si ha un ciclo di radiazione netta molto marcato con una differenza elevata di insolazione che determina temperature che vanno dai -45° invernali ai 15-16° estivi.

GRADIENTE TERMICO GLOBALE

In base alle temperature medie annue si possono costruire delle carte che mostrano come varia la temperatura al suolo, utilizzando delle isoterme (linee che uniscono i punti di uguale temperatura).

Nelle immagini seguenti vediamo messe a confronto due situazioni, una relativa a gennaio e una relativa a luglio. In rosso sono disegnate le isoterme di temperatura maggiore di zero, in blu quella di temperatura minore a zero.



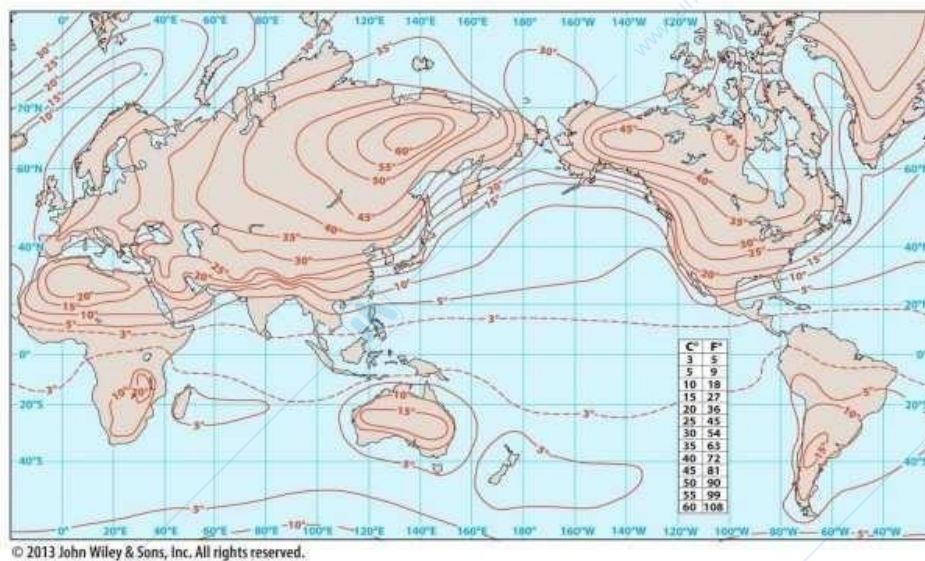
L'emisfero settentrionale ha escursioni stagionali molto più marcate rispetto a quello meridionale: questo avviene perché l'emisfero meridionale è coperto principalmente da acque, che come abbiamo visto hanno un effetto mitigatore.

In Antartide c'è un forte gradiente termico, con la zona a contatto col mare relativamente mitigata da esso e quella dell'entroterra in cui d'inverno si raggiungono temperature di -80° .

Le isoterme sono più fitte nelle aree montuose, come Ande, Tibet e Montagne Rocciose.

ESCURSIONE TERMICA ANNUALE

L'escursione termica annuale è maggiore nelle zone di media-alta latitudine che in quelle intertropicali. Le massime escursioni si hanno nelle aree continentali settentrionali.

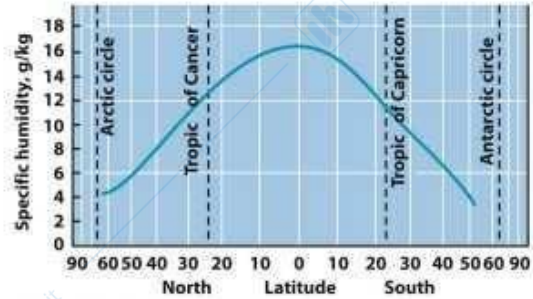


UMIDITÀ ATMOSFERICA

L'umidità è la misura della quantità di vapore acqueo presente nell'aria e quindi nell'atmosfera ed è sostanzialmente un rapporto in peso.

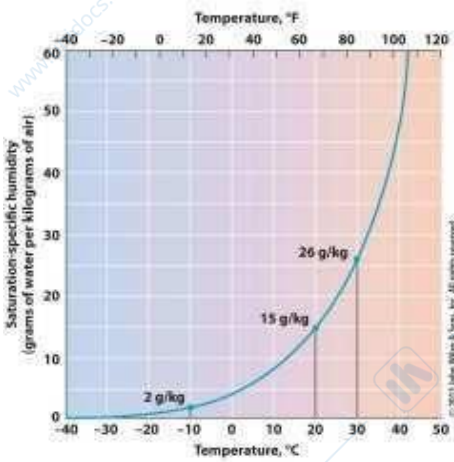
Il vapore acqueo, tra i gas presenti nell'atmosfera, è quello che subisce le maggiori variazioni percentuali nel tempo e nello spazio: questo dipende dal fatto che l'acqua è l'unica sostanza presente nell'atmosfera che ha punto di liquefazione (o di evaporazione) e di fusione (o di solidificazione) a temperature raggiungibili dalla superficie terrestre.

L'umidità aumenta con la temperatura e infatti le zone con i maggiori valori di umidità sono le basse latitudini, perché più calde e interessate da un clima molto piovoso. Quando le temperature sono basse invece, è difficile avere acqua allo stato gassoso e quindi l'aria risulta essere più secca. Il grafico affianco ci mostra come varia l'umidità specifica, cioè l'umidità



© 2013 John Wiley & Sons, Inc. All rights reserved.

assoluta espressa in g di H₂O su kg di aria.



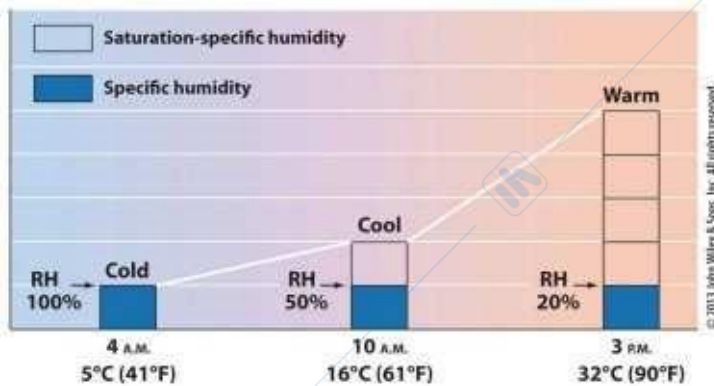
L'umidità relativa indica la quantità di vapore acqueo che un certo volume di aria può contenere prima di arrivare a saturazione e condensare, che dipende sostanzialmente dalla temperatura. Nel grafico vediamo come varia il punto di saturazione in funzione della temperatura.

A qualche decina di gradi sotto zero, il punto di saturazione è zero e aumenta esponenzialmente con la temperatura.

L'umidità relativa ci permette di indicare se l'aria è umida o secca.

PUNTO DI RUGIADA

Data una certa massa d'acqua con una determinata quantità di vapore acqueo, si definisce punto di rugiada la temperatura a cui ha inizio la condensazione.



Nell'arco di una giornata l'umidità relativa può variare anche molto, arrivando al 100% e quindi al punto di rugiada nelle ore più fredde, dando origine alla formazione di nubi e/o nebbie e, in inverno, di rugiada al suolo.

Quando la rugiada abbonda può essere fonte di umidità anche per il terreno.

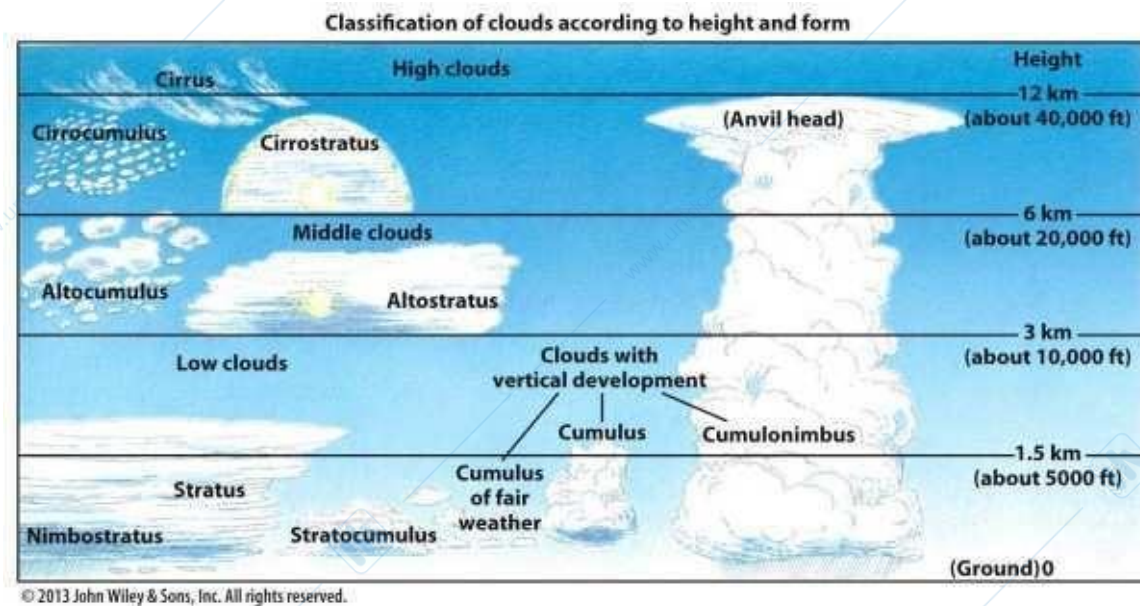
NUBI E NEBBIE

Le nuvole e le nebbie sono goccioline di acqua allo stato liquido o microcristalli di ghiaccio (se le temperature sono al di sotto dello 0). Interferiscono con la luce del Sole e con il fenomeno di diffusione, apparendo bianche o grigie quando in ombra.

La condensazione o sublimazione avviene quando l'acqua trova delle particelle solide, per esempio micropolveri, a cui aderire. Il pulviscolo diventa così un centro di aggregazione per le molecole d'acqua, finché la goccia non raggiunge dimensioni tali da cadere sotto forma di pioggia.

FORMA DELLE NUBI

La forma delle nubi dipende dalla modalità e dalla quota a cui si formano.



In generale, si identificano come **cumuli** le nuvole a sviluppo verticale e come **strati** quelle a sviluppo orizzontale. Alcune nuvole intermedie possono prendere il nome di stratocumuli.

I **cirri** si formano nelle zone basse della stratosfera e hanno una forma a pennacchio.

Altri nomi:

- lembostrati, a sviluppo orizzontale e portatrici di pioggia;
- cirrocumuli, "cielo a pecorelle";
- altostrati, si formano nelle zone centrali della troposfera e hanno sviluppo orizzontale.

NEBBIA

Anche la nebbia può essere considerata come una nuvola, che si forma in prossimità del terreno in seguito ad un abbassamento della temperatura che porta alla condensazione. Ne esistono due tipi.

La **nebbia di irraggiamento** si ha quando il terreno si raffredda velocemente, di solito in inverno, e può portare ad un'inversione termica. Queste nebbie hanno spessori ridotti ma variabili, da pochi metri a qualche decina.

La **nebbia di advezione** è tipica delle aree costiere e si forma quando l'aria calda e umida si muove lateralmente e si scontra con una zona fredda.

PRECIPITAZIONI LIQUIDE – PIOGGIA

Come detto, le nubi sono formate da piccole goccioline d'acqua che si formano in conseguenza della condensazione intorno a dei nuclei di aggregazione rappresentati da particelle solide quali polveri, pulviscoli, aerosol, cristalli di sale. Le goccioline, inizialmente, hanno dimensioni di pochi μm ma aumentano di

dimensioni aggregandosi tra di loro: nei moti turbolenti che caratterizzano l'interno delle nubi le gocce si scontrano e rimangono unite per fenomeni di tensione superficiale. Quando le goccioline raggiungono una massa tale da non essere più sostenute dalle correnti ascensionali, di solito tra 1-5 mm a seconda della velocità di risalita, cadono come pioggia.

Non solo la dimensione, ma anche l'altezza da cui cadono le gocce può variare molto, da qualche centinaio di metri a qualche chilometro, e cadendo possono frammentarsi o anche evaporare completamente, nel caso in cui la goccia cada attraverso strati di aria relativamente calda e secca.

PRECIPITAZIONI SOLIDE – NEVE

Se all'interno delle nubi ci sono temperature molto inferiori allo 0, si può formare la neve.

In genere, non si ha la sublimazione diretta del vapore acqueo a formare cristalli di neve, ma vengono prima a formarsi delle gocce d'acqua che vengono spinte in alto: a questo punto evaporano e subiscono una lenta e graduale sublimazione che porta alla formazione delle caratteristiche strutture cristalline (strutture sempre esagonali raggiate). Il processo di formazione dei cristalli di neve è chiamato **processo Bergeron**.

Anche i fiocchi di neve cadono quando diventano troppo pesanti per essere sostenuti dalle correnti. La formazione dei fiocchi di neve richiede anche che le masse d'aria siano relativamente stabili e cioè non soggette a moti molto turbolenti, questo perché strutture come i cristalli avrebbero difficoltà a formarsi in aria in forte movimento. Per questo, la neve è solitamente associata a nuvole basse (e di conseguenza all'inverno, dato che d'estate le nuvole basse non raggiungono temperature inferiori allo 0).

PRECIPITAZIONI SOLIDE – GRANDINE

Se le gocce d'acqua congelano direttamente, in seguito ad una brusca diminuzione di temperatura legata a una rapida e turbolenta salita ascensionale, si formano goccioline di ghiaccio che si aggregano per formare grumi sferoidali di dimensioni superiori a 5-6 mm (a volte fino a 5-6 cm): la grandine. Le dimensioni raggiunte dai chicchi di grandine dipendono direttamente dall'intensità della corrente ascensionale. La grandine è comunemente un fenomeno estivo, perché il congelamento avviene solo ad alte quote in conseguenza di correnti ascensionali molto violente.

TIPI DI PRECIPITAZIONE

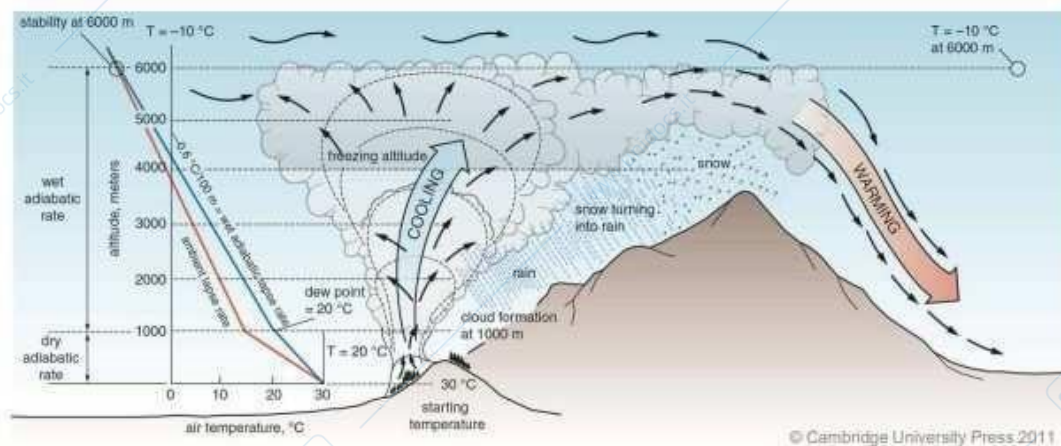
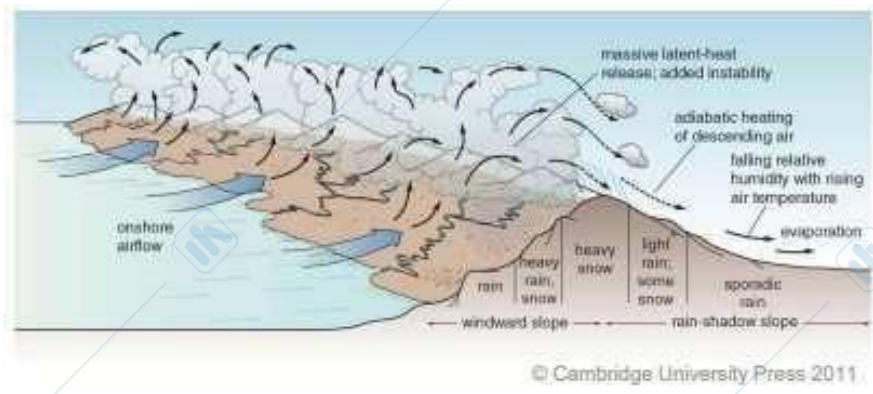
Le precipitazioni in generale sono dovute alla risalita della massa d'aria umida, che può avere diverse cause:

- **precipitazioni orografiche;**
- **precipitazioni convettive;**
- **precipitazioni cicloniche**, che sono legate alle interazioni di masse d'aria a diversa temperatura che si trovano a convergere a causa di gradienti di pressione. Queste precipitazioni sono associate ai cicloni, in cui una massa d'aria calda più leggera supera una massa d'aria fredda comportando una risalita;
- **precipitazioni per convergenza**, che si verificano quando due masse d'aria della stessa temperatura si scontrano e, non potendo andare più in basso del terreno, vengono spinte verso l'alto (tipico delle aree marine).

