

Franco Ricci Lucchi  
Marianna Ricci Lucchi Silvio Tosetto

# La Terra, il pianeta vivente

## **Interazioni tra oceano e atmosfera**

## 1 Un sistema accoppiato

Tutti sappiamo che le previsioni meteorologiche sono incerte e poco affidabili, specie se si spingono oltre i due giorni, e ci scherziamo sopra. Questo vuol dire che dalla scienza non dobbiamo aspettarci certezze, ma anzi c'è spazio per l'incertezza, come nella vita di tutti i giorni.

Nell'Ottocento, filosofi e scienziati positivisti si illusero che tutto lo scibile e tutta la natura fossero determinati e determinabili con precisione e certezza, se si conoscevano abbastanza fatti o dati. Questa illusione è svanita nel Novecento, grazie allo sviluppo stesso della scienza. Il «principio di indeterminazione» si è ormai radicato in essa. I sistemi complessi, come la parte fluida del nostro Pianeta, non hanno un comportamento lineare. Le previsioni si possono fare, ma in termini di *probabilità*, quindi con un margine più o meno ampio di incertezza. L'incertezza è insita nei fenomeni, non dipende solo dalla nostra ignoranza: anche quando conosciamo le forze e le leggi di un sistema complesso, vediamo che questo evolve in modo diverso da un altro che

inizialmente pare identico, ma in realtà differisce per qualche piccolissimo, impercettibile particolare.

In tali sistemi, sono poi all'opera meccanismi non ancora ben compresi, come «amplificatori» (retroazioni positive) e connessioni a lunga distanza (teleconnessioni), che determinano l'effetto farfalla cui si è accennato nel capitolo 0: non a caso, questa immagine è nata tra gli studiosi dell'atmosfera.

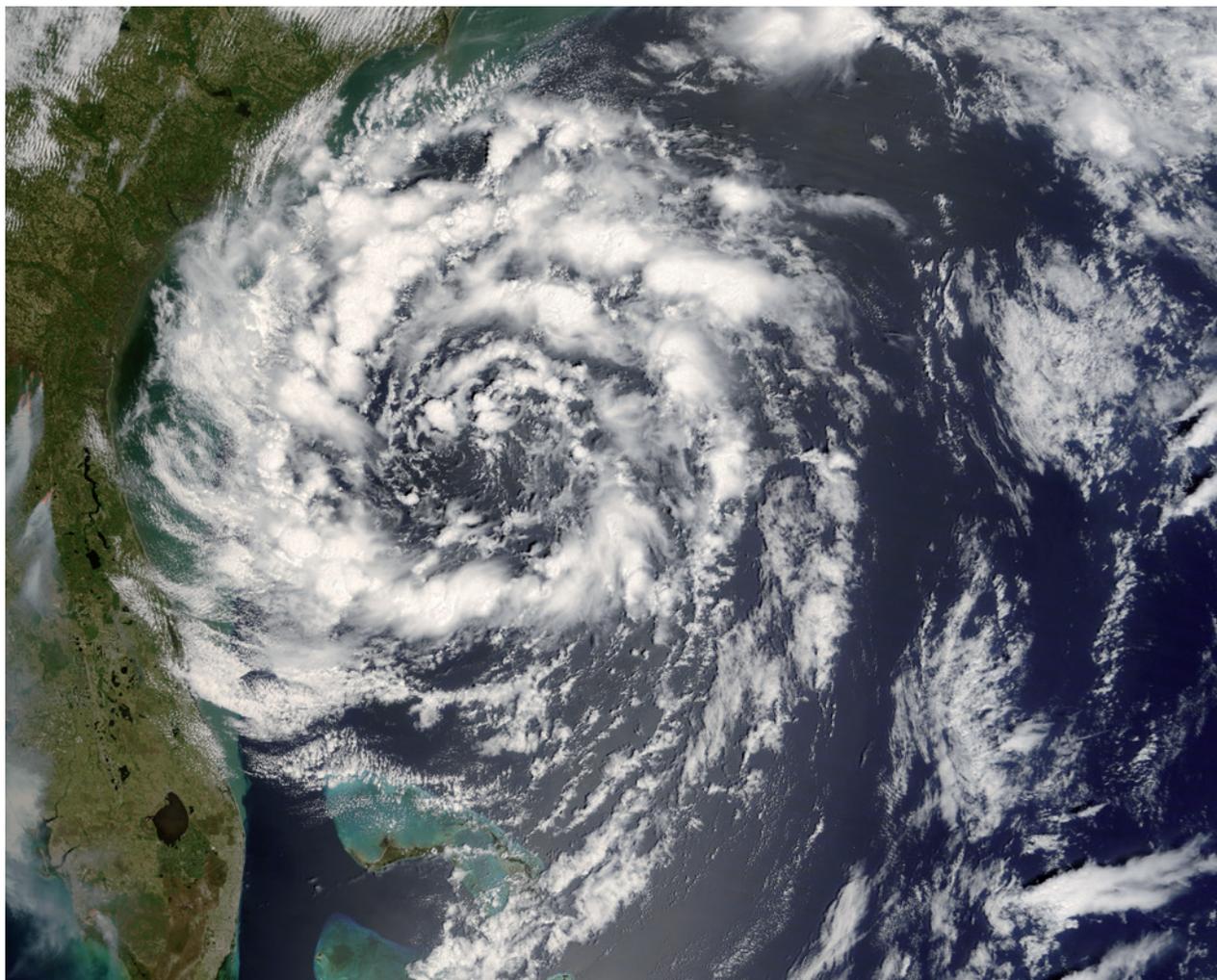
Come abbiamo colto queste connessioni e concepito un sistema come quello accoppiato oceano-atmosfera? È una storia interessante e che si estende nel tempo.

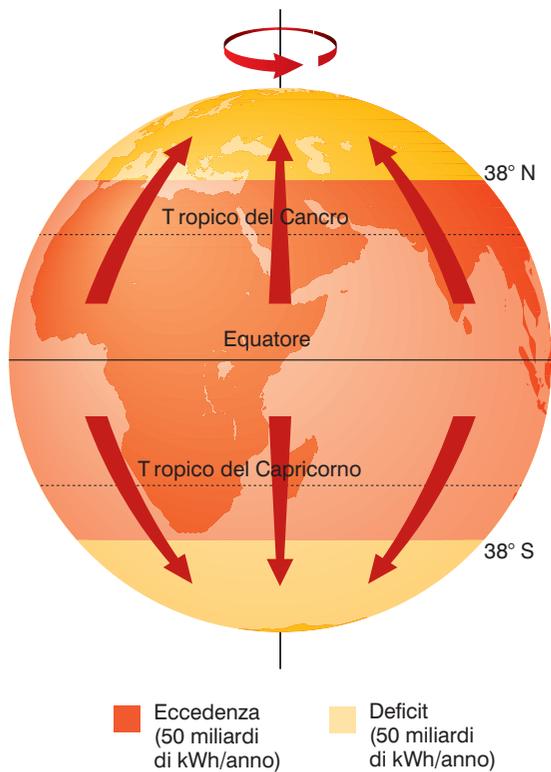
Nella seconda metà dell'Ottocento una serie di siccità seguite da carestie ed epidemie colpì le zone tropicali ed equatoriali del pianeta, principalmente India, Brasile, Cina ed Etiopia. In queste regioni i raccolti si ridussero a meno di un terzo rispetto a quelli degli anni precedenti e la popolazione mondiale fu decimata in misura del 2-4%.

Le carestie furono la conseguenza di fenomeni sia naturali, cioè ridotta o assente piovosità e epi-

### ► Figura 1

Le nuvole che circondano un sistema di bassa pressione al largo della costa sud-est degli Stati Uniti, l'8 maggio 2007. Il mattino seguente, la tempesta si è sviluppata tanto da essere classificata come una tempesta subtropicale, una tempesta che si forma al di fuori dei tropici, ma ha molte delle caratteristiche di una tempesta tropicale: la forza dei venti, le piogge, la bassa pressione, e, talvolta, un occhio del ciclone.





demie, sia umani, quali scarsità di riserve d'acqua e cereali, la loro cattiva distribuzione, l'aumento dei prezzi, l'esportazione dei raccolti e la riduzione di reti di soccorso per la popolazione. L'India, dominio inglese, perse un decimo circa dei suoi abitanti e la politica economica coloniale fu additata come una delle cause della carestia. Tuttavia, grazie al personale tecnico dell'impero britannico, per la prima volta nella storia fu possibile misurare e confrontare i dati climatici (pressione atmosferica, temperatura, piovosità) su scala planetaria, collegando in un unico fenomeno eventi regionali così lontani.

Atmosfera e oceani, dunque, (► figura 1) non sono indipendenti, ma interagiscono: si dice anche che sono due (sotto) sistemi associati o *accoppiati*. Il lavoro principale che fanno in comune è trasferire calore dalla zona che ne riceve di più dal Sole (tropici-Equatore) a quelle che ne ricevono di meno (i poli) (► figura 2).

Il sistema atmosfera-oceani è perciò una macchina termica *globale*, che segue il secondo principio della termodinamica (il calore passa spontaneamente da un corpo più caldo a uno più freddo e non viceversa) e funziona col meccanismo della *convezione*.

L'aria e l'acqua sono due cattivi conduttori del calore ed entrambi si dilatano, diminuendo la loro densità, quando sono scaldati e diminuiscono di volume quando sono raffreddati, aumentando la loro densità. Perciò il trasporto di calore avviene per *convezione*.

Essendo l'aria quasi mille volte meno densa

dell'acqua e ancor meno viscosa, i suoi moti sono più veloci e il trasporto di calore più efficiente. Nell'oceano, tuttavia, si accumula una quantità di calore decisamente maggiore, anche se circola più lentamente; l'acqua ha infatti una più grande *capacità termica*. L'oceano, quindi, fa da serbatoio e da moderatore, mentre l'atmosfera ha un comportamento più irregolare e imprevedibile.

