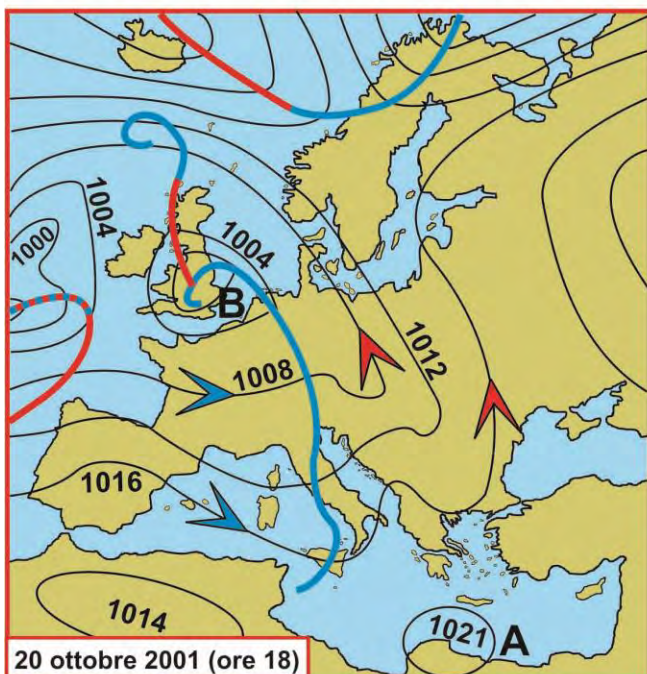
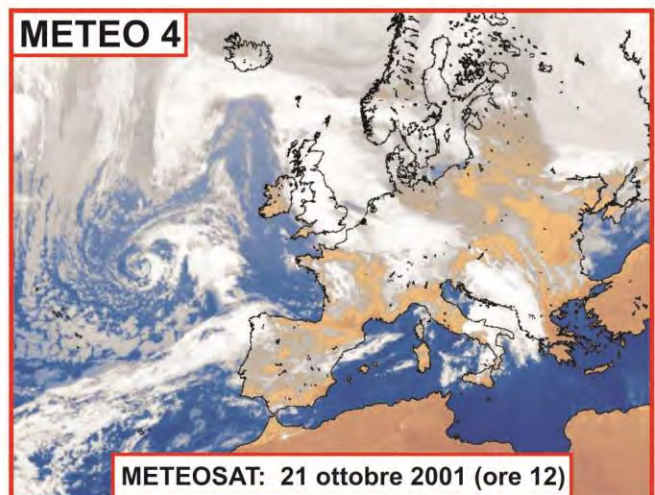
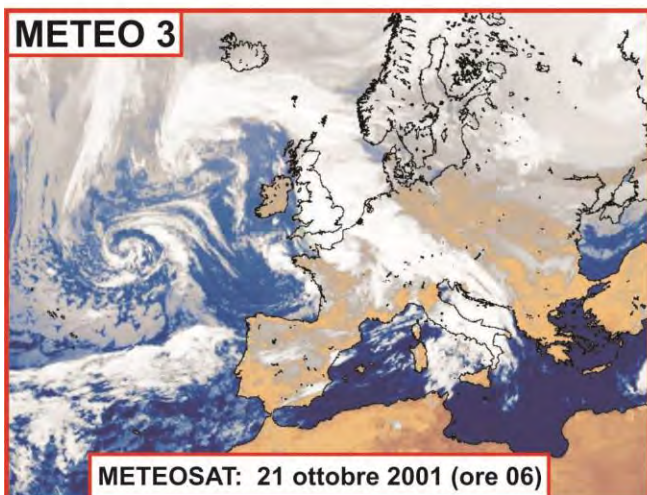
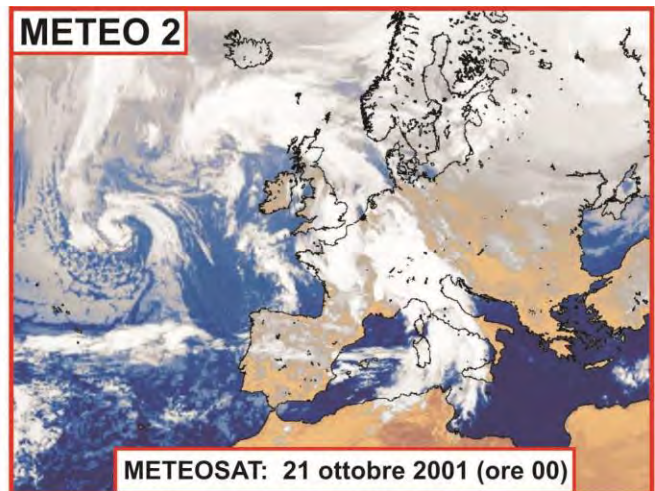
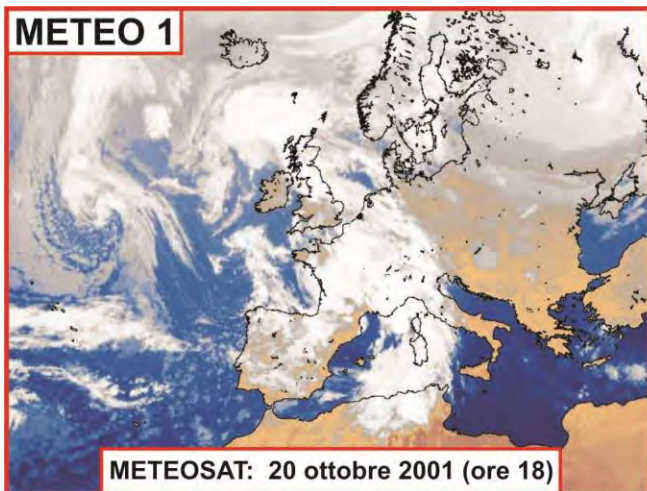


MODULO III: METEOROLOGIA, CLIMATOLOGIA ED IDROLOGIA



PREVISIONI METEOROLOGICHE NIMBUS

Venerdì (19/10/2001) il vortice ciclonico profondo con minimo sull'Atlantico si spingerà verso la Spagna ed il Marocco da dove verranno innescate correnti meridionali Sud - occidentali verso il Nord - Ovest dell'Italia con prime piogge a partire dalla giornata di sabato (20/10/2001). Massima intensità dei fenomeni il sabato sera sull'Italia Nord - Ovest e durante la notte sul medio e alto Tirreno, specie in Toscana. Residui rovesci su Puglia e Basilicata (e forse Molise) il lunedì 22 ottobre; tempo buono altrove. Martedì 23 ottobre nubi in aumento al Nord con qualche pioggia sparsa specie in prossimità dei rilievi e tra Liguria orientale e Toscana. In serata spostamento delle nubi anche al centro, con piogge su Toscana, Umbria e Marche....

Nimbusweb

[Http://www.nimbus.it](http://www.nimbus.it)

Il più autorevole portale italiano della meteorologia e del clima

Una sottile **atmosfera** avvolge la Terra, uno strato d'aria paragonabile a quello di un velo di vernice su una sfera del diametro di due metri: così sottile, ma straordinariamente importante. In essa si manifestano tutti gli eventi meteorologici: pioggia, grandine, neve, caldo, freddo, brina, nebbia, vento,... che in modo determinante condizionano la vita quotidiana di miliardi di persone, costituiscono i passaggi fondamentali del ciclo dell'acqua, ridistribuiscono a livello globale l'energia solare, contribuiscono a modellare il paesaggio,....

La **meteorologia** è la scienza degli eventi atmosferici che si manifestano sotto i nostri occhi ed il cui obiettivo essenziale è lo studio della **macchina del tempo**, cioè dell'insieme dei meccanismi che promuovono gli spostamenti di masse d'aria e gli scambi di energia che avvengono nell'atmosfera. L'attendibilità delle **previsioni meteorologiche** dipende dai progressi scientifici e tecnologici di questa importante disciplina.

La **climatologia** è la scienza statistica del tempo meteorologico del passato e che descrive, per analogia, il tempo medio attuale. Le caratteristiche del clima delle varie regioni del Mondo sono in relazione con le distribuzioni delle diverse comunità biologiche (vegetali ed animali) sul nostro pianeta e quindi con le risorse agricole e zootecniche, con la storia dell'uomo e con le disponibilità delle risorse idriche (la cui valutazione è parte importante dell'**idrologia**). La meteorologia, la climatologia e l'idrologia sono discipline fondate sull'**acqua**, definita "*l'oro blu del nostro pianeta*".

Con il **Modulo III (Meteorologia, climatologia ed idrologia)** si descrive il ruolo dell'atmosfera sulla Terra, si studiano i più importanti fenomeni meteorologici e si propongono le previsioni meteo (**capitolo 1**). Quindi si passa ad una descrizione dei principali climi terrestri, ma soprattutto si impara a studiare il clima di una determinata località o regione (**capitolo 2**). Infine si utilizzano le conoscenze climatiche per capire quali tecniche si utilizzano per valutare le risorse idriche e le modalità con le quali l'acqua alimenta fiumi e laghi (**capitolo 3**). Si tratta di riconoscere il ruolo dell'energia solare che alimenta un "motore" funzionale ad un processo sintetizzabile con il seguente slogan: **acqua ed energia, dall'atmosfera alla terra**.

1 - LA MACCHINA DEL TEMPO

1.1 - Composizione e struttura dell'atmosfera

La **tab. 1.1** illustra la composizione media della atmosfera fino a 90 km di altezza. La massa dei gas formanti l'atmosfera è attratta dalla Terra e si concentra in prossimità di essa; gli strati più densi sono a contatto col terreno. Procedendo verso l'alto, diminuiscono pressione e densità. Presso il suolo in 1 cm³ d'aria (la cui densità a 0 °C vale 1,29 kg/m³) si trovano $2,5 \cdot 10^{19}$ molecole. A 100 km di altezza il loro numero si riduce a $3,5 \cdot 10^{13}$ (un milione di volte di meno) e ad appena 10^5 a 700 km dalla superficie del pianeta. Salendo ancora di quota il numero di molecole per unità di volume diminuisce ulteriormente e l'attrazione gravitazionale si riduce a tal punto che alcune particelle, se possiedono sufficiente energia, sfuggono dall'atmosfera. La zona in cui si verificano questi fenomeni è detta **frangia**; in essa la densità è molto bassa, simile a quella del "gas solare" entro il quale è avvolta la Terra, con densità, a 1.000 km di altezza, di circa 600 protoni per cm³, simile ad un gas molto rarefatto, ma con densità ben maggiore di quella della materia interstellare. Vi è continuità di materia fra Sole e Terra, che permette al calore del primo di raggiungere il nostro pianeta, non solo per irraggiamento (con la luce) ma, pur se in limitate proporzioni, anche per conduzione (trasmissione di energia attraverso la materia) e per convezione (trasmissione di energia attraverso il movimento di materia, sotto forma di particelle: **vento solare**).

Il flusso di materia verso l'atmosfera è più intenso durante le tempeste solari; esso è costituito da corpuscoli elettrizzati (ioni, elettroni) e converge soprattutto verso le zone polari, per attrazione dovuta al magnetismo terrestre. La collisione di queste particelle con gli atomi e le molecole dell'alta atmosfera riscalda ed espande quest'ultima, tanto che essa è più calda sopra le calotte polari che sulle zone equatoriali. Quando il vento solare è più intenso produce, per tempi brevi, fluttuazioni dell'intensità e della direzione del campo magnetico terrestre che spesso interrompono le comunicazioni radio in tutto il mondo (**tempeste magnetiche**). Questo fenomeno è causa anche delle **aurore polari**, vivaci spettacoli di luci nell'atmosfera in prossimità dei poli (**fig. 1.1**).

Gas	Formula	Volume [%]	Massa [%]
azoto	N ₂	78,0880	75,5270
ossigeno	O ₂	20,9490	23,1430
argo	Ar	0,9300	1,2820
anidride carbonica	CO ₂	0,0300	0,0456
neon	Ne	0,0018	0,00125
elio	He	0,00052	0,000072
metano	CH ₄	0,00014	0,000078
kripton	Kr	0,00011	0,000330
ossido nitroso	N ₂ O	0,00005	0,000076
idrogeno	H ₂	0,00005	0,000004
xenon	Xe	0,00001	0,000039
ozono	O ₃	0,00004	-
acqua	H ₂ O	0,001 ÷ 0,01	-

Tab. 1.1 - Composizione dei gas dell'atmosfera fino a 90 km di altezza. Valori % in volume e in massa.

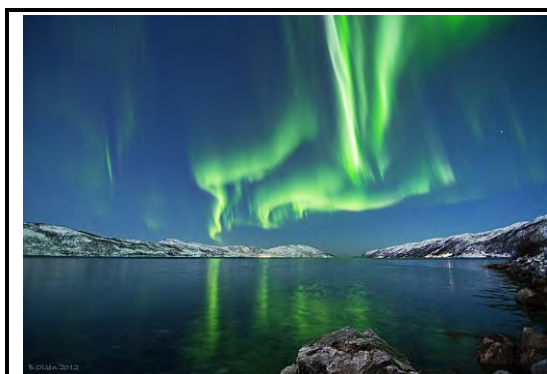


Fig. 1.1 - Esempio di Aurora boreale. Norvegia; gennaio 2012.

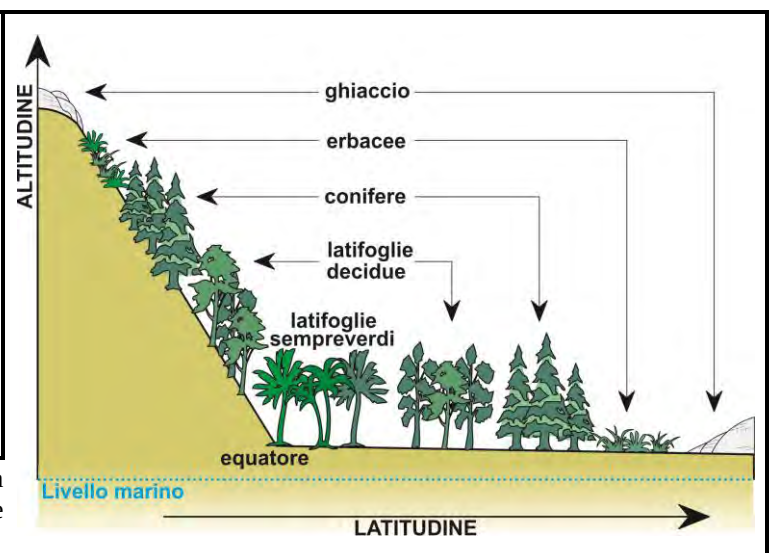


Fig. 1.2 - Nelle zone montuose si osservano, in senso verticale, gli stessi cambiamenti di ambiente che si verificano dall'equatore ai poli.

La rarefazione dell'aria in funzione della quota condiziona la distribuzione degli ecosistemi. In montagna si assiste ad una successione di ambienti analoga a quella dall'equatore ai poli per effetto di un gradiente di diminuzione della temperatura dell'aria all'aumentare, rispettivamente, dell'altitudine e della latitudine (**fig. 1.2**).

Un “*corpo nero*” assorbe le radiazioni luminose di una lampada o del Sole; esso si scalda ed emette, nello spazio circostante, radiazioni infrarosse (calore; **scheda 1.1**). Un corpo nero assorbe energia sotto forma di radiazioni nel visibile (lunghezza d’onda corta) per convertire tale energia sotto forma di onde lunghe o di “calore”. Questo effetto è tanto maggiore quanto più il corpo è scuro. Se il corpo fosse bianco la luce “rimbalzerebbe” tutta senza cedere energia. I gas sono “trasparenti” alle onde corte (non si scaldano) e molto meno alle onde lunghe (si scaldano); tale effetto è tanto minore quanto più il gas è rarefatto. La temperatura dell’aria non è determinata tanto dalle radiazioni solari, quanto soprattutto dal calore che il terreno restituisce verso l’alto (*irraggiamento*), comportandosi come un corpo nero che abbia ricevuto luce solare. L’effetto del riscaldamento da parte del corpo nero “terreno” nei confronti del gas “aria” è meno efficace se questa è meno densa. Ciò si verifica con l’aumentare dell’altitudine, in conseguenza della rarefazione dell’aria. Il risultato è un gradiente **termico verticale negativo**: *la temperatura dell’aria diminuisce con la quota*. Per le nostre montagne esso vale circa - 0,5 °C/100 m s.l.m.; la temperatura media annua dell’aria diminuisce di circa un grado ogni duecento metri in più di quota, più elevato in estate con - 0,7 °C/100 m, rispetto alla stagione invernale con - 0,3 °C/100 m).

Il clima è via via più rigido dalla pianura alla montagna e una delle conseguenze è il rapido cambiamento degli ecosistemi, ben osservabili nella vegetazione (**fig. 1.3**). Si passa da boschi di latifoglie (in cui predominano il castagno, il faggio, la quercia e, più in alto, la betulla) a quelli di conifere (pini e abeti) e dove il larice lascia il posto agli arbusti ed alle praterie sotto le cime coperte dalle nevi perenni. Il gradiente termico verticale medio, valido per l’intero pianeta e risultato da misure effettuate senza l’influenza del suolo (quindi non in prossimità del versante di una montagna, ma alle varie quote sopra una pianura) vale - **0,64 °C/100 m s.l.m.** (6,4 °C in meno ogni km in più di altezza). Considerando una temperatura media dell’aria in prossimità del suolo di 15 °C, rappresentativa di tutto il pianeta, è facile calcolare che, per esempio, a 11.000 m di altezza, la temperatura media si abbassa fino a - 55 °C. Sotto quell’altezza sono presenti i 3/4 della massa dell’intera atmosfera.

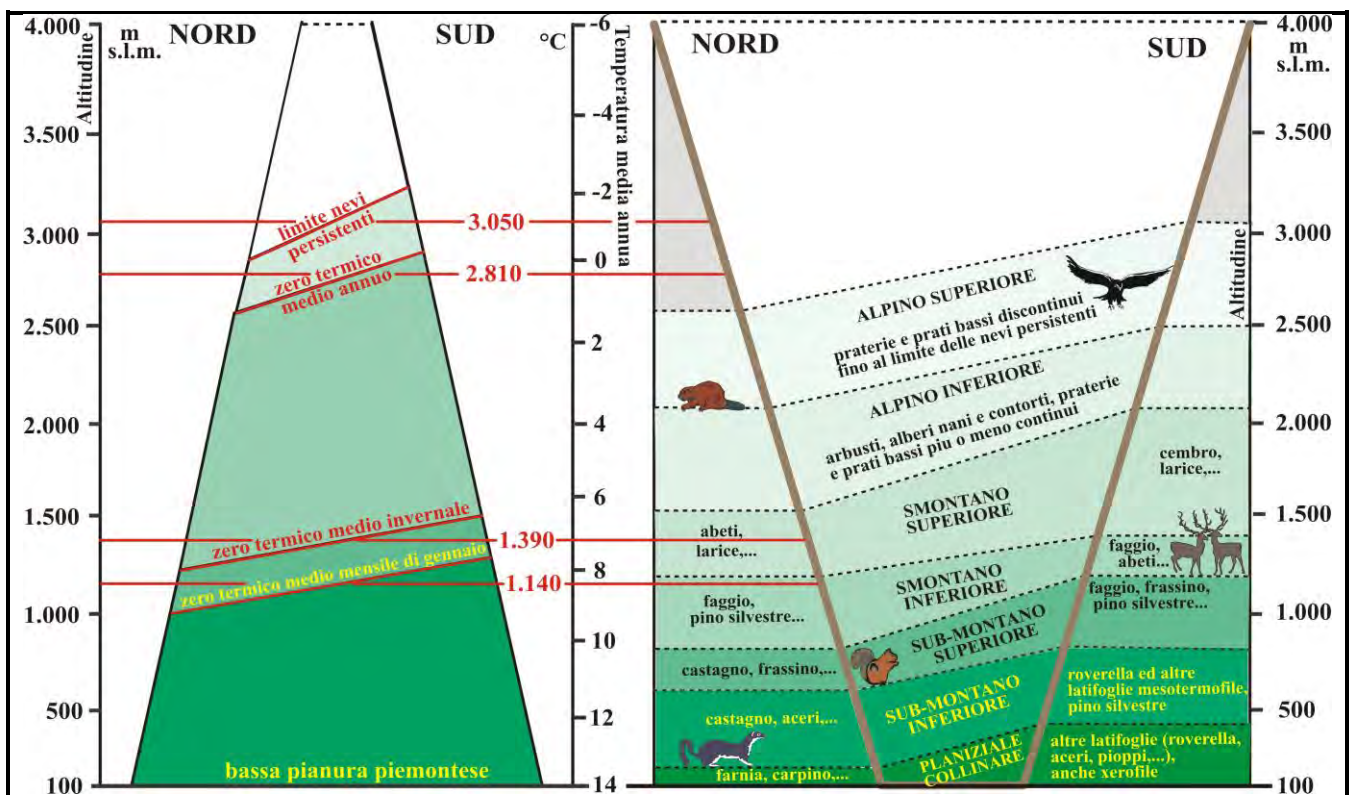


Fig. 1.3 - A sinistra sono rappresentati i limiti climatici termometrici altitudinali ottenuti dalle elaborazioni dei dati termometrici registrati dalle stazioni meteo operanti nelle regioni Piemonte e Valle d’Aosta nel terzo millennio (2001 - 2024). Nelle Alpi orientali tali limiti sono inferiori di 200/300 m. Le distinzioni tra i due versanti Nord e Sud sono stimate ($\pm 150/200$ m). A destra sono rappresentati i piani altitudinali sulla base della sintesi di quanto proposto dalla letteratura ecologica e botanica che ha fornito un quadro generale rappresentativo della seconda metà del Novecento. Dal confronto risulta che, per esempio, il limite del piano alpino superiore raggiunge quello delle nevi persistenti ad una quota significativamente inferiore rispetto a quanto proposto con l’elaborazione dei dati del terzo millennio. Tale situazione è conseguenza del cambiamento climatico in corso.

Non sempre la temperatura diminuisce gradualmente e regolarmente con la quota, ma si possono verificare **inversioni termiche**. Nelle notti invernali serene e in assenza di venti, il suolo si raffredda per irraggiamento; lo strato d’aria a contatto col suolo si raffredda maggiormente rispetto a quelli sovrastanti, causando le cosiddette

nebbie di irraggiamento (inversione termica al suolo; figg. 1.4 e 1.5). Le inversioni al suolo si verificano anche con aria in movimento; per esempio, quando aria calda e umida, proveniente durante la notte dal mare, giunge a sovrastare il sottile strato d'aria più fredda sulla terra; si formano così le cosiddette *nebbie da avvezione* (o da trasporto). Le inversioni possono verificarsi anche in quota ed avere uno spessore di centinaia di metri e una grande estensione orizzontale; esse sono prodotte da uno scorrimento di aria più calda sopra un sottostante cuscinetto di aria più fredda (*inversione termica in quota; fig. 1.6*).

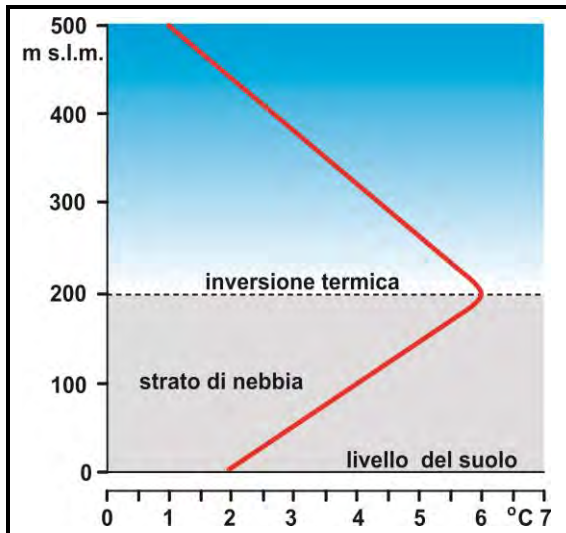
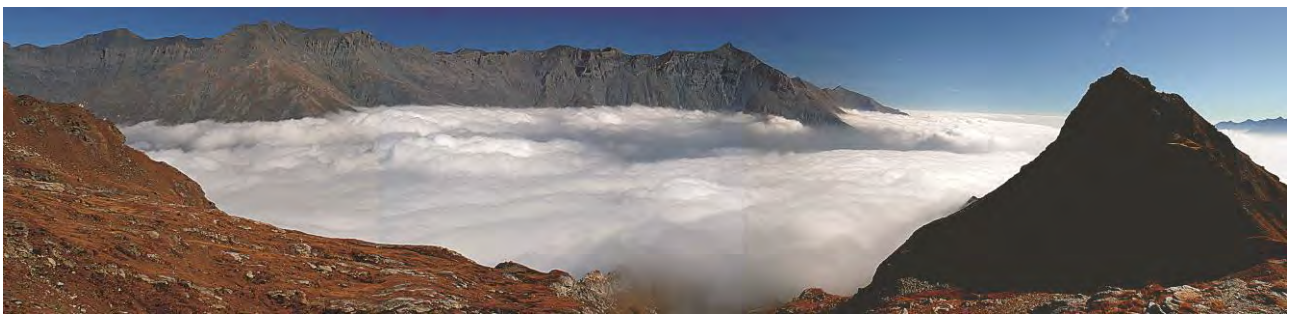


Fig. 1.4 - Inversione termica al suolo. In un sottile strato d'aria in prossimità del terreno (da pochi metri a qualche decametro) si ha un abbassamento della temperatura favorito da condizioni meteorologiche che consentono un forte irraggiamento del suolo (la linea rossa indica l'andamento della temperatura con la quota). Per il raffreddamento l'acqua contenuta nell'aria condensa in minute gocce con formazione di *nebbie di irraggiamento*. Il fenomeno è frequente nelle basse pianure, soprattutto nella stagione invernale.

Fig. 1.5 - L'inversione termica al suolo può anche interessare strati di un certo spessore e coinvolgere intere vallate originando formazioni nebbiose che ristagnano in basso, sotto un cielo sereno.



Riassumendo: all'aumentare dell'altezza i caratteri fisici dell'atmosfera cambiano in quanto diminuiscono: densità e pressione dell'aria, ossigeno, azoto (aumenta l'idrogeno) temperatura dell'aria. In base ai cambiamenti di tali caratteri è possibile suddividere l'atmosfera in diversi strati (**fig. 1.7**).

TROPOSFERA. È la zona più vicina alla superficie terrestre. Presso il suolo la temperatura media è circa 15 °C, molto variabile durante il giorno, a seconda della copertura nuvolosa, delle aree geografiche, delle stagioni. Il primato del caldo spetta alla località libica di El Azizia, dove il termometro (all'ombra) salì a 56,7 °C nel 1913. Il valore più basso è stato registrato alla stazione russa Vostok in Antartide nel 1983, con - 89,2 °C. Il gradiente termico vale mediamente - 0,64 °C/100 m s.l.m.; a 11.000 m di altezza, alle medie latitudini, la temperatura tocca valori intorno a - 55 °C. Questo limite è indicato con il termine **tropopausa**, che separa la troposfera dalla zona sovrastante. Nella troposfera si svolgono quasi tutti fenomeni meteorologici e comprende i 3/4 della massa di tutta l'atmosfera e quasi tutta l'acqua terrestre allo stato gassoso. I meteorologi in passato limitavano i loro studi alla troposfera, ritenendo che le condizioni degli strati sovrastanti non condizionassero le manifestazioni del tempo a livello del suolo. In realtà anche nella tropopausa si verificano fenomeni che influiscono sui quelli meteorologici della troposfera. La tropopausa è più alta in estate rispetto all'inverno; ai poli si trova mediamente a 8 km di altitudine (con una temperatura di - 46 °C), all'equatore è molto più alta, fino a 18 km (con una temperatura di - 80 °C; **fig. 1.8**).

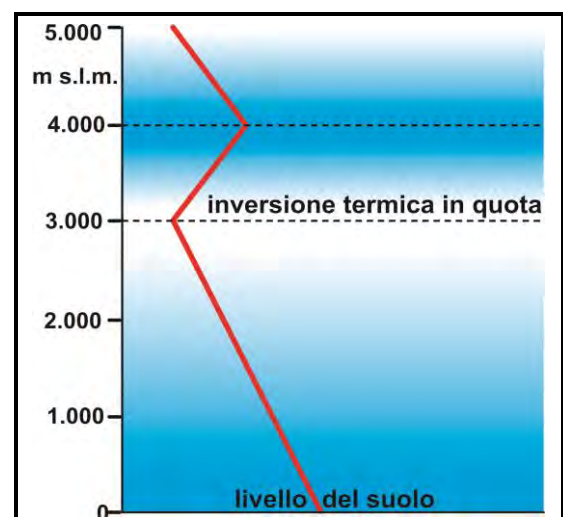
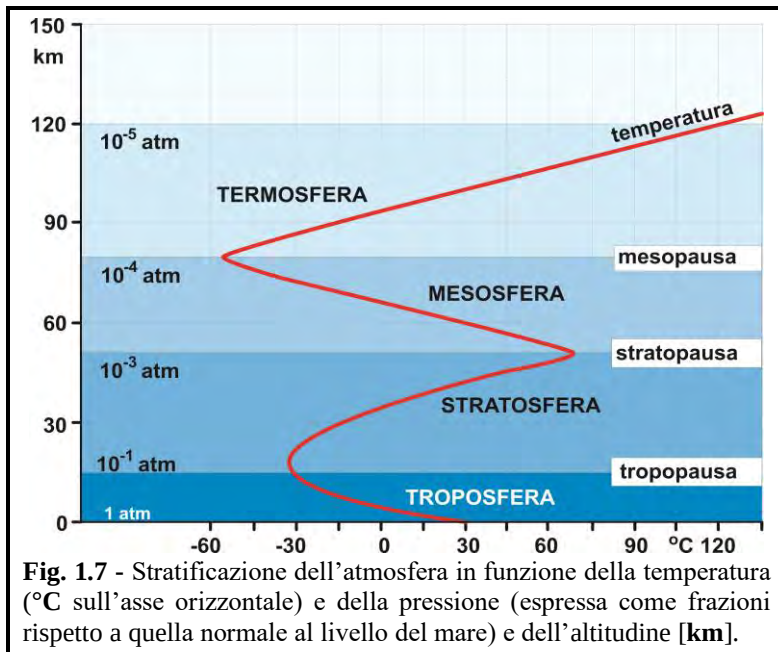


Fig. 1.6 - L'inversione termica in quota è dovuta ad un trasporto orizzontale di uno strato di aria calda su quella più fredda sottostante.



diagonali; ad esempio in occasione dei temporali grazie alla notevole energia dei fulmini. È nella stratosfera che avviene, in massima parte, la reazione chimica ossigeno $\Rightarrow$ ozono ($3O_2 \Rightarrow 2O_3$): tre molecole biatomiche di ossigeno diventano due molecole triatomiche di ozono. Ciò è dovuto all'energia dei raggi ultravioletti (U.V.); essi trasformano l'ossigeno in ozono e questo forma una barriera (l'**ozonosfera**) che impedisce agli stessi U.V. di giungere con grande intensità sulla superficie della Terra. Diversamente la vita sul nostro pianeta sarebbe molto più difficile. Un sottile strato, in cui la temperatura si mantiene su valori intorno a 50 °C, costituisce la **stratopausa**, compresa fra il limite superiore della stratosfera e il limite inferiore della sovrastante mesosfera.

MESOSFERA. La temperatura riprende a diminuire e raggiunge il minimo, fra -70 °C e -80 °C, intorno agli 80 ÷ 90 km (**mesopausa**), quota alla quale si osservano le **nubi nottilucenti** (scheda 1.2). Nella mesosfera è presente anche uno strato (detto *strato D*) con capacità di riflettere le onde lunghe utili per la radiocomunicazione. La mesopausa è il limite al di sotto del quale la composizione qualitativa dell'atmosfera è più o meno costante (*omosfera*); al di sopra (*eterosfera*) ossigeno e acqua diminuiscono rapidamente fino a sparire, l'azoto permane in piccolissime percentuali; l'idrogeno diventa la componente più importante.

TERMOSFERA. Dall'altitudine di 80 km, dove raggiunge i valori più bassi, la temperatura riprende ad aumentare, fino a 100 °C a ~ 100 km di quota, fino a 1.000 °C a 300 km e a valori superiori più in alto. Le radiazioni solari, per mancanza di strati sovrastanti in grado di funzionare da "filtro", sono così intense da provocare la dissociazione chimica delle sostanze componenti l'atmosfera, con formazione di particelle cariche elettricamente (ioni); per tale motivo questo strato è anche detto **ionosfera**. La **termopausa** (400 ÷ 500 km di altezza) è il limite (teorico) dell'atmosfera. Al di sopra, per centinaia di chilometri, si trova l'**esosfera**, che costituisce la *frangia dell'atmosfera*, in cui la materia si confonde con quella solare.

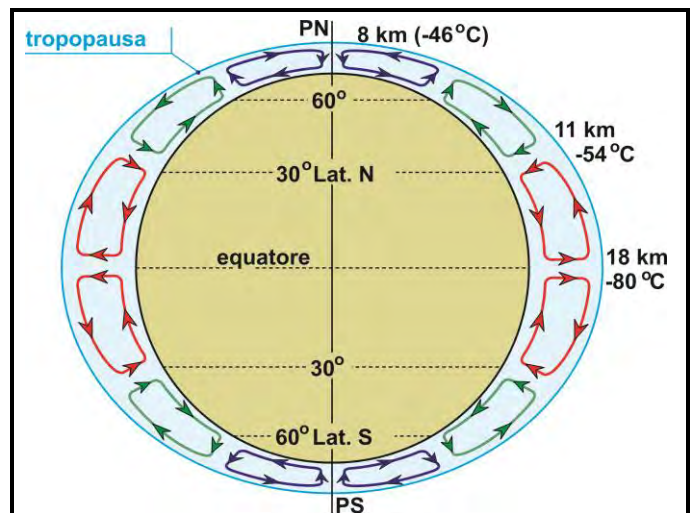


Fig. 1.8 - Sezione schematica della troposfera. Sono indicate le altezze [km] e le temperature [°C] della tropopausa in corrispondenza dei poli, dell'equatore e della latitudine di 45°. Nella figura lo spessore della troposfera è fortemente esagerato. Nella realtà essa può essere paragonata ad una pellicola di vernice su una sfera di due metri di diametro.

1.2 - La radiazione solare

La quantità media di energia che giunge dal Sole in corrispondenza del margine esterno dell'atmosfera è pari a 1,98 cal/cm²/min: quasi due calorie al minuto per centimetro quadrato di superficie disposta perpendicolarmente

ai raggi solari. La quantità di energia della radiazione [cal/cm^2] è l'unità di misura fondamentale detta **Langley** [**Ly**], dal nome dell'astrofisico americano Samuel Pierpont. LANGLEY (1834 - 1906). La quantità di energia solare che giunge alla Terra viene detta **costante solare** ($C_s = 1,98 \text{ Ly/min}$).

Sapendo che il raggio medio terrestre vale $R = 6.371 \text{ km} \cong 6,37 \cdot 10^8 \text{ cm}$ (e che l'energia del Sole giunge sulla Terra come se illuminasse l'area racchiusa in un cerchio di raggio R e quindi πR^2), la quantità di energia (E) che giunge sull'intero pianeta vale:

$$E = \pi R^2 C_s = 3,14 \cdot (6,37 \cdot 10^8 \text{ cm})^2 \cdot (1,98 \text{ cal/min/cm}^2) = 2,53 \cdot 10^{18} \text{ cal/min} = 4,2 \cdot 10^{13} \text{ kcal/sec}$$

cioè una quantità di energia pari ad oltre 4.000 miliardi di kilocalorie in un secondo. Considerando poi 3.600 secondi in un'ora, 24 ore in un giorno e 365 giorni in un anno, si ottiene la quantità di energia (E_y) che giunge sull'intero pianeta in un anno:

$$E_y = (4,2 \cdot 10^{13} \text{ kcal/sec}) \cdot (3.600 \text{ sec/ora}) \cdot (24 \text{ ore/giorno}) \cdot (365 \text{ giorni/anno}) = 1,3 \cdot 10^{21} \text{ kcal/anno}$$

sufficiente a portare in ebollizione un volume d'acqua dieci volte più grande di quello del mare Mediterraneo. Tale energia, per effetto della rotazione terrestre, è in realtà distribuita su tutta la superficie del globo ($4\pi R^2$). Pertanto il valore di costante solare deve essere ridotto nella proporzione $\pi R^2 / 4\pi R^2 = 1/4$ per ottenere il valore effettivo della costante solare per unità di superficie reale della Terra: $C_s = 1,98/4 \cong 0,5 \text{ Ly/min}$. Moltiplicando tale valore per i minuti del giorno ($60 \text{ min/ora} \times 24 \text{ ore/giorno} = 1.440 \text{ min}$), si ottiene la costante solare media giornaliera pari a circa **714 Ly/g** ($714 \text{ cal/cm}^2/\text{giorno}$). È un valore medio, ma bisogna tenere conto che la Terra, per il fatto di essere sferica, riceve i raggi del Sole diversamente inclinati:

- nelle zone polari la lunga durata del periodo di illuminazione compensa la minore intensità della radiazione dovuta alla modesta altezza del sole sull'orizzonte; al momento dei solstizi estivi i poli ricevono oltre 1.100 Ly/g; ma la media su tutto l'anno è notevolmente inferiore a quello medio rappresentativo di tutto il globo;
- le medie latitudini ricevono in estate (in giugno nell'emisfero boreale e in dicembre in quello australe), per la maggiore lunghezza del dì, una quantità di energia solare superiore alla media; ma nell'inverno essa scende ad appena 300 Ly/g; il valore medio annuo è simile a quello calcolato per tutto il pianeta;
- all'equatore la durata del dì è costante e la radiazione solare è elevata e superiore alla media terrestre per tutto l'anno ($800 \div 900 \text{ Ly/g}$).

Ma quanta di questa energia giunge effettivamente alla superficie della Terra? È un quesito importante perché tutti i fenomeni fisici dell'atmosfera e biologici sul suolo e nelle acque sono possibili grazie all'energia solare. Fenomeni come la circolazione atmosferica, l'evaporazione dagli oceani, il ciclo dell'acqua, il periodico spirare di venti locali, le burrasche,... si verificano per l'energia portata dalla radiazione solare. Essa mette in movimento i circuiti delle correnti marine, determina le oscillazioni dei ghiacciai, consente la vita sulla Terra. Le principali fonti energetiche, come il carbone e il petrolio, sono energia solare trasformata da organismi vissuti sulla Terra centinaia di milioni di anni fa, mentre l'energia potenziale degli impianti idroelettrici è il risultato dell'evaporazione e del trasporto nell'atmosfera di vapore acqueo grazie all'energia fornita dal Sole.

La descrizione di quanto avviene nel momento in cui l'energia solare penetra nell'atmosfera è riportata nella **scheda 1.3**. Buona parte di essa (35 %) è riflessa dalla stessa atmosfera, dalle nubi e dal suolo (*albedo*). Risulta quindi una riduzione della costante solare al valore di 464 Ly/g, parte della quale, pur contribuendo a fornire energia all'atmosfera (che comunque fa parte della Terra), non giunge al suolo. Alla fine *la quantità di energia effettivamente assorbita dal suolo*, su tutto il globo, è pari a **336 Ly/g** ($336 \text{ cal/cm}^2/\text{giorno}$), sufficiente per scaldare una tazzina di caffè. Questo valore, oltre cambiare in funzione della latitudine, dipende da altri fattori:

- cresce all'aumentare dell'altitudine dato che i raggi solari devono attraversare uno strato meno spesso di atmosfera; questa, negli strati inferiori, è più densa, più ricca di particelle che riflettono e diffondono la luce;
- è minore nelle aree più umide per la maggiore copertura nuvolosa; è più elevata nelle aree desertiche per opposti motivi (le nuvole da pioggia dello spessore di qualche kilometro riflettono anche l'80 % della luce, come talvolta succede durante i temporali più intensi);
- è minore nelle aree industrializzate, per la presenza di un "velo" di sostanze in sospensione dovute all'inquinamento dell'aria (la tipica "cappa" di "smog" che ricopre le città, soprattutto nell'inverno, quando si aggiungono le combustioni per riscaldamento; il tutto aggravato da condizioni meteorologiche, come le inversioni termiche, che favoriscono il "ristagno" dell'aria, per esempio come spesso capita nell'area padana);
- nelle aree glaciali la neve e il ghiaccio hanno un forte potere riflettente, tanto che l'albedo assume valori prossimi a uno; i terreni molto scuri riducono quasi a zero la percentuale di radiazione diretta che viene riflessa verso lo spazio (i campi innevati contribuiscono a mantenere rigida la temperatura dell'aria; l'asfalto nero determina forti riscaldamenti dell'aria sovrastante);

- è variabile nelle medie ed alte latitudini in funzione delle stagioni (superiore nella stagione estiva, inferiore in quella invernale ed analoga alla media nelle stagioni intermedie);
- è variabile con l'alternarsi del dì e della notte.

L'intensità di energia solare è dunque molto variabile nelle diverse regioni della Terra: da valori inferiori a 40 kLy/anno nelle zone polari fino a cinque volte superiori nelle zone desertiche alle basse latitudini. **La Terra riceve quantità di energia molto diverse nel tempo e nello spazio (fig. 1.9).**

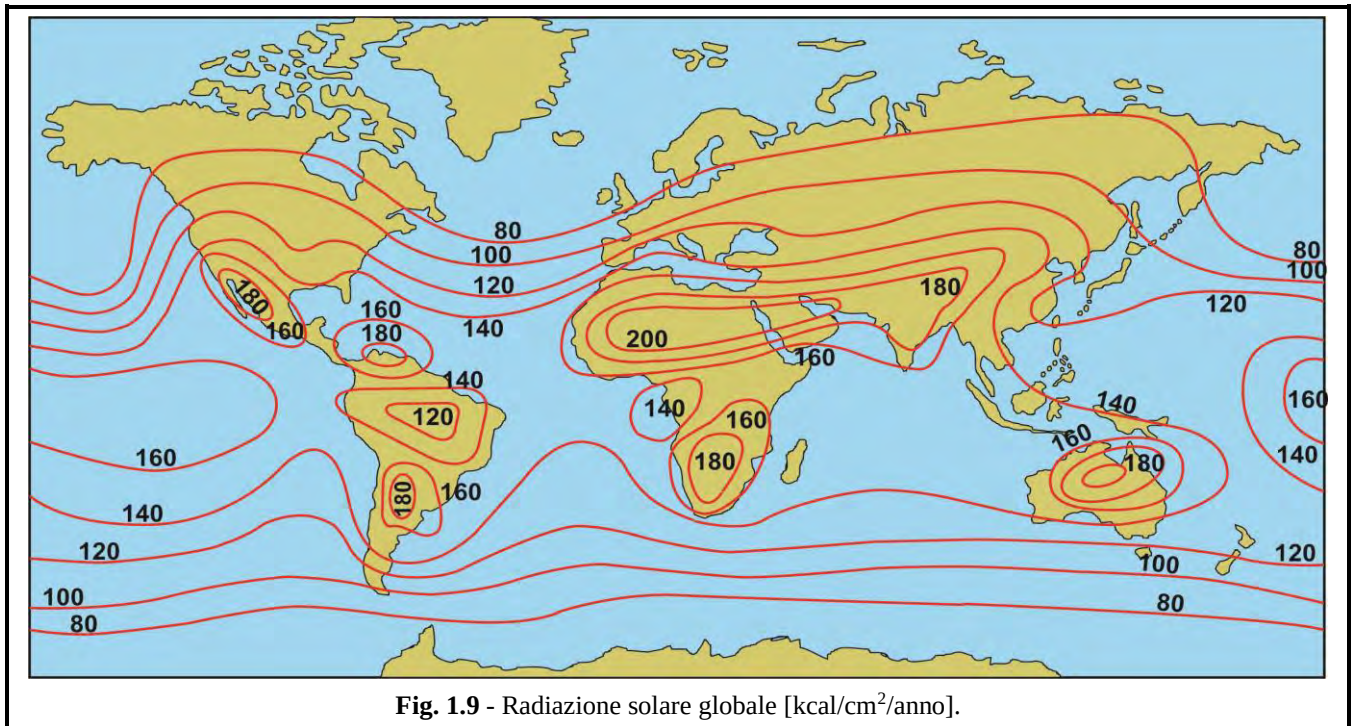


Fig. 1.9 - Radiazione solare globale [kcal/cm²/anno].

1.3 - Bilancio termico della Terra

L'energia solare che giunge al nostro pianeta scalda la superficie terrestre (terre e mari) e l'atmosfera (soprattutto dal basso), è all'origine dell'evaporazione, fonde nevi e ghiacci e promuove altri processi dissipativi. È difficile determinare la quantità di energia che viene impiegata in ciascuno dei fenomeni citati. Inoltre bisognerebbe tenere conto della perdita di energia per l'attrito del vento al suolo e di quella utilizzata nei processi biologici (per esempio la fotosintesi). Una volta assorbita ed utilizzata, l'energia viene restituita dalla Terra verso lo spazio (*irraggiamento*) ed in coerenza con i principi della termodinamica, l'energia dalla forma più nobile proveniente dal Sole (onde elettromagnetiche a corta lunghezza d'onda) viene trasformata nella forma più degradata di calore (soprattutto onde lunghe nello spettro dell'infrarosso). Quanto vale l'energia che la Terra restituisce allo spazio?

La forma di energia emessa da un corpo dipende dalla sua temperatura. Quella emessa dal Sole è formata da onde elettromagnetiche di corta lunghezza d'onda per l'elevata temperatura della sua superficie. La temperatura media della superficie terrestre è pari a circa 15 °C; quindi la Terra emette energia nello spazio con uno spettro di lunghezze d'onda molto più lunghe, intorno a $10^4 \div 10^5$ Å ($1 \text{ Å} = 10^{-8} \text{ cm}$), cioè nel campo dell'infrarosso (**scheda 1.1**). L'intensità di tale emissione è pari a 820 Ly/g, circa il 14 % superiore alla costante solare.

Quindi sembrerebbe che la Terra sia destinata al raffreddamento dato che perde più energia di quella che riceve. Ma "...per buona sorte degli abitanti della Terra...", secondo il meteorologo Hermann FLOHN (1912 - 1997), "...questa radiazione viene trattenuta in grandissima parte dagli strati inferiori della superficie terrestre (contro - radiazione atmosferica)..." È il cosiddetto **effetto serra** (**scheda 1.3**), per cui mentre l'atmosfera è molto trasparente ai raggi solari, lo è molto meno al calore dal basso; essa pertanto si comporta come una vera e propria serra all'interno della quale si conserva molta energia.

L'effetto serra è più evidente nelle aree dove più intense sono le attività umane che, facendo uso di combustibili, immettono notevoli quantità di CO₂ nell'aria, con conseguente aumento della temperatura rispetto alle zone circostanti. Se il cielo è nuvoloso durante la notte, la temperatura dell'aria diminuisce poco o niente, perché il calore emesso dal terreno verso l'alto viene trattenuto grazie all'effetto serra che si manifesta in modo più accentuato per la presenza di una elevata quantità d'acqua nell'aria.

La perdita di calore è maggiore negli altipiani aridi, dove l'aria è limpida e secca; i cosiddetti “gas serra” sono meno abbondanti e durante la notte la temperatura diminuisce notevolmente rispetto ai valori diurni. Fenomeno analogo si verifica nei deserti delle basse latitudini, dove la temperatura nella notte può scendere fino a valori prossimi allo zero.

1.4 - Misura della temperatura dell'aria

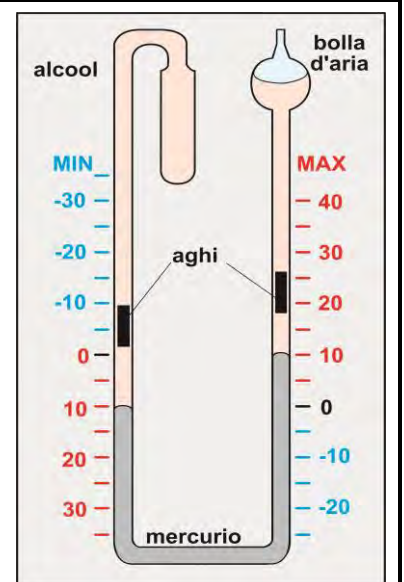
La misura della temperatura si esprime in **gradi centigradi** o **gradi Celsius** [°C] che prevede i due limiti fondamentali pari a 0 °C e a 100 °C in corrispondenza rispettivamente dei punti di fusione e di ebollizione dell'acqua in condizioni normali (alla pressione di una atmosfera). La scala Celsius è adottata a livello internazionale, ma si utilizzano ancora altri sistemi. La *scala Remur* (Francia) va da 0 °R (punto di fusione dell'acqua) ad 80 °R (punto di ebollizione); quindi il grado Remur è più ampio del grado Celsius. Nei Paesi Angloassoni si usa la *scala Fahrenheit*; con essa si segna 32 °F alla temperatura di fusione del ghiaccio e 212 °F alla temperatura di ebollizione.

La **scala assoluta Kelvin** fu introdotta per ragioni teoriche e riveste grande importanza nella ricerca scientifica; in essa lo 0 °K corrisponde a - 273,15 °C, temperatura alla quale l'energia cinetica delle particelle è nulla (lo *zero termico assoluto*). L'ampiezza del grado KELVIN è uguale a quella del grado Celsius; quindi il punto di fusione dell'acqua si trova a 273,15 °K, quello di ebollizione a 373,15 °K.

Per passare da una scala termometrica ad un'altra, indicando con °C, °R, °F, °K il numero dei gradi nelle varie scale, si usa la relazione generale:

$$\frac{^{\circ}\text{C}}{100} = \frac{^{\circ}\text{R}}{80} = \frac{^{\circ}\text{F} - 32}{180} = \frac{^{\circ}\text{K} - 273,15}{100}$$

Fig. 1.10 - Il termometro a massima e a minima è un capillare ad “U” contenente **mercurio**. Sopra il mercurio è presente dell'**alcool**, il cui volume principale è contenuto in un serbatoio. Un altro serbatoio contiene una **bolla d'aria**. Due **aghi** metallici sono liberi di scorrere nei due rami occupati dall'alcool. Quando la temperatura sale si alza la colonna di mercurio di destra, grazie alla spinta dell'alcool che aumenta di volume nel serbatoio ed alla compressibilità della bolla d'aria; l'ago di destra viene spinto in alto. Quando la temperatura si abbassa diminuisce il volume di alcool; la bolla d'aria si espande e sale la colonna del mercurio di sinistra spingendo il corrisponde ago; l'altro ago rimane nella posizione precedente e alla base di esso si legge la massima temperatura raggiunta. Quando sale la temperatura l'ago di sinistra rimane nella posizione di minima consentendo la lettura del valore più basso raggiunto usando la scala di sinistra come un termometro capovolto. Ogni mattina viene letta la temperatura istantanea e le temperature massima e minima delle ultime 24 ore (cioè dalla lettura precedente). Dopo, con una calamita, si “spingono” gli aghi fino ad “appoggiarli” sugli apici delle colonne di mercurio, predisponendo quindi il termometro alla lettura del giorno seguente.



La misura della temperatura dell'aria si effettua con normali termometri, purché all'ombra (i raggi solari, scaldando lo strumento, portano ad una sovrastima), lontano da sorgenti di calore (come una superficie riflettente o un muro scaldato dal sole) e ad altezza d'uomo (~ 1,5 m sul suolo). Il termometro più classico (a massima e a minima; **fig. 1.10**) va inserito in una *capannina* meteorologica (**fig. 1.11**), insieme ad altri strumenti. Grazie a tecnologie più raffinate oggi si utilizzano elementi sensibili in grado di inviare impulsi radio a sistemi riceventi che registrano la temperatura in modo continuo, anche effettuando complesse elaborazioni statistiche.

La temperatura dell'aria è una caratteristica del tempo atmosferico molto variabile, in funzione della stagione, dell'altitudine, della latitudine e di diversi altri fattori geografici e cambia notevolmente nell'arco del giorno. Il terreno emette verso l'alto energia nel campo dell'infrarosso e perde calore durante l'intero arco delle 24 ore, ma riceve energia solare durante le ore di illuminazione, in misura tanto più abbondante quanto maggiore è l'altezza del Sole. Finché l'energia ricevuta supera quella restituita, come succede durante le ore del giorno, la temperatura del suolo e quindi dell'aria aumenta. Al sopraggiungere del buio si ha esclusivamente perdita di energia e quindi l'abbassamento della temperatura.



Fig. 1.11 - A sinistra una “vecchia” capannina meteorologica con strumenti per la misura dei parametri atmosferici ad altezza d’uomo; le persiane consentono la libera circolazione dell’aria nell’interno riparato dalla radiazione solare diretta. A destra si osserva una struttura più “moderna”, sovrastata da una apertura che consente all’acqua delle precipitazioni di raccogliersi all’interno per la misura delle quantità; sono visibili gli strumenti in grado di misurare “in continuo” i parametri atmosferici (essenzialmente termografi e pluviografi). Soprattutto merita osservare, nella capannina di sinistra, la presenza di un semplice termometro “manuale” a massima ed a minima, utile nel caso in cui gli strumenti più “sostanziosi” dovessero guastarsi.

Per rappresentare l’andamento della temperatura nell’arco delle 24 ore conviene fare riferimento ai mesi centrali dell’inverno e dell’estate (gennaio e luglio), utilizzando i valori termici misurati in tutte le ore di tutti i giorni di quei due mesi per numerosi anni (**scheda 1.4**). In molte località vi sono stazioni meteorologiche dotate di capannine provviste di termometri registratori (*termografi*; **fig. 1.11**), per cui è possibile conoscere le temperature medie mensili. La differenza fra i valori termici rappresentativi dei mesi più caldo e più freddo rappresenta l’**escursione media annua**. La **fig. 1.12** illustra l’oscillazione diurna della temperatura in due località (Firenze e La Spezia) nei mesi luglio e gennaio. Si può osservare quanto segue:

- il minimo diurno si manifesta in genere il mattino presto, mentre il massimo nel primo pomeriggio;
- l’escursione diurna (differenza fra il massimo e il minimo giornalieri) è maggiore in estate;
- le escursioni sono maggiori a Firenze; la Spezia risente della vicinanza della massa d’acqua del mare che attenua gli sbalzi di temperatura, funzionando come un vero e proprio “volano termico”.

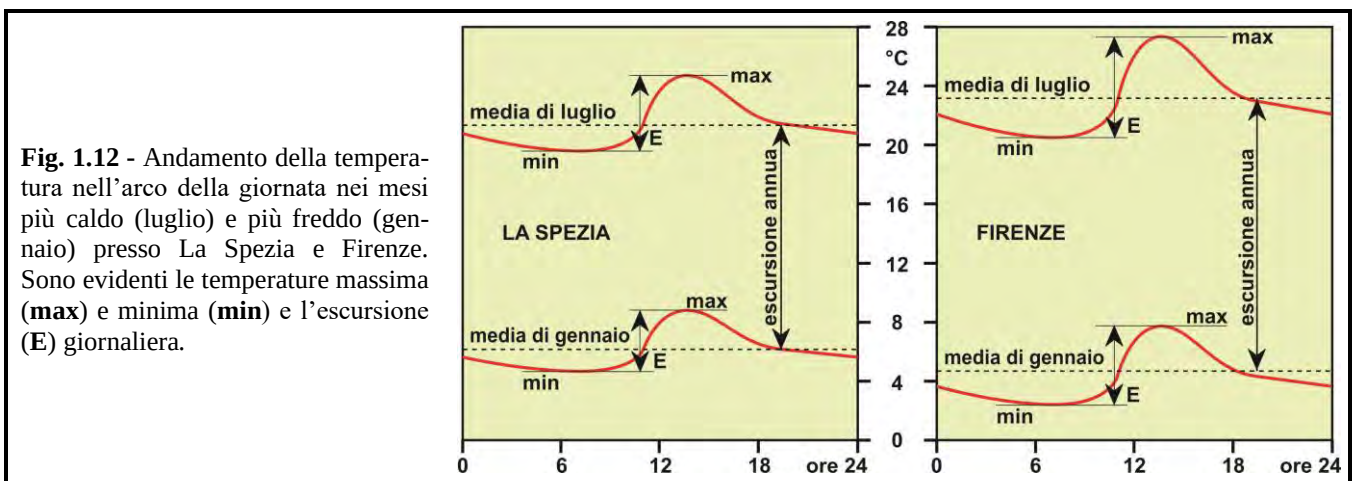


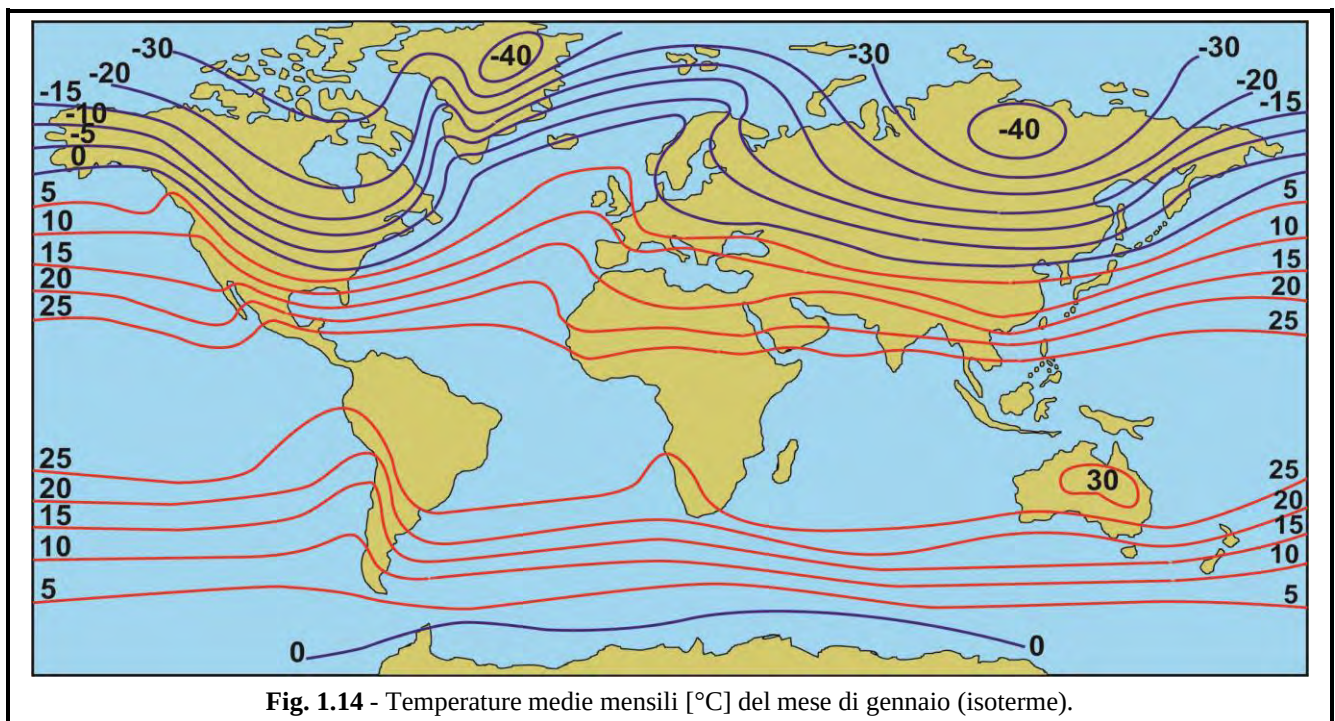
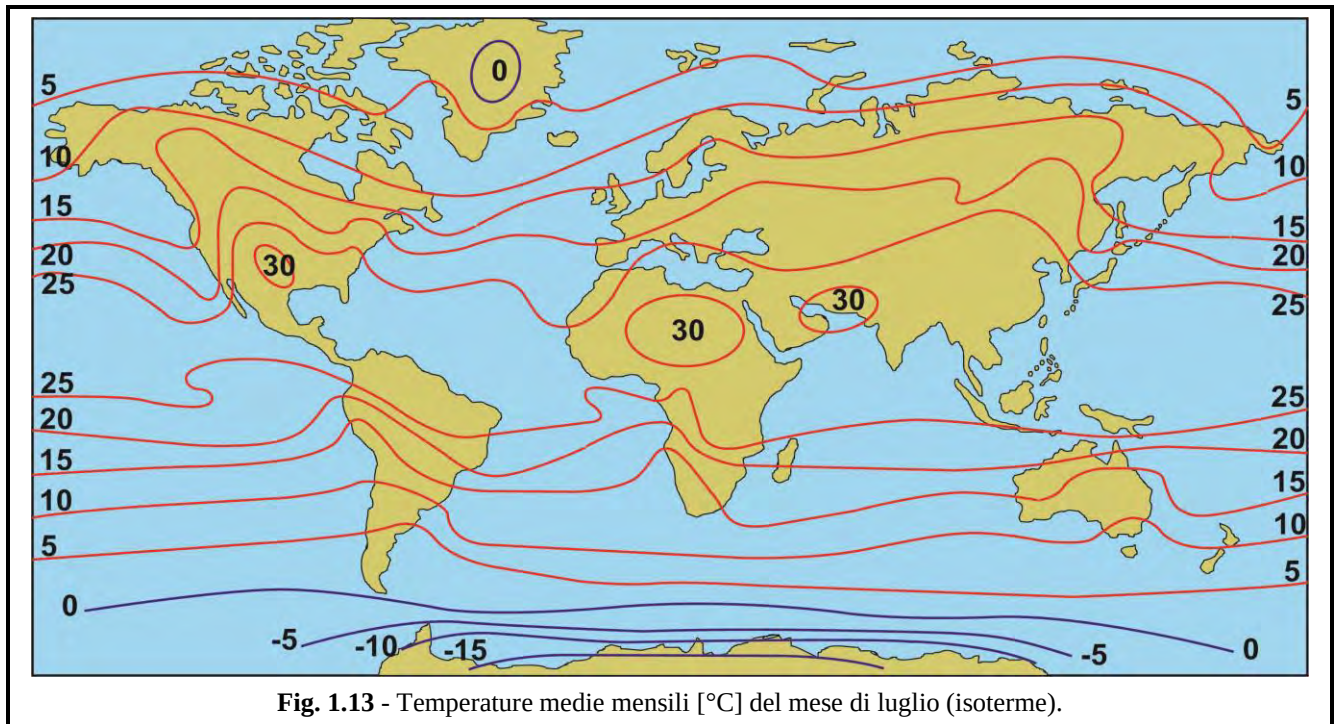
Fig. 1.12 - Andamento della temperatura nell’arco della giornata nei mesi più caldo (luglio) e più freddo (gennaio) presso La Spezia e Firenze. Sono evidenti le temperature massima (**max**) e minima (**min**) e l’escursione (**E**) giornaliera.

Non sempre l’andamento della temperatura nella giornata è simile a quanto illustrato. Se il cielo è nuvoloso minore è il riscaldamento durante il giorno (le nubi riflettono i raggi solari che quindi non arrivano a scaldare il suolo) e minore è il raffreddamento notturno (le stesse nubi trattengono verso il basso il calore emesso dal terreno). La conseguenza è la riduzione dell’escursione diurna e l’appiattimento del diagramma ad una linea quasi continua. Può anche accadere che durante la notte la temperatura dell’aria sia superiore a quella diurna.

1.5 - La temperatura dell’aria al suolo

Le **figg. 1.13** e **1.14** rappresentano l’andamento delle isoterme del globo terrestre relative ai mesi centrali dell’estate e dell’inverno (luglio e gennaio per l’emisfero boreale). Le **isoterme** sono linee che congiungono punti della superficie terrestre con uguale temperatura, con valori ridotti al livello del mare; infatti le temperature

medie mensili reali, risultate dall'elaborazione di dati rilevati dalle stazioni meteorologiche, sono fortemente influenzate anche dalla loro quota; pertanto i valori sono stati "corretti" (ridotti al livello marino) in modo che il fattore altitudine (l'*orografia*) risulti non influente; altrimenti temperature misurate all'altezza dell'equatore, ma su elevate montagne, risulterebbero anche più basse rispetto a misure effettuate in pianura alle medie latitudini.



L'esame di tali figure consente di osservare quanto segue:

- la temperatura diminuisce con la latitudine per la minore radiazione solare che giunge al suolo;
- le località lontane dal mare, con clima continentale, hanno forti escursioni termiche (grande differenza fra l'estate e l'inverno);
- presso le località marine la massa d'acqua agisce come un "volano termico", assorbendo calore in estate (la terra si scalda di meno) e restituendo energia in inverno (la terra si raffredda di meno);
- la maggiore estensione dei mari nell'emisfero Sud determina, a parità di latitudine rispetto all'emisfero Nord, temperature meno elevate in estate e meno rigide in inverno;

- l'alternarsi fra terra e mare lungo un parallelo, determina una maggiore irregolarità nella distribuzione delle isoterme; nell'emisfero australe, per la minore estensione dei continenti (superficie marina più omogenea), le isoterme sono più regolari e più simili all'andamento dei paralleli; se la superficie della Terra fosse interamente liquida (perfettamente omogenea) le isoterme risulterebbero con andamento lineare e parallele all'equatore;
- le temperature più elevate non si riscontrano all'equatore, ma in prossimità del tropico del cancro, in corrispondenza delle aree continentali; presso l'equatore le elevate umidità dell'aria e nebulosità diminuiscono la trasparenza dell'aria e la radiazione solare; inoltre la copertura forestale agisce come "volano termico" analogamente al mare;
- le temperature più basse si manifestano alle elevate latitudini, ma in corrispondenza delle aree continentali, dato che esse si raffreddano più velocemente dei mari; in gennaio, mentre ad oltre 60° Lat. Nord, nel continente asiatico, si registrano temperature medie inferiori a - 40 °C, alla stessa latitudine si registrano valori prossimi a 0 °C in corrispondenza dell'oceano Atlantico;
- le temperature rigide che si registrano sul continente artico, anche nell'estate australe, sono dovute all'effetto albedo; i ghiacci della calotta polare riflettono quasi interamente la radiazione solare.
- una qualunque isoterma mantiene un andamento più o meno lineare e parallelo all'equatore fin tanto che corre all'interno di un continente o di un oceano; subisce flessioni verso l'alto o verso il basso ai margini delle terre emerse;
- a parità di latitudine, le terre sono più calde dei mari nella stagione estiva e più fredde nella stagione invernale; un esempio si registra nell'America del Nord con temperature estive vicine a 30 °C, mentre a poche decine di chilometri verso occidente, alla stessa latitudine, in corrispondenza dell'oceano Pacifico, si registrano temperature intorno a 20 °C;
- anche le correnti marine influenzano la distribuzione delle isoterme (**scheda 1.4**); un caso eclatante è rappresentato dall'oceano Nord Atlantico che risulterebbe più freddo se non fosse per l'effetto della "calda" corrente del golfo, responsabile della flessione delle isoterme invernali verso l'alto.