PRECIPITAZIONI OROGRAFICHE

Le precipitazioni orografiche sono un fenomeno piuttosto frequente che si verifica quando una massa d'aria, dotata di una certa umidità, viene spinta verso una catena montuosa e deve quindi risalirne i versanti per proseguire nel suo cammino.

Questa risalita comporta inevitabilmente una riduzione di pressione e quindi un raffreddamento adiabatico, con la formazione di nubi alla quota in cui si raggiunge il punto di rugiada. Le nubi che si formano durante questa risalita vengono chiamate **nubi orografiche**.

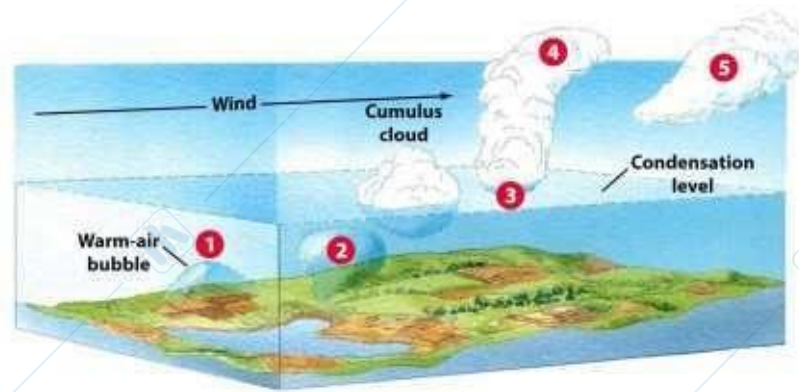


A questo fenomeno è dovuto anche il fatto che nelle aree montuose le precipitazioni siano più abbondanti che nelle aree pianeggianti attorno. Queste precipitazioni hanno come conseguenza la riduzione dell'umidità delle masse d'aria che risalgono: poiché una volta raggiunto l'altro versante la massa d'aria sarà ormai secca, le montagne fungono da barriera nei confronti delle precipitazioni.

Siccome spesso capita che la provenienza delle masse d'aria umide sia relativamente costante, molte catene montuose hanno un versante umido e un versante dove le precipitazioni sono meno intense che degrada in una zona di pianura molto secca. Le catene montuose possono quindi determinare la presenza di aree di forte aridità intercettando le correnti umide (in genere provenienti dal mare).

PRECIPITAZIONI CONVETTIVE

Da un punto di vista termodinamico le precipitazioni convettive funzionano come quelle orografiche: la differenza è legata al fatto che in questo caso la risalita è legata a fenomeni convettivi. Si forma una bolla di aria in corrispondenza di determinate zone (tipicamente di pianura o collinari) in cui si ha un maggiore riscaldamento del terreno. La bolla inizia poi a salire perché più leggera dell'aria circostante.

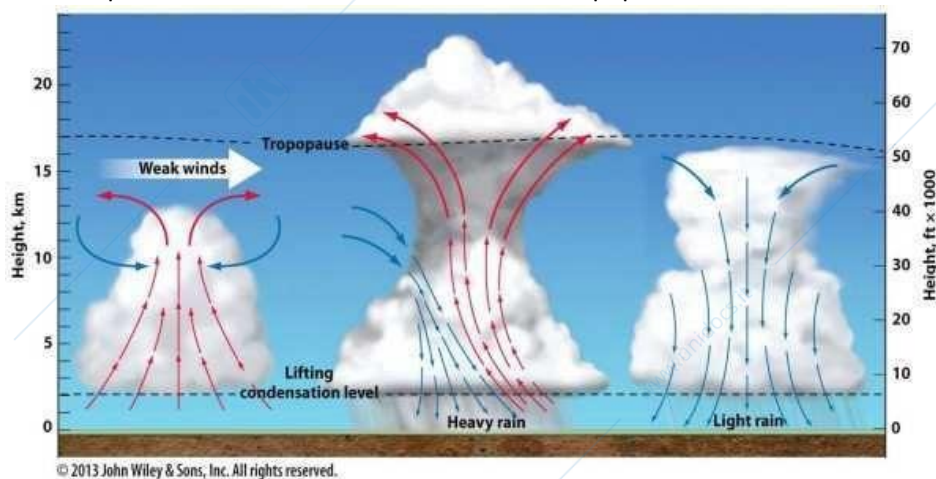


Le nuvole così formate hanno una tipica forma a **cumulo** (tondeggiante sferoidale) e subiscono il cosiddetto **fenomeno di instabilità** secondo cui il raffreddamento avviene con un tasso minore rispetto al gradiente termico dell'aria circostante, determinando uno sviluppo verticale.

Questi fenomeni sono responsabili dei tipici temporali estivi delle zone di pianura, che possono essere molto intensi e comportare grandine e fulminazioni.

TEMPORALI

I temporali sono fenomeni di precipitazione che hanno un'evoluzione rapida e sono quindi concentrati nel tempo e nello spazio. Sono legati a moti convettivi che determinano correnti sia ascensionali che discensionali molto intense. Le nuvole che li causano possono assumere la forma a incudine se si sviluppano fino ai limiti della troposfera e in qualche caso attraversano addirittura la tropopausa.



La dinamica turbolenta dei temporali è complessa: correnti ascensionali molto forti innescano la condensazione ma nel momento in cui inizia a piovere, l'acqua cadendo esercita un attrito sull'aria che può dare vita a correnti discensionali, formando **vortici** verticali in cui una colonna discendente d'aria viene risucchiata verso l'alto.

FULMINAZIONI

Ai temporali di tipo convettivo sono quasi sempre associati anche i fulmini. Le celle convettive coinvolte nei fenomeni temporaleschi hanno una forte carica energetica, che si manifesta anche sotto forma di scariche elettriche. Queste si formano a causa delle cariche elettrostatiche date dall'attrito che si innesca tra le gocce d'acqua messe in movimento dalle correnti.

L'accumulo di queste cariche elettrostatiche può dar vita ad un gradiente elettrico con una differenza di potenziale di milioni, anche miliardi, di volt (nonostante l'aria non sia il mezzo ideale per questi fenomeni).

La scarica che ne consegue è un flusso concentrato di elettroni che tende a ribilanciare questa forte differenza di potenziale.

Il flusso ha un percorso piuttosto disordinato, che segue un tunnel di aria ionizzata, ovvero in cui la differenza di potenziale elettrico ha portato alla ionizzazione delle molecole di ossigeno e azoto nell'aria, che raggiungono inoltre temperature elevatissime (50 000° C). L'aria ionizzata ad alte temperature è nello stato di plasma, una condizione che si ha quando gli atomi hanno perso gli elettroni e che si presenta come una miscela di ioni atomici ed elettroni. Il fulmine è la manifestazione di questa scarica e possono formarsene a centinaia o migliaia durante un temporale, dato che la differenza di potenziale è continuamente ristabilita dalle molecole in moto.

I fulmini possono propagarsi in diverse direzioni:

- dalle nubi alla terra: in questo caso, il flusso di elettroni serve a pareggiare un gradiente elettrico tra la superficie e la nube;
- all'interno della nube stessa (più comune).

Il punto di scarico di un fulmine a terra è, fortunatamente, molto localizzato. Se colpisce direttamente il suolo, come avviene spesso nelle aree desertiche, può comportare la fusione delle rocce o della sabbia. Se colpisce un albero, l'elevatissima temperatura comporta l'evaporazione istantanea di tutta l'acqua contenuta nella pianta, che può esplodere.

TROMBE D'ARIA (TORNADO)

Un altro fenomeno atmosferico particolarmente violento che si associa talvolta ai temporali è quello delle trombe d'aria, vortici prodotti dal vento come conseguenza dei forti moti ascensionali. L'aria in risalita deve essere sostituita per non lasciare un vuoto e viene quindi richiamata aria dall'intorno, creando una struttura circolare a vortice, che riesce a trasportare più aria possibile. Questo succede per effetto della forza di Coriolis.

Nelle trombe d'aria i venti possono raggiungere velocità superiori a 200 km/h.

PRESSIONE ATMOSFERICA

La pressione atmosferica è il peso che l'atmosfera esercita su una superficie e sul terreno al livello del mare è circa 1 kg/cm². Per indicarla, si usano diverse unità di misura.

I primi strumenti utilizzati per misurare la pressione sono stati i **barometri a mercurio**, inventati da Evangelista Torricelli, costituiti da un tubo con un'estremità chiusa riempito di mercurio e immerso a testa in giù in una bacinella di mercurio: il peso del mercurio contenuto dentro il tubo va a controbilanciare il peso che l'atmosfera esercita sulla superficie libera della bacinella. In condizioni standard, la pressione atmosferica media corrisponde ad una colonna di mercurio di 76 cm.

Al giorno d'oggi, i millimetri di mercurio non sono più usati come unità di misura ma si preferisce utilizzare il Bar (kg/cm²). Se la pressione scende sotto 1.013 bar si parla di bassa pressione, se è superiore si parla di alta pressione (sempre in condizioni standard).

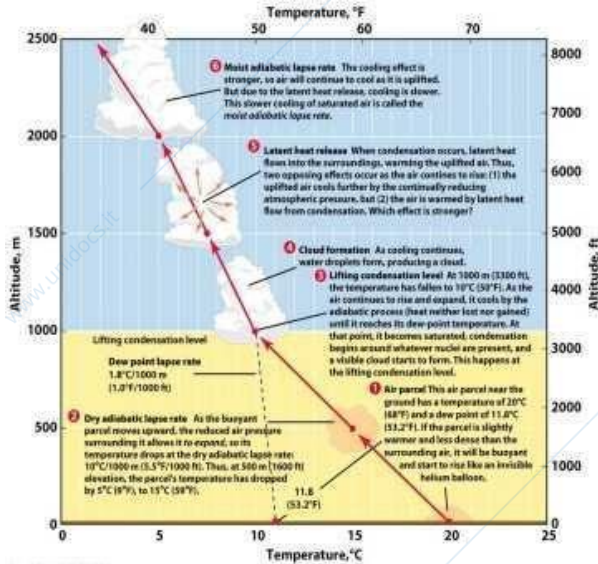
Intorno a 5500 m di altitudine la pressione è la metà di quella del livello del mare.

Quando una massa d'aria subisce una variazione di pressione, questa determina una variazione della temperatura (proprietà fisica dei gas): se la pressione aumenta, aumenta anche la temperatura e possiamo intenderla come una concentrazione di energia (gli scontri tra le molecole aumentano). Le variazioni di temperatura legate alla variazione di pressione sono dette **adiabatiche**. Si definisce adiabatico il raffreddamento o riscaldamento di una massa d'aria in seguito ad una sola variazione di volume (espansione o compressione), senza che ci siano scambi di calore.

GRADIENTE ADIABATICO

La variazione di pressione con la temperatura segue tassi determinati, che per l'aria è di 10° per km. Questo ci permette di definire una variazione adiabatica della temperatura che le masse d'aria subiscono durante i movimenti ascensionali o discensionali, a patto che non ci siano fenomeni di condensazione. Si parla in questo caso di **variazione adiabatica secca** (sopra al punto di rugiada).

Se invece si ha condensazione, tornando allo stato liquido il vapore cede l'energia che aveva immagazzinato come calore latente durante l'evaporazione. Si ha in questo caso una **variazione adiabatica umida** (sotto al punto di rugiada) con un gradiente più basso (circa $5\text{--}6^\circ$ per km).



Vediamo cosa succede ad una massa d'aria che sale di quota, cioè quando la sua temperatura è maggiore di quella dell'aria che la circonda. Questo comporta un'espansione e alleggerimento della massa d'aria, che viene spinta verso l'alto per effetto della spinta aerostatica. Salendo, inizia a raffreddarsi ma continua a salire. Quando raggiunge il punto di rugiada, il vapore acqueo condensa e si aggrega per dare origine alle nubi. Il calore latente rilasciato dalla condensazione riscalda la massa d'aria che viene spinta più in alto.

Le nuvole che si formano in conseguenza del moto ascensionale di una massa d'aria hanno forma verticale, a torre, con una base piatta che indica la quota a cui è stato raggiunto il punto di rugiada. Se

l'aria è umida la massa d'aria raggiunge i limiti della troposfera e si formano delle nubi con tetto piatto, dette ad incudine.

Una volta raggiunto il limite della troposfera, a causa dell'inversione della tropopausa, l'aria ascensionale si troverà necessariamente ad essere più fredda dell'aria che le sta attorno e quindi non potrà più salire.

GRADIENTE BARICO

La pressione atmosferica non varia solo verticalmente con la quota ma può variare anche orizzontalmente per effetto di determinate condizioni atmosferiche e della temperatura al suolo. Dove la temperatura al suolo è maggiore l'aria si riscalda, espande e tende a salire, creando delle celle convettive. Se l'aria sale, crea una sorta di depressione in cui la pressione localmente diminuisce. Nelle zone in cui l'aria ridiscende, si ha invece un aumento della pressione. La differenza di pressione tra le due zone normalmente è nell'ordine di qualche decina di millibar.

Le masse d'aria si spostano dalle zone di alta pressione a quelle di bassa pressione, per controbilanciare queste variazioni.

Il movimento dell'aria si manifesta sotto forma di **vento**.

I venti sono fenomeni particolarmente vistosi, che in passato sono stati fondamentali per la navigazione. Proprio per la loro rilevanza nella vita comune, sono stati assegnati dei nomi ai venti per riconoscerli in funzione della loro provenienza, andando a costruire la rosa dei venti.

La tramontana proviene da nord (per noi) ed è un vento freddo, che porta però con sé bel tempo. Lo scirocco proviene da sud-est (Nord Africa) e porta con sé tempo instabile. Il maestrale proviene da nord-ovest, il libeccio da sud-est. La bora proviene dai Balcani ed è solitamente fredda.



Il vento si descrive da un punto di vista meteorologico in base a due caratteristiche: la **direzione** da cui proviene e la **velocità** o intensità, espressa in km/h o m/s.

I venti sono sempre legati ad un gradiente barico: maggiore è il gradiente, più intenso sarà il vento. I gradienti risultano essere molto elevati quando le masse d'aria sono ravvicinate tra loro (forte differenza di pressione per unità di distanza lineare).

VENTI LOCALI

I venti locali sono legati a diverso riscaldamento tra zone relativamente vicine tra loro. In particolare, se il vento è dovuto ad una differenza di riscaldamento del terreno, si parla di **brezze**, che hanno generalmente modesta intensità. Un fenomeno simile a quello delle brezze è quello dei venti orografici, che interessano le aree montuose.

L'altro tipo di vento determinato da differenze di temperatura ma su scala maggiore sono i **venti catabatici** (da "discesa" + "pressione"). Un esempio lo troviamo in Antartide, dove ho una zona centrale di alta pressione in cui l'aria al suolo è molto fredda e pesante e tende a fluire lungo la superficie del ghiaccio verso il mare, dove c'è più caldo. Essendo venti a bassissima quota, subiscono poco attrito e possono anche raggiungere velocità molto intense, oltre i 100 km/h.

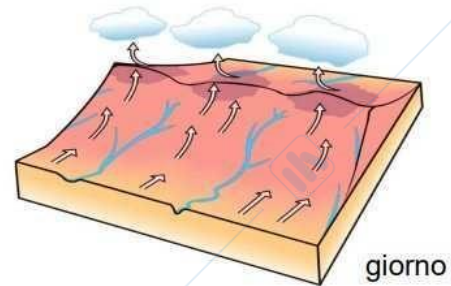
BREZZE DI MONTE E DI VALLE

Un caso particolare di venti locali è quello delle cosiddette brezze di monte e di valle. Le brezze hanno un ciclo giornaliero con una inversione della direzione e due momenti di massima intensità, in funzione del ciclo dell'insolazione.

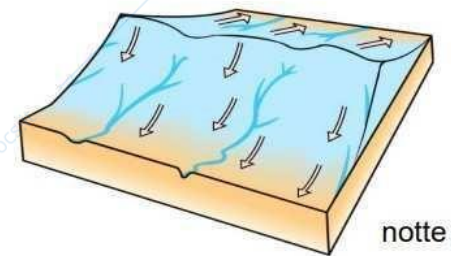
Durante il giorno, i versanti medio-alti sono maggiormente esposti e quindi il terreno surriscalda di più. Normalmente, intervengono anche altri fattori che facilitano questo riscaldamento:

- le zone più alte del rilievo ricevono un maggior numero di ore di insolazione (affinché il fondovalle venga colpito dai raggi solari serve infatti che questi ultimi superino l'orizzonte delle montagne di fronte);

- il fondovalle è generalmente più ricco di vegetazione rispetto ai pendii, quindi li influisce anche l'azione dell'evaporazione (che assorbe calore). Questa differenza di riscaldamento crea delle correnti ascensionali di aria calda, che tendono a salire e che danno solitamente origine a delle nuvole in corrispondenza dei crinali. Queste correnti comportano la formazione di una zona di bassa pressione sul monte, innestando un gradiente barico rispetto l'area a fondovalle, con un richiamo di aria dal basso: abbiamo quindi la formazione della **brezza di valle giornaliera** (il nome indica la provenienza), che soffia dal fondovalle verso il crinale. L'intensità della brezza è minima al mattino, ma tende poi ad aumentare raggiungendo il suo picco nel tardo pomeriggio.