■ **Il ciclo dell'acqua.** Una forma di interazione fondamentale tra atmosfera e oceano è rappresentata dal *ciclo dell'acqua*.

Partiamo dall'**oceano**, che costituisce il 97,3% di tutta l'acqua del pianeta, da cui poi derivano tutte le acque salate e dolci, nonché le piogge e i ghiacci. L'acqua dell'oceano deriva dalla degasazione del mantello, ossia dalla liberazione dei componenti volatili imprigionati nel magma primordiale. Pare però, dai bilanci di massa, che il mantello non basti a fornire tutta quest'acqua, per cui si è pensato a un contributo esterno alla Terra dovuto ad alcune comete. Questi corpi celesti, costituiti per la gran parte di ghiaccio, sono impattati sulla Terra nelle prime centinaia di milioni di anni di vita del pianeta, portando alla vaporizzazione e successiva condensazione dell'acqua di cui sono costituiti.

I sali disciolti nell'acqua di mare si sarebbero poi accumulati progressivamente, venendo estratti dall'alterazione chimica di rocce del fondo marino (circuiti idrotermali delle dorsali) o dalle rocce di superficie, i cui prodotti di alterazione erano portati in mare dai fiumi.

Con l'**evaporazione** oceano e atmosfera si scambiano molecole lungo l'interfaccia che li separa; c'è un flusso continuo di molecole di gas o di vapore acqueo che entrano nell'acqua e vi si sciolgono e di molecole di acqua e gas che escono dall'acqua e si volatilizzano come vapore. Dove o quando la temperatura dell'oceano è più calda dell'aria, il flusso di molecole di acqua che evapora è maggiore del flusso che condensa e questa differenza aumenta con la temperatura. In questo modo, l'aria si riscalda e l'acqua si raffredda. L'evaporazione, quindi, non «pompa» solo acqua (in quanto i sali restano nella soluzione marina), pompa anche *energia* sotto forma di calore. Questa energia estratta dagli oceani è «nascosta» nelle molecole di vapore e si chiama perciò **calore latente**, una forma di energia potenziale. Il vapore diventa visibile quando condensa nelle **nubi** dove la sua energia potenziale viene rilasciata sotto forma di calore nel momento in cui si formano le goccioline di acqua e i cristallini di ghiaccio.

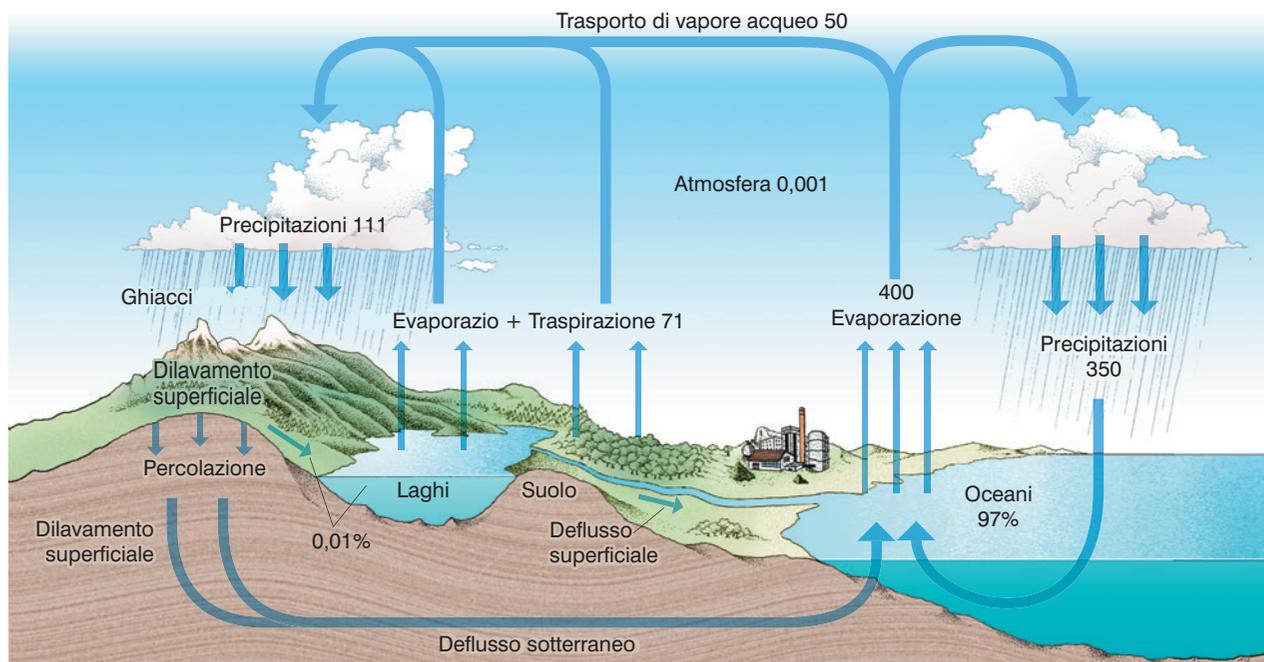
Sotto l'aspetto di **pioggia, neve o grandine**, l'acqua torna al suolo, per la maggior parte negli oceani

#### ◀ Figura 2

La macchina termica globale. Il bilancio fra l'energia solare ricevuta e quella dissipata sulla Terra mostra un valore negativo sia a Nord sia a Sud del 38° parallelo nei due emisferi rispettivamente, e un valore positivo nella fascia intermedia. Questa differenza di bilancio energetico induce un flusso di calore, indicato dalle frecce rosse, operato dal sistema oceano-atmosfera che mantiene costante la temperatura del pianeta.

► **Figura 3**

Il ciclo dell'acqua, nella sua accezione più comune, interessa la parte superficiale della Terra, compresa quella solida (acque sotterranee), e si compie in tempi relativamente brevi; va tenuto conto, tuttavia, che l'acqua partecipa al ciclo delle rocce e viene riciclata tra mantello e crosta attraverso i processi di subduzione e vulcanesimo. Nella subduzione, l'acqua di mare intrappolata nei sedimenti oceanici scende nel mantello, vaporizza, viene riassorbita dalle rocce calde e riemessa come vapore dai vulcani. I percorsi principali del ciclo superficiale avvengono nell'atmosfera e consistono nella precipitazione, condensazione-precipitazione, evaporazione-trasporto del vapore acqueo (freccie blu). I flussi sono in 1000 miliardi di metri cubi all'anno. Le % rappresentano acqua contenuta nei serbatoi.



da dove era partita, ma pure sulle terre emerse. Nelle zone più fredde, le precipitazioni sono nevose, in quelle più calde piovose, mentre le grandinate caratterizzano i temporali estivi (caldo al suolo, gelo alla sommità delle nubi).

Abbiamo così la prima metà del ciclo; essa consiste, in sostanza, in una «esportazione» di massa e di energia dagli oceani ai continenti.

La seconda metà è il ritorno dell'acqua dolce in mare. Anzitutto, la parte di neve che non si scioglie d'estate va a formare ghiaccio di ghiacciaio, che tornerà in mare solo quando il clima si fa più caldo, come quello attuale.

Quanto all'acqua, una parte torna al mare in superficie, con i fiumi; questo, considerato come massa, è il **deflusso superficiale**. Un'altra parte torna per via sotterranea, penetrando in pori e fessure dei suoli e delle rocce; questa forma il **deflusso sotterraneo**. Nel sottosuolo, l'acqua circola molto più lentamente che in superficie, perché deve attraversare masse rocciose più o meno permeabili per presenza di fessure o pori; solo dove trova cavità ampie, come alcune grotte può scorrere liberamente come nei torrenti superficiali. Le masse rocciose impregnate d'acqua nel sottosuolo sono chiamate **falde acquifere** o semplicemente **acquiferi**.

Il ciclo dell'acqua si chiude, ma non del tutto: ha delle perdite. Oltre al ghiaccio che rimane a terra, vi sono acquiferi ciechi (in cui l'acqua entra, ma non esce, se non per opera dell'uomo), l'acqua che evapora dal suolo e dalle foglie delle piante, quella trattenuta dalle radici, quella emunta dall'uomo. Si possono poi innescare cicli locali o regionali a margine del ciclo globale: per esempio, l'acqua che

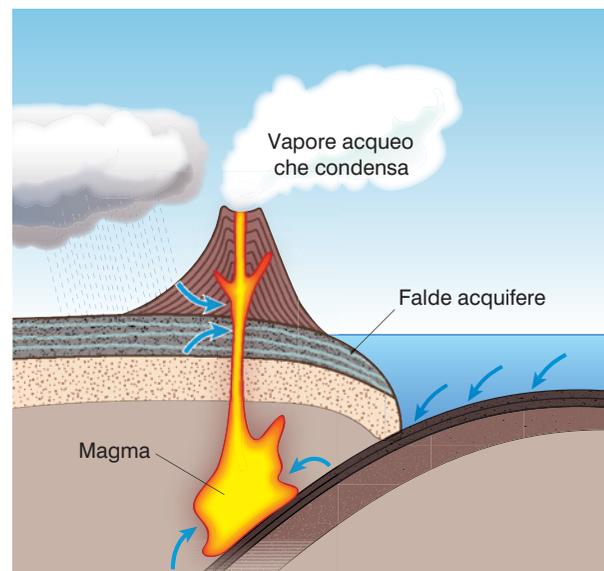
evapora da una grande foresta, come quella amazzonica, condensa sopra di essa e ricade come pioggia. Gli alberi la trattengono, riducendo il deflusso, e così il ciclo locale si ripete.