1.6 - I movimenti dell'atmosfera

La diversa radiazione solare sulle varie porzioni della Terra (**fig. 1.9**) determina squilibri termici: temperature elevate nelle aree continentali alle latitudini inferiori e basse temperature presso i poli. Con il continuo riscaldamento delle prime ed il raffreddamento delle zone fredde, si giungerebbe a valori termici rispettivamente più elevati e più rigidi di quanto accade realmente. Nell'atmosfera avvengono spostamenti di masse d'aria (venti) calda verso Nord e fredda verso Sud, impedendo eccessivi raffreddamento delle zone polari e riscaldamento della fascia tropicale. Per comprendere i meccanismi dei movimenti dell'atmosfera (in particolare la troposfera) si osservi la **fig. 1.15**. Essa mostra una bacinella contenente acqua su una sorgente di calore. Il liquido è scaldato dal basso, la temperatura degli strati inferiori aumenta, mentre quella degli strati superiori si scalda meno. L'acqua del fondo potrebbe raggiungere una elevata temperatura, mentre quella in superficie rimanere fredda. In realtà l'acqua, man mano che si scalda, diventa più "leggera" e si sposta verso l'alto; quella superficiale, più fredda, è più "pesante" e si sposta verso il basso sostituendo la prima. Si formano **celle convettive**, piccoli circuiti grazie ai quali il fluido circola consentendo una distribuzione omogenea dell'energia termica.

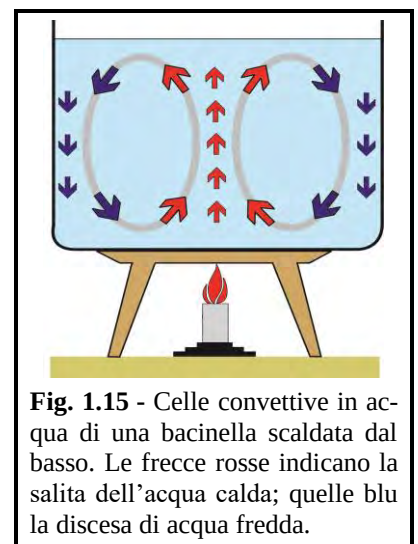
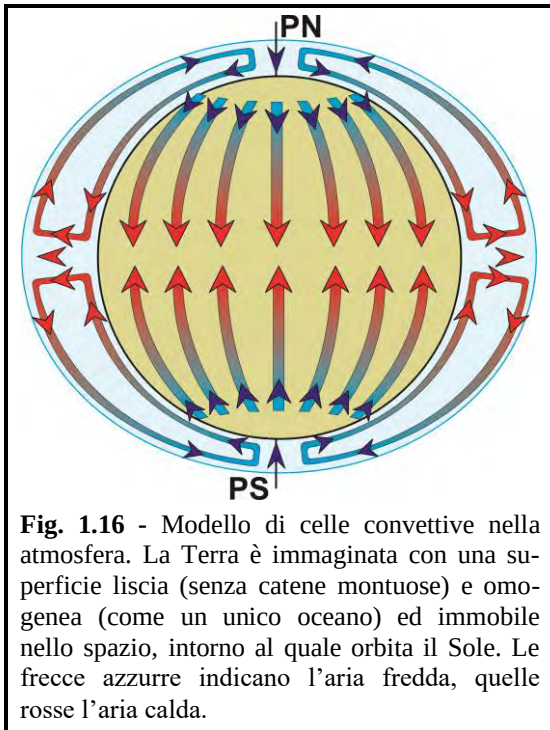


Fig. 1.15 - Celle convettive in acqua di una bacinella scaldata dal basso. Le frecce rosse indicano la salita dell'acqua calda; quelle blu la discesa di acqua fredda.

La **fig. 1.15** illustra una macchina che funziona con i principi della termo-dinamica. La bacinella è un sistema fra due sorgenti a diversa temperatura: il fondo scaldato dalla fiamma e la superficie più fredda. Si soddisfa la condizione essenziale del secondo principio della termodinamica: *per ottenere lavoro dal calore è necessario disporre di due sorgenti a diversa temperatura*. Il calore è fornito dalla fiamma e il lavoro consiste nello spostamento della massa d'acqua nelle celle convettive. Il tutto può essere paragonato ad una macchina alla quale si fornisce calore per produrre movimento (trasformazione di energia termica in energia cinetica). Nell'atmosfera l'aria è in continuo movimento; essa si comporta come un motore alimentato dall'energia solare: **macchina del tempo**; infatti sono proprio i continui spostamenti di masse d'aria sulla superficie del globo a determinare le diverse manifestazioni del tempo meteorologico.

La macchina del tempo può essere studiata come un modello semplificato del sistema atmosfera/Terra. Immaginiamo la superficie dell'intero globo perfettamente liscia ed omogenea, interamente coperta da un unico oceano, condizione teorica che consente di trascurare l'irregolare distribuzione di terre emerse, catene montuose e oceani. Immaginiamo quindi spostamenti di masse d'aria lineari e senza ostacoli. Ammettiamo inoltre l'idea tolemaica di una Terra ferma, riscaldata da un Sole che gli orbita intorno. Supponiamo infine che l'asse di rotazione terrestre sia perfettamente perpendicolare al piano dell'orbita (assenza delle stagioni). La fascia equatoriale potrebbe essere paragonata al fondo della bacinella dove l'aria si scalda, si dilata, diventa più leggera (diminuisce la pressione al suolo) e sale verso gli strati superiori della troposfera. La zona polare può essere paragonata alla superficie della bacinella; in essa l'aria è fredda, si comprime, diventa più pesante (aumenta la pressione al suolo) e scende.



L'aria calda migra in quota verso le zone polari raffreddandosi gradualmente (**fig. 1.16**), mentre quella fredda si sposta in prossimità del suolo verso le basse latitudini scaldandosi gradualmente. Si formano celle convettive di dimensioni planetarie che ridistribuiscono l'energia su tutto il pianeta. Con un simile modello le zone polari sarebbero costantemente dominate da alte pressioni (**anticicloni**), mentre quelle equatoriali da basse pressioni (**cicloni** o **depressioni**). Vi sarebbero venti costanti dalle alte latitudini verso l'equatore nella stessa direzione dei meridiani. Tutto ciò, anche se è utile per comprendere il meccanismo fondamentale della macchina del tempo, non corrisponde alla realtà. Perfezioniamo allora il modello eliminando una prima semplificazione: *la Terra non è ferma, ma ruota intorno all'asse del Mondo*.

Un oggetto sulla superficie della Terra all'equatore compie un giro pari al cerchio massimo ($2\pi R = 2 \cdot 3,14 \cdot 6.371 \text{ km} = 40.030 \text{ km}$) in 24 ore; esso si muove alla notevole velocità di $40.030 \text{ km}/24\text{h} = 1.668 \text{ km/h}$. Un oggetto su un polo non si sposta, ma ruota su se stesso. *La velocità periferica di un oggetto sulla superficie terrestre diminuisce all'aumentare della latitudine*. Consideriamo una particella d'aria che si sposta da Nord a Sud spinta da una forza che dipende da un gradiente di pressione;

l'aria più fredda e più pesante si sposta da un'area anticiclonica verso una depressione a sostituire l'aria più calda e più leggera che sale in quota, come se il ciclone, a livello del suolo, "succhiassse" aria dalle zone di alta pressione. Se quella particella si trova originariamente in un determinato punto della superficie terrestre ad elevata latitudine, possiede una bassa velocità periferica; muovendosi verso Sud, più o meno libera da vincoli con la superficie terrestre, giunge a "sorvolare" porzioni del globo con velocità periferiche maggiori. La particella d'aria mantiene la sua velocità periferica iniziale; ad un osservatore esterno (per esempio da una navicella spaziale) apparirà muoversi di moto quasi rettilineo con la Terra che ruota al di sotto; mentre ad un altro osservatore, vincolato sulla superficie, apparirà muoversi deviando verso Ovest. Infatti il Sole sorge a oriente e tramonta ad occidente; quindi la Terra ruota da Ovest verso Est; è come se la particella d'aria "rimanesse indietro", quindi ad Ovest, man mano che, scendendo verso l'equatore, "sorvola" territori che viaggiano più velocemente verso Est. In sintesi si può affermare che *la particella devia verso destra rispetto al verso di percorrenza dall'anticiclone alla depressione*.

Consideriamo un'altra particella d'aria che si trovi in quota all'altezza dell'equatore e che si muova verso Nord nella parte superiore della cella convettiva. Essa possiede una elevata velocità periferica, si muove verso Est sempre più velocemente rispetto ai territori che man mano "sorvola", dato che essi progrediscono con una velocità periferica progressivamente minore all'aumentare della latitudine. Anche in questo caso, per un osservatore sulla Terra, sembra che la particella d'aria subisca una deviazione verso destra rispetto al verso di percorrenza. Analoghi ragionamenti valgono per l'emisfero Sud risultando però una deviazione verso sinistra. L'aria si muove secondo un gradiente barico (di diminuzione di pressione), inizialmente lungo una direzione che va da un anticiclone a una depressione, subendo poi una deviazione verso destra che, come si è detto, è solo apparente; ma ad un osservatore sulla Terra appare come un reale cambiamento della direzione di spostamento dell'aria, determinato da una apparente forza deviatrice terrestre, detta **forza geostrofica** (**scheda 1.6**).

La pressione dell'aria al suolo viene misurata mediante strumenti (barometri). Disponendo di numerose misure contemporanee registrate da diverse stazioni meteorologiche, costituenti una "rete di rilevamento" distribuita su una porzione di territorio, è possibile tracciare, su una carta, una serie di linee (**isobare**) che uniscono punti con

uguale pressione atmosferica. L'andamento di tali linee permette di osservare la distribuzione nello spazio di questa importante variabile meteorologica. Il disegno costituito dall'insieme di isobare è simile a quello delle curve di livello in una carta topografica: si distinguono aree in cui prevalgono alte pressioni (aria più fredda che scende comprimendosi) ed aree dominate da depressioni (aria più calda che sale dilatandosi). Dove le isobare sono più vicine maggiore è il gradiente di pressione (come nelle carte topografiche, il dislivello tra due punti è maggiore quando fra essi sono interposte numerose isoipse molto vicine loro). Dove le isobare sono molto distanti il "dislivello" di pressione fra due punti è ridotto (**fig. 1.17**).

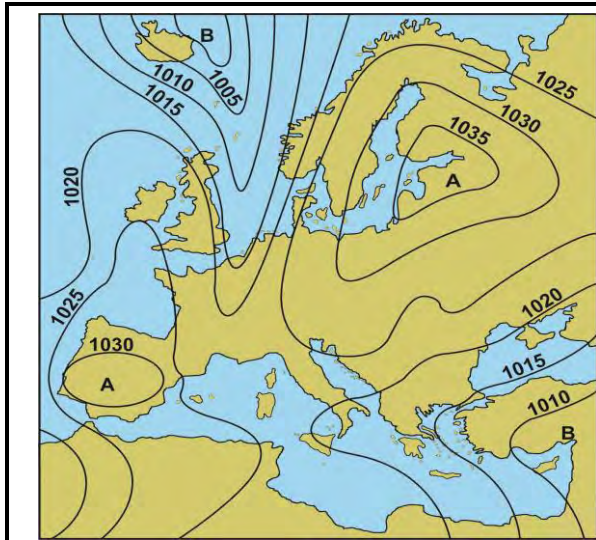


Fig. 1.17 - Le **isobare** sono linee che congiungono, su una carta geografica, punti con uguale pressione atmosferica in un determinato istante. L'insieme di tali linee assume un aspetto simile all'andamento delle curve di livello nelle carte topografiche. I "picchi" sono le alte pressioni (A), mentre i centri di bassa pressione (B) appaiono come vere e proprie depressioni (valori indicati in hPa; $P_{\text{standard}} = 1 \text{ atm} = 1.013 \text{ mbar} = 1.013 \text{ hPa}$).

Fig. 1.18 - Il vento è diretto dall'alta (+) alla bassa (-) pressione, tagliando le isobare con velocità tanto maggiore quanto più queste sono ravvicinate (A). Ma la forza geostrofica, nell'emisfero boreale, devia il vento verso destra, tanto che esso tende ad assumere una direzione parallela alle isobare (B). A livello del suolo l'aria si sposta come una spirale in senso orario che diverge dall'anticiclone per convergere sulla bassa pressione (C) dove si "invortica" ruotando in senso antiorario (valori indicati in hPa; $P_{\text{standard}} = 1 \text{ atm} = 1.013 \text{ mbar} = 1.013 \text{ hPa}$).

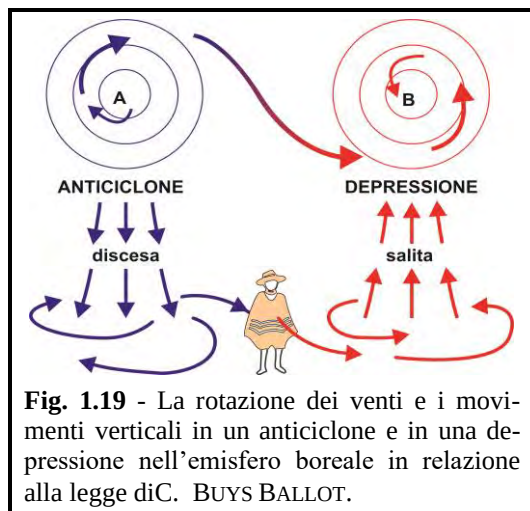
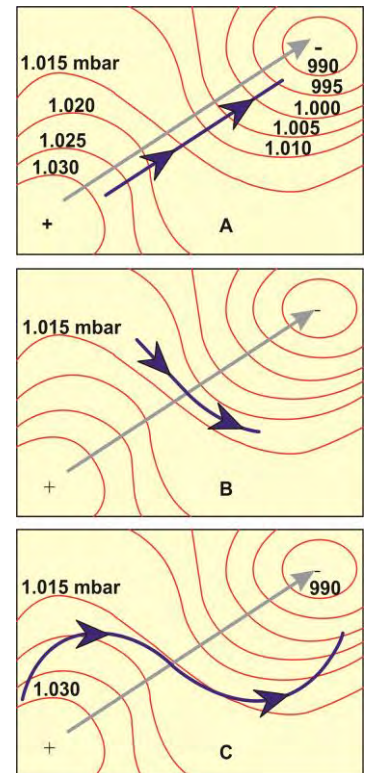


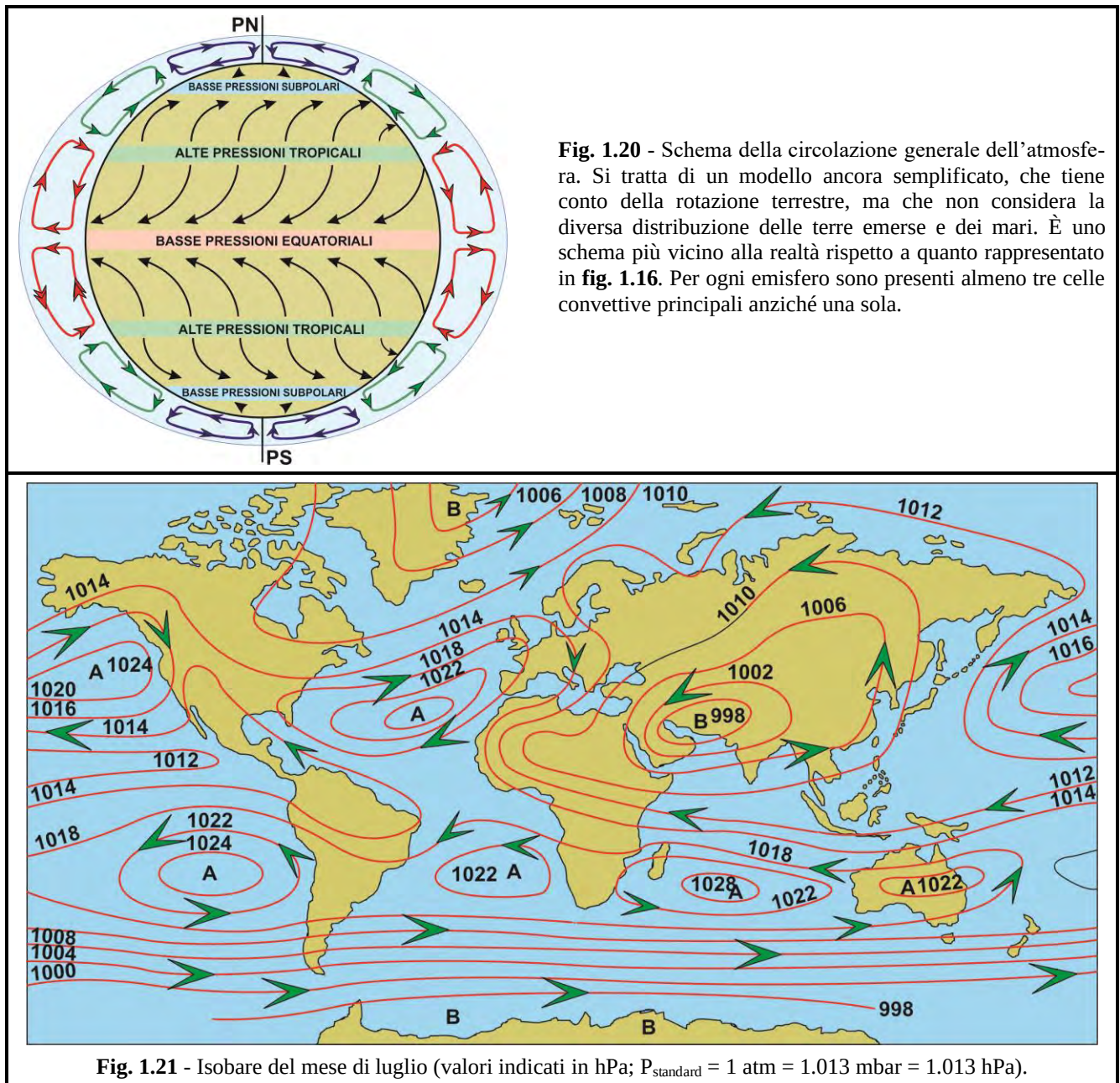
Fig. 1.19 - La rotazione dei venti e i movimenti verticali in un anticiclone e in una depressione nell'emisfero boreale in relazione alla legge di Buys Ballot.

*al vento, si ha la bassa pressione davanti a sinistra e l'alta pressione indietro a destra e viceversa nell'emisfero australe (**fig. 1.19**).*

Nell'emisfero boreale i venti, che in quota soffiano dall'equatore verso Nord, grazie alla forza geostrofica sono deviati a destra; a circa 30° di latitudine, l'aria diventa più fresca, si sposta da Ovest verso Est ed essendo più pesante, scende comprimendosi (**anticiclone subtropicale**); giunta al suolo una parte prosegue verso Nord, mentre una parte torna a Sud. Anche i venti al suolo che tornano verso l'equatore vengono sottoposti alla forza di deviazione piegando verso ovest. Lo stesso avviene per emisfero Australe; i venti al suolo di ritorno all'equatore (**alisei**) man mano scaldandosi (l'aria diventa più leggera), si incontrano e risalgono (**bassa pressione equatoriale**) chiudendo una prima cella convettiva (**fig. 1.20**). Al polo l'aria fredda e pesante si accumula al

suolo (**anticiclone polare**) e tende a muoversi verso Sud man mano scaldandosi, ma interviene la forza geostrofica facendola deviare verso Ovest (**venti di Nord-Est**). A circa 60° di latitudine essa incontra quella proveniente dall'anticiclone subtropicale (**venti di ponente**) e forma una fascia depressionaria detta **subpolare** dove l'aria risale chiudendo così un altro ciclo.

In sintesi i movimenti dell'atmosfera, per ogni emisfero, sono regolati da tre celle convettive (**fig. 1.20**), due fasce di alte pressioni (poli e tropici) e due fasce depressionarie (zona sub-polare ed equatore). Nelle porzioni centrali delle fasce depressionarie e anticicloniche l'aria si muove prevalentemente in senso verticale (verso l'alto e verso il basso rispettivamente). La bassa pressione equatoriale viene anche detta *zona delle bonacce* per la quasi totale assenza di venti al suolo. Nelle parti centrali delle fasce di transizione fra le alte e le basse pressioni, i venti al suolo assumono la maggiore velocità.



Il modello fin qui illustrato non corrisponde ancora alla realtà, anche se, per certi aspetti, si dimostra adatto a spiegare fenomeni come i venti costanti alisei. Occorre eliminare altre semplificazioni del modello iniziale. È necessario considerare la diversa distribuzione delle terre emerse e dei mari e della diversa incidenza della radiazione solare nelle stagioni. Le **figg. 1.21** e **1.22** ci aiutano a capire come si complica ulteriormente il modello della circolazione generale dell'atmosfera. Esse mostrano la distribuzione media delle isobare in luglio e gennaio e ci consentono di osservare quanto segue:

- le isobare sono fra loro distanziate nella zona equatoriale in ambedue le carte; pertanto i gradienti di pressione sono deboli (zona delle bonacce); gli **alisei** sono venti costanti per tutto l'anno;
- le isobare hanno un andamento simile ai paralleli con un gradiente di diminuzione in entrambe le stagioni nella fascia compresa tra il Tropico del Capricorno (con presenza di anticicloni) e il circolo polare antartico (depressione subpolare); nell'emisfero australe, dove prevalgono gli oceani, quindi con superficie più omogenea la situazione è analoga a quella descritta con il precedente modello; nell'emisfero boreale, per opposti motivi, la situazione si complica notevolmente;
- è parzialmente riconoscibile la fascia dell'anticiclone subtropicale nell'emisfero Nord; l'**anticiclone delle Azzorre** sull'Atlantico è presente sia in gennaio che in luglio; la depressione polare (**ciclone Nord - Atlantico**) è pure presente, ma veramente attiva solo nella stagione invernale;
- nell'inverno boreale il continente asiatico si raffredda maggiormente e più velocemente degli oceani circostanti (**fig. 1.14**); l'aria più fredda e più pesante forma un'alta pressione (**anticiclone siberiano; fig. 1.22**); in estate succede il contrario (**fig. 1.13**); l'aria più calda e più leggera forma una bassa pressione (**ciclone siberiano; fig. 1.21**); questa è una delle più evidenti "anomalie" rispetto al modello di **fig. 1.20**; confrontando le **figg. 1.13 e 1.14** con le **figg. 1.21 e 1.22**, ne risultano altre, pur se meno evidenti;
- nell'inverno boreale venti intensi (**monsoni invernali** da Nord Est; **fig. 1.23**) soffiano dal continente asiatico (alta pressione) verso Sud dove, sull'oceano Indiano, la temperatura è più elevata (bassa pressione); durante la stagione calda l'oceano è più fresco (alta pressione) rispetto al continente (bassa pressione); i venti soffiano in senso inverso e vengono detti **monsoni estivi** (da Sud-Ovest; **fig. 1.23**).

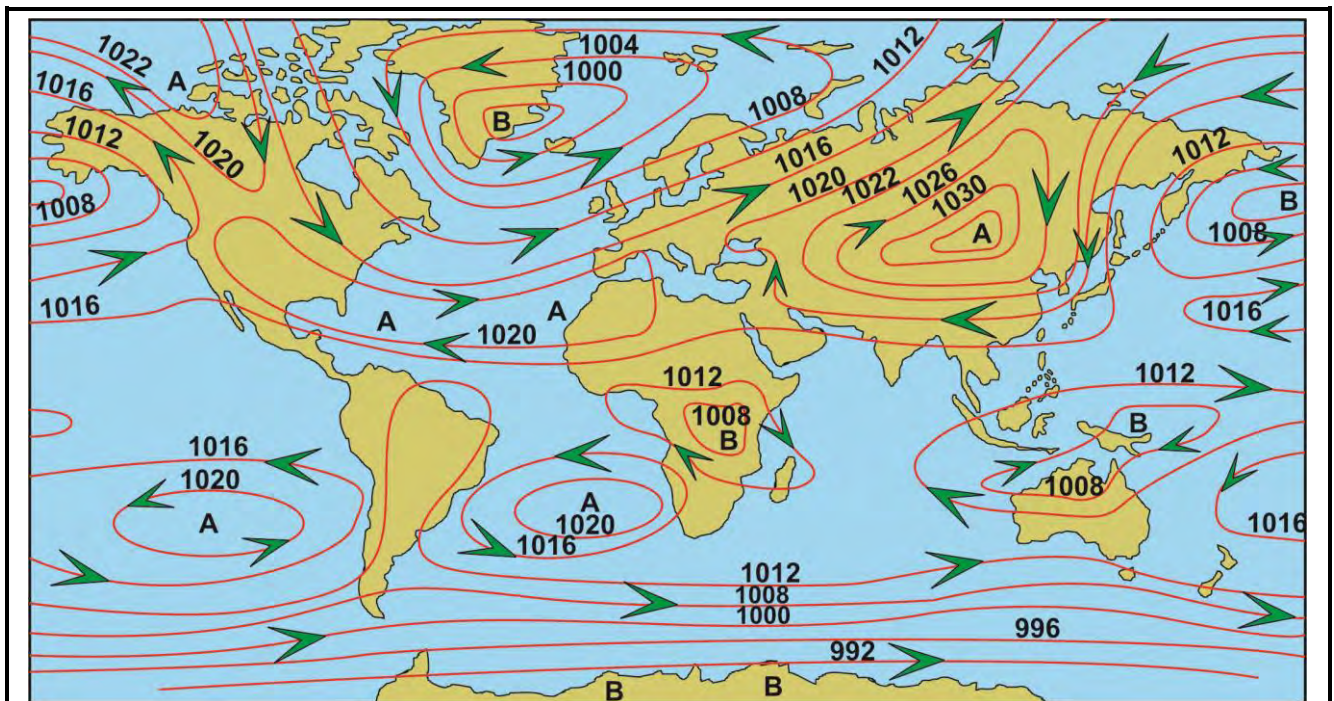
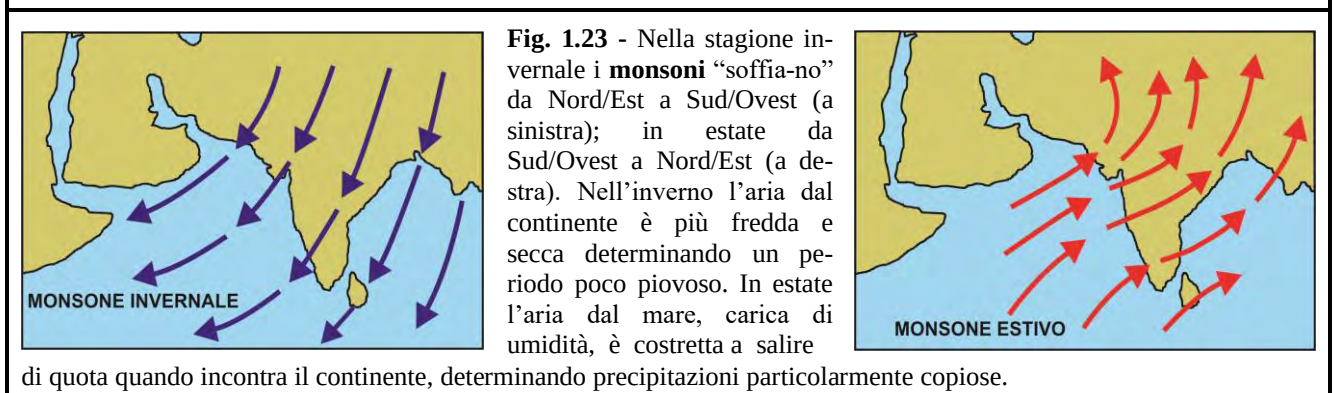


Fig. 1.22 - Isobare del mese di gennaio (valori indicati in mbar; $P_{\text{standard}} = 1 \text{ atm} = 1.013 \text{ mbar} = 1.013 \text{ hPa}$).

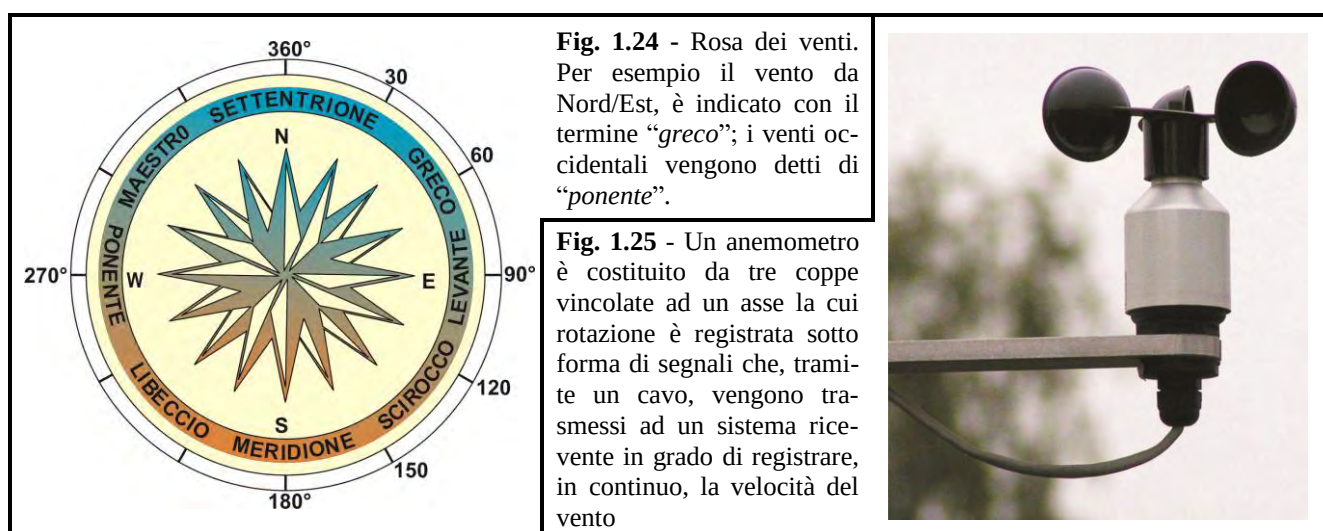


A questo punto abbiamo una visione abbastanza approfondita di come funziona la macchina del tempo, ma dobbiamo eliminare un'ultima semplificazione. Avevamo supposto che la Terra fosse liscia. In realtà vi sono montagne alte migliaia di metri, fino a 8.000 m le più elevate, poco inferiori al limite superiore della troposfera.

Quando i venti “corrono” sulla superficie terrestre perdono energia per attrito, con riduzione della forza geostrofica; la deviazione è minore rispetto a quanto accade in quota. I rilievi costringono l’aria a salire per superarli o a cambiare rotta per aggirarli; addirittura montagne, colline e pianure possono costringere l’aria a cambiare direzione più efficacemente della forza geostrofica. Non si deve pensare che la presenza di rilievi renda vanifici il modello di circolazione dell’atmosfera sopra descritto, ma lo complica a livello locale. Le condizioni del tempo presso una determinata località dipendono da ciò che si verifica a livello del globo, ma dipendono anche dai caratteri morfologici locali che possono esaltare o attenuare i fenomeni meteorologici innescati dalla circolazione generale dell’atmosfera.

1.7 - La misura del vento

Il vento è una grandezza vettoriale che rappresenta la sua velocità: l’aria si muove lungo determinate direzioni e versi. La **fig. 1.24** mostra la **rosa dei venti**; a ciascuno di essi è assegnata una denominazione a seconda del quadrante da cui proviene. I venti sono più o meno intensi e lo strumento per misurarne la velocità è l’**anemometro** (**fig. 1.25**). Esso viene posto sulla sommità delle capannine meteorologiche, a condizione che queste siano situate in spazi aperti.



L’unità di misura della velocità del vento viene espressa in chilometri all’ora [km/h]. Tuttavia la tradizione dei naviganti, largamente condizionata dalle misure inglesi, ha imposto un ampio uso del “nodo” pari ad un miglio marino all’ora (un miglio marino = 1,853 km)¹. Un altro sistema, usato in aeronautica e in marina, è quello di indicare la *forza* del vento sulla base della Scala Internazionale di BEAUFORT (**tab. 1.2**).

Tab. 1.2 - La **scala internazionale BEAUFORT** è una classificazione dei venti in funzione della “forza” (velocità). Un “nodo” corrisponde ad un “miglio marino” all’ora (1,609 km/h).

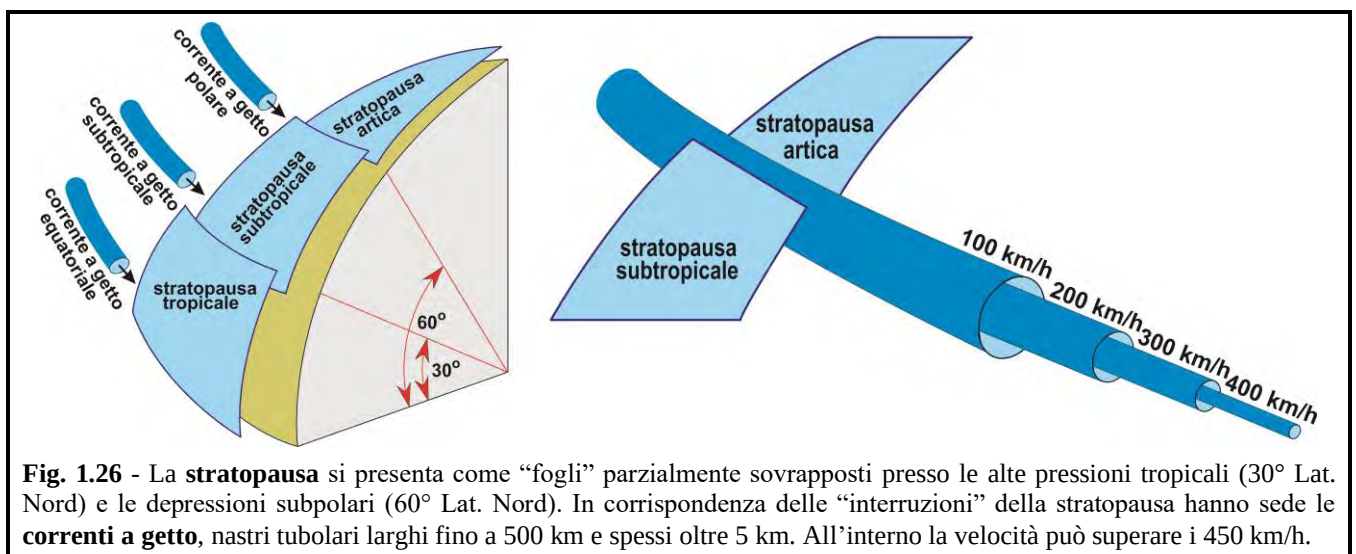
Scala	velocità		descrizione	osservazioni
	[km/h]	[nodi]		
0	0 ÷ 2	0 ÷ 1	calma	Il fumo sale verticalmente.
1	2 ÷ 6	1 ÷ 3	bava di vento	Direzione del vento indicata dal fumo, non dalle banderuole.
2	7 ÷ 13	4 ÷ 6	brezza leggera	Vento sensibile al volto; si muovono le foglie; si orientano le banderuole.
3	14 ÷ 22	7 ÷ 10	brezza tesa	Foglie ramoscelli in movimento; il vento distende le bandiere.
4	23 ÷ 33	11 ÷ 16	vento moderato	Polvere, pezzi di carta si sollevano; si muovono i piccoli rami.
5	34 ÷ 44	17 ÷ 21	vento teso	Si muovono rami; si increspano le acque nei bacini.
6	45 ÷ 57	22 ÷ 27	vento fresco	Si agitano i grossi rami; si odono fischi; uso difficoltoso di ombrelli.
7	58 ÷ 70	28 ÷ 33	vento forte	Alberi in movimento; si cammina controvento con difficoltà.
8	71 ÷ 85	34 ÷ 40	burrasca moderata	Piccoli rami si spezzano; si cammina controvento con molta difficoltà.
9	86 ÷ 100	41 ÷ 47	burrasca forte	Danni leggeri alle strutture (tegole, camini, ecc...).
10	101 ÷ 117	48 ÷ 55	burrasca fortissima	Alberi sradicati, danni considerevoli alle costruzioni.
11	118 ÷ 133	56 ÷ 63	bufera	Devastazioni gravi.
12	134 ÷ 152	64 ÷ 71	uragano	Devastazioni gravissime.

¹ Da non confondersi con il “miglio terrestre” pari a 1,609 km.

Il vento è una variabile meteorologica difficile da rilevare perché influenzabile da ostacoli naturali (colline, dossi,...) o artificiali (muri, case,...). Spesso gli anemometri sono collocati in cima a colline o a grattacieli e sono muniti di una *banderuola*, che si allinea con la direzione del vento. Questo mette in rotazione tre o quattro *coppe* vincolate, come in un mulinello a vento, ad un asse che ruotando aziona un contagiri dal quale è possibile ricavare il dato della velocità (**fig. 1.25**).

1.8 - Le correnti a getto

L'altezza della tropopausa non è uguale su tutta la superficie del globo, ma varia da un massimo di quasi 18 km presso l'equatore, ad un minimo di 8 km presso i poli nelle stagioni fredde (**fig. 1.8**). Questa differenza è dovuta ai moti verticali dell'aria verso l'alto, più intensi alle basse latitudini e nella stagione calda per la maggior radiazione solare (l'aria calda si dilata, diventa più leggera e sale). È una teoria non condivisa da tutti i meteorologi, dato che altri fattori sembrano influire sull'altezza della tropopausa. Essa non è una fascia continua che si estende dai poli all'equatore, come mostra lo schema molto semplificato di **fig. 1.8**; non è una sottile pellicola che avvolge in modo continuo la troposfera ad una altezza gradualmente variabile con la latitudine. In realtà essa presenta interruzioni. La tropopausa si presenta come “fogli” a diversa altezza e parzialmente stratificati ai loro margini (**fig. 1.26**) in corrispondenza delle alte pressioni tropicali (30° Lat. Nord) e delle depressioni polari (60° Lat. Nord). Nella stretta fascia dove i “fogli” si sovrappongono, lungo la verticale si registrano rapidi cambiamenti nella struttura fisica dell'atmosfera (temperatura, pressione,...) che innescano spostamenti di masse d'aria. Ciò accade perché movimenti dell'aria tendono sempre ad annullare, pur essendo da esse innescate, le diversità nello stato fisico tra le porzioni di atmosfera.



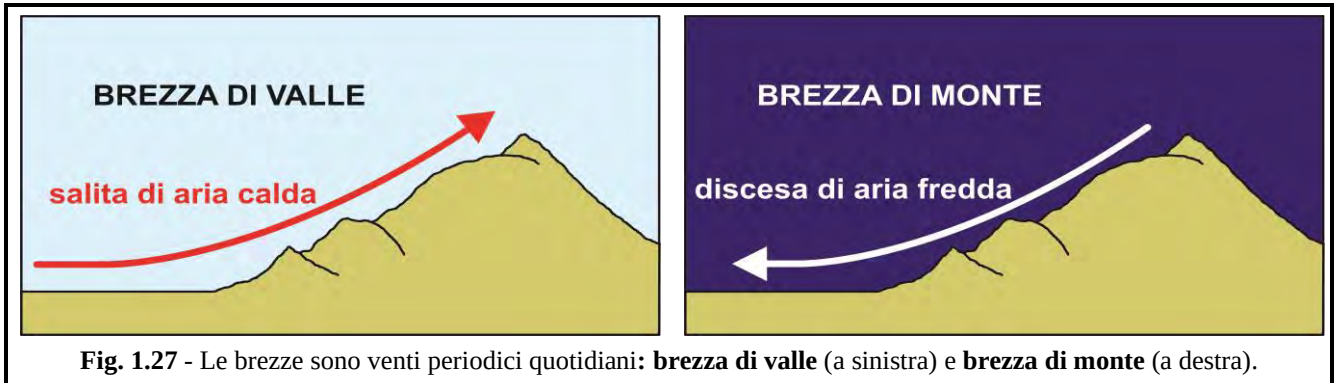
Ad alta quota l'aria è maggiormente libera di spostarsi non essendo vincolata, diversamente dai venti al suolo, dall'attrito con il terreno; inoltre le discontinuità fra i livelli della stratopausa determinano elevati gradienti fisici (veloci cambiamenti delle caratteristiche fisiche in poco spazio). Sono condizioni adatte alla formazione di venti intensi: **correnti a getto**, vere e proprie fiumane d'aria molto veloci, larghe centinaia di chilometri e spesse alcuni chilometri, al cui centro i venti (da Ovest) possono spirare fino alla ragguardevole velocità di 500 km/h. Le correnti a getto non presentano caratteristiche costanti nell'arco dell'anno e contribuiscono a distribuire l'energia sulla Terra (**scheda 1.7**). Per esempio quella polare è molto più attiva durante nell'inverno, dato che più pronunciate sono le diversità in termini di altezza e di caratteristiche fisiche (quindi maggiori gradienti) fra la stratopausa a livello del polo e quella alle latitudini più basse. Le correnti a getto non sono nastri perfettamente paralleli all'equatore con la stessa larghezza, spessore e velocità dei venti; nell'emisfero boreale durante l'inverno sono relativamente costanti; nell'estate si spezzano e si indeboliscono.

1.9 - I venti periodici

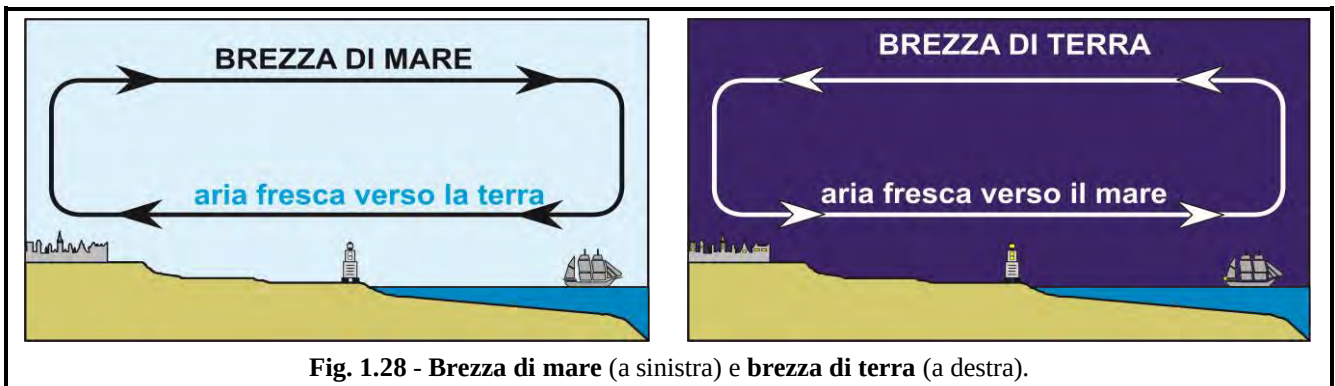
I venti periodici si verificano con frequenza regolare; l'intervallo di tempo fra una manifestazione e quella successiva può essere molto diverso a seconda delle situazioni. Un caso che abbiamo già esaminato è rappresentato dai monsoni che si succedono regolarmente due volte all'anno: una volta dal continente e una

volta dall'oceano (**fig. 1.23**). Si tratta di un fenomeno che interessa un'ampia porzione del continente asiatico; Vi sono inoltre situazioni locali che determinano venti su piccola scala che si manifestano quotidianamente: le **brezze**.

La **brezza di valle** (**fig. 1.27**) si verifica durante il giorno come vento leggero dalla pianura o dalla porzione più bassa di una valle verso monte (venti ascendenti). Nelle ore più calde l'aria stazionante in pianura o nella valle si riscalda, si dilata e sale lungo i pendii montuosi. Le **brezza di monte** è un vento che spirava nelle notti calme e serene muovendosi in senso opposto al precedente; nella notte i fianchi delle montagne si raffreddano abbassando la temperatura dell'aria immediatamente sovrastante che diventa più densa e scende a valle.



Il mare e la terra esposti alla medesima radiazione solare si riscaldano in modo diverso; il primo è più lento ad assorbire l'energia solare e a restituire calore, mentre la terra si riscalda e si raffredda più velocemente. Durante il giorno la terra costituisce un punto caldo e quindi una relativa bassa pressione e il mare un punto meno caldo con una relativa alta pressione: l'aria si muove dal mare verso la terra (**brezza di mare**; **fig. 1.28**). Durante la notte succede il contrario (**brezza di terra**).



1.10 - I fronti e le precipitazioni

La macchina del tempo è responsabile della circolazione globale dell'atmosfera; l'aria si sposta senza sosta con movimenti orizzontali e verticali al suolo e in quota. Il funzionamento di questo meccanismo dipende dalla fonte energetica solare che riscalda in modo disomogeneo porzioni diverse della Terra; queste si scaldano e si raffreddano con intensità diverse a seconda che si tratti di terre emerse o di oceani. In questo gioco entra anche l'acqua; l'aria muovendosi cambia il suo stato fisico (pressione, volume, temperatura) e l'acqua in essa contenuta, evaporata dagli oceani, dai laghi, dal terreno, traspirata dai vegetali, condensa in minute goccioline formando nubi e determinando precipitazioni (pioggia, grandine, neve), oppure può diventare più "secca".

Se diminuisce la temperatura di una massa d'aria, anche la sua umidità relativa diminuisce fino a diventare pari o inferiore all'umidità assoluta; l'acqua in eccesso passa dallo stato gassoso a quello liquido. Un abbassamento della temperatura può determinare la condensazione dell'acqua in minute goccioline con formazione di **nebbie** o di **nuvole**. Se la temperatura è molto bassa la condensazione può portare alla formazione di microcristalli di ghiaccio. Il passaggio dallo stato gassoso a quello liquido o solido viene facilitato dalla presenza di *nuclei di condensazione*, particelle igroscopiche attorno alle quali si raccolgono le molecole d'acqua. I nuclei di condensazione sono costituiti dal pulviscolo atmosferico e sembra anche dal cloruro di sodio, mobilizzato dal vento dagli spruzzi delle onde marine e trasportato a grande distanza. Il diametro delle goccioline (quando non

sono formate da sottili aghi di ghiaccio) è pari a $0,004 \div 0,1$ mm. In aria ferma scendono con una velocità di ~ 1 cm/sec, ma è sufficiente una debole corrente per mantenerle in quota. Se il diametro supera 0,1 mm le gocce scendono con maggiore velocità (fino a 1 m/sec), possono unirsi fra loro e diventare vere e proprie gocce di pioggia, con diametro di $1 \div 5$ mm.

Consideriamo una massa d'aria che si muove in prossimità di un terreno, che per comodità immaginiamo senza rilievi. Supponiamo che essa incontri un'altra massa d'aria più fredda (**fig. 1.29**); la prima tenderà a sormontare la seconda perché più leggera, che quindi sale di quota, si dilata e si raffredda con conseguente condensazione. Si formano nubi prevalentemente alte e stratificate, seguite da strati più bassi che provocano la pioggia. È uno strato d'aria calda che sormonta e spinge una massa d'aria fredda, dove la linea di contatto al suolo fra le due viene detta **fronte caldo**. Una situazione analoga a quella descritta si ha spesso in inverno sulla Pianura Padana; essa costituisce un vero e proprio “cuscinetto” d'aria fredda, sul quale, quando spirano venti meridionali carichi di umidità raccolta dal Mediterraneo, scorre uno strato d'aria calda con conseguente formazione di nubi e talora, se la temperatura dell'aria è sufficientemente bassa (inferiore a 1 °C a livello del suolo) nevicata anche abbondanti.

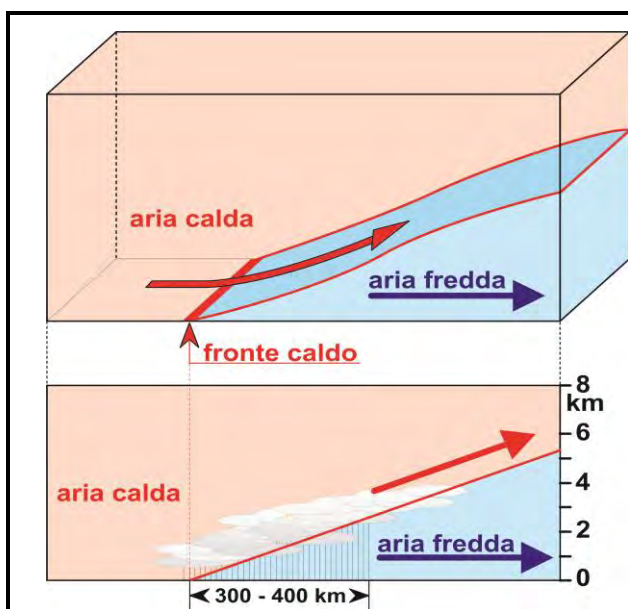


Fig. 1.29 - Il **fronte caldo** è dovuto ad una massa d'aria calda che sospinge e sovrasta una massa d'aria fredda.

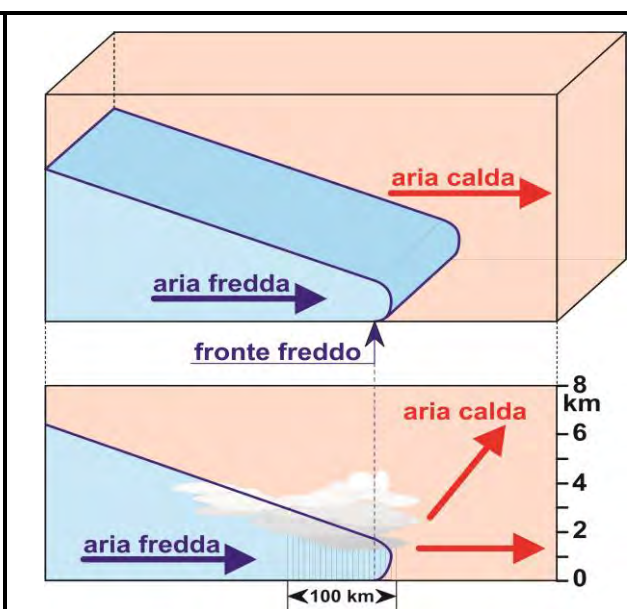


Fig. 1.30 - Il **fronte freddo** è dovuto a una massa d'aria fredda che spinge e solleva una massa d'aria calda.

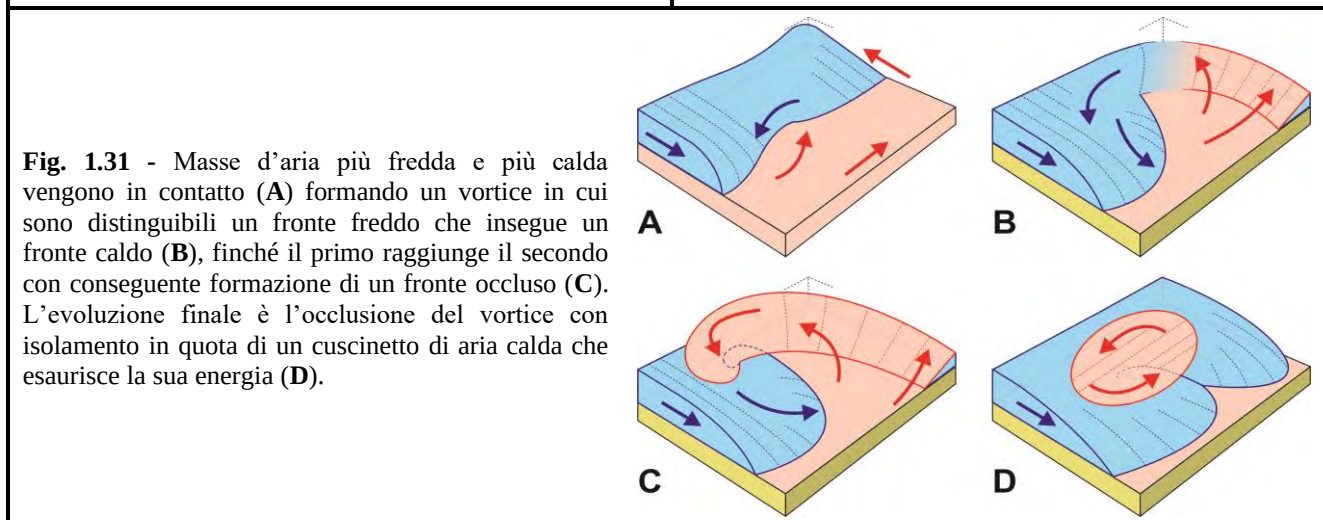
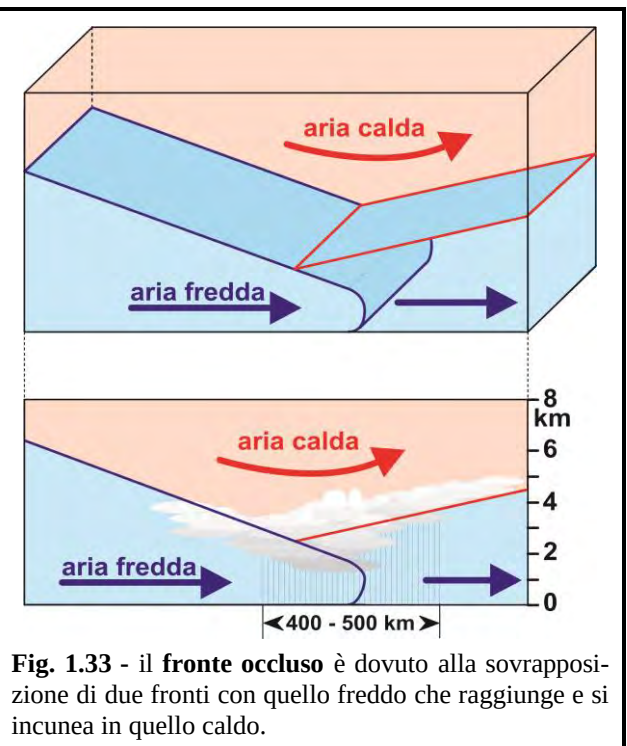
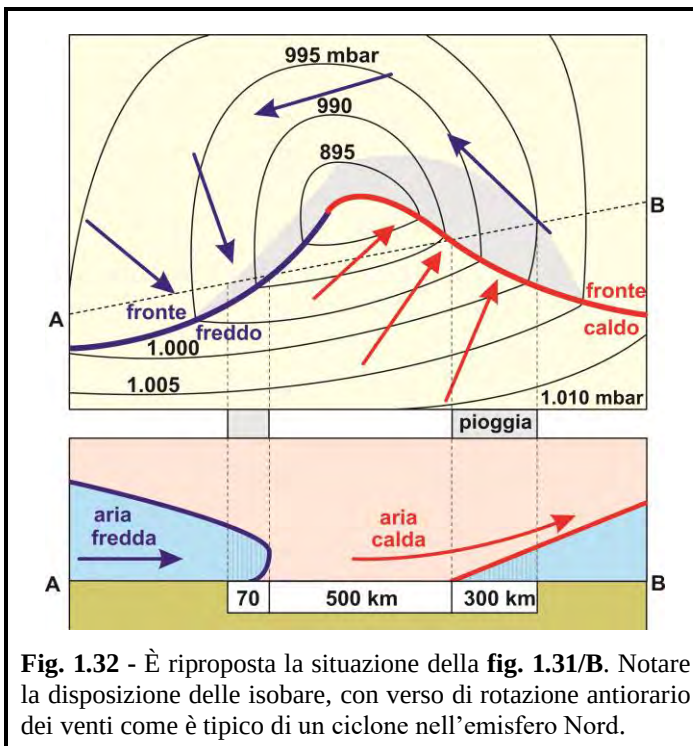


Fig. 1.31 - Masse d'aria più fredda e più calda vengono in contatto (A) formando un vortice in cui sono distinguibili un fronte freddo che insegue un fronte caldo (B), finché il primo raggiunge il secondo con conseguente formazione di un fronte occluso (C). L'evoluzione finale è l'occlusione del vortice con isolamento in quota di un cuscinetto di aria calda che esaurisce la sua energia (D).

Se una massa d'aria fredda, nel suo spostamento al suolo, incontra una massa d'aria più calda (**fig. 1.30**), questa viene violentemente sollevata verso l'alto con la prima che vi si incunea al di sotto. L'aria calda sale velocemente in quota dilatandosi e raffreddandosi, con formazione di nubi prevalentemente cumuliformi, vere e proprie “torri” con grande sviluppo verticale, spesso nubi temporalesche, così spesse, da risultare quasi nere ed in grado di provocare rovesci (piogge intense). La linea di contatto fra le due masse d'aria al suolo viene detta **fronte freddo**. In Italia situazioni del genere si hanno in occasione di invasioni di masse d'aria provenienti da Nord o da Nord/Nord - Ovest (venti di tramontana) e da Est o da Nord/Est (venti di Bora).

La formazione dei fronti, così come illustrata, non spiega la maggior parte dei fenomeni associati agli spostamenti delle masse d'aria. Occorre analizzare la distribuzione delle alte e basse pressioni e delle isobare che determinano le direzioni dei venti. Consideriamo due masse d'aria più fredda e più calda che vengono in contatto (**fig. 1.31/A**). La Terra ruota da Est verso Ovest, pertanto l'aria fredda tende a spostarsi a Sud nella parte Ovest della figura; nel frattempo l'aria calda, che si trovava a Sud e quindi con velocità periferica superiore, sovrasta quella più fredda nella parte Est della figura. L'aria fredda si "incunea" nell'aria calda assumendo le caratteristiche di un fronte freddo (**fig. 1.31/B**); contemporaneamente l'aria calda "spinge" ulteriormente quella fredda come in un fronte caldo. A questo punto si forma una depressione, un vortice ciclonico in cui le isobare assumono il caratteristico andamento illustrato in **fig. 1.32**. Il fronte freddo è più irruento e avanza più velocemente del fronte caldo, fino a raggiungerlo, inizialmente presso il centro del vortice, dove erano meno distanti, poi man mano anche in periferia (**fig. 1.31/C**). Quando il fronte freddo raggiunge e sovrasta quello caldo, si forma un nuovo sistema (**fronte occluso; fig. 1.33**), in cui l'aria calda rimane isolata a formare un cuscinetto sopra quella fredda. Nella sua evoluzione il vortice diventa un unico fronte occluso con una cellula residua d'aria calda (**fig. 1.31/D**) che esaurisce la sua energia fino a sparire del tutto, per ritornare ad una situazione simile a quella iniziale.

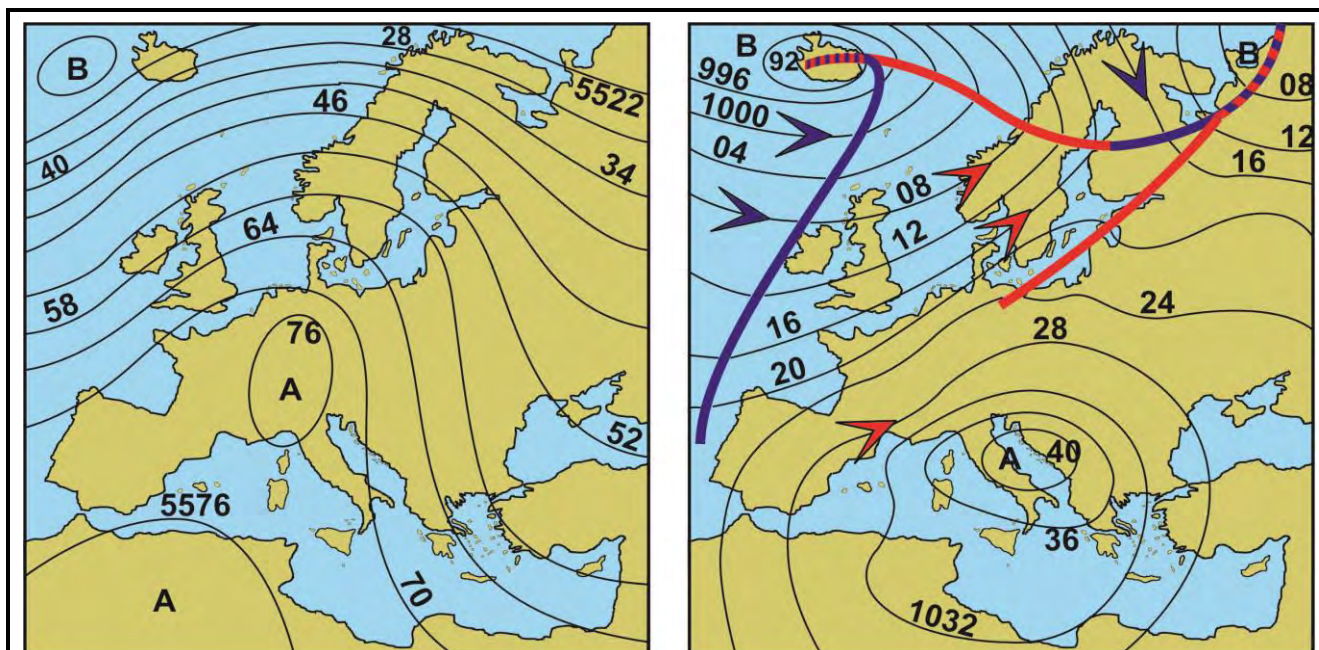


Il sistema sopra descritto costituisce, nel suo insieme, una **perturbazione**: una alterazione di un equilibrio iniziale (seppure precario) in cui due masse d'aria sono in contatto ma separate. Tale disequilibrio porta alla formazione di un vortice ciclonico lungo la linea di separazione fra le due, tendente a mescolarle. La perturbazione è un fenomeno che contribuisce all'entropia del sistema Terra-atmosfera; infatti essa tende a mescolare parti dell'atmosfera inizialmente "ordinatamente" separate per arrivare ad un disordine, ad una distribuzione più omogenea nello spazio dell'energia e delle altre proprietà fisiche del gas aria.

La linea di contatto fra l'aria fredda dell'anticiclone polare e quella calda delle alte pressioni tropicali intorno a 60° Lat. Nord (**figg. 1.21 e 1.22**) può essere descritta come situazione analoga a quella appena analizzata. Lungo la fascia delle depressioni subpolari si formano numerosi vortici; essi sono perturbazioni che si spostano da Ovest verso Est (quindi dall'Atlantico invadono l'Europa) portando precipitazioni al loro passaggio. La posizione di quella fascia di basse pressioni (largamente influenzata dalla disposizione delle correnti a getto) non è costante. Una di queste è la depressione d'Islanda, che è più attiva e spinge la sua influenza a Sud durante la stagione invernale quando, per il maggior freddo, l'anticiclone polare estende la sua influenza verso latitudini più basse. Questa depressione "pulsava" con ritmi molto variabili, si forma presso l'Islanda, invade l'Europa, andando ad estinguersi nel continente eurasiatico, dove giunge normalmente quasi esaurita. Talvolta viaggia a latitudini superiori portando piogge e neve in Europa centrale e sulla penisola scandinava. Oppure estende la sua influenza più a Sud fino a portare precipitazioni sul Mediterraneo (**figg. 1.34 e 1.35**).

Nubi e precipitazioni possono manifestarsi anche in regime di alta pressione, in assenza di perturbazioni. In estate, soprattutto in pianura, durante il giorno, quando più intensa è la radiazione solare e dopo parecchi giorni

durante i quali il ristagno dell'aria determina una elevata umidità relativa (la cosiddetta “afa” o “caldo umido”), l'aria diventa molto calda e sale in quota dilatandosi e raffreddandosi. Si formano nubi ad ampio sviluppo verticale (prevalentemente cumulonembi) che danno luogo a temporali brevi, talora anche intensi. Situazioni analoghe sono frequenti in montagna nei pomeriggi d'estate, in seguito alla risalita lungo le pendici di aria più calda proveniente dalle vicine pianure o dai fondovalle. Il rilievo e l'irregolare distribuzione delle terre emerse e dei mari condizionano notevolmente i fenomeni meteorologici ed in particolare proprio le precipitazioni.



pressioni. Ma i movimenti dell'atmosfera a livello del suolo sono molto influenzati dall'orografia; pertanto le isobare al suolo (a destra delle figure succitate) hanno andamento piuttosto irregolare rispetto a quanto accade in quota, ove sono presenti i principali flussi che trasportano le perturbazioni e che sono quelli di maggiore

interesse per la meteorologia, in particolare per le previsioni del tempo.

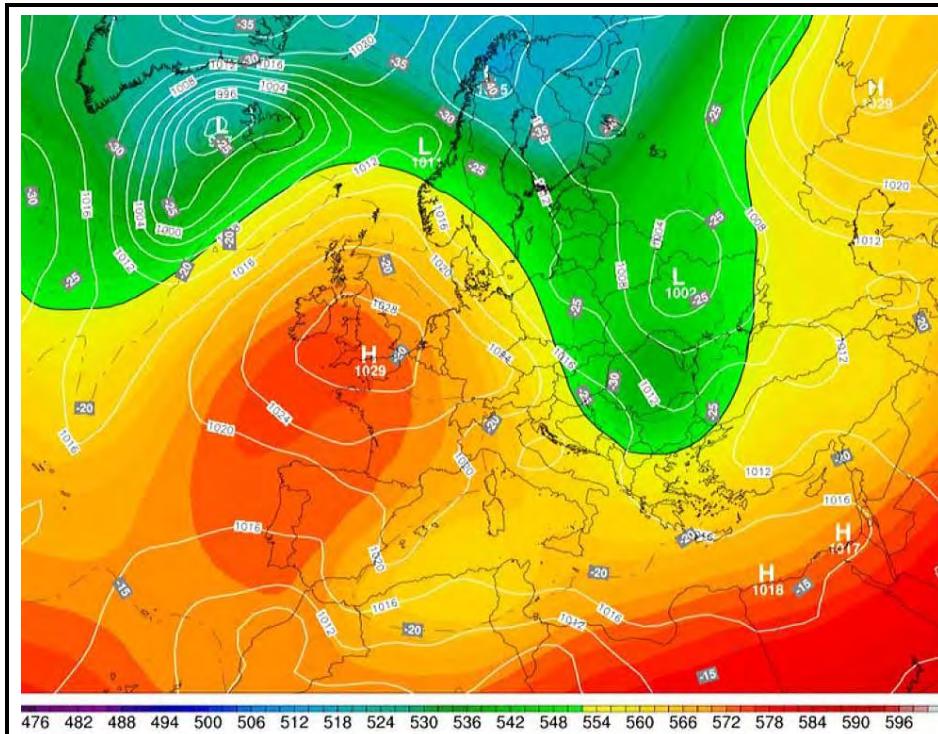
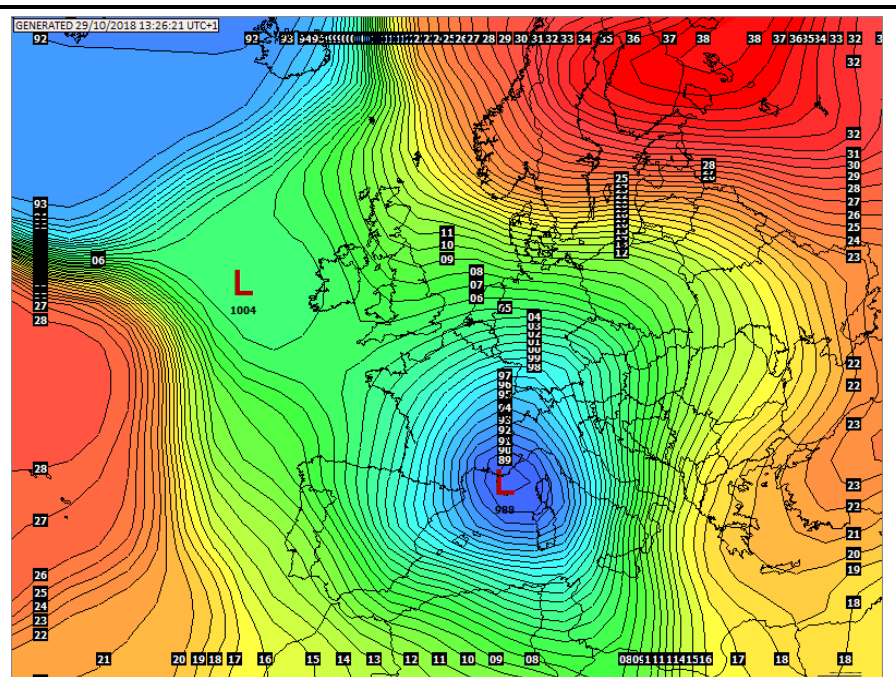


Fig. 1.36 - Carta delle isobare a 500 hPa. Isoipse (le fasce di colore) indicano le altitudini alle quali risulta una pressione di 500 hPa (media troposfera), più o meno collocate intorno a $5.000 \div 6.000$ m s.l.m. In basso la scala che indica i valori di altitudine con i rispettivi colori.

ipse permettono di definire meglio l'andamento delle correnti, le vere responsabili degli spostamenti dei sistemi nuvolosi e dei fenomeni ad essi associati. La **fig. 1.37** riporta un altro esempio.