© 2013 John Wiley & Sons, Inc. All rights reserved.



Di notte invece si ha una situazione opposta, perché i versanti medio-alti si raffreddano maggiormente, per gli stessi motivi che ne causavano prima il maggior riscaldamento: l'assenza di vegetazione, il fatto di trovarsi a quote più alte dove l'aria è più fredda e rarefatta. Viceversa il fondovalle tende a conservare un po' più il calore perché è una zona più umida.

Quindi, si viene a determinare una situazione opposta in cui ho un gradiente barico il cui punto di minima pressione si trova nel fondovalle, che richiama aria fredda e secca dalla montagna. Soffia quindi la **brezza di monte notturna**.

BREZZE DI TERRA E DI MARE

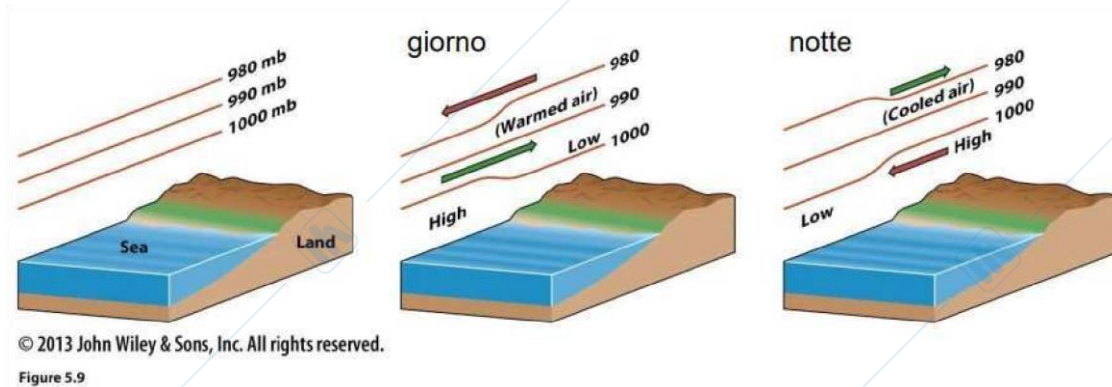
Una situazione analoga è quella delle brezze di terra e di mare che interessano le zone costiere – il meccanismo è sostanzialmente lo stesso di quello delle brezze di monte e di valle, anche se qui il differente grado di riscaldamento delle superfici non dipende tanto dall'esposizione o dalla quota quanto dal fatto che si hanno due superficie nettamente distinte, cioè l'acqua del mare e la terra.

Durante il giorno la terra emersa viene colpita direttamente dai raggi solari e si riscalda maggiormente rispetto al mare, per una serie di motivi:

- l'acqua ha una maggiore inerzia termica (ci vuole più tempo per scaldarla);
- siccome è un liquido, la radiazione solare attraversa lo spessore di acqua per una decina di metri, distribuendo maggiormente il calore;
- seppure neanche le rocce abbiano un'elevata conducibilità termica, quella dell'acqua è ancora minore;
- la massa di acqua marina è interessata da moti convettivi, che disperdono il calore.

Il risultato è che, appunto, una volta sorto il Sole il terreno si riscalda molto più velocemente rispetto al mare. Questo determina una diminuzione di pressione nella zona costiera e quindi un gradiente barico, che determina un vento di media intensità dal mare verso la terra, la cosiddetta **brezza di mare**. Questo avviene in prossimità del terreno e dell'acqua, mentre a quote maggiori avremo un gradiente di ritorno e quindi una situazione invertita (l'aria si muove circolarmente).

Durante la notte il terreno si raffredda più velocemente rispetto all'acqua, che ha immagazzinato calore durante il giorno e lo conserva in virtù di una maggiore capacità termica, e quindi ha una temperatura a livello delle superficie maggiore sul mare rispetto che sul terreno. Questo determina una diminuzione della pressione sul mare, l'instaurarsi di un gradiente barico e lo spirare di una **brezza di terra**.



VENTI DOVUTI AL GRADIENTE BARICO REGIONALE

Le brezze descritte innescano delle celle convettive che hanno estensioni modeste, nell'ordine di grandezza di qualche km o qualche decina di km al massimo, e anche in senso verticale interessano solo le zone più basse della troposfera. La troposfera in tutta la sua estensione è però interessata anche da venti di ampiezza dimensionale molto maggiore, che riguardano grandi porzioni della superficie terrestre e che possono muoversi anche su centinaia o migliaia di km. Questi venti sono dovuti sempre a gradiente barico, ma in questo caso si tratta di zone di alta e bassa pressione determinate da condizioni di carattere più generale, seppure sempre correlate alla temperatura.

La differenza sostanziale di questi venti di carattere più regionale è il fatto che in questi casi diventa importante l'effetto della **forza di Coriolis**: si ha quindi una direzione del vento che non è esattamente perpendicolare alle isobare ma deviata.

Il movimento deviato determina anche l'instaurarsi di vortici di grandi scala, in cui il movimento circolare si sviluppa sia in orizzontale che in verticale: delle macro-celle convettive che non solo ruotano in senso verticale come dei rulli ma che si avviano anche su loro stesse.

Il moto dell'aria di questi gradienti barici è mediamente deviato di 45°, perché su di esso agiscono due forze: una quella del gradiente barico (cioè la differenza di pressione che tira in una direzione), l'altra la forza di Coriolis che tira più o meno ortogonalmente. Ci sono delle differenze a seconda che il vento si muova a livello del terreno e quindi subisca anche la forza di attrito, oppure se si tratta di venti in quota in assenza di attrito: l'attrito determina una maggiore o minore deviazione.

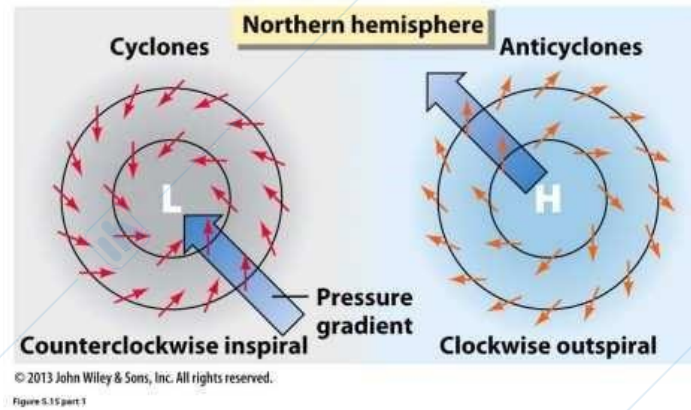
CICLONI E ANTICICLONI

Quando descriviamo questi moti, ci riferiamo alla circolazione atmosferica a livello del terreno.

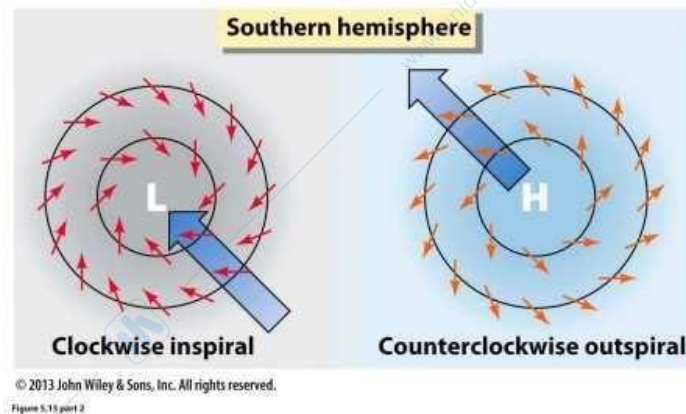
I vortici che si determinano in conseguenza del gradiente barico, che sono quindi centrati su zone di **alta** o **bassa** pressione, prendono il nome rispettivamente di **anticicloni** e **cicloni**.

Se ho una zona di bassa pressione, l'aria del gradiente barico è radiale, con vertice verso il punto di minima pressione. L'aria è tuttavia di fatto deviata verso destra. Raggiunge quindi l'area di minima pressione con un moto che è a spirale: al centro abbiamo una corrente ascensionale, con una sorta di aspirazione verso l'alto. Invece in corrispondenza di un'alta pressione, il moto sarà opposto: ho una colonna di aria discendente verso la zona di alta pressione da cui l'aria si dirama lateralmente con una deviazione verso destra che determina nuovamente un moto a spirale.

Questo è quanto avviene nell'emisfero settentrionale e il risultato è che in corrispondenza di una **bassa pressione** ho l'instaurarsi di un vortice che ruota in **senso antiorario (ciclone)**, mentre in corrispondenza di un'**alta pressione** il vortice che si instaura ruota in **senso orario (anticiclone)**.



Nell'emisfero meridionale accade il contrario, perché la forza di Coriolis provoca una deviazione verso sinistra: i vortici che si instaurano nella zone di **bassa pressione** ruotano in **senso orario (cicloni)**, mentre quelli che si instaurano in zone di **alta pressione** ruotano in **senso antiorario (anticiclone)**.



Sia cicloni che anticicloni sono strutture dinamiche, che hanno dimensioni che vanno dalle centinaia alle migliaia di km e possono abbracciare interi continenti, anche a seguito di gradienti di pressione tutto sommato piccoli, con una differenza tra l'alta e la bassa pressione di qualche decina di millibar.

CIRCOLAZIONE GLOBALE NELLA TROPOSFERA

I fattori che determinano la circolazione globale dell'atmosfera sono prima di tutto l'insolazione, che causa di fatto la struttura della circolazione atmosferica divisa per fasce latitudinali. Ci sono poi dei fattori secondari che disturbano quella che sarebbe la struttura ottimale che dipendono prima di tutto dalla distribuzione delle terre emerse (molto maggiori nell'emisfero settentrionale che in quello australe).

Nell'immagine vediamo una sezione trasversale della troposfera.

A livello verticale, succede che in corrispondenza dell'**Equatore** si ha una zona di massimo riscaldamento della superficie terrestre perché è la zona che riceve la maggiore quantità di raggi solari: questo determina una corrente atmosferica ascensionale (aria più calda e meno densa). Questa corrente determina una zona di **bassa pressione** che circonda la Terra all'altezza dell'Equatore e richiama aria dalle **zone tropicali**. In quota, negli strati alti della troposfera, ho una circolazione opposta che alla fine crea una sorta di "rullo" che ruota che prende il nome di **Cella di Hadley**.

Le Celle di Hadley (una per emisfero) sono le principali strutture di circolazione all'interno della troposfera e determinano un movimento dell'aria dalle zone tropicali verso l'Equatore. In termini di pressione al suolo,

questo determina una sorta di anello di bassa pressione in corrispondenza dell'Equatore e due fasce di alta pressione in corrispondenza dei Tropici.

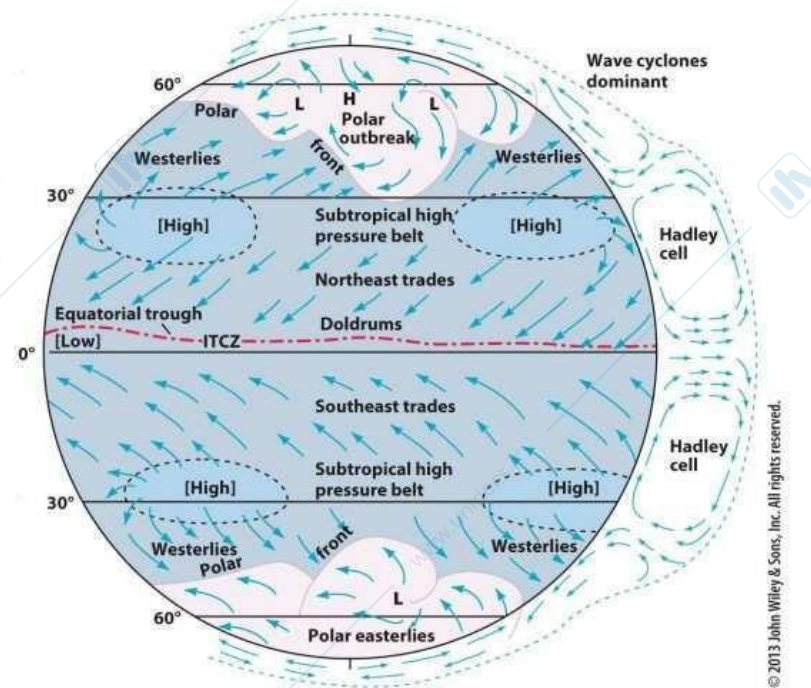


Figure 5.16

Il gradiente barico ha andamento pressoché latitudinale, di conseguenza la forza che agisce sull'aria ha andamento meridiano, cioè da nord verso sud (emisfero settentrionale) o viceversa (emisfero meridionale). Su queste masse d'aria che tendono a muoversi in senso meridiano agisce però la forza di Coriolis che ne provoca una deviazione, verso destra nell'emisfero settentrionale e verso sinistra nell'emisfero meridionale. Questo provoca l'instaurarsi di venti che soffiano, dalla zona tropicale, da nord-est nell'emisfero settentrionale e da sud-est nell'emisfero meridionale. Questi venti sono i cosiddetti **venti dominanti**, perché soffiano in maniera praticamente continua, con minime variazioni stagionali e locali, sempre più o meno nella stessa direzione: vengono anche chiamati **alisei**².

A livello di circolazione atmosferica sono i venti più importanti, anche da un punto di vista quantitativo (smuovono una grande massa d'aria).

Questo determina una zona di convergenza a livello dell'Equatore che è chiamata **Inter-tropical convergence zone (ITCZ)**, una fascia ristretta dove si ha la convergenza degli alisei e la cui posizione si riflette sulla distribuzione delle alte e basse pressioni. La circolazione degli alisei a livello della superficie è bilanciata dalla circolazione opposta in quota.

Di fatto però per quanto riguarda le alte pressioni delle fasce tropicali non si hanno due fasce continue, anche perché si risente della distribuzione delle terre emerse e dei mari, bensì una fascia che presenta delle zone (delle sorte di nuclei) di maggior pressione (celle anticicloniche) e delle zone dove la pressione è un po' più bassa: questo determina una circolazione che si realizza con dei macro-vortici che interessano grandi porzioni della superficie terrestre. Gli alisei in certe situazioni deviano ulteriormente, fino a spingersi oltre i Tropici, innescando delle correnti atmosferiche a latitudini più alte, che soffiano in direzione opposta → si ha quindi una divergenza, con parte dei venti che si dirige verso l'Equatore e parte che si dirige verso le alte latitudini.

² in inglese prendono il nome di *trades*, la stessa parola che viene usata per indicare il commercio, perché sono gli stessi venti che guidavano la navigazione a vela dei velieri commerciali.

Alle medie-alte latitudini ho quindi dei venti che soffiano tendenzialmente da ovest verso est. Questi prendono il nome di **venti** o **correnti occidentali** e spirano tra i 30° di latitudine e i circoli polari.

CONFIGURAZIONE BARICA NELLA BASSA TROPOSFERA

Rispetto a quello che è un modello ideale, vediamo poi nella realtà che le cose sono più complesse perché intervengono altri fattori, in particolare la distribuzione delle masse continentali.

Se abbiamo detto che la circolazione atmosferica risente prima di tutto dell'irraggiamento, devono esserci allora delle differenze stagionali. Verranno quindi ad instaurarsi due "situazioni limite" che si riferiscono ai due mesi di gennaio e luglio.

Questa è la configurazione di **gennaio**:

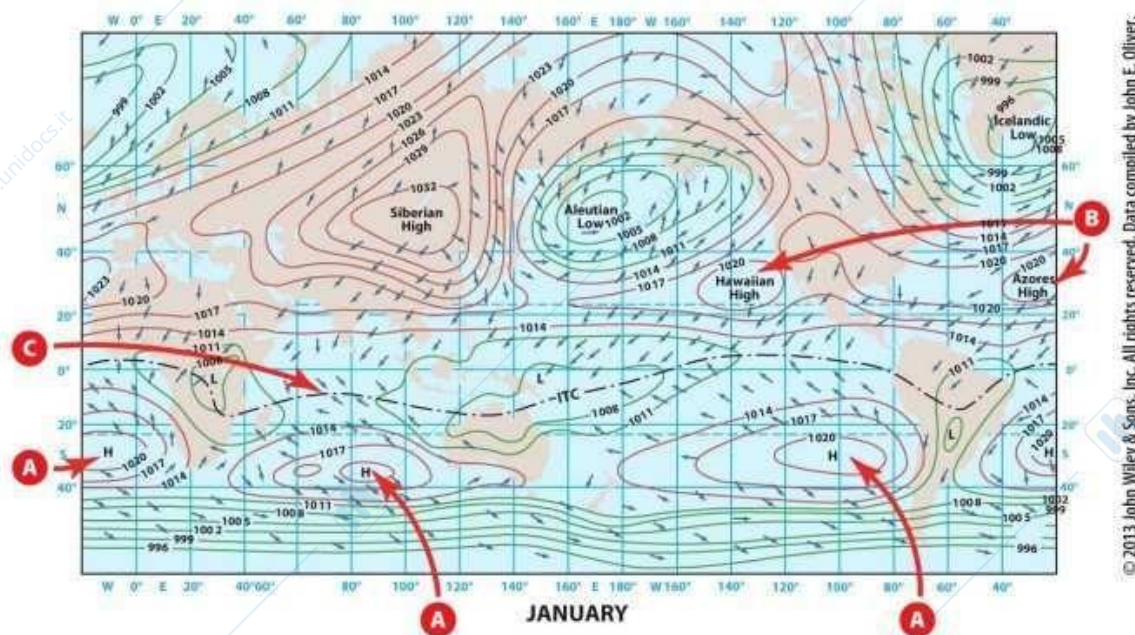


Figure 5.17 part 1

A – celle di alta pressione dell'emisfero meridionale, B – celle di alta pressione dell'emisfero settentrionale, C – deflessione della ITCZ

L'irraggiamento è minore nell'emisfero settentrionale che in quello meridionale e questo determina il fatto che la ITCZ sia spostata un po' verso sud, cioè verso la zona più calda. Ciò ha delle conseguenze più o meno marcate:

- nell'Oceano Indiano, nell'Africa e in Sudamerica la ITCZ si trova ben al di sotto dell'Equatore;
- nel Pacifico è ancora in corrispondenza dell'Equatore, addirittura un po' spostata verso nord. In corrispondenza dell'Oceano Indiano troviamo la massima asimmetria tra i due emisferi perché si contrappongono una massa di solo mare a sud e una massa di sola terra a nord.