In ogni località si può fare un **bilancio idrologico** sommando le entrate e le uscite e ricavando poi la differenza: potrà risultarne un equilibrio (bilancio in pareggio), un deficit o un eccesso. Ciò è molto utile dal punto di vista pratico (es., per l'agricoltura) e serve anche a stabilire i caratteri climatici del luogo (► figura 3).

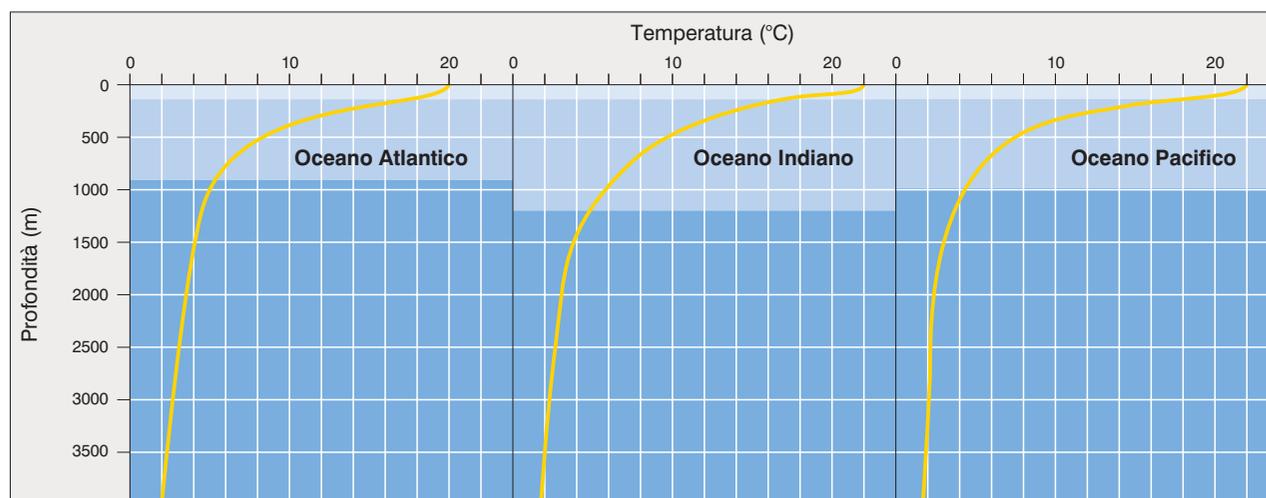
Ricordiamo anche che l'acqua e l'aria (con la CO<sub>2</sub>) partecipano al ciclo delle rocce; per un verso, con la subduzione, scendono nel mantello insieme ai sedimenti, per l'altro verso, ritornano in superficie come gas col vulcanesimo (► figura 4).

► **Figura 4**

Durante le eruzioni vulcaniche si sprigionano anche grosse quantità di vapore acqueo prima disciolte nel magma. Queste entrano in circolo nell'atmosfera.



## 2 La struttura termica atmosferica e termoalina oceanica



◀ **Figura 5**

La struttura termica dell'oceano consente di individuare tre zone colorate con gradazioni blu più scuro mano a mano che si scende in profondità: lo strato superficiale scaldato, quello di transizione con rapida decrescita della temperatura, il termoclino, e lo strato profondo dove la temperatura decresce molto lentamente.

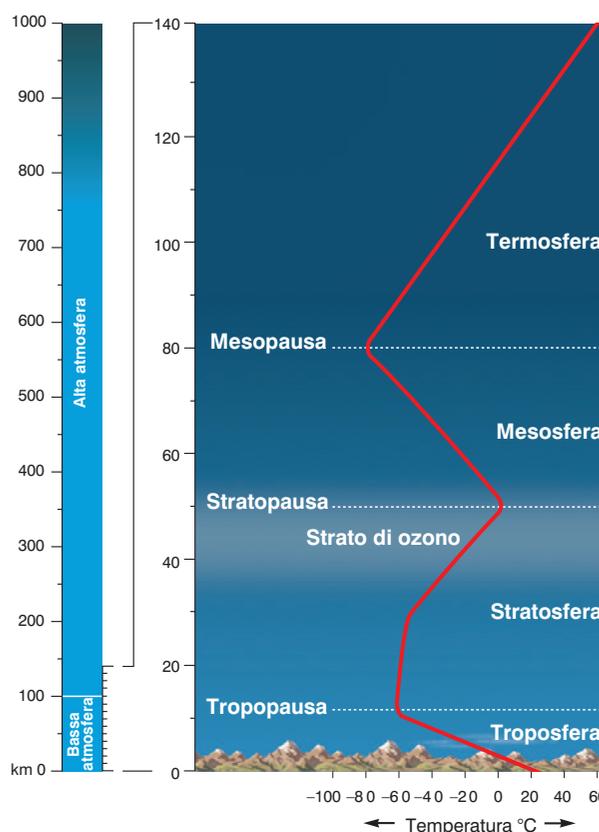
Osserviamo ora il sistema accoppiato atmosfera-oceano nella sua struttura termica e dinamica. Esso è scaldato dal Sole: grandi masse di acqua calda marina superficiale si scaldano e in parte evaporano, l'aria calda e umida oceanica si solleva verso l'alto, mentre l'acqua marina superficiale diventa più salata e densa tendendo a sprofondare.

A seconda dell'insolazione si possono perciò avere rispettivamente masse d'acqua calda o fredda e salata o meno; l'acqua fredda e salata è la più densa, quella calda e poco salata la più leggera. Quindi in una sezione verticale della colonna d'acqua oceanica avremo in superficie acque calde più o meno salate e in profondità acque fredde salate (► figura 5).

La struttura termica dell'oceano consente di individuare tre zone: lo strato superficiale scaldato, quello di transizione con rapida decrescita della temperatura, il **termoclino**, e lo strato profondo dove la temperatura decresce molto lentamente.

Nell'atmosfera invece, riscaldata dal basso, le masse d'aria calda e umida, più leggere, salgono in quota e si raffreddano; in questo modo l'acqua condensa e si formano masse d'aria fredda e secca, più pesanti, che tornano a scendere. La temperatura diminuisce con l'aumento della quota, mediamente di 0,6 gradi ogni cento metri. Più in alto invece l'ossigeno biatomico atmosferico colpito dai raggi ultravioletti del sole si combina per fare l'ossigeno triatomico, l'ozono; quest'ultimo è poco stabile e si trasforma nuovamente in ossigeno biatomico emettendo calore e la temperatura atmosferica risale per poi discendere nuovamente. In questo modo una sezione verticale di atmosfera presenta anch'essa una stratificazione termica (► figura 6) dove la parte più bassa e calda è la troposfera, sede di tutti i fenomeni meteorologici.

Le strutture termiche dell'atmosfera e dell'oceano sono costanti, ma ciò non significa infatti che le masse di aria e acqua stiano ferme: la Terra è molto più calda all'Equatore che ai poli, durante l'alternarsi delle stagioni un emisfero viene scaldato più dell'altro, i continenti si riscaldano e si raffreddano più in fretta degli oceani; di conseguenza, si formano masse isolate d'aria e acqua a densità diversa che tendono a risalire o scendere verticalmente e a spostarsi lateralmente lungo le latitudini dando luogo a **correnti marine** e **venti** (= correnti d'aria orizzontali).

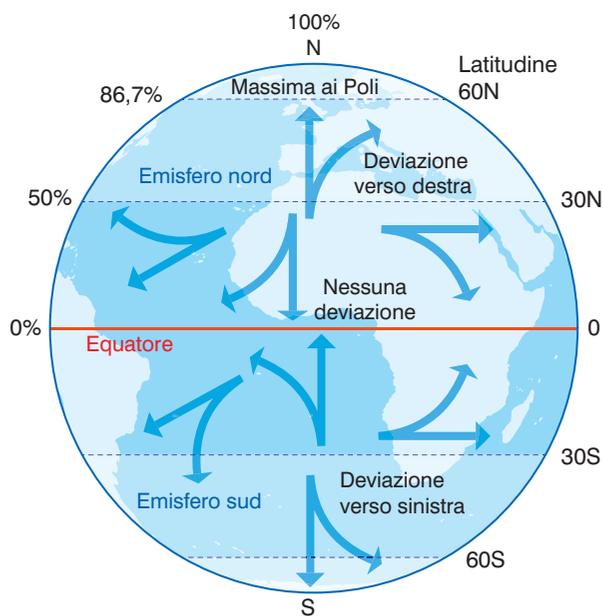


◀ **Figura 6**

La struttura termica dell'atmosfera terrestre mostra due fasce riscaldate dal basso (troposfera e mesosfera) dove la temperatura scende con la quota alternate a due (stratosfera e termosfera) dove sale con la quota. I passaggi da una sfera termica all'altra sono definiti *pause*.

► **Figura 7**

Schema delle deviazioni delle correnti marine e dei venti che scorrono lungo i meridiani. Le deviazioni sono dovute al fatto che i corpi non vincolati e liberi di scorrere sulla superficie terrestre, come venti e correnti marine, tendono a mantenere la loro originale direzione e velocità mentre la superficie terrestre sotto di loro scorre velocemente all'Equatore (40.000 km in 24 ore) ed è ferma invece ai poli. Correnti marine e venti di origine polare possono quindi rimanere indietro rispetto alla rotazione terrestre, rimanendo deviati verso Ovest, mentre quelli di origine equatoriale si trovano avanti rispetto ad essa, rimanendo deviati verso Est.



zontali). A complicare il quadro si aggiunge la rotazione terrestre con l'effetto della forza apparente di Coriolis che devia correnti marine e venti secondo lo schema di ► figura 7.

**punto di rugiada**

Temperatura alla quale la massa d'aria diventa satura, in quanto contiene la massima quantità di vapore acqueo possibile in relazione alla temperatura.

▼ **Figura 8**

Evoluzione di una bolla d'aria umida.