Fig. 1.37 - Le più abbondanti precipitazioni spesso si verificano con un minimo depressionario sul golfo del Leone. Si forma per discesa di aria fredda sul Mediterraneo occidentale. Il minimo si sposta verso Est e le correnti meridionali (venti antiorario intorno alla depressione) investono direttamente la penisola italiana, soprattutto i versanti sottovento (ligure e tirrenico direttamente esposti). Le correnti meridionali sono più calde e molto umide per aver sorvolato il mare; quindi sovrastano l'aria "imprigionata" nel bacino padano, generalmente più fredda. Il contatto tra le due masse d'aria determina le condizioni favorevoli per la formazione di importanti corpi nuvolosi e precipitazioni, talora abbondanti e durature. È una situazione che si verifica principalmente in autunno, talora responsabile di gravi fenomeni di dissesto in Piemonte, Lombardia, Liguria e Toscana. Nell'inverno se il cuscinetto di aria stagnante nel bacino padano è sufficientemente freddo, possono avere luogo delle nevicate, più o meno abbondanti.



1.11 - La misura delle precipitazioni

Le precipitazioni vengono rilevate e misurate in millimetri presso le stazioni meteorologiche. Cumulando la pioggia di un mese si ha la **precipitazione mensile**. Calcolando la media delle precipitazioni mensili di un dato mese per un lungo periodo di osservazione, si ottiene la **precipitazione media mensile**. La somma dei dodici valori medi mensili è la **precipitazione media annua**.

La precipitazione può essere raccolta e misurata con un apparecchio (**pluviometro**). Quello più comune è un imbuto con una imboccatura quadrata o rotonda e da un recipiente graduato sottostante (**fig. 1.38**). Attraverso le pareti dell'imbuto si può far passare una resistenza elettrica in modo da fondere la neve per raccogliere l'equivalente quantità d'acqua. La misura può essere effettuata ad intervalli di 24 ore per registrare la pioggia giornaliera. Se nel recipiente graduato l'acqua raccolta in un giorno è pari a 1 litro ($10^4 \text{ cm}^3 = 10^6 \text{ mm}^3$), mentre la superficie di raccolta dell'imbuto è pari a 1 m^2 (10^6 mm^2) è facile calcolare che l'altezza di precipitazione giornaliera è pari a un millimetro.

Pur basandosi sullo stesso principio i pluviometri sono strumenti più complessi. Sono muniti di un imbuto posto su una capannina meteorologica che porta acqua ad un "cucchiaio contatore", in grado di produrre un'azione ad ogni quarto di millimetro di pioggia (**fig. 1.39**). Vi sono strumenti in grado di registrare le precipitazioni con precisione ed in modo continuo, che permettono misure entro qualsiasi intervallo di tempo. Pur riconoscendo l'utilità della moderna tecnologia è doveroso riconoscere il valore storico delle rilevazioni effettuate in passato con strumenti molto meno sofisticati, fondamentali oggi per gli studi di climatologia.

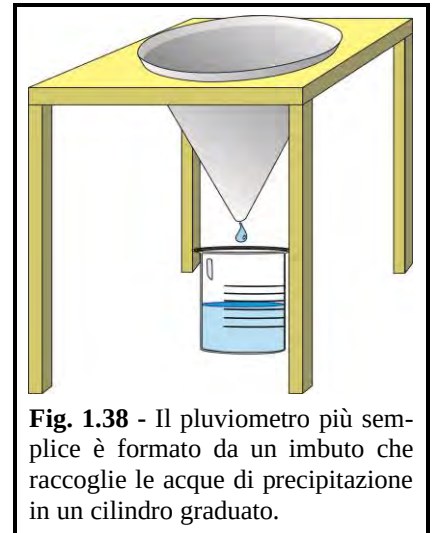


Fig. 1.38 - Il pluviometro più semplice è formato da un imbuto che raccoglie le acque di precipitazione in un cilindro graduato.



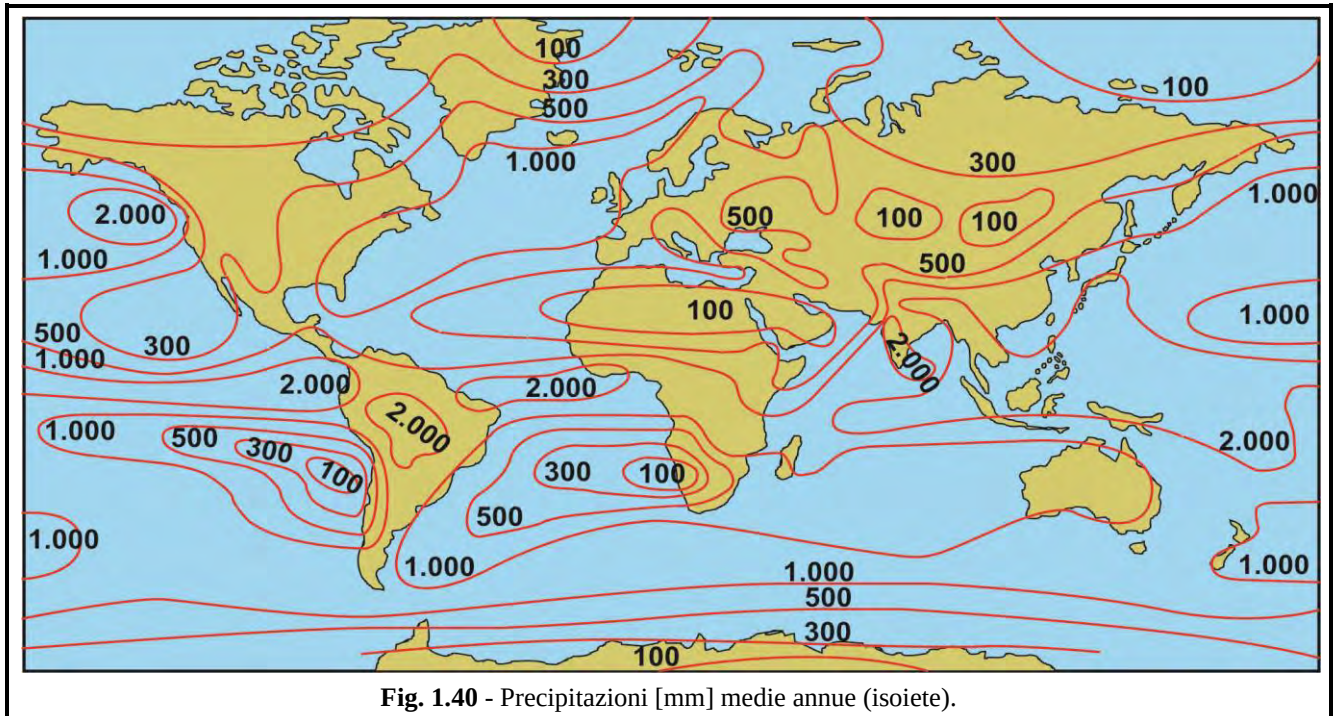
Fig. 1.39 - A sinistra una capannina meteorologica con strumenti per la misura dei parametri atmosferici ad altezza d'uomo ed un pluviometro a forma di cilindro sormontato dall'imbuto che raccoglie l'acqua delle piogge (vedi anche **fig. 1.11**). A destra si osservano i meccanismi interni del pluviometro, che consentono la rilevazione continua della quantità di precipitazione.

Disponendo di numerose stazioni pluviometriche che abbiano effettuato misure per un identico periodo di osservazione, è possibile tracciare le **isoiete**, linee su una carta topografica (o su una carta geografica regionale o continentale) che uniscono i punti con uguale precipitazione. In **fig. 1.40** sono rappresentate le isoiete medie annue sull'intero mappamondo.

SCHEDE 1.1 - Radiazione del corpo nero

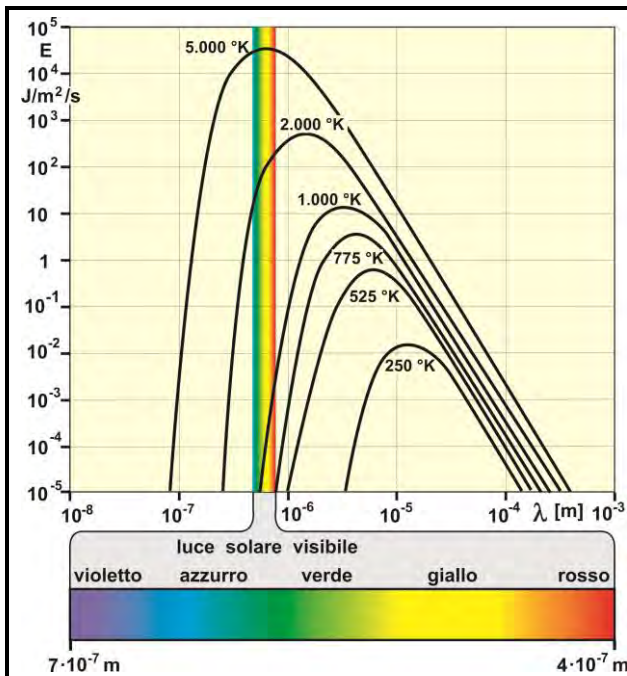
Le onde radio, le radiazioni infrarosse, la luce visibile (scomponibile nei diversi colori tipici dell'arcobaleno), i raggi ultravioletti, i raggi X, ecc... sono tutte radiazioni elettromagnetiche che si muovono alla velocità della luce nel vuoto ($\sim 300.000 \text{ km/s}$) e descrivibili come vere e proprie onde. Tali radiazioni si distinguono tra loro mediante un parametro fondamentale della fisica delle onde: la **lunghezza d'onda** (λ). Essa può variare da decine/centinaia di metri per quelle più lunghe (radio), fino a milioni di milioni di volte più piccole, come nel caso dei raggi X (10^{-10} m). Le lunghezze d'onda nel campo del visibile sono comprese tra $7 \cdot 10^{-7} \text{ m}$ (rossa) e $4 \cdot 10^{-7} \text{ m}$ (blu). Le onde sono veri e propri sistemi di trasporto di energia, tanto più efficaci, quanto minore è la lunghezza d'onda. Per esempio i raggi ultravioletti ($\lambda = 2 \cdot 10^{-7} \text{ m} \div 4 \cdot 10^{-7} \text{ m}$) trasportano molta più energia (e sono pertanto pericolosi per i viventi) dei raggi infrarossi ($\lambda = 4 \cdot 10^{-7} \text{ m} \div 1 \cdot 10^{-3} \text{ m}$). Questi

ultimi vengono denominati in tal modo perché si riferiscono a radiazioni “sotto il rosso” (dal latino *infra*, “sotto”), perché il rosso è il colore visibile con λ più lunga; sono anche detti “onde del calore”.



La luce visibile proveniente dal Sole colpisce gli oggetti. Una parte delle radiazioni viene riflessa e giunge ai nostri occhi che quindi ci fanno “vedere” gli oggetti stessi. Un corpo appare bianco perché riflette “tutte” le radiazioni del visibile. Un corpo appare, per esempio, verde perché riflette quella radiazione, trattenendo le altre e i nostri occhi ci fanno “vedere” quel colore. Un corpo nero non riflette radiazioni, trattenendole tutte.

Dove finisce l’energia delle radiazioni elettromagnetiche della luce visibile se queste non vengono riflesse, ma trattenute dal corpo? Per rispondere immaginiamo di mettere sotto il forte sole di luglio due pentole, una perfettamente bianca e una assolutamente nera. Dopo una decina di minuti la prima risulterà appena tiepida, mentre quella nera risulterà talmente calda da poterci quasi cuocere un uovo: l’energia sotto forma elettromagnetica portata dalla luce viene convertita in calore.



Per esempio un pezzo di ferro fonde alla temperatura di poco più di 1.800 °C (oltre 2.000 °K). Se viene scaldato alla temperatura di 525 °K (~ 250 °C) emette calore o meglio radiazioni con $\lambda > 10^{-6}$ m, cioè nel campo dell’infrarosso. Se la temperatura viene incrementata a 775 °K, il pezzo di ferro diventa incandescente, in quanto la corrispondente curva, nel grafico, va a comprendere anche il rosso visibile ($\lambda \sim 7 \cdot 10^{-7}$ m).

La temperatura superficiale del Sole è oltre 5.700 °K. Nel grafico la curva relativa a 5.000 °K comprende, oltre a tutte le radiazioni visibili in corrispondenza del suo picco, sia il campo dell’infrarosso ed onde ancora più lunghe (decimi di millimetri), sia quello delle onde più corte, soprattutto nel campo dell’ultravioletto).

All’aumentare della temperatura aumenta l’ampiezza e l’altezza delle curve e quindi l’energia totale emessa.

La padella calda è un esempio di ciò che, in fisica, viene indicato come **corpo nero**, cioè un oggetto che assorbe tutta la radiazione elettromagnetica incidente (e quindi non ne riflette). Il corpo nero, per la conservazione dell’energia, irradia, sotto forma di infrarossi (calore), tutta la quantità di quella assorbita (coefficiente di emissività uguale a quello di assorbività) e deve il suo nome all’assenza di riflessione. Lo spettro (intensità della radiazione emessa ad ogni lunghezza

d'onda) di un corpo nero è caratteristico e dipende dalla sua temperatura (**fig. 1.41**). In generale un corpo poco caldo, generalmente con temperatura pari o inferiore a un centinaio di gradi Celsius, irradia poca energia e quindi sottoforma di infrarossi. Un corpo più caldo emette radiazioni con lunghezza d'onda più corte; per esempio un chiodo ben scaldato alla fiamma diventa incandescente emettendo quindi nel campo del rosso visibile; aumentando ancora la temperatura, fin quasi alla fusione del ferro, la radiazione emessa tende al giallo, cioè con λ minore. Il Sole, per esempio, è molto caldo; pertanto emette radiazioni che vanno da quelle radio fino a quelle più corte, come i raggi gamma.

SCHEDA 1.2 - Nubi nottilucenti

Alle latitudini più elevate, generalmente sopra i 50° , nei mesi estivi, talvolta si osservano nubi molto particolari, denominate nottilucenti, in quanto sembrano risplendere quasi di luce propria contro il fondo più scuro del cielo. Si tratta di rare formazioni nuvolose che si formano nella mesosfera (la parte più alta della stratosfera), a $50 \div 70$ chilometri di altitudine (mentre di solito le nubi più alte non superano i 12 km di quota nella troposfera) illuminate dal Sole sotto l'orizzonte poco dopo il tramonto o poco prima dell'alba (**fig. 1.42**).

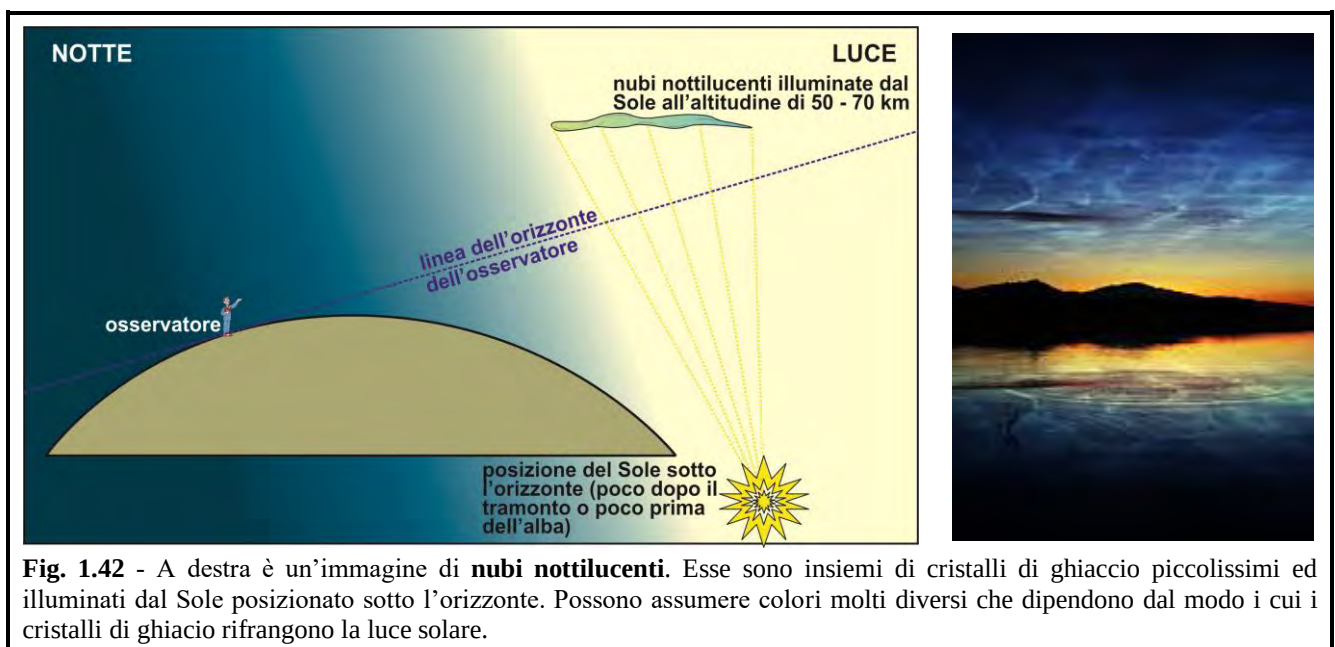


Fig. 1.42 - A destra è un'immagine di **nubi nottilucenti**. Esse sono insiemi di cristalli di ghiaccio piccolissimi ed illuminati dal Sole posizionato sotto l'orizzonte. Possono assumere colori molti diversi che dipendono dal modo in cui i cristalli di ghiaccio rifrangono la luce solare.

Tali nubi furono notate la prima volta nel 1885, dopo l'esplosione del vulcano Krakatoa, avvenuta nel 1883 in Indonesia. Questo evento portò a ipotizzare che le nubi nottilucenti fossero causate dal residuo di polveri vulcaniche nell'alta atmosfera, e che meccanismi simili, come ad esempio polveri meteoriche, potessero alimentarle. Purtroppo è molto difficile studiare queste nubi, troppo alte per i palloni sonda e troppo basse per i satelliti. Sappiamo che sono minuscoli granuli di ghiaccio che probabilmente si aggregano attorno al pulviscolo meteorico o vulcanico che funge da seme di crescita per i cristalli, ma non è chiaro come avviene il meccanismo che trasporta l'acqua (o meglio vapore acqueo) in quella fascia atmosferica totalmente "secca".

SCHEDA 1.3 - Bilancio della radiazione solare

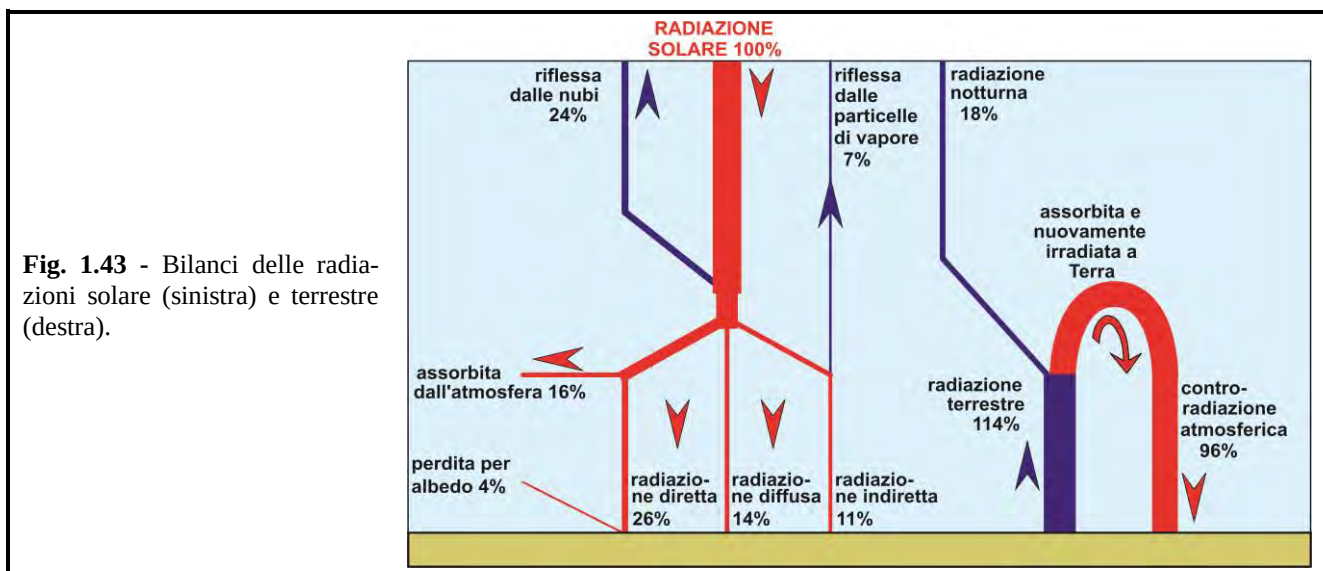
Il bilancio della radiazione solare è rappresentato in **fig. 1.43**. Se poniamo pari a 100 il valore della costante solare ($714 \text{ Ly/g} = 714 \text{ cal/cm}^2/\text{giorno}$), rappresentativo dell'energia che giunge alla termopausa, risulta:

- il 16 % è assorbita dall'atmosfera (in particolare da ozono, CO_2 e H_2O); essa viene trasformata in calore o impiegata per processi fisici e chimici che coinvolgono i gas atmosferici; è un valore attivo in quanto l'atmosfera fa parte della Terra;
- il 18 % viene diffusa dalle molecole d'aria e dell'acqua in tutte le direzioni; il 7 % viene persa verso l'esterno (valore passivo) e l'11 % viene rinviata sulla superficie terrestre (attivo);
- le nubi coprono il cielo mediamente per un valore rappresentativo dell'intero globo di oltre il 50 %; nell'insieme assorbono il 40 % della radiazione solare, di cui la maggior parte, il 24 %, viene riflessa nello spazio (passivo); il 2 % viene assorbita e trasformata in calore dalle nubi stesse (attivo), mentre il restante 14 % giunge comunque alla superficie terrestre (attivo);
- il 26 % della radiazione solare giunge alla superficie come radiazione diretta; non si tratta di un valore interamente attivo perché le terre e i mari ne riflettono una parte (il 4 %; passivo) assorbendone il 22 % (attivo).

Sommando le voci passive si ottiene il 35 %, che rappresenta la percentuale di radiazione solare che non fornisce energia alla Terra; essa costituisce l'**albedo**, cioè il rapporto tra l'energia riflessa nello spazio e quella incidente. Per cui il valore

di costante solare rapportato a tutto il globo si riduce da 714 a **464 Ly/g**. Se poi delle voci attive considerassimo soltanto quelle corrispondenti all'energia che giunge sulla superficie terrestre per essere effettivamente assorbita (11 % inviato dalla diffusione, 14 % dalle nubi e il 22 % dalla radiazione diretta assorbita), si ottiene il totale di 47 %, pari a **336 Ly/g**, valore medio globale che effettivamente raggiunge il suolo.

Dato che la radiazione terrestre è pari al (100 + 14) % di quella solare, poniamo tale emissione pari a 114 (**fig. 1.43**). Sono radiazioni nel campo dell'infrarosso, in gran parte assorbite dall'atmosfera grazie alla CO₂, all'acqua e ad altri gas, caratterizzati da molecole più grandi, ma che, come il metano, sono presenti in natura in quantità nettamente inferiori. Solo il 18 % riesce a passare attraverso questa sorta di "cappa" paragonabile ad una gigantesca cupola che funziona come una vera e propria serra. La maggior parte, il 96 %, viene trattenuto.



Della radiazione terrestre che si manifesterebbe in assenza di atmosfera (820 Ly/g) soltanto i 18/114 sfugge effettivamente dalla Terra: 129 Ly/g, mentre la restante parte (691 Ly/g) rimane come energia disponibile. Il valore di energia che viene effettivamente assorbita dal suolo è pari a 336 Ly/g. Se l'energia effettivamente dispersa dal suolo verso lo spazio è pari a 129 Ly/g, la differenza 336 - 129 = 207 Ly/g rappresenta il bilancio energetico attivo medio della superficie della Terra. Il terreno sembrerebbe destinato a scaldarsi; in realtà esso funziona come una "piastra calda" che fornisce dal basso e in quantità diverse nelle varie aree geografiche, energia all'atmosfera affinché in essa possano verificarsi i fenomeni meteorologici.

La macchina del tempo rimane in funzione nell'atmosfera grazie al terreno che funziona come una caldaia. D'altra parte i fenomeni meteorologici rappresentano diversi aspetti del ciclo dell'acqua ed i passaggi di stato ghiaccio/liquido e liquido/vapore richiedono l'assorbimento da parte dell'acqua di grandi quantità di energia e viceversa. La maggior frazione dell'energia fornita dalla piastra calda "terreno" alla macchina termica "atmosfera" viene utilizzata sia per produrre grandi spostamenti di masse d'aria su scala planetaria, sia per i passaggi di stato dell'acqua.

Nell'atmosfera lo scambio di acqua tra precipitazione ed evaporazione avviene piuttosto rapidamente in quanto per ciascuna molecola il periodo di tempo medio tra la vaporizzazione dalla superficie terrestre e il suo ritorno in forma di pioggia è intorno ad una decina di giorni (intanto essa può, per il vento, percorrere circa mille chilometri). Il tempo di permanenza di una molecola d'acqua in un oceano è di poche migliaia di anni; nei grandi ghiacciai continentali può arrivare ad oltre diecimila anni.

SCHEDE 1.4 - Temperatura dell'aria: definizioni utili

La temperatura dell'aria si misura con un termometro posto sul suolo ad altezza d'uomo (1,6 m), all'ombra e distante da fonti di calore (**figg. 1.10, 1.11 e 1.39**). Nell'arco della giornata la temperatura cambia (il giorno meteorologico va dalle ore 9 alla stessa ora del giorno seguente), ma sono due i valori più significativi:

T_{maxg} → la temperatura massima giornaliera (o diurna);

T_{ming} → la temperatura minima giornaliera (o diurna).

Da essi si possono ricavare le seguenti definizioni:

T_g = (T_{maxg} - T_{ming}):2 → la temperatura media giornaliera (o diurna);

Esc_g = T_{maxg} - T_{ming} → la escursione giornaliera (o diurna).

Disponendo di una lunga serie di misure (almeno 20 ÷ 30 anni) sulle temperature massime e minime giornaliere effettuate presso una stazione meteorologica situata in una determinata località, è possibile effettuare elaborazioni statistiche che portano, come risultati, a valori utili per effettuare importanti considerazioni sui diversi climi della Terra:

- **temperatura media mensile**; media delle temperature medie giornaliere di tutti i giorni di un determinato mese per l'intero periodo di osservazione (per esempio media calcolata su $31 \cdot 25 = 775$ dati nel caso in cui il mese considerato sia gennaio con 31 giorni e per un periodo di 25 anni di osservazione);
- **escursione media annua**; differenza tra le temperature medie mensili del mese più caldo (solitamente luglio o agosto nell'emisfero boreale) e di quello più freddo (solitamente gennaio o febbraio);
- **temperatura media annua**; media dei dodici valori termici medi mensili.

SCHEDA 1.5 - Temperatura e correnti marine

Le correnti marine condizionano la distribuzione della temperatura dell'aria su tutto il globo. Sono movimenti delle masse oceaniche orizzontali (che interessano sia gli strati superficiali, sia quelli profondi) e verticali (immersione o sollevamento di masse d'acqua), costanti o variabili, che coinvolgono gran parte del globo o strettamente locali. Le correnti marine possono essere "fredde" o "calde" a seconda della provenienza; sono fredde quando hanno origine da bacini profondi o giungono dalle alte latitudini; viceversa se sono di origine superficiale o se giungono da zone climaticamente calde. Le correnti marine sono provocate da differenza di salinità e di temperatura dell'acqua, dall'azione dei venti, dalle forze legate alle maree o alla rotazione terrestre,...

Il sistema delle correnti superficiali si limita ai primi 100 ÷ 200 m di profondità, mentre la loro velocità varia da meno di 1 a poco più di 7 km/h. Le acque superficiali oceaniche vengono sostituite completamente da acque profonde secondo un ciclo della durata di circa 500 anni. È grazie a questo ricambio (il motore principale dell'insieme dei grandi circuiti delle correnti marine) che i sali nutritivi, indispensabili agli organismi vegetali (al primo anello della catena alimentare), dei quali le acque superficiali tendono ad impoverirsi, hanno modo di rinnovarsi.

Le acque superficiali si scaldano in modo disuguale nelle varie zone del mondo; quelle più calde sono più salate per la maggior evaporazione ed il conseguente aumento della concentrazione dei sali disciolti (**fig. 1.44**). Le correnti calde e salate, in moto verso le aree polari, si raffreddano, si appesantiscono e sprofondano spostando le acque preesistenti che di contro si muovono, come controcorrenti profonde, verso le basse latitudini per sostituire le precedenti, chiudendo così un ciclo.

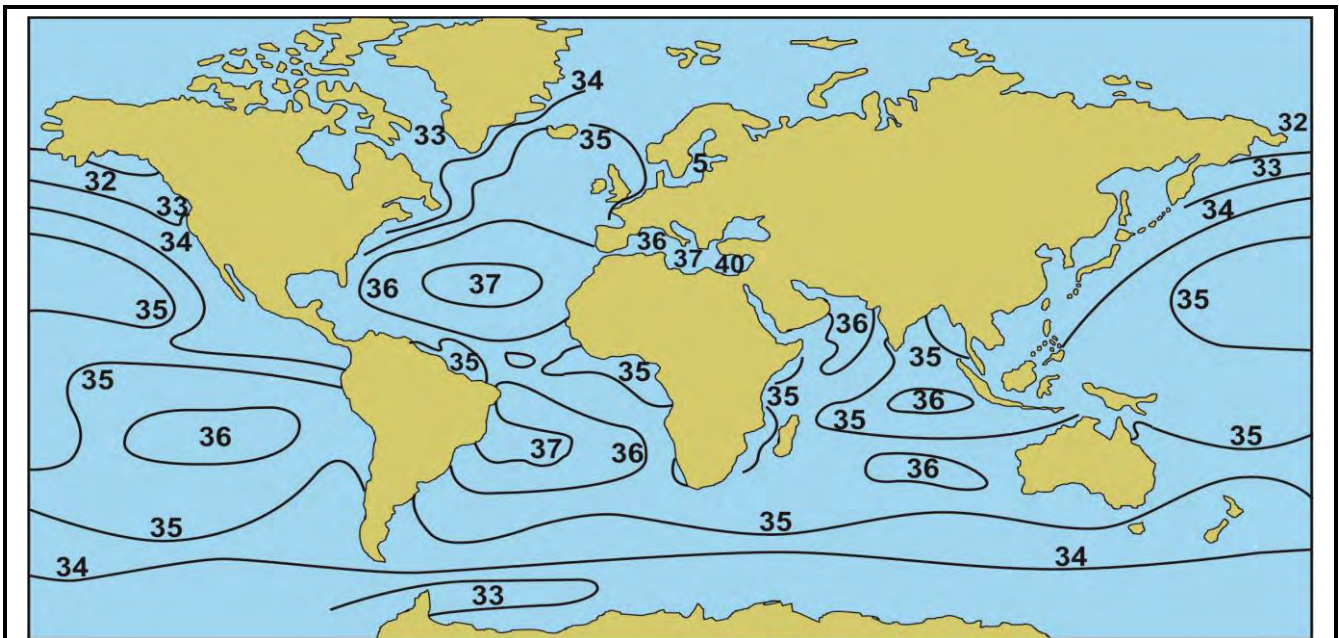
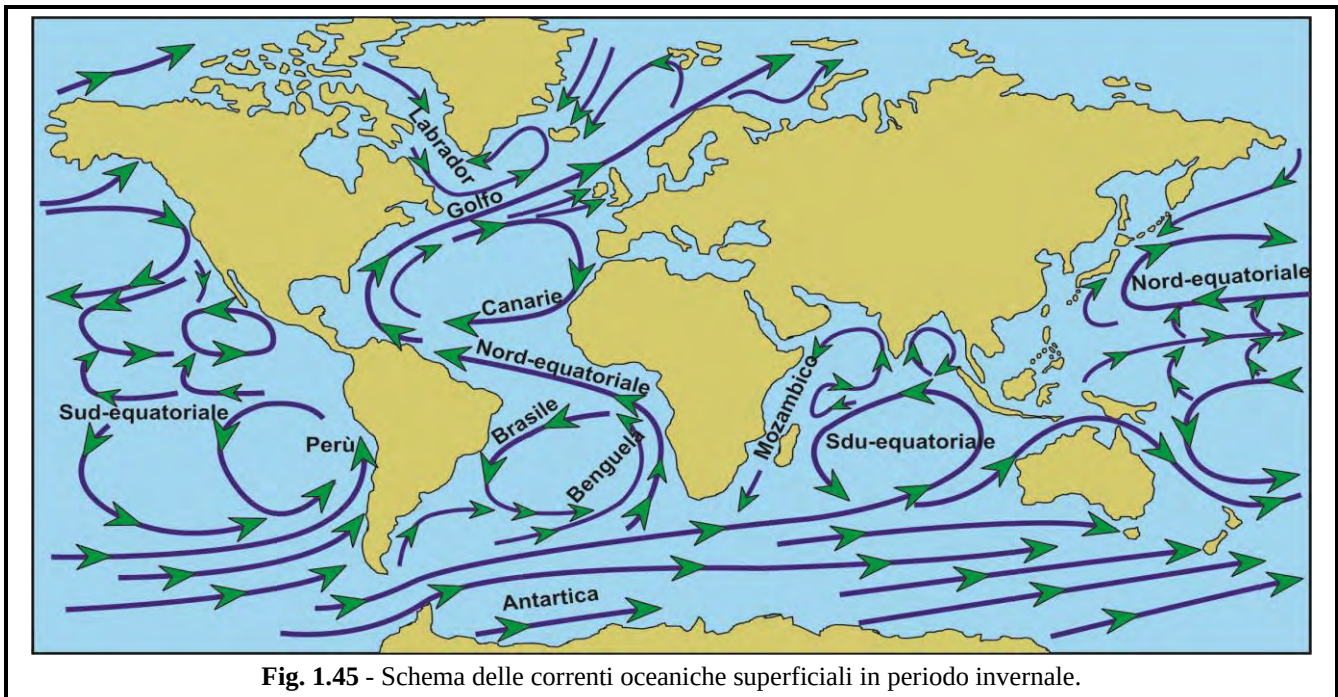


Fig. 1.44 - L'acqua marina è una soluzione la cui concentrazione varia da 33 a 37 grammi di sali in un litro, con valore medio di circa 35 ‰. La concentrazione diminuisce con la latitudine per la minor evaporazione (valori inferiori al 30 ‰ a oltre 70° Lat. Nord). Nelle zone costiere e nei mari interni varia dal 40 ‰ (zone del Golfo Persico, Mar Rosso, Mediterraneo) a valori prossimi allo zero (Golfo di Finlandia e nel Mar Baltico).

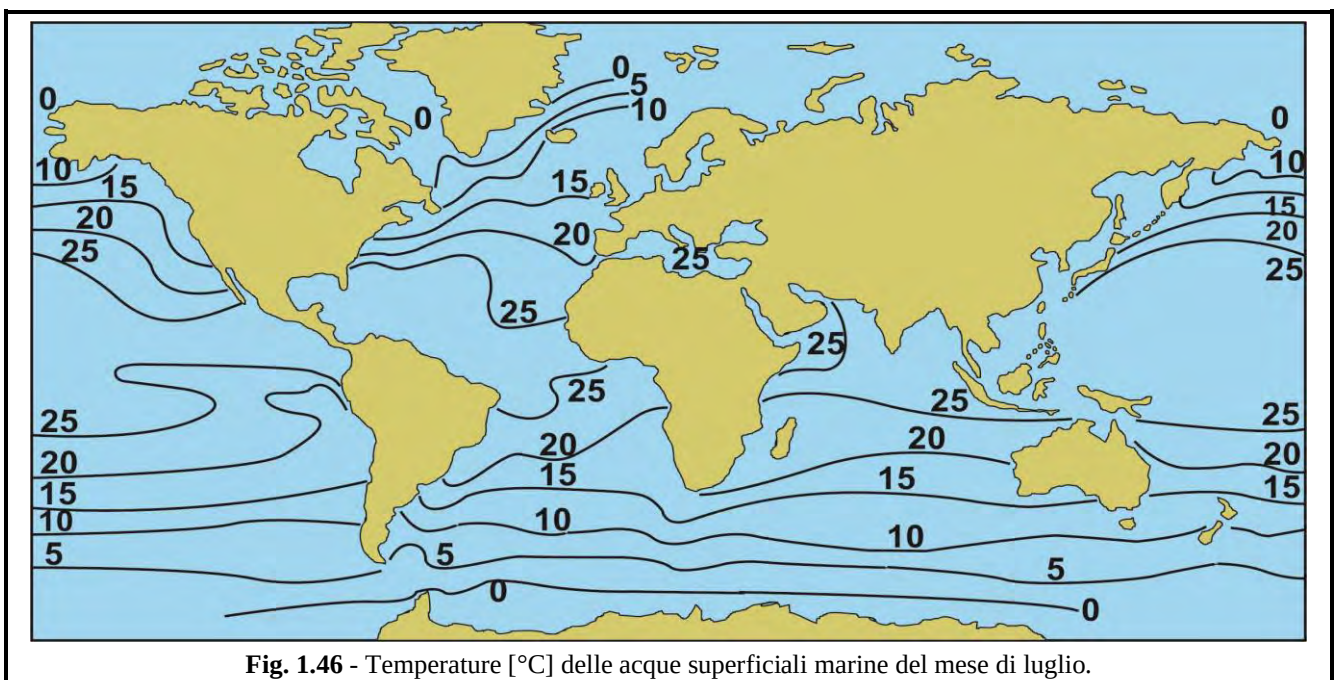
Un esempio di corrente superficiale calda è la *Nord - equatoriale* (**fig. 1.45**) che attraversa l'Atlantico, penetra nel Golfo del Messico, lambisce le Antille, forma un vortice caldo nel mar dei Sargassi e riparte come un fiume d'acqua calda, la **corrente del golfo**. Essa ha inizialmente una notevole profondità (400 ÷ 800 m), larga oltre 50 km, con una velocità di 5 km/h. Avvicinandosi al continente europeo si allarga, diminuisce di profondità e di velocità dividendosi in più rami. Il tronco principale si dirige verso Nord-Est, mitigando il clima delle coste Nordeuropee (Inghilterra, Islanda, Norvegia). Un ramo meridionale ritorna verso Sud, andando a chiudere il circuito Nord oceanico, mentre i rami orientati verso Nord si raffreddano e sprofondano dando origine ad una corrente profonda di ritorno. La corrente del Golfo contribuisce alla flessione verso l'alto delle isoterme di gennaio sulla linea costiera dell'Europa Nord - occidentale (**fig. 1.14**).



Le correnti marine determinano non solo riscaldamento, ma anche raffreddamenti. Un caso è rappresentato dalla **corrente del Labrador**, che resta in superficie nonostante la bassa temperatura; essa scende dalla zona polare e raffredda le coste atlantiche del continente Nordamericano. Un caso più evidente, che contribuisce alla flessione verso l'alto delle isoterme in corrispondenza della costa atlantica meridionale dell'Africa (**fig. 1.13**), è la **corrente del Benguela**; essa è fredda, di origine profonda e giunge alla superficie lambendo la costa africana, convogliando elevate quantità di sali nutritivi da rendere quelle acque biologicamente molto produttive. La corrente del Benguela, man mano che si scalda, si dirige verso il largo dividendosi in due rami; uno verso Nord - Ovest a contribuire alla corrente Nord - equatoriale e l'altro verso Sud - Ovest, per diventare la **corrente del Brasile**; questa, dopo aver lambito il continente Sudamericano ripiega verso Est. Diverse analogie con la corrente del Benguela presenta la **corrente del Perù**; è una corrente di acqua fredda, di origine profonda e ricca di sali nutritivi. Infatti le coste Nord - occidentali dell'America latina sono molto pescose.

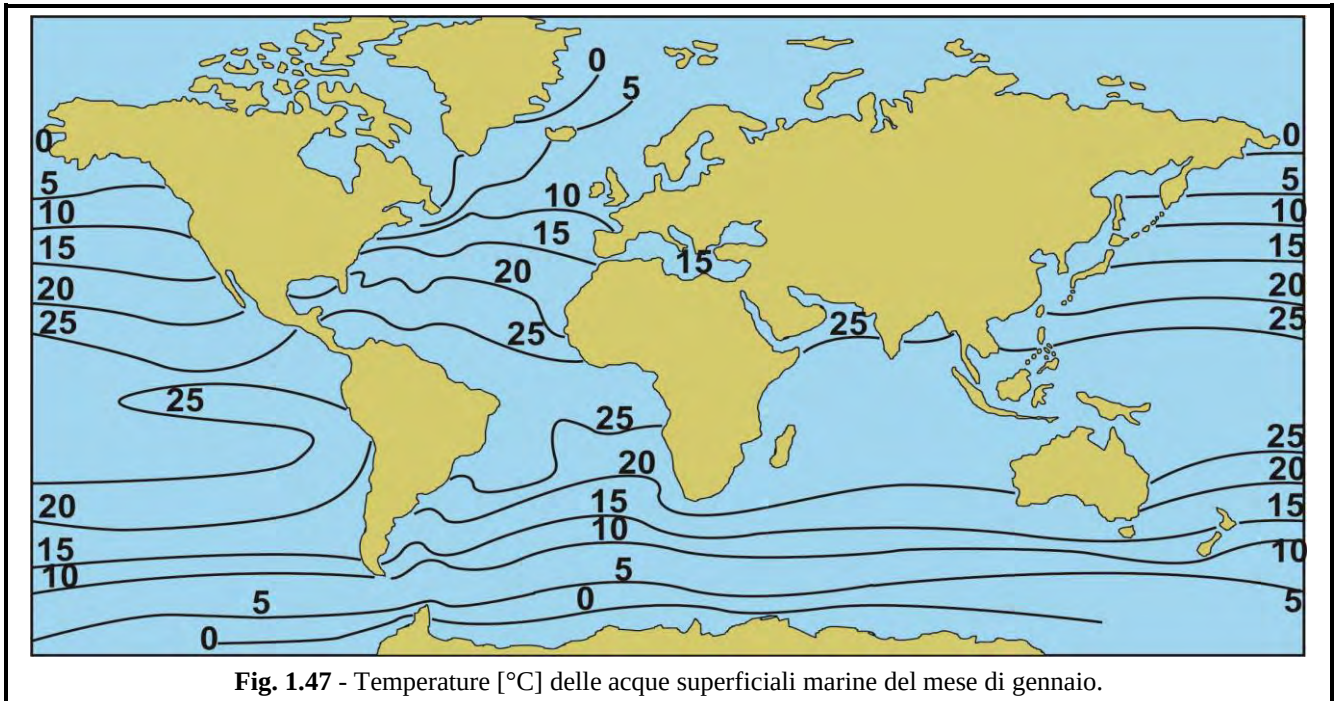
Il circuito oceanico Nord Atlantico influisce anche il Mediterraneo. In superficie una corrente più fredda, poco salata e più leggera, dall'Atlantico entra nel Mediterraneo attraverso lo stretto di Gibilterra. In profondità, anche se più calda, ma più pesante perché più salata, l'acqua attraversa lo stretto in senso opposto, in quantità minore rispetto a quella che entra. Per l'intensa evaporazione il Mediterraneo, se non fosse rimpinguato dall'oceano, si abbasserebbe di oltre un metro ogni anno.

In assenza delle correnti oceaniche la temperatura delle acque superficiali degli oceani aumenterebbe gradualmente e regolarmente dai poli verso l'equatore. Nella realtà, per effetto di tali notevoli spostamenti delle masse d'acqua più o meno fredde e calde, si determinano situazioni particolari come documentato dalle **figg. 1.46 e 1.47**.



SCHEDA 1.6 - Accelerazione di Coriolis

La velocità di un oggetto è un vettore; ciò significa che tale grandezza fisica non possiede soltanto un valore definito quantitativamente da un numero, ma è caratterizzata anche da una direzione e da un verso di percorrenza. Anche l'accelerazione è una grandezza fisica vettoriale; essa descrive un cambiamento di velocità. Quindi il cambiamento di direzione e verso del vettore velocità, pur mantenendosi costante il suo valore numerico, è una accelerazione.



Un corpo che si muove di moto circolare con velocità periferica costante è in realtà un moto accelerato perché il vettore velocità cambia continuamente di direzione e verso; in questo caso si parla di *accelerazione centripeta* orientata verso il centro della circonferenza. Il vento si comporta allo stesso modo; in conseguenza della rotazione terrestre, subisce una forza deviatrice (geostrofica) apparente.

Il secondo principio di NEWTON afferma che ad ogni forza che agisce su un corpo ne consegue un cambiamento del suo stato di moto: una accelerazione; in questo caso il vento, subendo la forza geostrofica, viene sottoposto ad una *accelerazione centripeta* (**accelerazione di Coriolis**) risultato del cambiamento di propagazione del vento verso destra nell'emisfero Nord e verso sinistra nell'emisfero Sud.

SCHEDA 1.7 - Correnti a getto ed energia

I margini parzialmente sovrapposti fra i “fogli” della stratopausa sono caratterizzati dal contatto fra “lamine” di atmosfera a diverse temperature (fig. 1.26). Per esempio la stratopausa artica è costituita da aria fredda e pesante; essa viene a contatto con l'aria più calda e più leggera sottostante la stratopausa subtropicale (fig. 1.48/A) dove si forma la corrente a getto polare. L'aria calda tende a sormontare quella fredda più pesante che viceversa tende ad incunearsi sotto la precedente (fig. 1.48/B). Si formano delle onde (fig. 1.48/C) e la corrente a getto tende ad assumere un andamento sinuoso spingendosi molto più a Sud e molto più a Nord, finché cellule d'aria fredda si staccano come vortici indipendenti (fig. 1.48/D) che, nel giro di giorni o al massimo di qualche settimana, continuano a spostarsi verso Est fino ad esaurire la loro energia. Similmente accade per cellule d'aria calda che si “invorticano” e si esauriscono.

In tal modo si è avuto passaggio di aria fredda a Sud e di aria calda a Nord, mentre la corrente a getto tende a ritornare allo stato iniziale per dare origine a nuove onde e quindi a nuovi scambi di energia in quota fra il tropico ed il polo. L'esistenza delle correnti a getto costituisce una ulteriore complicazione della macchina del tempo. Furono scoperte, durante la Seconda Guerra Mondiale, dall'equipaggio americano di un B29 che effettuava voli dal Giappone alle Marianne quando, con una certa frequenza, si imbatteva in venti provenienti da occidente con una intensità di gran lunga superiore a quella prevista.

ù

SCHEDA 1.8 - Stau e fohn

Una massa d'aria in movimento, se i venti non sono molto forti, tende ad aggirare un ostacolo, quale una catena montuosa non troppo alta e non troppo estesa in lunghezza. Se la massa d'aria è veloce e le montagne da superare sono alte, essa è costretta a salire lungo il *versante sopravvento*, per ridiscendere sul *versante sot-tovento*. In prossimità del primo si

generano processi di espansione e condensazione con conseguente formazione di nubi accompagnate da precipitazioni anche molto intense (**stau**). Lungo il versante opposto l'aria scende e si comprime, si scalda e le nubi si dissolvono (**fohn**).

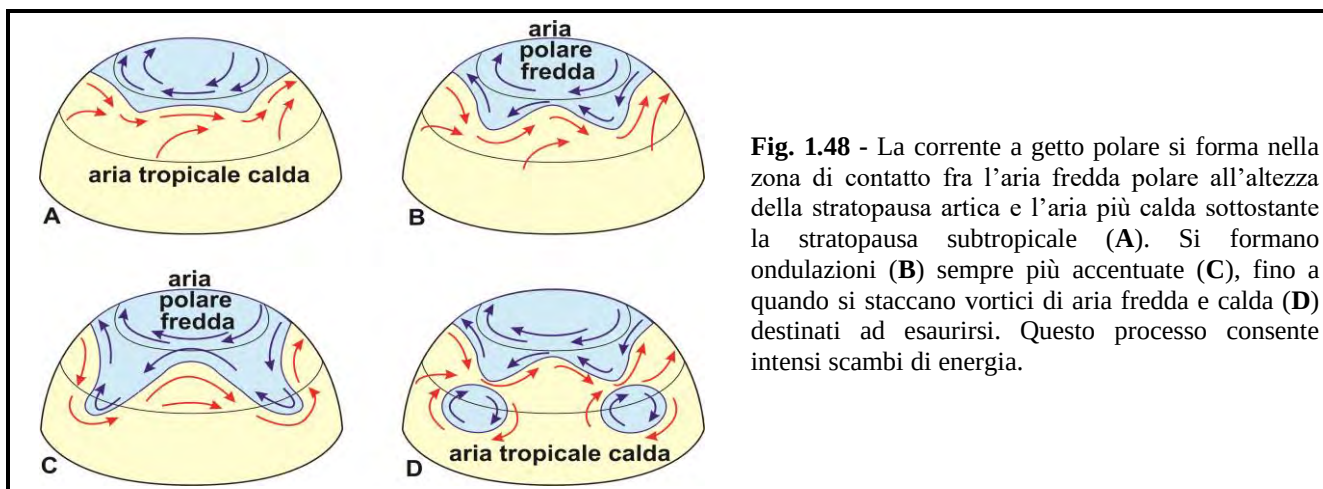


Fig. 1.48 - La corrente a getto polare si forma nella zona di contatto fra l'aria fredda polare all'altezza della stratopausa artica e l'aria più calda sottostante la stratopausa subtropicale (A). Si formano ondulazioni (B) sempre più accentuate (C), fino a quando si staccano vortici di aria fredda e calda (D) destinati ad esaurirsi. Questo processo consente intensi scambi di energia.

Quando l'anticiclone delle Azzorre, soprattutto in inverno, si spinge molto più a Nord rispetto alla sua posizione normale, aria fredda e umida (da Nord - Ovest) scende a latitudini più basse giungendo sulla catena alpina Nord - occidentale, dove sono presenti i rilievi più elevati. Sul versante francese si manifesta lo stau, con abbondanti nevicate; mentre sul versante italiano sotto-vento si manifesta il fohn, che può provocare improvvisi aumenti di temperatura (vento secco e caldo), fino a $15 \div 20^\circ\text{C}$ nella bassa Valle d'Aosta e nella pianura padana occidentale. Fenomeni simili si verificano, con una certa frequenza, nel resto della Padania, nella Valtellina, nella Valle dell'Adige, ecc.. Anche in altre parti d'Italia si verificano simili fenomeni. Nella stagione invernale frequentemente l'anticiclone eurosiberiano estende la sua influenza fino all'Europa centrale, convogliando aria fredda e secca verso l'Italia (Bora). Una parte di questa si infila nella pianura Padana risalendola e determinando giornate limpide e molto fredde. Un'altra parte si dirige verso l'Italia centrale determinando fenomeni di stau sul versante appenninico orientale e di fohn sul versante tirrenico (fig. 1.49).

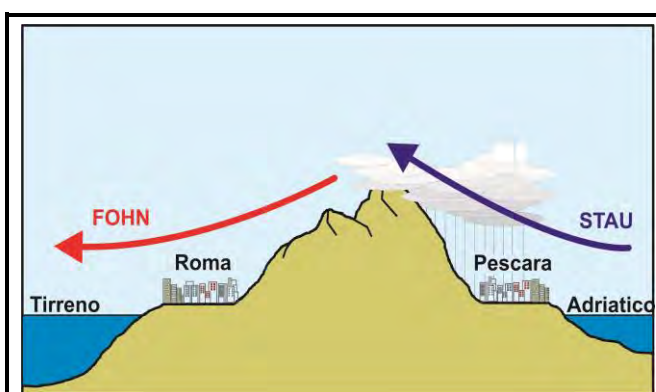


Fig. 1.49 - L'Appennino fa da spartiacque fra il versante adriatico esposto ad oriente e quello tirrenico esposto ad occidente. Quando aria fredda giunge da Nord - Est o da Est, sul primo si verificano fenomeni di **stau** e sul secondo fenomeni di **fohn**.



Fig. 1.50 - Quando l'umidità dell'aria è elevata e la temperatura rigida (diversi gradi sotto lo zero), si ha condensazione sotto forma di cristalli di ghiaccio sul suolo e soprattutto sui rami di alberi e arbusti, formando la **brina**. Se il fenomeno è particolarmente pronunciato, si ha un consistente deposito di ghiaccio su tutte le superfici; in questo caso si parla di **galaverna**.

SCHEDA 1.9 - Precipitazioni occulte

Il passaggio dell'acqua dallo stato gassoso a quello liquido e viceversa, non avviene esclusivamente attraverso fenomeni a grande scala come le precipitazioni o l'evaporazione dai mari. La nebbia, per esempio, può essere paragonata ad una nuvola ad altezza del suolo e, come l'esperienza insegna, nelle giornate con nebbia fitta e persistente, il terreno, l'asfalto delle

strade e tutti gli oggetti appaiono bagnati come se fosse in atto una leggera pioggia. Se il fenomeno avviene con la temperatura dell'aria sotto lo zero, tutto apparirebbe ammantato di bianco (*galaverna*) dando l'illusione di una breve nevicata (**fig. 1.50**).

Una sorta di precipitazione occulta si può avere anche in assenza di nebbia. Durante le giornate serene, con l'aria stagnante e umida, il suolo si può raffreddare raggiungendo temperature leggermente più basse dello straterello d'aria (spesso anche pochi centimetri) immediatamente sovrastante. L'acqua presente nell'aria a contatto con il suolo condensa bagnandolo e formando la "*rugiada*". Se la temperatura è sotto lo zero, al mattino, invece di vedere i prati umidi, noteremmo uno straterello bianco formato da ghiaccio (*brina*). Il ghiaccio della galaverna e della brina e l'umidità che ricopre il suolo, al primo sole "asciugano" velocemente consentendo il ritorno dell'acqua allo stato gassoso. I volumi in gioco in questo micro-ciclo dell'acqua sono praticamente insignificanti al confronto di quelli connessi con i fronti e le perturbazioni.

SCHEDA 1.10 - Ciclone



Fig. 1.51 - Esempio di tornado (Oklaoma - USA)

Il termine **ciclone** non è unicamente usato per indicare un'area depressionaria o il centro di un vortice di una perturbazione; viene anche usato per descrivere un evento meteorologico locale improvviso e rovinoso. I cicloni hanno una vasta diffusione e sono innescati da venti irregolari, bruschi e vorticosi, determinati da fortissimi gradienti di pressione fra due masse con caratteri fisici molto diversi. Nel mare delle Antille sono chiamati *Hurricanes*; essi, percorrendo le loro rotte, investono spesso regioni molto popolate. Nel mar Giallo i cicloni prendono il nome di *tifoni*, sulle Montagne Rocciose quello di *tornado* (**fig. 1.51**).

La forza dei venti viene indicata con una scala da 1 a 5 (**tab. 1.3**). Affinchè si formi una tempesta tropicale, la temperatura del mare deve essere di almeno 27 °C, condizione che non si verifica nei mari e oceani che

circondano l'Europa e nel Mediterraneo. In Italia si verificano fenomeni del genere, ma con minor intensità. Sono le *trombe marine* e le *trombe terrestri*, masse d'aria in rapidissimo movimento di rotazione e di traslazione, in grado di sollevare colonne d'acqua o di polvere e sabbia.

Tab. 1.3 - Classificazione nelle cinque categorie della forza dei tornadi.

Categoria	Velocità Vento (km/h)	Danni Potenziali
1 (Minimo)	119 - 153 km/h	Danni limitati a tetti, insegne, alberi e barche
2 (Medio)	154 - 177 km/h	Danni rilevanti ad alberi e strutture mobili; tetti danneggiati
3 (Forte)	178 - 208 km/h	Danni strutturali gravi a piccole abitazioni; interruzione energia elettrica
4 (Molto Forte)	209 - 251 km/h	Danni gravi, distruzione tetti, isolamento aree per settimane
5 (Catastrofico)	> 252 km/h	Distruzione diffusa, edifici rasi al suolo, inabitabilità prolungata

I venti nei tropici sono definiti sulla base del modello di circolazione a celle convettive e che soffiano da Nord/Est nell'emisfero boreale e da Sud/Ovest in quello australe: regime di vento persistente degli alisei. Tali venti giungono nella zona di convergenza intertropicale, indicata nella **fig. 1.52** (per es. durante l'inverno boreale) come **ITCZ**, la quale si sposta in funzione delle stagioni nell'ambito delle zone equatoriali dove, per le elevate temperature, sono disponibili notevoli energie. Pertanto possono svilupparsi depressioni molto "potenti", favorite dalle ampie e piatte superfici marine, sulle quali le masse d'aria sono più "libere" di muoversi, diversamente da quanto accade sulle terre emerse. Quando gli uragani (o tifoni) giungono sulle coste, pian piano perdono energia e quindi intensità dei fenomeni associati. In sintesi tali eventi sono sistemi violenti che contribuiscono a ridistribuire energia sul pianeta

SCHEDA 1.11 - L'arcobaleno

L'**arcobaleno** è un classico esempio di rifrazione della luce nelle sue componenti colorate, da quelle di lunghezza d'onda maggiore come il rosso ($\lambda \sim 7 \cdot 10^{-7}$ m) a quelle con lunghezza d'onda minore come il blu/violetto ($\lambda \sim 4 \cdot 10^{-7}$ m) secondo lo schema illustrato nella **scheda 1.1**. La rifrazione è un fenomeno per cui un raggio di luce monocromatico (cioè costituito da un'unica lunghezza d'onda) cambia di direzione al passaggio da un mezzo di trasmissione ad un altro. Per esempio un raggio verde, dopo aver attraversato il mezzo aria, incontra la superficie di contatto aria/vetro. Appena è penetrato nel nuovo mezzo (vetro), la direzione di propagazione di quel raggio verde cambia leggermente, per ritornare a quella iniziale quando esce dal vetro per percorrere nuovamente l'aria. Lo stesso fenomeno può essere osservato in tutte le situazioni caratterizzate

dal contatto tra due mezzi di trasmissione, naturalmente a condizione che siano entrambi trasparenti. Per esempio al passaggio dall'aria all'acqua, dall'olio (quello più limpido e meno colorato) all'acqua o dall'acqua al vetro.

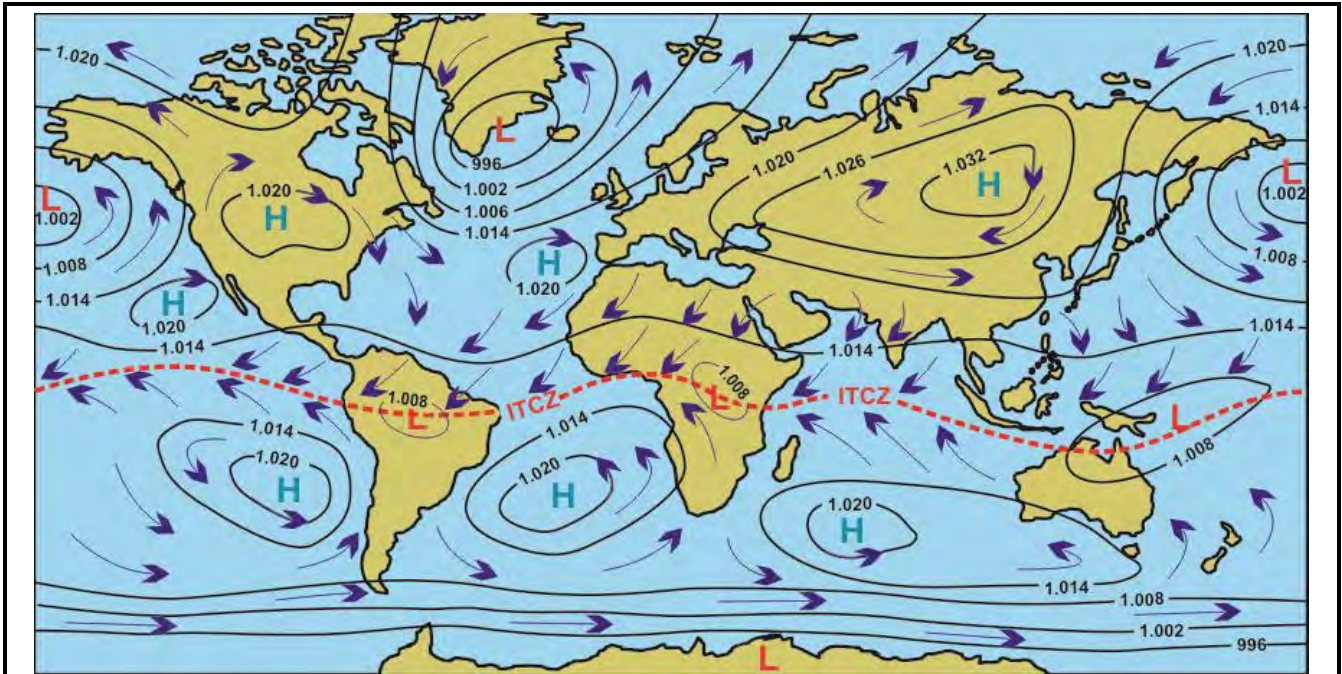


Fig. 1.52 - Mappamondo indicante le direzioni dei venti durante l'inverno boreale. In tratteggio rosso è indicata la zona di convergenza intertropicale (ITCZ) lungo la quale sono disponibili notevoli energie per le più elevate temperature delle acque marine (figg. 1.46 e 1.47). Lungo tale zona si formano i cicloni più forti.

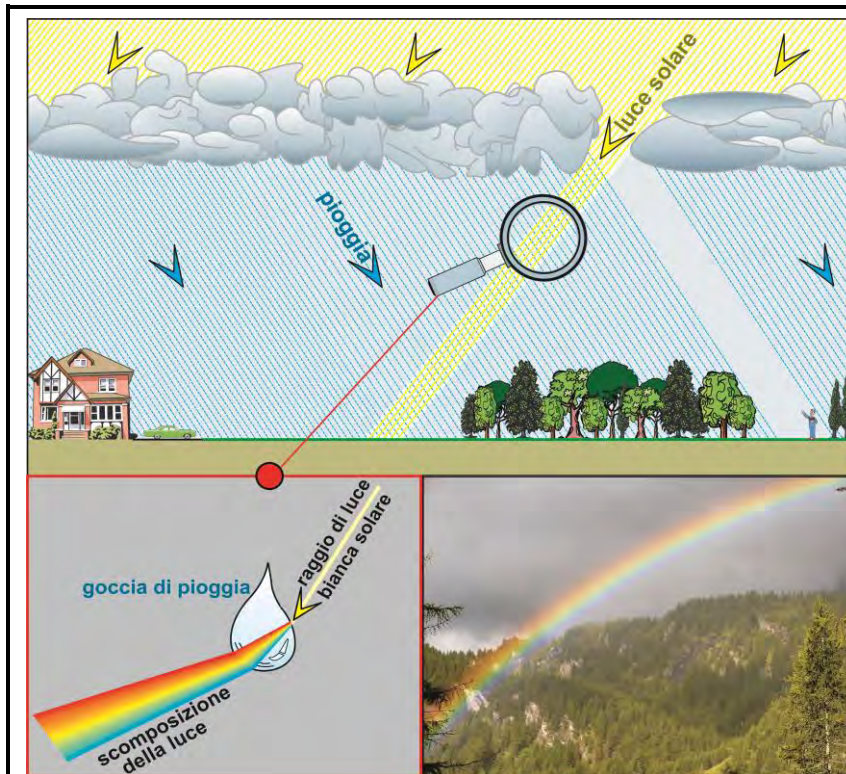


Fig. 1.53 - Attraverso uno squarcio nella fitta copertura nuvolosa associata ad un temporale, riesce a filtrare la luce del Sole che illumina le numerosissime e grandi gocce di pioggia che precipitano veloci verso il suolo.

Ciascuna goccia agisce come un piccolo prisma che rifrange la luce dividendola in fasci colorati. Ciascuna goccia quindi produce un microscopico arcobaleno. Ma le gocce sono numerosissime e gli effetti di tutte si sommano formando un "grande" e luminoso arcobaleno che si staglia ben visibile nel cielo.

L'entità della variazione della direzione di propagazione del raggio luminoso dipende dall'inclinazione con la quale il raggio stesso "colpisce" la superficie di separazione tra i due mezzi: con la perfetta verticalità la rifrazione è nulla ed è tanto maggiore quanto più elevata è l'inclinazione (angolo tra la direzione del raggio e la superficie di separazione). Ma dipende anche dalle caratteristiche fisiche delle sostanze coinvolte. Infine, per ciò che più interessa, dipende soprattutto dalla lunghezza d'onda del raggio luminoso. Un fascio luminoso è "bianco" quando è costituito da un insieme di raggi luminosi con lunghezze d'onda diverse (dal rosso al blu/violetto). Quando esso giunge alla superficie di contatto aria/acqua tutti i raggi vengono rifratti secondo le regole sopra illustrate, ma anche in modo diverso in funzione delle lunghezze d'onda. I raggi con onde più lunghe (giallo e soprattutto rosso) subiscono una rifrazione leggermente superiore; il cambiamento della

direzione delle onde più corte (verde e soprattutto blu e violetto) è un po' meno evidente. In tal modo avviene una separazione dei colori analogamente a quanto rappresentato in **fig. 1.53**.

La luce bianca solare attraversa l'aria per incontrare la superficie della goccia d'acqua attraverso la quale avviene la scomposizione nei diversi colori con un effetto più o meno vistoso a seconda dell'angolo di incidenza della direzione della luce sulla superficie della goccia stessa. Quando l'effetto è più vistoso, tenuto conto della somma degli effetti dei miliardi di miliardi delle grosse gocce d'acqua di un temporale, si forma un arcobaleno, analogo a quello illustrato in **fig. 1.53**.

SCHEDA 1.12 - I colori del cielo

La luce bianca del Sole è una miscela di onde elettromagnetiche dal rosso ($\lambda \sim 7 \cdot 10^{-7}$ m) al blu/violetto ($\lambda \sim 4 \cdot 10^{-7}$ m). Se esaminiamo la composizione dell'atmosfera (**tab. 1.1**) risulta che le particelle più piccole sono atomi che compongono alcuni gas nobili come l'elio (He) e il neon (Ne), circa mille volte più piccoli (10^{-10} m) delle lunghezze d'onda del visibile (10^{-7} m). L'ossigeno è molto più abbondante; nell'atmosfera, si presenta sotto forma di molecole biatomiche (O_2), cioè coppie di atomi uguali strettamente legati tra loro, grandi quasi 10 volte i più piccoli atomi di elio, ma sempre 100 volte più piccole delle lunghezze d'onda nel campo del visibile. Le molecole d'acqua (H_2O) ed ancor più quelle di anidride carbonica (CO_2) sono un poco più grandi, ma sempre entro lo stesso ordine di grandezza.