La zona delle basse pressioni è pressoché agganciata alla ITCZ.

Nella fascia tropicale (attorno ai 30° di latitudine N e S), invece, ho le zone di **alta pressione**: in particolare, ci sono alcune celle di alta pressione relativamente stabili, tra cui l'**anticiclone delle Azzorre** nell'Atlantico e l'**alta pressione hawaiana** nel Pacifico. Nell'Oceano Indiano si risente della presenza della massa continentale asiatica, per cui l'alta pressione va addirittura a piazzarsi nel centro dell'Asia, prendendo il nome di anticiclone o **alto siberiano**, una struttura molto grande che influenza le condizioni meteorologiche su tutta l'Eurasia.

A latitudini più alte dovrei avere una fascia di basse pressioni. Nell'emisfero meridionale questa fascia è continua e forma degli anelli, perché si trova in una zona priva di masse continentali. Invece al nord, la presenza di più masse terrestri che marine determina l'assenza di una fascia di basse pressioni vera e propria, ma bensì l'instaurarsi di due grosse celle cicloniche, una in corrispondenza grossomodo dell'Islanda e una in corrispondenza delle Aleutine, nel Pacifico.

Questa è la configurazione di luglio:

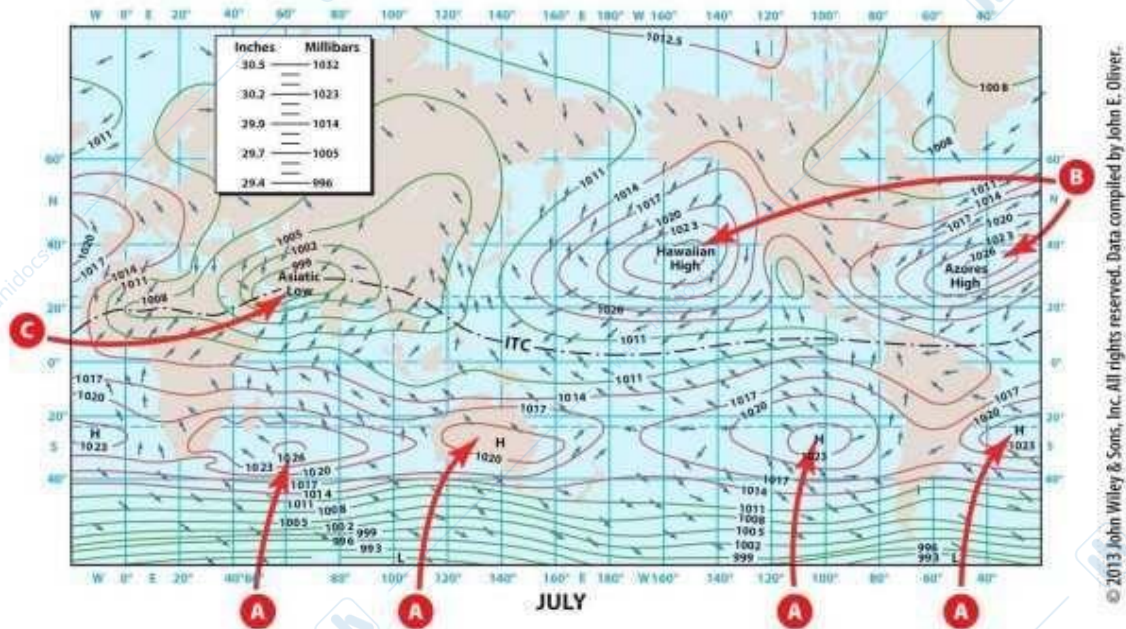


Figure 5.17 part 2

A – celle di alta pressione dell'emisfero meridionale, B – celle di alta pressione dell'emisfero settentrionale, C – deflessione della ITCZ

In questo caso, l'emisfero meridionale è quello "freddo", mentre l'emisfero settentrionale è quello "caldo". Questo determina uno spostamento della ITCZ verso nord, cioè nuovamente verso la zona più calda.

Le basse pressioni sono maggiormente spostate in corrispondenza dell'Africa e dell'Asia; in quest'ultima, in particolare, le basse pressioni si spingono fin quasi all'altezza del Tropico, causando il fenomeno dei monsoni.

Il riscaldamento globale che ci interessa al giorno d'oggi, fa sì che la ITCZ subisca delle variazioni di latitudine molto più marcate rispetto ad un tempo. Determina anche nell'area mediterranea delle condizioni che cominciano ad assomigliare un po' a quelle del clima monsonico, con precipitazioni concentrate in periodi ristretti e inverni secchi.

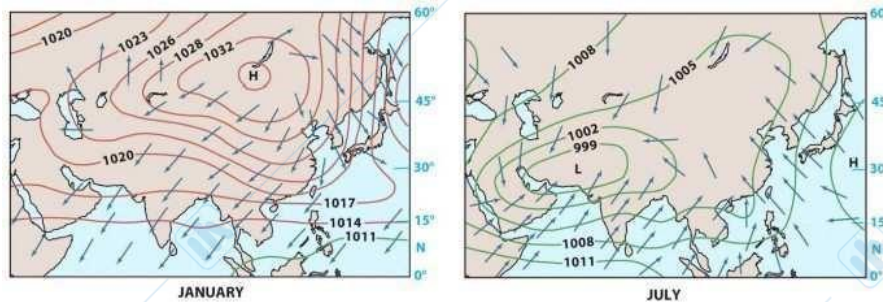
Quello che succede in generale è che con l'ampliamento delle alte pressioni, in particolare l'anticiclone delle Azzorre arriva ad interessare il Mediterraneo, espandendosi e spostandosi verso Nord.

Nuovamente possiamo osservare come sia più ordinata la situazione nell'emisfero meridionale, con le zone di alta pressione che si localizzano su una singola fascia, dal Sudafrica, all'Australia, al Sudamerica.

Nel continente asiatico individuiamo le differenze stagionali più marcate: dove in inverno troviamo un'alta pressione, in estate troviamo invece una bassa pressione.

CIRCOLAZIONE MONSONICA

Una condizione particolare è quella che riguarda il continente asiatico, in virtù di quella forte asimmetria che c'è tra l'emisfero settentrionale e quello meridionale (a nord c'è un continente, a sud un oceano). Osserviamo nuovamente le situazioni limite di gennaio e di luglio:



In inverno, l'alta pressione siberiana, che raggiunge valori molto forti e determina condizioni di cielo sereno e temperature molto basse, è causa di una circolazione prevalentemente da nord verso sud, con correnti atmosferiche fredde e secche che scavalcano la catena himalayana, si riscaldano scendendo verso l'India ma rimangono comunque secche (raggiungendo temperature intorno ai -40° , non riescono ad accumulare vapore acqueo).

In estate invece si ha la situazione opposta. La bassa pressione (centrata in prossimità del Pakistan) richiama aria da sud, quindi proveniente dall'Oceano Indiano: questa aria è calda e umida. Questa massa d'aria finisce per scontrarsi con le grandi catene montuose, come l'Himalaya, dando origine a fenomeni di precipitazione orografica. In definitiva, durante l'estate, tutta la fascia del sud-est asiatico è interessata da precipitazioni abbondanti e durature.

In queste aree, si arriva a 10 000 mm/anno di pioggia; a Firenze si raggiungono gli 800 mm/anno.

Abbiamo quindi una fortissima escursione pluviometrica tra le stagioni. Le temperature, al contrario, non cambiano molto. Si tratta comunque di una zona sub-tropicale, riparata dai venti settentrionali che riescono a scavalcare l'Himalaya solo ad alte quote (e si riscaldano poi nella discesa).

CIRCOLAZIONE ATMOSFERICA AD ALTE LATITUDINI

Nella aree polari la situazione è molto diversa tra Polo Nord e Polo Sud.

Al Polo Sud non ci sono grandi differenze tra quello che avviene d'estate e quello che avviene d'inverno: vi è sempre un'alta pressione centrata sul continente antartico determinata dalle basse temperature, circondata da un anello di basse pressioni tutte attorno che determinano un clima piuttosto instabile, con venti forti e piogge abbondanti.

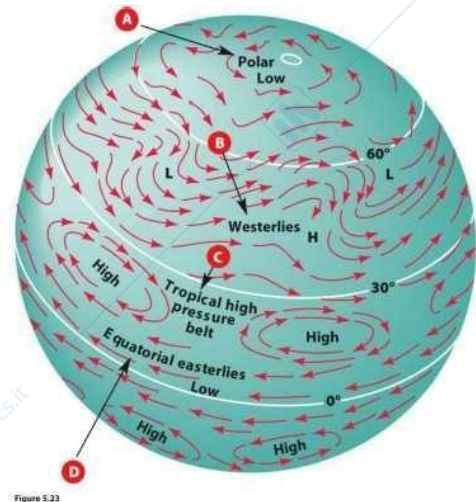
Il Polo Nord presenta invece una geografia più variegata e le caratteristiche atmosferiche sono influenzate anche dalla presenza del Mare Artico, seppur chiuso. Abbiamo anche qui una zona di alta pressione, seppure di dimensioni più modeste rispetto a quella antartica, mentre è assente l'anello di basse pressioni.

CIRCOLAZIONE NELLA TROPOSFERA MEDIO-ALTA

Fin'ora abbiamo analizzato la circolazione solo nella bassa troposfera, cioè a livello di qualche migliaio di metri sopra il livello del mare, che è la circolazione che più ci riguarda perché determina le condizioni meteorologiche. La troposfera ha però uno spessore superiore a 10 km. In quota, i moti convettivi e quindi la circolazione sono differenti, come rappresentato nella figura. Allontanandosi dal terreno, sulla circolazione vengono meno gli effetti:

- della presenza di aree continentali;
- della temperatura al suolo;
- dell'attrito che l'aria subisce muovendosi in prossimità del terreno.

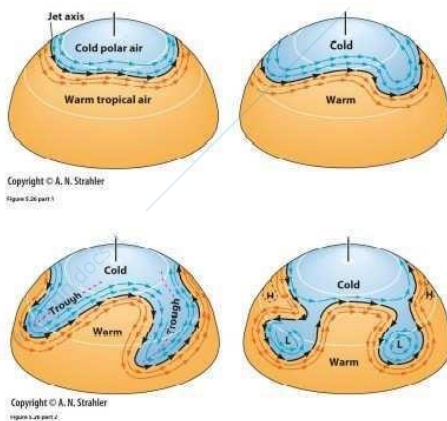
Diventa invece più preponderante l'effetto della forza di deviazione di Coriolis → Nella zona equatoriale gli alisei, invece che avere una provenienza obliqua, soffiano lungo i paralleli. Le alte pressioni tropicali sono più regolari. Salendo di latitudine la situazione si complica, con un alternarsi di alte e basse pressioni e i venti occidentali tendono a muoversi tra le une e le altre.



Questa circolazione, che si accentua sempre di più salendo di quota, è importante soprattutto per la navigazione aerea.

CORRENTI A GETTO (JET STREAMS)

Nella fascia più alta della troposfera (intorno ai 10-12 km), l'effetto delle terre emerse si percepisce ancora meno, la struttura è più regolare e mancano i fenomeni di attrito: questo fa sì che vengano a formarsi le cosiddette correnti a getto o **jet streams**, dei flussi di aria che raggiungono velocità di 400 km/h.



Si trovano sia jet streams orientali (nelle zone subtropicali, intorno ai 30°) che occidentali (a latitudini più alte). La corrente più intensa è detta jet stream polare, intorno ai 60° di latitudine, che si va a posizionare in una zona in cui c'è un forte contrasto termico a livello dell'atmosfera.

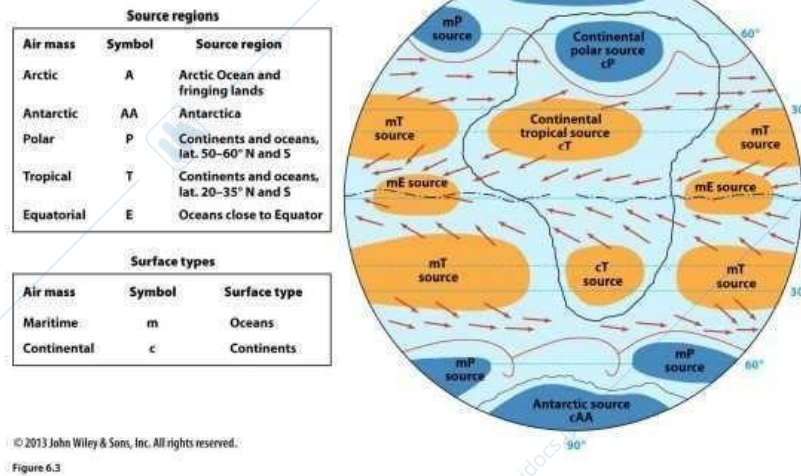
Queste correnti a getto, in particolare il jet stream polare, presentano delle sorta di ondulazioni, chiamate onde di Rossby e accentuate da effetti di risonanza, che le portano ad avere due conformazioni: una a forma di anello e una con profonde anse. Queste anse provocano uno spostamento delle zone di alta e bassa pressione, con la formazione di lingue di aria calda verso nord e lingue di aria fredda verso sud.

MASSE D'ARIA

Le masse d'aria sono porzioni della troposfera che hanno delle caratteristiche relativamente uniformi. Queste masse d'aria sono definite dalla loro posizione geografica e possono essere sia di aria calda che di aria fredda, sia umide (tendenzialmente sui mari) che secche (tendenzialmente quelle continentali). Si classificano così:

- artica/antartica
- polari
- tropicali
- equatoriali
- marittime

- continentali

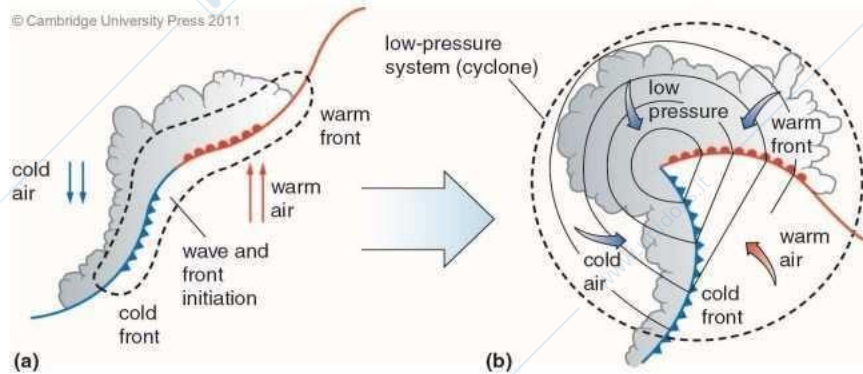


INTERAZIONI TRA MASSE D'ARIA

I fenomeni meteorologici che ci riguardano di più sono legati all'interazione fra masse d'aria diverse.

I vortici ciclonici e anticiclonici tendono a catturare le masse d'aria e a spostarle in altitudine, creando una situazione descritta come fronte, cioè l'avanzamento di una massa d'aria rispetto ad un'altra.

Nella figura, vediamo lo scontro all'interno di un'area ciclonica di una massa d'aria fredda (a sinistra) proveniente da nord verso sud con una massa d'aria calda (a destra) che va da sud verso nord. Questi due fronti si muovono con velocità diverse per cui tendono a "chiudersi", con il fronte freddo che si muove più velocemente del fronte caldo.



Le interazioni tra masse d'aria calde e fredde, secche e umide, sono all'origine delle perturbazioni atmosferiche.