■ **La circolazione verticale atmosferica.**

Esaminiamo ora più da vicino la sezione verticale della **troposfera**. Cosa succede a una frazione di aria (immaginiamola come una bolla) riscaldata dal suolo? Essa sale a causa della spinta di Archimede, salendo è sottoposta a pressioni sempre minori e si espande: se lo fa senza cedere calore o assorbirne dall'aria circostante, l'espansione si dice **adiabatica**. Il suo calore si distribuisce su un volume maggiore, per cui la temperatura cala; diventa quindi più den-

sa e, a un certo punto, sarà densa come l'aria circostante. Qui la bolla si ferma e galleggia. Se, durante la salita, la temperatura della bolla scende sotto il **punto di rugiada**, il vapore che contiene comincia a condensare e si forma una nube (queste nubi locali hanno la base piatta, che indica il livello a cui inizia la condensazione); la condensazione libera il calore latente nell'aria della bolla, che si riscalda e può salire ancora (► figura 8).

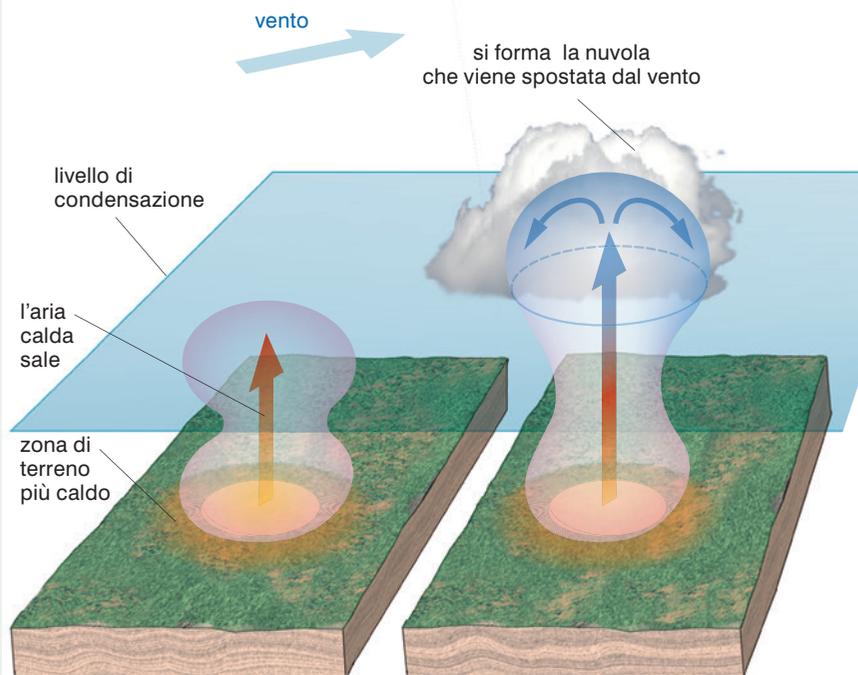
A volte, la nostra bolla sale più velocemente del solito; in tal caso, si raffredda anche più velocemente, tanto da trovarsi sopra la sua quota di galleggiamento «neutro», in mezzo ad aria meno densa. Allora scende per trovare la sua posizione, ma scende troppo e risale, poi ridiscende, comportandosi proprio come uno yo-yo. Lo si può vedere nel fumo di certe ciminiere che, se esce molto caldo, può tornare verso terra o «rimbalzare» più volte.

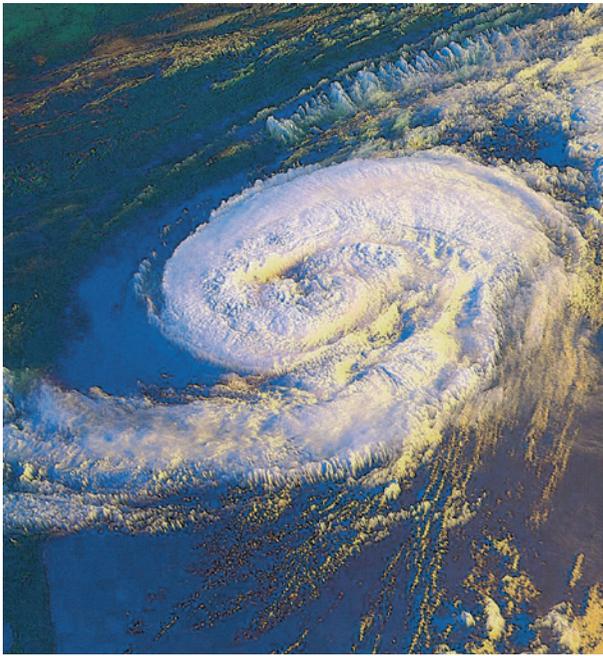
Ciò si verifica quando il **gradiente verticale** di temperatura è più alto del solito, o perché l'aria al suolo è più calda o quella in quota più fredda del normale. Il primo caso si ha nei *temporali* estivi: col caldo, l'aria viene risucchiata verso l'alto velocemente e, essendo anche più umida, condensa rapidamente in massa e dà luogo a una precipitazione violenta; quella che sale più in alto, alla sommità di quelle nubi verticali dette cumuli o torri, si raffredda tanto che ghiaccia e si forma la grandine. D'inverno, il suolo è freddo e il gradiente termico verticale minore per cui non si hanno temporali. In primavera e in autunno, il gradiente è nelle sue condizioni medie, che lo definiscono **gradiente adiabatico**; se l'aria è secca, è uguale a 1 °C ogni 100 m; al contrario, se è molto umida il gradiente adiabatico diminuisce per la maggior restituzione di calore latente, ed è pari a 0,65 °C sempre ogni 100 m.

Sulla superficie degli oceani entro la fascia tropicale si combina una temperatura alta (27 °C) con una fonte praticamente inesauribile di umidità. È qui che l'energia del Sole fa i suoi maggiori «danni», perché l'acqua marina, scaldata per uno spessore di duecento metri, (la massima capacità di penetrazione dei raggi solari nell'oceano), a sua volta ha aumentato la temperatura dell'atmosfera, creando enormi bolle d'aria calda e umida che «succhiano» energia verso l'alto. A causa di questo fenomeno la pressione atmosferica locale scende moltissimo, si formano venti violentissimi associati a colonne di nubi e piogge torrenziali: sono gli uragani, o cicloni tropicali. (► figura 9).

■ **La circolazione termalina dell'oceano.**

La *circolazione globale* oceanica è di tipo convettivo come quella atmosferica. Oltre alla temperatura





◀ **Figura 9**  
Immagine di un ciclone tropicale nell'Oceano Pacifico vista da satellite (Publifoto Milano).

però, nell'oceano, è anche la **salinità** ad avere un ruolo importante nel determinare la densità. In una sezione nord-sud ideale di un oceano, in un pianeta non ruotante, dovremmo avere due celle per emisfero. Al loro interno l'acqua fredda si inabissa ai poli e, mentre viene sostituita da acqua calda superficiale meno densa, risale sotto l'Equatore al posto di quella calda. In realtà avvengono sia moti orizzontali che verticali, con un numero maggiore di celle proprio a causa della rotazione terrestre e dell'effetto Coriolis.

Le correnti derivano dalla tendenza che ogni massa ha di cercare il suo livello di **stabilità gravitazionale**, regolato cioè dalla forza di gravità. Per questa ragione, se una massa densa affonda, ad un certo punto non risale più, ma si sposta orizzontalmente, proprio perché ha raggiunto il suo livello di stabilità. Questo può avvenire a una profondità intermedia, per cui si determina una corrente intermedia, o mas-

sima (corrente di fondo). Le **correnti profonde**, che si definiscono come tali solo sotto il termocline, si possono espandere lateralmente e non sono quindi confinate; ovviamente, risentono della forma e delle dimensioni dei continenti.

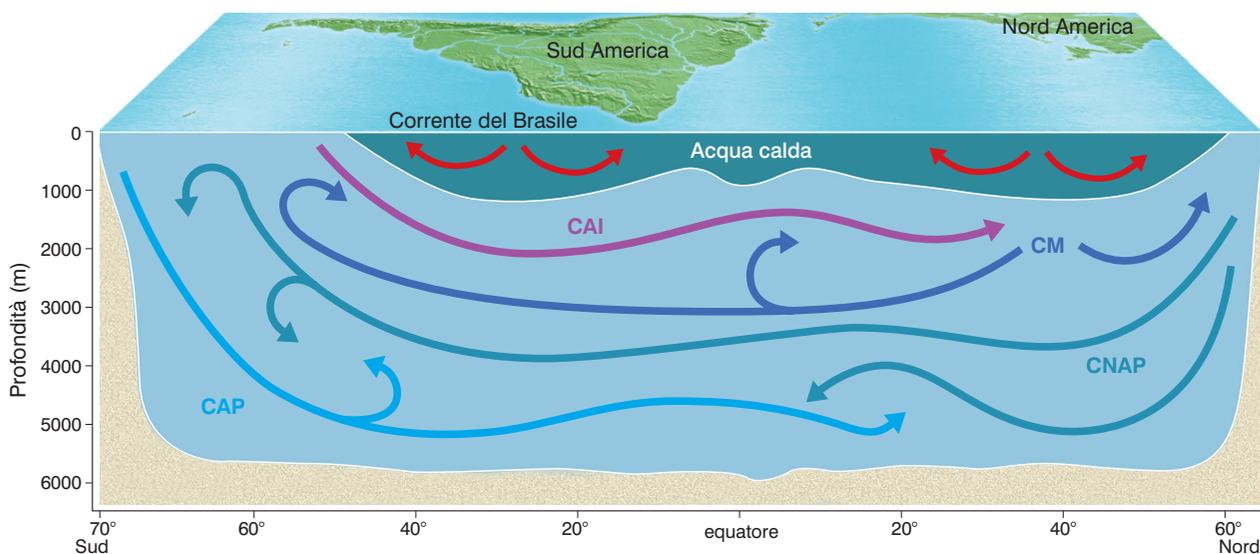
Le proprietà delle acque profonde vengono comunque acquisite in superficie, quando sono a contatto con l'atmosfera; essendo conservative permangono a lungo, come un marchio che permette di identificare le masse idriche dopo migliaia di chilometri di percorso. A variare di più, durante il loro viaggio, sono i contenuti in gas (ossigeno, anidride carbonica) e sostanze nutritive, per effetto dei **processi biologici**.