Il miglior mezzo di propagazione delle onde elettromagnetiche è il vuoto, nel quale viaggiano alla velocità di 300.000 km/s. Nel mezzo "aria", costituito da particelle con dimensioni molto più piccole (da 100 a mille volte) della lunghezza d'onda, la luce perde un poco di velocità, ma tutto sommato si propaga ancora molto bene. In altri termini le onde elettromagnetiche con lunghezza d'onda nell'intervallo del visibile non "vedono" le singole particelle che compongono i principali gas dell'atmosfera perché troppo piccole e da esse sono poco o nulla influenzate nella loro propagazione attraverso l'aria.

Al limite superiore della troposfera le molecole d'acqua si riuniscono tra loro a formare goccioline piccolissime, non visibili ad occhio nudo e non in grado di sviluppare delle nubi, ma sufficientemente grandi da diventare paragonabili ai valori delle lunghezze d'onda del visibile. Tali goccioline possono anche diventare microscopici cristalli di ghiaccio di analoghe dimensioni. Inoltre altre particelle di natura diversa, microscopiche e quindi sufficientemente leggere da rimanere sospese negli strati alti dell'atmosfera, si uniscono a quelle di acqua e di ghiaccio. Da ciò si capisce che l'aria non è costituita soltanto dai gas elencati in **tab. 1.1**, ma anche da materiali, pur sempre molto leggeri e costituiti da particelle piccolissime, con dimensioni sufficienti per interferire con la luce solare.

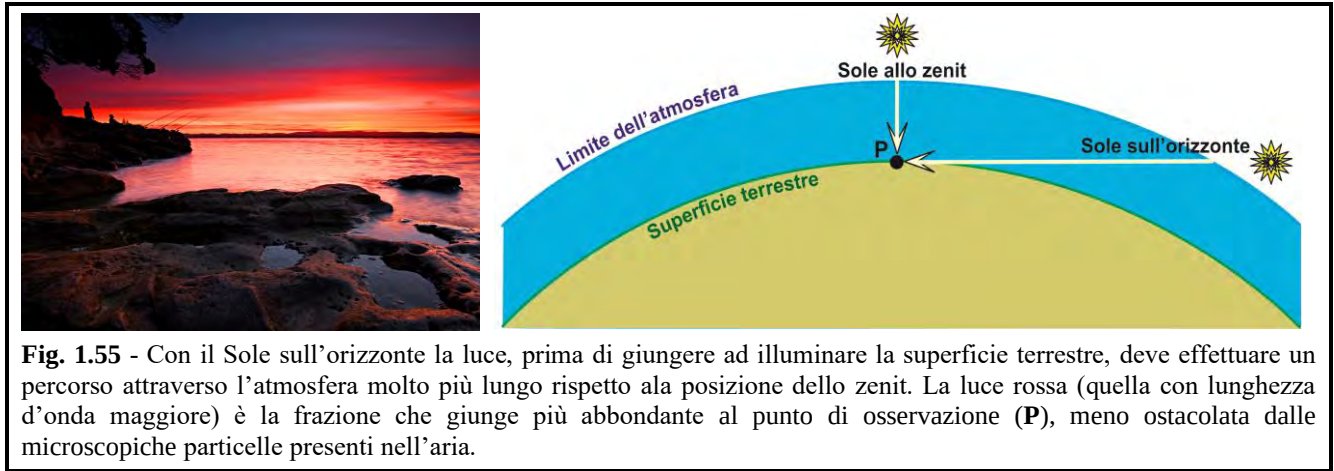


Fig. 1.54 - la clorazione blu del cielo è particolarmente evidente nelle situazioni di atmosfera asciutta e pulita. In tal modo sono soltanto le più piccole particelle di acqua e micropolveri degli strati superiori ad interagire con le onde elettromagnetiche della luce solare, cioè quelle con dimensioni paragonabili alla lunghezza d'onda della luce blu. Cieli del genere si ammirano, per esempio, in alta montagna oppure nei deserti, come quello raffigurato a sinistra.

Immaginiamo ora un fascio di luce solare bianca, somma dei colori dell'arcobaleno. Esso penetra nell'atmosfera incontrando, soprattutto negli strati superiori, particelle di acqua, ghiaccio e micropolveri le cui dimensioni sono simili alla lunghezza d'onda dello spettro solare vicino al blu ($\lambda \sim 4 \cdot 10^{-7}$ m). Succede allora che tutte le onde di lunghezza superiore (verde, giallo, rosso) attraversano l'atmosfera quasi del tutto indisturbate. Invece le onde blu sono leggermente "disturbate" nel loro movimento da quelle particelle; succede allora che una piccola parte di esse vengono rimbalzate o assorbite o deviate, ... cioè vengono separate dal fascio di luce originario, all'interno del quale rimangono ancora la maggior parte delle onde blu e quindi ancora portatore di luce bianca. Le onde di luce blu separate dal fascio originario per l'effetto sopra descritto si propagano in tutte le direzioni, anche verso i nostri occhi sulla superficie della Terra, rendendosi "visibili" e facendo apparire il cielo di colore azzurro o addirittura blu in certe situazioni (**figg. 1.54**).

Se l'umidità dell'aria è elevata, le goccioline d'acqua, pur ancora invisibili ad occhio nudo, sono più grandi. Inoltre, verso gli strati inferiori della troposfera, si possono trovare polveri caratterizzate da particelle un poco più grandi. Pertanto anche una parte delle luci con maggiori lunghezze d'onda possono essere interferite, andandosi ad aggiungere a quelle blu. Succede allora che l'insieme delle luci disperse comprende un po' tutti i colori dello spettro solare ed il cielo appare più chiaro, con passaggio dal blu al celeste e quindi ad un celeste sempre più pallido, fino a diventare, in certi casi, quasi bianco.

In assenza di atmosfera il cielo apparirebbe nero, in quanto assolutamente privo di materia "illuminabile". L'atmosfera invece è vera e propria materia (anche se rarefatta) e quindi "colorabile" con la luce. Il colore che risulta è quello corrispondente alla lunghezza d'onda (o combinazione di lunghezze d'onda) delle onde elettromagnetiche che maggiormente interferiscono con le particelle che fanno parte dell'atmosfera.



Bisogna anche considerare che in ogni caso l'atmosfera assorbe la luce ed in misura superiore tanto più lungo è il percorso che la luce stessa deve effettuare per attraversarla, per esempio, per effetto della forte inclinazione dei raggi solari. Infatti spesso nelle tranquille serate con cielo leggermente velato di nubi alte e sottili si osserva una netta dominante rossa dovuta al fatto che, con il Sole al tramonto (sull'orizzonte; **fig. 1.55**) la luce è costretta ad effettuare un percorso molto più lungo nell'atmosfera rispetto a quanto accade con lo stesso Sole allo Zenit. In tali condizioni sono le onde elettromagnetiche più lunghe (quelle giallee e soprattutto rosse) ad essere meno interferite dalle particelle microscopiche presenti nell'aria e quindi sono quelle che giungono più abbondanti ad illuminare tutto il paesaggio della sera.

SCHEDA 1.13 - Classificazione delle nubi

Le nuvole, secondo la classificazione ufficiale dell'Aeronautica Militare, sono divise in quattro famiglie in funzione delle loro loro altezza e forma come nel seguito riassunto (**fig.1. 56**).

Altezza superiore a 6.000 m (non provocano piogge):

- **cirri**; nuvole sottili e filamentose a forma di piuma, composte da cristalli di ghiaccio;
- **cirrocumuli**; piccoli banchi o increspature bianche simili a scaglie di pesce;
- **cirrostrati**; veli bianchi e trasparenti che coprono il cielo formando spesso un alone attorno al sole o alla luna;

Altezzatura 2.000 ÷ 6.000 m (raramente provocano piogge):

- **altocumuli**; masse nuvolose tondeggianti disposte a rotoli o banchi, spesso chiamate a "pecorella";
- **altostrati**; strati grigiastri o azzurrognoli coprenti parzialmente il cielo, rendendo il sole debole e sbiadito.

Altezza inferiore a 2.000 metri

- **strati**; livello di nubi grigio e uniforme simile a una nebbia alta (in genere provocano una pèioggia leggera);
- **stratocumuli**, sono uvole basse, grandi e scure con zone grigie e tondeggianti (possono provocare piogge di media intensità);
- **nembostrati**; nuvole scure e spesse che portano piogge o nevicate continue e prolungate.

Nubi a sviluppo verticale

- **cumuli**; nuvole bianche, gonfie e con una base piatta, simili a grandi cavolfiori; se sono piccoli indicano bel tempo.
- **cumulonembi**; nuvole imponenti a forma di incudine o torre alta; tipici dei forti temporali, con piogge intense e fulmini.



SCHEDA 1.14 - Tuoni e fulmini

A pag. 18 è stato illustrato il fronte freddo: una massa d'aria fredda si scontra con una presistente massa d'aria calda che viene scalzata e sollevata, talora violentemente, con sviluppo di nubi prevalentemente cumuliformi, vere e proprie "torri" con grande sviluppo verticale. Se l'aria presistente è molto calda e ricca di umidità (tanta energia e tanta acqua sotto forma di gas) si possono avere rovesci molto abbondanti sotto forma di temporali anche violenti. Più in generale, tenuto conto che il meccanismo fondamentale per dare luogo a tali fenomeni e la salita (più o meno violenta) dell'aria calda, più leggera, in quota, le condizioni per eventi temporaleschi, con tanto di fulmini e tuoni, sono nel seguito descritte.

- **Elevata umidità elevata nei bassi strati**; abbondante quantità di acqua allo stato gassoso presso il suolo, come spesso accade nelle giornate calde e afose in estate.
- **Gradiente termico**; l'aria in quota è significativamente più fredda rispetto all'aria calda in risalita dal suolo; in tal modo la bolla gassosa calda e umida continua a salire in quanto rimane sempre più calda (più leggera) dell'aria circostante.
- **meccanismo di sollevamento**; l'aria calda sale in quota per i seguenti motivi:
 - **riscaldamento da irraggiamento**; il sole scalda fortemente il terreno, come accade in occasione dei temporali estivi di calore, talora improvvisi ed imprevedibili in condizioni di relativa/apparente stabilità atmosferica (**fig. 1.57**); le sempre più elevate temperature a causa del mutamento climatico in corso comportano maggiori frequenza e violenza di tali eventi;
 - **fronte freddo**; come sopra descritto (**figg. 1.30 e 1.58**);
 - **sollevamento orografico**; il vento spinge la massa d'aria umida contro una catena montuosa, costringendola ad salire lungo il pendio; si tratta di una tipica situazione estiva in montagna in conseguenza della brezza di valle (**fig. 1.27**), soprattutto nelle ore più calde della giornata, a partire dal primo pomeriggio, quando, in corrispondenza delle cime più elevate si formano i primi nuvoloni che, man mano di espandono fino a determinare talora brevi ma anche violenti rovesci temporaleschi; per tale ragione gli escursionisti con maggiore esperienza prediligono le attività in alta montagna molto presto la mattina per rientrare in tempo allo scopo di evitare situazioni meteo che possono essere pericolose; situazioni analoghe possono verificarsi anche con il fenomeno dello stau (**fig. 1.49**).



Fig. 1.57 - Schema di un temporale di calore. L'aria calda e umida sale violentemente in alto dove si raffredda con formazione di una nube che si sviluppa notevolmente in verticale fino al livello della tropopausa dove si allarga assumendo la forma di incudine tipica del cumulonembo.

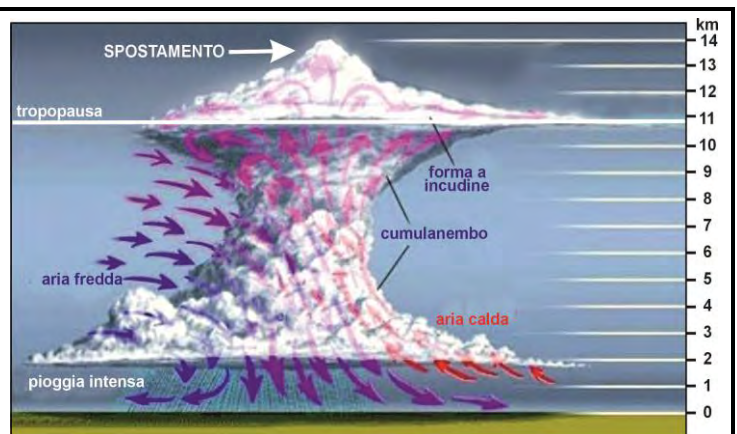


Fig. 1.58 - Violenti rovesci si possono manifestare in occasione dell'irruzione di un fronte freddo. La preesistente aria calda si innalza velocemente con conseguente formazione di potenti nubi a forma di incudine (cumulonembi). Se l'aria preesistente è molto calda si possono manifestare violenti temporali con abbondanti precipitazioni.

Quando l'aria calda sale all'interno del cumulonembo (a velocità che possono superare i 100 km/h), incontra zone con temperature sotto lo zero nelle parti alte della nube, la quale è essenzialmente costituita da particelle quali goccioline d'acqua, piccoli cristalli di ghiaccio e gragnola (simile a piccoli fiocchi di neve, più o meno consistenti, ma non "duri" come il ghiaccio vero e proprio). L'alta velocità di risalita della nube comporta la collisione di tali particelle caratterizzate da elevata energia cinetica che provoca elettrificazione delle particelle stesse con un meccanismo simile a quello dello strofinio². I cristalli di ghiaccio più leggeri, carichi positivamente, vengono spinti verso la cima della nube, mentre le particelle un po' più grandi e pesanti (gragnola e le gocce più grosse), cariche negativamente, si concentrano nella parte medio-bassa della nube, inducendo una carica positiva in corrispondenza del suolo.

In sintesi risultano differenze di potenziale tra le parti alte e media della nube e tra la parte media della nube stessa e il terreno. Quando tali differenze superano la capacità isolante dell'aria, scocca una violenta scarica elettrica, ovvero il **fulmine**, che quindi può avvenire all'interno della nube oppure tra la nube stessa e il suolo.

Quando il fulmine attraversa l'aria, questa, lungo la direzione di propagazione della scarica, si scalda a temperature fino a temperature di $20.000 \div 30.000$ °C in una frazione di secondo. Tale riscaldamento molto forte e praticamente istantaneo provoca una violentissima ed improvvisa espansione dell'aria circostante e quindi un'onda d'urto che si trasforma in un'onda sonora percepita dalle nostre orecchie come un forte boato: il **tuono**.

Quando è molto elevata la differenza di temperatura tra l'aria in corrispondenza del suolo e quella molto più fredda in quota, le correnti ascensionali sono molto più forti. Le gocce d'acqua congelano formando piccole palline di ghiaccio; queste scendono per gravità e potrebbero fondere man mano verso il basso diventando gocce di pioggia. Ma se le succitate correnti ascensionali sono molto forti le palline ghiaccio invece di continuare la discesa vengono trascinate verso l'alto dove aumentano di dimensioni per l'aggiunta di altra acqua ghiacciata; quindi il loro peso aumenta e ciò consente loro la discesa.

² Quando due materiali diversi (esempio penna di plastica strofinata su un panno) vengono messi a contatto e poi allontanati tramite strofinio, uno dei due corpi cede elettroni caricandosi positivamente, mentre l'altro acquista elettroni caricandosi negativamente.

per gravità. Se le succitate correnti continuano ad essere forti i chicchi di grandine nuovamente risalgono ed aumentano di volume. Questa alternanza di discese e salite comporta un incremento del volume della grandine. A causa del cambiamento climatico il riscaldamento è sempre maggiore determinando un incremento dell'energia in gioco nei temporali e quindi dell'effetto del gioco sali/scendi della grandine con formazione di veri e propri pericolosi "proiettili" di crescenti dimensioni.

In sintesi, in un temporale ordinario, l'aria calda sale verso l'alto (corrente ascendente) e si raffredda. Si formano le gocce di pioggia che cadono verso il basso (corrente discendente) nella stessa zona dalla quale sale l'aria calda. La pioggia, relativamente fredda attenua il flusso d'aria calda e il temporale muore velocemente. In determinate condizioni, soprattutto con aria molto calda presso il suolo, può formarsi la cosiddetta **supercella**, ovvero una sorta di super-temporale molto potente e più duraturo, capace di produrre danni molto gravi:

- in presenza di venti a quote diverse che cambiano intensità e direzione con l'altezza, la corrente di aria calda che sale e quella di aria fredda/pioggia che scende vengono separate spazialmente;
- il cambio di venti a quote diverse impone alla colonna d'aria calda ascendente di vorticare su sé stessa intorno ad un asse verticale rispetto al terreno;
- dato che la pioggia non cade sopra l'aria calda che sale, il temporale non viene attenuato; invece, continua ad "aspirare" aria calda e umida dall'ambiente circostante per diverso tempo, anche alcune ore.

2 - ELEMENTI DI CLIMATOLOGIA

2.1 - Meteorologia e climatologia

La pioggia, la neve, la brina, la grandine, il vento, la nebbia,... sono fenomeni atmosferici dovuti a scambi di energia tra masse d'aria con caratteri fisici diversi (umidità, temperatura, pressione,...). Esse provengono dalle varie parti del globo, dove hanno ricevuto disuguali quantità di energia. È la diversità di riscaldamento da parte del Sole (maggiore all'equatore e minore ai poli) che determina squilibri termici a livello dell'atmosfera. Quindi si hanno spostamenti di masse d'aria che tendono a riportare condizioni di equilibrio. Altrimenti la temperatura sarebbe più elevata ai tropici e più bassa ai poli. I caratteri della circolazione generale dell'atmosfera, le diverse modalità e intensità dei fenomeni al suolo ed in quota, la descrizione puntuale del “tempo” di un determinato momento e il tentativo di predirne l'evoluzione, sono argomenti della **meteorologia**: *scienza che studia il tempo atmosferico* (**schede 2.1 e 2.2**). Il fine della meteorologia è quello di “costruire un modello” della circolazione generale dell'atmosfera che tenga conto delle variabili che su essa possono influire, allo scopo di predire, sulla base della situazione meteorologica passata e presente, l'evoluzione del tempo futuro (previsioni) con crescente attendibilità. Le *previsioni del tempo* sono importanti per la programmazione di trasporti via aerea o marittima, per prevenire il dissesto idrogeologico (conseguente ad intense precipitazioni) e i danni all'agricoltura, ecc....

Quasi tutti i satelliti artificiali sono muniti di apparecchiature in grado di “fotografare”, in un determinato istante, la situazione meteorologica di una regione. La superficie terrestre è “coperta” da una fitta rete di stazioni che registrano milioni di dati riguardanti i parametri meteorologici al suolo. Palloni sonda controllano la situazione dell'atmosfera alle varie altitudini. In Italia la raccolta e l'elaborazione di tali dati è affidata al SERVIZIO METEOROLOGICO dell'AERONAUTICA, che collabora attivamente con enti meteorologici di tutta l'Europa e di buona parte del Mondo.



Alzarsi al mattino, vedere il “tempo che fa” per predirne l'evoluzione durante la giornata, vuol dire “fare della meteorologia”. Decidere di andare in vacanza in montagna nel mese di luglio perché si pensa che, in genere, è il più caldo e il meno piovoso dell'estate, vuol dire “fare della climatologia”.

La **climatologia** è una scienza affine alla meteorologia, il cui obiettivo principale è quello di definire il *tempo medio* di una regione, come sintesi di analisi statistiche della successione di eventi meteorologici che hanno caratterizzato quella regione nel passato.

La climatologia una scienza storica: non cerca di prevedere il tempo che farà, ma studia il *tempo che è stato*, andando indietro negli anni, nei decenni ed anche nei secoli. La climatologia utilizza, come strumento fondamentale, la *statistica*. Questa fornisce preziosi risultati se è grande il numero di dati a disposizione (rilevati alle stazioni meteorologiche e riguardanti la temperatura dell'aria, le precipitazioni, ecc....). I climatologi raccomandano che il *periodo di osservazione*, durante il quale sono state compiute le rilevazioni, presso una o più stazioni meteorologiche, non sia inferiore a $25 \div 30$ anni. In Italia, i dati che si utilizzano per gli studi di climatologia, oltre a quelli rilevati dal Servizio Meteorologico dell'Aeronautica, si ricavano dagli *Annali Idrologici* pubblicati, a partire dal 1913, dal SERVIZIO IDROGRAFICO ITALIANO.

Con L. 183/1989 i Servizi Idrografico e Mareografico vennero unificati nel Servizio Idrografico e Mareografico Nazionale (SIMN) e confluirono, insieme ad altri (sismico, dighe e geologico), presso i Ministeri dei Lavori Pubblici e dell'Ambiente, nei Servizi Tecnici Nazionali della Presidenza del Consiglio dei Ministri. I dati rilevati dalle stazioni meteorologiche e idrometriche del SIMN sono pubblicati negli “Annali Idrologici”, consultabili dal sito web dell'ISPRA (ISTITUTO SPECIALE PER la PROTEZIONE AMBIENTALE). Con D. Lgs. 112/1998 (conferimento di funzioni e compiti amministrativi dello Stato alle Regioni ed agli enti locali) la gestione delle stazioni idrometriche passò alle Regioni (quindi alle ARPA; AGENZIA REGIONALI per la PROTEZIONE AMBIENTALE), ma determinando ritardi ed inefficienze.

Le alluvioni, dovute ad eventi meteorologici eccezionali (che recano danni a persone, ai manufatti, all'agricoltura ed all'economia,...), le siccità, l'uso più corretto e razionale delle risorse idriche,... dimostrano l'importanza dello studio e della programmazione di interventi sul territorio atti a limitare sempre più efficacemente i danni derivati da “capricci meteorologici”, prevedibili statisticamente. Gli eventi meteorologici intensi, sempre più spesso, innescano le manifestazioni del *dissesto idrogeologico*. I progetti di interventi di protezione sul territorio non possono prescindere da un accurato studio statistico della successione degli eventi meteorologici normali ed eccezionali che, storicamente, hanno caratterizzato il clima. Le applicazioni delle analisi climatiche sono numerose: dal ripristino di argini di corsi d'acqua alla sistemazione della rete idrica, dal calcolo e gestione delle

risorse idriche al dimensionamento di fogne e collettori. Lo sfruttamento agricolo del territorio è connesso con le caratteristiche del clima che, tra l'altro, ha notevole influenza sui processi di formazione del suolo. La ricerca scientifica nel settore climatologico è un aspetto fondamentale dello studio e della tutela della Natura, una necessità improrogabile conseguente ai gravi guasti ambientali perpetrati soprattutto negli ultimi decenni.

2.2 - Le regioni climatiche

I diversi e molteplici aspetti del tempo atmosferico (temperatura dell'aria, pioggia, neve, grandine, nebbia, vento,...) non concorrono separatamente a costituire il clima di un qualsiasi località della Terra, ma si combinano tra loro in modo molto vario. Considerando solo i valori medi dei diversi parametri misurati per lungo tempo, le possibili combinazioni sono così numerose da ritenere praticamente impossibile per due luoghi della Terra avere un clima identico. Esiste un numero illimitato di climi realmente esistenti e distinguibili; pertanto diventa necessaria un raggruppamento in tipi (classificazione). Le variabili che vengono prese in maggior considerazione sono le temperature e le precipitazioni, ma ciò non rende più facile individuare semplici criteri di classificazione.

Si potrebbe considerare unicamente la temperatura media annua; due località diverse possono presentare uguale valore, ma una con valori stagionali molto simili e l'altra con valori estremi molto diversi, la cui media è comunque la stessa; quindi due località caratterizzate da grande differenza per l'escursione termica, potrebbero essere classificate nello stesso clima. Si potrebbe utilizzare, come criterio principale, il numero medio di giorni in cui si verificano temperature uguale o inferiori allo zero, limite biologico fondamentale; oppure si potrebbe utilizzare, come riferimento, la temperatura di 15 °C, il valore medio annuo dell'intero pianeta, al netto del cambiamento climatico degli ultimi decenni. Vi sono numerosi sistemi per classificare i climi della Terra, ciascuno dei quali presenta vantaggi, ma nessuno può definirsi il migliore. Il fine è lo stesso: ridurre gli innumerevoli climi locali a un numero relativamente esiguo di tipi fondamentali entro i quali i singoli elementi presentino caratteri in comune, suddividendo la Terra in **regioni climatiche**, cioè porzioni della superficie del nostro pianeta entro le quali i climi sono simili.

PARMENIDE di Elea (500 a.C.), prese come linee divisorie i tropici e i circoli polari; individuò una zona torrida centrale, due zone temperate con clima mite con sensibili oscillazioni termiche stagionali e due zone fredde. La classificazione di Parmenide è una ripartizione secondo fasce di latitudine. Del resto sembra ovvio che la trama di fondo della distribuzione dei climi sulla Terra debba avere una base zonale in funzione della diversa intensità della radiazione solare. Una simile impostazione si complica per la diversa distribuzione delle terre emerse e dei mari, per l'orografia (montagne alle basse latitudini possono avere un clima analogo alle pianure delle alte latitudini) e per altri numerosi fattori. Una ripartizione dei climi basata solo sulle fasce latitudinali è insufficiente. Il geografo tedesco ALEXANDER VON HUMBOLDT (1806-1859) utilizzò come criteri fondamentali i seguenti valori termici:

- la temperatura media annua pari a 20 °C, come limite fra i climi caldi e quelli temperati;
- la temperatura di 10 °C nel mese più caldo; tale isoterma coincide con il limite settentrionale delle foreste.

L'Autore ottenne una delimitazione di tre zone fondamentali della Terra (calda, temperata e fredda), più aderente alla realtà, ma ancora troppo schematica. Fra i numerosi tentativi di classificazione fondati prevalentemente sulla temperatura dell'aria, merita di essere ricordato quello di Wladimir Petrovich. KOPPEN che, nel 1884, propose uno schema più articolato; esso individua cinque tipi climatici fondamentali:

- **clima tropicale**, in nessun mese il valore termico medio scende sotto i 20 °C;
- **clima subtropicale**, 4 ÷ 11 mesi con valore termico medio superiore a 20 °C; nei rimanenti mesi non scende sotto i 10 °C;
- **clima temperato**, meno di 4 mesi con temperatura media inferiore a 20 °C; 4 ÷ 12 mesi con temperatura compresa fra 10 e 20 °C e meno di 4 mesi con temperatura inferiore a 10 °C;
- **clima freddo**, 1 ÷ 4 mesi con temperatura media fra 10 e 20 °C e i restanti mesi con media inferiore a 10 °C;
- **clima polare**, tutti i mesi hanno un valore termico medio inferiore a 10 °C.

Anche i criteri proposti da Koppen sono criticabili. Lo stesso Autore propose modifiche al suo modello e dopo la sua scomparsa i suoi collaboratori lo perfezionarono ulteriormente (**scheda 2.3**). I dati in **tab. 2.1** sono sufficienti per la classificazione dei climi di numerose località del Mondo nei cinque tipi (e sottotipi) proposti da Koppen (essi possono essere convenientemente utilizzati per rappresentare i climogrammi termo - pluviometrici; **scheda 2.4**). Numerosi altri ricercatori (DE MARTONNE nel 1926, THORNTHWAITE nel 1948, FLOHN nel 1950, GAUSSEN nel 1952, TURC nel 1953 e tanti Altri) hanno proposto schemi di classificazione dei climi. Tuttavia sembra più che sufficiente ricordare quello proposto da Koppen, tanto più che ad esso assomigliano tutti gli altri, in quanto le differenze non sono facilmente distinguibili in carte a piccolissima scala dove, come sulle pagine di un atlante, si pretende di rappresentare tutta la Terra.

Tab. 2.1 - Valori medi mensili ed annui delle temperature “T” [°C], delle precipitazioni “P” [mm] e dell’escursione media annua “E” [°C] di alcune località in diverse parti del mondo.

Clima umido equatoriale. Uaupés (Brasile), presso l’equatore (83 m s.l.m.; E = 1,6 °C).													
	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
T	26,9	26,7	26,7	26,5	26,4	25,8	25,3	26,1	26,5	26,6	26,8	26,8	26,4
P	262	196	254	269	305	234	224	183	130	175	183	264	2.679
Clima monsonico. Cochín (India), presso l’equatore (3 m s.l.m.; E = 3,2 °C).													
	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
T	26,9	27,8	28,9	29,6	28,9	26,7	26,1	26,4	26,6	26,8	27,5	27,2	27,5
P	23	20	51	124	297	724	592	353	340	196	170	41	2.931
Clima secco tropicale umido. Saigon (Vietnam), sopra l’equatore (9 m s.l.m.; E = 3,6 °C).													
	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
T	26,4	27,2	28,6	29,7	28,9	27,8	27,5	27,5	27,2	27,2	26,7	26,1	27,8
P	15	3	13	43	221	330	315	335	269	260	114	56	1.974
Clima tropicale desertico. Cairo (Egitto), 30° Lat. Nord (116 m s.l.m.; E = 15,0 °C).													
	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
T	13,3	14,7	17,5	21,1	25,0	27,5	28,3	28,2	26,1	24,2	20,0	15,0	21,7
P	5	4	3	2	2	1	0	0	1	1	1	3	23
Clima tropicale steppico desertico. Bushire (Iran), 30° Lat. Nord (4 m s.l.m.; E = 18,3 °C).													
	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
T	14,2	15,0	18,9	23,3	28,1	30,3	31,9	32,5	30,3	26,7	21,4	16,4	24,1
P	74	46	20	10	5	0	0	0	0	3	41	81	280
Clima freddo desertico. Santa Cruz (Argentina), 50° Lat. Sud (12 m s.l.m.; E = 13,6 °C).													
	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
T	15,0	15,0	12,5	8,9	5,6	1,9	1,4	3,9	6,4	9,2	11,1	13,1	8,9
P	15	10	10	15	12	13	12	14	10	11	12	17	151
Clima freddo steppico. Ankara (Turchia), 40° Lat. Nord (861 m s.l.m.; E = 23,1 °C).													
	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
T	-0,3	1,1	5,0	10,8	16,1	18,6	22,5	22,8	18,3	13,6	8,3	2,2	11,7
P	33	30	32	34	48	25	13	10	18	23	30	48	344
Clima umido subtropicale. Nagasaki (Giappone), 32° Lat. Nord (133 m s.l.m.; E = 21,4 °C).													
	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
T	5,8	6,1	9,4	14,4	18,3	21,9	26,1	27,2	23,6	18,3	13,3	8,1	16,1
P	71	84	124	185	193	312	257	249	175	114	94	81	1.941
Clima costiero marino (Caldo estivo). Nuova Zelanda, 37° Lat. Sud (26 m s.l.m.; E = 8,3 °C).													
	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
T	19,4	19,2	17,2	16,4	13,6	11,7	11,5	11,1	12,5	14,2	15,6	17,5	15,0
P	79	81	94	97	127	137	145	117	102	99	91	79	1.247
Clima costiero marino (freddo estivo). Kodiak (Alaska), 54° Lat. Nord (4 m s.l.m.; E = 13,7 °C).													
	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
T	-0,6	0,0	0,6	3,3	6,1	9,7	12,5	13,1	10,3	6,1	2,2	0,3	5,3
P	124	114	99	94	150	119	86	130	135	183	152	147	1.534
Clima mediterraneo. Gerusalemme (Israele), 32° Lat. Nord (757 m s.l.m.; E = 15,3 °C).													
	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
T	8,9	9,4	13,1	16,4	20,6	22,5	23,9	24,2	23,1	21,1	16,4	11,1	17,2
P	137	127	64	28	3	1	0	0	2	13	71	86	532
Clima umido continentale (caldo estivo). Corea, circa 37° Lat. Nord (70 m s.l.m.; E = 28,6 °C).													
	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
T	-3,3	-1,7	3,3	10,0	15,3	20,3	23,9	25,3	20,3	14,4	6,4	-0,8	11,1
P	18	20	30	66	84	99	277	224	109	46	36	28	1.036
Clima subartico continentale. Quebec (Canada), 50 Lat. Nord (376 m s.l.m.; E = 35,0 °C).													
	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
T	-18,6	-16,4	-12,2	-2,2	6,7	13,1	16,4	15,0	10,0	3,1	-5,6	-14,7	-0,6
P	58	51	66	69	74	109	114	130	137	102	86	69	1.064
Clima subartico marino. Isole Falkland, quasi 52 Lat. Sud (2 m s.l.m.; E = 7,5 °C).													
	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
T	9,4	8,9	8,1	6,1	3,9	2,2	1,9	2,2	3,9	5,3	6,9	8,1	5,6
P	76	69	65	63	58	53	51	48	38	43	51	71	681

Clima della Tundra. Upernivik (Groenlandia), 73 Lat. Nord (18 m s.l.m.; E = 28,7 °C).													
	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
T	-21,7	-23,1	-20,8	-13,9	-3,6	2,2	5,0	5,6	0,8	-3,9	-9,7	-16,7	-8,3
P	10	13	18	15	15	13	23	25	28	30	28	15	234
Clima della calotta polare. Eismitte (Groenlandia), 71 Lat. Nord (3.000 m s.l.m.; E = 35,0 °C).													
	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
T	-41,7	-47,2	-40,0	-31,9	-21,1	-16,7	-12,2	-18,3	-22,2	-35,8	-38,3	-42,8	-30,6
P	15	10	8	5	3	2	4	8	9	11	13	25	111
Clima montano. La Paz (Bolivia), 16 Lat. Sud (3.658 m s.l.m.; E = 4,5 °C).													
	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
T	12,8	12,2	11,7	11,1	10,0	8,9	8,3	9,4	10,6	11,1	11,7	12,2	6,6
P	114	107	66	33	13	8	10	13	28	41	48	94	574

2.3 - Il clima in Italia

Il clima è comunemente definito come l'*insieme delle condizioni meteorologiche medie che caratterizzano una località*. La temperatura dell'aria, la pressione atmosferica, l'umidità, le precipitazioni,... sono gli *elementi del clima*; essi si condizionano vicendevolmente e sono molto variabili nelle diverse zone del mondo; infatti la classificazione dei climi è una disciplina molto complessa. Si potrebbe pensare che la classificazione dei climi in una regione molto limitata della Terra come la penisola italiana, sia più facile, ma la realtà è ben diversa. Sappiamo che gli elementi del clima sono, in Italia, fortemente influenzati da diversi fattori; fra essi ricordiamo:

- *latitudine*; l'Italia è molto sviluppata latitudinalmente, con limiti compresi tra 37° Lat. Nord e 47° Lat. Nord;
- *altitudine*; aree costiere che si affacciano sul mare e montagne che superano i 4.000 m s.l.m.;
- *continentalità*; il clima delle zone costiere è influenzato dalla massa marina con basse escursioni termiche; viceversa le ampie pianure interne, come la pianura Padana centrale ed occidentale, sono poco influenzate dal mare e fortemente condizionate dalle nebbie nella stagione invernale (**fig. 2.1**);
- *l'esposizione*; molte montagne sono esposte a Nord e quindi caratterizzate da una minore radiazione solare; alcuni versanti delle Alpi orientali sono direttamente esposti a Est o a Nord - Est risultando quindi più freddi; al contrario il versante meridionale dell'Appennino ligure è esposto a Sud; la zona della Riviera, pur trovandosi nell'Italia settentrionale, presenta temperature invernali particolarmente miti.

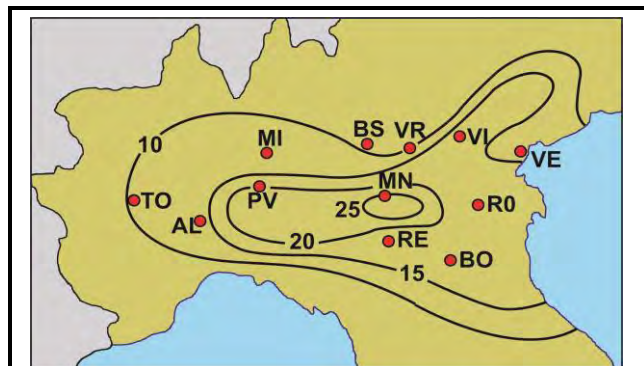


Fig. 2.1 - Frequenze (numero medio annuo di giorni) della nebbia sulla valle Padana nella stagione invernale.

Vi sono località alpine che presentano precipitazioni abbondanti in tutte le stagioni fino a valori annui sui 2.000 mm (Gran S. Bernardo; **tab. 2.2**), ma ve ne sono altre nel meridione con meno di 600 mm (Reggio Calabria; **tab. 2.2**) e dove le piogge sono prevalentemente concentrate nel semestre freddo quando minori sono le esigenze irrigue e potabili. Le temperature medie annue oscillano da valori negativi (località alpine più elevate), fino a medie di quasi 18 °C (Palermo). Occorre considerare l'esposizione ai venti predominanti nel Mediterraneo. Freschi e umidi quelli occidentali, più freddi i venti Nord - occidentali; ancora più freddi e secchi quelli orientali e Nord - orientali. I venti meridionali sono temperati o caldi e molto umidi (**fig. 2.2**). Un approfondimento dei climi italiani è possibile mediante il confronto dei climogrammi termo - pluviometrici di più località (**scheda 2.4**).

Tab. 2.2 - Valori medi mensili ed annui delle temperature "T" [°C], delle precipitazioni "P" [mm] e dell'escursione media annua "E" [°C] di alcune località italiane.

ZONA ALPINA - Gran S. Bernardo (2.467 m s.l.m.; E = 16,1 °C).													
	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
T	-9,2	-9,0	-7,1	-4,3	-0,2	4,0	6,9	6,9	4,3	-0,5	-4,9	-7,9	-1,8
P	176	157	157	215	183	139	129	138	154	178	200	173	1.999
ZONA ALPINA - Cortina d'Ampezzo (1.275 m s.l.m.; E = 18,1 °C).													
	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
T	-2,3	-1,3	1,8	5,2	9,1	13,5	15,8	15,4	12,7	7,6	2,8	-1,6	6,6
P	51	47	82	138	132	128	148	117	115	119	116	59	1.252

ZONA PADANA - Milano (121 m s.l.m.; E = 22,9 °C).													
	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
T	1,9	3,8	8,6	13,2	17,3	22,2	24,8	23,9	20,3	13,7	8,5	3,0	13,4
P	57	55	69	78	101	80	59	68	74	93	97	75	906
ZONA PADANA - Torino (238 m s.l.m.; E = °C).													
	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
T	0,9	3,3	8,3	12,9	17	21,2	23,4	22,8	19	12,9	6,9	2,4	12,5
P	32	37	58	93	113	84	60	66	68	73	79	54	817
ZONA PADANA - Bologna (55 m s.l.m.; E = 23,5 °C).													
	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
T	2,5	3,4	8,6	13,8	18,1	23,3	26,0	25,4	21,5	15,2	9,7	3,9	14,3
P	44	53	49	47	57	43	33	28	51	82	72	57	616
ZONA DELLA RIVIERA - Genova (21 m s.l.m.; E = 16,6 °C).													
	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
T	8,4	8,7	11,5	14,5	17,8	21,9	24,6	25,0	22,8	18,1	13,3	9,5	16,3
P	92	93	96	95	85	53	25	60	93	151	185	122	1.147
ZONA APPENNINICA - Urbino (451 m s.l.m.; E = 20,4 °C).													
	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
T	2,5	4,1	6,9	10,8	14,9	19,4	22,9	22,2	18,4	12,9	7,7	4,1	12,2
P	56	69	72	72	69	59	33	49	111	91	91	117	889
ZONA APPENNINICA - Potenza (826 m s.l.m.; escursione media annua = 18,3 °C).													
	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
T	3,5	3,7	6,6	10,5	14,4	19,3	21,8	21,0	18,8	14,1	10,1	5,3	12,5
P	102	79	65	64	70	49	26	30	58	71	99	103	816
ZONA ADRIATICA - Trieste (11 m s.l.m.; E = 14,3 °C).													
	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
T	5,3	4,8	8,6	12,9	17,1	21,2	24,0	23,8	20,8	15,6	11,0	6,3	14,3
P	61	50	65	77	87	91	69	70	94	113	119	67	963
ZONA ADRIATICA - Ancona (50 m s.l.m.; escursione media annua = 15,1 °C).													
	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
T	5,7	5,8	9,4	13,6	17,6	22,3	24,9	24,3	21,1	16,6	12,6	7,4	15,1
P	68	39	46	57	50	51	28	31	59	101	62	51	643
ZONA ADRIATICA - Bari (12 m s.l.m.; escursione media annua = 16,1 °C).													
	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
T	8,4	8,5	10,8	13,9	17,5	21,9	24,5	24,3	21,7	18,2	14,8	10,2	16,2
P	39	39	50	35	38	32	19	24	40	111	110	67	604
ZONA TIRRENICA - Firenze (50 m s.l.m.; E = 19,4 °C).													
	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
T	5,6	5,8	9,9	13,3	17,4	22,1	25,0	24,5	21,2	15,8	11,2	6,0	19,4
P	68	65	68	61	69	54	23	36	63	114	106	81	808
ZONA TIRRENICA - Roma (30 m s.l.m.; E = 16,5 °C).													
	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
T	7,5	8,5	10,0	13,0	17,0	21,0	23,5	24,0	21,0	16,5	11,5	8,5	15,2
P	103	99	68	65	48	34	23	33	68	94	130	111	876
ZONA TIRRENICA - Napoli (149 m s.l.m.; E = 16, 1 °C).													
	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
T	8,7	8,7	11,4	14,3	18,1	22,3	24,8	24,8	22,3	18,1	14,5	10,3	16,5
P	102	82	67	51	49	31	13	28	75	114	125	114	851
ZONA CALABRO - INSULARE - Reggio Calabria (15 m s.l.m.; E = 15,2 °C).													
	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
T	11,1	11,1	13,2	15,4	19,0	23,1	25,9	26,3	23,9	19,3	17,3	13,2	18,2
P	91	63	51	38	25	14	4	14	38	62	96	92	588
ZONA CALABRO - INSULARE - Palermo (71 m s.l.m.; E = 15,0 °C).													
	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
T	10,3	10,4	13,0	16,2	18,7	23,0	25,3	25,1	23,2	19,9	16,8	12,6	17,9
P	111	97	67	42	31	14	6	15	44	91	94	153	765
ZONA CALABRO - INSULARE - Cagliari (73 m s.l.m.; E = 15,9 °C).													
	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
T	9,9	10,3	12,9	15,3	18,6	22,8	25,8	25,7	23,3	19,5	15,6	11,8	17,6
P	70	59	59	45	38	11	6	7	38	64	73	80	668

2.4 - Il clima cambia

Il vulcano Agung (isola di Bali, Indonesia) ebbe una violenta eruzione nel marzo del 1963; la finissima polvere scagliata in alto venne sparsa dai venti nell'atmosfera. Le particelle di quella polvere formarono un velo che intercettò parte della radiazione solare, il che determinò, secondo le stime dei meteorologi, un raffreddamento dell'intero globo di circa un terzo di grado negli anni 1964 e 1965. Quella del vulcano Agung è stata una delle eruzioni più intense. Secondo il climatologo Hubert LAMB il quel "velo di polvere" era circa l'80 % di quello provocato dalla ben nota eruzione del Krakatau (Indonesia) del 1883. Le grandi eruzioni vulcaniche influenzano la macchina del tempo per alcuni anni, almeno sino a quando la polvere non si è deposta al suolo: Laki (Islanda) nel 1783, Monte Tambora (Indonesia) del 1815, Monte Pinatubo (Filippine) nel 1991,...

L'atmosfera di una grande città come Milano (a causa dell'attività industriale, del “fumo” prodotto dai veicoli, dal riscaldamento e da altre fonti) è inquinata (*smog*) ed è ricca di un “velo di polvere” che, analogamente a quella prodotta da un vulcano, determina una diminuzione della temperatura. Tale fenomeno, nelle grandi città, si è manifestato e si sta manifestando, ma ciò è in contrasto con i dati relativi ai rilevamenti della temperatura dell'aria effettuati, fin dall'inizio del 1900, con stazioni meteorologiche che hanno funzionato regolarmente nei principali centri abitati. Infatti alla fine del 1800, la temperatura era leggermente più bassa, anche se l'atmosfera era presumibilmente più pulita.

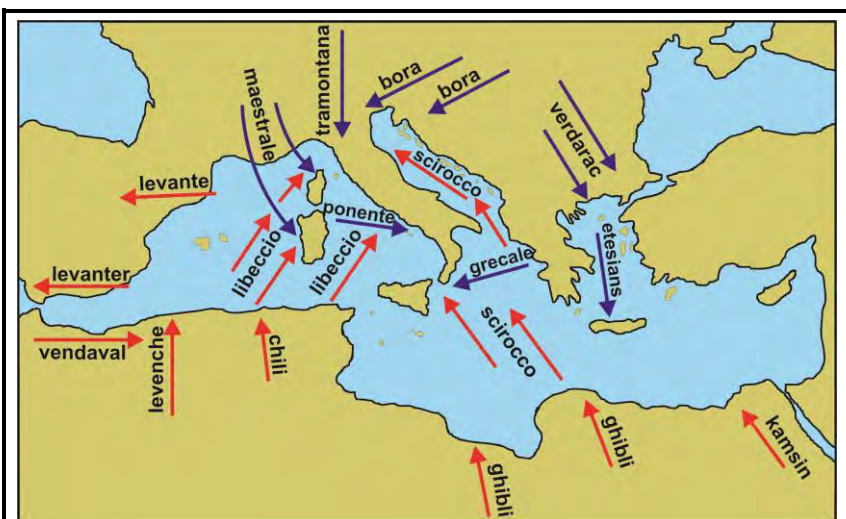


Fig. 2.2 - Denominazioni dei venti tipici dell'area del Mediterraneo.

Un altro fenomeno di inquinamento atmosferico che interessa l'intero globo è la liberazione di anidride carbonica (CO_2). Anche se questo gas costituisce una piccola frazione (meno di 1/1.000) dei gas della atmosfera, è molto importante nel determinare la temperatura terrestre, in quanto cattura una parte del calore emesso dalla Terra (producendo il cosiddetto **effetto serra**). Le attività umane, particolarmente nelle aree urbanizzate e la deforestazione, hanno già aumentato la CO_2 nell'atmosfera del 20 % dal 1950 (**fig. 2.3**) e si stima che nei prossimi anni tale percentuale salirà ancora in modo significativo (**scheda 2.13**). In tale situazione, se-

condo numerosi ricercatori, si determina un riscaldamento dell'atmosfera; ciò potrebbe ridurre le masse di ghiaccio ai poli e sollevare il livello dei mari, oppure potrebbe influire sul clima soprattutto delle zone temperate, inaridendole.

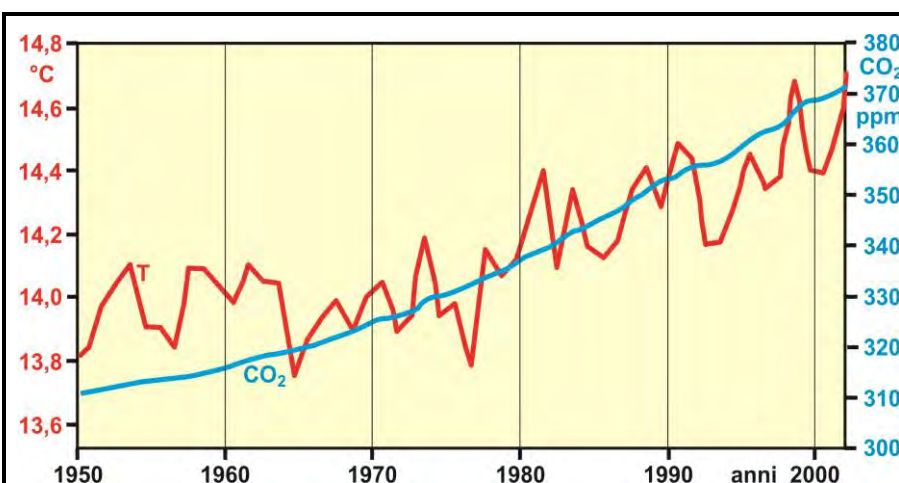


Fig. 2.3 - Correlazione tra gli incrementi della temperatura media annua globale dell'aria a livello del suolo [°C] ed il tasso di anidride carbonica (CO₂) espresso in parti per milione [ppm].

Da alcuni decenni si registra un evidente riscaldamento globale della Terra. Dal 1860 a oggi, la temperatura media è cresciuta di circa un grado (da 13,5° C a 15 °C) e almeno metà di questo incremento si è avuto negli ultimi 20 anni.

Secondo diversi ricercatori si prevede, al 2100, una crescita della tem-

peratura, rispetto al 1850, compresa fra 4 e 6,5 °C. Un aumento senza precedenti nella storia dell'uomo, se si pensa che al culmine dell'ultima era glaciale, 18.000 anni fa, la Terra era circa cinque gradi più fredda di ora e che il riscaldamento planetario da quell'epoca a oggi si è verificato in maniera da 10 a 100 volte più lenta. Attualmente ci troviamo da più di 10.000 anni in un cosiddetto *periodo interglaciale* (o *postglaciale*) un'epoca più calda tra due ere glaciali, ma l'attività umana potrebbe alterare, per la prima volta nella lunga storia terrestre, il consueto regime naturale.

L'aumento di temperatura registrato nelle principali città negli ultimi cento anni potrebbe essere dovuto a questo "effetto serra", connesso con il notevole aumento di produzione di CO₂, verificatosi in particolare dopo la prima guerra mondiale e poi negli anni 1950, periodi nei quali vi è stata una notevole crescita industriale, ma che continua ancora oggi, con effetti sempre più evidenti. L'effetto serra sarebbe responsabile dell'aumento di temperatura predominante rispetto all'effetto prodotto dal velo di polvere o smog. A questo punto si potrebbe affermare che il primo è prevalso sul secondo, ma questa è una affermazione non suffragata da dati sperimentali. È necessario aggiungere che gli ultimi tre decenni del 1800 sono stati più umidi della prima metà del 1900 e quindi una maggior copertura nuvolosa potrebbe aver determinato un minor riscaldamento da parte del Sole. Se ciò fosse vero il problema si sposta, in quanto bisognerebbe chiedersi se la diminuzione di precipitazioni nel periodo più recente può essere stata determinata da un cambiamento del clima a livello dell'intero globo. Oppure, semplicemente, siamo di fronte a oscillazioni climatiche che rientrano in una normale distribuzione statistica di una qualunque successione di eventi naturali, ma questa ultima ipotesi sembra contraddetta dall'elevata rapidità dei cambiamenti a cui stiamo assistendo, come mai si è manifestata.

Possiamo considerare un'altra ipotesi, più semplice, ma non meno attendibile: l'*inquinamento termico*. Con questa espressione si fa riferimento all'enorme quantità di energia degradata (calore) liberata nell'atmosfera in conseguenza di una intensa attività antropica. Questo fenomeno è maggiore nelle grandi città (le cosiddette "isole di calore") che costituiscono un insieme di fonti di inquinamento termico: riscaldamento, energia termica dissipata dai motori, ecc...

Nelle ore notturne la temperatura si abbassa perché il terreno irraggiando si raffredda. La perdita di calore è tanto più pronunciata quanto più il cielo è sgombro di nubi. La temperatura si abbassa molto meno in città che in campagna, soprattutto con il "bel tempo". Questo fenomeno è tanto maggiore quanto più gli edifici sono alti e ravvicinati. Infatti i muri delle case irraggiando in tutte le direzioni, anche verso il basso, svolgono le stesse funzioni delle nubi. La differenza di temperatura tra campagna e città aumenta con l'espansione edilizia.

L'analisi della successione cronologica delle temperature registrate da stazioni meteorologiche lontane dai maggiori centri abitati ha messo in evidenza una tendenza all'aumento della temperatura dalla fine del 1800 fino al periodo attuale, in accordo con quanto si verificherebbe nelle città. Ma ciò rappresenta una contraddizione in quanto in aperta campagna non vi è stata una grossa espansione edilizia e industriale. È difficile formulare ipotesi di inquinamento termico e/o chimico dell'atmosfera immediatamente sovrastante, a meno che non si consideri il fatto che tali dispersioni inquinanti non rimangono circoscritte in una zona ristretta, ma si diffondono influenzando il clima anche nelle aree più o meno vicine. Oppure le compromissioni locali dell'atmosfera determinano degli effetti limitati e inferiori a quelli di grande scala che coinvolgono l'intero pianeta e pertanto il riscaldamento registrato dagli studi climatici sulle grandi città e sulle zone meno abitate rientra nel contesto generale dell'incremento di temperatura per l'effetto serra su tutta la Terra secondo le teorie oggi più accreditate.

Non è possibile fornire una risposta univoca ed esauriente sulla modificazione climatica che coinvolge il mondo intero; abbiamo avanzato delle ipotesi che andrebbero "controllate" con ulteriori ricerche. È possibile a questo punto arrivare ad una conclusione assai importante: **il clima di una regione (o della Terra) può subire, nel corso della storia, fluttuazioni determinate da cause naturali o da fonti di inquinamento atmosferico**. Finché abbiamo dati riguardanti rilevazioni di stazioni meteorologiche, si può tentare di stimare l'entità e la durata di tali fluttuazioni, ma più indietro nel tempo, in epoche storiche, non si hanno dati sperimentali disponibili. È necessario, se si vuole percorrere a ritroso la storia del clima, fare riferimento a prove indirette quali documenti storici. Oppure si può ricorrere a metodi di ricerca cercando sulla superficie della Terra testimonianze della natura e del paleoclima di una data epoca (**schede 2.6 ÷ 2.11**).

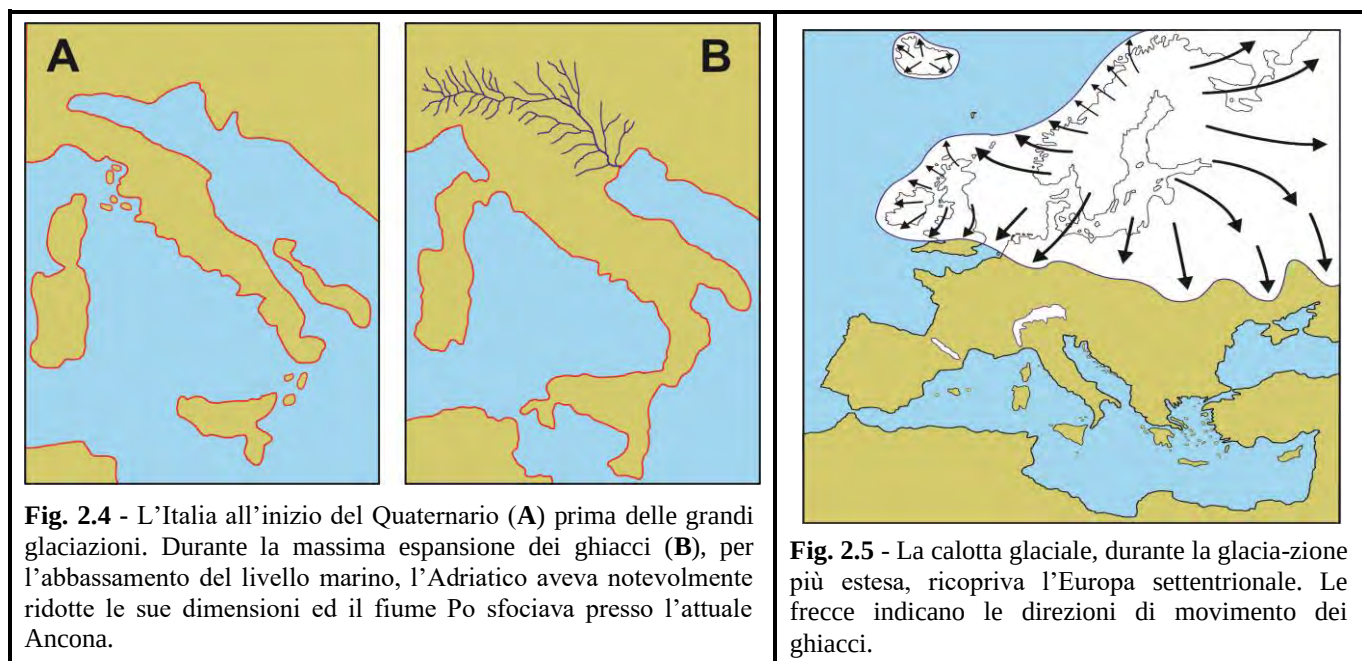
2.5 - Le glaciazioni

Vi sono diverse tecniche di indagine sul clima del passato (**schede 2.6 ÷ 2.11**). Ciascuna di esse non fornisce risultati precisi ma occorre correlare tutte le informazioni dei diversi tipi di indagine in modo da ottenere un quadro complessivo coerente ed attendibile. Ancora oggi si aggiungono dati alle nozioni già acquisite che spesso mettono in crisi modelli e teorie che sembravano prima molto probabili. Facendo riferimento alle regioni italiane (le Alpi in particolare) e non volendo entrare nel dettaglio di una precisa cronologia, faremo riferimento a cinque grandi periodi freddi che hanno caratterizzato l'era Quaternaria. Ci limiteremo a indicare l'età (la più probabile secondo la maggior parte dei ricercatori) dell'inizio del primo di questi periodi freddi: *due milioni di anni fa*. Tale limite può essere fatto coincidere con quello inferiore dell'**era Quaternaria** (o **Neozoico**) suddivisa nei periodi **Pleistocene** e **Olocene** (gli ultimi 12.000 anni quest'ultimo cioè dalla fine dell'ultima glaciazione).

Le cinque fasi fredde (**glaciazioni**) che hanno caratterizzato il Pleistocene sono denominate, a partire dalla più antica (iniziata circa 2 milioni di anni fa): **Donau, Gunz, Mindel, Riss e Würm**. Fra una glaciazione e l'altra il

clima era decisamente più mite (anche più caldo dell'attuale): periodi **interglaciali**. Attualmente stiamo vivendo in un periodo **postglaciale** che segue il Würm (l'ultima glaciazione). Nei periodi interglaciali il clima era anche più caldo dell'attuale e l'ambiente nella Pianura Padana, sulle colline e sulle montagne era decisamente diverso, simile a quello attuale delle regioni subtropicali. Le grandi masse di ghiaccio sulle montagne, dei poli e della Groenlandia erano ridotte, il livello marino assai più alto e le terre emerse meno estese (**fig. 2.4/A**).

Durante i periodi più freddi la temperatura della superficie terrestre era più bassa dell'attuale. Le grandi masse di ghiaccio dei poli raggiunsero la massima estensione invadendo parte del continente europeo e di quello Nordamericano (**fig. 2.5**). La conseguenza fu un generale abbassamento del livello marino e maggiore estensione delle terre emerse (**fig. 2.4/B**). L'ambiente naturale delle nostre regioni settentrionali era simile, come aspetto, a quello attuale delle regioni fredde del Nord - Est europeo, con estese foreste di conifere in pianura alternate ad ampi spazi con vegetazione simile alla steppa. Questi ambienti erano popolati da animali tipici dei climi freddi.



Durante le glaciazioni le Alpi erano “coperte” da grandi masse di ghiaccio che arrivavano ad invadere anche la pianura (una ricostruzione dettagliata della penisola italiana è proposta in **fig. 2.6**). L'estensione di tali ghiacciai, la loro azione di “esarazione” (erosione glaciale) nei confronti di quasi tutte le vallate alpine completamente occupate dai ghiacci, il trasporto da parte di questi ultimi di grandi quantità di detrito, hanno modificato notevolmente le forme del paesaggio. Nel passato recente della storia della Terra, i ghiacciai sono stati i maggiori agenti di modificazione della morfologia di gran parte della superficie terrestre, soprattutto in quelle zone che sono state più coinvolte dai fenomeni di glacialismo; fra queste è senza dubbi tutta la regione alpina. Inoltre tale successione di intervalli freddi e caldi ha influito notevolmente sull'evoluzione delle comunità viventi (**scheda 2.12**).

SCHEDA 2.1 - Storia della meteorologia

Da: **La stampa** (Tutto Scienze e Tecnologia - 13/02/2002) un articolo di Luca MERCALLI (www.nimbus.it).

La meteorologia è una tra le scienze applicate più complesse ed evolute. Ma spesso è ancora vista come disciplina ambigua, più vicina all'astrologia che alla fisica. Ne è sintomo lo stesso verbo “azzeccare” usato per le previsioni, oppure la fiducia riposta più nel canto dei merli o nei detti dei vecchietti di montagna che nella fluidodinamica. Eppure oggi la previsione meteorologica numerica, tecnicamente NWP (*Numerical Weather Prediction*) ha fatto passi da gigante, raggiunge affidabilità del 98 per cento sul primo giorno e tra l'80 e il 70 per cento sui cinque giorni successivi. Un traguardo forse unico nelle possibilità umane di predire il futuro al servizio delle più diverse attività, tant'è che l'Organizzazione Meteorologica Mondiale assegna agli investimenti condotti in meteorologia un rendimento di 1 a 25.

Questo spettacolare successo si deve alla favorevole combinazione di tre elementi: l'istituzione (a partire dalla fine dell'800) di una rete di osservazione su tutta la Terra, una cooperazione internazionale di prim'ordine in campo fisico e matematico e la disponibilità di supercomputer in grado di accrescere la potenza di calcolo di un fattore 10 ogni cinque anni. Ma la strada per giungere a tutto ciò è stata lunga, e (come in tanti settori della scienza) deve i suoi frutti all'opera di scienziati e ricercatori dei quali non si parla mai.

Nel 1904 il meteorologo scandinavo BJERKNES per primo concepì la previsione come un problema di meccanica e fisica, descrivibile da 7 variabili (componenti tridimensionali del vento, temperatura, densità, pressione e umidità dell'aria) connesse da altrettante equazioni differenziali. La soluzione di queste equazioni non lineari dette "primitive" apparve tuttavia impossibile ai tempi di Bjerknes. Nel 1922, l'inglese Lewis Fry RICHARDSON semplificò le metodologie di calcolo e impiegò sei settimane per eseguire a mano le operazioni di una rudimentale previsione. Richardson teorizzò perfino un "teatro meteorologico" dove 64.000 matematici avrebbero potuto compiere i calcoli necessari in una sorta di catena di montaggio intellettuale, per ottenere una previsione meteorologica in tempo utile.

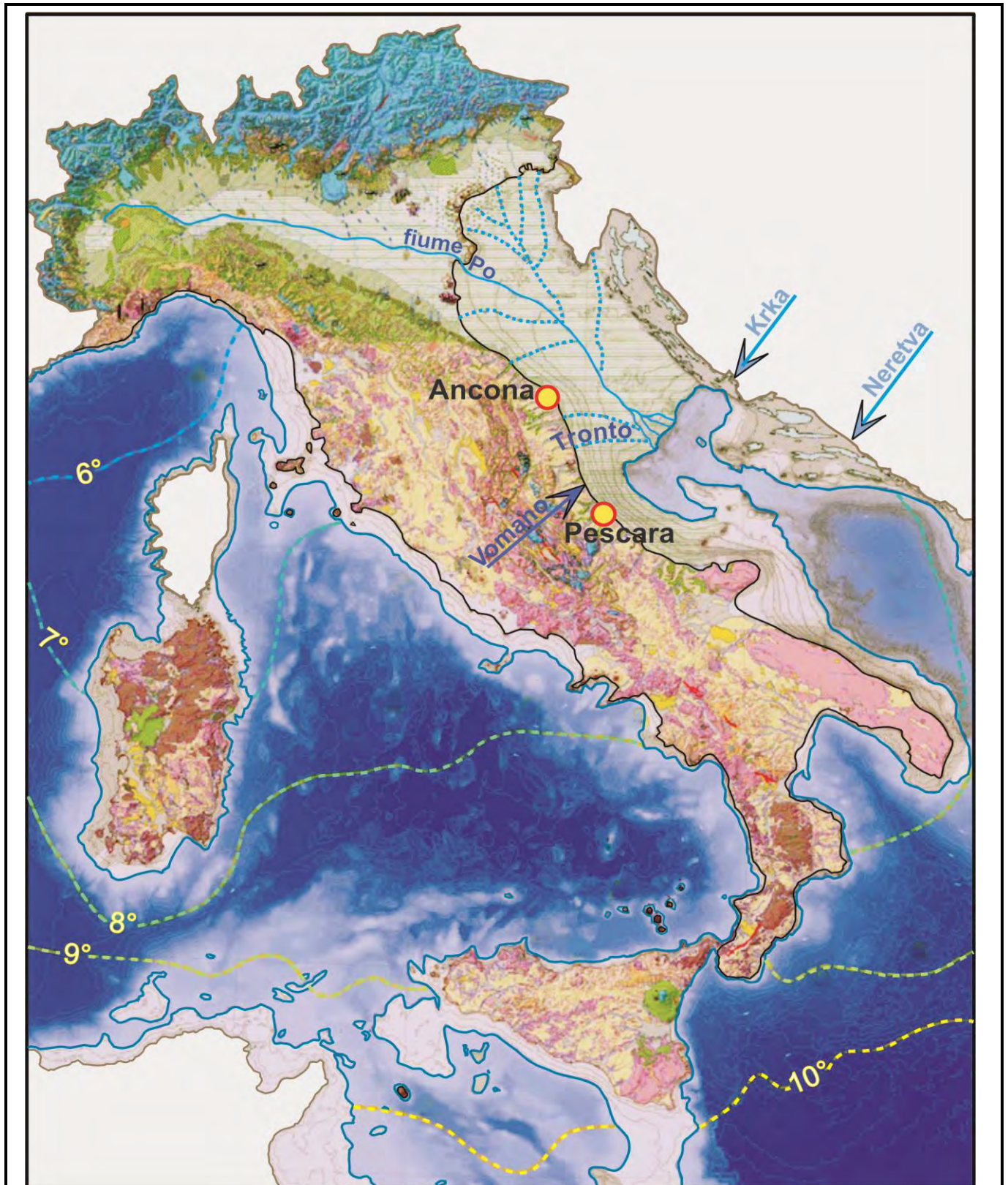
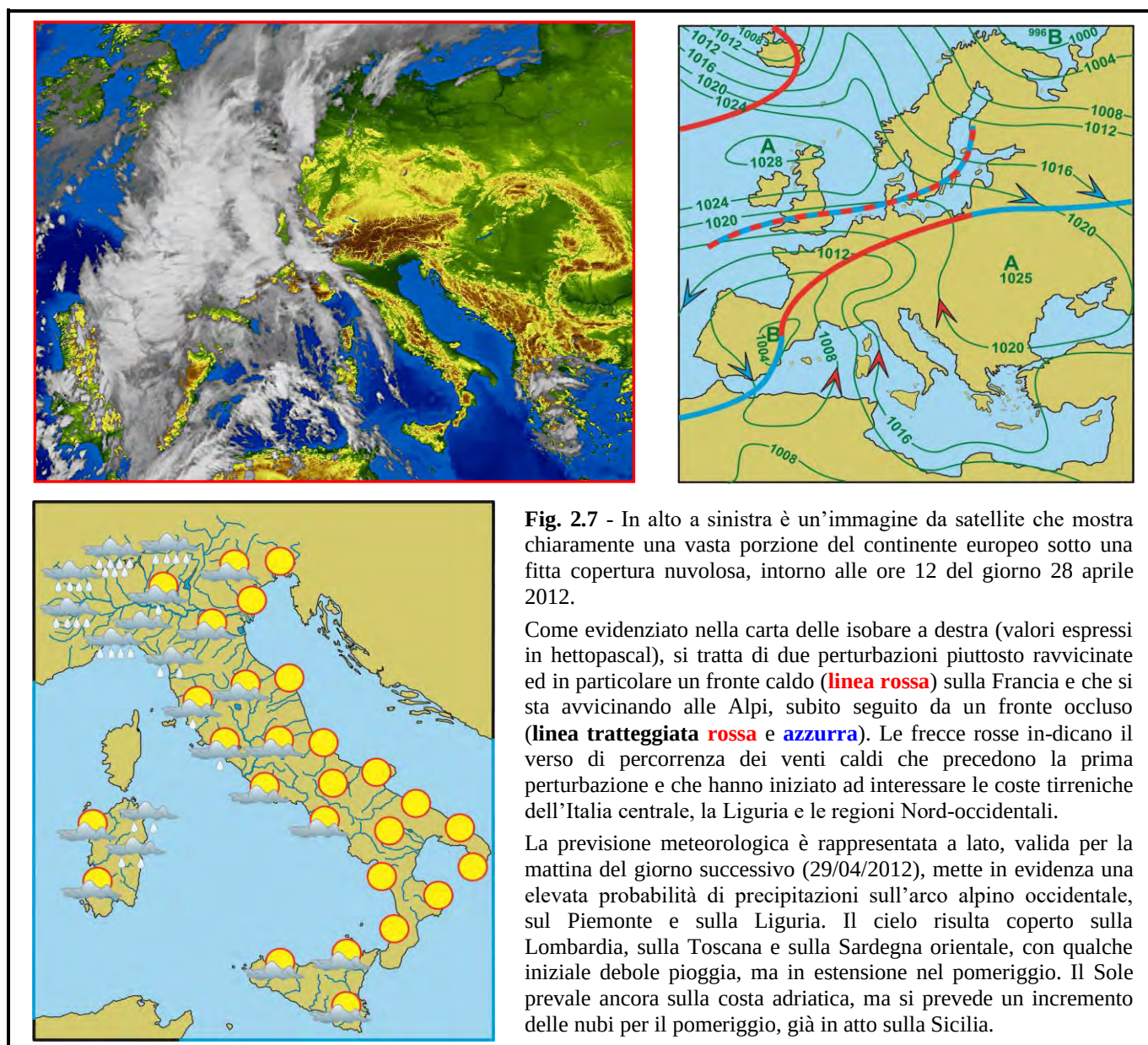


Fig. 2.6 - Carta geomorfologica dell'Italia durante la massima espansione del Würm. Durante le glaciazioni precedenti (Mindel/Riss) la regressione marina fu probabilmente più pronunciata, tanto da permettere il collegamento terrestre con la Corsica (fig. 2.4B) e le confluenze nel Po del Krka e del Vomano. Le acque del Mediterraneo erano più fresche e meno salate.