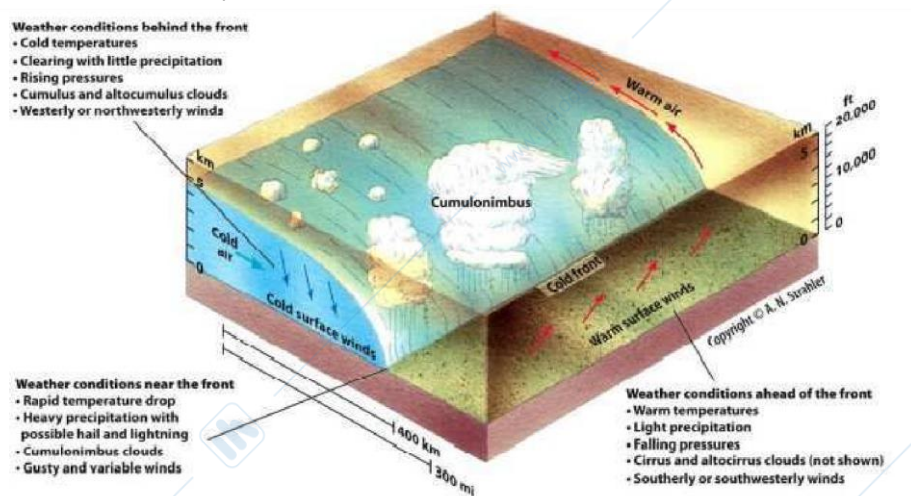
I meteorologi descrivono tre diversi tipi di fronti:

- **fronte freddo:** si ha quando una massa d'aria fredda e tendenzialmente secca invade una zona dove si trova una massa d'aria calda, con l'effetto di insinuarsi al di sotto (perché più pesante) della massa di aria calda che tende quindi a sollevarsi. Sollevandosi, subisce quei fenomeni già descritti in precedenza (raffreddamento adiabatico, condensazione);
- **fronte caldo:** una massa d'aria calda va ad invadere una zona dove si trova una massa d'aria fredda, finendo per scivolarci sopra perché più leggera;

- **fronte occluso:** si ha quando un fronte freddo e un fronte caldo si uniscono, con il risultato che alla fine si ha dell'aria fredda in prossimità del terreno e delle masse d'aria calda al di sopra (che però ci sono arrivate con i diversi meccanismi descritti sopra).

FRONTE FREDDO

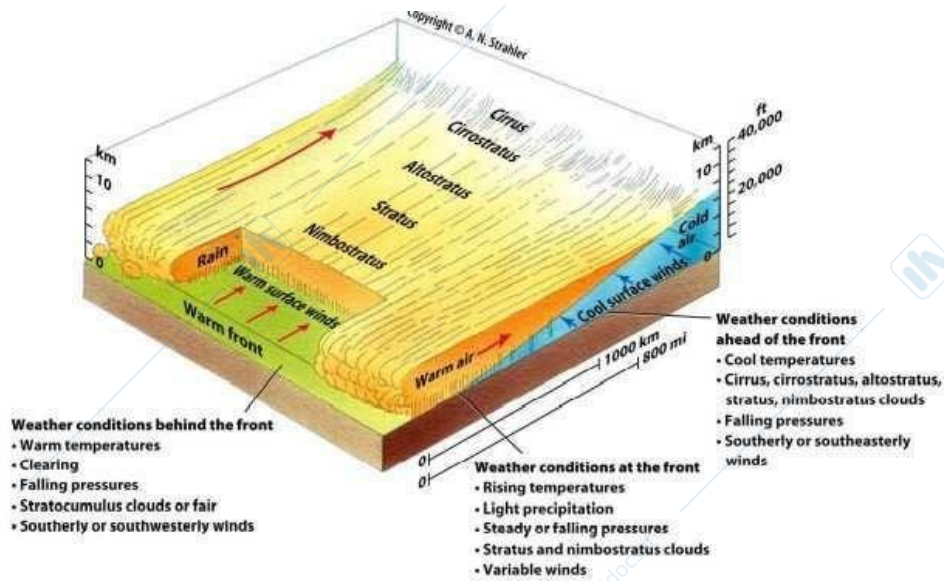
Una massa di aria fredda si insinua al di sotto di una massa d'aria calda, con la geometria di un cuneo che scalza l'aria più calda e la porta a sollevarsi velocemente. In seguito al sollevamento, l'aria si raffredda con un tasso di $10^\circ/\text{km}$ finché non si arriva al punto di rugiada (cioè finché non si raggiunge la condensazione) e si formano delle nuvole portatrici di pioggia, tipicamente a sviluppo verticale, i cumulonembi. Le nuvole si concentrano nella fascia di maggiore risalita della massa di aria calda. Le precipitazioni che ne derivano sono molto intense, ma si esauriscono in fretta e sono concentrate in una fascia ristretta: questo è dovuto anche al fatto che ad essere scalzate a questo modo sono generalmente masse d'aria calda secche, che esauriscono rapidamente il loro contenuto acqueo.



FRONTE CALDO

Il fronte caldo ha una configurazione verticale simile al fronte freddo, ma una dinamica diversa. Vi è una massa d'aria calda che si muove e va a spostarsi su una massa d'aria fredda, quando quest'ultima è vincolata a terra o soggetta a movimento. In questo caso è l'aria calda che si muove rispetto alla massa fredda, con la creazione di una sorta di rampa in cui l'aria calda sale lentamente e si raffredda con la formazione di nuvole che si dispongono verticalmente (strati).

Questo tipo di perturbazione è preannunciata da nubi a ciclo che indicano l'arrivo del fronte caldo, seguito da una intensificazione delle nuvole stratiformi, che si abbassano di quota mano a mano che il fronte avanza, fino ad avere una linea di nuvole a maggior sviluppo verticale, i nembrostrati, a cui si associano le piogge più intense.



Il fronte freddo nell'area mediterranea è tipico della stagione invernale: l'aria fredda del suolo viene investita da aria calda proveniente da sud (caricata di umidità dal Mediterraneo) o da ovest (dall'Atlantico).

DIFFERENZE NELL'EVOLUZIONE

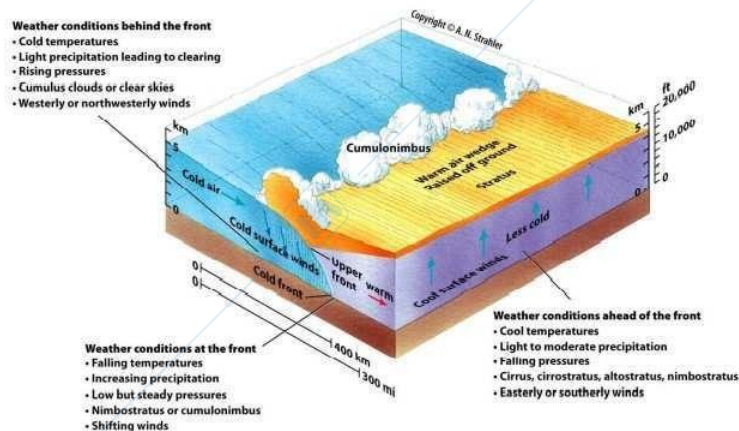
Fronte caldo – progressivo rannuvolamento, piogge all'inizio di modesta intensità che aumentano progressivamente. Il fronte caldo ha un'estensione anche di 1000 km e perdura per diversi giorni.

Fronte freddo – nuvole che si sviluppano verticalmente, piogge molto intense all'inizio e poi una coda, tendenza ad esaurirsi molto rapidamente. Il fronte freddo ha un'estensione di 400 km e si esaurisce in 2/3 giorni.

FRONTE OCCLUSO

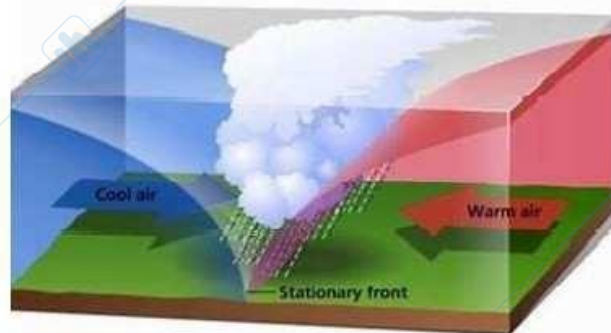
Si ha un fronte chiuso (o occluso) quando un fronte caldo e un fronte freddo si uniscono. Il fronte freddo ruotando in senso antiorario raggiunge il fronte caldo, che viene spinto verso l'alto.

Quando l'aria fredda di provenienza settentrionale va a congiungersi con l'aria fredda stazionaria che era stata sormontata dall'aria calda, quest'ultima viene spinta nuovamente verso l'alto andando incontro a condensazione con conseguenti precipitazioni. L'intensità di queste precipitazioni dipende dall'umidità residua: vale a dire che, se l'evoluzione del fronte è stata molto lunga da portare a un esaurimento dell'umidità nell'aria, si avranno precipitazioni molto modeste.



FRONTE STAZIONARIO

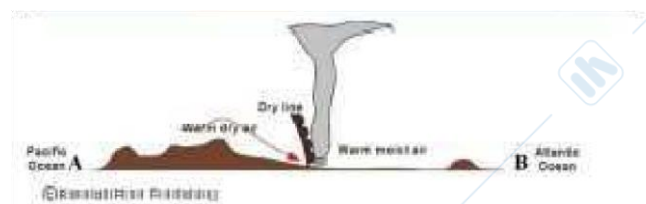
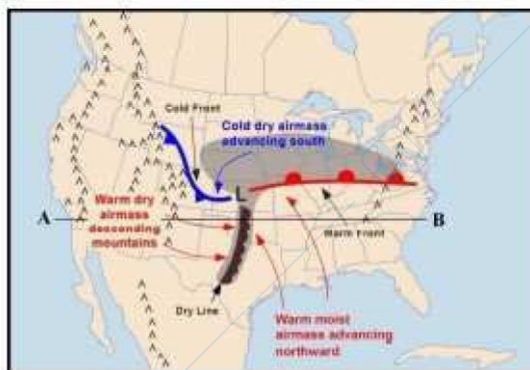
Il fronte stazionario si forma quando una massa di aria fredda e una di aria calda si scontrano ma senza portare alla sovrapposizione dell'una sull'altra. Di solito è una situazione che riguarda l'entroterra continentale, in cui le due masse d'aria coinvolte non hanno un grosso contrasto termico e l'aria calda non è molto umida. È una situazione che può persistere per molti giorni, che si registra con relativa frequenza in Nord America.



LINEA SECCA

La linea secca è una condizione che riguarda l'incontro tra due masse d'aria calda, di cui una delle due ha un'umidità minore rispetto all'altra.

Non provoca forti precipitazioni, se non fenomeni locali di tipo convettivo.



IRRUZIONI DI ARIA FREDDA

Se delle masse d'aria fredda e secca distaccatesi dalle zone polari trovano un varco, riescono a scendere fino a raggiungere l'area mediterranea. Qui, si sviluppano dei venti che in condizioni favorevoli possono raggiungere anche velocità elevate (es. la bora di Trieste).

Siccome si tratta di masse d'aria secche, generalmente non provocano precipitazioni, ma possono dare vita a tempeste con venti molto forti.

PERTURBAZIONI

I fronti che abbiamo descritto sono solitamente associati a perturbazioni cicloniche, cioè a vortici depressionari in rotazione, che nell'emisfero settentrionale normalmente sono costituiti da due fronti, uno freddo che scende da nord e uno caldo che sale da sud. Queste perturbazioni sono di tipo frontale, cioè determinate dall'interazione tra masse d'aria che hanno diversa temperatura e umidità.

Viceversa, se si formano perturbazioni anticicloniche, l'aria fredda in movimento non incontra una massa d'aria calda, quindi i due fronti sono molto meno sviluppati. Per questo, tendono a determinare condizioni di stabilità e cielo sereno.

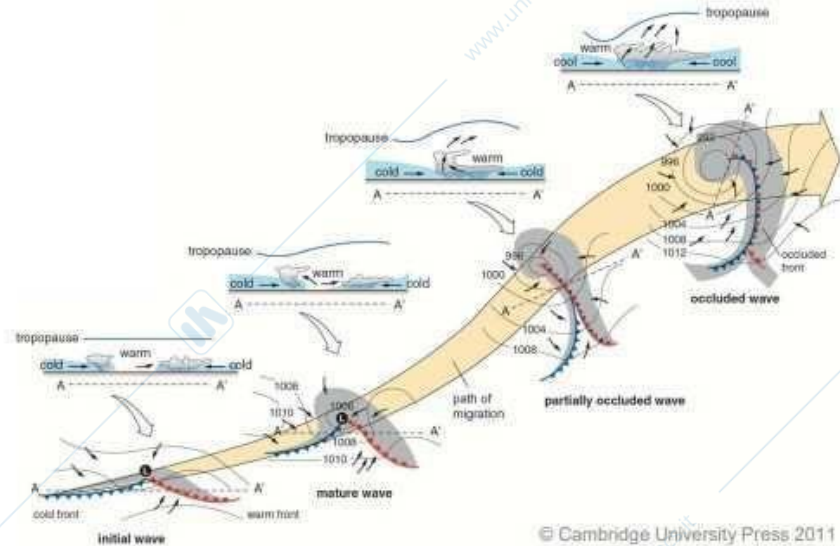
L'entità delle circolazioni cicloniche dipende essenzialmente dall'energia che contengono, che è a sua volta legata alla quantità di vapore acqueo che contengono: per questo, le celle cicloniche delle aree tropicali sono solitamente più estese e intense di quelle delle latitudini medio-alte. Sono questi i cicloni tropicali o **uragani**, che prendono questo nome quando assumono dimensioni molto rilevanti, con piogge intense e venti ad alta velocità.

I **tornado**, invece, sono fenomeni localizzati dove i venti raggiungono velocità elevatissime, ma non sono determinate da basse pressioni quando dallo scontro di venti locali, che si avvitano su loro stessi convogliando tutta l'energia in una zona ristretta.

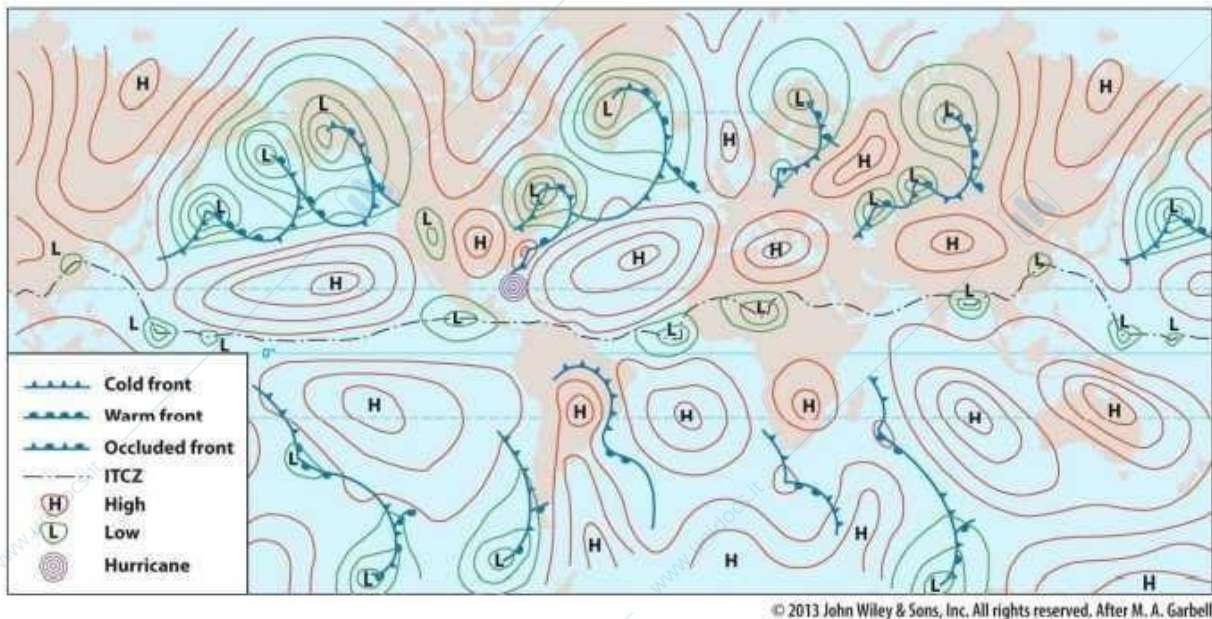
CICLONI DELLE MEDIE LATITUDINI

La figura sottostante mostra l'evoluzione di una cella ciclonica alle medie latitudini, in cui si instaurano un fronte caldo (a destra) e un fronte freddo (a sinistra) con la progressiva tendenza alla chiusura. Vi è anche una progressiva intensificazione della bassa pressione perché una volta che il ciclone inizia a svilupparsi, perde energia in conseguenza della condensazione e la massa d'aria tende a salire sempre con maggiore velocità, aumentando il gradiente barico.

Raramente al momento dell'occlusione si avranno delle precipitazioni, perché c'è poca umidità residua.



Questi fenomeni normalmente si sviluppano negli strati bassi dell'atmosfera, ma per le dinamiche descritte danno origine a colonne d'aria ascendenti che vanno a interferire con la circolazione dell'alta troposfera. Laddove ho queste colonne ascendenti, si forma una sorta di pennacchio che determina un flusso di aria verso l'alta pressione e ostacola le correnti a getto.