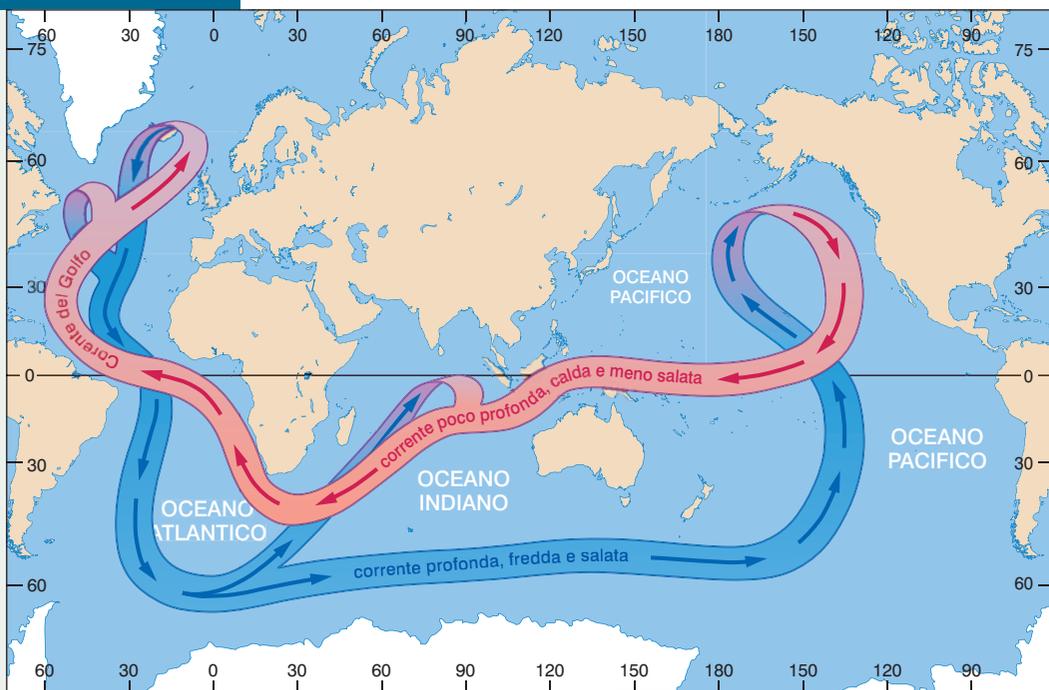
Le principali zone di provenienza delle acque profonde si trovano nell'Antartide e nel nord Atlantico (Mare di Norvegia e Mare di Groenlandia); nel Pacifico settentrionale, la salinità è più bassa e non dà l'aumento di densità richiesto. Il mare attorno all'Antartide ha caratteri abbastanza unici: qui la circolazione superficiale e profonda si accoppiano, creando un'imponente corrente ascensionale (upwelling circumantartica). Si hanno quindi grossi scambi di calore con l'atmosfera, ossigenazione dell'acqua «invecchiata» proveniente dall'emisfero nord (▶ **figura 10**) e un apporto massiccio di nutrienti che determina la produzione di biomassa.

L'acqua di fondo antartica deve la sua alta densità non solo al raffreddamento, ma anche al congelamento stagionale; come si è già detto, nel ghiaccio viene trattenuto non più del 30% dei sali sciolti nell'acqua, che così si concentrano nell'acqua sottostante. Il flusso verticale si riduce in estate, quando lo scioglimento parziale dei ghiacci fa diminuire la salinità e l'acqua superficiale, benché più fredda di quella sotto (0 °C), galleggia perché è meno densa.

È invece continua e non stagionale la «produzione» di acqua densa e fredda nel Nord Atlantico. La

◀ **Figura 10**  
Sezione trasversale dell'Oceano Atlantico con l'andamento e la struttura delle correnti profonde. La CAP, Corrente Antartica Profonda, è prodotta dalle acque fredde e salate che si immergono in profondità e si dirigono verso Nord. La CNAP, Corrente Nord Atlantica Profonda (NADW in inglese), è costituita dalle acque dense e fredde che si immergono all'altezza della Groenlandia. La CM, Corrente Mediterranea, è l'acqua molto salata del Mediterraneo che esce da Gibilterra e si infila a metà della colonna d'acqua oceanica; infine la CAI, Corrente Atlantica Intermedia, si forma a partire della acque salate della corrente del Brasile che che si raffreddano andando verso Sud.





▲ **Figura 11**

Schema planimetrico della circolazione termoalina negli oceani: questo flusso tridimensionale, di primaria importanza per la distribuzione globale del calore e dell'ossigeno e quindi per il clima terrestre, è stato battezzato «cinghia di trasmissione» o «nastro trasportatore» oceanico.

► **Figura 12**

Anomalie e paradossi del clima: l'aumento della temperatura media e lo scioglimento dei ghiacci, alla fine dell'ultima glaciazione, non è stato regolare e continuo, ma interrotto da episodi freddi di breve durata. Il più notevole di questi, detto «Dryas recente» (*Dryas* è il nome di un genere di piantina della tundra, quindi adattata al freddo), è avvenuto tra 11 000 e 13 000 anni fa ed è stato causato proprio dalla fusione dei ghiacci (vedi testo). Anche in tempi storici, notiamo l'alternarsi di un periodo caldo (tardo Medioevo) e uno freddo, chiamato Piccola Età Glaciale (da fine Cinquecento a fine Ottocento).

corrente profonda dell'Atlantico (rivedi figura 10) scorre a contatto col fondo fino all'Equatore; qui essendo meno densa di quella antartica che incontra, vi galleggia sopra e diventa una corrente intermedia. Quest'ultima è importante, tra l'altro, perché confluisce con acqua antartica a dare la risalita circumantartica di cui si è già sottolineato il significato.

Le acque profonde sono fredde (meno di 2-3°) e lente: impiegano fino a 1000 anni per compiere il loro percorso. Quando incontrano costrizioni topografiche, possono però accelerare e raggiungere velocità di 15-20 cm/sec, facendo così attrito con il fondo e strappando particelle di sedimento. Una corrente profonda di questo tipo è anche chiamata corrente *di contorno* o corrente *delle isobate* (le isobate sono linee che congiungono punti di ugual profondità). La corrente atlantica, per esempio, nel suo primo

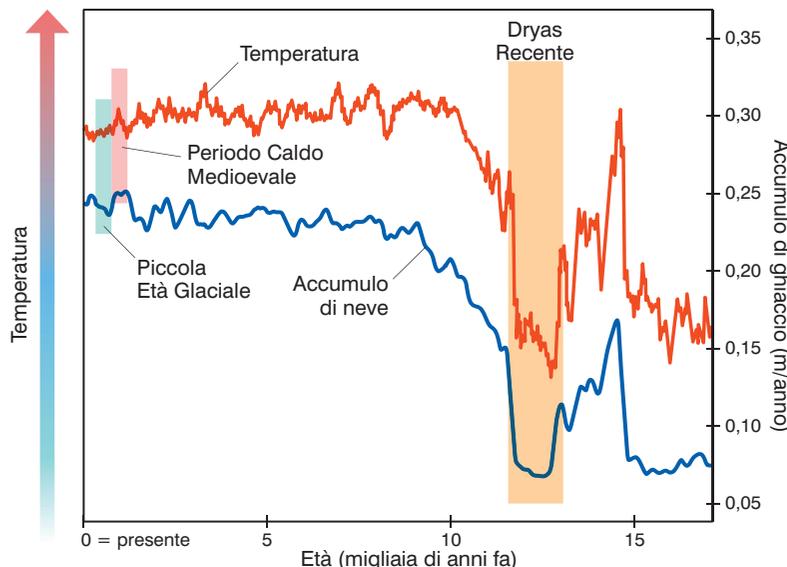
tratto, è deviata dalla forza di Coriolis verso il margine sommerso del continente nordamericano, di cui segue il contorno. Essa è in grado di prelevare sedimento dal fondo e trasportarlo per un buon tratto.