In realtà le cose andarono diversamente: Richardson, anche se era sulla buona strada, sbagliò alcuni calcoli e i risultati fuorvianti che ottenne fecero cadere nell'oblio le sue intuizioni per quasi trent'anni. Nel 1946, Jule CHARNEY, brillante studente di matematica dell'Università della California, fu chiamato a Chicago dal meteorologo svedese Carl Gustav ROSSBY. A Princeton incontrarono il geniale matematico VON NEUMANN, uno dei padri del computer, che pensò subito che il primo problema da sottoporre al nascente calcolatore elettronico sarebbe stato di tipo meteorologico. La costruzione del computer di Princeton andava tuttavia per le lunghe, così, grazie a Francis REICHELDERFER, direttore del servizio meteorologico americano, nel marzo 1950 Charney e Von Neumann ottennero di poter utilizzare il famoso computer ENIAC che l'esercito americano aveva da poco messo a punto ad Aberdeen, nel Maryland. Ci vollero 33 giorni di lavoro per far ingoiare alle valvole termoioniche dell'enorme computer oltre 100.000 schede perforate contenenti le istruzioni per i calcoli, e la prima rozza previsione del tempo a 24 ore, che un moderno PC eseguirebbe oggi in pochi minuti, impiegò ben 24 ore per essere calcolata. Ma la strada era aperta e venne sancita in uno storico articolo dal titolo "*Numerical Integration of the Barotropic Vorticity Equation*" che Charney, Fjörtoft e von Neumann pubblicarono (sempre nel 1950) sulla rivista Tellus. Alla fine del 1953 venne sfornata dal computer svedese BESK anche la prima previsione numerica europea, che suddivise l'atmosfera in una griglia di 300 km di lato e impiegava 6,5 ore per calcolare il tempo delle 24 ore successive, con risultati ancora modesti. Il 15 aprile 1955, negli USA, fu emessa la prima previsione meteorologica di uso operativo, ma gli errori erano ancora elevati e solo dal 1958 i meteorologi ottennero indicazioni utili per il loro lavoro di routine.



Attualmente, il modello spettrale T511, con risoluzione orizzontale di circa 40 km e 65 livelli verticali, usa potenze di calcolo di alcuni teraflop (miliardi di miliardi di operazioni matematiche al secondo) per risolvere in poche ore le equazioni della dinamica atmosferica su 21 milioni di punti compresi tra la superficie terrestre e una quota di 65 km. Altri modelli girano su supercomputer di centri di ricerca soprattutto americani e si trovano liberamente sulla rete. Molta strada è stata dunque compiuta dalla prima previsione che Charney eseguì nell'aprile del 1950, e molta resta ancora da fare per migliorare continuamente una delle più entusiasmanti sfide scientifiche al servizio della vita quotidiana. Tuttavia, senza le tecnologie informatiche questi traguardi non sarebbero mai stati raggiunti.

Nuovi calcoli hanno dimostrato che il “teatro meteorologico” che Richardson immaginò nel 1922, avrebbe in realtà impiegato non 64.000 bensì almeno 200.000 matematici per risolvere le equazioni allora concepite. Con l’attuale complessità dei modelli globali, non sarebbe sufficiente nemmeno l’impiego degli attuali 6 miliardi di cervelli umani disponibili sulla Terra. Ma Richardson, che era di culto quacchero, non voleva certo trasformare gli uomini in macchine calcolatrici e nel suo progetto stabilì che fuori dal teatro si trovassero campi da gioco, montagne e laghi “perché è giusto che chi calcola il tempo debba poterlo respirare liberamente”.

In Europa nel 1957 veniva utilizzato un calcolatore IBM704 con 8 KB di memoria, il cui tempo di calcolo costava 1 marco al secondo: per una previsione sperimentale a 48 ore erano necessari ben 1500 minuti, pari ad oltre 90.000 marchi! Si dovette attendere la metà degli anni 1960 affinché le previsioni diventassero più economiche. Al progresso dei computer si affiancò quello teorico, che consentì di impostare i primi modelli atmosferici a scala globale con griglia di circa 300 km di lato, ai quali fece seguito lo sviluppo dei modelli più dettagliati ad area limitata, detti LAM (*Limited Area Models*), con griglia di circa 100 km (oggi siamo a 12 km). Nel 1974 la scuola meteorologica dell’Università di Belgrado, con Fedor MESINGER, introdusse il modello ETA, nettamente migliorato sul piano della fisica atmosferica e degli effetti del rilievo montuoso. I tempi erano ormai maturi per raccogliere frutti più sostanziosi cosicché, nel 1975, fu fondato a Reading, presso Londra il Centro Europeo per le previsioni a Medio Termine (ECMWF) oggi sostenuto da 22 paesi: la prima previsione operativa uscì nel giugno 1979 da un computer CRAY 1 costato 9 milioni di dollari con potenza di calcolo pari a un Pentium III di oggi.

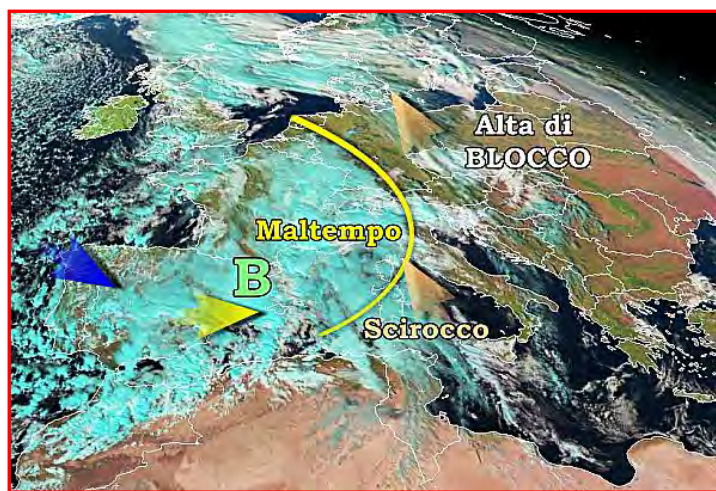


Fig. 2.8 - L’evento alluvionale che, il 4 novembre 2001, ha colpito duramente la città di Genova (sopra) era stato previsto. Per essere più precisi fu lanciato l’allarme sull’alta probabilità di forti precipitazioni. Esse furono responsabili di vistosi fenomeni di ruscellamento che comportarono l’accumulo di notevoli volumi d’acqua limacciosi e violenti che, dai versanti delle vicine montagne, si sono riversati per le strade della città trasformandole in torrenti impetuosi che produssero gravi danni alle persone ed ai manufatti.

A sinistra è rappresentata la situazione meteorologica a livello europeo. L’intensa perturbazione (evidenziata con la linea gialla) era preceduta da forti correnti meridionali (**scirocco**) che, dopo essersi arricchiti di umidità nell’attraversare, da Sud, il Mediterraneo, colpirono le regioni italiane Nord-occidentali, soprattutto la Liguria, direttamente esposta a tali venti. Inoltre, verso Est, la presenza di un robusto anticiclone rallentò il movimento del fronte perturbato che pertanto insistette per più tempo sulle stesse regioni con piogge che, oltre ad essere abbondanti, furono anche prolungate.

Tali situazioni meteorologiche eccezionali producono gravi danni alle persone ed agli edifici e sono inevitabili. Possiamo tuttavia cercare di contenere i danni soprattutto con l’ausilio della **Protezione Civile** in grado di agire tempestivamente grazie alle **previsioni del tempo**, la cui affidabilità a breve termine (1 ÷ 3 giorni) è ormai molto elevata.

SCHEDE 2.2 - L’importanza della Meteorologia

Da: **La stampa** (*Tutto Scienze e Tecnologia* - 13/02/2002) un articolo di Piero BANUCCI.

Il turismo, i trasporti, l’agricoltura, la produzione di energia, la pesca e innumerevoli altre attività che coinvolgono enormi interessi dipendono in modo cruciale dagli eventi meteorologici. Prevedere il tempo è quindi essenziale per l’economia. Ma ancora più importante è prevedere quei fenomeni che mettono a rischio vite umane. Le cifre parlano chiaro. Delle vittime di

catastrofi naturali, quasi due terzi si devono a cicloni e inondazioni, solo un terzo a terremoti. Tra il 1997 e il 1998 le perturbazioni legate al Nino hanno ucciso 2.100 persone e fatto danni per 33 miliardi di dollari. Nelle Filippine il ciclone tropicale «Angela» ha causato un migliaio di morti e danni per mezzo miliardo di dollari. In Italia tutti ricordiamo la frana di Sarno e ogni anno facciamo i conti con inondazioni e siccità.

L'Organizzazione Meteorologica Mondiale, organismo dell'Onu con sede a Ginevra, calcola che tra il 1947 e il 1980 il 45 per cento delle vittime di disastri naturali è direttamente attribuibile alle condizioni meteorologiche e il 17 per cento a conseguenze indirette come frane, allagamenti e valanghe. Questi e molti altri dati si trovano in «Tempo, vita e salute», un libro che Guido CAROSELLI, il meteorologo che conduce la rubrica «Che tempo fa» su Rai Uno, ha appena pubblicato da Garzanti (226 pagine, 9,50 euro).

Nei giorni scorsi l'inquinamento da polveri fini (sotto i 10 micron) ha reso molto attuale il problema del rapporto tra meteorologia e salute: tre mesi di alta pressione atmosferica hanno infatti comportato un lungo periodo di siccità e di scarsa ventosità nel Nord Italia, con il conseguente accumulo nell'aria di polveri e altri inquinanti. Ai problemi dell'emergenza si affiancano quelli «normali»: Caroselli ci parla per esempio delle meteoropatie primarie e secondarie, ci spiega come il nostro benessere dipenda da un equilibrato rapporto tra umidità e temperatura dell'aria, chiarisce i concetti poco noti di «indice di calore» e di «effetto vento».

A metà strada tra normalità ed emergenza si pongono fenomeni come i temporali e la grandine. In ogni istante sulla Terra sono in corso circa duemila temporali che producono otto milioni di scariche elettriche al giorno. Le vittime dei fulmini sono ogni anno qualche migliaio e alcune zone risultano più esposte. Per limitarci all'Italia, le regioni più colpite sono quelle settentrionali e una fascia che comprende Toscana, Umbria e Lazio, dove cadono in media quattro fulmini all'anno per kilometro quadrato. Poche nozioni elementari permettono di proteggersi: basta ad esempio accucciarsi al suolo per dimezzare il rischio che si ha stando in piedi sotto un temporale.

Alla meteorologia si riconduce anche la nuova grande emergenza del pianeta: la scarsità di acqua dolce. La pioggia che ogni anno cade sulle terre emerse (ci ricorda Guido Caroselli) equivale a ben 110 mila kilometri cubi ma solo 9.000 sono effettivamente disponibili nelle zone abitate. Come se non bastasse, la distribuzione è molto disuguale: regioni troppo piovose da una parte, regioni aride dall'altra. Il risultato è che ogni anno almeno tre milioni e mezzo di persone, in gran parte bambini, perdono la vita per la cattiva qualità dell'acqua (secondo altre stime si sale a 10 milioni). I cambiamenti climatici legati all'effetto serra rischiano di peggiorare il quadro. Anche per questo il meteorologo ha molto da dire in difesa di un pianeta a misura d'uomo.

Scheda 2.3 - Classificazione dei climi secondo Koppen

Si Individuano sei **gruppi principali** contraddistinti da lettere maiuscole (**fig. 2.9**). I gruppi A, C e D hanno calore e precipitazioni sufficienti da permettere la crescita di alberi d'alto fusto (vegetazione forestale e boschiva).

- A. Climi tropicali umidi.** La temperatura media di tutti i mesi è superiore a 18 °C. Questi climi non hanno una stagione invernale. Le precipitazioni annue sono abbondanti e superano l'evapotraspirazione annua. Occupano quasi tutte le aree emerse comprese tra i 15° - 20° di latitudine N e i 15° - 20° di latitudine S. Il sole è alto nel cielo ogni giorno dell'anno e anche la lunghezza delle giornate non varia in modo significativo da una stagione all'altra.
- B. Climi aridi.** L'evapotraspirazione potenziale supera in media le precipitazioni nel corso di tutto l'anno. Non c'è eccedenza idrica, per cui in tali zone non prendono origine corsi d'acqua a carattere permanente. Si estendono su circa il 30% delle terre emerse, un'area più vasta di quelle delle altre zone climatiche. Sono generalmente il risultato della mancanza di sollevamento d'aria piuttosto che dell'assenza d'acqua. Le maggiori estensioni aride si trovano alle latitudini subtropicali.
- C. Climi temperati delle medie latitudini.** Il mese più freddo ha una temperatura media inferiore a 18 °C, ma superiore a -3 °C; almeno un mese ha una temperatura media superiore a 10 °C. Pertanto tali climi hanno sia una stagione estiva che una invernale.
- D. Climi freddi delle medie latitudini.** Il mese più freddo ha una temperatura inferiore a -3 °C. La temperatura media del mese più caldo è superiore a 10 °C; la corrispondente isoterma coincide approssimativamente con il limite polare della foresta.
- E. Climi polari.** La temperatura media del mese più caldo è inferiore a 10 °C. Questi climi non hanno una vera estate.
- H. Climi di altitudine.** Generalmente più freddi e più piovosi in funzione dell'altitudine.

A loro volta si propongono ulteriori divisioni (**sottogruppi**), con una seconda lettera, all'interno dei gruppi principali.

- **S (Clima della steppa).** È un clima semiarido, con circa 380-760 mm di precipitazione annue alle basse latitudini. I limiti esatti della piovosità sono determinati da una formula che tiene conto della temperatura.
- **W (Clima desertico).** È un clima arido. La maggior parte delle regioni che vi sono comprese ha meno di 250 mm di piovosità annua. Il limite esatto rispetto al clima della steppa è determinato per mezzo di una formula (le lettere S e W si applicano soltanto ai climi aridi B, dando luogo alle due combinazioni BS e BW).
- **F (Umido).** Precipitazioni abbondanti in tutti i mesi. Manca una stagione asciutta. Questo sottogruppo si applica ai gruppi A, C e D.
- **w.** Stagione asciutta nell'inverno del rispettivo emisfero (stagione a sole basso).
- **s.** Stagione asciutta nell'estate del rispettivo emisfero (stagione a sole alto).
- **m.** Clima della foresta pluviale, eccettuata una breve stagione asciutta nel regime delle precipitazioni di tipo monsonico. Si applica soltanto ai climi A.

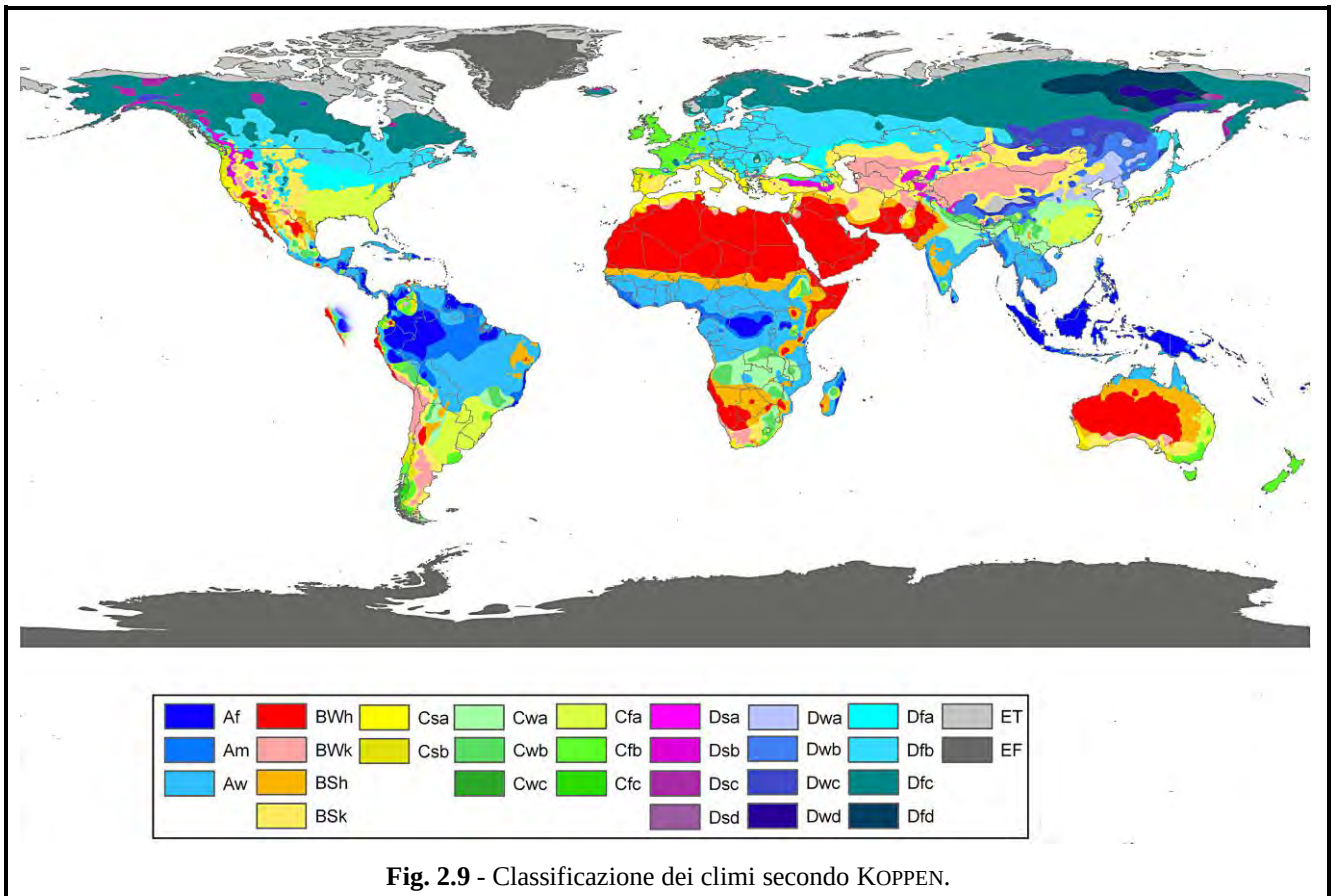


Fig. 2.9 - Classificazione dei climi secondo KÖPPEN.

Dalle combinazioni dei due gruppi di lettere risultano i climi nel seguito elencati.

Af. Clima tropicale della foresta pluviale. Caratterizzato da piogge abbondanti ogni mese (sempre superiori ai 60mm). Rientrano in questa categoria il clima equatoriale ed il clima costiero degli Alisei.

Am. Clima tropicale monsonico, con una stagione asciutta ben definita e una stagione umida molto piovosa.

Aw. Clima tropicale della savana, con una stagione arida più lunga e una stagione delle piogge ben definita. Caratterizza alcune regioni poste fra le fasce desertiche tropicali e l'equatore.

BS. Clima della steppa.

BW. Clima desertico. Ancora suddiviso tra BWh e BWk. Il BWh. Comprende il clima dei deserti tropicali, che corrispondono alle celle di alte pressioni continentali che sovrastano gran parte delle terre emerse tra i 15° e i 35° di latitudine. Fra esse vi sono i vasti deserti boreali (Sahara, Arabico-siriano, dell'Iran orientale e del Thar, come anche il deserto di Sonora nordamericano); nell'emisfero australe, deserti di questo tipo sono il Kalahari e il grande deserto interno dell'Australia.

Cw. Clima temperato umido con inverno asciutto.

Cf. Clima temperato umido in tutte le stagioni.

Cs. Clima temperato umido con estate asciutta.

Df. Clima boreale delle foreste, umido in tutte le stagioni.

ET. Clima della tundra.

EF: Climi del gelo perenne (calotte glaciali).

Per differenziare ancora di più le variazioni di temperatura o di altri elementi, Köppen aggiunse una terza lettera al codice

a - Con estate molto calda; il mese più caldo è superiore a 22 °C (climi C e D).

b - Con estate calda; il mese più caldo è inferiore a 22 °C (climi C e D).

c - Con estate fresca e breve; meno di 4 mesi al di sopra di 10 °C (climi C e D).

d - Con inverno molto freddo; il mese più freddo inferiore a - 8 °C (soltanto i climi D).

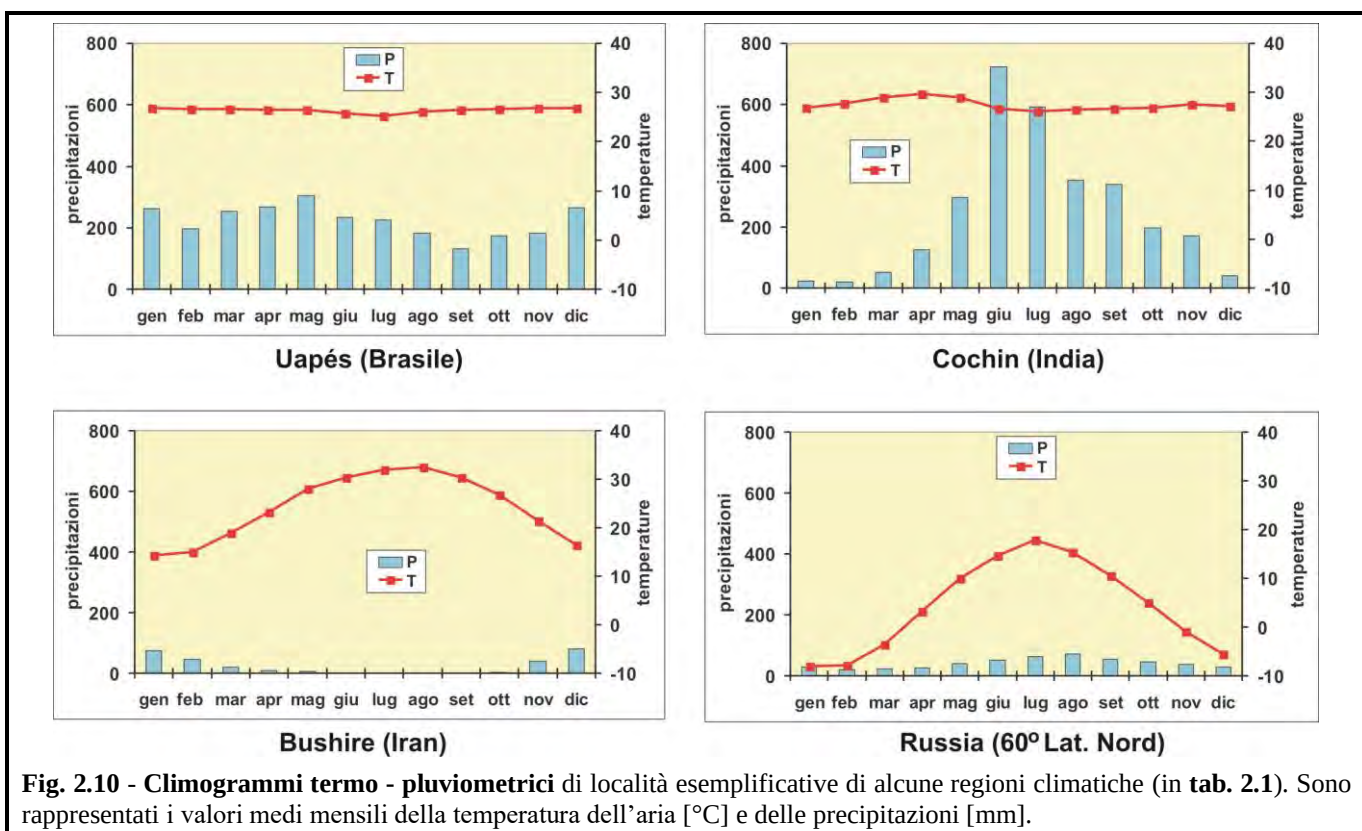
h - Caldo-asciutto; temperatura media annua al di sopra di 18 °C (soltanto i climi B).

k - Freddo-asciutto; temperatura media annua al di sotto di 18 °C (soltanto i climi B).

SCHEDA 2.4 - Diagrammi termopluviometrici

La descrizione dei climi di determinate località si può essere effettuare mediante i climogrammi termo - pluviometrici. Sono raffigurazioni grafiche basate sui valori medi mensili della temperatura dell'aria e delle precipitazioni, ricavati dalle elaborazioni statistiche dei dati rilevati da stazioni meteorologiche che, in quelle stesse località, abbiano funzionato per qualche decennio. Consideriamo, quali esempi, i dati riportati nelle **tabb. 2.1** (relativi ad alcune località rappresentative delle diverse regioni climatiche nel Mondo) e **2.2** (relativi ad alcune località italiane suddivise in zone climatiche).

La **fig. 2.10** illustra, quali esempi, i climogrammi di Uaupés (Brasile), di Cochin (India), di Bushire (Iran) e di una località della Russia continentale. Sull'asse orizzontale (ascisse) è riportata la successione dei dodici mesi, da gennaio a dicembre. In corrispondenza di ciascun mese vengono elevati istogrammi di colore azzurro di altezza proporzionale ai valori medi delle precipitazioni (*regime pluviometrico medio*). Utilizzando le stesse ascisse si rappresentano (questa volta pur punti e quindi con una linea rossa spezzata) le temperature medie mensili (*regime termico medio*). Si possono utilizzare le scale che si ritengono più opportune, al fine di fornire un risultato grafico gradevole e comprensibile, ma quando si tratta di effettuare confronti fra climi diversi conviene utilizzare scale identiche.



Uaupés si trova in zona equatoriale, caratterizzata da precipitazioni abbondanti per tutto l'anno e con un minimo relativo di 130 mm nel mese di settembre (paragonabile ai valori dei mesi più piovosi nell'Italia settentrionale). Il totale annuo di precipitazione è quasi 2.700 mm, il triplo della media della penisola italiana. Il regime termico è "piatto", senza sostanziali differenze stagionali, tanto che l'escursione media annua (differenza fra i valori termici medi mensili dei mesi più caldo e più freddo) è di appena 1,6 °C. È una località con clima caldo e piovoso (umido equatoriale).

Cochin si trova in India, soggetta a clima monsonico. Il regime termico è relativamente costante, tanto che l'escursione media annua (3,2 °C) è poco superiore a quella di Uaupés. Il regime pluviometrico presenta invece una evidente oscillazione. Mentre il totale annuo (poco oltre 2.900 mm) risulta poco superiore di quello della precedente località, risulta una stagione estiva molto piovosa (con un massimo di oltre 700 mm in giugno) ed una stagione invernale con scarse precipitazioni (appena 20 mm in febbraio). Questa particolare situazione è dovuta ai monsoni estivi caratterizzati da venti umidi provenienti dal mare ed ai monsoni invernali secchi provenienti dal continente asiatico.

Bushire (Iran) è una località con una evidente oscillazione del regime termico, con temperature relativamente basse nell'inverno (14 °C in gennaio) e decisamente elevate nell'estate (quasi 33 °C in agosto) e con una escursione media annua (18,3 °C) nettamente superiore di quelle precedenti, come è tipico dei climi continentali. Il regime pluviometrico è molto appiattito in basso ed in effetti la precipitazione media annua è di appena 280 mm, con quattro mesi mediamente asciutti (da giugno a settembre) e scarse precipitazioni nell'inverno (fino ad un massimo di 80 mm in dicembre). Si tratta di un clima tropicale stepico desertico.

Nel cuore della Russia a 60 ° Lat. Nord fa molto freddo; le temperature medie mensili di gennaio e febbraio sono intorno a - 8 °C, ma durante l'estate esse salgono a valori (quasi 18 °C in luglio) che potremmo definire caldo - primaverili. L'escursione termica media annua è quindi molto elevata (23,3 °C). La precipitazione media annua (quasi 500 mm) è paragonabile a quella delle località italiane meno piovose, con una stagione estiva più umida (70 mm ad agosto) ed una invernale più asciutta (minimo di 20 mm in febbraio).

La **fig. 2.11** illustra, a titolo esemplificativo) i diagrammi termo - pluviometrici di quattro località italiane sulla base dei dati riportati nella **tab. 2.2**. Dall'esame di tali grafici si esprimono alcune considerazioni generali:

- le precipitazioni risultano abbondanti per tutti i mesi dell'anno in montagna (soprattutto nell'arco alpino orientale) e ciò che più conta, piove anche in estate, quando l'acqua è maggiormente necessaria alla natura ed all'uomo;
- il regime termico caratterizzato dalla maggiore escursione media annua (23,5 °C) risulta quello di Bologna, località maggiormente continentale tra quelle considerate;

- Bologna ed Ancona presentano precipitazioni meno abbondanti di Cortina (rispettivamente 906 mm e 643 mm i totali medi annui) ed in estate le situazioni di aridità (e quindi di carenze idriche) non sono particolarmente accentuate;
- la precipitazione media annua di Palermo è pari a 765 mm, quindi una disponibilità idrica complessiva piuttosto consistente; tuttavia risulta un massimo di oltre 150 mm in dicembre ed un minimo di appena 6 mm in luglio; per il trimestre invernale risulta un totale di 361 mm, quasi la metà di tutta la pioggia annuale, mentre in estate si hanno gravi problemi di deficit idrici;
- Cortina presenta le più basse temperature, con valori medi mensili negativi nei mesi centrali dell'inverno; essa è la località di più elevata altitudine (1.275 m s.l.m.) fra quelle considerate;
- le più elevate temperature estive sono simili per le località Bologna, Ancona e Palermo; il clima mite di quest'ultima non dipende tanto dai valori dei massimi, ma piuttosto da quelli poco rigidi invernali.

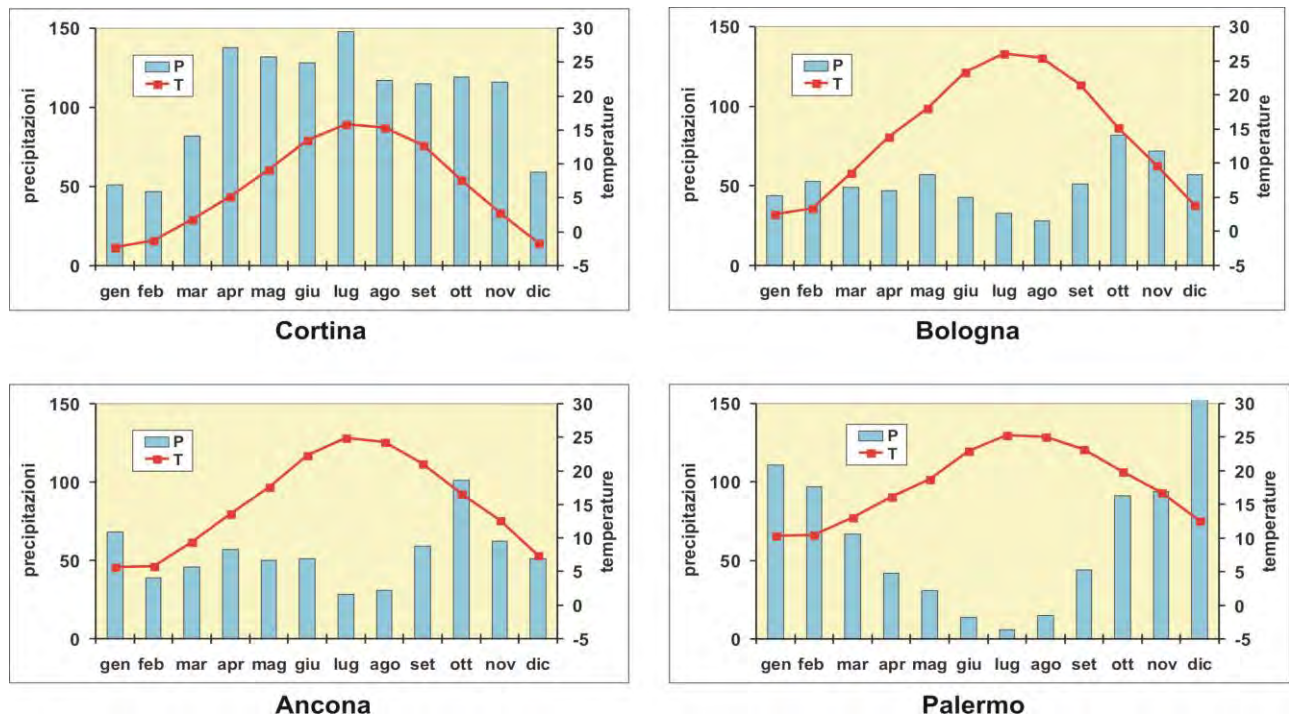


Fig. 2.11 - Climogrammi termo - pluviometrici di località esemplificative di alcune zone climatiche italiane (in **tab. 2.2**). Vengono rappresentati i valori medi mensili della temperatura dell'aria [°C] e delle precipitazioni [mm].

Un altro sistema per rappresentare i diagrammi termo - pluviometrici consiste nell'utilizzare i valori medi mensili delle temperature e delle precipitazioni mediante diagrammi a dispersione. Per ogni mese, i valori di temperatura e di precipitazione costituiscono una coppia di coordinate che individuano un punto sul diagramma suddiviso in quattro quadranti da due linee rappresentanti la temperatura media annua quella orizzontale ed il mese medio (la media dei dodici valori pluviometrici) quella verticale; l'intersezione delle due linee rappresenta l'anno medio (**fig. 2.12**)

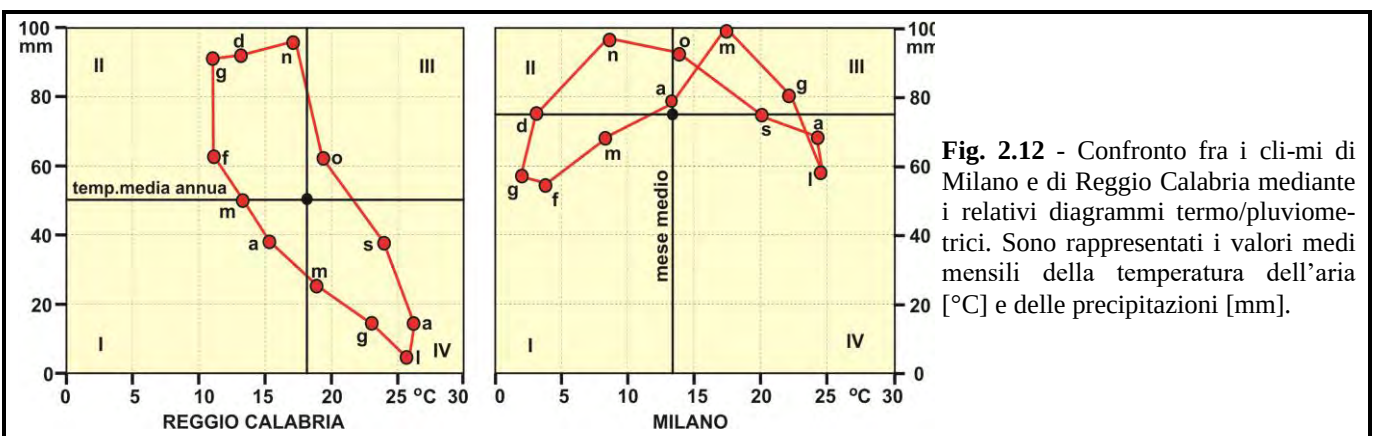


Fig. 2.12 - Confronto fra i climi di Milano e di Reggio Calabria mediante i relativi diagrammi termo/pluviometrici. Sono rappresentati i valori medi mensili della temperatura dell'aria [°C] e delle precipitazioni [mm].

I mesi invernali di Reggio Calabria (dicembre, gennaio e febbraio) risultano nel secondo quadrante che indica, per quella località, un clima relativamente freddo e umido. La primavera (marzo e aprile) è rappresentata dal secondo quadrante, con minori precipitazioni e con temperature che aumentano rapidamente. Maggio, per Reggio Calabria, può già essere considerato un mese estivo in quanto cade nel IV quadrante, con temperature più elevate e con precipitazioni meno copiose rispetto all'anno medio. Ma è il trimestre giugno - luglio - agosto che caratterizza la calda ed asciutta estate di tale località; settembre si trova ancora nello stesso quadrante. L'autunno (ottobre nel III quadrante) risulta una stagione breve, caratterizzata da un rapido

abbassamento delle temperature e da uno spiccato aumento delle precipitazioni. Infine il mese di novembre, il più piovoso dell'anno, apre alla stagione invernale.



Fig. 2.13 - Nella pianura padana possono verificarsi, nell'inverno, eventi meteorologici eccezionali, tali da conferire al paesaggio delle grandi città un aspetto simile a quello di località nordiche (Torino, inverno 1986).

Milano è una località con clima tipico continentale della pianura padana. La stagione fredda è relativamente lunga (dicembre ÷ marzo), ma i mesi veramente invernali sono gennaio e febbraio, durante i quali sono possibili manifestazioni meteorologiche che fanno assumere ai paesaggi della pianura fisionomie simili a quelle con climi più rigidi (**fig. 2.13**). Il mese di aprile si caratterizza per gli incrementi delle piogge e delle temperature, fino ad arrivare a maggio, il più piovoso dell'anno, ma ancora in giugno le precipitazioni sono relativamente elevate. Agosto e luglio (IV quadrante) costituiscono la vera estate milanese, soprattutto per le elevate temperature, in quanto le precipitazioni, seppure poco abbondanti, sono superiori a quelle invernali. Settembre è un mese ancora relativamente caldo, con caratteristiche in parte estive. L'autunno comincia in ottobre (III quadrante) con incremento delle piogge e soprattutto con una netta diminuzione delle temperature, fino ad arrivare al novembre (II quadrante), il mese che precede il brusco passaggio alla situazione invernale.

SCHEDA 2.5 - Clima e storia

Il duro inverno 1977 che colpì gli Stati Uniti (grande freddo all'Est e grave siccità all'Ovest), le anomalie climatiche del 1972 (duro inverno seguito da una secca estate in Russia, la mancanza del monzone in India, le siccità in Africa e in altre regioni), la diminuzione della produzione nelle grandi aree agricole (negli USA, in Russia e, in misura più limitata, in Europa) a partire dagli anni '60 per la maggiore variabilità climatica, gli inverni particolarmente rigidi del 1963 e del 1964 nell'Europa Nord Occidentale, la maggiore frequenza in inverno di masse d'aria più settentrionali sul Mediterraneo Occidentale, le abbondanti nevicate degli anni Ottanta nel secolo scorso nell'Italia settentrionale e soprattutto l'incremento delle temperature e l'intensificazione degli eventi meteorologici eccezionali di questi ultimi decenni,.... sono tutti segni che, secondo i climatologi,

dimostrerebbero un peggioramento del clima sulla dopo l'ampia oscillazione verso il caldo che ha caratterizzato il trentennio 1930 ÷ 1960 e che ha coinciso con un aumento della produzione agricola. Successivamente, a partire dagli anni Novanta, la tendenza generale è un aumento delle temperature, quale conseguenza soprattutto delle attività umane.

La fase climatica di questi ultimi cento anni (documentata da rilevazioni strumentali) segue un altro periodo, molto freddo, tra il 1430 e il 1850, detto **piccola era glaciale**. I ghiacciai in Europa avanzarono decisamente ed alcuni villaggi nei pressi di Chamonix, in Francia, furono sopraffatti dal ghiaccio. Il fiume Tamigi, a Londra, gelò frequentemente, mentre in certe annate andava in forte magra tanto da essere difficilmente navigabile. L'agricoltura in Europa andò in crisi e i vigneti sparirono dall'Inghilterra. Questi citati sono una parte dei segni che caratterizzarono la piccola era glaciale, in un periodo storico e in una Europa lacerata da conflitti e da malattie che furono forse esasperate anche dal particolare clima rigido.

La piccola era glaciale fu preceduta da due secoli con clima assai variabile. Questo, che va dal 1200 al 1400, fu un periodo di transizione tra quello freddo successivo e quello precedente caldo e meno umido iniziato dal 500 a.C. e che poté consentire la coltivazione dei vigneti in Inghilterra. Questa lunga fase calda, durata circa 1.700 anni e interrotta da un ritorno al freddo dal 700 al 900, potrebbe aver favorito l'invasione dei vichinghi, nel IX secolo, dalla Scandinavia alla Russia, all'Europa Nord occidentale fino all'Islanda; i loro viaggi dopo la scoperta della Groenlandia (più sgombra di oggi dai ghiacci) sono tuttora controversi e secondo il climatologo Nigel CALDER (1974) *"...non c'era alcuna valida ragione climatica per la quale non dovessero riuscire nella traversata per il Nord America..."*

Dal 1300 a.C. ad oggi, in poco più di 3.200 anni, si sono quindi susseguiti periodi climatici diversi (come durata e intensità dei fenomeni; **fig. 2.14**) a dimostrare che la storia del clima è caratterizzata dalla alternanza di fasi fredde e calde. Più indietro nel tempo le notizie storiche sono più frammentarie. In particolare fra il 4000 a.C. e il 2000 a.C. (in coincidenza della nascita della civiltà mesopotamica e della fondazione della prima dinastia egiziana) il clima risultò piuttosto variabile con periodi più freddi dell'attuale e seguiva a un altro periodo che, dall'8000 a.C., fu caratterizzato da periodi con punte record di caldo fino a 2/3 °C rispetto all'attuale (6350 ÷ 6400 a.C.) e di freddo in Europa fin quasi a - 1 °C rispetto all'attuale.

La storia umana senza dubbi è influenzata dalla variabilità climatica; se poco o tanto è difficile quantificarlo. La piccola era glaciale contribuì a rendere difficili le condizioni di vita in un'Europa dilaniata da epidemie e da carestie. Però tentativi di spiegare gli eventi storici alla sola luce dei cambiamenti climatici sono aleatori. Ma, a titolo di cronaca, ricordiamo che gli imperi di Asoka in India, della dinastia Ch'in in Cina e dei romani in Europa *"...sono tutti cresciuti durante il periodo più caldo che ebbe inizio attorno al 500 a.C. I rivali dei romani nell'Africa del Nord e nel Mediterraneo orientale potrebbero essere stati indeboliti dalle generali condizioni di siccità e i miglioramenti successivi nel Nord non possono essere stati altro che d'aiuto ai 'barbari' che alla fine distrussero l'Impero Romano..."* (CALDER, 1974).

I fattori climatici dovevano, più indietro nella storia, essere in grado di condizionare i modi di vita di intere popolazioni. Nel tardo Paleolitico, nella piana alluvionale del Nilo, il comportamento del grande fiume (le sue variazioni cicliche a lungo termine, le inondazioni annuali, la portata e la velocità della corrente) era determinato da eventi climatici che si verificavano in

Africa orientale; secondo lo storico Denis Mack SMITH (1976) “...la piovosità locale, la temperatura e il comportamento degli affluenti che scorrevano attraverso la pianura scendendo dalle sorgenti situate sulle colline del mar Rosso,.... erano gli effetti prodotti dal tipo di circolazione esistente nell'emisfero settentrionale, nel quale si faceva ancora sentire l'influenza dei ghiacciai europei. Entrambi questi fattori si combinavano poi con la geomorfologia della pianura e delle aree adiacenti. Il risultato era un mosaico di microambienti e di habitat in una ristretta zona geografica....” In un ecosistema instabile del genere, quando l'una o l'altra variabile subiva una modificazione, ci si poteva attendere il verificarsi di “....improvvisi variazioni nell'assortimento di piante e di animali e nei metodi di sfruttamento delle colture umane che da quelle traevano i loro mezzi di sussistenza....”.



Fig. 2.14 - Fra le numerose ricostruzioni dell'evoluzione del clima globale dell'epoca post-glaciale che stiamo vivendo, una delle più interessanti riguarda la relazione tra l'alternanza di cicli caldi/freddi e lo sviluppo delle civiltà condotto negli USA da Richard Blane ALLEY (2004).

Tra gli eventi più conosciuti e recenti sicuramente è la piccola era glaciale (1450 ÷ 1850), preceduta dal freddo del basso Medio Evo e dalla piccola crisi climatica che ha preceduto la civiltà egiziana. Ma il picco più freddo è quello del periodo 6000 ÷ 6500 prima di Cristo, caratterizzato da una temperatura media annua globale inferiore di almeno un grado Celsius rispetto all'attuale. In quella situazione si fermò l'avanzata del mare iniziata al termine del Würm; anzi forse subì una lieve regressione.

Più di 12.000 anni fa la Terra era ancora stretta in una morsa di freddo. In particolare l'escursione termica annuale della Grecia meridionale era probabilmente molto simile a quella attuale delle zone montuose della Grecia settentrionale. Seguì un graduale aumento di temperatura e di umidità; secondo lo storico Jens Peter JACOBSEN, (1976) “...quando la coltre di ghiaccio si ritirò, il livello del mare crebbe lentamente....Gli alberi popolarono il paesaggio.... finché la steppa si trasformò in una regione di boschi e radure. Questo mutamento di clima sembra aver avuto una grande influenza sulla vita dei cacciatori - raccoglitori nell'Argolide....” come dimostrato dai numerosi reperti archeologici trovati nella caverna di “Fracchthi” della Grecia meridionale.

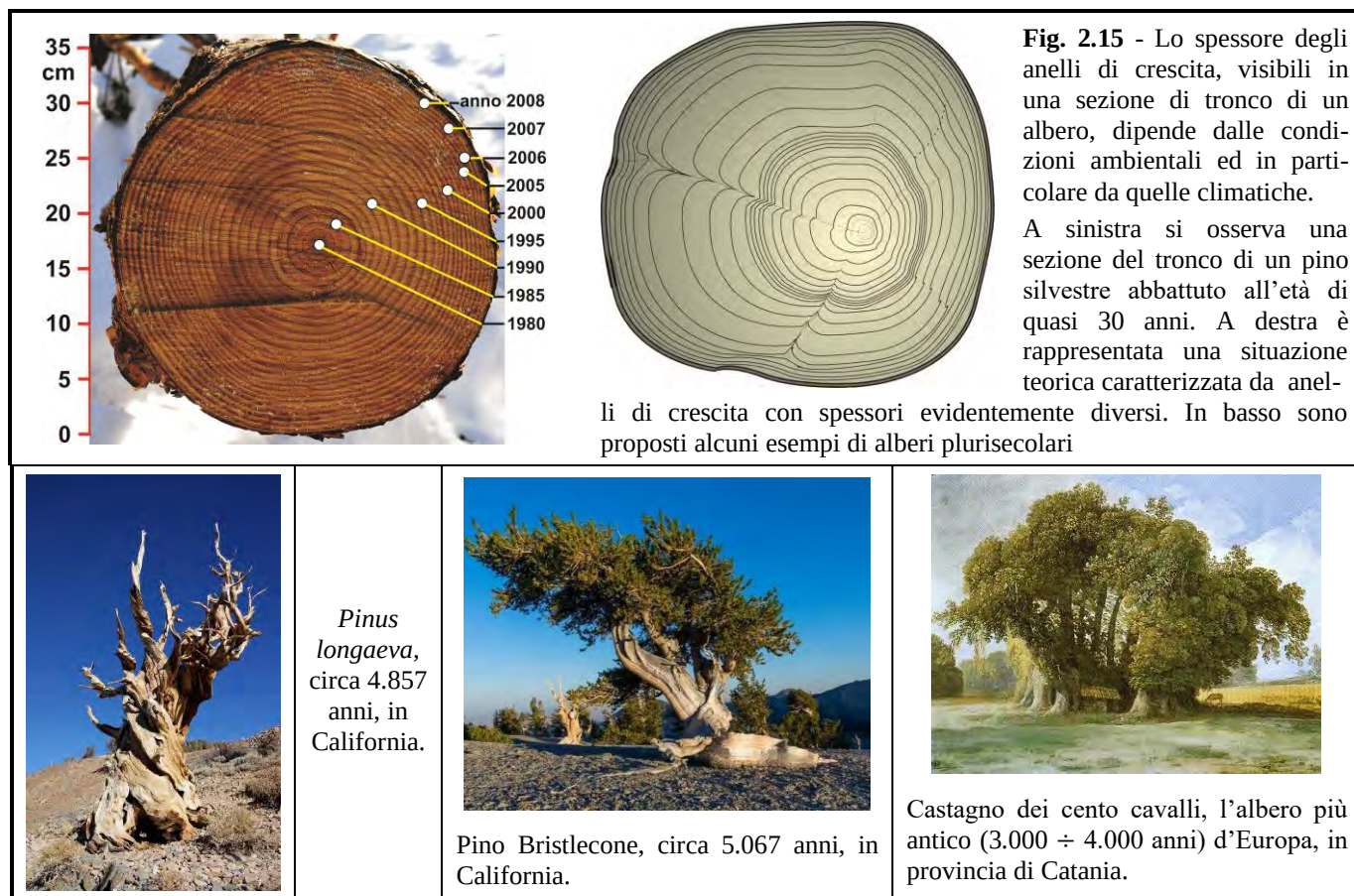
Lo studio degli ultimi 12.000 anni di storia dimostra che la Terra ha attraversato fasi calde e fredde, documentate anticamente dalle vicende umane (documenti storici, reperti archeologici e fossili) e più recentemente, da rilievi scientifici di parametri meteorologici. Più indietro nel tempo, più frammentarie sono le informazioni ed è più difficile datare l'inizio e la fine dei periodi climatici. Tenendo conto di tali limiti e utilizzando tecniche particolari è possibile andare più indietro nella storia della Terra, fino a qualche centinaia di migliaia di anni, con buona approssimazione.

SCHEMA 2.6 - La dendroclimatologia

Tra i metodi utilizzati per lo studio delle fluttuazioni climatiche in epoche storiche, la dendroclimatologia, sviluppatasi a rango di vera scienza a partire dagli anni 1950, è tra le più importanti, una delle tecniche più significative nelle determinazioni cronologiche. Ogni sezione trasversale del tronco di un albero evidenzia una serie di anelli di crescita concentrici; se ogni anello rappresenta la crescita annuale dell'albero, contando il numero degli anelli, si risale all'età dello stesso. Se l'insieme degli anelli di crescita ha valore cronologico, ciascun anello ha valore climatico, perché riflette le condizioni meteorologiche che hanno influito sulla sua crescita. Ogni anello è una specie di annotazione climatica dell'anno in cui si è formato (fig. 2.15). Se su un diagramma si riportano in ascissa gli anni e in ordinata l'incremento dello spessore degli anelli, si ottiene la “curva di crescita dell'albero”. L'interpretazione corretta di tale curva fornisce indicazioni utili sulla successione di eventi meteorologici favorevoli o sfavorevoli che hanno caratterizzato la vita dell'albero.

L'interpretazione corretta di una curva di crescita presuppone alcune considerazioni; cosa significa condizioni meteorologiche favorevoli o sfavorevoli? Qual è il fattore critico principale nell'ostacolare la crescita dell'anello, la temperatura, le precipitazioni?... Molto dipende dalla fisiologia dell'albero e dal luogo in cui si trova. Alberi sistemati in modo diverso (esposti al vento o al riparo di una conca, presso un corso d'acqua o nel bosco,...) sono diversamente vulnerabili agli effetti del tempo. In un clima caldo un abbassamento termico estivo può giovare alla pianta, mentre per gli alberi che si trovano nelle

zone climatiche fredde più è caldo meglio è. Annate negative possono influire su quelle seguenti. Ad ostacolare la crescita degli anelli sono anche la competizione con altri alberi per la luce e per l'acqua, i parassiti, ecc.... Sono fattori biologici che, molto spesso, agiscono nei confronti delle piante analogamente agli eventi meteorologici sfavorevoli.



Tenendo conto di tutti questi fattori, scegliendo un elevato numero di alberi molto longevi (i *Pinus aristata*, per esempio, sono conifere che, sulle White Mountains della California, possono sopravvivere per più di 4.000 anni) e in diverse zone con opportune elaborazioni, si compiono correlazioni crescita/clima statisticamente attendibili. Con la dendroclimatologia si ricostruisce il clima fino a circa 12.000/13.000 anni fa. Si utilizza la tecnica della *datazione incrociata*, che consiste nel sovrapporre le sequenze di anelli di alberi viventi con quelle di tronchi morti, legname archeologico o sub-fossile (conservato in paludi o laghi).

SCHEDA 2.7 - Il plancton

Le acque dei mari e dei bacini lacustri sono popolate (soprattutto nella zona fotica, cioè quella vicino alla superficie, dove la luce è abbondante) da piccoli organismi animali e vegetali (**plancton**), nella maggior parte dei casi unicellulari, che si lasciano trasportare passivamente dalle correnti essendo incapaci, soprattutto per le ridotte dimensioni, di eseguire veri e propri spostamenti autonomi. Le comunità di plancton sono diverse a seconda dei caratteri ambientali (temperatura, salinità, disponibilità di nutrienti,...) dei mari e dei laghi diversamente distribuiti sulla superficie della Terra. Molte specie del plancton sono protette da strutture rigide silicee o calcaree che possono conservarsi come spoglie o residui dopo la morte degli organismi (**fig. 2.16**).

Sui fondali marini avviene una vera e propria "pioggia" di quei residui che si accumulano e si conservano (fossili) formando, insieme ai fanghi, sedimenti che portano la testimonianza dei mutamenti di vita che si verificano in superficie. Con il tempo si sovrappongono sedimenti a formare strati dove si trovano, in basso, tracce di vita più antica e, in alto, più recente. Campioni di

sedimenti possono essere prelevati mediante cilindri molto lunghi (carote) per mezzo di navi oceanografiche in grado di "perforare" i fondali senza modificazioni della stratigrafia originaria. Analizzando le successioni di faune conservate nelle

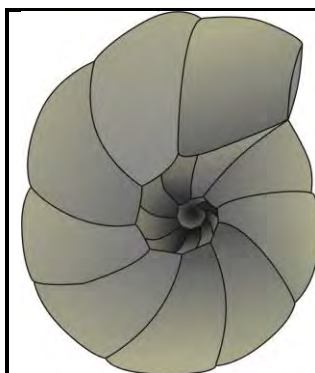


Fig. 2.16 - Rappresentazione (fortemente ingrandita) del guscio di un Foraminifero, organismo unicellulare (protozoo) facente parte del plancton marino. I Foraminiferi erano organismi molto numerosi milioni di anni fa ed hanno importanza in micropaleontologia, specialmente in rapporto alle ricerche petrolifere. Parte dei fondali oceanici (2.000 ÷ 5.000 m di profondità) è ricoperta di scheletri di Foraminiferi del genere *Globigerina*; essi formano i cosiddetti *fanghi a globigerine*.

carote campionate in diversi punti, i ricercatori tentano di stimare la storia della vita del plancton che ha popolato le acque in passato. Si tenta cioè di individuare, nelle stesse località, successioni di popolazioni caratteristiche di ambienti caldi e freddi a testimonianza di mutamenti climatici che, andando indietro nel tempo, condizionarono la vita presso la superficie delle acque marine e lacustri.

In termini temporali, mediante l'analisi degli strati dei fanghi a globigerine, si riesce a risalire, seppure con molta cautela, molto indietro nella storia della Terra, in particolare delle vicende climatiche fino a 100 milioni di anni fa.

SCHEDE 2.8 - Il ghiaccio ricorda

L'acqua è un composto formato da molecole, ciascuna costituita da un atomo di ossigeno e da due di idrogeno; la formula chimica è perciò H_2O . L'atomo di ossigeno ha numero atomico 8: 8 protoni e 8 neutroni nel nucleo e 8 elettroni orbitanti. Il numero di massa (numero totale di particelle nucleari) è 16. In natura non tutti gli atomi di ossigeno hanno numero di massa 16; ve ne sono alcuni "anomali" che hanno due neutroni in più (quindi con numero di massa 18) che costituiscono soltanto lo 0,2 % in media dell'ossigeno totale. Una piccola parte delle molecole d'acqua dei mari anziché H_2O^{16} ha formula H_2O^{18} che è più "pesante". Nei laboratori di chimica, attrezzati con spettrometri di massa, si può stimare, in un campione d'acqua, le quantità di O^{16} e di O^{18} e quindi calcolare il rapporto $\text{O}^{18}/\text{O}^{16}$.

Da studi condotti da numerosi ricercatori si è visto che il rapporto $\text{O}^{18}/\text{O}^{16}$ è minore nell'acqua sotto forma di umidità nell'atmosfera rispetto a quella contenuta negli oceani. Lo stesso rapporto diminuisce nell'umidità di una massa d'aria che si sposta da una zona a clima caldo a un'altra a clima freddo. Questi fenomeni sono spiegabili se pensiamo che le molecole più pesanti (H_2O^{18}) "evaporano" meno facilmente delle altre, per cui sono in percentuale maggiore nello stato liquido. Allo stesso modo dallo stato di gas tendono a "condensare", cioè a ritornare allo stato liquido più facilmente, tanto più bassa è la temperatura. Nella circolazione generale dell'atmosfera una massa d'aria umida diretta a Nord, cioè a una zona più fredda della Terra, scaricando parte della propria umidità durante il viaggio, arriverà man mano tanto più povera di ossigeno "pesante" quanto più diminuisce la temperatura.

Le precipitazioni sui ghiacci dei poli e della Groenlandia sono esclusivamente nevose con più basso rapporto $\text{O}^{18}/\text{O}^{16}$ rispetto alle precipitazioni su altre parti della Terra in estate e ancora più basso, per le temperature più rigide, in inverno. La neve che cade in un anno su queste aree non fonde tutta, rimane sepolta da quella delle annate seguenti e si trasforma in ghiaccio, conservando quasi inalterate le proprie caratteristiche fisico - chimiche, compreso il rapporto $\text{O}^{18}/\text{O}^{16}$. Nello spessore dei ghiacci dei poli e della Groenlandia sono perciò sovrapposti strati che, come le pagine di un libro, sono il risultato della storia climatica degli eventi passati; quanto più gli strati sono profondi tanto più sono antichi. Il ghiaccio caratterizzato da un rapporto $\text{O}^{18}/\text{O}^{16}$ più basso è dovuto alla neve caduta in un anno con clima più freddo e viceversa. Se teniamo conto che i vari strati di ghiaccio formano le immense masse delle calotte polari, questo metodo consente di risalire a ricostruzioni paleoclimatiche molto lontane nel tempo.

Non possibile risalire nel passato oltre la nascita delle attuali calotte glaciali (qualche milione di anni fa). In realtà il limite è più vicino. Supponendo, come minimo, un accumulo medio di neve di 10 grammi per centimetro quadrato all'anno, su una calotta artica costituitasi da un milione di anni, si arriverebbe a spessori di ghiaccio assolutamente impossibili, dell'ordine di 100 km (lo spessore medio attuale della calotta artica è circa 2 km). Numerosi meccanismi regolatori intervengono per eliminare il ghiaccio via via che si accumula; il più importante di questi è il deflusso per scorrimento verso i bordi della calotta dove si perde nell'oceano, sia per fusione, sia sotto forma di iceberg. Le ricerche in questo settore sono oggi arrivate, con buona approssimazione, a determinare l'alternanza di fasi climatiche fino ad alcune centinaia di migliaia di anni fa.

Il rapporto isotopico $\text{O}^{18}/\text{O}^{16}$ può essere determinato anche dai gusci di carbonato di calcio (CaCO_3) degli organismi planctonici che sono stati costruiti con gli stessi atomi di ossigeno "pesante" presenti nell'acqua del mare. Più alto è tale rapporto nei gusci di un campione di sedimenti dei fondali marini, maggiore era la quantità di ghiaccio continentale presente all'epoca in cui il sedimento venne a depositarsi.

Nel ghiaccio sono presenti piccole bolle d'aria che, tra l'altro, lo rendono più "leggero" (minore densità) rispetto all'acqua liquida su cui galleggia. Quelle bolle contengono l'aria presente nel momento in cui il ghiaccio si è formato. Analizzando la composizione dei gas costituenti l'aria imprigionata nelle carote ottenute mediante campionamenti degli strati di ghiaccio polari e groenlandesi, si risale al tenore di anidride carbonica (CO_2) dei vari momenti della storia recente della Terra e si possono stabilire interessanti correlazioni con l'andamento termico (fig. 2.17).

Una stretta correlazione tra questi due parametri risulta anche dai modelli numerici elaborati mediante potenti calcolatori che gli scienziati hanno messo a punto per studiare l'evoluzione del clima. Sebbene tali modelli siano semi-empirici e imperfetti, essi riescono comunque a risalire indietro nel tempo ricostruendo una storia climatica della Terra abbastanza simile a quella che deduciamo dalle osservazioni dirette. Non è chiaro, però, quale tra i due parametri (concentrazione dei gas serra in atmosfera e temperatura media del pianeta) sia la causa e quale l'effetto, cioè se sia stato l'aumento dei gas serra a causare il riscaldamento globale o viceversa.

Si ritiene che le glaciazioni siano state avviate da altri fattori (in particolare dalle periodiche variazioni astronomiche dei parametri orbitali terrestri) e che ciò abbia in qualche modo influenzato il contenuto nell'atmosfera dei gas serra, amplificando enormemente le variazioni di temperatura.

L'effetto serra si combina con altri cicli climatici globali e con una varietà di cicli interni di azione e retroazione operanti su differenti scale temporali. È perciò difficile riuscire a capire gli effetti combinati dei tanti elementi in gioco agenti sul clima. Tuttavia, l'opinione scientifica corrente riconosce la possibile esistenza di una forte connessione causale tra l'intensificazione dell'effetto serra dovuta all'attività umana e il fatto che la Terra si stia riscaldando.

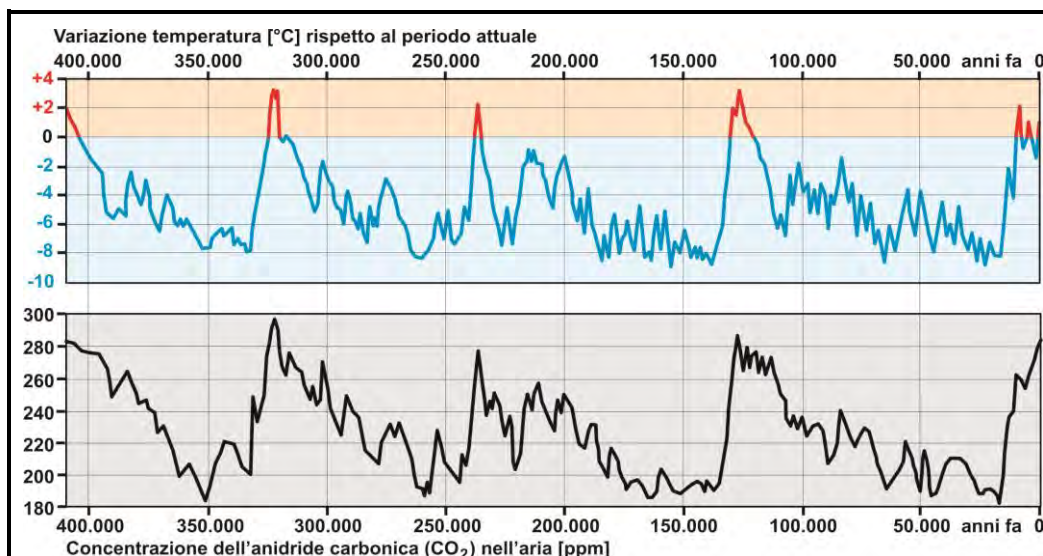


Fig. 2.17 - Temperatura atmosferica terrestre rappresentata come variazione positiva (+) e negativa (-) rispetto a quella attuale e concentrazione atmosferica dell'**anidride carbonica** negli ultimi 400.000 anni. I due andamenti sono strettamente correlati. Essi derivano dalle informazioni dedotte dalle carote di ghiaccio estratte a Vostok, in Antartide.



I ghiacciai della Groenlandia e dei poli sono costituiti da strati di ghiaccio che si sono accumulati nel corso di centinaia di migliaia di anni. I carotaggi consistono nel prelevare lunghi cilindri per ottenere campioni di ghiaccio tanto più antico quanto più profondo, riuscendo ad andare indietro nel tempo fino a centinaia di migliaia di anni.

SCHEDA 2.9 - Metodi palinologici

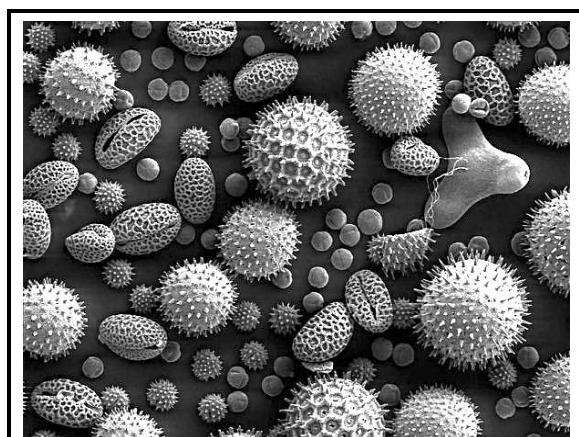


Fig. 2.18 - I granuli di polline hanno dimensioni microscopiche (decimi e centesimi di millimetro) ed hanno forme molto varie a seconda delle specie vegetali (piante superiori) che li producono.