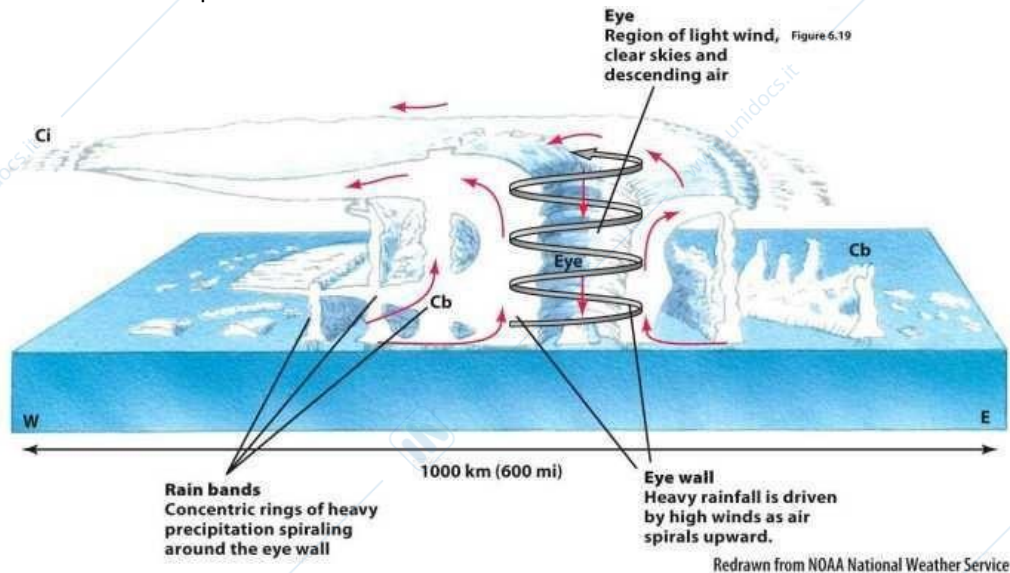
DISTRIBUZIONE GLOBALE DI CICLONI E ANTICICLONI

L'immagine soprastante mostra la distribuzione media delle celle di alta e bassa pressione.

Una situazione interessante è quella che si riscontra in alcune zone dell'Oceano Atlantico, in particolare nel Mar dei Caraibi, in cui si formano masse d'aria molto calde e umide che danno poi origine agli uragani che interessano gli Stati Uniti.

CICLONI TROPICALI

I fenomeni conosciuti come tifoni o uragani sono delle celle depressionarie (a bassa pressione) che si sviluppano prevalentemente nell'emisfero settentrionale, dove c'è una maggiore interazione tra mare (dove si formano) e terra emersa (dove si spostano). In virtù dell'elevata energia raggiungono altezze molto elevate, attraversando tutta la troposfera con colonne ascensionali che richiamano forti venti lateralmente.



Hanno una configurazione caratteristica: la colonna d'aria ascendente che si sviluppa come un vortice (movimento a spirale verso l'alto) è così violenta da determinare una depressione verticale che deve essere

bilanciata da aria discendente. L'aria che arriva lateralmente non è sufficiente a rimpiazzare quella che sale e così si forma una colonna d'aria interna, chiamata occhio del ciclone. L'occhio è costituito da un anello esterno ascendente caratterizzato da forte nuvolosità e precipitazioni intense e da una ristretta zona interna dove l'aria, essendo discendente, si riscalda e non condensa, determinando cielo sereno.

Queste perturbazioni hanno origine nell'area equatoriale, ma anche a latitudini maggiori, ma raggiungono forti intensità quando attraversano un mare caldo, a causa dell'evaporazione. Quando raggiungono le terre emerse, rilasciano energia scontrandosi con altre masse d'aria.

EVOLUZIONE DI UN URAGANO

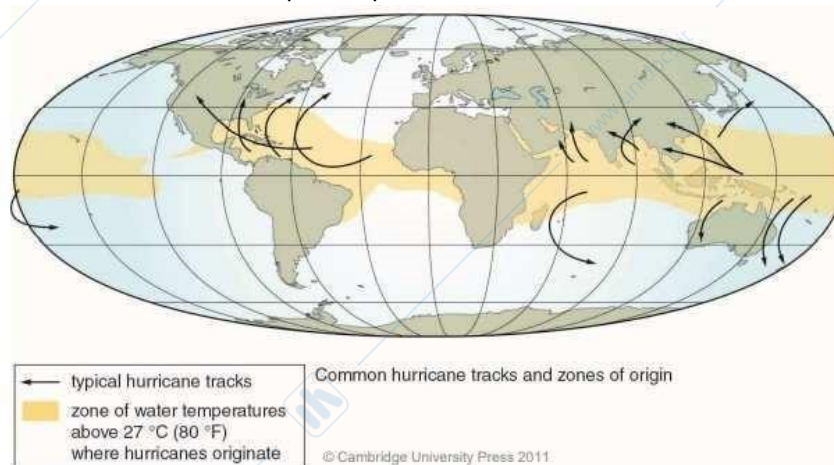
In un'area di bassa pressione, se il gradiente barico è forte, si ha un richiamo di aria dalle zone circostanti che innesca una sorta di rullo ascendente che accelera fino all'estremo, quando innesca una corrente discendente nella zona centrale. Il fenomeno tende ad aumentare di intensità mano a mano che guadagna energia, perché nel momento in cui l'aria risale si ha condensazione che rilascia calore latente e fornisce ulteriore energia al sistema – è auto-sostenuto.

I venti che convergono verso la colonna centrale determinano delle correnti superficiali che tendono a far innalzare il livello del mare: si forma quindi una *dome* (cupola), un rigonfiamento della superficie del mare che può raggiungere anche qualche metro di altezza, in corrispondenza della zona centrale del tifone. Questo fenomeno non solo provoca l'inondazione delle zone costiere, ma diventa anche un ostacolo per i fiumi che sfociano in quell'area.

Questa situazione è particolarmente comune nelle coste sud-occidentali degli Stati Uniti, in corrispondenza della foce del Mississippi.

PERCORSO DEI CICLONI TROPICALI

Nell'immagine sono indicate le aree in cui si formano i cicloni tropicali – si tratta soprattutto della fascia equatoriale, dove la superficie del mare può superare anche i 27° ed è quindi soggetta a forte evaporazione. Qui si formano celle di bassa pressione che si distaccano e spingono verso latitudini più alte, solitamente nell'emisfero settentrionale, raggiungendo l'Atlantico, il Pacifico occidentale e l'Oceano Indiano. Anche il Madagascar e l'Australia orientali sono colpiti da questi fenomeni.



I tifoni più violenti sono quelli che prima di raggiungere la costa fanno un lungo percorso in mare, acquisendo progressivamente intensità.

Normalmente, questo fenomeno non riguarda l'area mediterranea. Tuttavia, l'anomalo riscaldamento della superficie del mare degli ultimi anni ha fatto sì che si verificassero fenomeni simili, anche se con energia minore, anche nel Mar Mediterraneo (**cicloni mediterranei**).

IMPATTO DEI CICLONI TROPICALI

I cicloni tropicali sono tra i fenomeni atmosferici più violenti e di maggiore impatto catastrofico e vengono classificati in base ai danni che provocano alle strutture, con valori relativi all'intensità del vento all'aumento del livello del mare.

Si va da una classe 1 con danni minimi e venti da 33-40 m/s e si cresce fino ad arrivare alla classe 5 con danni catastrofici a tutte le infrastrutture, venti da 70 m/s e un innalzamento del livello dei mari che supera i 5 m. I danni provocati non sono dovuti soltanto ai venti, ma anche ad alluvioni molto intense dovute all'impossibilità da parte dei fiumi di smaltire l'acqua.

TRASPORTO MERIDIANO DI CALORE

Una delle conseguenze della circolazione atmosferica è il cosiddetto trasporto meridiano di calore. L'energia proveniente dal Sole viene distribuita sulla Terra in maniera disomogenea (maggiore all'Equatore e sempre minore mano a mano che si sale di latitudine): in assenza di meccanismi che ridistribuiscono l'energia, avremo una zona equatoriale caldissima e una zona polare freddissima, ma ciò non avviene grazie all'acqua e all'aria.

Nella fascia di alte pressioni subtropicali, il flusso discendente va in parte ad alimentare la cella di Hadley tornando verso sud e in parte si spinge verso le alte latitudini. L'energia che viene mossa da queste correnti atmosferiche è immagazzinata in forma di calore latente e viene rilasciata quando avviene la condensazione. La fascia delle basse pressioni che circonda le aree polari (in particolare quella antartica, caratterizzata da precipitazioni abbondanti) è legata a masse di aria calda di provenienza subtropicale che interagiscono con masse di aria fredda.

Anche questo rappresenta un meccanismo di redistribuzione del calore, che rientra nel trasporto meridiano di calore.

Il trasporto meridiano di calore è legato anche alla circolazione oceanica profonda: le correnti termoaline, determinano un flusso meridiano verso le alte latitudini in superficie e un flusso di ritorno che scorre sul fondale oceanico.

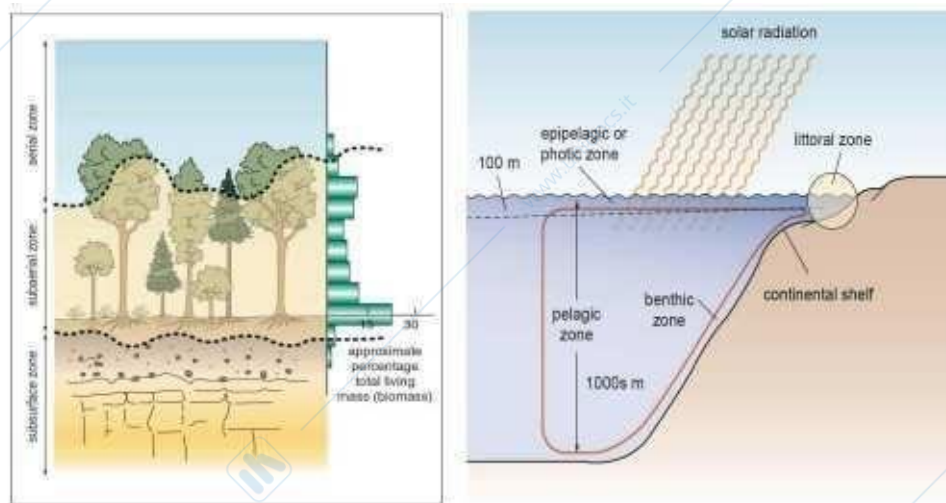
Il trasporto meridiano di calore ha un ruolo importante nell'attenuare le differenze di carattere climatico tra le varie fasce di latitudini e rendendo gran parte della superficie terrestre abitabile e adatta alla vita.

LA BIOSFERA

La biosfera comprende l'insieme di tutti gli organismi viventi e della materia organica che è prodotta e distrutta da essi. In essa rientrano anche tutti i processi di tipo biologico che avvengono sul pianeta Terra. Non esiste un limite netto tra la biosfera e le altre sfere: i combustibili fossili, per esempio, sono prodotti dalla biosfera (in passato erano organismi viventi).

Il concetto di **biomassa** riguarda solamente la sostanza organica che è parte diretta degli organismi viventi: si stima che ammonti a 8 trilioni di tonnellate (o 8 tera tonnellate).

La biomassa è fortemente instabile e soggetta a continui cambiamenti o modificazioni. I tempi con cui la biomassa viene riciclata sono molto brevi, nell'ordine di anni o decenni, al contrario di quanto avviene nelle altre sfere: in termini di riutilizzo della materia, la biosfera è la più attiva.



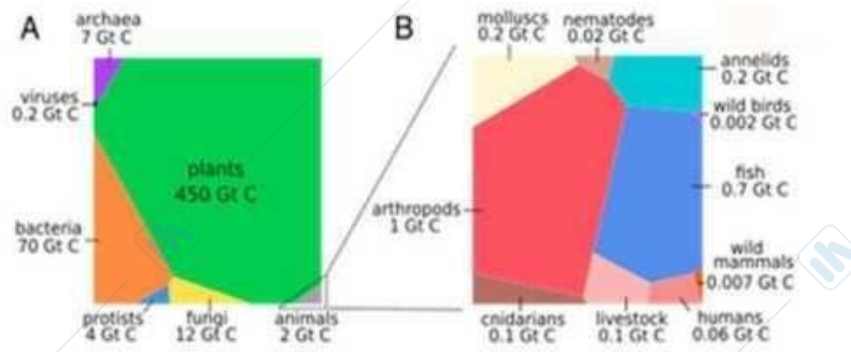
La biosfera viene analizzata tenendo ben distinti due ambiti diversi, quello delle terre emerse e quello degli oceani, con ambienti di transizione, le aree costiere.

Nelle terre emerse la biomassa è essenzialmente distribuita su uno spessore molto piccolo (qualche decina di metri se consideriamo gli alberi nella loro interezza), ma comprende una parte di sottosuolo molto importante. La maggior parte della biomassa delle terre emerse è concentrata nelle foreste, a livello del suolo e delle chiome degli alberi.

In mare, invece, troviamo vita anche a svariate decine di metri di profondità, ma mano a mano che si scende le temperature aumentano, impedendone la proliferazione. Per quanto riguarda la vita marina, quindi, la biomassa è di fatto concentrata nelle zone litorali, dove un substrato solido garantisce un forte apporto di sostanze nutritive. Queste zone, in cui la luce riesce a penetrare, vengono definite **fotiche** e possono estendersi fino a 100 m di profondità, se l'acqua è limpida. Il mare aperto viene definito come zona **epipelagica** e ospita la gran parte dei pesci, del plancton e dei microorganismi. Esiste una zona più profonda, detta **pelagica**, che teoricamente si estende fino alle profondità degli abissi, ma di fatto si sa che oltre un certo limite la vita è molto scarsa.

BIOMASSA

In termini di numero di specie e di differenziazione il dominio degli animali è quello che ne conta il maggior numero (attualmente poco più di un milione, ma è destinato a crescere). Le piante contano trecentomila specie, i funghi sessantamila.



Se consideriamo però la massa, espressa in gigatonnellate di carbonio, gran parte è dovuta alle piante. Al secondo posto troviamo i batteri, il cui peso complessivo ammonta a settanta gigatonnellate di carbonio; seguono gli archaea, i funghi e gli animali (solo due gigatonnellate di carbonio).

Come si vede dal grafico, il 97% della biomassa presente sulla Terra è dovuto a piante, funghi e batteri. Siccome sia piante che funghi vivono quasi esclusivamente sulle terre emerse, possiamo dire che lì si concentra la maggior parte della biomassa, di cui una percentuale significativa si trova nel suolo.

CATENE E RETI ALIMENTARI

Nell'arco degli ultimi diecimila anni e nel breve periodo in cui si è visto lo sviluppo delle società umane, si sono verificati importanti cambiamenti rispetto alla biomassa: al 1900, la fauna selvatica si era ridotta del 80% rispetto a diecimila anni prima, sostituita da animali addomesticati e dall'uomo stesso.

Un tale squilibrio è importante perché i vertebrati e i mammiferi in particolare sono dei consumatori e un loro aumento esponenziale rispetto ad una stabilità dei produttori (piante) può comportare serie conseguenze, quali la perdita progressiva di biomassa e l'impoverimento dell'atmosfera.

I sistemi che vedono produzione e consumo a carico di organismi diversi sono organizzati in quelle che vengono chiamate **catene alimentari**. Per produttori si intende sostanzialmente la vegetazione che

attraverso la fotosintesi produce sostanze organiche, le quali vengono

consumate

dai consumatori primari

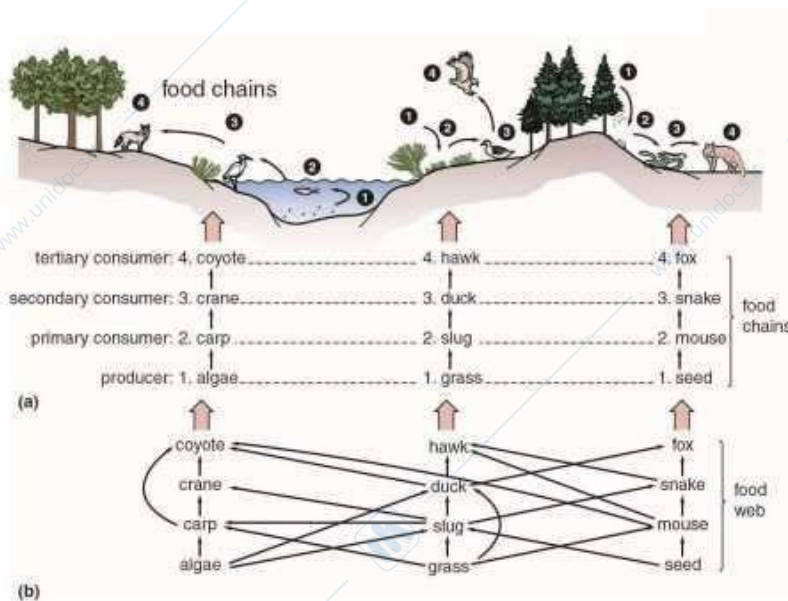
(erbivori) e a seguire entrano in gioco i consumatori secondari

(carnivori) e consumatori

terziari

(decompositori).

Gran parte della vegetazione di fatto non viene mangiata, ma decomposta attraverso processi organici e inorganici che rientrano direttamente nel ciclo di riutilizzo della biomassa.