La ► **figura 11** mostra la circolazione termoalina su scala globale; il sistema è paragonabile a un grande nastro trasportatore, o a una cinghia. Vi sono due «cappi», uno nell'Atlantico settentrionale, l'altro nel Pacifico settentrionale, dove acqua meno profonda si inabissa o, viceversa, acqua profonda risale. Possiamo fare un'analogia con la circolazione del sangue: l'acqua che risale è «vecchia», ha fatto un lungo percorso, scorrendo molto lentamente presso il fondo; si è impoverita in ossigeno, consumato dai sia pur rari organismi per respirare e dalla decomposizione della

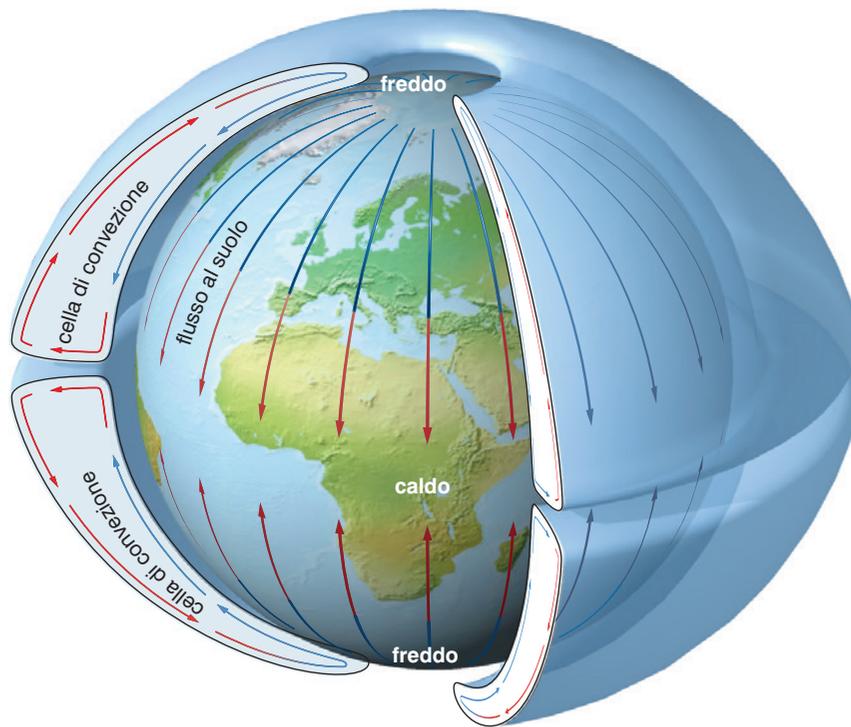
sostanza organica, che piove continuamente dall'alto (per gli stessi motivi si arricchisce in CO<sub>2</sub>). Risale dunque per ossigenarsi; giunta in superficie, non si rituffa subito ma si mette in viaggio verso l'altro oceano. La parte meridionale del nastro non si addentra tra continenti ma segue tutto il bordo dell'Antartide, da cui riceve un contributo di acqua fredda e densa, come si è visto, e poi manda dei rami sia nell'Oceano Indiano sia nel Pacifico.

Le testimonianze geologiche racchiuse nei sedimenti marini, come anche quelle botaniche raccolte a terra, ci dicono che questo grande «radiatore» della Terra che funziona nell'oceano globale si era bloccato circa 11000 anni fa, causando un improvviso raffreddamento del clima proprio quando i ghiacciai dell'ultima glaciazione si stavano sciogliendo (► **figura 12**). Pare che la causa sia stata proprio il disgelo, combinato con la peculiarità dell'acqua

come sostanza: una gran massa di ghiaccio si è sciolta in poco tempo nella calotta che copriva il Nord America e l'acqua di fusione si è riversata in mare, nell'Atlantico settentrionale, in grandi quantità. Essendo a 0 °C, quest'acqua è rimasta in superficie, coprendo quella più calda (ma più densa) e bloccando l'evaporazione e quindi il trasporto di calore ai continenti boreali. Questo fenomeno, in pratica una punta di freddo in un periodo caldo, durò solo qualche secolo e finora è l'unico esempio conosciuto; però, secondo gli oceanografi, potrebbe ripetersi in futuro a causa del surriscaldamento del pianeta.



### 3 Circolazione globale atmosferica



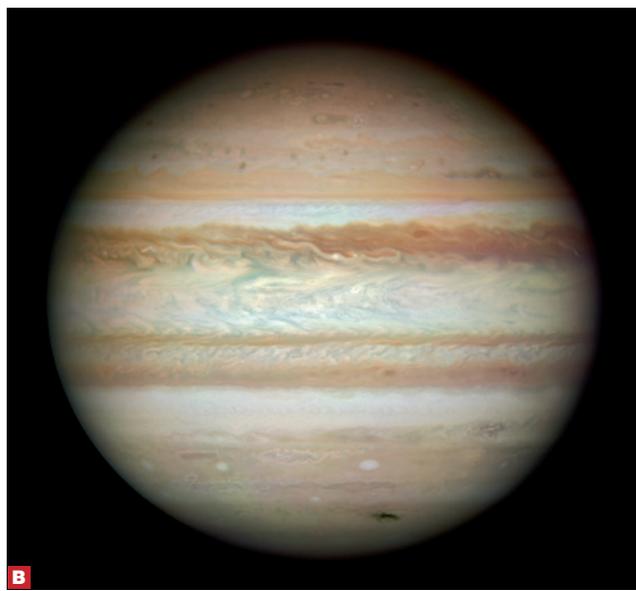
Abbiamo già detto che la circolazione orizzontale delle masse d'aria è una forma di *convezione*, in quanto ridistribuisce calore in questo modo. Come abbiamo visto per l'oceano, anche per l'atmosfera avremmo una sola grande cella convettiva per ogni emisfero: aria calda e umida che sale all'Equatore, migra in quota fino ai poli, poi scende e ritorna all'Equatore a contatto con la superficie (► figura 13).

Il fatto che la Terra ruoti attorno al suo asse comporta che i moti dei fluidi non possono essere rettilinei, ma vengono incurvati, verso destra nell'emisfero Nord, verso sinistra in quello Sud, perché

continuamente deviati dalla forza di Coriolis (vedi figura 10). Perciò, l'aria che si muove verso Nord nel nostro emisfero è deviata verso Est; in più, l'aumento di densità in alta quota la fa scendere prima che raggiunga il Polo. La direzione del vento dovrebbe seguire il gradiente di pressione, ma l'attrito col suolo e la forza di Coriolis lo deviano considerevolmente. In alta quota l'assenza d'attrito fa sì che la deviazione si accentui fino a far circolare i venti paralleli all'Equatore. Ne deriva uno schema di circolazione a bande che seguono i paralleli, detta *zonale*, come quella che si vede, molto più accentuata, nell'atmosfera di Giove ► figura 14.



A



B

◀ **Figura 13**

Se la Terra non ruotasse, si formerebbero nell'atmosfera due semplici celle di convezione, estese una dall'Equatore al Polo nord e una dall'Equatore al Polo sud

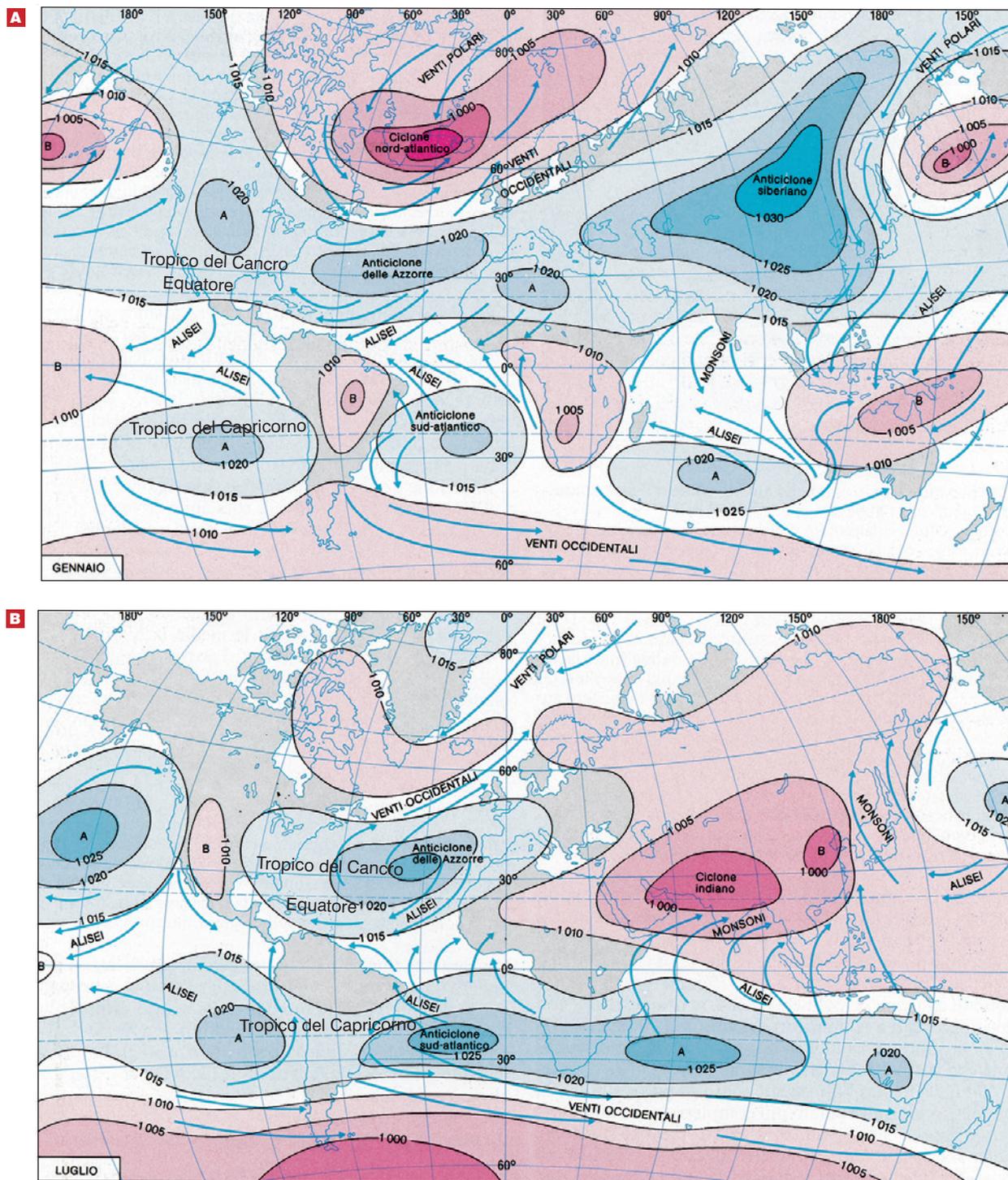
◀ **Figura 14**

**A** Circolazione zonale di alta quota della Terra. Tale circolazione avviene ad una altezza tale che non coinvolge le nubi situate nella parte medio bassa della troposfera e quindi non è percepibile dalle foto satellitari, come invece quella di Giove. La direzione del vento è sempre da Ovest verso Est, tranne che presso l'Equatore, nella fascia degli alisei.