I granuli di polline sono strutture microscopiche di riproduzione; sono gametofiti maschili particolarmente ridotti delle piante superiori (Angiosperme e Gimnosperme) con dimensioni da centesimi a decimi di millimetro (**fig. 2.18**). L'involucro protettivo dei granuli ha una grande resistenza agli agenti fisici e chimici; ciò è all'origine dell'attitudine delle spoglie di questi "microrganismi" a conservarsi a lungo nei sedimenti sotto forma di fossili.

I pollini sono diffusi dalle piante nell'ambiente circostante con vari meccanismi: dal vento (anemofili), da animali (insetti, uccelli, molluschi,...) o dall'acqua (idrofilo). Sono le piante forestali ad impollinazione anemofila (abeti, pini e larici) che producono la maggior quantità di materiale pollinico. La produzione annuale dei piceti della Svezia ammonta a circa 75.000 tonnellate; i granuli possono essere trasportati dal vento fino a oltre 50 km dalla sede di produzione. Nelle aree forestali l'aria è ricca di polline; si ha una vera e propria "pioggia" sui terreni intorno, compresi i bacini lacustri, lagunari e costieri, tipici ambienti dove avviene la sedimentazione.

Alcuni di questi bacini, con vita sufficientemente lunga, sono stati testimoni dei mutamenti climatici che hanno "recentemente" coinvolto

la Terra. A condizioni climatiche variabili corrispondevano essenze forestali diverse come densità e come specie (adatte cioè a climi caldi o freddi) e quindi a diversa produzione di tipi di polline che si raccoglieva insieme ai sedimenti in fondo ai bacini.

La cave di torba e di carbone sono antichi bacini dove sono raccolte notevoli quantità di materiali fitogeni e costituiscono i sedimenti più ricchi di polline. Eseguendo dei campionamenti (al solito gli strati più bassi sono i più antichi e viceversa) e facendo opportune analisi al microscopio in laboratorio, si può classificare e stimare la successione temporale dei pollini

contenuti nei diversi strati e quindi delle associazioni vegetali che li hanno prodotti. Ma tali associazioni sono funzione del tipo di clima che caratterizzava l'ambiente in cui vivevano.

Questo tipo di ricerca ("palinologia" utilizzata proficuamente in archeologia) ha fornito risultati molto utili alla comprensione delle vicende climatiche della storia recente della Terra. La maggior parte degli studi palinologici si concentra sugli ultimi 12.000 anni e sull'ultima era glaciale. In questo tempo, i granuli di polline appartengono a specie ancora esistenti o simili a quelle attuali. Questo permette di applicare il "principio dell'attualismo": se oggi una pianta vive solo in climi freddi, trovare il suo polline in uno strato antico indica un clima freddo in quel periodo. La risoluzione è molto elevata; si possono vedere cambiamenti climatici che avvengono nell'arco di pochi decenni.

Esistono siti eccezionali dove la sedimentazione non è mai stata interrotta dai ghiacciai. Il Lago Baikal in Russia o il Lago Elgygytyn nell'Artico siberiano hanno fornito sequenze polliniche che arrivano a $3,5 \div 5$ milioni di anni fa. In Italia, bacini intermontani come quello di Boiano o di Tavernola Bergamasca offrono archivi che coprono diverse centinaia di migliaia di anni.

SCHEMA 2.10 - Le varve glaciali

Vengono indicate con il termine "varve" (dallo svedese *varving* = ciclo) argille fittamente e regolarmente stratificate, in una serie di sedimenti, dove a strati chiari si alternano strati scuri. Le varve glaciali costituiscono i sedimenti che si accumulano sul fondo di bacini alimentati da corsi d'acqua derivanti dalla fusione di ghiacciai.

La sedimentazione è dovuta a due contributi. Uno al materiale morenico derivato dal ghiaccio. L'altro contributo è dovuto all'accumulo, sul fondo, di materiale organico che deriva dai cicli biologici propri dei bacini e da apporti alloctoni. La sedimentazione di materiale morenico è abbondante durante l'estate, per la maggior quantità di ghiaccio che fonde e praticamente nulla in inverno quando addirittura può gelare la superficie del bacino.

La sedimentazione del materiale organico non cessa mai durante tutto l'anno anche se più abbondante sul finire dell'estate e in autunno al termine del ciclo biologico produttivo. In questo modo i sedimenti che si formano in estate sono più chiari perché più ricchi di sabbia e di argilla, più scuri in autunno perché più ricchi di sostanza organica e meno di materiale morenico (le temperature più basse limitano la fusione del ghiacciaio). Nell'inverno vi è mancanza di deposizione di materiale morenico e si ha solo quello organico che, essendo comunque limitato, forma un piccolo straterello nero (fig. 2.19).

In una serie sedimentaria formatasi in un antico bacino, una varva è costituita da uno strato chiaro più spesso (estate), da un altro più scuro e di minore spessore (autunno) e infine da una pellicola quasi nera (inverno) che fa da limite al sovrastante strato chiaro dell'estate successiva e costituente la varva di un anno più giovane. In una serie sedimentaria, una successione di varve più chiare e più potenti denunciano un periodo climatico più caldo (per il maggior apporto di detrito morenico conseguenza della maggior fusione dei ghiacci), mentre una successione di varve più scure e meno potenti è caratteristica di un periodo climatico più freddo. L'analisi delle varve permette una datazione assoluta ma di valore limitato. Si è riusciti a sincronizzare tra loro numerose serie locali, in modo da capire quanto tempo impiegavano i ghiacciai dell'ultima glaciazione a fondere e a ritirarsi dalle posizioni occupate dalle loro fronti nel periodo di massima estensione fino alla loro estinzione. Se consideriamo le varve in senso lato (sedimenti lacustri annuali), possiamo arrivare fin quasi a 100.000 anni con buona precisione. Oltre questo limite, si trovano "varviti" in rocce sedimentarie molto antiche (anche di milioni di anni), ma non offrono più una cronologia continua anno per anno collegata al presente.

Scheda 2.11 - Permafrost e paleontologia

Il permafrost (esempio a lato) è suolo o roccia congelato in modo permanente. Nelle regioni artiche (Siberia, Alaska, Canada) e nelle montagne (Alpi, oltre 2.600 m circa): 20 ÷ 22 % delle terre emerse.

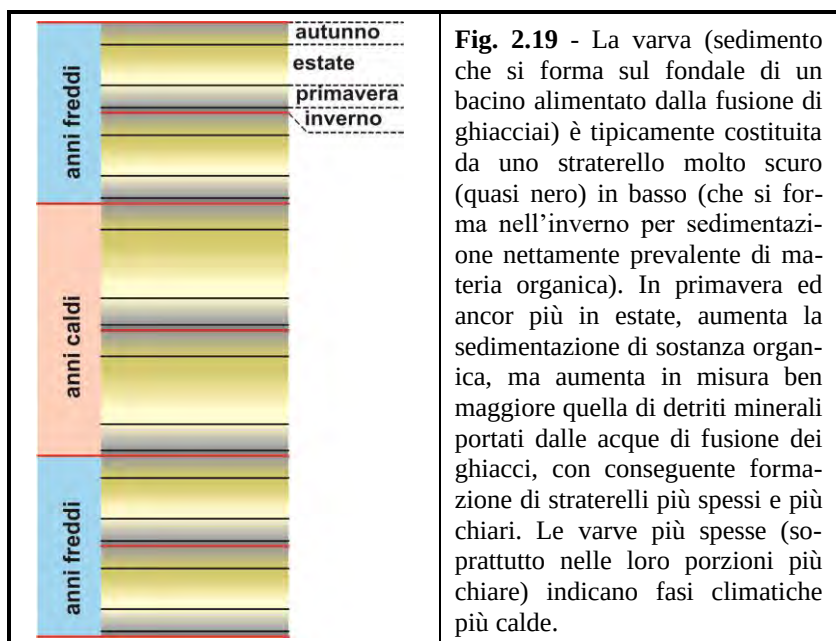


Fig. 2.19 - La varva (sedimento che si forma sul fondale di un bacino alimentato dalla fusione di ghiacciai) è tipicamente costituita da uno straterello molto scuro (quasi nero) in basso (che si forma nell'inverno per sedimentazione nettamente prevalente di materia organica). In primavera ed ancor più in estate, aumenta la sedimentazione di sostanza organica, ma aumenta in misura ben maggiore quella di detriti minerali portati dalle acque di fusione dei ghiacci, con conseguente formazione di straterelli più spessi e più chiari. Le varve più spesse (soprattutto nelle loro porzioni più chiare) indicano fasi climatiche più calde.



Profondo da pochi metri ad oltre 1.500 metri. Contiene acqua (ghiaccio) o (raramente) secco. È una “Colla” che tiene insieme pendii e strutture. Immagazzina grandi quantità di materia organica non decomposta ed è impregnato di CO₂ e di CH₄.



Fossile di testa di lupo.



Fossile di puledro.

In una fase interglaciale (meno fredda) nelle alte latitudini e altitudini, nella breve estate si accumula molta materia organica (ciclo produttivo favorevole). Con l'arrivo della stagione fredda buona parte di essa risulta solo in parte degradata e viene congelata nell'inverno. Negli anni successivi il ciclo si ripete e si forma un accumulo sempre più potente di materia organica non decomposta o parzialmente decomposta insieme a materiale detritico vario (principalmente argilla, limo, sabbia). Con l'ultima glaciazione

ne avviene il congelamento della spessa coltre detritica. Ancora oggi in estate, scongela soltanto la porzione superficiale e rimane congelata la potente serie sottostante.

Il permafrost è importante per la paleontologia: agisce come capsula del tempo naturale, conservando, per migliaia di anni, resti organici (piante, animali, persino DNA antico) grazie alle sue basse temperature, come i mammut e rinoceronti lanosi del Pleistocene. I rinvenimenti di resti di organismi permettono la ricostruzione delle antiche cenosi le cui composizioni dipendevano dai cicli climatici.

La ricostruzione dell'andamento del clima nel periodo geologico recente e storico è fondamentale per comprendere cosa sta accadendo al clima attuale. I metodi per le analisi climatiche del passato sono diversi, per esempio quelli sopra descritti. Tutti vanno considerati con attenzione; i risultati da essi forniti vanno confrontati ed integrati in modo da ottenere un modello unico (entro certi limiti di tolleranza crescenti quanto più indietro si va nel tempo) riconosciuto dalla **comunità scientifica** e che può essere visualizzato con i diagrammi proposti nel seguito.

L'**IPPC** è l'acronimo di **I**ntergovernmental **P**anel on **C**limate **C**hange (gruppo intergovernativo sul cambiamento climatico); fu istituito nel 1988 dalla **W**orld **M**eteorological **O**rganiza-tion (**WMO**) e dallo **U**nited **N**ations **E**nvironment **P**rogramme (**UNEP**).

L'IPCC è avallato dall'ONU. Esso ha stabilito che il **periodo di riferimento** rispetto al quale si confronta l'andamento climatico attuale è il **cinquantennio 1851 - 1900**, che segue il termine della piccola era glaciale (1250 - 1850) e precede la rivoluzione industriale, ovvero precedente l'epoca con grande diffusione del principale gas clima-alterante (anidride carbonica - CO₂) in atmosfera.

In realtà l'inizio della rivoluzione industriale risale al tardo Settecento, con il vapore e la meccanizzazione, per proseguire con una seconda fase (fine Ottocento) con elettricità, chimica e petrolio. Tuttavia le prime fasi della rivoluzione industriale comportarono scarse emissioni; nel 1850 erano meno di 1,5 Gt/anno (meno del 4 % delle emissioni attuali), mentre la concentrazione di CO₂ in atmosfera era poco inferiore a 280 ppm (2,4 volte inferiore a quella attuale), in un mondo abitato da meno 1,5 miliardi di persone (contro più di 8,3 miliardi attuali).

A partire dal 1850 erano già numerose le stazioni meteorologiche nel mondo in grado di registrare la temperatura dell'aria che, a livello medio annuo del pianeta, può essere determinata, con buona precisione: **13,7 °C**.

I primi importanti tre eventi storici di politica ambientale internazionale

SUMMIT DELLA TERRA, Rio de Janeiro - giugno 1992

Prima conferenza mondiale dei capi di stato sull'ambiente. Parteciparono 172 governi, 108 capi di Stato e 2.400 rappresentanti di organizzazioni non governative. La Conferenza di Rio, inoltre, produsse i seguenti documenti ufficiali:

- Dichiarazione di Rio sull'ambiente e sullo sviluppo;
- agenda 21;
- principi sulle foreste;
- convenzione sulla diversità biologica;
- **convenzione sul cambiamento climatico.**

PROTOCOLLO DI KIOTO, Giappone - 1997

Accordo internazionale fondamentale, adottato nel 1997 e entrato in vigore nel 2005, che ha imposto per la prima volta **obblighi vincolanti ai paesi industrializzati per ridurre le emissioni di gas serra con l'obiettivo di contrastare il riscaldamento globale**, stabilendo obiettivi specifici per il periodo 2008 - 2012, basato sulla Convenzione quadro ONU sui cambiamenti climatici.

È stato prorogato dall'Emendamento di Doha (Golfo Persico; 2012 - 2020), poi sostituito dall'Accordo di Parigi (entrato in vigore nel 2016), che adotta un approccio più universale.

CONFERENZA INTERNAZIONALE SUL CLIMA DI PARIGI (COP - 2015)

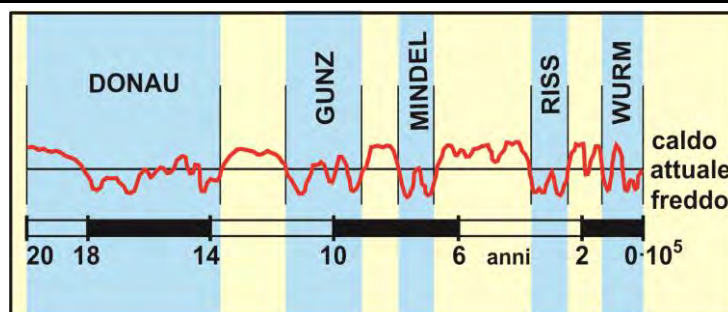
Primo trattato universale, giuridicamente vincolante sui cambiamenti climatici:

- Mantenere l'aumento della temperatura media globale **sotto i 2 °C** rispetto ai livelli preindustriali, puntando a limitare l'aumento a **1,5 °C**.
- Puntare alla **neutralità climatica** (emissioni pari a zero) nella seconda metà del secolo.
- Ogni Paese stabilisce, comunica e mantiene i propri obiettivi di riduzione delle emissioni attraverso piani che devono essere aggiornati e resi più ambiziosi ogni **5 anni**.
- I Paesi ricchi devono aiutare quelli poveri finanziariamente (almeno **100 miliardi di dollari l'anno**) e attraverso il trasferimento di tecnologie pulite, per favorire una transizione energetica globale.

SCHEDA 2.12 - Aspetti biologici

Le oscillazioni climatiche del quaternario sono state messe in relazione non solo con fattori fisico - geografici, come le variazioni in altitudine delle masse continentali, la trasparenza dell'aria, la posizione dei poli sulla superficie terrestre, ma anche con "fattori astronomici" (precessione degli equinozi, variazioni dell'inclinazione dell'asse terrestre, variazioni dell'eccentricità dell'orbita terrestre). Lo studio di questi fenomeni ha permesso di costruire l'andamento della temperatura fino a due milioni di anni fa, definendo in modo soddisfacente una cronologia così come l'aveva già formulata Milutin MILANKOVITCH nel XIX secolo (**fig. 2.20**).

Fig. 2.20 - Scala cronologica degli eventi climatici del Quaternario secondo MILANKOVITCH.



Nelle Alpi i fenomeni glaciali portarono ad un abbassamento medio del limite delle nevi persistenti di 1.200 metri rispetto all'attuale. Ciò pare fosse dovuto non tanto a sostanziali variazioni delle temperature invernali, quanto ad un abbassamento di 6 °C delle temperature medie estive e ad un aumento delle precipitazioni. In tale situazione le nevi non fondevano completamente nell'estate cosicché, anno dopo anno, il limite delle nevi persistenti si abbassava e i ghiacciai, alimentati in modo sempre più cospicuo, avanzarono notevolmente (**fig. 2.5**). Le glaciazioni furono intervallate da periodi a clima caldo, con notevoli regressioni delle fronti glaciali. Il clima dunque ha subito, in un intervallo relativamente breve, fluttuazioni intense che ebbero influenze sulla distribuzione degli organismi. In tutto il Quaternario assistiamo a sostituzioni di flore e di faune per migrazione. A causa delle frequenti e profonde oscillazioni climatiche la storia biologica presenta problemi assai complessi per cercare di risolvere i quali possiamo interpretare i dati fornitici dalla paleoclimatologia (**schede 2.6 ÷ 2.11**). Le maggiori e più documentate informazioni ci sono date dall'analisi dei resti fossili; essi sono concentrati normalmente in depositi sedimentari di bacini lacustri o nelle grotte, gli unici ambienti continentali nei quali prevalgono i processi di sedimentazione e di conseguente inglobamento di resti organici che altrimenti, in ambienti subaerei, verrebbero distrutti.



Fiore di *Linnaea borealis*.

specie che, come la *Linnaea borealis*, attualmente vivono solo alle alte altitudini o nelle zone subartiche (per esempio la betulla).

Le ondate successive di freddo e le avanzate dei ghiacciai provocarono modificazioni anche nella composizione delle faune; da una parte una corrente migratoria verso zone più calde dei Mammiferi insofferenti del freddo, dall'altra la scomparsa di molte specie che vennero sostituite da forme più evolute di probabile provenienza asiatica. Fra gli orsi scomparvero l'*Ursus etruscus* e

Nella composizione attuale della vegetazione alpina vi sono alcune "curiosità". Per esempio la *Linnaea borealis* è una specie tipicamente boreale, ma cresce spontanea in certe zone alpine. La sua presenza è legata al fatto di essere stata "costretta" a migrare verso latitudini più basse nei periodi di espansione delle calotte glaciali. Al ritiro di queste è avvenuto il processo inverso e questo delicato fiorellino è tornato a rioccupare le zone di alta latitudine che gli sono tuttora congeniali. Contemporaneamente, seguendo la ritirata dei ghiacciai alpini, ha trovato condizioni favorevoli anche nelle nostre elevate quote ove il clima è simile a quello boreale. In conseguenza delle ultime variazioni climatiche troviamo nell'Europa meridionale



Scheletro completo di *Ursus spelaeus*.

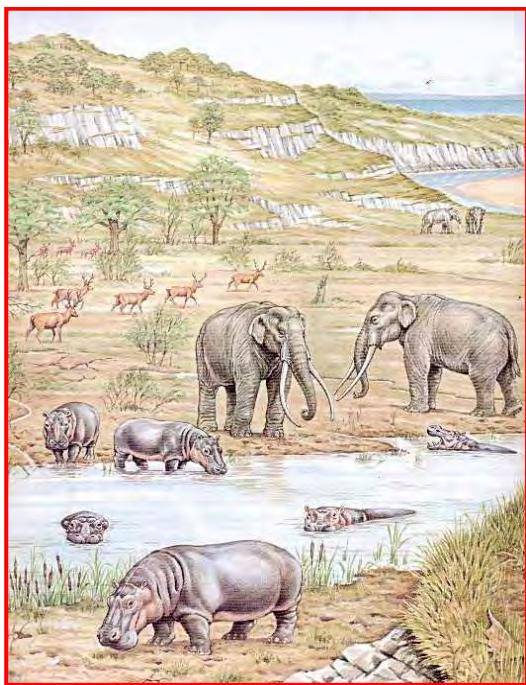
L'*Ursus deningeri*, mentre il successivo *Ursus spelaeus* si adattò al freddo ed alla vita in caverna fino alla sua estinzione con l'avvento dell'Olocene. Questa specie è la più conosciuta per aver lasciato numerose testimonianze fossili; non c'è anfratto o grotta nelle Alpi che non abbia restituito resti dell'orso delle caverne. In passato alcuni Autori, proprio a causa di ciò, hanno parlato di esplosione demografica nel tardo pleistocene di questa specie. Il ricercatore attento tuttavia non deve farsi abbagliare dalla frequenza dei resti rinvenuti; infatti essi appartengono, per lo più, ad individui molto anziani o molto giovani. È verosimile che solo gli orsi malati e deboli siano morti in caverne dove hanno cercato riparo, mentre gli adulti sani, morti al di fuori dei ripari, non ci hanno lasciato tracce. Di fatto Abbiamo una ricca documentazione che ci consente di asserire che l'*Ursus spelaeus* non dovette rappresentare un successo evolutivo; tutti gli individui mostrano di essere stati affetti da malattie (casi di gotta, rachitismo, varie alterazioni dei denti associate ad infiammazioni delle mascelle) spesso letali. Una mascella infiammata significa una cattiva estate, scarsa possibilità di nutrimento e conseguente scarso immagazzinamento di grasso per l'inverno e, nel caso di femmine, morte sicura per i piccoli che, analogamente agli orsi attuali, vengono allattati proprio nel periodo invernale.



Ricostruzione del *Megantereon cultridens* (felide con denti a sciabola).

po, scendere il numero degli animali al di sotto del minimo critico di sopravvivenza. A ciò contribuì anche l'uomo? E in che misura? Difficile rispondere, anche se sappiamo per certo che l'uomo conobbe l'orso delle caverne (fanno fede i graffiti rupestri) e forse ne entrò in competizione sia per il possesso dei rifugi naturali sia per predazione.

Fra gli elefanti che popolavano in mandrie numerose le pianure, scomparve ben presto l'*Elephas meridionalis*, tipico del Pleistocene inferiore; esso venne sostituito dall'*Elephas antiquus*, che resistette fino all'ultima glaciazione, benché non particolarmente adattato al freddo e da *Elephas throgotherii* ed *Elephas primigenius* (mammut), che si adattarono al freddo. I grandi ippopotami e rinoceronti, che negli interglaciali popolavano l'Italia, sparirono e sopravvissero solo in Africa; cavalli di tipo antico vennero sostituiti dall'attuale *Equus caballus*; durante il freddo Würm comparvero l'alce e la renna.

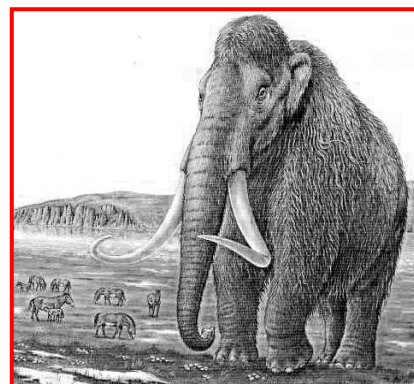


Ricostruzione dell'ambiente in fase calda interglaciale. Sono rappresentati l'*Elephas antiquus*, l'*Hippopotamus amphibius* ed il *Cervus elaphus*.

Oggi la composizione della fauna alpina è il risultato dell'interazione e sovrapposizione di elementi diversi; uno autoctono preglaciale rappresentato da animali preesistenti alle glaciazioni (es. arvicola delle nevi), uno oloartico, costituito da animali spinti dall'espansione dei ghiacci scandinavi verso Sud (es. lepre bianca) ed uno orientale (es. camoscio e stambecco) con forme provenienti dall'Asia in seguito

Quali sono dunque i principali fattori che determinarono l'estinzione dell'orso delle caverne? A rigore di logica raramente gli orsi sarebbero stati uccisi da altri animali; gli unici antagonisti potevano essere felidi quali il leone delle caverne (*Felis leo spelaea*) ed il leopardo (*Felis pardus*). Gli Autori non sono concordi, ma possiamo esprimere alcune considerazioni. Come specie questo orso ha sempre occupato una regione geografica molto ristretta (grosso modo centro Europa) non solo ma, nell'ambito di questa limitata diffusione, sono documentate numerose razze locali subnormali, il che di per se stesso è sufficiente a votare a sicura estinzione numerose popolazioni. A ciò aggiungiamo che, alle soglie dell'Olocene, vi fu un notevole incremento di mortalità giovanile, conseguenza della trasformazione della tundra/taiga subartica in foresta, cioè di improvviso cambiamento d'ambiente che vide, come contraccolpo,

L'ultima glaciazione è meglio documentata, dal punto di vista faunistico, nell'Italia centrale e meridionale. In terra d'Otranto (grotta Romanelli), in una breccia ossifera, unitamente a ossa umane, si sono trovati resti di *Alca impennis*, un grande pinguino antico, estinto in epoca storica (gli ultimi due individui furono uccisi in Islanda nel 1844), noto fossile anche a Gibilterra. I resti di questo uccello, abituato a climi freddi, confermano la rigidità del clima durante le fasi glaciali del Quaternario le quali, con il loro rigore, dettero il colpo di grazia a molte specie che sparirono dall'Europa o si estinsero del tutto. Anche la diffusione dello stambecco (*Capra ibex*) in Europa durante il Pleistocene è da collegare con le oscillazioni climatiche. La massima diffusione di questa specie e la sua migrazione da Est a Ovest (dall'Eurasia fino ai Pirenei) sono collegate all'epoca della glaciazione Riss, attraverso le basse regioni a Nord delle Alpi che, in quell'epoca, erano coperte da praterie di muschi e licheni e fungevano da ponte tra Asia e Europa. In seguito le varie popolazioni di stambecchi seguirono le fasi di ritiro e di espansione dei ghiacciai portandosi, alla fine del Würm, verso le cime dei monti. Alcuni gruppi si trovarono isolati geneticamente, differenziandosi in forme locali che, secondo alcuni Autori, hanno valore di sottospecie (Carpatica, Alpina, Pirenaica, Numidica) soggette a rapida riduzione dei branchi.



Ricostruzione di *Elephas primigenius*.



Il leone delle Caverne in un dipinto di Heinrich Harder.

a migrazioni iniziate alla fine del Terziario. Con l'avvento dell'Olocene termina la crisi biologica che ha portato all'estinzione numerose specie tipiche del Pleistocene, quali mammut, rinoceronte lanoso, orso delle caverne. Altre estinzioni si sono verificate anche in seguito; ad esse ha contribuito l'uomo (per esempio *Bos primigenius*, uro dei romani, progenitore degli attuali bovini). In epoca storica si segnala l'estinzione anche del leone in Europa

In che modo si inserisce, in questo panorama, la comparsa dell'uomo (fig. 2.21)? E da dove veniva e per quale motivo ha sentito l'esigenza di occupare habitat apparentemente così inospitali? A questi interrogativi, con le attuali conoscenze, è difficile fornire risposte esaurienti.

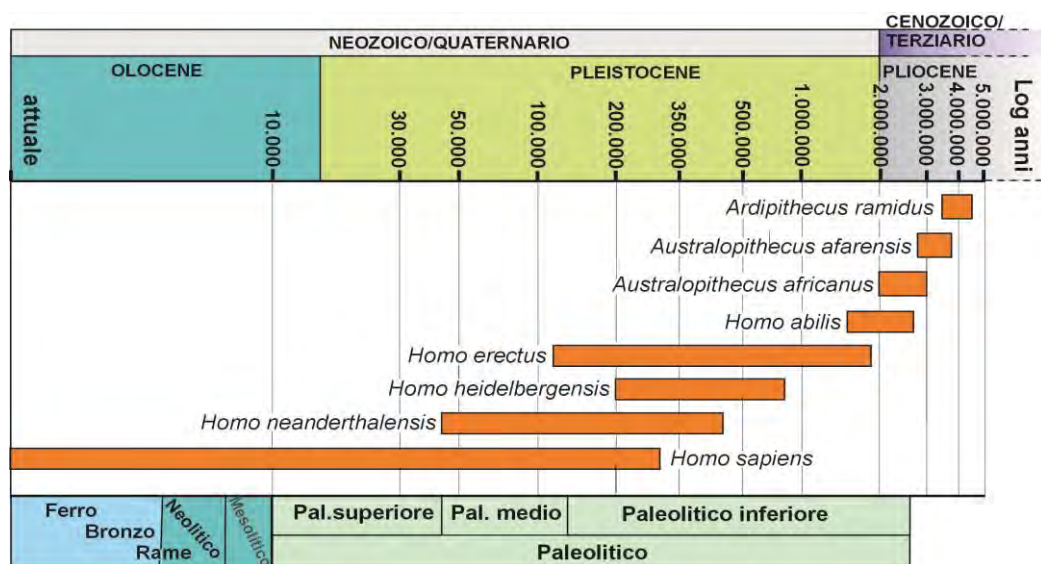


Fig. 2.21 - Il grafico riporta (con scala dei tempi logaritmica e con criteri semplificativi), accanto alla cronologia geologica, l'evoluzione del gruppo degli ominidi ed i corrispondenti periodi preistorici. L'interpretazione dell'evoluzione degli ominidi è suscettibile di continue revisioni. I periodi preistorici, nelle varie culture, hanno durate diverse; per esempio l'età del bronzo in Egitto è ridotta rispetto a quella alpina.

- *Ardipithecus ramidus* (circa 4,4 milioni di anni fa): presentava segni di bipedismo, pur vivendo ancora in ambienti boschivi.
- *Australopithecus afarensis* (es. la famosa "Lucy"; tra 3,9 e 2,9 milioni di anni fa) in Africa orientale. Bipedisti ma ancora con lunghe braccia per arrampicare.
- *Australopithecus africanus* (tra 3 e 2 milioni di anni fa).
- *Homo habilis* (2,4 - 1,4 milioni di anni fa): tra i primi a costruire strumenti di pietra rudimentali.
- *Homo erectus* (1,9 milioni - 110.000 anni fa): il primo a lasciare l'Africa, a usare il fuoco e a sviluppare una struttura corporea simile alla nostra.
- *Homo heidelbergensis* (700.000 - 200.000 anni fa): da cui si sono poi separati i Neanderthal e i Sapiens.
- *Homo neanderthalensis* (400.000 - 40.000 anni fa); nei climi freddi dell'Europa e del Medio Oriente. Ha convissuto con i Sapiens per migliaia di anni.
- *Homo sapiens* (da circa 300.000 anni fa all'attuale); comparso in Africa e migrato in tutto il mondo, l'unica specie di ominide rimasta sulla Terra.
- **Paleolitico Inferiore** (2,5 milioni - 120.000 anni fa); comparsa di *H. habilis*, *Erectus* e *heidelbergensis*.
- **Paleolitico Medio** (120.000 - 35.000 anni fa); presenza di *H. sapiens*, ma dominio di *H. neanderthalensis*.
- **Paleolitico Superiore** (35.000 anni fa - 10.000 a.C.); scomparsa di *H. neanderthalensis* e dominio di *H. sapiens*; arte rupestre.
- **Mesolitico** (10.000 a.C. - 8.000 a.C. circa); l'ultima glaciazione è terminata, l'uomo si stabilisce in accampamenti più duraturi e perfeziona caccia e pesca.
- **Neolitico** (8.000 a.C. - 3.000 a.C. circa); sviluppo dell'agricoltura, dell'allevamento e della ceramica; primi villaggi sedentari.

Va premesso che i resti umani sono molto scarsi e questo a causa del fatto che l'uomo è il "peggiore fossile" che sia mai esistito; non solo perché vive in ambiente terrestre (non acquatico) ma anche perché, a causa della sua intelligenza, difficilmente restava vittima di trappole naturali che potevano causarne la morte ed un rapido seppellimento. Tuttavia possediamo "documenti" a testimonianza della sua presenza, come tracce di insediamenti, manufatti e, quasi in epoca storica, inumazioni. L'uomo "veramente antico" è stato sulle Alpi? Probabilmente sì, ma le glaciazioni ne hanno distrutto le prove. Sono state rinvenute tracce di bivacchi di cacciatori musteriani della cultura di Levallois nell'interstadio Wurmiano più

accentuato a 1.477 m s.l.m. in Svizzera, associate a molti resti di orso delle caverne ed altre tracce fino a 2.477 m s.l.m. (Buca del Drago) databili a 51.000 anni fa.

Dunque in piena glaciazione wurmiana la presenza dell'uomo è documentata ad altitudini piuttosto elevate. Più in basso, tra quote comprese tra gli 850 e 1.200 metri, le tracce sembrano risalire alla fine del glaciale Riss (130.000 ÷ 120.000 anni fa). Si tratta di *Homo sapiens*, l'uomo attuale.

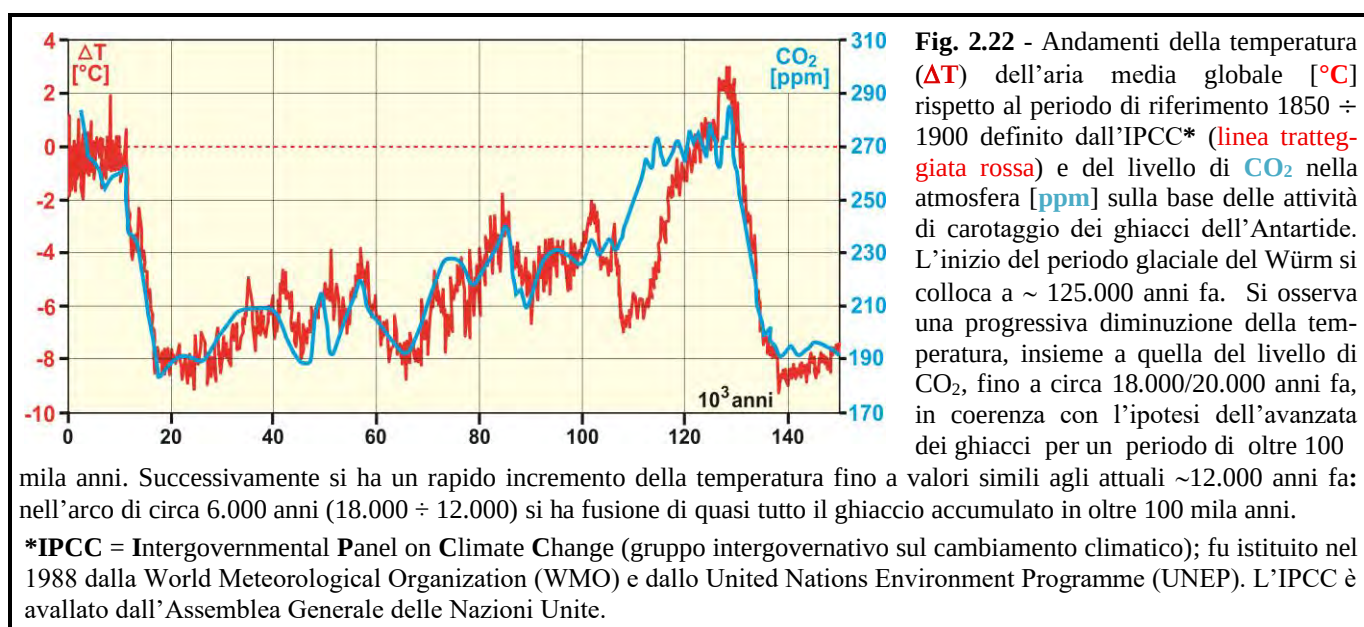
I musteriani del Paleolitico antico affrontarono la montagna per utilizzarne le risorse in una economia decisamente di rapina e si spinsero fino a 54 gradi di latitudine Nord, in Russia, in prossimità dell'immane calotta glaciale pleistocenica. Non stupisce dunque la presenza dell'uomo sul Monfenera (Piemonte) che, nel Pleistocene, fu esposto più volte alle oscillazioni del vicino ghiacciaio valsesiano alimentato dal monte Rosa. A farne le spese furono l'orso delle caverne, lo stambecco, il camoscio, la marmotta, le alci, le renne, i cinghiali, le iene, le volpi, i leoni che hanno lasciato tracce nei focolari primitivi unitamente a resti di uccelli e di pesci che dovevano costituire la dieta abituale dei paleolitici. Il carattere di bivacco ci è inoltre certificato dalla presenza di resti di cervi e di bisonti, animali da pianura che, probabilmente, venivano uccisi e trasportati in questi insediamenti e che fungevano da scorta alimentare. Il Monfenera documenta una storia che, iniziata in età prewurmiana, seguirà il Paleolitico, il Neolitico, le età del Bronzo e del ferro fino ai tempi storici.

I ghiacciai ebbero l'ultima grande espansione con uno spessore di centinaia di metri tra il 16.000 e il 14.000 a.C., periodo che sembra coincidere con la deposizione delle morene frontali wurmiane più esterne nelle Alpi. A questi fenomeni corrisponde un brusco calo altimetrico delle frequenze umane, rarefazione che dura molto tempo, durante il quale gli strati ci hanno restituito solo resti di micromammiferi. Poi segue una risalita durante le fasi finali del Würm parallelamente a quella della vegetazione arborea e delle faune montano - forestali. Nel Tardiglaciale l'uomo risale sulle montagne; la sua organizzazione è ormai complessa, di tipo tribale (culture maddaleniane). È possibile che in tutta l'Europa la foresta sia diventata un ostacolo alla mobilità dei cacciatori il che spiega, tra l'altro, la loro graduale frammentazione in gruppi locali, che portarono all'affiorare di divergenze culturali fra i due versanti delle Alpi. In sintesi il popolamento alpino, attraverso più stadi, caratterizzati da una evoluzione biologica e culturale, si avvicina al 5.000 a.C., con la presenza di ceramiche e del frumento che ci riportano in epoca storica.

Mai prima dell'uomo una specie dominante e di grossa mole era stata in grado di espandersi su tutta la Terra. Gli esseri umani poterono compiere tale impresa perché riuscirono ad adattare le esigenze di una creatura tropicale in condizioni molto variabili. In altri termini l'adattamento e l'inventiva culturale ridussero la necessità di competizione biologica in ambienti diversi, introducendo un fattore disgregatore notevole negli equilibri ecologici di tutto il globo. Secondo William Hardy Mc NEILL (1976) *"...lasciandosi alle spalle gli ambienti tropicali, i nostri progenitori sfuggirono a molti parassiti e organismi patogeni ai quali i loro predecessori ed i loro stessi contemporanei erano sottoposti. Di conseguenza se ne avvantaggiarono la salute ed il vigore e il moltiplicarsi del numero degli esseri umani assunse una dimensione fino allora mai raggiunta"*.

Scheda 2.13 - Il riscaldamento globale (dati e diagrammi)

Le **schede 2.6 ÷ 2.11** hanno descritto i metodi per ricostruire il clima del passato, con grande precisione fino a qualche centinaia di migliaia di anni fa (esempio in **fig. 2.22**) e con buona precisione fino ad un milione di anni fa. Ma in funzione di una breve analisi sul cambiamento climatico attuale è utile considerare il periodo storico più recedente o meglio dal 1850 considerato come inizio dell'era industriale: da quel momento le emissioni di gas climalteranti di origine antropica (intensificazione del consumo di combustibili fossili) nell'atmosfera divennero significative.



Per meglio comprendere la situazione legata ai cambiamenti climatici in corso è necessario considerare il forte incremento demografico mondiale (prima vera causa del grave stato ambientale del pianeta). È evidente che quasi 8,5 miliardi di persone

consumano risorse e producono gas clima alteranti in quantità crescenti e soprattutto considerando che “tutti” hanno il diritto di conseguire livelli di benessere almeno decorosi (**fig. 2.23**). Un secondo aspetto riguarda le tecniche per misurare (nei tempi attuali e più indietro nel tempo, almeno fino al 1850), a livello globale, la temperatura media annua globale, la concentrazione di CO₂ in atmosfera e le emissioni dei gas climalteranti (vedi box nel seguito riportati).

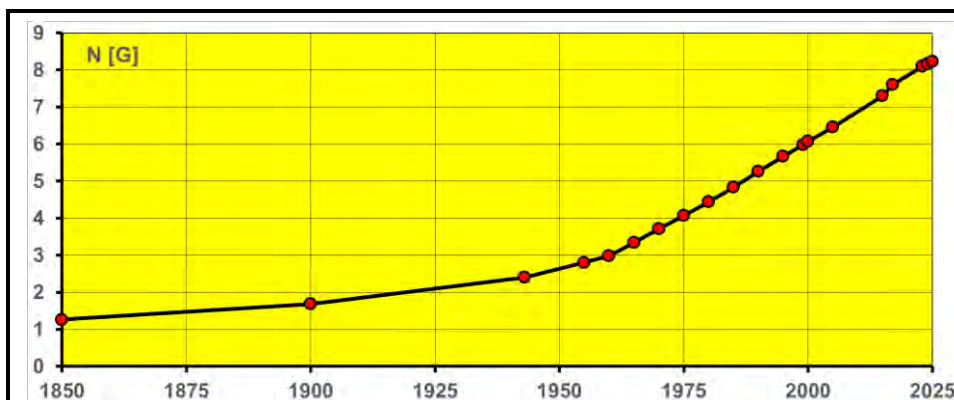


Fig. 2.23 - Andamento demografico mondiale dal 1850. In ordinata il numero (N) di persone sulla Terra espresso in miliardi [Giga]. Dal 1975 la popolazione è più che raddoppiata.

Fino al 1800 la consistenza demografica della popolazione mondiale cresce lentamente, con struttura tipicamente piramidale (molti giovani e pochi anziani). Negli due secoli l'uomo

si è reso indipendente dai fattori di selezione, grazie alla pennicilina (Alexander FLEMING, 1928) ed allo sviluppo della pratica delle vaccinazioni dall'inizio del Novecento. Per la gran parte delle popolazioni del pianeta l'ambiente continua ad imporre forti fattori della selezione, seppure non limitando del tutto l'incremento numerico degli individui. Per le popolazioni più fortunate, grazie ai progressi della medicina e della farmacologia ed alle migliori condizioni di vita, i fattori selettivi sono molto ridotti; ciò ha comportato prima ad un forte incremento delle consistenze demografiche, poi ad una notevole alterazione delle strutture delle popolazioni (meno giovani e più anziani).

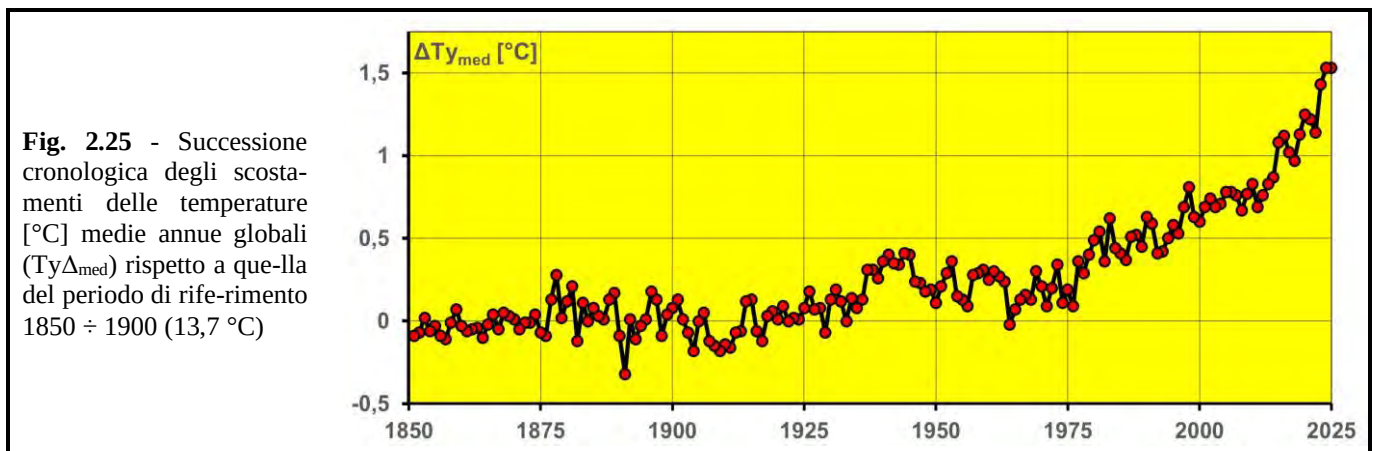
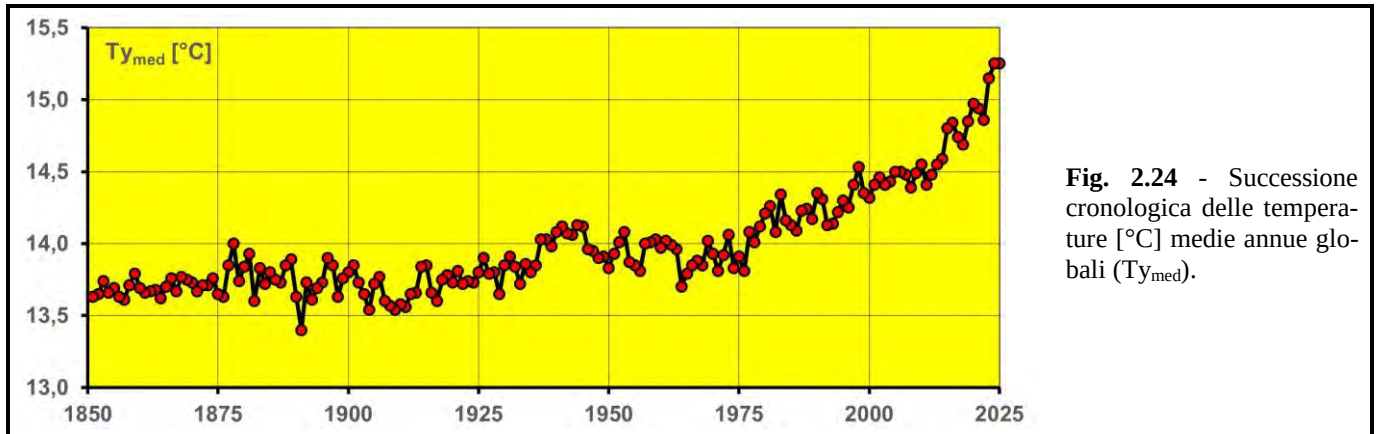
Determinazione della temperatura media globale “T_{med}” [°C]: processo complesso che trasforma milioni di singole misure locali in un unico valore statistico relativo all'intero pianeta. Non è una semplice media aritmetica; i termometri non sono distribuiti in modo omogeneo (molti in Europa, pochi nei deserti o sugli oceani). Si utilizzano migliaia di stazioni meteorologiche terrestri, boe oceaniche, navi e, dagli anni Settanta, i satelliti. Dalla seconda metà dell'Ottocento abbiamo dati termometrici affidabili e globali. Per le epoche precedenti, le misure sono scarse in molte parti del mondo per determinare una media globale accurata. Più a ritroso occorre fare riferimento ai metodi illustrati nelle **schede 2.6 ÷ 2.11**, comunque significativamente attendibili fino a 800.000 anni fa. Più indietro nel tempo (milioni di anni) si fa riferimento alla paleoclimatologia per ottenere indicazioni di carattere generale.

Determinazione della concentrazione atmosferica media annua dell'anidride carbonica “CO₂” [ppm]. A differenza della temperatura, molto variabile da un luogo all'altro, questo gas si mescola bene in atmosfera, rendendo il dato globale molto rappresentativo. Le misure si effettuano grazie ad una rete globale coordinata dalla NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration del Dipartimento del Commercio degli USA) e dalla WMO (Organizzazione Meteorologica Mondiale). I dati provengono da stazioni isolate, lontane da foreste o città, per evitare l'influenza di emissioni locali o dell'assorbimento/emissione stagionale delle piante. I campioni d'aria vengono analizzati mediante spettroscopia che fornisce risultati espressi in **parti per milione [ppm]**. Per ottenere la media annua globale, si raccolgono i dati da circa 100 stazioni marittime e terrestri. Si applicano algoritmi che filtrano le variazioni stagionali (il "respiro" della Terra: la CO₂ cala in estate quando le piante crescono) per isolare la tendenza reale di fondo. I dati derivanti da misure dirette sono disponibili a partire da fine anni Cinquanta. Più a ritroso nel tempo si utilizzano metodi illustrati nelle **schede 2.6 ÷ 2.11**, significativamente attendibili almeno fino a 800.000 anni fa. Più indietro nel tempo si applicano i metodi della geologia.

Mentre la concentrazione di CO₂ si misura analizzando l'aria, le **emissioni antropiche non si misurano con termometri o sensori, ma si "contabilizzano"**. Si raccolgono dati statistici mondiali su quanto carbone, petrolio e gas naturale viene estratto, venduto e bruciato. La produzione di cemento è una fonte enorme di CO₂ legata alla reazione chimica (calcinazione) del calcare; le industrie riportano le tonnellate prodotte, da cui si ricava la CO₂ emessa. Altra fonte è connessa con l'uso del suolo, difficile da stimare; si usano i satelliti per monitorare la deforestazione e l'espansione agricola, sottraendo quanto carbonio viene riassorbito dalle nuove foreste. Il Global Carbon Project e la IAE (Agenzia Internazionale dell'Energia) aggregano questi dati ogni anno per fornire il **totale annuo globale**, espresso in **miliardi di tonnellate [Gt]**. I dati disponibili dagli anni Cinquanta ad oggi sono molto precisi. Sappiamo quanto carburante è stato consumato globalmente grazie ai registri doganali e industriali moderni. Per i tempi precedenti si risale fino all'inizio dell'era industriale (metà Settecento). I ricercatori utilizzano i registri storici della produzione di carbone in Inghilterra e successivamente degli altri paesi industriali. Sebbene meno precisi dei dati odierni, questi inventari storici permettono di tracciare una curva sufficientemente chiara dell'aumento esponenziale delle emissioni. Prima del 1750, le emissioni di origine umana erano praticamente trascurabili (legate solo a piccoli incendi o agricoltura primitiva).

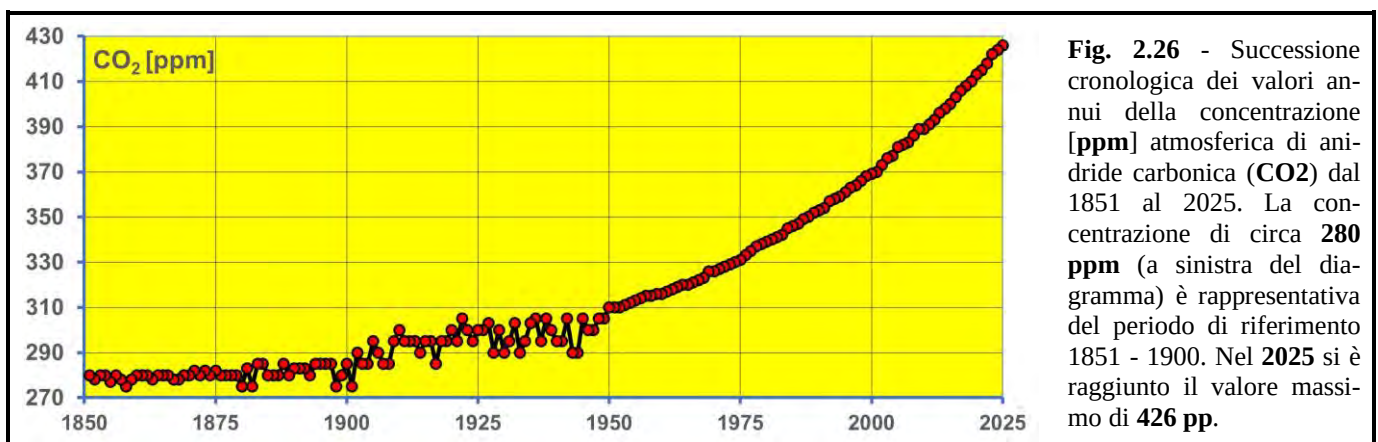
La **fig. 2,24** illustra la successione cronologica della temperatura media annua globale “T_{med}” [°C] dal 1850 al 2025. Risulta un evidente incremento dalla fine degli anni Settanta del secolo scorso, per diventare ancora più rapido nel terzo

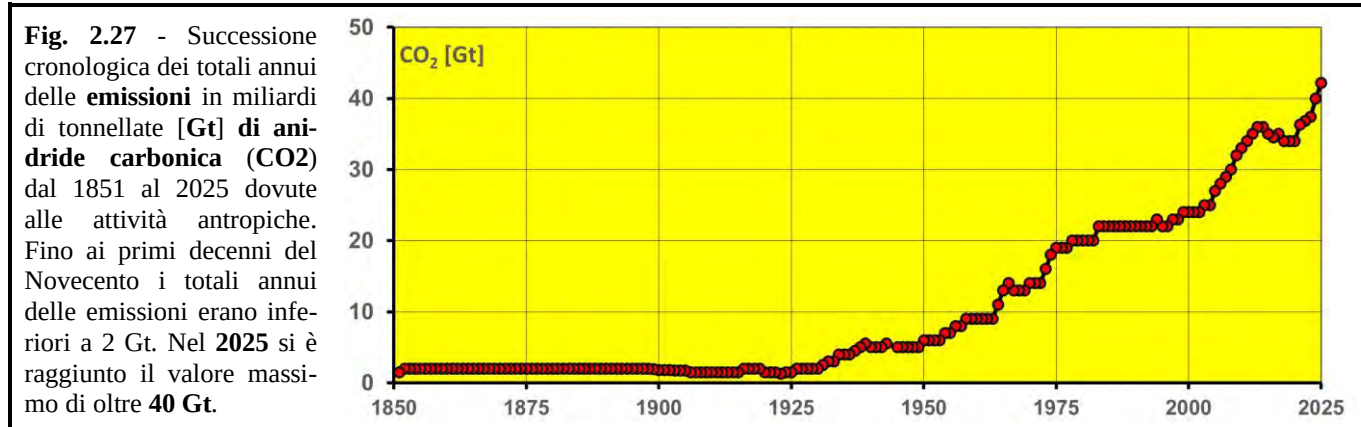
millennio fino ai valori di temperature superiori a 15 °C negli ultimi tre anni: 15,15 °C nell'anno 2023, 15,25 °C nel 2024 e 15,10 °C nel 2025. Il diagramma successivo (**fig. 2.25**) riporta la successione cronologica degli scostamenti (ΔT_{med}) delle temperature medie annue rispetto alla media di riferimento 1851 - 1900 (13,7 °C). Anche dall'esame di questo diagramma risulta l'elevato incremento delle temperature globali. Come sopra illustrato, con la **Conferenza Internazionale sul Clima di Parigi** (COP 2015), quando la temperatura media annua globale era 14,8 °C (con una concentrazione atmosferica di CO₂ pari al valore già elevato di circa 400 ppm), **si era stabilita la necessità fondamentale di limitare l'aumento a 1,5 °C**, soprattutto attraverso una significativa riduzione delle emissioni dei gas-serra. Purtroppo tale limite è stato superato nel 2024 (+1,60 °C) e sfiorato nel 2023 (+ 1,48 °C) e nel 2025 (+ 1,47 °C).



La temperatura media annua globale relativa all'ultimo triennio (2022 - 2025) è dunque poco oltre l'incremento di 1,5 °C rispetto al periodo di riferimento. Il dato globale è il risultato di una elaborazione complessa delle misure effettuate presso numerosissime stazioni in varie parti del globo interessate da incrementi termici assai variabili. In alcune aree tali incrementi risultano più elevati (talora anche di molto) rispetto alla situazione globale. In generale le temperature sono aumentate in misura maggiore nelle zone temperate ed in modo particolarmente accentuato in alcune aree, definite **hotspot climatici** come, per esempio, il bacino del Mediterraneo e ancor più la catena alpina.

Come noto la presenza di gas ad effetto serra determina la temperatura del globo ed è proprio l'elevata concentrazione di tali gas a determinare quella che è stata chiamata la "*febbre del pianeta*". Ma quanto vale la concentrazione atmosferica della CO₂ (il principale gas-serra) e quanta ne viene emessa in conseguenza delle attività antropiche? I diagrammi delle **figg. 2.26 e 2.27** illustrano le successioni cronologiche di queste due grandezze dal 1851 al 2025.





Per tutto l'Ottocento la concentrazione atmosferica di CO₂ si è mantenuta entro i 280/290 ppm. Nella prima metà del Novecento risulta una certa variabilità interannuale, ma con prima evidenza all'incremento. A partire dal 1950 l'incremento risulta netto e continuo, fino ad arrivare al valore di ben 426 ppm., ovvero una volta e mezza il valore relativo al periodo di riferimento. Questo è il risultato dell'incremento continuo delle emissioni, quando queste avrebbero dovuto diminuire in seguito agli accordi internazionali per contrastare i cambiamenti climatici. In sintesi risulta quanto segue:

	1851 - 1900 (riferimento)	2025 (fase attuale)
Temperatura media annua globale [°C]	13,7	15,20 (+1,5)
Concentrazione atmosferica CO ₂ globale [ppm]	280/290	426 (+ 49 %)
Totale annuo delle emissioni CO ₂ [Gt]	1,5 ÷ 2	42,2 (per 23,4)

Nel passato geologico recente la concentrazione atmosferica della CO₂ non ha mai superato il valore di 300 ppm, quando la temperatura media annua era superiore di 2/3 °C rispetto al periodo di riferimento. A questo punto è probabile che l'attuale temperatura media annua globale debba ancora aumentare per "adeguarsi" (come in una sorta di "volano climatico") ad una situazione caratterizzata da una concentrazione di CO₂ già ben oltre i 400 ppm. Se poi consideriamo che le emissioni dovute alle attività antropiche continuano ad aumentare allora diventa inevitabile prevedere scenari drammatici per il futuro, ormai molto vicino. Tale impostazione non è una espressione dell'ecocatastrofismo, ma è la realtà così come inevitabilmente presentata dalla ricerca scientifica. A tutto ciò occorre aggiungere gli effetti del **feedback climatico positivo** (cfr. scheda successiva).

Scheda 2.14 - Feedback climatico

Uno dei caratteri principali di un sistema complesso è la sua "resistenza" rispetto ai mutamenti. Esso tende naturalmente a mantenersi costante nel tempo. Quando interviene una perturbazione in grado di alterare un carattere importante del sistema, esso tende a reagire con meccanismi atti a minimizzare/annullare le cause della perturbazione stessa. Questo meccanismo viene detto **feedback negativo** o retroazione negativa. Ma se il sistema è debole, a causa di situazioni stressanti che lo hanno indebolito, può manifestarsi una retroazione positiva: il sistema reagisce con meccanismi che facilitano le cause della perturbazione, con conseguente accelerazione (che può diventare addirittura esponenziale) dei processi di cambiamento dello stato iniziale del sistema stesso; in questo caso si parla di **feedback positivo**.

Il clima del pianeta è un sistema molto delicato e dinamico. Normalmente i cambiamenti avvengono in tempi relativamente lunghi, soprattutto se rapportati a quelli dell'uomo. Ma in questa fase sta intervenendo un forte cambiamento imposto dalle attività antropiche, ovvero il più veloce incremento di uno dei principali fattori climatici probabilmente mai riscontrato nella storia geologica recente della Terra (e probabilmente in tutta la sua storia): l'effetto serra dovuto alla CO₂ in atmosfera. Si tratta di una situazione del tutto inedita nella storia evolutiva del pianeta rispetto alla quale si stanno verificando reazioni che possono essere classificate come manifestazioni di un **feedback climatico positivo**: *gli effetti del riscaldamento rinforzano la principale causa accelerando il riscaldamento globale*. I meccanismi, tra i più noti, sono descritti nel seguito.

Feedback ghiaccio - albedo. Le temperature aumentano e il ghiaccio e la neve bianchi (con albedo alta, ovvero che riflettono molta luce solare) fondono. Al ghiaccio si sostituisce l'oceano scuro, con albedo molto bassa; sulle terre i ghiacciai e le nevi fondono scoprendo terra e roccia con albedo inferiore. L'oceano scuro e le terre "scoperte" assorbono più energia solare, scaldando l'acqua e i terreni e l'aria circostante, il che fa fondere ancora più ghiacci e nevi.

Feedback del gas acqua in atmosfera. L'acqua allo stato gassoso è un gas serra importante. L'aria più calda causa una maggiore evaporazione dai mari, dagli oceani e dalle terre (evapotraspirazione); inoltre l'aria più calda può trattenere maggiori quantità di acqua allo stato di gas, ma questa incrementa l'effetto serra; la temperatura aumenta, aumentando ulteriormente l'evaporazione.

Feedback della fusione del permafrost. Nelle regioni polari e in alta montagna il permafrost imprigiona enormi quantità di materia organica antica. Il riscaldamento globale scongela il permafrost. Decompositori iniziano a decomporre la materia organica, rilasciando CH_4 e CO_2 , oltre a quanto già accumulato nel sedimento. Il metano è un gas serra molto più potente della CO_2 ; nel rilascio, insieme alla CO_2 , accelera il riscaldamento globale, che a sua volta scongela altro permafrost determinando anche smottamenti, colate detritiche, frane, minacciando strade, edifici e infrastrutture e modificando la morfologia del terreno.

3 - ELEMENTI DI IDROLOGIA

3.1 - Il bilancio idrologico

Gli ambienti acquatici sono dominati dall'acqua, o meglio dalla *quantità d'acqua*. A parità di altri fattori ambientali è il volume d'acqua che condiziona l'ecologia di fiumi, torrenti, paludi, ecc... Uno stagno si distingue da un lago in base alla superficie ed alla profondità e quindi dalla massa dell'acqua. Anche il ricambio idrico è importante. Uno stagno lungo e stretto può avere lo stesso volume d'acqua di un tratto di fiume della stessa lunghezza e profondità; nel primo si ha un ricambio idrico molto limitato (acque stagnanti), nel secondo si ha un ricambio d'acqua la cui entità dipende dalla portata (**fig. 3.1; scheda 3.1**); di conseguenza gli organismi acquatici sono diversi nei due ambienti. Il volume d'acqua e il ricambio idrico di una zona umida dipendono dal contributo di acque provenienti dal **bacino imbrifero** (**fig. 3.2; scheda 3.2**) e in misura limitata, dalle precipitazioni dirette sulla sua superficie.

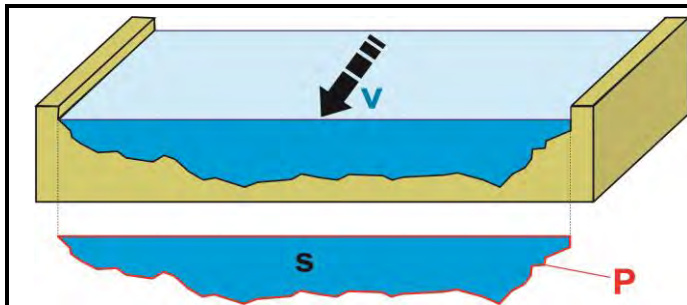
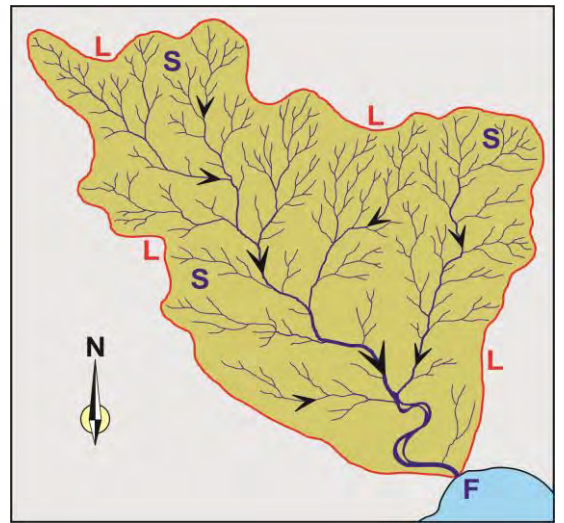


Fig. 3.1 - La **portata** (istantanea) in un qualunque sistema di trasporto (tubo, canale, fiume,...) è il **volume liquido che attraversa una sezione nell'unità di tempo**. $S [m^2]$ è la superficie del condotto in corrispondenza di una determinata sezione (delimitata dal perimetro **P**); $v [m/s]$ è la velocità dell'acqua che attraversa la sezione stessa. La portata $Q [m^3/s]$ è il prodotto $Q = v \cdot S$. Se la portata è molto piccola quale unità di misura anziché il m^3 si può utilizzare il litro ($L = 1 dm^3$); quindi la portata viene espressa in L/S.

Fig. 3.2 - La quantità d'acqua (*deflussi*) che giunge al mare (o al lago o ad un altro fiume), in corrispondenza della foce (**F**), dipende dalla quantità d'acqua delle precipitazioni (*afflussi*) e quindi dal clima e dall'estensione del *bacino imbrifero*, delimitato da precisi limiti (**L**) o *spartiacque*. L'acqua delle piogge, delle sorgenti (**S**) e della fusione delle nevi scorre incanalata in un insieme di alvei naturali incisi nel terreno e costituenti il *reticolo idrografico* (in blu), una vera e propria rete naturale di drenaggio.



Il bacino è un "sistema aperto" con acqua in entrata (precipitazioni e contributi sotterranei dai bacini adiacenti) ed acqua in uscita (evapotraspirazione, deflussi superficiali e perdite sotterranee). Il confronto tra entrate e uscite costituisce il **bilancio idrologico**; di questo la voce **deflussi superficiali** è quella che permette di conoscere i volumi d'acqua ed il ricambio idrico della zona umida. Per la definizione del bilancio idrico di un bacino occorre un'analisi complessa, uno studio ecologico vero e proprio. Le variabili che vanno considerate sono numerose e comprendono:

- **clima** - condiziona le modalità delle precipitazioni, quasi sempre la principale voce dell'acqua in entrata;
- **morfometria** - la forma e le dimensioni del bacino influiscono sul ruscellamento e sul tempo impiegato dall'acqua per giungere al reticolo idrografico; questo è più o meno complesso ed influisce sulle modalità dei deflussi;
- **geologia** - i bacini possono essere **impermeabili**, se costituiti da materiali non porosi o non fessurati per cui non vi sono scambi sotterranei con bacini adiacenti, o **permeabili**, se la circolazione delle acque sotterranee assume molta importanza rispetto a quella delle acque superficiali;
- **suolo e vegetazione** - i diversi tipi di suolo (profondità, porosità, permeabilità, ecc...) e di copertura vegetale (boschi, prati, coltivati, ecc...) agiscono sullo scorrimento superficiale;

- **antropizzazione** - opere di captazione e/o ritenzione idriche (prese di alimentazione di canali e dighe per fini idroelettrici, irrigui, potabili, industriali,...) influiscono sull'idrologia di interi bacini; a ciò si aggiunge la progressiva impermeabilizzazione (catrame e cemento) delle superfici per la costruzione di manufatti.

3.2 - Regimi idrologici dei corsi d'acqua

L'**afflusso meteorico mensile** è il volume d'acqua totale di precipitazione caduta in un mese sul bacino imbrifero. Parte di essa può passare ad altri bacini per via sotterranea (situazione frequente nelle zone carsiche), un'altra parte è persa per evapotraspirazione (evaporazione diretta dal terreno e traspirazione delle piante). La rimanente è il volume totale (**deflusso mensile**) che esce dal bacino attraverso la sezione dell'alveo del corso d'acqua alla chiusura del bacino stesso (per es. "F" in **fig. 3.2**). Il deflusso mensile [m³], se è una media calcolata per un certo periodo di osservazione, divisa per i secondi del mese, è la **portata media mensile** [m³/sec]. La media fra le dodici portate medie mensili è la **portata media annua**; essa dipende dal volume d'acqua che passa in un anno nell'alveo di un fiume attraverso una determinata sezione. La portata dipende dall'abbondanza delle precipitazioni sul bacino e dalle dimensioni dello stesso.