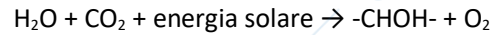
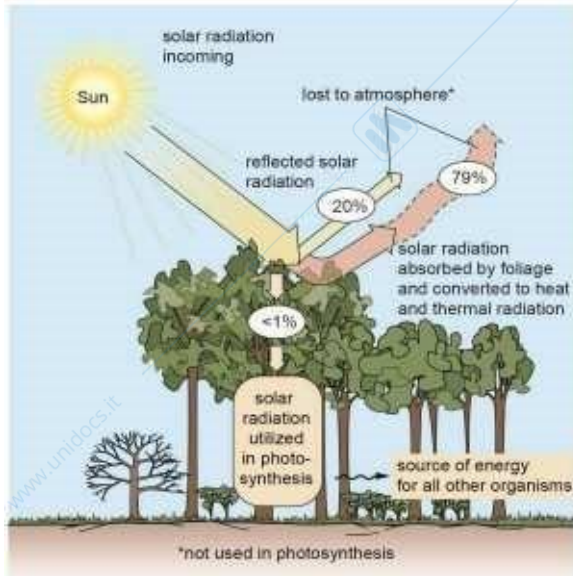


Se teniamo a mente che la fotosintesi utilizza la CO_2 dell'atmosfera, che gli organismi viventi sono in parte composti di acqua e che nel metabolismo dei viventi rientrano sostanze sotto forma di sali e minerali, ci rendiamo conto di come la biosfera sia legata ad atmosfera, idrosfera e litosfera. I cicli che coinvolgono gli scambi di materia tra le quattro sfere hanno importanti ricadute sull'ambiente e sul clima.

È di fatto più corretto parlare di **reti alimentari**, che di catene.

FOTOSINTESI E RESPIRAZIONE

Alla base di tutti i processi di produzione di sostanza organica c'è la fotosintesi, che sottrae CO₂ all'atmosfera e H₂O all'idrosfera per produrre sostanza organica (carboidrati) e come sostanza di scarto ossigeno. Quest'ultimo, viene immesso nell'atmosfera e utilizzato da altri organismi viventi per compiere la respirazione, che altro non è che il processo inverso della fotosintesi.



Meno dell'1% della radiazione solare è impiegata per la fotosintesi.

Possiamo definire un **bilancio della fotosintesi netta**, ovvero la quantità di materia organica prodotta dalle piante che non viene consumata dai vari livelli di consumatori e che quindi cresce e si accumula nell'ambiente. Normalmente si tende a raggiungere una situazione di equilibrio in cui la quantità di sostanza prodotta viene interamente utilizzata dai consumatori e

degradata dai processi di decomposizione (non cresce a dismisura).

CHEMIOSINTESI

Alcuni organismi, principalmente batteri, sono in grado di produrre sostanza organica con un meccanismo simile alla fotosintesi ma che anziché utilizzare l'energia proveniente dal Sole sfrutta quella liberata da particolari reazioni chimiche di ossidazione o di riduzione. Queste reazioni chimiche sono per lo più legate alla presenza di zolfo e rientrano nel ciclo di ossidazione dello zolfo.

Possiamo trovare questo tipo di organismi in zone dove la luce solare è poca, come avviene per alcune specie del dominio Archea che vivono in colonie ecologiche chiuse nei fondali oceanici.

Laddove c'è fuoriuscita di fluidi di origine magmatica troviamo i cosiddetti *black smokers*, scoperti in tempi recenti sui fondali oceanici e in prossimità delle dorsali. Queste aree in cui l'acqua ad alta temperatura è ricca di acido solfidrico, consente ad alcuni batteri di utilizzare questo acido per produrre sostanza organica prelevando CO₂ dall'acqua piuttosto che dall'atmosfera.

Esistono anche dei batteri che sfruttano invece l'energia chimica prodotta dall'ossidazione del metano o di altri idrocarburi: anche in questo caso, posso avere delle colonie ecologiche dove ho emissioni di idrocarburi. Quelle che abbiamo descritto formarsi nei fondali oceanici sono particolari perché si trovano praticamente completamente isolate dal resto della biosfera.

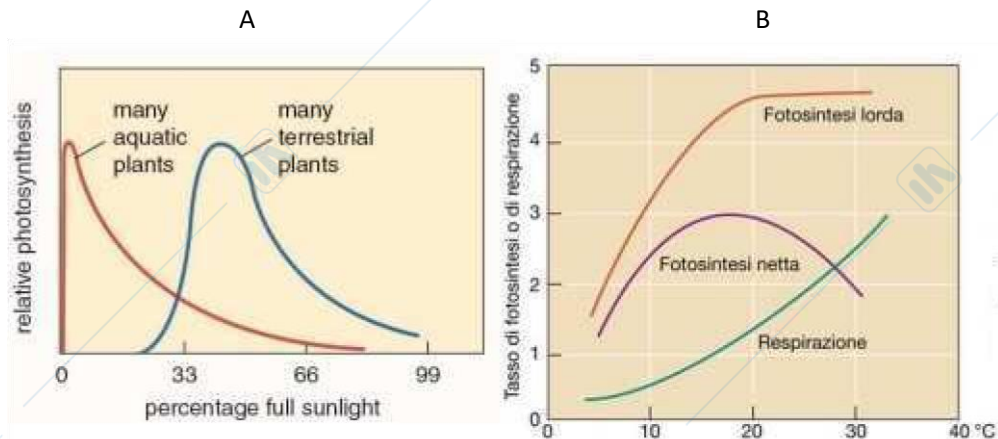
PRODUZIONE ORGANICA PRIMARIA

I fattori che portano alla produzione di sostanza organica sono sostanzialmente di carattere fisico, legati alle condizioni ambientali della superficie terrestre.

Questi fattori sono:

- la **quantità di energia radiante** che arriva dal Sole, cioè in pratica la durata dell'insolazione: a livello teorico la durata dell'insolazione è uguale ovunque (metà anno è notte, metà anno è giorno), ma l'energia ha valori diversi;

- le condizioni di **temperatura** (è il fattore più importante);
- la disponibilità di **acqua** (necessaria per la fotosintesi).



Il grafico A ci mostra come varia l'efficienza delle fotosintesi in funzione della *full sunlight* (luce solare piena). Capiamo così che in realtà le piante non hanno bisogno di troppa luce, che infatti può essere dannosa se eccessiva.

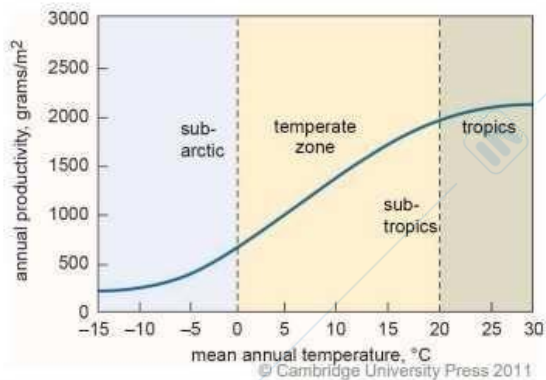
Anche per quanto riguarda la disponibilità dell'acqua, un altro fattore importante, c'è un limite, prima che diventi dannosa per le piante.

Il grafico B ci mostra invece come varia l'efficienza della fotosintesi e anche della respirazione in funzione della temperatura. La fotosintesi lorda aumenta con l'aumentare della temperatura finché non raggiunge la condizione ottimale a 20-25°, poi tende a stabilizzarsi. Oltre questo limite non si ha un incremento significativo della fotosintesi e in realtà ad un certo punto la curva torna addirittura a scendere. La respirazione (o meglio, tutti i processi che ossidano sostanze organiche) invece, aumenta in maniera esponenziale con la temperatura.

La differenza fra fotosintesi lorda e respirazione fa sì che la produzione netta di sostanza organica abbia delle condizioni ottimali intorno ai 17-18°, ma poi diminuisca perché al netto aumento dei processi di respirazione non corrisponde un aumento dei processi fotosintetici.

Tutti e tre i parametri descritti hanno delle condizioni ottimali che permettono una fotosintesi netta più elevata e non c'è una relazione proporzionale diretta tra loro.

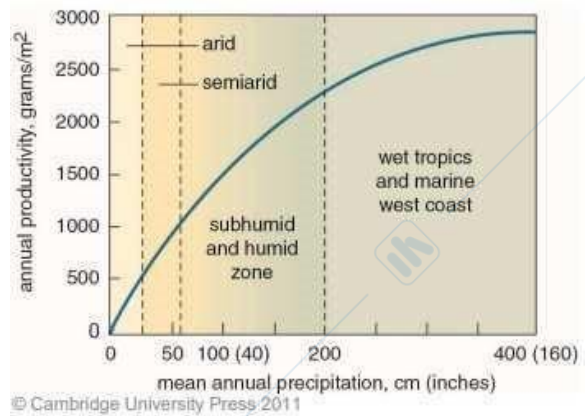
Questo si riflette in una distribuzione dell'efficienza della fotosintesi che risente delle condizioni ambientali e climatiche (quindi diversa per aree geografiche).



Questo grafico mostra la produttività annuale specifica, espressa in g/m^3 , in funzione della temperatura, in diverse aree geografiche. Quello che si nota è un incremento della produttività specifica con l'aumento della temperatura, fino ad arrivare a 20° quando si incontra un **plateau** (stabilizzazione).

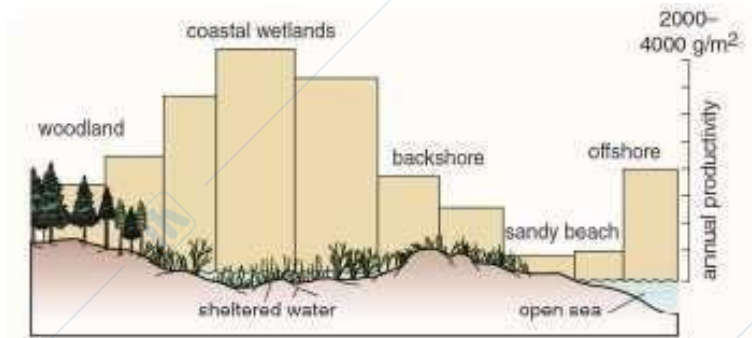
Gli ambienti tropicali ed equatoriali sono quelli che hanno le condizioni che permettono la maggiore produttività, in termini di fotosintesi.

Questa invece è una rappresentazione sempre della produttività annuale specifica, in funzione però delle precipitazioni. È abbastanza intuitivo notare che i climi aridi hanno una produttività bassa, mentre quelli umidi hanno una produttività alta. Anche in questo caso, la relazione non è lineare ma c'è una tendenza alla stabilizzazione: si raggiungono condizioni ottimali e andando oltre, non si ha un ulteriore incremento.

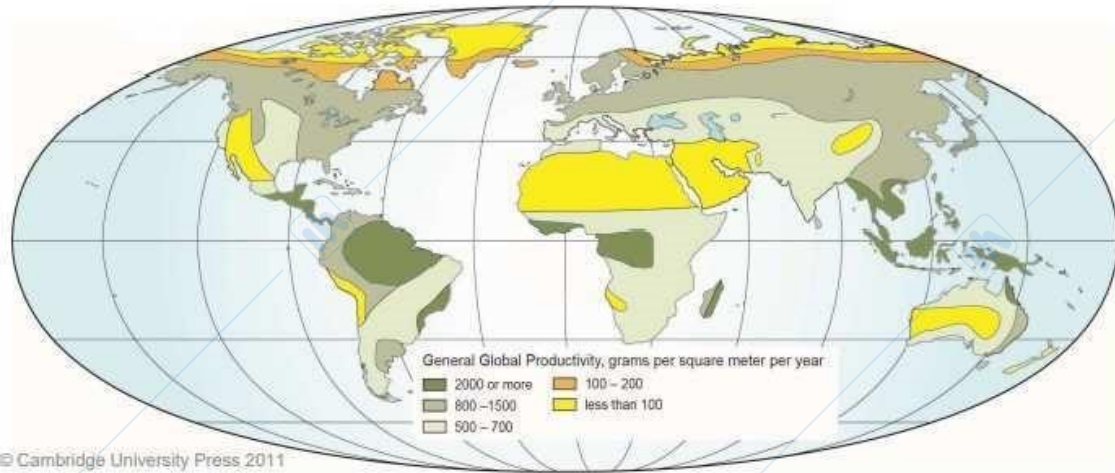


Certamente le zone più calde e più umide sono quelle che hanno la maggiore produttività di biomassa legata alla fotosintesi, ma esiste anche un fattore di carattere "geografico" per il quale a parità di condizioni ambientali certe zone sono in grado di sostenere una maggiore produzione di biomassa: dipende essenzialmente dalla quantità di sostanze nutritive.

Questo è quanto rappresentato dallo schema sottostante, in cui si prendono in esame le foreste, le aree umide costiere, la zona di retro-costa, le spiagge sabbiose e il mare aperto. Dalle aree continentali al mare, le zone che hanno la maggiore produttività sono essenzialmente le **zone costiere umide**: bassa quota, topografia relativamente piatta, elevata umidità e temperatura, molte sostanze nutritive.



Gli organismi che respirano degradano sostanza organica ed emettono CO_2 nell'atmosfera, ma il residuo che non viene emesso con la respirazione viene espulso in forma solida con gli escrementi. Viene riemesso quindi nell'ambiente in una forma che le piante riescono ad utilizzare (il fertilizzante per antonomasia è costituito da escrementi di organismi aerobi): in tutte le condizioni in cui la sostanza degradata ma non emessa come anidride carbonica rimane in posto, questa viene riutilizzata più facilmente. Anche la sostanza organica decomposta dai microorganismi diventa fertilizzante (es. compost). ← Questi sono processi più favoriti nelle zone costiere (poco "movimento" della sostanza organica), piuttosto che nelle zone a maggior energia, dove la sostanza organica può essere portata via (es. zone di montagna, in vicinanza di fiumi).



Al netto di tutti i nostri discorsi, vediamo la produttività organica primaria degli ecosistemi su scala globale. Abbiamo detto che i fattori determinanti sono la quantità di energia proveniente dal Sole, l'umidità e la temperatura: per cui, non ci stupisce trovare una distribuzione della produzione che segue in prima approssimazione le fasce latitudinali.

Due situazioni in particolare risultano ottimali:

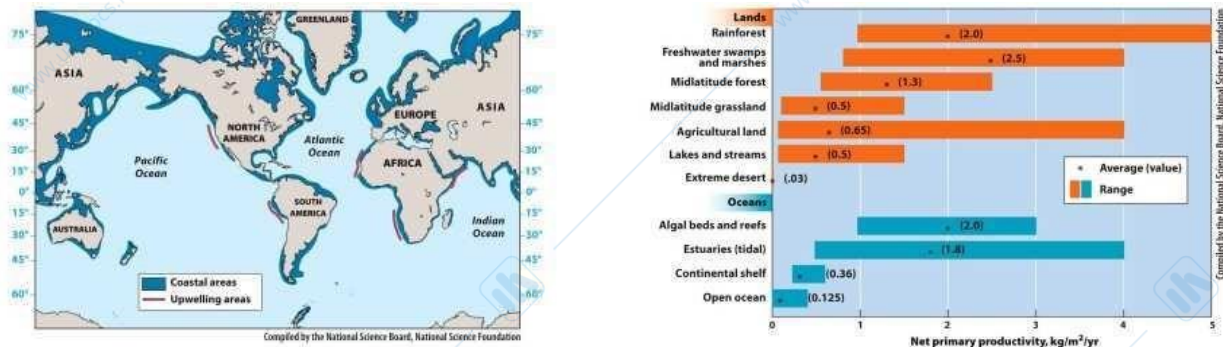
- la **fascia equatoriale**;
- le **medie latitudini**, corrispondente alle cosiddette **foreste boreali**: qui troviamo vegetazione abbondante, temperature abbastanza miti e abbondanti precipitazioni (fascia di basse pressioni).

Due situazioni risultano essere le meno ottimali, invece:

- le **fasce tropicali**, situate nelle zone di alte pressioni, e quindi meno interessate da precipitazioni (o quantomeno, non da precipitazione distribuite equamente nel corso dell'anno);
- le **fasce polari**, a causa sia delle alte pressioni che le interessano che delle basse temperature.

Abbiamo visto la distribuzione latitudinale dovuta a fattori climatici. Come si diceva prima però, la biomassa non è distribuita in maniera omogenea ma risente anche di fattori fisiografici, motivo per cui abbiamo già parlato per esempio di come gran parte della biomassa sia conservata nelle aree costiere.

Nei grafici vengono rappresentate le aree costiere (comprese le zone di basso fondale che circondano i continenti) e più in dettaglio la produzione primaria annua, espressa in kg/m^3 , dei vari ambienti.



I valori massimi competono alle foreste pluviali, seguite dalle zone umide di acqua dolce (lagune e paludi). Anche le aree agricole possono avere produttività elevata. I deserti presentano invece i valori più bassi. Per quanto riguarda le zone marine, la massa produttività si ha in corrispondenza della zona di oscillazione delle maree in prossimità delle foci dei trasi. Produttività elevate si hanno anche nelle barriere coralline e nelle praterie algali. La minima produttività si ha in mare aperto.

BIOGEOGRAFIA

Questi discorsi ci permettono di definire una biogeografia e cioè di descrivere la distribuzione della biomassa degli organismi viventi in funzione di parametri geografici. Alla fine, queste informazioni ci permettono di definire quelli che si chiamano **habitat**, una particolare condizione descritta da una serie di fattori di carattere geografico che consente un particolare tipo di associazione di specie viventi, in un ecosistema (un sistema che sostiene una rete alimentare).