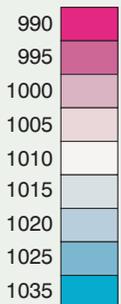
**B** La circolazione zonale di Giove, evidenziata dall'andamento parallelo delle nubi; su Giove non esiste una superficie di attrito, per cui prevale la Forza di Coriolis e la circolazione è sempre zonale.

► **Figura 15**

Le variazioni fra le due figure sono dovute alla diversa illuminazione della Terra nei due momenti dell'anno e al più veloce raffreddamento e riscaldamento dei continenti rispetto agli oceani. In gennaio (A) il Sole batte sul Tropico del Capricorno e alle medie latitudini australi si alternano zone di alta pressione (anticlони) sui mari e bassa pressione (ciclони) sui continenti; la zona a Nord dell'Australia prolunga la bassa pressione continentale fin sull'oceano. Nell'emisfero boreale la situazione si inverte, il ciclone nord-atlantico e l'anticlone delle Azzorre sono spostati più a sud. In luglio (B) il Sole batte sul Tropico del Cancro, il ciclone nord-atlantico e l'anticlone delle Azzorre sono più a nord, i continenti boreali si riscaldano più in fretta generando basse pressioni. L'andamento degli alisei è disturbato dalla presenza dei continenti.



pressione in millibar



1015 isobare

venti

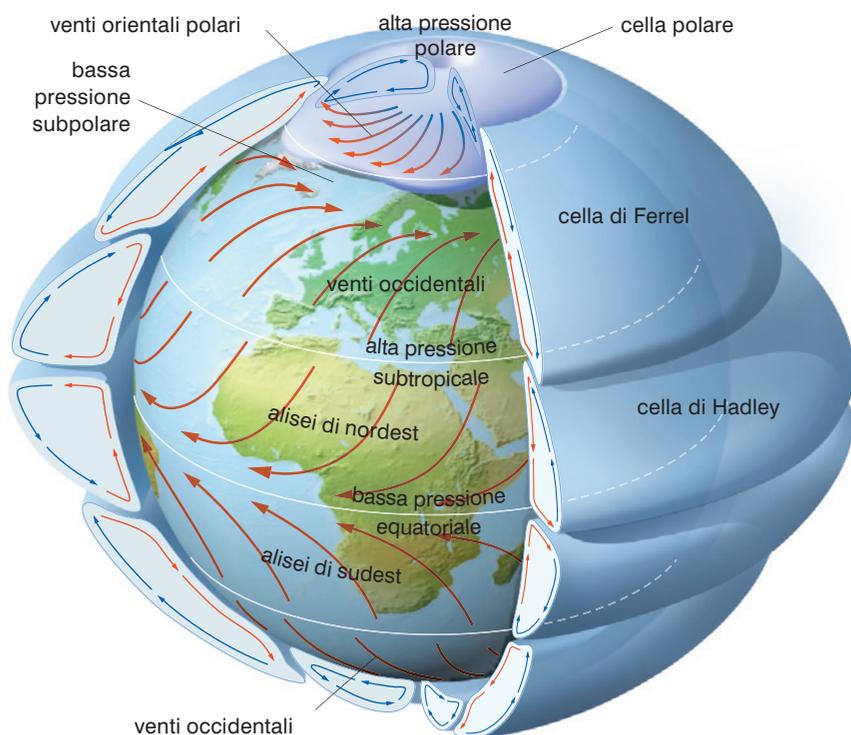
Scala equatoriale  
0 2500 5000 km

Al suolo invece la presenza dell'attrito influenza la direzione dei venti (► figura 15); sono visibili, con le loro variazioni stagionali, **gli alisei** dovuti al richiamo dell'aria causato dalle basse pressioni equatoriali, i **venti occidentali** che partono dai tropici verso le latitudini estreme e i freddi **venti orientali polari**.

► **Il modello delle grandi celle globali.** Non è facile connettere in un unico modello di circolazione convettiva la circolazione zonale di alta quota con quella di bassa quota. Un primo approccio, concepito

da W. Farrell nel 1856, è quello di immaginare per ogni emisfero tre grandi celle convettive di estensione globale che avvolgono il pianeta della forma, più o meno, che hanno gli pneumatici attorno ai cerchi delle ruote dei veicoli (► figura 16).

Secondo questo modello vediamo anzitutto i venti che sono generati dalle **celle globali**, in cui si combinano il gioco della pressione e quello della temperatura. Esse sono strutture tridimensionali, ma per comodità consideriamo due dimensioni per volta, partendo da un profilo meridiano (Nord-Sud) (► figura 17).



Come si diceva prima, il flusso verso i poli d'aria calda equatoriale è deviato in quota verso Est, fino alla latitudine di 30°; qui l'aria, raffreddatasi e addensatasi, scende e in parte ritorna verso l'Equatore, formando i venti **alisei**, in parte scorre verso est, formando i **venti occidentali** nella fascia detta temperata di entrambi gli emisferi (questa va all'incirca dal relativo Tropico al Circolo Polare). Gli alisei, anch'essi deviati verso destra dall'effetto Coriolis, convergono sull'Equatore da Nord-Est (emisfero Nord) e da Sud-Ovest (emisfero Sud) in corrispondenza della zona convettiva; si chiude così una cella convettiva, detta **cella di Hadley**, caratterizzata da divergenza in alto e da convergenza presso il suolo (rivedi figura 16).

Non tutta l'aria equatoriale che scende ai tropici torna verso l'Equatore: una parte, nonostante la de-

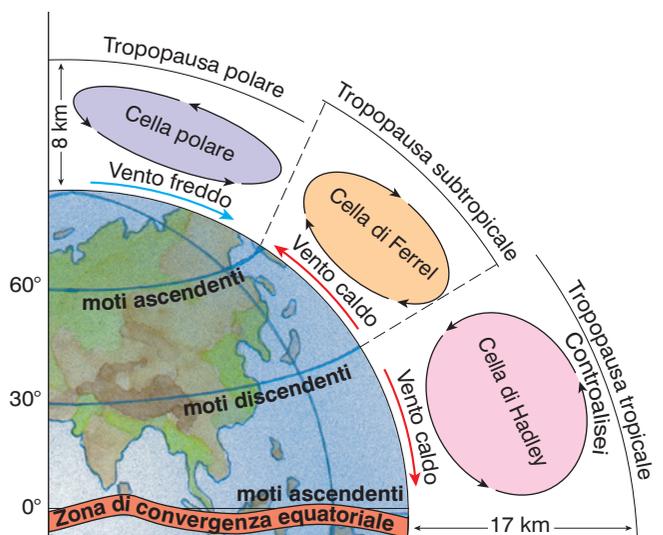
viazione verso Est, prosegue verso i poli, sui quali vi è una cappa permanente di alta pressione e aria densa (la **cella polare**). Questa aria fredda e densa scende verso l'Equatore per compensare quella che lì viene «pompata» in alto, in ragione del fatto che nei fluidi circolanti non si possono creare dei vuoti. Aria calda e aria fredda si scontrano e si forma il **fronte polare**: l'aria fredda scorre sotto a quella di provenienza equatoriale, meno densa. La superficie che separa le due masse, nella nostra sezione, è inclinata verso il polo e incurvata, lingue di aria fredda si spingono a Sud, lingue di aria calda si insinuano a Nord. Queste ondulazioni sono le «onde di Rossby», strutture a tre dimensioni in cui si combina-

no moti verso Est, moti Nord-Sud e, in minor misura, verticali (► figura 18 a pagina seguente).

Il fronte polare è una zona di scambio di calore molto importante; nel suo insieme, si sposta verso l'Equatore o verso il polo a seconda delle stagioni e le sue ondulazioni variano di intensità seguendo lo stesso ritmo. In estate, le isoterme migrano verso i poli (si allarga l'area calda), mentre d'inverno seguono la direzione contraria; il fronte polare segue il medesimo andamento. Inoltre, d'estate diminuisce la differenza di temperatura tra Equatore e poli e quindi la velocità dei venti sia meridionali (direzione Nord-Sud) sia zonali (direzione Ovest-Est). Masse d'aria polare possono allora «colare» indisturbate verso l'Equatore, provocando quei cali di temperatura che d'estate non ci si aspetta; analogamente, d'inverno si hanno «risalite» di aria calda africana in Europa. Sono comunque episodi temporanei, che diventerebbero però più frequenti e intensi nel caso di un riscaldamento permanente del pianeta.

Durante questi episodi, le punte delle «lingue», specialmente se sono in condizioni di alta pressione, possono rimanere staccate dal resto del fronte; non più alimentate da flussi d'aria, si avviano su se stesse e restano ferme per periodi più o meno lunghi, mentre i venti occidentali le aggirano; sotto di loro, l'aria è quasi stagnante e la situazione è definita di «blocco meteorologico».

La fasce temperate, una per ogni emisfero, sono dunque comprese tra i fronti polari e i «gradini» tropicali della tropopausa e sono dominate dai venti occidentali. Questa zonatura dinamica è più importante per il clima di quella termica dovuta alla varia-



◀ **Figura 16**

Sezione lungo i meridiani delle tre celle globali, in rosso i venti caldi e in blu quelli freddi. La zona di convergenza equatoriale è quella dove convergono gli alisei e si sposta nell'estate boreale verso Nord. Ben visibile l'inclinazione del fronte polare la cui posizione, insieme a quella della corrente a getto polare, oscilla stagionalmente verso Nord (in estate) e Sud (in inverno). Sono visibili due zone di discesa dell'aria, i tropici e i poli, e due ascendenti, l'equatore e le latitudini medie.