In Italia i corsi d'acqua sono numerosi (**tab. 3.1**), quasi tutti caratterizzati da un breve percorso; unica eccezione è il Po che comunque non è fra i maggiori fiumi europei e del resto del mondo (**tab. 3.2**). I caratteri dei fiumi italiani sono molto variabili e ciò perché i vari tipi di clima che caratterizzano i loro bacini sono molto diversi (**tab. 3.3**). Se l'altitudine media di un bacino è bassa, la maggior parte dell'acqua meteorica è costituita da piogge, per cui le portate del corso d'acqua sono soprattutto influenzate da quel tipo di precipitazioni. Se il bacino è prevalentemente di montagna per l'abbondanza di precipitazioni nevose, il regime delle portate del corso d'acqua è prevalentemente influenzato dalle modalità di accumulo e di fusione delle nevi e dei ghiacci. Queste sono condizioni limite; in realtà le situazioni sono assai varie. A titolo di esempio si sono considerati i regimi idrici di alcuni fiumi (**tab. 3.4**, gli stessi elencati in **tab. 3.3**).

In Italia centrale e meridionale il regime delle piogge presenta valori massimi in inverno e scarse precipitazioni estive. L'andamento delle portate dei fiumi Tevere e Volturno risulta analogo, con portate medie di gennaio da 3 a 5 volte superiori a quelle di agosto, quando le temperature sono più elevate e maggiore è la quantità d'acqua che ritorna all'atmosfera per evapotraspirazione senza contribuire ai deflussi. Il regime del Tanaro presenta un massimo principale in primavera (maggio), uno secondario in autunno (novembre), un minimo principale in inverno (gennaio) e uno secondario in estate (agosto). La distribuzione dei massimi e minimi nell'anno (linea blu in **fig. 3.3**) è simile a quella delle precipitazioni di gran parte del Piemonte: le portate del Tanaro sono una risposta abbastanza immediata delle piogge. I regimi idrologici dei tre fiumi considerati sono classificati di tipo *pluviale*.

Per il Flumendosa (Sardegna) la differenza tra l'inverno (piogge abbondanti = portate elevate) e l'estate (siccità = portate scarse) è più accentuata (**fig. 3.3**); la portata media mensile di luglio è 1/50 di quella di gennaio. Nelle estati più calde l'alveo del fiume è asciutto, mentre negli inverni con piogge più abbondanti le portate assumono valori decine di volte superiori a quelli medi. In inverno il Flumendosa è un grande fiume impetuoso su un ampio letto; la massa d'acqua e la velocità della corrente consentono elevate capacità di trasporto solido e di erosione; in tale situazione il corso d'acqua trasporta grandi quantità di detriti (soprattutto ghiaia e piccoli massi) che costituiscono essenzialmente il materiale del fondo dell'alveo. In estate l'ampio letto del fiume diventa una larga *fiumara* di ciottoli in cui scorre un

Tab. 3.1 - Origini, lunghezze, foci dei principali fiumi italiani.			
fiume	origine	km	foce
SIMETO	M. Sori	113	Ionio
SANGRO	M. Turchio	115	Adriatico
BRADANO	L. Pésòle	116	Ionio
FLUMENDOSA	Gennargentu	127	Tirreno
OFANTO	M. Proviara	134	Adriatico
ISONZO	Grinta di Plezzo	136	Adriatico
IMERA-SALSO	Madonie	144	Mar di Sicilia
PESCARA	M. Cinisella	145	Adriatico
BASENTO	M. Maruggio	149	Ionio
TIRSO	P.ta Pianedda	150	Mar Sardegna
LIRI	M. Arunzo	158	Tirreno
BRENTA	L. Levico	160	Adriatico
DORA BALTEA	M. Bianco	160	Po
OMBRONE	M. Macchioni	161	Tirreno
TAGLIAMENTO	Passo Mauria	170	Adriatico
VOLTURNO	M. Rocchetta	175	Tirreno
RENO	Piano Pratale	211	Adriatico
PIAVE	M. Peralba	220	Adriatico
ARNO	M. Falterona	241	Tirreno
TICINO	Passo di Novena	248	Po
TANARO	Passo Tanarello	276	Po
OGLIO	Corno Tre Signori	280	Po
ADDA	Passo Alpisella	313	Po
TEVERE	M. Fumaiolo	405	Tirreno
ADIGE	Passo di Resia	410	Adriatico
PO	M. Viso	652	Adriatico

sottile rivolo d'acqua. Situazioni analoghe si hanno in tutta l'Italia meridionale come conseguenza dell'abbondanza delle piogge invernali rispetto alle siccità estive. In quelle regioni, soprattutto in Sardegna e in Basilicata, sono stati costruiti bacini artificiali per accumulare l'acqua abbondante della stagione fredda per avere a disposizione riserve idriche per le esigenze agricole e potabili nella stagione calda.

	L	A	Portata med.annua [m ³ /sec]		
	km	10 ³ km ²	minima	massima	media
Rio delle Amazzoni	5.500	5.780	20.000	200.000	100.000
Congo	4.640	3.728	40.000	80.000	60.000
Yang-Tse-Kiang	5.100	1.872	4.000	42.000	22.000
Mississippi	6.970	3.240	8.500	51.000	19.000
Gange	2.700	1.060	600	50.000	13.000
Danubio	2.780	804	2.600	28.000	6.000
Nilo	6.500	2.812	500	7.000	2.000
Po	652	75	280	10.000	1.500

Tab. 3.2 - Lunghezze (L), superfici dei bacini imbriferi (A) e portate di alcuni fiumi del Mondo a confronto con il Po. Il Congo, con una superficie di bacino simile a quella del Mississippi, ha una portata media annua tre volte superiore per l'abbondanza delle piogge. Ridotte sono le portate del Nilo, poco superiori a quelle del Po, con superficie di bacino 7 volte inferiore; ciò è dovuto alle scarse piogge sul primo, alimentato quasi esclusivamente dalle montagne sulla testata del bacino. Il Rio delle Amazzoni, per le grandi dimensioni del bacino e le piogge abbondanti tipiche del clima equatoriale, presenta le maggiori portate.

Il fiume Orco (provincia di Torino) presenta un massimo principale in giugno, mentre ancora in luglio le portate sono considerevoli. La collocazione del massimo secondario (autunno) e dei minimi (inverno ed estate) ricorda quella del Tanaro (linea blu in **fig. 3.3**). Le elevate portate della fine primavera e dell'estate sono da attribuire al contributo dovuto alla fusione delle nevi nella parte alta del bacino che si aggiunge alle abbondanti piogge del periodo. Per l'influenza delle nevi, oltre che delle piogge, il regime dell'Orco è classificato come *nivopluviale*. L'influenza delle nevi sul regime idrologico è evidente se si considerano anche i dati relativi alle altitudini massime e medie dei bacini.

Il Tevere, il Volturno, il Tanaro e il Flumendosa hanno altitudine media inferiore a 800 m s.l.m. e solo lo spartiacque del bacino del Tanaro passa per una punta oltre i 3.000 m s.l.m. In tali bacini

l'influenza della fusione delle nevi accumulate nell'inverno è scarsa o nulla. Diversa è la situazione dell'Orco, con una altitudine media oltre i 1.900 m s.l.m.; nelle porzioni più elevate del relativo bacino, con vetta principale del Gran Paradiso, all'inizio della primavera è ancora presente un cospicuo manto nevoso.

Tab. 3.3 - Caratteristiche morfometriche dei bacini di alcuni fiumi italiani ordinati secondo le dimensioni decrescenti.

FIUMI (località stazione idrometrica del Servizio Idrografico Italiano)	Area bacino	Altitudine max	Altitudine med.	Alt. stazione
	km ²	m s.l.m.	m s.l.m.	m s.l.m.
TEVERE (Ripetta)	16.545	2.487	524	1
ADIGE (Boara Pisani)	11.954	3.899	1.535	9
ARNO (S. Giovanni alla Vena)	8.186	1.657	330	7
TANARO (Montecastello)	7.985	3.297	663	79
TICINO (Miorina)	6.599	4.633	1.283	190
VOLTURNO (Cancello Arnone)	5.558	2.241	532	3
ADDA (Lavello)	4.572	4.050	1.569	-
RENO (Bastia)	3.410	1.945	324	3
DORA BALTEA (Tavagnasco)	3.313	4.810	2.080	263
SELE (Albanella)	3.235	1.899	679	1
PESCARA (S. Teresa)	3.125	2.795	940	4
BRADANO (Tavole Palatine)	2.743	1.228	407	10
OFANTO (Samuele di Cafiero)	2.716	1.493	454	32
OMBRONE (Sasso d'Ombrone)	2.657	1.734	346	55
MINCIO (Monzambano)	2.350	1.556	996	-
VELINO (Terria)	2.076	2.487	970	370
RIENZA (Vandoies)	1.923	3.499	1.870	740
OGLIO (Capriolo)	1.842	3.554	1.429	-
SIMETO (Giarretta)	1.823	3.274	793	17
IMERA MERIDIONALE (Drasi)	1.782	1.912	586	56
BRENTA (Bassano)	1.567	3.185	1.256	106
TOCE (Candoglia)	1.532	4.633	1.641	198
FORTORE (Civitate)	1.527	1.150	474	17
NERA (Torre Orsina)	1.445	2.422	1.014	210

LIRI (Isola Liri)	1.410	2.349	1.037	244
BASENTO (Menzena)	1.405	1.835	664	20
CRATI (Conca)	1.332	1.856	664	35
ATERNO (Molina)	1.303	2.532	1.120	435
SECCHIA (Ponte Bacchello)	1.292	2.120	606	21
TOPINO (Ponte Bettona)	1.220	1.570	552	175
BIFERNO (Altopantano)	1.215	2.050	570	7
PLATANI (Passofonduto)	1.237	1.580	525	136
SINNI (Valsinni)	1.142	2.271	752	148
ANIENE (Lunghezza)	1.115	2.176	523	23
FLUMENDOSA (Monte Scrocca)	1.011	1.834	741	82
MAGRA (Calamazza)	939	1.904	612	45
CHIESE (Gavardo)	934	3.462	1.230	198
TRONTO (Tolignano)	910	2.478	959	90
MARTA (Centrale Traponzo)	851	1.053	340	48
SIEVE (Fornacina)	831	1.657	490	92
BREMBO (Ponte Briolo)	765	2.914	1.140	230
MANNU DI OZIERI (Coghinas)	757	1.259	471	190
SESIA (Ponte Aranco)	695	4.559	1.480	336
TANAGRO (Polla)	659	1.899	812	431
ISARCO (Pra di Sopra)	652	3.510	1.820	750
CECINA (Ponte di Monterufoli)	634	1.051	309	33
CEDRINO (Ponte Cedrino)	621	1.505	617	79
PARMA (Ponte Bottego)	618	1.851	650	49
ORCO (Acqualagna)	617	3.865	1.930	430
SCRIVIA (Serravalle)	605	1.699	695	195
STURA DI LANZO (Lanzo)	582	3.632	1.751	447
CHISONE (S. Martino)	580	3.280	1.751	400
STURA DI DEMONTE (Gaiola)	562	3.297	1.817	644
SANGRO (Ateleta)	545	2.795	1.320	720
ROIA (Airole)	478	3.045	1.460	90
PIAVE (Ponte della Lasta)	357	2.693	1.600	966
PO (Moncalieri)	4.885	3.841	950	214
PO (Piacenza)	42.030	4.810	-	42
PO (Baretto)	55.183	4.810	-	20
PO (Pontelagoscuro)	70.091	4.810	-	8

Tab. 3.4 - Portate medie mensili ed annue (m³/sec) dei corsi d'acqua elencati in **tab. 3.3** (ordinati secondo le dimensioni decrescenti dei relativi bacini imbriferi).

FIUMI	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
TEVERE	353	328	309	269	237	178	137	124	142	174	263	320	236
ADIGE	146	144	151	181	259	367	270	239	238	228	241	174	220
ARNO	168	193	173	111	87	46	17	10	19	58	139	171	99
TANARO	91	118	187	202	219	132	54	34	58	114	180	134	127
TICINO	146	142	149	257	441	500	389	306	319	315	333	198	292
VOLTURNO	193	168	163	114	80	57	42	37	40	63	105	175	103
ADDA	98	99	92	117	177	268	228	203	198	153	146	104	157
RENO	61	70	86	57	37	24	5	4	13	26	51	66	42
D. BALTEA	35	33	34	58	140	231	193	142	108	77	62	42	96
SELE	119	126	103	74	54	36	26	24	30	44	76	123	69
PESCARA	62	64	65	63	54	45	39	38	42	48	55	61	53
BRADANO	18	17	14	8	6	3	1	0,5	1	3	7	9	7
OFANTO	33	36	27	17	10	4	2	2	3	4	13	27	15
OMBRONE	44	48	42	29	24	12	5	4	11	19	44	48	27
MINCIO	47	43	43	57	67	69	69	77	70	48	47	47	58

VELINO	57	61	61	52	48	41	36	35	37	40	51	60	48
RIENZA	19	18	21	32	66	99	86	73	57	41	37	25	48
OGLIO	42	41	41	51	72	86	77	67	63	60	58	45	59
SIMETO	39	37	33	18	10	6	4	4	6	11	18	28	18
IMERA Mer.	17	10	8	4	3	1	0,5	0,5	0,6	1	2	8	5
BRENTA	47	40	50	89	109	91	63	58	71	72	100	70	72
TOCE	31	30	35	60	105	127	93	74	74	72	65	38	67
FORTORE	36	31	30	19	6	3	1	0,5	1	4	10	24	14
NERA	28	30	32	32	31	29	26	24	24	23	26	27	28
LIRI	34	38	39	34	30	25	20	18	18	21	31	42	29
BASENTO	28	25	23	15	10	4	2	1	2	4	12	22	12
CRATI	54	57	46	34	23	10	5	4	6	11	23	42	26
ATERNO	8	9	10	8	6	4	2	2	3	4	6	9	6
SECCHIA	25	30	43	41	31	12	3	2	5	14	37	31	23
TOPINO	16	18	18	14	12	7	4	3	5	8	12	17	11
BIFERNO	33	35	31	22	13	10	6	5	6	10	16	29	18
PLATANI	22	14	6	4	2	0,7	0,8	0,8	1	2	4	11	6
SINNI	43	44	35	24	17	8	4	3	6	8	24	38	21
ANIENE	38	39	38	37	34	29	23	21	21	23	32	40	31
FLUMEND.	24	22	21	12	7	3	1	0,5	1	7	9	22	11
MAGRA	58	60	58	44	37	21	11	8	15	39	72	66	41
CHIESE	27	28	29	34	42	46	38	37	35	33	38	29	35
TRONTO	20	26	31	31	27	15	8	5	6	9	16	20	18
MARTA	11	12	9	7	6	5	4	4	5	6	9	11	7
SIEVE	26	31	26	18	14	9	3	2	3	9	22	27	16
BREMBO	17	18	26	37	46	43	29	26	31	35	41	22	31
MANNU	13	15	10	6	3	1	0,1	0,1	0,3	1	6	13	6
SESA	8	9	16	45	65	56	30	27	34	40	34	14	32
TANAGRO	20	21	16	11	8	5	3	2	4	6	12	20	11
ISARCO	7	6	7	13	31	44	37	31	26	19	15	9	20
CEDRINO	13	16	14	7	4	2	1	0,6	1	4	8	14	7
PARMA	11	11	15	18	6	3	0,1	0,1	1	6	17	17	8
ORCO	8	7	9	20	38	46	27	18	21	22	17	9	20
SCRIVIA	18	18	25	19	16	10	4	3	8	16	30	24	16
Stura di LANZO	7	7	10	21	40	46	26	17	20	21	17	9	20
CHISONE	5	5	7	15	31	31	13	7	9	13	12	7	13
Stura DEMONTE	8	8	11	21	37	39	21	13	14	18	16	11	18
SANGRO	13	15	16	13	11	7	5	4	4	6	12	16	10
ROIA	11	12	14	18	20	16	9	7	7	12	18	14	13
PIAVE	5	4	6	14	21	20	14	11	10	11	12	7	11
PO (Moncalieri)	62	61	79	96	152	114	46	30	47	78	97	78	78
PO (Piacenza)	634	696	899	928	1350	1270	793	605	834	1030	1310	840	932
PO (Baretto)	890	957	1.00	1250	1400	1360	838	707	1050	1350	1670	1200	1150
PO (P.te lagos.)	1190	1230	1500	1590	1840	1810	1200	937	1250	1620	1980	1470	1470

Parte del bacino della Dora Baltea si trova sopra i 4.000 m s.l.m. e dove sono presenti numerosi ghiacciai (massicci del Bianco, del Rosa, del Gran Paradiso, del Cervino,...). La vetta più elevata del bacino dell'Adige è molto superiore al limite climatico delle nevi persistenti. Le altitudini mediane sono superiori a 1.500 m s.l.m. La fusione delle nevi e dei ghiacciai avviene nei mesi caldi: le maggiori portate sono in giugno e in luglio e permangono cospicue anche in agosto (**fig. 3.3**). Al contrario il minimo si manifesta nei mesi freddi. Le piogge, per questi fiumi, sono meno importanti, essendo i regimi dovuti essenzialmente al contributo dei serbatoi glaciali e nivali della Valle d'Aosta e del Trentino, regolati da regimi termici molto simili, come andamento, a quello delle portate. Sono quindi regimi *nivoglaciali*.

Le considerazioni sopra espresse (**scheda 3.3** per approfondimenti) si riferiscono a corsi d'acqua considerati come esempi. Nella realtà può spesso verificarsi il passaggio da un tipo di regime ad un altro lungo il corso d'acqua dalle sue sorgenti verso la foce (**scheda 3.4**).

3.3 - Portate di piena

Le piene sono eventi idrologici in situazioni meteorologiche eccezionali, della durata di alcuni giorni e che interessano grandi bacini. Nel caso di piccoli bacini, sono il risultato di violenti nubifragi, della durata di poche ore, con elevate intensità di pioggia. L'entità delle piene non dipende solo dall'intensità degli afflussi, ma anche dalla forma dei bacini; per esempio in un areale di forma "compatta" e con ripidi versanti, i tempi di corrivazione sono più brevi e quindi, a parità di precipitazioni, più elevate risultano le portate di piena.



Fig. 3.4 - In pianura, più che in montagna, i corsi d'acqua, durante le piene (dovute ad intense e prolungate piogge), diventano molto torbidi a causa del trasporto di centinaia e migliaia di tonnellate di limo strappato dai terreni prevalentemente sabbiosi - argillosi delle campagne facenti parte del bacino imbrifero.

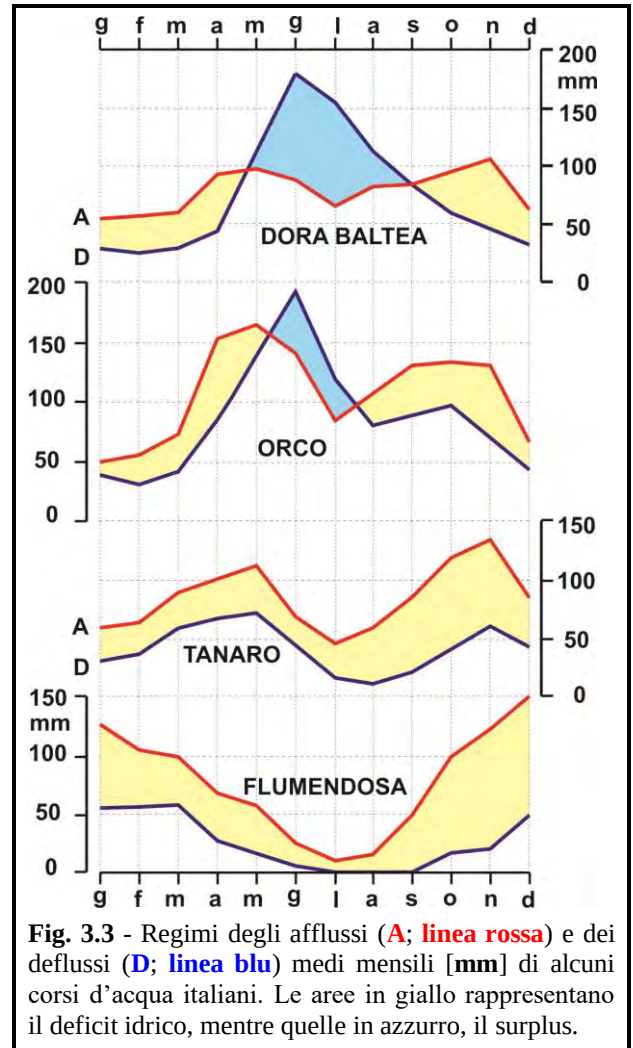


Fig. 3.3 - Regimi degli afflussi (A; linea rossa) e dei deflussi (D; linea blu) medi mensili [mm] di alcuni corsi d'acqua italiani. Le aree in giallo rappresentano il deficit idrico, mentre quelle in azzurro, il surplus.

I fenomeni di piena non sono esclusivamente quelli associati ad esondazioni o ad intense manifestazioni erosive. La piena è una situazione idrologica particolare, con portate notevolmente superiori a quelle medie, con consistenti innalzamenti del livello dell'acqua in alveo, della velocità del flusso idrico e della torbidità (carico solido; **fig. 3.4**). Nel caso di piene eccezionali, a causa della violenza delle acque, oltre ai danni provocati alle attività umane e alle trasformazioni morfologiche del fondo e delle sponde fluviali per erosione, si possono avere conseguenze negative nei confronti delle cenosi; con piene particolarmente intense si determinano condizioni fisiche talora difficili anche per organismi adattati a più o meno intensi flussi idrici (non sono rari i casi di corsi d'acqua montani resi "deserti" in seguito a piene rovinose).

Le piene sono essenziali per gli ambienti ad acque correnti; esse "spazzano" gli alvei dei fiumi, altrimenti si trasformerebbero in canali ingombri di vegetazione acquatica e si accumulerebbero eccessive quantità di sostanze organiche sui fondali di tranquille anse o immediatamente a valle di ostacoli, dove la debole corrente non riuscirebbe a rimescolare efficacemente le acque profonde (basta pensare all'aspetto autunnale dell'alveo di un corso d'acqua in periodo di magra con uno spesso strato di foglie che non vengono rimosse fino alla prima piena). Inoltre verrebbe a mancare l'azione erosiva dell'acqua che conferisce ai corsi d'acqua la molteplice variabilità di microambienti tipica degli ecosistemi fluviali.

Dal punto di vista dell'ingegnere idraulico l'eventuale eliminazione delle manifestazioni di piena, come talora succede immediatamente a valle delle dighe, può costituire un vantaggio. Dal punto di vista del naturalista (se si escludono le manifestazioni particolarmente eccezionali e rovinose) verrebbe a mancare un importante fattore ambientale in grado di "disegnare" la morfologia fluviale ed alla quale, nel corso di tempi su scala geologica, si è adattata una complessa comunità di viventi destinata ad essere gradualmente sostituita da organismi meno adatti alle correnti o addirittura tipici delle acque stagnanti (**scheda 3.5**).

La **tabb. 3.5** riporta, per i corsi d'acqua elencati nelle precedenti tabelle, le portate massime assolute di piena registrate in un certo arco di tempo (indicato come numero "N" di anni di osservazione), insieme ai valori medi annui a titolo di confronto, espressi anche come contributo o *portata specifica*. Il contributo è la quantità d'acqua con la quale l'unità di superficie di bacino [km²], nell'unità di tempo [secondo], concede come surplus idrico destinato ad alimentare la portata. Per chiarire meglio il concetto si può ricorrere a due esempi. Se si indica con **Q** la portata media annua del Toce a Candoglia (67 m³/sec = 67.000 L/s) e con **S** la superficie di bacino sotteso (1.532 km²); il rapporto **Q/S** vale 44 L/sec/km². Il contributo medio annuo esprime la potenzialità idrica dell'areale contribuente il corso d'acqua; in questo caso ogni kilometro quadrato del bacino del Toce "contribuisce" all'entità della portata con 44 L/sec. L'Arno a S. Giovanni alla Vena (**tabb. 3.3 e 3.4**) ha una portata media annua superiore (**Q** = 99 m³/s = 99.000 l/s); sembrerebbe un corso d'acqua più "generoso" rispetto al Toce; tuttavia il primo ha una superficie di bacino sotteso molto più grande (**S** = 8.186 km²) ed un rapporto **Q/S** inferiore (12 L/s/km²). Quindi le potenzialità idriche del Toce sono decisamente superiori a quelle dell'Arno anche se questo, in virtù della grande estensione del bacino sotteso, è un corso d'acqua con valore assoluto di portata superiore.

Dalle tabelle succitate si può tentare di capire la ragione di tale diversità fra i due bacini. La quota massima del bacino del Toce supera i 4.600 m s.l.m. e in corrispondenza delle fasce altimetriche più elevate sono presenti i ghiacciai del Massiccio del Rosa. L'altitudine media è oltre 1.600 m s.l.m.; è un bacino prevalentemente di montagna, con clima relativamente rigido e scarsa evapotraspirazione. Il coefficiente di deflusso è elevato e la maggior parte degli abbondanti afflussi meteorici tipici del clima del Piemonte Nord - orientale contribuiscono in modo rilevante ai notevoli contributi del bacino del Toce. L'altitudine massima del bacino dell'Arno (1.657 m s.l.m.) è minore e non sono presenti isole glaciali; l'altitudine mediana è di appena 300 m s.l.m.; le estati sono molto calde e poco piovose e i processi evapotraspirativi notevoli. Il coefficiente di deflusso è relativamente basso e quindi solo una piccola parte delle precipitazioni contribuiscono ai deflussi del bacino dell'Arno.

Tab. 3.5 - Portate media annua, massima e minima storica, rappresentative dei periodi di osservazione (N), per i fiumi riportati nelle **tabb. 3.3 e 3.4**.

FIUMI	N anni di osservazioni	portata media annua		portata max	portata min
		m ³ /s	L/s/km ²	m ³ /s	m ³ /s
TEVERE	50	236	14	3.300	60,8
ADIGE	21	220	18	1.700	56,6
ARNO	45	99	12	2.290	2,2
TANARO	50	127	16	3.170	6,5
TICINO	50	292	44	5.000	35,0
VOLTURNO	33	103	19	1.800	11,6
ADDA	25	157	34	683	16,5
RENO	30	42	12	863	0,0
DORA BALTEA	46	96	29	1.950	17,5
SELE	39	69	21	2.890	6,0
PESCARA	38	53	17	900	18,4
BRADANO	33	7	3	1.930	0,1
OFANTO	38	15	6	1.060	0,0
OMBRONE	39	27	10	3.120	1,1
MINCIO	20	58	25	163	0,5
VELINO	43	48	23	328	3,0
RIENZA	17	48	25	-	6,6
OGLIO	38	59	32	413	5,6
SIMETO	39	18	10	2.390	1,1
IMERA MERID.	11	5	3	645	0,0
BRENTA	14	72	18	-	17,9
TOCE	32	67	44	2.100	11,1
FORTORE	17	14	9	1.420	0,0
NERA	43	28	19	146	1,3
LIRI	27	29	21	600	8,4
BASENTO	25	12	9	1.420	0,0
CRATI	44	26	20	1.120	0,0

ATERNO	42	6	5	143	0,6
SECCHIA	43	23	18	823	0,0
TOPINO	37	11	9	390	1,0
BIFERNO	29	18	14	1.530	1,3
PLATANI	14	6	5	1.200	0,1
SINNI	27	21	19	2.370	0,7
ANIENE	43	31	28	865	9,4
FLUMENDOSA	38	11	11	3.300	0,0
MAGRA	40	41	43	3.480	2,6
CHIESE	32	35	37	533	11,7
TRONTO	39	18	19	1.320	1,0
MARTA	34	7	9	430	1,7
SIEVE	36	16	19	1.340	0,3
BREMBO	31	31	41	1.580	4,3
MANNU DI OZIERI	57	6	7	892	0,0
TANAGRO	11	11	16	490	0,5
ISARCO	20	20	31	-	3,3
CECINA	24	8	12	1.030	0,1
CEDRINO	50	7	11	2.360	0,1
PARMA	15	9	14	680	0,0
ORCO	39	20	33	1.410	1,2
SCRIVIA	25	16	26	1.800	0,4
STURA DI LANZO	39	20	35	1.600	2,8
CHISONE	34	13	22	700	1,6
STURA DEMONTE	18	18	32	400	3,2
SANGRO	40	10	18	420	0,9
ROIA	21	13	28	920	2,2
PIAVE	32	11	32	-	2,0
PO (Moncalieri)	44	78	16	2.230	1,0
PO (Piacenza)	47	932	22	12.800	125
PO (Baretto)	27	1.150	21	12.500	200
PO (Pontelagoscuro)	53	1.470	21	10.300	275

In **tab. 3.5** i bacini che presentano le maggiori potenzialità idriche sono il Toce, il Ticino, il Magra, il Brembo con oltre 40 L/s/km². Vi sono corsi d'acqua caratterizzati da valori medi annui inferiori a 6 L/s/km² come l'Aterno, il Platani, il Carapelle, il Cervaro, fino a valori minimi di 3 L/s/km² del Bradano e dell'Imera Meridionale. I corsi d'acqua che presentano le minori potenzialità idriche sono anche quelli per cui il rapporto tra la portata massima assoluta e la portata media annua è più elevato. In linea di massima le maggiori portate di piena sono decine di volte superiori alle medie annue nei bacini caratterizzati da ampie superfici e da grandi potenzialità idriche; sono anche centinaia di volte superiori alle medie annue nei bacini piccoli e caratterizzati da scarse potenzialità idriche. Si passa dalla situazione del Po, presso la foce, con una portata di massima piena 7 volte la media annua, all'estremo opposto dell'Esaro, in Provincia di Catanzaro, con una portata di massima piena quasi 450 volte superiore alla media annua.

3.4 - Portate di magra

La **tab. 3.5** riporta le **portate minime assolute** riscontrate presso le stazioni idrometriche dei principali fiumi italiani. Il confronto fra i diversi corsi d'acqua non può essere fatto con i dati assoluti in quanto, in linea di massima, i valori sono tanto più grandi quanto maggiori sono le dimensioni dei bacini. Infatti, dato che in **tab. 3.5** i corsi d'acqua sono ordinati secondo le dimensioni decrescenti dei relativi bacini, risultano conseguentemente minori le portate minime, da massimi fra 50 ÷ 60 m³/s per i primi (Tevere e Adige), fino a valori pari o prossimi a zero per gli ultimi. Tuttavia sono evidenti numerose eccezioni. Per esempio il Chiese (con superficie di bacino sotteso pari a 934 km²) e l'Aniene (1.115 km²) presentano minimi assoluti intorno a 10 m³/s; mentre fiumi come l'Ofanto e l'Imera Meridionale, pur presentando superfici di bacino ben più ampie (rispettivamente 2.716 km² e 1.782 km²), in situazioni siccitose neppure troppo eccezionali, possono presentare un alveo completamente asciutto. Nella maggior parte dei casi i bacini con le maggiori

potenzialità idriche (più alti valori di contributi medi annui), presentano minimi di portata meno bassi; infatti i corsi d'acqua con minimi assoluti pari a 0 m³/s, presentano contributi medi annui inferiori a 10 L/s/km².

Quasi tutti i corsi d'acqua con minimi assoluti pari o prossimi a zero si trovano in parte dell'Italia centrale, nell'Italia meridionale e nelle isole; fanno eccezione pochi fiumi alimentati da bacini con porzioni altimetriche di montagna. In un bacino con un clima estivo caldo e siccitoso e senza consistenti riserve sotterranee che abbiano accumulato acqua nella stagione invernale, dove il ruscellamento superficiale dipende esclusivamente dal regime delle piogge, le portate possono ridursi a valori molto bassi o addirittura nulli in estate. In un bacino con vaste porzioni di elevata altitudine, in una situazione climatica come, per esempio, quella delle regioni Nord - orientali con precipitazioni abbondanti anche in estate, con ghiacciai di una certa estensione, ben difficilmente le portate sono esigue in estate; anzi i minimi si registrano nell'inverno per mancanza dell'ablazione dei ghiacci e delle nevi, quando si registrano anche i minimi pluviometrici; tuttavia, per le basse temperature, l'evapotraspirazione è molto contenuta o addirittura nulla, mentre le riserve idriche sono al colmo grazie alle abbondanti precipitazioni autunnali; in simili condizioni le magre invernali, rispetto alle medie annue, non sono così ridotte come quelle estive della maggior parte dei fiumi meridionali.

Se le manifestazioni di piena costituiscono un argomento di estremo interesse per gli ingegneri idraulici in conseguenza dei problemi legati al dissesto idrogeologico, all'opposto le portate di magra interessano i naturalisti. La piena, dal punto di vista biologico, è un tipo di evento naturale che fa parte integrante dell'insieme delle caratteristiche ambientali degli ecosistemi fluviali; essa contribuisce in misura determinante a "disegnare" la conformazione fisica degli alvei dei corsi d'acqua modificando nel tempo e nello spazio l'equilibrio fra sedimentazione ed erosione, aspetto questo tipico delle acque correnti. Molto raramente le piene, pur essendo "pericolose" per le attività umane, comportano conseguenze negative rilevanti per le comunità viventi acquatiche; sono rari i casi in cui dagli alvei dei fiumi vengono "spazzati" rovinosamente l'ittiofauna e gli altri gruppi di organismi vegetali ed animali; si tratta di episodi conseguenti a vicende idrometeorologiche veramente eccezionali ed accompagnati da situazioni idrogeomorfologiche particolari, caratterizzate da intensi fenomeni di trasporto solido (per esempio piene accompagnate da consistenti movimenti di terra).

La magra è una situazione idrologica di particolare vulnerabilità del corso d'acqua. Sono sufficienti pochi giorni con alveo asciutto anche una sola volta all'anno per impedire il mantenimento di comunità di organismi anche molto semplificate. Ma anche portate molto ridotte, pur garantendo perennemente la presenza di acqua in alveo, comportano situazioni di stress ambientale difficilmente sostenibili. Soprattutto oggi, a causa dell'inquinamento, quando i volumi d'acqua sono molto scarsi, un fiume potrebbe risultare gravemente compromesso. La situazione potrebbe aggravarsi ulteriormente in seguito a captazioni idriche; per esempio quelle per fini irrigui riducono ulteriormente le già modeste portate estive, soprattutto nei corsi d'acqua a regime pluviale; quelle per fini idroelettrici esercitano effetti negativi soprattutto nella stagione invernale nei corsi alpini. La fase più delicata del ciclo idrologico di un fiume è la magra, sia per il mantenimento degli equilibri biologici, sia per la gestione delle risorse idriche.

3.5 - Bilancio idrologico dei laghi naturali

I laghi naturali costituiscono una importante risorsa di acqua dolce; pertanto è importante conoscere i meccanismi con i quali avviene in tali ambienti il ricambio idrico. La valutazione del bilancio idrologico di un lago naturale è assai complessa perché richiede misure e stime di numerosi parametri idroclimatici. Per la maggior parte dei laghi italiani, mancano osservazioni di quel tipo, per cui risulta difficile il calcolo di bilanci idrologici completi. Quando invece si conoscono tutti i parametri idroclimatici, l'equazione completa del bilancio idrologico può essere così espressa:

$$I + R + P \pm S = E + U \pm H$$

dove **I** è il volume d'acqua che, in un dato intervallo di tempo, è convogliato nella cuvetta lacustre dagli immissari;
R è il volume d'acqua che giunge direttamente al lago attraverso il ruscellamento sui versanti del bacino;
P è la precipitazione diretta sulla superficie del lago;
S è la quantità d'acqua veicolata attraverso le falde sotterranee o le sorgenti subacquee;
E è l'acqua che evapora dalla superficie del lago;
U è la quantità d'acqua che fuoriesce dal lago attraverso l'emissario;
H il volume d'acqua corrispondente al dislivello fra le superfici lacustri all'inizio ed al termine delle osservazioni, vale a dire l'acqua immagazzinata (segno positivo) o persa (segno negativo).

La determinazione del volume [m³/anno] medio annuo delle uscite (U) è importante perché permette di calcolare il **tempo teorico di ricambio (T_r)** delle acque del lago:

$$T_r = \frac{V}{U}$$

Dove V è il volume del lago [m³]. T_r rappresenta il numero teorico di anni affinché tutta l'acqua del lago sia totalmente ricambiata; esso è utile per l'interpretazione dei processi di inquinamento e di eutrofizzazione. La **tab. 3.7** riporta i tempi teorici di ricambio dei principali laghi italiani. I valori dei tempi di ricambio delle acque lacustri, anche se indicativi a livello di confronto, sono puramente teorici, perché presuppongono il lago come un tratto fluviale a sezione più ampia e con morfologia molto regolare, entro il quale si sviluppa un trasporto liquido più o meno uniforme, senza tenere conto del complesso di fenomeni fisici, chimici e biologici che sono importanti nel determinare l'evoluzione dei laghi. I tempi reali di totale ricambio delle acque lacustri sono alquanto superiori a quelli teorici.

Tab. 3.6 - Caratteristiche morfometriche dei principali laghi del Mondo.

Laghi	area geografica	area lago [km ²]	profondità [m]		Volume [km ³]
			massima	media	
Baikal	Asia centrale	31.500	1.741	730	23.000
Tanganyika	Africa orientale	34.000	1.470	572	18.940
Caspio	Europa/Asia	436.000	946	183	79.319
Nyassa (Malawi)	Africa orientale	30.800	706	273	8.400
Issyk Kul	Asia	6.200	702	320	1.732
Crater	USA	55	608	364	20
Matana	Celebes	164	590	240	39
Hornindalsvaten	Norvegia	508	514	237	12
Tahoe	USA	499	501	249	124
Chelan	USA	150	458	-	-
Mjosa	Norvegia	362	449	187	-
Manapouri	Nuova Zelanda	145	445	100	145
Salsvatn	Norvegia	45	445	-	-
Maggiore	Italia	212	370	177	38
Garda	Italia	368	350	133	49
Ginevra	Europa centrale	580	309	-	-
Superiore	Canada/USA	83.300	307	145	12.000
Michigan	USA	67.850	265	99	5.760
Ladoga	Russia	18.734	250	52	920
Ontario	Canada/USA	18.760	225	91	1.720
Huron	Canada/USA	59.510	223	76	4.600
Victoria	Africa orientale	68.800	79	40	2.700
Aral	Asia	62.000	68	16	970
Erie	Canada/USA	25.820	64	21	540
Balkhash	Asia centrale	17.575	27	6	112
Winnipeg	Canada	24.530	19	13	1.900
Chad	Africa centrale	16.500	12	2	24

Tab. 3.7 - Caratteristiche morfometriche e tempo teorico di ricambio dei principali laghi naturali italiani.

LAGHI	area bacino imbrifero	area lago	profondità max	profondità media	volume lago	tempo ricambio
	[km ²]	[km ²]	[m]	[m]	[m ³ ·10 ⁶]	[anni]
ALLEGRO	233	0,52	18	10	5,4	0,02
ANNONE EST	28	3,8	11	6,3	24	1,4
ANNONE OVEST	15	1,7	10	4,0	6,8	0,81
ALSERIO	18	1,2	8,1	5,3	6,5	0,35
BOLSENA	273	114	151	81	9.200	121

BRACCIANO	147	57	165	89	5.050	137
CALDONAZZO	84	5,6	49	26	149	3,6
CANDIA	6,9	1,4	6,7	3,8	5,4	2,3
CAVAZZO	19	1,7	39	12	21	0,66
COMABBIO	15	3,6	8,0	4,6	16	1,7
COMO	4.570	145	410	153	22.500	4,5
DOBERDÒ	21	0,34	9,5	5,0	1,7	-
ENDINE	37	2,3	9,0	5,1	12	0,27
FIMON	8,2	0,54	4,0	2,0	1,0	0,13
FRASSINO	5,6	0,35	15	6,9	2,4	0,90
GARDA	2.260	368	350	133	49.030	26,6
GARLATE	4.610	4,5	34	16	100	0,02
GRANDE di AVIGLIANA	11	0,83	26	19	16	2,3
INFERIORE MANTOVA	-	1,3	4,0	2,0	2,5	0,02
ISEO	1.740	61	258	124	7.600	4,1
REVINE	8,7	0,46	12	7,4	3,6	0,26
LEDRO	101	2,1	47	36	76	0,85
LEVICO	27	1,2	38	11	13	1,0
LUGANO	615	49	322	130	6.390	8,0
MAGGIORE	6.600	212	370	177	37.500	4,0
MERGOZZO	10	1,8	73	45	83	6,0
MEZZOLA	721	4,9	69	40	200	0,2
MONATE	6,3	2,5	34	18	45	7,9
MONTORFANO	1,9	0,46	6,8	4,1	1,9	1,5
MUTA	32	0,93	16	7,0	6,5	0,38
OLGINATE	4.670	0,58	17	8	7	0,01
ORTA	116	18,2	143	71	1.300	8,9
PIANO	26	0,63	12	6,4	4,0	0,13
PICCOLO di AVIGLIANA	8,1	0,57	12	8	4,5	0,9
PUSIANO	94	4,9	24	14	69	0,68
SANTA MARIA	5,0	0,35	9,0	4,9	1,7	0,2
SEGRINO	3,4	0,38	8,6	3,2	1,2	0,42
SIRIO	1,4	0,30	43	18	5,4	5,7
SUPERIORE di MANTOVA	-	2,7	12	6,0	16	0,08
TENNO	18	0,25	48	20	5,0	0,36
TERLAGO	21	0,20	14	7	1,5	0,1
TRASIMENO	396	124	6,3	4,7	586	21,6
VARESE	111	15	26	11	160	1,8
VICO	41	12,1	48	22	261	17,0

3.6 - Le acque sotterranee

Le precipitazioni fanno giungere acqua al suolo; ad essa può aggiungersi quella di fusione dei ghiacciai e delle nevi nelle montagne più elevate. Una parte ruscella sulla superficie alimentando direttamente il reticolo idrografico (*deflusso superficiale*); una parte impregna il suolo e ritorna direttamente all'atmosfera per evaporazione dal terreno e per traspirazione delle piante; una terza parte penetra nel sottosuolo in funzione della permeabilità dei materiali, andando ad alimentare il dominio delle **acque sotterranee**. Queste nell'intero globo ammontano ad oltre 5.000.000 km³, pari a circa lo 0,4 % dell'acqua totale terrestre, 13 volte quella delle acque continentali superficiali (laghi e fiumi) e meno di 1/6 di quella allo stato solido nei ghiacciai alpini e polari. Tenendo conto che le acque "imprigionate" nei ghiacciai non sono utilizzabili dall'uomo, se non in seguito alla fusione, quelle sotterranee costituiscono un "serbatoio" di grande importanza; una riserva di acqua dolce molto più grande di quella delle acque superficiali, spesso inquinate.

Se in una roccia vi sono piccoli interstizi tra i granuli che la compongono, essa è detta *porosa*, in grado di assorbire l'acqua come una spugna. Molte arenarie (costituite da grani delle dimensioni della sabbia, più o meno cementati) sono rocce porose. Certi graniti o calcari duri si presentano come materiali con molte *diaciasi*, che sono fratture, vere e

proprie fessure nelle quali penetra l'acqua; questi materiali vengono detti *ro-icce fessurate*. Le rocce che lasciano passare l'acqua sono dette *permeabili*; quelle come l'argilla, nelle quali i fini granuli che le compongono sono così compatti da non lasciar passare l'acqua, si dicono *impermeabili*. I calcari fessurati, pur non essendo porosi, lasciano passare l'acqua; questa percorrendo le fessure può allargarle per alterazione chimica (**scheda 3.6**).

Dell'acqua sotterranea parte risale per capillarità verso la superficie del terreno per evaporare o per essere assorbita dalle radici ed essere utilizzata per la traspirazione della vegetazione; parte scende a grandi profondità fino ad incontrare zone della crosta terrestre molto calde entrando nel gioco dell'endodinamica (vulcanismo secondario). La maggior parte scorre negli interstizi delle rocce, come se fossero spugne impregnate, migrando per gravità verso il basso e riuscendo prima o poi ad emergere in superficie, talora con effetti spettacolari (**fig. 3.5**). In alcuni casi parte delle acque delle precipitazioni che si manifestano su un bacino, penetrano in profondità per riemergere sotto forma di sorgenti in corrispondenza dei versanti di bacini adiacenti (**fig. 3.6**). A questo proposito è possibile classificare i bacini secondo diverse categorie:

- **bacini impermeabili** - coincidenza fra spartiacque superficiali e sotterranei; materiali impermeabili; trascurabili i passaggi sotterranei di volumi d'acqua fra bacini adiacenti;
- **bacini semipermeabili** - volumi d'acqua di una certa rilevanza (inferiori al 50 % del bilancio idrico complessivo) si trasferiscono da un bacino all'altro per la presenza di rocce permeabili;
- **bacini permeabili** - la maggior parte dei materiali sono permeabili; bilanci idrologici fortemente influenzati dai cicli delle acque sotterranee.

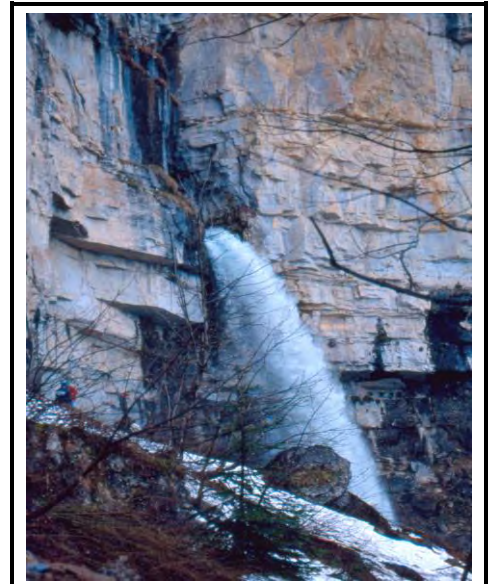


Fig. 3.5 - Nelle zone carsiche parte delle acque superficiali penetrano nel sottosuolo per riemergere come sorgenti o come veri e propri getti d'acqua caratterizzati da una elevata portata, che fuoriescono da una parete rocciosa dando origine a piccoli ed impetuosi torrenti.

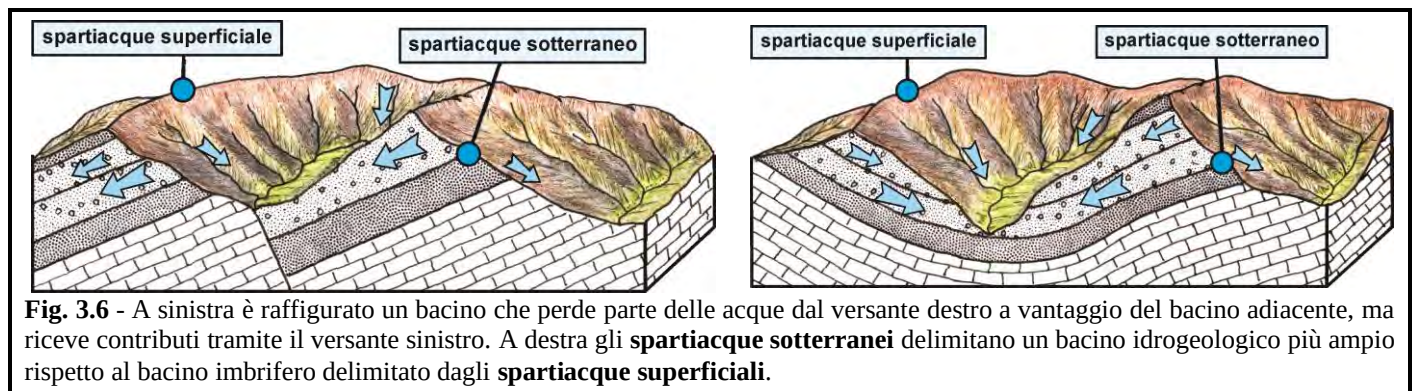


Fig. 3.6 - A sinistra è raffigurato un bacino che perde parte delle acque dal versante destro a vantaggio del bacino adiacente, ma riceve contributi tramite il versante sinistro. A destra gli **spartiacque sotterranei** delimitano un bacino idrogeologico più ampio rispetto al bacino imbrifero delimitato dagli **spartiacque superficiali**.

Se l'acqua che penetra nel terreno si arresta e si accumula su uno strato impermeabile, essa dà origine ad una **falda acquifera**. Se interessa il terreno prossimo alla superficie, alimentata direttamente dalle acque delle piogge, della fusione delle nevi e dei ghiacciai o dalle infiltrazioni dei corsi d'acqua sovrastanti, viene detta **falda freatica** (**fig. 3.7**). Se interessa zone situate al di sotto dello strato impermeabile, viene detta **falda profonda**. Se la falda profonda è contenuta fra due strati impermeabili, la sua superficie "batte" contro lo strato impermeabile superiore; essa viene detta **falda artesianiana** ed è in pressione come se corresse in una condotta forzata. Le acque e i pozzi freatici o artesiani sono rispettivamente derivati dalle falde freatiche ed artesiane. Nei **pozzi freatici** l'acqua, che è sottoposta unicamente alla pressione atmosferica, giunge in superficie solo se pompata. Nei **pozzi artesiani** l'acqua può risalire ed anche zampillare all'esterno per il principio dei vasi comunicanti (**fig. 3.7**).

La superficie della falda freatica, nella maggior parte dei casi, non si trova alla stessa quota, ma può subire variazioni da pochi centimetri fino a parecchi metri. Il livello della falda dipende dal volume dell'insieme dei materiali impregnati d'acqua (saturi). Le variazioni di livello sono tanto più limitate quanto maggiore è la massa d'acqua sotterranea. In Italia le falde più grandi sono quelle che impregnano i terreni delle maggiori pianure, con una superficie la cui profondità può oscillare da pochi centimetri sotto il livello di campagna fino a qualche decametro. Si tratta di grandi

masse d'acqua, la più grande delle quali costituisce un complesso di falde, fra loro collegate e a diversi livelli, che saturano i terreni profondi della pianura Padana. Il fattore che maggiormente influisce sull'altezza della superficie della falda freatica è la situazione idrometeorologica (**fig. 3.8**).

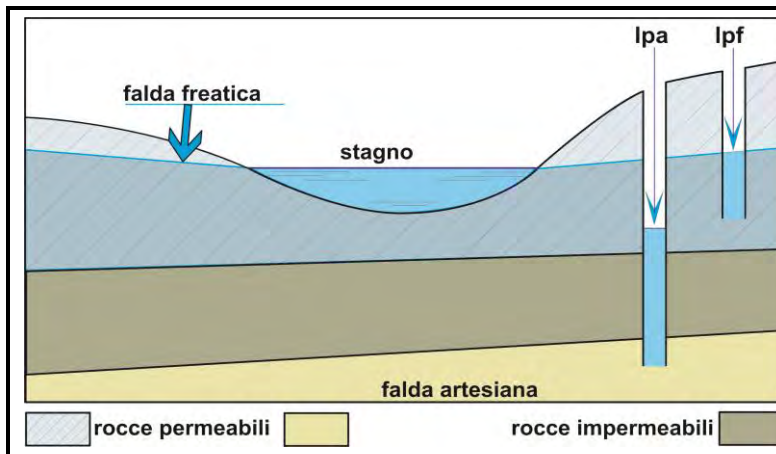


Fig. 3.7 - Schema illustrante le **falde freatica ed artesiaiana** ed i rispettivi pozzi (con indicazione dei livelli del pozzo freatico **lpf** ed artesiaiano **lpa**). L'intersezione del livello della falda freatica con la superficie del terreno è la linea di costa di una zona umida (**stagno**). Le falde sono entro **rocce permeabili** separate da strati di **rocce impermeabili**.

In occasione di prolungate siccità la falda si abbassa per mancanza di precipitazioni e per i cospicui processi di evaporazione dal terreno, favoriti dalle alte temperature dell'aria e di traspirazione ad opera della vegetazione (**fig. 3.8**). Con il prolungarsi della siccità il livello della falda può abbassarsi a tal punto che i processi di capillarità non sono sufficienti a portare acqua in superficie; essa quindi non evapora più dal terreno e non è più disponibile per le porzioni più profonde dell'apparato radicale delle piante. I temporali occasionali o le prime precipitazioni di un giorno o due non sono in genere sufficienti per far giungere acqua alla falda; l'acqua bagna soltanto pochi centimetri (al massimo qualche decimetro) di suolo, con beneficio delle piante limitato ad un breve periodo; nel giro di poco tempo (qualche giorno), il terreno è nuovamente secco.

Sono questi i periodi in cui l'agricoltura ha bisogno di acqua per irrigazione; essa viene captata in gran parte da fiumi e torrenti, pompata da pozzi, ecc... I campi vengono inondati (irrigazione a spargimento) o bagnati con irrigatori a pioggia, ma difficilmente l'acqua di irrigazione riesce a raggiungere la falda, la cui superficie si trova spesso a diversi metri di profondità. Quando eccezionalmente l'acqua di irrigazione raggiunge la falda, porta con sé una parte di prodotti chimici utilizzati in agricoltura (concimi, antiparassitari e anticrittogamici, ecc...) contribuendo all'inquinamento delle acque sotterranee. L'inquinamento delle falde a causa della agricoltura è particolarmente pronunciato nelle risaie, dove vaste estensioni di terreno vengono trattate con grandi quantità di prodotti chimici e allagate per lunghi periodi; in tale situazione l'acqua inquinata penetra profondamente fino a raggiungere la falda, tra l'altro poco profonda.

Solo le intense e prolungate precipitazioni fanno giungere acqua in profondità rimpinguando le falde; il loro livello si innalza fino ad arrivare, in qualche caso, poco al di sotto della superficie libera del terreno. Le acque sotterranee, rispetto a quanto si crede comunemente, sono poco importanti per la vegetazione perché essa dipende quasi esclusivamente dall'acqua presente nel suolo fino alla profondità alla quale giungono le radici; tale profondità si spinge in genere fino a qualche metro per le specie arboree di maggiori dimensioni. La funzione più importante è svolta dalle radici più superficiali presenti nella porzione di terreno più ricco di nutrienti e dove è possibile trovare anche l'acqua di una breve pioggia in grado di impregnare solo la porzione superficiale del suolo. Nella maggior parte delle situazioni, durante le siccità, la falda si trova troppo in basso perché possa fornire acqua alle piante; durante i periodi con abbondanti precipitazioni la falda si alza, talvolta anche fino a raggiungere l'apparato radicale della vegetazione, quando non c'è ne più bisogno perché i terreni sono abbondantemente "irrigati" dalla pioggia.

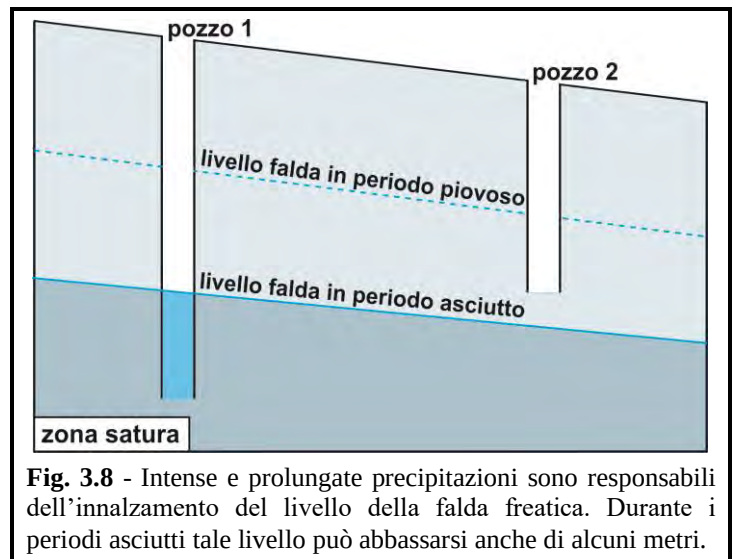


Fig. 3.8 - Intense e prolungate precipitazioni sono responsabili dell'innalzamento del livello della falda freatica. Durante i periodi asciutti tale livello può abbassarsi anche di alcuni metri.

La profondità della superficie della falda freatica cambia in funzione delle condizioni idrometeorologiche e della morfologia del terreno. Con rilevazioni particolari (perforazioni) e con misure in corrispondenza dei pozzi, è possibile tracciare, su una carta topografica, le *isofreatiche*, linee che uniscono punti con la stessa profondità della superficie freatica; questa può essere in piano (caso poco frequente) o inclinata, con conseguente flusso dell'acqua dalle porzioni di falda più elevate a quelle più profonde. L'andamento delle isofreatiche mette in evidenza l'aspetto della superficie freatica che varia in funzione dei fattori idrometeorologici.

Un altro fattore che influisce sulla morfologia della superficie freatica è il livello delle acque negli alvei fluviali. Il caso **A** della **fig. 3.9** illustra una situazione in cui il livello dell'acqua nell'alveo del fiume è in equilibrio con quello della falda. In caso di siccità il livello del fiume scende e viene parzialmente alimentato dall'acqua della riserva sotterranea (caso **B**). Nel caso **C** si ha una situazione che potrebbe verificarsi durante una piena; il livello delle acque nell'alveo del fiume si alza improvvisamente alimentando in parte la falda. Il fiume può anche ricevere acqua dalla falda da un lato e immetterne nella falda dall'altro (caso **D**).

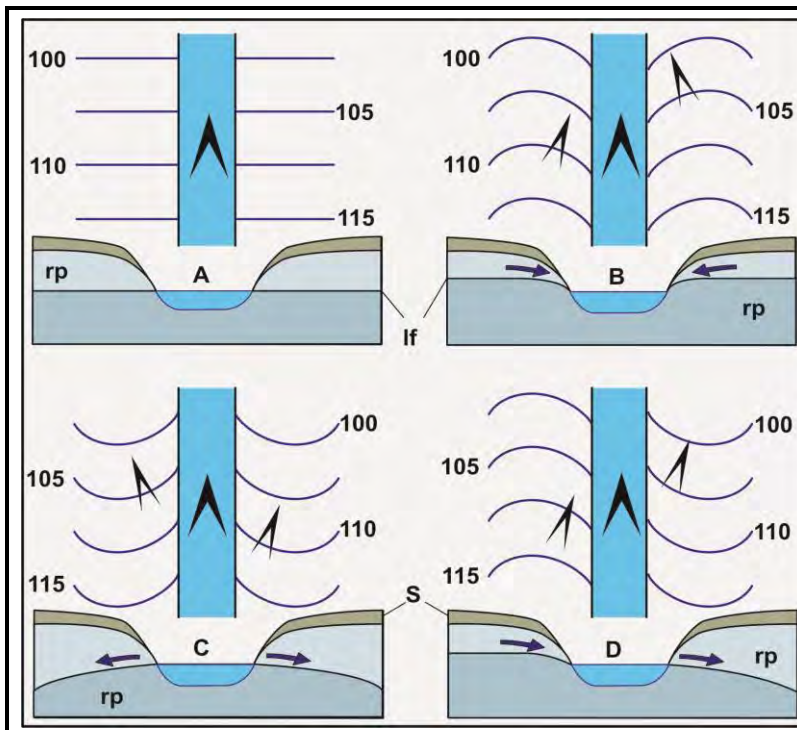


Fig. 3.9 - Relazioni fra il livello dell'acqua del fiume e quello della falda freatica circostante entro materiale permeabile **rp** (lo strato più superficiale è il suolo **s**). **A**: il livello della falda è all'altezza di quello delle acque del fiume; non vi sono scambi. **B**: la falda alimenta il fiume. **C**: il fiume alimenta la falda. **D**: la falda alimenta il fiume dalla sinistra e questo alimenta la falda sulla destra.

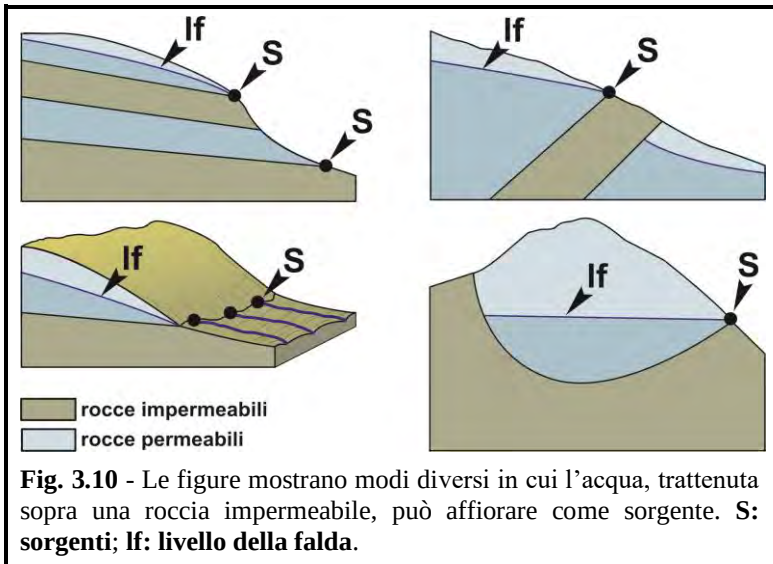
Esiste un delicato equilibrio tra le acque dei fiumi e quelle del sottosuolo; esso dipende dalle diverse situazioni idrometeorologiche che si succedono nel tempo. Tale equilibrio dipende dalla permeabilità delle sponde e del fondo del fiume per gli scambi idrici; ogni intervento umano in grado di limitare tale scambio produce una alterazione dell'equilibrio. Questa è una ulteriore conseguenza negativa della cementificazione degli alvei dei corsi d'acqua.

Le acque sotterranee sono minacciate dall'inquinamento. Oltre a quello agricolo, vi sono altre fonti pericolose. Acque luride (di fogna) possono giungere in profondità da pozzi perdenti o attraverso il dilavamento di concimaie o di discariche. Pericoloso è l'inquinamento di origine industriale per l'elevata tossicità di molti prodotti chimici; questi, anche se non scaricati direttamente in falda attraverso pozzi perdenti (abusivi), ma eliminati nelle acque di un fiume, possono giungere in falda per le connessioni fra acque superficiali e quelle profonde. Lo sfruttamento delle acque sotterranee comporta l'abbassamento delle superfici freatiche. Eccessivo sfruttamento ed inquinamento hanno compromesso la qualità e la quantità delle riserve idriche sotterranee, determinando problemi per il loro utilizzo, soprattutto per quanto riguarda gli approvvigionamenti idropotabili.

3.7 - Le sorgenti

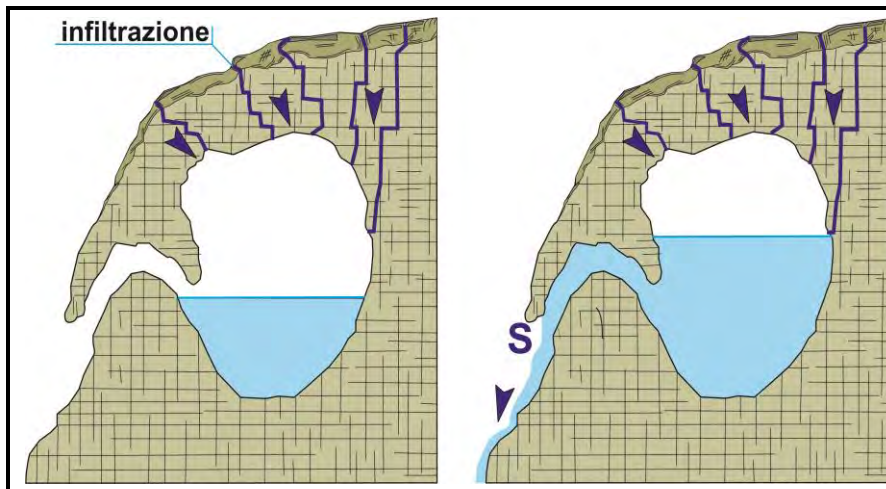
L'intersezione fra la superficie freatica e quella topografica dà origine alle sorgenti (**fig. 3.10**); alcune emergenze d'acqua particolari sono le sorgenti intermittenti (**fig. 3.11**). Spesso nella zona di transizione tra l'alta e la bassa pianura

Padana, la falda, pur essendo vicina alla superficie, non affiora; tuttavia è sufficiente scavare un poco il terreno perché l'acqua possa sgorgare (**fontanili** o **risorgive**) con una temperatura praticamente costante. Talvolta l'emergenza della sorgente può essere subacquea, cioè al di sotto del livello marino o di quello di un lago (**fig. 3.12**). Tra i diversi tipi di sorgenti citiamo le principali:



- **sorgente di strato**; lo strato impermeabile sul quale si raccoglie la falda affiora in superficie;
- **sorgenti di trabocco**; lo strato impermeabile ha forma concava; le acque che permeano la roccia permeabile traboccano all'esterno quando costituiscono un volume superiore alla concavità che le raccoglie;
- **sorgenti intermittenti**; emettono acqua ad intervalli più o meno regolari; la cavità sotterranea comunica con l'esterno per mezzo di una sorta di sifone ad "U" capovolto; quando il livello dell'acqua supera il tratto più alto del sifone, la sorgente sgorga e la cavità si svuota in parte; successivamente il flusso si arresta fino a quando le acque, percolando dall'alto, non riempiono nuovamente la cavità (**fig. 3.11**);
- **sorgente fredda**; quando l'acqua che sgorga ha una temperatura media inferiore a quella dell'aria;

- **sorgente termale**; la temperatura dell'acqua è superiore a quella dell'aria; in questo caso la circolazione profonda dell'acqua avviene a contatto con materiali molto caldi della crosta terrestre;
- **sorgente minerale**; la concentrazione di sali presenti nell'acqua è elevata; la presenza di sali è dovuta all'attraversamento in rocce con porzioni facilmente solubili; invece le acque sorgive povere di minerali vengono dette **oligominerali**.



3.8 - Il carsismo

Vi sono regioni dove predominano materiali rocciosi molto permeabili (rocce porose o fessurate). Oltre ai processi di disfacimento dovuti alla disaggregazione fisica ed alla alterazione chimica in funzione del clima, sono attivi fenomeni distruttivi particolari, che agiscono sotto la superficie del terreno, in grado di condizionare anche il paesaggio, le cui forme potrebbero essere determinate dalla circolazione delle acque sotterranee più che dall'insieme degli agenti esogeni (esempio in **fig. 3.13**). Sono le **zone carsiche**, costituite da rocce calcaree o dolomitiche; in esse sono presenti forme particolari, dovute a processi che, nel loro insieme, prendono il nome di **carsismo**. L'acqua delle precipitazioni spesso non riesce a raccogliersi in ruscelli di una certa consistenza perché penetra rapidamente nel sottosuolo; i fenomeni di erosione superficiale sono più limitati e il paesaggio conserva più a lungo le sue forme giovanili.

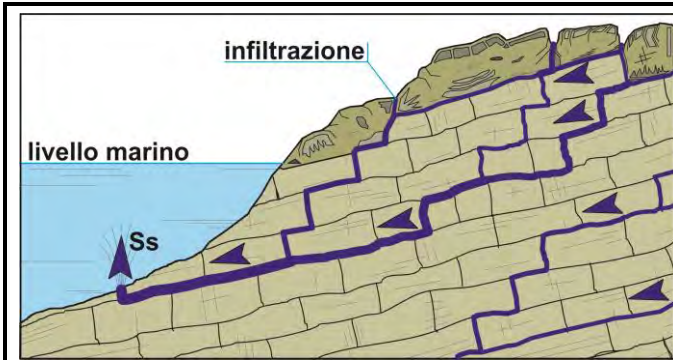


Fig. 3.12 - Rappresentazione di una sorgente sotto il livello marino o sotto il livello di uno stagno o di un lago.