I fattori principali che definiscono gli habitat sono:

- il **clima**;
- la **topografia**, in quanto certi habitat possono essere descritti dalla pendenza, dall'insolazione, dall'altitudine;
- le caratteristiche del **suolo**;
- la presenza di **acqua**;
- la componente organica o **biota**.

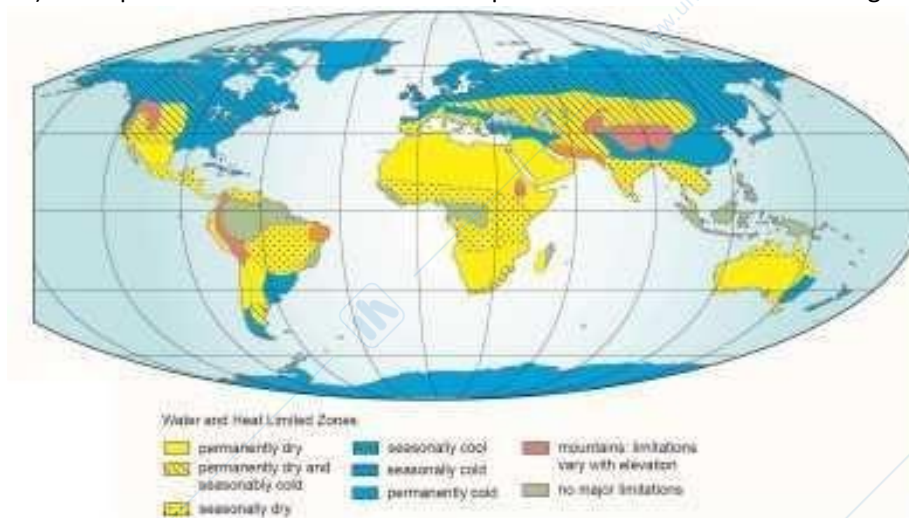
Negli habitat si stabilisce un equilibrio di mutua interdipendenza tale che le condizioni ambientali ottimali per la sopravvivenza degli organismi che lo abitano sono quelle che gli organismi stessi sono in grado di sostenere.

Un ruolo è ricoperto da fattori geologici: il tipo di terreno e di rocce del substrato determinano la disponibilità di certe sostanze piuttosto che di altre e quindi condizioni che permettono lo sviluppo, per esempio, di determinate piante piuttosto che altre. I fattori che influenzano la natura chimico-fisica del suolo sono detti **fattori edafici**.

REGIONI BIOGEOGRAFICHE

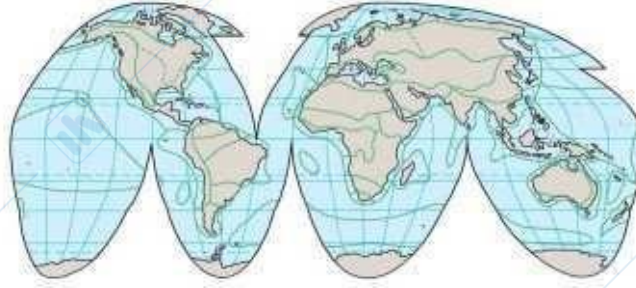
In base a quanto detto, possiamo distinguere a livello globale delle zone o regioni biogeografiche, il cui fattore determinante è il **clima**. Si ha quindi una distribuzione grossomodo latitudinale, determinata principalmente da **temperatura** e **precipitazioni**, ma non solo.

In particolare, la **stagionalità** assume un ruolo importante. In figura, una zonazione che enfatizza il ruolo proprio di questo fattore. Troviamo quindi per esempio separate le zone permanentemente secche (in giallo), le zone permanentemente secche ma stagionalmente calde o fredde (in giallo a righe), le zone stagionalmente secche (a quadri). In maniera analoga viene descritta la situazione riguardante la temperatura, suddividendo tra aree prevalentemente fredde, prevalentemente fresche e stagionalmente fredde (azzurro). Sono poi descritte le aree montane e quelle che non risentono della stagionalità.

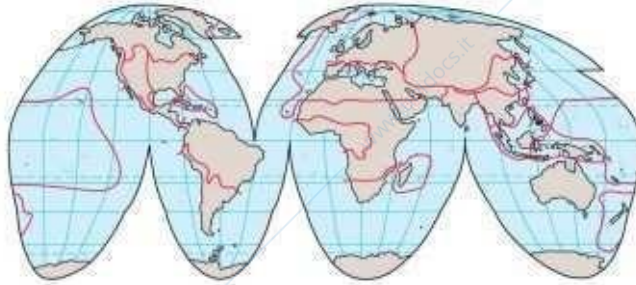


Le figure sottostanti descrivono invece i limiti delle regioni biogeografiche, per quanto riguarda la vegetazione delle terre emerse (sopra) e per quanto riguarda la fauna (sotto).

Biogeographic regions of land plants.



Biogeographic regions of land animals.



CICLI BIOGEOCHIMICI

Quello che abbiamo visto finora sulle sfere ci ha dato occasione di riconoscere come esistano dei rapporti stretti fra tutte queste "facce" della stessa medaglia, il pianeta Terra: queste dipendenze si manifestano in vari modi, principalmente attraverso dei cicli che determinano lo scambio di materia e di energia.



Cicli che vengono descritti come cicli biogeochimici di un particolare elemento chimico. Di cicli biogeochimici ne esistono diversi, il più importante dei quali per molti versi è quello del **carbonio**. Quasi altrettanto importanti sono anche quelli dell'**ossigeno** e dell'**azoto**, che sono i principali costituenti dell'atmosfera. Poiché il carbonio è presente in atmosfera sotto forma di biossido, notiamo come i tre principali cicli siano tutti strettamente connessi con l'atmosfera.

Altri cicli importanti riguardano per esempio il **fosforo**, lo **zolfo** e il **silicio**, tre elementi che invece non trovo in atmosfera. Questi sono cicli che coinvolgono principalmente idrosfera e litosfera.

I cicli hanno all'interno di sé dei sottocicli con tempi di sviluppo e di evoluzione diversi.

In sostanza si dividono in due: gli **active pool**, dei "serbatoi" caratterizzati da continui scambi, e i **serbatoi di immagazzinaggio** (es. depositi di combustibili fossili per il ciclo del carbonio) di medio o lungo periodo.

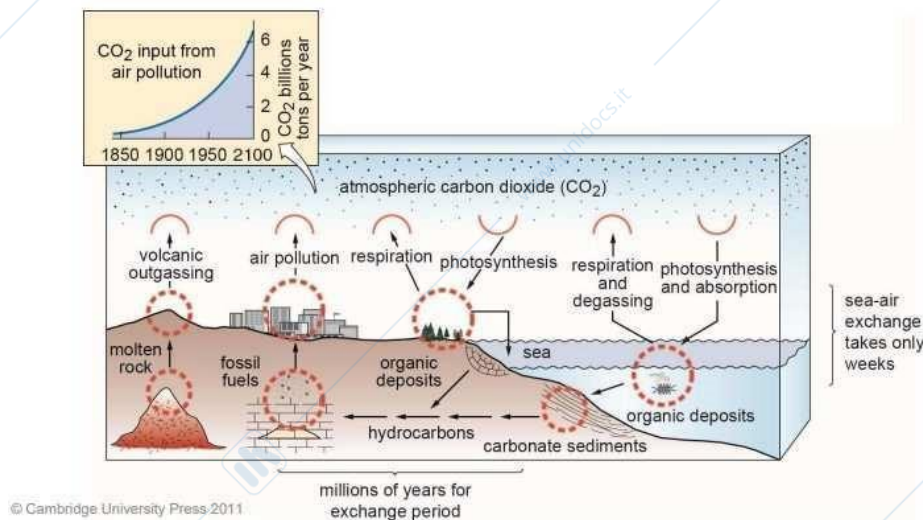
CICLO DEL CARBONIO

Il carbonio è chiaramente strettamente legato con i processi biologici. Rientra di fatto in tutti i cicli di scambio di materia o energia tra esseri viventi, poiché è l'elemento grazie a cui gli animali ricavano energia e le piante la immagazzinano e assume quindi il ruolo di principale "nutriente" delle specie viventi → è una sorta di veicolatore di energia solare.

Non a caso quindi, il suo ciclo coinvolge anche animali e piante e abbiamo già visto come respirazione e fotosintesi scambiano ossigeno e carbonio con l'atmosfera. Processi di scambio ci sono anche con la litosfera, per quanto riguarda per esempio il carbonio intrappolato nei gusci degli organismi marini che andranno a formare le rocce carbonatiche o il carbonio intrappolato in forma di combustibili fossili.

In atmosfera, il carbonio è presente in forma ossidata, come CO_2 e proviene solo in minima parte dalla litosfera (da emissioni di natura vulcanica): la maggior parte è veicolata dagli organismi viventi.

Il ciclo coinvolge di fatto la fotosintesi, la respirazione, processi di decomposizione e combustione.



Il ciclo biogeochimico del carbonio può essere riassunto in questo modo:

- partendo dall'atmosfera, il principale meccanismo che vi sottrae carbonio è la fotosintesi;
- la fotosintesi immagazzina il carbonio sotto forma di carboidrati, cioè come sostanza vegetale;
- questa sostanza viene per la maggior parte utilizzata dagli organismi per la respirazione, in parte viene immagazzinata nel sottosuolo a formare combustibili fossili e in parte arriva in mare;
- in mare, troviamo degli organismi che assorbono CO_2 (arrivata lì anche per assorbimento spontaneo dall'atmosfera): questa verrà poi in parte restituita in atmosfera attraverso la respirazione e in parte impiegata da questi stessi organismi in forma ionica, legata al calcio, per costruire delle strutture organiche di carbonato di calcio;
- queste strutture di carbonato di calcio si accumulano in seguito alla morte degli organismi a formare rocce carbonatiche.

Alcuni cicli sono brevi e agiscono su scala annuale o sub-annuale, come per esempio il ciclo stagionale di crescita della vegetazione: in primavera/estate la vegetazione cresce e assorbe CO_2 dall'atmosfera, in autunno/inverno le foglie cadono e marciscono e il carbonio viene restituito.

Viceversa, alcuni cicli richiedono milioni di anni affinché quel carbonio venga rimesso in circolo: è il caso del carbonio immagazzinato sotto forma di idrocarburi o rocce carbonatiche (in particolare, quello delle rocce carbonatiche può richiedere anche centinaia di milioni di anni).

Se si pensa ai calcari di certe montagne, questi si sono formati nel Mesozoico, cioè 200-250 milioni di anni fa. Ora sono esposti agli agenti atmosferici e quindi il carbonato viene disciolto e, sotto forma di ione, rimesso in circolo in vari modi.

L'uomo interagisce con il ciclo del carbonio con diverse modalità: quello più impattante è legato all'utilizzo dei combustibili fossili come forma di energia. La loro combustione da parte dell'uomo fa sì che si liberi direttamente in atmosfera del carbonio, che era immagazzinato lì da milioni di anni (es. il carbone è legato a giacimenti che risalgono al Carbonifero, grossomodo 350 milioni di anni fa).

Questa azione dell'uomo ha avuto un fortissimo incremento a partire dalla metà del XIX secolo, cioè dall'inizio dell'Era industriale.

Di tutti i cicli, quello del carbonio è quello che risente maggiormente dell'impatto dell'uomo. La quantità di CO₂ che ogni anno viene immessa in seguito ad attività umane è nell'ordine di 7 miliardi di tonnellate. Di queste, circa il 40% viene assorbita dagli oceani e dalla vegetazione, ma la maggior parte (4 miliardi di tonnellate circa) rimane in atmosfera.

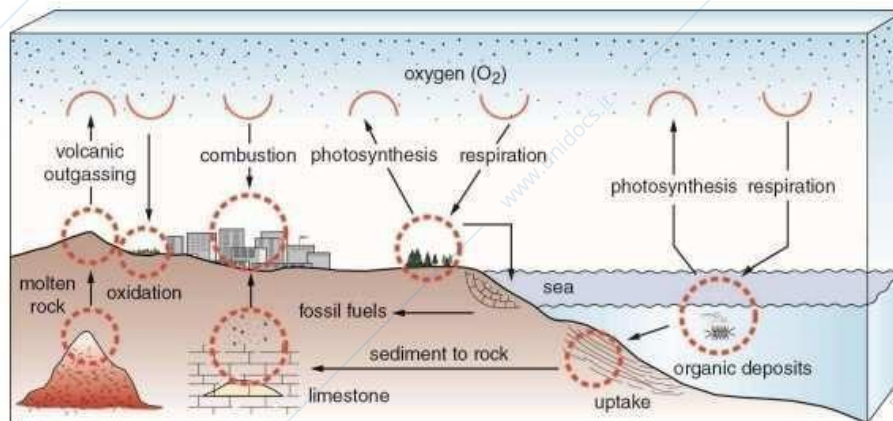
Come conseguenza, il tenore di CO₂ in atmosfera nell'ultimo secolo è passato dallo 0.03% allo 0.04% attuale.

CICLO DELL'OSSIGENO

L'ossigeno non era presente nell'atmosfera primordiale e la sua comparsa risale a quella dei primi organismi viventi in grado, attraverso processi di fotosintesi e chemiosintesi, di estrarlo essenzialmente dal biossido di carbonio, circa 3 miliardi di anni fa. È andato progressivamente aumentando mano a mano che si sono evolute piante più complesse. Attualmente, costituisce il 21% dell'atmosfera.

Questo ossigeno deve essere rinnovato perché tende ad essere consumato con i processi di respirazione e ossidazione abiologica, cioè fissazione a livello della superficie terrestre nei minerali e nelle rocce esposte, producendo principalmente idrossidi e ossidi (composti stabili e poco solubili che tendono a diventare serbatoi di ossigeno).

Il ciclo dell'ossigeno è strettamente legato all'attività di fotosintesi e respirazione, con una componente abiologica rappresentata dal degassamento dei magmi e ai processi ossidativi delle rocce.

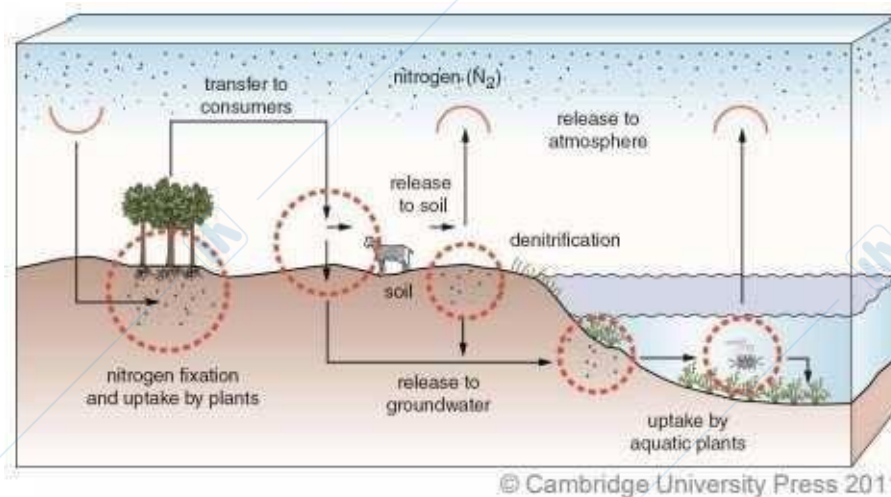


Il ciclo dell'ossigeno ha anche un legame stretto con quello del carbonio, in quanto il veicolo con cui il carbonio viene riciclato è prevalentemente il biossido di carbonio. Per questo, i meccanismi di scambio dei due cicli sono quasi gli stessi.

Da notare che l'ossigeno viene immagazzinato come carbonato di calcio e non in forma di combustibile fossile (infatti gli idrocarburi non ne contengono).

IL CICLO DELL'AZOTO

Il ciclo dell'azoto è strettamente correlato con le attività biologiche di piante e animali ed è un ciclo complesso che contempla vari processi, tutti legati all'azione di batteri. Quello che viene scambiato durante questo processo non è l'azoto atmosferico, in forma elementare, che è un gas relativamente inerte: l'azoto si "muove" in forma ossidata, sotto forma di nitrati, o in forma ridotta, come ammoniaca. I batteri in grado di compiere queste due funzioni sono detti nitrobatteri.



I cinque processi fondamentali del ciclo dell'azoto sono:

1. **fissazione:** l'azoto viene fissato e può anche essere prodotto da processi non biologici legati ad alte temperature (combustione, attività vulcaniche, scariche elettriche e processi industriali);
2. **ammonificazione:** alcuni organismi che depongono la sostanza organica producono ammoniaca dai composti dell'azoto;
3. **denitrificazione:** l'azoto viene estratto dai composti e convertito in forma elementare, poi restituito all'atmosfera;
4. **assimilazione:** le piante assorbono l'azoto in forma di ammoniaca o di nitrati attraverso le radici dal suolo, per poi sfruttarlo nei loro meccanismi metabolici. Gli erbivori, nutrendosi di piante, assorbono a loro volta composti azotati che poi restituiscono attraverso prodotti di scarto, che a loro volta possono tornare alle piante;
5. **nitrificazione:** combustione organica dell'ammoniaca che produce acido nitrico e si lega con altri elementi in forma di nitrati.