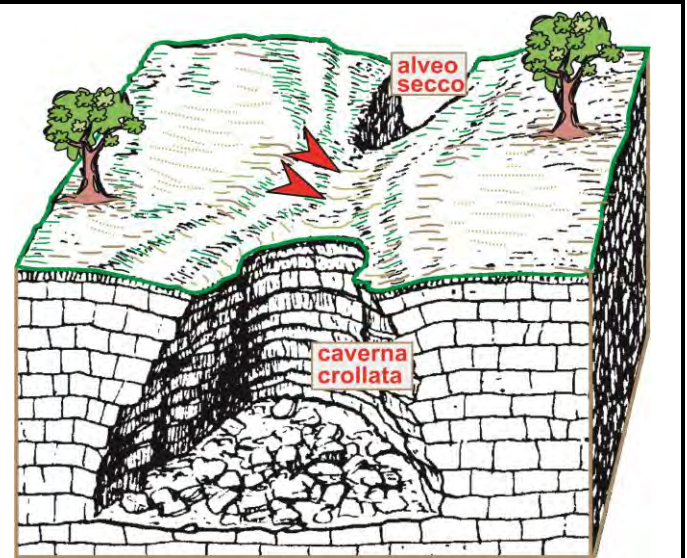


Fig. 3.13 - In una zona carsica, sotto l'alveo di un torrente, frequentemente asciutto per penetrazione dell'acqua lungo fessure delle roccia carbonatica in profondità, possono formarsi vere e proprie caverne le cui volte possono crollare, determinando l'approfondimento dell'alveo stesso che spesso assume l'aspetto di "forre", cioè gole profonde con ripide pareti.

L'acqua agisce sulla superficie ed in profondità grazie soprattutto all'azione chimica che allarga e approfondisce spaccature, crepe, buche, inghiottitoi,...; essa corre attraverso i materiali rocciosi profondi per mezzo di gallerie, caverne, fessure,... allargandole per l'azione chimica ed anche erosiva, o chiudendole per accumulo di detriti; talora forma veri e propri fiumi sotterranei che possono cambiare improvvisamente direzione per il crollo delle volte di caverne che ne sbarrano improvvisamente il corso. L'insieme dei condotti sotterranei viene indicato con il termine **reticolo carsico** (fig. 3.14).

L'insieme di questi fenomeni che avvengono in profondità determinano anche forme superficiali fra le quali le **doline**, conche chiuse con diametro da pochi metri fino ad oltre un chilometro e profonde da 2 - 3 m fino ad oltre 200 m. Possono avere forma analoghe ad un piatto (il cui fondo è spesso una piccola pianura coltivata), ad una scodella, ad imbuto o a pozzo a seconda della pendenza delle pareti laterali e dell'estensione del fondo.

I materiali calcarei sono in genere impermeabili, ma eventuali fessure favoriscono la concentrazione e la permanenza dell'acqua. Al di sopra vi può essere uno strato di terreno ricco di sostanza organica e spugnoso, in grado di mantenere umido il sottosuolo calcareo; l'humus contribuisce ad acidificare l'acqua aumentandone la capacità di alterazione chimica, cioè la capacità di sciogliere il calcare; in tali condizioni l'acqua scioglie il calcare allargando ulteriormente le fessure, in parte erose per l'azione meccanica dell'acqua stessa che ormai vi scorre in rigagnoli. Si forma quindi una depressione che favorisce l'ulteriore raccolta d'acqua verso il suo centro e l'accelerazione dei processi chimici e meccanici di disfacimento dei materiali calcarei che vengono sciolti e trasportati in profondità attraverso il sottostante reticolo carsico. Questa è l'origine più frequente delle doline, la maggior parte delle quali hanno forma di piatto o di scodella. Le più spettacolari, caratterizzate da ripide pareti, sono quelle ad imbuto o a pozzo, la cui formazione è dovuta al crollo delle volte di ampie grotte. È raro che in fondo alle doline, pur trattandosi di depressioni, si fermi l'acqua formando laghi; al di sotto della coltre di terreno, i calcari fessurati si comportano come rocce porose che non consentono l'accumulo di acqua. In qualche raro caso, se i calcari contengono sufficienti quantità di impurezze come l'argilla, esse possono raccogliersi in fondo alle depressioni impermeabilizzandole e consentendo la formazione dei **laghi di dolina**.

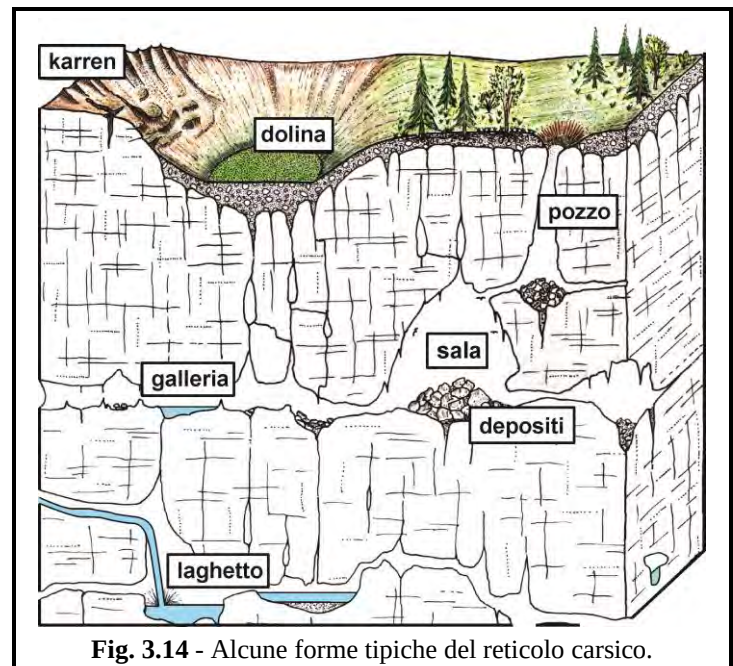


Fig. 3.14 - Alcune forme tipiche del reticolo carsico.

Non si devono escludere, nel paesaggio carsico, i fenomeni erosivi superficiali; si possono formare anche depressioni a forma di valli fluviali. Spesso succede che in fondo a quelle valli non sia presente il torrente che le ha incise (*valli morte*); a volte si verifica che nei tratti più a monte il corso d'acqua sparisca in uno o più **inghiottitoi**, diventando un fiume sotterraneo. La valle quindi è interrotta, manca di una foce (*valle cieca*). Il fiume può tornare alla luce attraverso numerose risorgive o in modo spettacolare può fuoriuscire improvvisamente da una grotta (**fig. 3.5**). Verso valle può esercitare un'azione puramente meccanica su calcari non fessurati, poco o nulla permeabili e molto resistenti; si formano allora *gole* o *canyon carsici*, profonde forre con ripidi versanti in roccia.

SCHEDA 3.1 - Portata idrica e sezione di alveo

Lungo un condotto (per es. un canale) la quantità d'acqua che passa attraverso una data sezione deve essere la stessa di quella che attraversa un'altra sezione a valle o a monte. "Deve" essere così, altrimenti dovremmo ammettere che, fra le due sezioni, venga aggiunta o tolta dell'acqua. Questo principio è valido anche se le superfici delle sezioni sono diverse (**fig. 3.15**). L'acqua, nell'attraversare la sezione di minore superficie S2, aumenta di velocità. Attraverso la sezione S3, più grande, potrebbe passare più acqua; succede invece che la velocità diminuisce, così che la portata rimane la stessa.

Approfondendo il letto ed allargando le sponde si aumenta la sezione di deflusso, a vantaggio della capacità del fiume nel sostenere maggiori portate. È una delle tesi più diffuse: se il fiume è più profondo e più largo può contenere più acqua, fino al limite di mantenerla tutta entro l'alveo, anche in occasione di eventi eccezionali. La **portata (Q)**, cioè il volume d'acqua [m³] che scorre attraverso una sezione durante un certo tempo (un secondo), dipende dalla **superficie (S)** della sezione stessa [m²] e dalla **velocità (V)** dell'acqua [m/s]. Queste grandezze (portata, superficie e velocità) sono correlate con una semplice espressione (**fig. 3.1**): la portata Q [m³/s] è il prodotto della superficie della sezione (S) per la velocità dell'acqua (v). Sembra ovvio che aumentando la superficie aumenti la portata che può essere sostenuta. In realtà è una illusione, uno dei "miti" più pericolosi e persistenti ed ai quali si richiamano coloro che auspicano le asportazioni dei materiali detritici, le risagomature dei profili trasversali, i ritombamenti,... al fine di evitare le alluvioni.

In natura (ma ciò risulta anche dalla legge fisica evidenziata in **fig. 3.15**), nei tratti con sezione aumentata artificialmente, la velocità dell'acqua diminuisce per garantire la stessa portata che scorre a monte ed a valle. Inoltre, se a monte avviene erosione a causa dell'energia scatenata dalla piena, nella zona in cui la sezione è stata ampliata, la diminuzione di velocità causerà un repentino deposito di questi materiali, ripristinando, secondo regole naturali, la sezione precedente l'intervento di risagomatura dell'alveo.

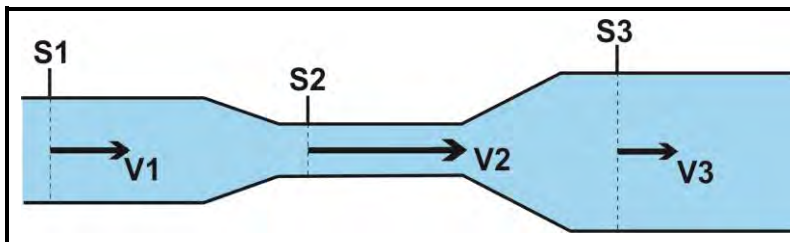


Fig. 3.15 - Lungo un condotto con sezione variabile (per esempio S3 ed S2) la velocità dell'acqua si "adequa", aumentando in corrispondenza delle sezioni più piccole (V2) e diminuendo in corrispondenza di quelle più grandi (V3). Il risultato è una portata identica lungo tutto il condotto ($V1 \cdot S1 = V2 \cdot S2 = V3 \cdot S3$).

Il concetto si può chiarire con osservazioni durante una passeggiata lungo un fiume. Vi sono tratti, un po' più ripidi, dove la corrente è più veloce, ma la profondità è minore; si forma una sorta di rapida, con l'acqua che si "increspa" sulla superficie, "saltella" intorno ai sassi grandi e forma mulinelli. Se verso valle il fiume diventa più largo e più profondo, l'acqua che giunge da monte si "placa", cioè diminuisce di velocità in quanto ha a disposizione una sezione più grande, al punto da formare ampie e profonde "lame" con corrente molto debole; alla fine il livello superficiale sostanzialmente non cambia. Il meccanismo è analogo a quanto accade in un evento di piena. Da ciò dipende l'inutilità degli interventi di aumento artificiale della sezione di deflusso, a meno che non si agisca sull'intero fiume, fino alla foce; ma ciò sarebbe un obiettivo impossibile, in quanto sarebbe necessario che le fasce lungo tutto il fiume siano sgombre di ostacoli (ponti, abitazioni isolate, centri abitati, aree industriali,...), esattamente il contrario della realtà attuale. Visto che serve poco aumentare la superficie della sezione di deflusso si potrebbe allora giocare sulla velocità dell'acqua. A parte il fatto che se ciò fosse possibile risulterebbe un gioco pericoloso (maggiore velocità significa erosione più intensa), risulta evidente che sarebbe necessario modificare la pendenza del fiume e quindi abbassare le quote di confluenza delle sezioni terminali, ma questa è pura fantasia.

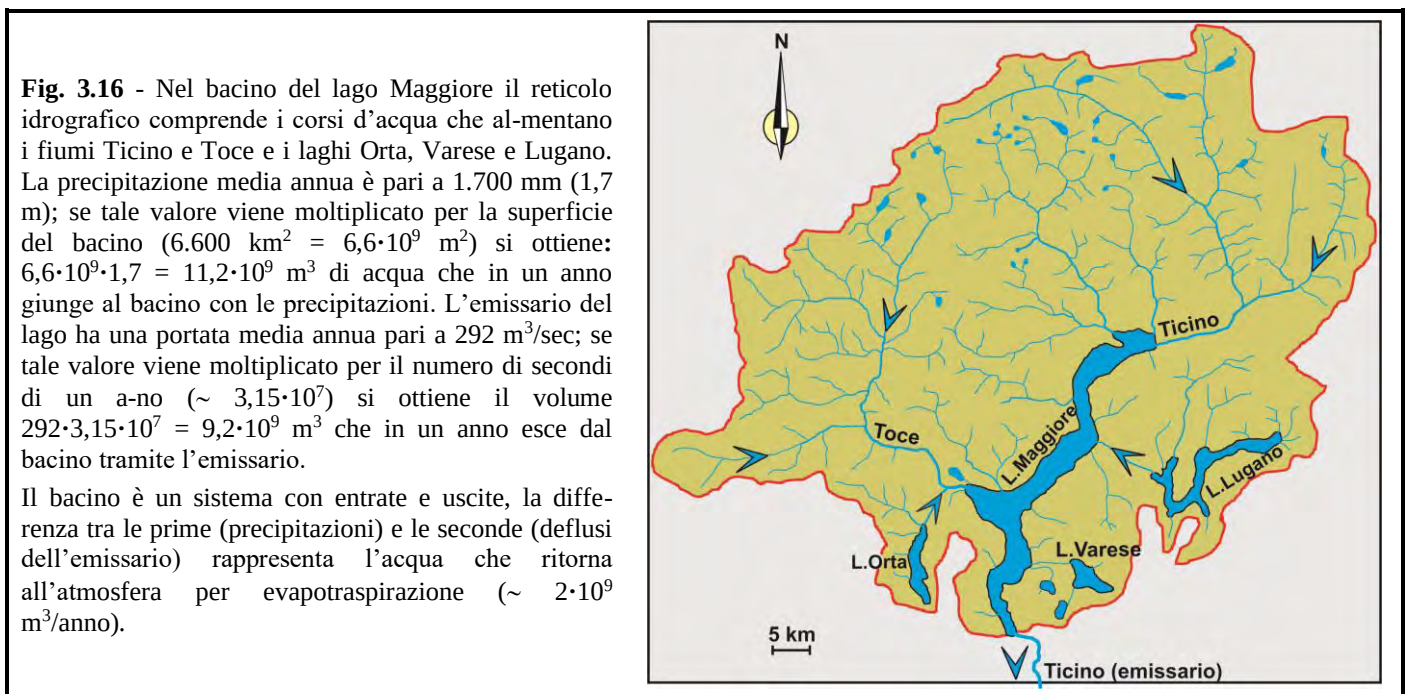
SCHEDA 3.2 - L'importanza del concetto di bacino imbrifero

Spesso, quando si discute della qualità delle acque di un corpo idrico superficiale, che si tratti di un impetuoso torrente montano o di un placido fiume di pianura, di un lago o di una palude, si fa riferimento essenzialmente allo specchio d'acqua, senza considerare i rapporti di questo con l'ambiente circostante. Uno stagno è considerato un ambiente chiuso, nettamente delimitato dal suo perimetro, una barriera che lo separa dalla terra emersa, un confine definito tra due ambienti diversi ed apparentemente isolati. In

realità un fiume o un lago possono influenzare l'ambiente circostante e venirne influenzati. La loro acqua può servire per l'irrigazione, essere inquinata da scarichi industriali o eutrofizzata da scarichi cloacali.

Lo scadimento della qualità delle acque di un lago è normalmente attribuito alle attività delle comunità costiere e quindi agli scarichi diretti; in questa visione è considerato nocivo alla qualità delle acque ciò che vi viene scaricato direttamente, ma è una semplificazione; se fosse così, per ripristinare il fiume Po sarebbe sufficiente eliminare le immissioni inquinanti (scarichi industriali e fognari) e le fonti di alterazioni dirette (le escavazioni in alveo). Purtroppo il problema è molto più complesso. In realtà le caratteristiche dell'acqua in un fiume o in un lago sono il risultato di un complesso di fenomeni che, nel loro insieme, caratterizzano il territorio del bacino imbrifero (**fig. 3.2**). Questo è un "sistema naturale" con acqua in entrata (pioggia, grandine, neve) e acqua in uscita (evaporazione dal terreno, traspirazione delle piante, deflussi del fiume principale). La quantità d'acqua nel fiume dipende dalle dimensioni del bacino, dal clima e dalla copertura vegetale (i boschi, i prati, le colture che "tappizzano" i terreni). La velocità delle acque dipende dalla pendenza dell'alveo e quindi dalla natura dei materiali che costituiscono il territorio del bacino imbrifero, oltre che dalla sua forma. Le acque hanno un chimismo diverso da fiume a fiume (alcaline o acide, più o meno ricche di sali,...) che dipende dalle formazioni geologiche del bacino, dal tipo di suolo che su esso si forma e quindi, di nuovo, dal clima e dalla vegetazione. Il tutto può essere complicato dalla presenza di acque sotterranee, talora di notevole portata, come nelle zone carsiche.

La qualità dell'acqua di un fiume o di un lago dipende dalla complessa natura del bacino imbrifero. Ogni goccia di pioggia può avere un destino diverso a seconda della natura del suolo. Essa unendosi ad altre gocce, forma rivoli d'acqua che ruscellano sul terreno, scorrendo allo scoperto sulle pendici di montagne e di colline o al riparo di fitti boschi, fino ad incanalarsi in rigagnoli, il cui percorso dipende dalla natura del substrato. Si formano quindi torrenti che confluiscono nel corso principale. È un viaggio che può durare da poche ore fino a qualche giorno (ma anche mesi, anni o secoli se quella goccia venisse imprigionata in un ghiacciaio). In questo tempo la goccia d'acqua si trasforma chimicamente a seconda della natura del suo tortuoso percorso; nel discendere a valle "memorizza" la natura del bacino imbrifero che alimenta il fiume di cui essa è parte integrante. Forse quella stessa "memoria" che permette ai salmoni di distinguere, nelle loro incredibili risalite, le stesse sorgenti dove sono nati. **Un corpo idrico superficiale** (un fiume, un lago, uno stagno) **è un sottosistema che fa parte di un sistema naturale più grande, il suo bacino imbrifero**, dal quale dipende in tutte le sue caratteristiche.



La **fig. 3.2** riassume i concetti sopra espressi. Le acque meteoriche (precipitazioni) che giungono al suolo, si raccolgono in grandi e complesse "cavità" della superficie terrestre che prendono il nome di "bacini imbriferi" delimitati da linee di dispiuvio (**spartiacque**) che corrono, in genere, sul sommo dei rilievi, separando un bacino dagli altri. Queste cavità sono percorse da "reticoli idrografici", cioè insiemi di affluenti e sub - affluenti che convogliano l'acqua nei corsi principali, i cui alvei si trovano nelle parti più basse dei bacini. La **fig. 3.16** mostra il bacino imbrifero del lago Maggiore. La superficie dello specchio d'acqua è 212 km^2 , quella del bacino imbrifero 6.600 km^2 . L'acqua contenuta nel lago ($37,5 \cdot 10^9 \text{ m}^3$) rappresenta la natura di un territorio grande quanto una regione dove, vivono, lavorano e producono rifiuti numerose comunità umane.

La **fig. 3.17** mostra il bacino del fiume Po la cui superficie (75.000 km^2) comprende le regioni Valle d'Aosta, Piemonte, Lombardia e buona parte dell'Emilia. In quel territorio vivono oltre 15 milioni di persone e su di esso sono presenti attività agricole, zootecniche ed industriali. La qualità chimica e biologica dell'acqua che giunge all'Adriatico dipende dalla qualità ambientale del

bacino padano, l'area più intensamente antropizzata d'Italia. Non stupisce se il mare risulta anch'esso in cattive condizioni, con estese manifestazioni di eutrofizzazione. Ciò dimostra che i problemi di risanamento dei corpi idrici superficiali sono più complessi di quanto appaiono a prima vista, perché bisogna porre attenzione non solo agli scarichi diretti, ma anche alla natura ed alle attività antropiche dell'intero territorio del bacino imbrifero.

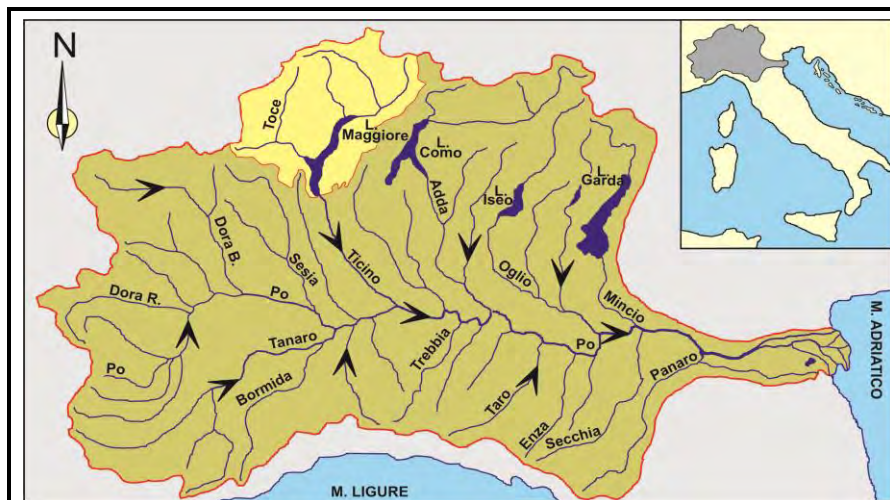


Fig. 3.17 - La precipitazione media annua sul bacino del Po (con una superficie di $75.000 \text{ km}^2 = 7,5 \cdot 10^{10} \text{ m}^2$) è pari a $1.100 \text{ mm} = 1,1 \text{ m}$. Il volume medio annuo d'acqua in entrata è $7,5 \cdot 10^{10} \cdot 1,1 = 8,3 \cdot 10^{10} \text{ m}^3$. La portata media annua alla foce è $1.500 \text{ m}^3/\text{sec}$. Effettuando un ragionamento analogo a quello della **fig. 3.16**, dal prodotto $3,15 \cdot 10^7 \cdot 1,5 \cdot 10^3 = 4,7 \cdot 10^{10} \text{ m}^3$ si ottiene il volume d'acqua in uscita dal bacino del Po come deflussi. L'altra uscita (l'evapotraspirazione) si ottiene dalla differenza fra le prime due: $3,6 \cdot 10^{10} \text{ m}^3$. Degli oltre 80 miliardi di metri cubi d'acqua che scendono mediamente in un anno su buona parte delle Alpi italiane e sul bacino padano, circa il 40 % ritorna all'atmosfera per evapotraspirazione, mentre il 60 % giunge al mare. Merita notare che il bacino del lago Maggiore è una porzione di quello del Po; in generale ogni grande bacino è la somma di tanti altri di minore estensione.

SCHEDE 3.3 - Afflussi e deflussi

La **tab. 3.8** riporta le principali caratteristiche idrologiche di alcuni corsi d'acqua scelti come esempi fra tutti quelli elencati nelle precedenti tabelle. Le variabili considerate (disponibili per tutti gli altri fiumi con la semplice consultazione degli Annali Idrologici del SERVIZIO IDROGRAFICO e MAREOGRAFICO ITALIANO) sono le seguenti:

Afflussi meteorici (A) - Valori medi mensili ed annui delle precipitazioni areali [mm] che si sono verificate in un determinato periodo di osservazione sul bacino imbrifero sotteso ad una sezione di corso d'acqua ove ha funzionato, per lo stesso periodo, una stazione idrometrica. Sono valori ottenuti da elaborazioni dei dati di rilevazioni effettuate da stazioni meteorologiche (dotate di pluviometri) situate entro il bacino e nelle aree limitrofe. Lo stesso Servizio Idrografico, oltre a gestire le stazioni idrometriche sui principali corsi d'acqua (quelli elencati nelle precedenti tabelle sono circa la metà del totale che hanno operato sui fiumi italiani), cura l'organizzazione di una rete di stazioni meteorologiche tutte munite di pluviometri ed in parte anche di termometri e di ulteriori strumenti per la misura di altri parametri atmosferici.

Deflussi (D) - Valori medi mensili ed annui dei volumi d'acqua che passano attraverso una determinata sezione di corso d'acqua, espressi come altezza [mm] di una lama d'acqua uniformemente estesa sul bacino imbrifero. Sono dati ottenuti dalle rilevazioni dirette delle succitate stazioni idrometriche del Servizio Idrografico.

Per chiarire meglio le precedenti definizioni si possono considerare, come esempio, i dati relativi al mese dicembre per il Flumendosa (**tab. 3.8**). La precipitazione areale media mensile sul bacino è $A = 157 \text{ mm}$ ($0,157 \text{ m}$); la superficie del bacino (**tab. 3.3**) è $S = 1.011 \text{ km}^2$ ($1,011 \cdot 10^9 \text{ m}^2$). Il volume medio totale d'acqua in entrata (V_A) nel bacino nel mese di dicembre è pari al prodotto afflussi per superficie, rappresentativo del periodo di osservazione $1923 \div 1938, 1948 \div 1970$ (38 anni):

$$V_A = A \cdot S = (0,157 \text{ m}) \cdot (1,011 \cdot 10^9 \text{ m}^2) = 159 \cdot 10^6 \text{ m}^3$$

Il volume medio d'acqua (V_D) che, nello stesso periodo di osservazione, esce dal bacino attraverso la sezione ove ha operato la stazione idrometrica (**tab. 3.8**), si ottiene dal prodotto:

$$V_D = D \cdot S = (0,057 \text{ m}) \cdot (1,011 \cdot 10^9 \cdot \text{m}^2) = 57 \cdot 10^6 \text{ m}^3$$

Questo valore può essere diviso per i secondi del mese ($31 \text{ giorni} \times 24 \text{ ore/giorno} \times 3.600 \text{ sec/ora} \sim 26 \cdot 10^6 \text{ sec}$); si ottiene la portata media mensile di dicembre ($22 \text{ m}^3/\text{sec}$) indicato in **tab. 3.4** per il Flumendosa. Lo stesso tipo di calcolo può essere effettuato per tutti i mesi e per l'anno medio; in sintesi vale il concetto fondamentale per cui i deflussi [mm] sono in rapporto diretto, attraverso la superficie del bacino, con le portate [m^3/sec]. Spesso, nel linguaggio a volte poco ortodosso della letteratura tecnica/scientifica, si utilizzano indifferentemente i termini "deflussi" e "portate". La rappresentazione della portata media mensile od annua di un corso d'acqua in corrispondenza di una determinata sezione attraverso l'altezza della lama d'acqua uniformemente distribuita sul bacino sotteso (deflusso) permette un migliore confronto con la quantità (afflusso) d'acqua che giunge, attraverso le precipitazioni, sul bacino stesso; afflussi e deflussi infatti sono quantificati con la stessa unità di misura [mm]. È pertanto possibile definire e confrontare alcuni termini del bilancio idrologico di un bacino.

Si può utilizzare ancora il Flumendosa come esempio (**tab. 3.8** e **fig. 3.3**). Nel diagramma la linea rossa rappresenta l'andamento degli afflussi meteorici medi mensili, ovvero il regime pluviometrico del territorio nel quale si trova il bacino sotteso a Monte Scrocca, con un massimo nella stagione invernale (dicembre) ed un minimo in quella estiva (luglio), simile al regime pluviometrico di Cagliari. La linea blu rappresenta l'andamento dei deflussi meteorici medi mensili: la forma del regime delle portate medie mensili del fiume sardo (valori di portata in **tab. 3.8**). L'area gialla rappresenta la quantità d'acqua che giunge con le precipitazioni sulla superficie del bacino, ma che non defluisce attraverso la sezione di Monte Scrocca dove si trova la stazione idrometrica. La **tab. 3.8** riporta, per ciascun mese e per l'anno, le **perdite apparenti** (differenze tra afflussi e deflussi $A - D$). Esse sono determinate essenzialmente dall'acqua "persa" per evapotraspirazione nei bacini impermeabili e caratterizzati da assenza o da una limitata presenza di ghiacciai. Nei bacini permeabili molta acqua viene "persa" per via sotterranea e quindi le perdite apparenti sono superiori all'acqua che ritorna all'atmosfera per evapotraspirazione; oppure i deflussi potrebbero essere alimentati da acque sotterranee provenienti dai bacini limitrofi e quindi le perdite apparenti potrebbero risultare inferiori ai processi evapotraspirativi.

Nei bacini con estese superfici occupate dai ghiacciai le cose si complicano. Durante le fasi di ritiro dei ghiacci, molta acqua accumulata decenni o secoli o millenni prima, per effetto dell'incremento dell'ablazione, potrebbe rimpinguare i deflussi facendo diminuire le perdite apparenti e viceversa. Il confronto fra i regimi degli afflussi e dei deflussi permette di interpretare meglio l'andamento idrologico medio di un corso d'acqua. Ritornando al Flumendosa (**fig. 3.3**) si osserva che le due linee hanno andamento quasi parallelo; in sostanza le portate sono maggiori quando piove molto e viceversa, a confermare che si tratta di un regime idrologico francamente pluviale. Le maggiori perdite apparenti sono fra la fine dell'autunno e l'inizio dell'inverno. Infatti con l'inizio del periodo piovoso, la maggior parte dell'acqua va a rimpinguare le riserve del sottosuolo parzialmente prosciugate nell'estate. L'area totale compresa fra le due linee costituisce il volume complessivo delle perdite apparenti; esso risulta inferiore nel caso del Tanaro il cui bacino è caratterizzato da un clima con temperature meno elevate e quindi con minori processi evapotraspirativi. Anche nel caso del Tanaro si osserva un certo parallelismo fra gli andamenti degli afflussi e degli afflussi; si tratta quindi di un regime pluviale, con le maggiori perdite apparenti nel tardo autunno (come nel caso del fiume sardo).

Tab. 3.8 - Caratteristiche idrologiche di alcuni corsi d'acqua con regimi idrologici diversi. Afflussi meteorici (**A**), deflussi (**D**), perdite apparenti (**A - D**) e coefficienti di deflusso medio annuo (**D/A**).

DORA BALTEA a Tavagnasco. Periodo di osservazione 1925 ÷ 1970 (46 anni). D/A = 0,97.														
		gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
A	mm	53	56	60	92	99	89	67	85	86	94	104	64	949
D	mm	28	24	28	45	113	181	156	115	84	62	48	34	198
A-D	mm	25	32	32	47	-14	-92	-89	-30	2	32	56	30	31
ORCO a Pont Canavese. Periodo di osservazione 1928 ÷ 1943 e 1948 ÷ 1970 (39 anni). D/A = 0,82.														
		gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
A	(mm)	44	50	69	154	166	140	82	105	128	133	129	63	1.263
D	(mm)	33	28	38	85	166	194	119	79	86	96	70	40	1.034
A-D	(mm)	11	22	31	69	0	-54	-37	26	42	37	59	23	229
TANARO a Montecastello. Periodo di osservazione 1923 ÷ 1950 e 1953 ÷ 1979 (46 anni). D/A = 0,50.														
		gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
A	(mm)	55	63	86	97	108	68	45	56	83	117	135	84	997
D	(mm)	31	36	63	66	73	43	18	11	19	38	58	45	501
A-D	(mm)	24	27	23	31	35	25	27	45	64	79	77	39	496
FLUMENDOSA a Monte Scrocca. Periodo di osservazione 1923 ÷ 1938 e 1948 ÷ 1970 (38 anni). D/A=0,35.														
		gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
A	(mm)	108	129	102	72	62	27	12	16	50	103	127	157	965
D	(mm)	55	57	59	32	18	9	4	1	2	19	23	57	336
A-D	(mm)	53	72	43	40	44	18	8	15	48	84	104	100	629
FORTORE a Civitate. Periodo di osservazione 1937 ÷ 1940 e 1955 ÷ 1967 (17 anni). D/A = 0,36.														
		gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
A	(mm)	95	71	70	70	51	43	23	32	56	93	94	103	801
D	(mm)	63	54	50	32	11	6	1	1	2	7	18	41	286
A-D	(mm)	32	17	20	38	40	37	22	31	54	86	76	62	515

La situazione dell'Orco presenta un aspetto peculiare; dalla fine della primavera all'inizio dell'estate i deflussi sono superiori agli afflussi, per la fusione delle nevi nella parte alta del bacino. Vi è ancora un certo parallelismo fra le due linee per l'influenza del regime delle precipitazioni; anche in questo caso il confronto fra afflussi e deflussi serve per interpretare meglio la classificazione del regime idrologico come nivopluviale. Nel caso della Dora Baltea le due linee presentano un andamento molto diverso. Il regime degli afflussi segue naturalmente quello pluviometrico. Il regime dei deflussi è invece simile a quello termico, con un massimo nell'estate ed un minimo nell'inverno; da maggio a settembre i deflussi si mantengono superiori agli afflussi per il contributo della fusione delle nevi e soprattutto dell'ablazione dei ghiacciai. Nella restante parte dell'anno gli afflussi sono

superiori ai deflussi, ma le perdite apparenti sono comunque molto limitate per le basse temperature della stagione fredda che limita fortemente i processi evapotraspirativi.

Una sintesi del bilancio idrologico di un corso d'acqua è data dall'esame del rapporto fra deflussi (**D**) e afflussi (**A**). Il rapporto **D/A**, per una determinata sezione fluviale, di cui è tributario un certo bacino, rappresentativo di un determinato periodo di osservazione, su scala di tempo mensile o annua, prende il nome di **coefficiente di deflusso**. Sul valore del coefficiente di deflusso esercitano una importante influenza diversi fattori:

- **Fattori meteorologici.** Le precipitazioni, per dar luogo a deflussi, devono essere superiori ad almeno pochi millimetri; altrimenti l'acqua verrebbe assorbita dal terreno e non risulterebbe disponibile al ruscellamento; essa potrebbe poi evapotraspirare prima dell'apporto di piogge successive; se queste fossero nell'anno frazionate in modo che ciascuna risulti di pochi millimetri, in teoria, non avverrebbe deflusso: esso dipende sia dalla quantità delle precipitazioni, sia dalla loro concentrazione nel tempo. Importante è la temperatura dell'aria; nei climi caldi è più cospicua l'evapotraspirazione che sottrae acqua ai deflussi. Alcuni bacini, caratterizzati da climi freddi (come alle elevate latitudini e altitudini) e da precipitazioni concentrate in brevi periodi, i deflussi risultano pari agli afflussi; addirittura in certe situazioni caratterizzate dalla presenza di estesi ghiacciai in fase di ritiro i primi possono risultare superiori ai secondi.
- **Fattori geografici.** La collocazione geografica (vicina o distante dal mare, la latitudine, le altitudini mediana ed estreme, ecc...) determina le caratteristiche del clima (intensità e modalità delle precipitazioni, regime termico, intensità e direzione dei venti che aumentano i processi evapotraspirativi, ecc...). Anche i caratteri morfometrici hanno notevole influenza sui deflussi; per esempio una maggiore pendenza dei versanti comporta un più veloce scorrimento delle acque e una minore evapotraspirazione. Una variabile importante è la distribuzione delle diverse fasce altimetriche; nelle regioni d'altopiano le superfici più estese sono quelle delle quote più elevate; nelle regioni montuose con creste elevate e sottili (Alpi ed Appennino) prevalgono le aree di minori altitudini; questi aspetti sono importanti in quanto la temperatura dell'aria diminuisce con la quota e quindi diminuisce l'evapotraspirazione ed aumenta il coefficiente di deflusso. Conviene ricordare infine l'influenza dell'orientamento del bacino, in particolare dei suoi versanti; questi, quando esposti alle correnti (sopravvento) vengono "bagnati" da abbondanti precipitazioni; i versanti sottovento sono più aridi e caratterizzati da frequenti venti di caduta relativamente caldi e secchi.
- **Fattori geologici.** Nei bacini composti interamente o per la maggior parte da rocce impermeabili, i fattori geologici hanno scarsa influenza sul regime dei deflussi. Situazione opposta presentano i bacini con preponderanza di rocce permeabili. Oltre al fatto che una porzione più o meno grande di acqua può essere sottratta ai deflussi a causa di perdite sotterranee o, al contrario, incrementata da apporti della stessa natura, la funzione idrogeologica delle formazioni permeabili si esplica con la formazione di una riserva sotterranea che passa con ritardo al deflusso. Gli afflussi vengono così ad essere smaltiti in due fasi; la prima come immediato deflusso superficiale, la seconda come deflusso ritardato delle acque di circolazione sotterranea che ritorna a giorno.
- **Fattori biologici.** La copertura vegetale influisce sullo scorrimento superficiale opponendosi ad esso come un ostacolo; lo sviluppo radicale e l'arricchimento del suolo di sostanza organica contribuiscono a rendere più igroscopico (più soffice e più poroso) il terreno che acquista maggiore capacità di trattenere l'acqua a disposizione della stessa vegetazione. L'evapotraspirazione sottrae acqua ai deflussi favorendo il ritorno dell'acqua all'atmosfera per mezzo dell'evaporazione diretta dal terreno e della traspirazione dalle piante; la traspirazione, per i bacini caratterizzati da una elevata copertura forestale, può costituire una voce molto importante nel bilancio idrologico, anche se risulta di difficile determinazione. Fra i fattori biologici sono anche quelli antropici, quali disboscamenti e rimboschimenti e soprattutto opere di ritenzione (dighe) e di captazione idrica (per fini idroelettrici, irrigui, potabili, industriali,...).

I bacini idrologici italiani sono stati classificati in relazione al coefficiente di deflusso medio annuo nel modo seguente:

- alpini ($D/A > 0,70$);
- Appennino settentrionale e centrale, versanti ligure padano e adriatico ($D/A = 0,50 \div 0,70$);
- Appennino centrale, versante tirrenico, Appennino meridionale e isole ($D/A = 0,30 \div 0,40$).

I corsi d'acqua possono essere classificati in funzione delle caratteristiche idrologiche, mentre non risulta scientificamente attendibile la distinzione in ruscelli, torrenti, fiumi, ecc.... I criteri sono essenzialmente:

- **permanenza dell'acqua** (*permanenti*: con acqua sempre presente in alveo; *semipermanenti* e *temporanei*: a seconda che l'acqua sia presente in alveo rispettivamente per oltre e meno di metà anno);
- **regime idrologico** (*nivoglaciale*, *nivopluviale* e *pluviale* a seconda della forma dei regimi medi mensili degli afflussi e deflussi; i regimi pluviali possono essere ulteriormente distinti a seconda della classificazione dei regimi pluviometrici);
- **coefficiente di deflusso** (a seconda del rapporto fra i valori medi annui **D/A**).

Si può concludere con un paio di esempi fra quelli riportati in **tab. 3.8**. Utilizzando nell'ordine i tre criteri sopra citati, la Dora Baltea può essere definito un *corso d'acqua permanente a regime nivoglaciale di tipo alpino* e il Fortore un *corso d'acqua permanente a regime pluviale dell'Appennino meridionale*.

SCHEDA 3.4 - Climi, ambienti.... torrenti e fiumi

Un torrentello che scorre sulle pendici di una montagna sopra i 2.000 m di quota (**fig. 3.18**) è caratterizzato da acque fredde con temperature non superiori a 4/6 °C anche d'estate, sia perché derivano direttamente dalla fusione di ghiaccio e neve, sia per il

clima, con temperature medie dell'aria comprese fra 8 e 10 °C in luglio e agosto. Nell'ambiente circostante sono assenti i boschi; sono presenti solo alcuni larici, pini mughi e cespugli nani in ampie e verdi praterie alpine. La vita vegetale e animale non è abbondante. I ghiacciai modificano il paesaggio esercitando un'azione di *esarazione*; essi "raspano" il fondo ed i fianchi delle valli che percorrono nella loro lenta discesa; in questo modo "strappano" alla montagna grandi quantità di detriti (*materiali morenici*), compresi enormi massi. Le parti a granulometria più piccola di questi detriti ha l'aspetto di un limo grossolano o di una sabbia fine, spesso di colore grigio chiaro (*farina glaciale*). Sulla fronte del ghiacciaio i detriti più grossi (macigni, massi, pietre, ghiaia) vengono depositati, mentre quelli più fini vengono trascinati a valle dalle acque che così scorrono torbide ed impetuose (**fig. 3.19**).

Intorno a 1.800 m di altitudine l'ambiente è ancora caratterizzato da un clima molto rigido e la temperatura delle acque bassa anche in estate; sono più frequenti gli alberi d'alto fusto, ma ancora prevalentemente conifere fra le meglio adatte ai climi freddi (larici, pini cembri) costituenti boschi radi. I torrenti alimentati prevalentemente (o esclusivamente) dalla fusione dei ghiacciai e dei nevai hanno regime nivoglaciale. Le portate dipendono essenzialmente dalla temperatura dell'aria. Il freddo invernale impedisce la fusione dei ghiacci e delle nevi e quindi i volumi d'acqua negli alvei sono ridotti; in taluni casi i torrenti più piccoli rimangono asciutti. Al contrario, in estate, per le elevate temperature, le portate possono diventare 100 volte superiori a quelle invernali. Nella stagione estiva notevoli fluttuazioni dei deflussi si hanno anche su scala giornaliera, triplicando dalla mattina, quando l'aria è ancora fresca, al tardo pomeriggio, quando massimo è la fusione dei ghiacci.



Fig. 3.18 - Molti fiumi, alle origini, nascono dal contributo di torrenti alimentati dai ghiacciai.



Fig. 3.19 - Nelle ore più calde delle giornate estive nei torrenti glaciali l'acqua appare torbida per la presenza di una notevole quantità di detriti fini, che sono una cospicua componente dei materiali morenici.

La quota 1.400 m è il limite climatico dello zero termico medio del trimestre invernale nelle Alpi (nell'Appennino sale fino a 1.800 ÷ 2.000 m s.l.m.). Le temperature medie mensili di dicembre, gennaio e febbraio sono pari o minori di 0 °C. Nelle porzioni di bacino che alimenta il torrente al di sopra di quell'altitudine, la neve invernale non fonde; essa restituisce acqua in primavera o in estate alle quote più elevate. Il regime è ancora spiccatamente nivoglaciale. Verso valle il clima si fa meno rigido e la temperatura delle acque, in luglio e agosto, può raggiungere e talora superare i 10/12 °C. Il torrente scorre in valli incise a "V" attraversando fitti boschi ricchi di vita vegetale e animale, dove insieme al larice domina l'abete; mentre poco più a valle, oltre ai pini silvestri nei versanti più esposti, compaiono le faggete. Le portate invernali, non dipendono più solo dalla fusione dei ghiacci, ma sono parzialmente integrate dalle sorgenti. L'estate continua ad essere la stagione con i maggiori deflussi (**figg. 3.20 e 3.21**).

La quota 1000 ÷ 1.200 m (diversa a seconda delle zone climatiche italiane) è il limite dello zero termico medio del mese di gennaio. A questa altitudine le nevi non fondono solo durante il mese centrale dell'inverno; negli altri mesi invernali normalmente la neve al suolo non si accumula, ma fonde nel giro di pochi giorni o, al massimo, in due o tre settimane. Pertanto, per quasi tutto l'anno, le precipitazioni sulle porzioni di bacino al di sotto di questa quota alimentano quasi immediatamente le portate dei corsi d'acqua. Sul regime idrologico diventa sempre più importante l'influenza del regime pluviometrico, diventando meno importante il contributo dei serbatoi nivali accumulati nell'inverno. La temperatura delle acque, sia per le estati più calde che caratterizzano il piano collinare (dominato dal castagno sui versanti a Nord e dalla roverella in quelli a Sud), sia perché le fredde acque glaciali hanno avuto il tempo di scaldarsi nella loro discesa verso valle, supera normalmente i 12 °C, fino a valori massimi in genere inferiori a 15 °C. Le portate più cospicue si manifestano, con acque piuttosto torbide, in tarda primavera e all'inizio dell'estate, quando alle abbondanti precipitazioni che caratterizzano il periodo, si aggiungono i deflussi dovuti alla fusione delle nevi e all'alimentazione dei ghiacciai. L'inverno è ancora la stagione in cui più accentuate sono le magre e le acque sono particolarmente limpide. Il regime idrologico è generalmente è ancora nivopluviale (**fig. 3.22**).

Giunto in pianura il corso d'acqua si fa più sinuoso e raccoglie i contributi di affluenti che ne aumentano la portata. Sono maggiori le porzioni di bacino poco elevate in altitudine; pertanto l'alimentazione da parte delle piogge diventa più importante rispetto a

quella della fusione delle nevi e dei ghiacciai, anche se questi fanno ancora sentire i loro effetti sul regime; infatti le portate primaverili sono ancora molto cospicue, ma i minimi invernali sono meno accentuati rispetto a quelli estivi. La temperatura delle acque, in estate, può raggiungere o superare anche i 20 °C. Si tratta di una fase di transizione perché verso valle, il bacino che alimenta il corso d'acqua diventa sempre più esteso, inglobando vaste aree di pianura ed aree montane sempre più ridotte. Il regime diventa esclusivamente pluviale con portate medie più cospicue e regolari, mentre le temperature estive dell'acqua possono raggiungere 25 °C (fig. 3.23).



Fig. 3.20 - In montagna scorrono impetuosi torrenti con acque particolarmente veloci ed “incassati” nella roccia erosa, talora in fitti boschi.



Fig. 3.21 - I tipici torrenti del piano montano (all'altitudine di 1.400 ÷ 1.500 m s.l.m.) sono caratterizzati da un regime idrologico di tipo nivopluviale.



Fig. 3.22 - Tipico corso d'acqua a regime nivopluviale. Sulle rive dominano i salici; sui versanti delle colline e delle montagne intorno sono presenti boschi di latifoglie decidue (castagni, roverelle,...). In estate le acque non sono più gelide come nei tratti montani, con temperatura di 12 ÷ 15 °C.



Fig. 3.23 - Un esempio di lento fiume di pianura, parzialmente incassato rispetto alle campagne circostanti e con ricca vegetazione perifluviale.

La descrizione della successione di ambienti sopra riportata è teorica. In realtà il territorio italiano è geologicamente “giovane”, stretto, allungato e ricco di montagne. I corsi d'acqua sono, in genere, piuttosto brevi; le loro origini si trovano ad elevate altitudini e le rispettive foci (direttamente in mare o in altri fiumi) a poca distanza dalle prime. Gli alvei sono quasi sempre “ripidi”; quindi si manifestano rapidi passaggi dagli ambienti montani a quelli del piano. Sono assai pochi i corsi d'acqua caratterizzati da scarsa pendenza e da correnti lente e, in genere, sono piccoli fiumi le cui sorgenti si trovano già a bassa altitudine, oppure di alcuni emissari dei grandi laghi subalpini. Fra i maggiori, con poca pendenza almeno nel loro tratto terminale, possiamo ricordare alcuni contribuenti della destra orografica del Po (es. Tanaro e Scrivia) i cui bacini, nelle loro testate, si trovano impostati sull'Appennino ligure - piemontese o sulle Alpi Marittime di non elevata altitudine; essi presentano quasi esclusivamente da regimi idrologici di tipo pluviale; solo nelle porzioni più a monte, e non sempre, si possono riscontrare regimi di tipo pluvionivale, ma mai nivoglaciale.

I corsi d'acqua appenninici sono quasi tutti caratterizzati da regimi idrologici francamente pluviali; solo nei tratti più a monte di alcuni fra i maggiori di essi si possono avere regimi pluvionivali. Al contrario fra gli importanti fiumi della sinistra orografica del Po, alimentati dalle Alpi, spesso, manca il regime pluviale; ne è un tipico esempio la Dora Baltea che alla confluenza con il Po, in un ambiente tipicamente di pianura, è dominato da un regime idrologico ancora chiaramente di tipo nivoglaciale. L'Adige conserva

un regime di tipo nivoglaciale alla foce nel mare. Lo stesso Po, ancora poco a monte di Torino, nonostante il lungo tratto di pianura già percorso, presenta un regime che risente notevolmente del contributo di affluenti le cui acque, sia dal punto di vista idrologico, sia da quello dei caratteri fisici e chimici, hanno andamento tipicamente “torrentizio”. Le Alpi occidentali costituiscono un complesso sistema montuoso con elevate altitudini che sovrastano la Pianura Padana senza fasce territoriali intermedie collinari sufficientemente estese. Esse alimentano corsi d’acqua che scendono rapidamente e quasi “verticalmente” a Sud da quote elevate repentinamente in pianura; in tali condizioni viene spesso a mancare una graduale successione di ambienti.

Per sintetizzare le precedenti considerazioni vale la pena riportare una citazione dell’idrobiologo Gianpaolo MORETTI che nel 1953 scriveva: *“Il fiume italico è sempre troppo breve e di troppa modesta portata per poter essere messo a paragone con i principali fiumi del continente europeo o di altri continenti...”* o, in generale, di territori molto più vasti di quello italiano, geologicamente più antichi e da molto più tempo immobili. *“...Solo il Po, che è l’unico corso d’acqua con esteso sviluppo,... potrebbe essere confrontato...”* con i fiumi europei.

SCHEDA 3.5 - Portate di piena e fasce di pertinenza fluviale

I rovesci temporaleschi in genere sono responsabili delle piene sui piccoli bacini, ma non producono gli stessi effetti su quelli grandi. Le piene di grandi fiumi come il Po, il Tevere, l’Arno,... sono dovute a piogge intense, con durata di molte ore, anche di alcuni giorni. Se le piene dei piccoli fiumi possono essere parzialmente limitate con una saggia politica di prevenzione contro il dissesto idrogeologico (per esempio con il rimboschimento), molto più difficile è ridurre gli effetti per i grandi fiumi. Le gocce della pioggia, una volta giunte al suolo in un ampio bacino, impiegano parecchio tempo prima di giungere nel letto del fiume, almeno quelle che cadono nelle zone più lontane da esso; le poche ore di “ritardo” imposte da una fitta vegetazione sui già lunghi tempi di corrivazione dei grandi bacini hanno scarsa influenza. Forse le disastrose alluvioni del Polesine del 1951, di Firenze 1966 e del Piemonte negli anni 1993, 1994 e 2001 sarebbero avvenute ugualmente e con intensità non molto diverse anche se i bacini del Po e dell’Arno fossero stati fittamente boscati.

Scriva infatti il meteorologo L. MERCALLI (1995): *“... Un alluvione è un evento naturale estremo, uno scatenarsi di enormi energie, come un terremoto, un’eruzione vulcanica. Non ci si deve illudere che con più oculute tecniche di gestione del territorio essa possa essere evitata Ne si deve pensare che sia solo un certo approccio all’uso del territorio tipico dell’uomo moderno a essere causa di tali disastri: chi magnifica una certa infallibile saggezza dell’uomo di un passato remoto, non conosce la storia. Gli archivi di ogni borgo sono pieni di cronache che contano i morti, i terreni corrosi, i ponti crollati, cento come mille anni fa”* Ciò dimostra che il rapporto della società con tali fenomeni non può più *“.... essere di opposizione, bensì di adattamento. Esiste certamente una quota parte di responsabilità precise e pesanti, ma limitata all’esecuzione scorretta di qualche manufatto, alla localizzazione di strutture in aree a rischio, senza dimenticare l’esplosione demografica che non ci permette di ragionare sul territorio con la stessa logica del medioevo. Ma tutto ciò rappresenta solo una parte del triste panorama che si lascia alle spalle un’alluvione. Inutile scagliarsi contro i disboscamenti inesistenti (l’alta Val Tanaro è una delle più boschive delle Alpi occidentali), l’apertura di fantomatiche dighe (...), l’abbandono delle montagne e un’agricoltura che ora è vista come benigna custode del territorio, ora scellerata sfruttatrice del suolo Chi ha visto le Langhe dopo il 6 novembre avrà osservato frane che hanno ferito interi versanti con e senza vigneti, con e senza boschi, con e senza case. **Una grande alluvione non si può ne evitare, ne prevenire”.***

Ricordando gli eventi calamitosi che hanno colpito il nostro territorio in questi ultimi anni, è importante notare che essi furono principalmente caratterizzati da allagamenti di vaste aree delle pianure intorno ai corsi d’acqua. Quale conseguenza di quegli eventi, in molte situazioni si è continuato con gli errori del passato, con numerosi interventi di sistemazione idraulica. Sarebbe invece indispensabile una nuova filosofia di azione che implichi *“il riconoscimento tangibile e visibile che vi è una fascia del territorio che appartiene al fiume, nella quale ogni interferenza antropica, anche nelle forme degli usi agricoli e di quelli sociali e ricreativi, dovrebbe essere ridotta al minimo. Occorrerebbe una ricomposizione del paesaggio fluviale che renda leggibile e significativa l’autonomia del teatro nel quale il fiume deve restare o tornare il protagonista”.* Ciò significa **restituire il più possibile al fiume la fascia fluviale, salvaguardandone la libertà di divagazione e riducendo al minimo le interferenze nella dinamica evolutiva dell’ecosistema fluviale.**

La storia ci insegna che, un tempo, per l’uomo era indispensabile costruire, lavorare e vivere vicino all’acqua; il fiume era la fonte principale della risorsa idrica, diluiva i rifiuti, forniva forza motrice, ecc... Fino a poche decenni fa l’uomo viveva la contraddizione determinata sia dall’esigenza di facili approvvigionamenti idrici, sia, come conseguenza, di vivere pericolosamente vicino all’acqua. Gli interventi di regimazione hanno una lunga storia; l’idraulica è una delle discipline più antiche. Nonostante i numerosi interventi (briglie, massicciate, primate, traverse, gabbionate, rampe,...) che hanno contribuito ad alterare in modo sensibile anche le comunità viventi acquatiche e riparie, numerosi continuano ad essere i fenomeni di dissesto, oggi come in passato. A questo proposito giova ricordare ciò che, nel 1797, scrisse G. T. TOZZETTI al granduca di Toscana, Pietro Leopoldo, sull’alluvione del 1333: *“... una legittima vendetta del fiume; l’imprevidenza dell’uomo aveva fatto il possibile per portar via all’Arno una striscia del suo giusto e necessario letto, pretendendo di obbligarlo a camminare per una fossa augusta e strozzata ... Ma l’Arno seppa vendicarsi, ed armata mano ricuperare il suo necessario letto”.*

Ogni anno emergono polemiche sulle responsabilità politiche della gestione del territorio. In realtà il problema della sicurezza lungo le sponde dei fiumi non è risolvibile. Le energie messe in gioco dalla Natura durante le situazioni idrometeorologiche più

intense, sono tali che le stesse opere di difesa idraulica risultano inutili se non addirittura dannose, anche e soprattutto nei confronti delle cenosi acquatiche e della natura delle fasce riparie (**fig. 3.24**). Visto che oggi la tecnologia lo permette, molto meglio (ed economicamente più vantaggioso) abbandonare le fasce fluviali e lasciare che i fiumi “facciano il loro mestiere” nel disegnare le forme del territorio, eliminando così i rischi di danni alle infrastrutture e pericoli per l'uomo.

Nell'ottica di una moderna gestione del territorio sono diventati indispensabili gli studi volti ad individuare le **fasce di pertinenza fluviale** dei principali corsi d'acqua scorrenti nelle pianure. Esse sono costituite dalle regioni fluviali determinate dai fenomeni morfologici, idrodinamici e naturalistici connessi al regime idrologico. Possono concorrere alla definizione della fascia: le divagazioni dell'alveo storicamente documentabili, l'estensione dell'alveo di piena (anche per eventi di alta gravosità) e le aree con caratteri naturali connessi all'ambiente fluviale.

L'individuazione delle fasce di pertinenza fluviale è una procedura importante ed urgente in quanto si tratta di delimitare un territorio nel quale i progetti di intervento di modificazione del paesaggio e di sfruttamento delle risorse, devono seguire procedure ben diverse rispetto alle aree adiacenti. Devono essere chiari i limiti di intervento, da subordinare alle necessità sia di difesa dai gravi rischi idraulici (che ancora permangono a carico soprattutto di centri urbani e di altre strutture non ricollocabili in aree di sicurezza), sia di rinaturalizzazione dell'alveo e delle fasce riparie, soprattutto attraverso le tecniche dell'ingegneria naturalistica.



Fig. 3.24 - A sinistra è un tratto fluviale in condizioni naturali, con sponde riccamente vegetate e con morfologia assai variabile; si tratta di una situazione complessiva adatta alle comunità viventi, sia strettamente acquatiche, sia quelle tipiche delle fasce riparie; inoltre nelle aree circostanti non sono presenti costruzioni in pericolo per eventuali esondazione e/o erosioni in occasione delle manifestazioni di piena maggiormente pronunciate. Nonostante l'assenza del rischio idrogeologico è stato effettuato un costoso ed inutile intervento di risistemazione idraulica che ha sconvolto il paesaggio (a destra), banalizzandolo, peggiorando la qualità paesaggistica e rendendolo meno adatto alle comunità viventi.

Negli ultimi 30 anni, le inondazioni in Europa hanno colpito 5,5 milioni di persone, causando quasi 3.000 vittime e danni per oltre 170 miliardi di euro¹. Nel 2023, secondo Copernicus², le inondazioni hanno interessato 1,6 milioni di persone in Europa e causato l'81 % delle perdite economiche dell'anno dovute al cambiamento climatico (ANSA). Secondo la Regione Emilia-Romagna l'alluvione del maggio 2023 ha comportato un danno di quasi 9 miliardi di euro³.

Intanto il cambiamento climatico in corso favorisce l'incremento della frequenza e dell'intensità degli eventi meteorologici caratterizzati da elevata intensità e dei fenomeni del dissesto idrogeologico, tra i quali le alluvioni. Tale situazione comporta rischi sempre più gravi per le persone, per gli edifici e per le infrastrutture e maggiori danni economici. Si discute molto intorno a tali problemi, in particolare sulle cause e sulle risoluzioni, spesso con proposte di interventi di sistemazioni idrauliche sui fiumi alterandone pesantemente la funzionalità fluviale.

Occorre mettere in evidenza un aspetto molto importante: l'occupazione del suolo. Le aree di pianura e di bassa collina del territorio italiano presentano densità di popolazione tra le più elevate del pianeta (**fig. 3.25**). Lo spazio è insufficiente e l'occupazione del suolo coinvolge anche le fasce di pertinenza fluviale. In questa situazione gli interventi di sistemazione idraulica sono quasi sempre poco utili e dannosi per le cenosi acquatiche; sarebbe invece necessario rivedere il rapporto della società con la natura che non può più essere di opposizione, bensì di adattamento. Invece il processo di ulteriore cementificazione continua inesorabilmente (**fig. 3.26**).

¹ Dati riportati al punto “D” della proposta di risoluzione del Parlamento Europeo del 18 settembre 2024 (RC-B10-0057/2024).

² Copernicus è finanziato dall'UE e dall'Agenzia Spaziale Europea; con l'European Earth Observation Programme, è un insieme di sistemi che raccoglie dati da satelliti e da sensori di terra e di mare; fornisce agli utenti, istituzionali e privati, informazioni con servizi su ambiente, territorio e sicurezza.

³ Agenzia per la sicurezza territoriale e la protezione civile della Regione Emilia-Romagna. Comunicato del 10 maggio 2024 (alluvione, un anno dopo: il bilancio su quanto fatto dalla Regione, i contributi e le iniziative).



Fig. 3.25 - La foto da satellite notturna del continente europeo, mette in evidenza, grazie alle luci, il livello di antropizzazione del territorio che risulta massimo nel Nord Italia (in particolare la pianura padana, la costa adriatica e le aree metropolitane di Roma e Napoli) insieme alla regione dei Paesi Bassi. Le aree più antropizzate d'Italia presentano valori delle densità di popolazione e delle occupazioni del suolo tra i più elevati del pianeta.

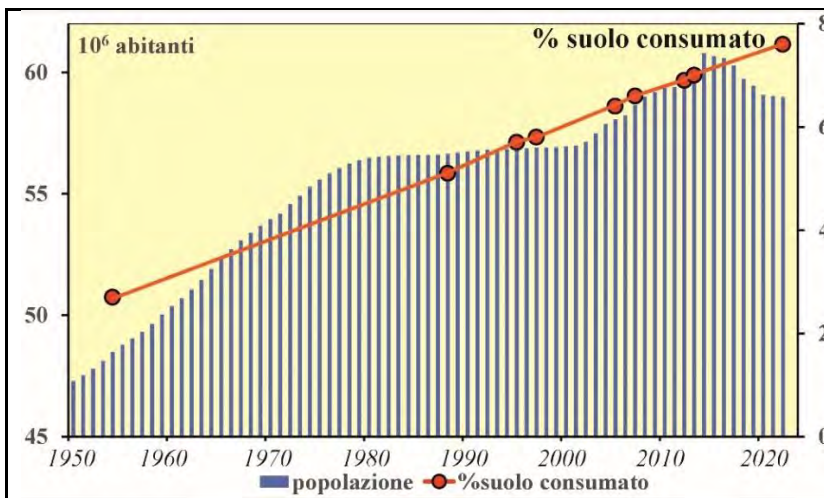


Fig. 2.26 - Correlazione, a livello nazionale italiano, tra incremento demografico (+ 0,31 % medio annuo) e consumo (cementificazione/occupazione) del suolo (+ 7,1 % medio annuo). Dati ISPRA (Istituto Speciale Per la Protezione dell'Ambiente, organo del Ministero dell'Ambiente).

Il consumo di suolo procede ad un ritmo crescente, superiore all'incremento demografico, anche durante l'attuale "crisi delle nascite" (dopo il massimo culminato nel 2015 con 60,796 milioni di abitanti).

Nell'ultimo decennio nonostante la diminuzione della popolazione aumenta la cementificazione

SCHEDA 3.6 - L'azione chimica dell'acqua

L'acqua è un solvente; essa porta in soluzione materiali diversi contribuendo, con un'azione di tipo chimico, al disfacimento delle terre emerse (**alterazione chimica**). La soluzione di composti diversi contribuisce a diminuire la consistenza e la coesione delle rocce che diventano più facilmente aggredibili dall'erosione. L'azione solvente dell'acqua si manifesta sui *minerali solubili* e sulle rocce che ne sono costituite, per esempio il salgemma (NaCl), l'anidrite (CaSO_4), il gesso ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$),... La maggior parte dei minerali sono scarsamente solubili. Ma l'acqua che penetra nel suolo e poi nella roccia sottostante non è mai pura; in essa sono sciolte sostanze in grado di alterare chimicamente minerali altrimenti insolubili o di produrre fenomeni meccanici in grado di produrre effetti di disaggregazione. Un caso è rappresentato dalla *cristallizzazione di sali*. Acque saline penetrano nei pori e nelle fessure delle rocce ed evaporano; si formano cristalli di sali che esercitano pressioni in grado di provocare rotture in blocchi o la polverizzazione della roccia. Ciò favorisce i processi di erosione costiera e si indica spesso con le espressioni "*effetto salsedine*", "*processo aloclastico*", "*disaggregazione salina*". Alcuni minerali, come il carbonato di sodio (Na_2CO_3) o il solfato di calcio anidro ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), quando sono in contatto con l'acqua, tendono a trasformare la struttura cristallina inglobando molecole d'acqua. Questa trasformazione (*idratazione*) comporta un aumento di volume di interi corpi rocciosi con effetti meccanici sulle rocce circostanti che possono sgretolarsi. Anche in questo caso fenomeni chimici hanno conseguenze distruttive di tipo meccanico. Molti minerali della famiglia delle "argille" (silicati), per idratazione o per assorbimento d'acqua, si rigonfiano con effetti meccanici di disaggregazione.

Molte rocce sono costituite da carbonato di calcio (CaCO_3); gli atomi che costituiscono tale sostanza si organizzano nello spazio secondo due configurazioni cristalline leggermente diverse, corrispondenti a due minerali distinti: l'*aragonite* e la *calcite*. Il secondo è più stabile e costituisce la maggior parte delle rocce delle zone carsiche (Alpi Carniche e Dolomitiche, prealpi lombarde, Alpi Apuane, Gran sasso, Matese, Gargano,...). La calcite è poco solubile in acqua pura; in laboratorio in un litro a 20 °C si sciolgono appena 12 mg, ma in natura le acque ne contengono in soluzione quantità superiori. L'anidride carbonica, che

dall'atmosfera si scioglie in acqua, consente la trasformazione del carbonato in bicarbonato di calcio $[\text{Ca}(\text{HCO}_3)]$, più solubile. La CO_2 contribuisce ad acidificare l'acqua che quindi scioglie una maggior quantità di CaCO_3 . Quando le rocce sono prevalentemente costituite da calcite esse vengono dette **calcari**. Anche il magnesio forma composti carbonatici; un esempio è il minerale *magnesite* (MgCO_3). Nelle zone carsiche (Dolomiti), frequenti sono le **dolomie**, rocce formate prevalentemente dal minerale *dolomite*, un carbonato doppio di calcio e magnesio ($\text{CaCO}_3 \cdot \text{MgCO}_3$). Vi sono rocce miste come i *calcari dolomitici* e le *dolomie calcaree* con prevalenza rispettivamente di calcari o di dolomie. Possono essere presenti altre sostanze, dette "impurità", più o meno abbondanti fra le quali i minerali argillosi, granuli di quarzo, noduli di selce, ossidi e solfuri di ferro,... I calcari con forti percentuali di argille sono detti calcari marnosi, materiali soggetti ad alterazione chimica dell'acqua il cui potere solvente dipende dalla presenza di CO_2 . I processi di soluzione nelle zone carsiche sono importanti nel determinare le forme del paesaggio. La presenza di CO_2 contribuisce ad acidificare l'acqua e quindi ad aumentare la capacità di sciogliere le sostanze; l'arricchimento di questo gas non è dovuto solo all'atmosfera, ma può essere prodotto anche dai microrganismi e dagli invertebrati presenti nel suolo a contatto con la roccia sottostante. I processi biologici che avvengono nel suolo portano alla formazione di diverse sostanze organiche di decomposizione, molte delle quali in grado di favorire l'acidificazione. Quindi l'acqua che circola a contatto delle rocce viene arricchita di agenti d'attacco chimico.

Non soltanto i minerali delle rocce carbonatiche sono più facilmente solubili in acqua acidificata dalle diverse sostanze in essa disciolte; anche i silicati sono più facilmente aggredibili (*idrolisi dei silicati*). L'acqua acidificata riesce a portare in soluzione gli atomi metallici presenti nel reticolo cristallino dei silicati (soprattutto feldspati quali plagioclasti, ortoclasti,... fillosilicati come le miche). I metalli, una volta sciolti, vengono portati via dall'acqua e rimangono gli "scheletri" dei reticoli silicatici privati di quegli atomi che ne costituivano il "cemento"; sono minerali residui, poco solubili, ma facilmente disaggregabili; essi danno spesso origine a piccole particelle più esposte ai fenomeni di disaggregazione fisica. I minerali residui sono silicati detti *minerali dell'argilla* (montmorillonite, sericite, illite, ecc...). In sintesi avviene una *argillificazione* dei minerali originali che, in particolare condizioni, come nei climi caldi e umidi e in corrispondenza di orizzonti rocciosi "coperti" da un suolo ricco di vita e di sostanze organiche, determina accentuati fenomeni di disfacimento, paragonabili come capacità distruttiva, a quelli erosivi delle acque. Molti minerali, infine, sono instabili a contatto con l'ossigeno nell'aria o disciolto in acqua; si formano quindi *ossidi* e *idrossidi* fra i quali possiamo ricordare quelli del ferro (ruggine) e di manganese che, sulla superficie delle rocce, determinano colorazioni giallastre, rossastre, nere, brune o ruggine.