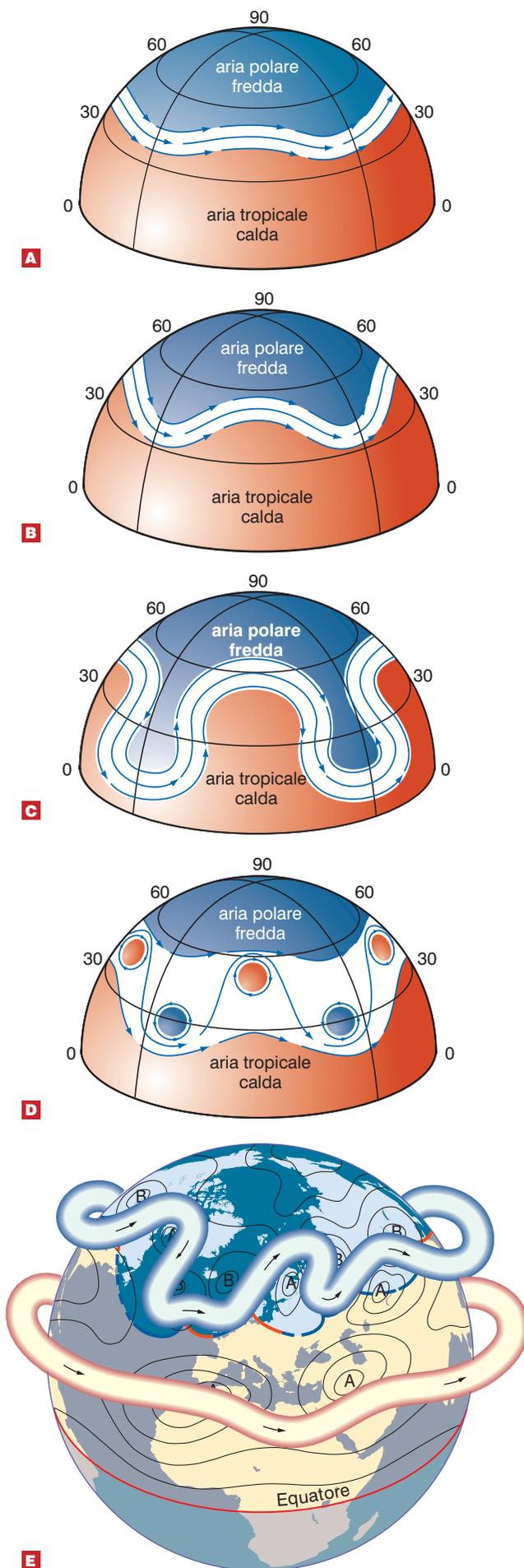
◀ **Figura 17**

Il modello a tre celle di W. Ferrel, basato sui venti di bassa quota. La posizione dei limiti delle tre celle varia con le stagioni.

► **Figura 18**

**A-D** Oscillazioni (dette onde planetarie o di Rossby) della corrente a getto polare e del fronte polare. L'evoluzione mostrata in figura richiede un ciclo (da A a D) di quattro-sei settimane, per poi ricominciare; In realtà le ondulazioni non sono così regolari. In corrispondenza dello stadio D le profonde saccature spostano aria tropicale, con il suo relativo calore, verso Nord e aria polare verso i tropici. Il ripristino della linearità della corrente a getto (stadio A) impedisce il ritorno delle masse d'aria nelle precedenti posizioni.

**E** Una rappresentazione più vicina alla realtà delle onde di Rossby e delle oscillazioni della corrente a getto subtropicale, sotto le quali si possono vedere, a bassa quota, le direzioni dei venti e delle zone cicloniche e anticicloniche.



zione di insolazione con la latitudine; la variazione di insolazione è graduale, mentre i limiti dinamici sono più netti, anche per la presenza delle **correnti a getto**. Queste sono dei nastri o «tubi» stretti e lunghi (fino a 5000 km) di aria velocissima, ma tersa, priva di nubi, che corrono a quota tropopausa e furono scoperte da aviatori militari durante la seconda guerra mondiale, sorpresi di trovare un vento così forte in assenza di nuvolosità. Le correnti sono più lente d'estate (circa 60 km/h) ma d'inverno raggiungono velocità di 150-400 km/h e fanno quasi da binari ai venti occidentali delle quote più basse.

Tenendo poi conto dei moti verticali, si riconosce anche nella zona temperata una cella circolatoria, detta **cella di Ferrel**; questa è però passiva, perché l'aria è trascinata dalle celle adiacenti, quella di Hadley e quella polare, che sono invece celle attive.

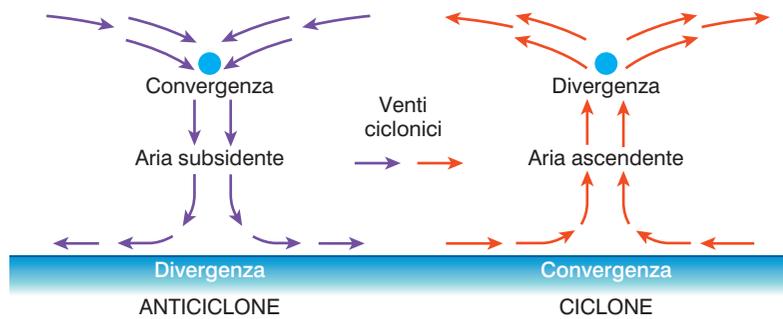
La convergenza degli alisei dei due emisferi in prossimità dell'Equatore, la zona di convergenza intertropicale, si sposta anch'essa secondo le stagioni, più a Nord nell'estate e a Sud in inverno.

■ **Il ruolo delle correnti a getto.** Il modello a tre celle mostra una principale criticità in corrispondenza della cella intermedia di Ferrell, in cui in alta quota non ci sono i venti a direzione orientale che portano le masse d'aria verso l'Equatore. Il modello a tre celle partiva dai venti a terra, inserendoli nelle grandi celle convettive e cercando in quota il vento di direzione opposta. Un altro modello invece parte dalle caratteristiche dei venti di alta quota che influenzano a loro volta la situazione a terra. Quest'ultima dipende anche dalla distribuzione di continenti e oceani che, come abbiamo detto, hanno una grande differenza di capacità termica.

In quota si formano due importanti correnti a getto: la **corrente a getto subtropicale**, che soffia tra i 25° e i 35° di latitudine, e la **corrente a getto del fronte polare** in corrispondenza dei 60° di latitudine.

La prima è molto stabile e si sposta con le stagioni, verso Nord d'estate e più a Sud d'inverno; a terra dà luogo a zone di alta pressione, dette anticicloniche, che seguono le sue migrazioni stagionali. Un esempio è l'anticiclone delle Azzorre che, nel suo spostamento estivo al seguito della corrente a getto subtropicale crea il classico bel tempo della regione mediterranea, poiché blocca la via d'accesso delle umide e fresche correnti atlantiche.

Un altro effetto della migrazione stagionale della corrente a getto subtropicale è quella dell'alternanza dei monsoni in Asia. A gennaio dà luogo all'anticiclone siberiano che sosta sopra il continente asiatico, che si è rapidamente raffreddato e dal quale partono gli alisei freddi e secchi da Nord-Est che formano il monzone invernale. A luglio la mi-



grazie estiva della corrente a getto verso Nord, accompagnata dal veloce riscaldamento della zona meridionale dell'Asia, dà luogo al ciclone indiano che richiama aria calda ed umida dal mare, invertendo il corso degli alisei e originando il monzone estivo (rivedi figura 15).

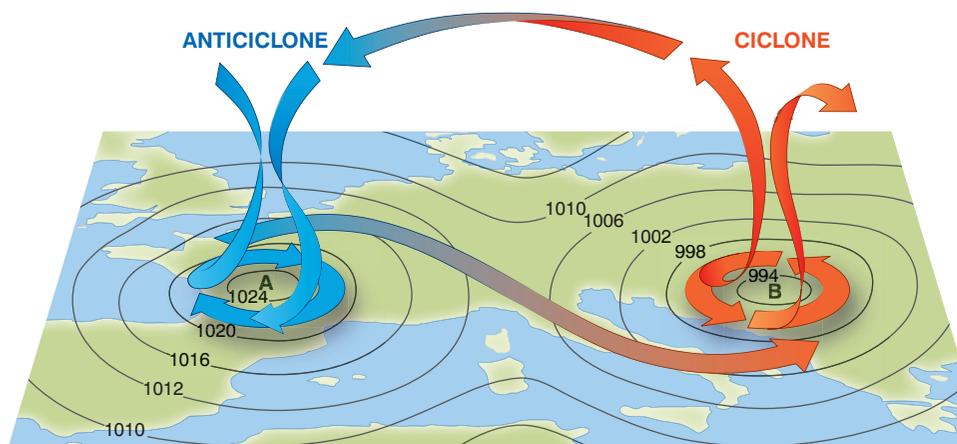
La corrente a getto polare, che nasce dall'incontro dell'aria calda e umida tropicale con quella fredda e secca dei poli, è caratterizzata dalle ondulazioni periodiche sopra citate, le «onde di Rossby». Queste si accentuano fino a isolare in quota sacche di aria polare fredda e secca accanto ad altre di aria calda e umida, che si spostano verso ovest, dando luogo rispettivamente a zone alternate di alta e bassa pressione in una fascia compresa fra i 60 e i 30 gradi di latitudine (rivedi figura 18). Le variazioni di pressione in alta quota si riflettono a terra formando l'alternanza di zone cicloniche ed anticicloniche tipiche delle latitudini intermedie (► figura 19).

■ **Cicloni delle medie latitudini.** Le zone cicloniche di bassa pressione e anticicloniche di alta pressione non sono regolari, ma mostrano strozzature, espansioni, protuberanze a seconda che si trovino su mari, continenti, zone aride o umide che hanno una capacità termica molto diversa: si possono così suddividere le celle globali in **celle minori**, come delle «isole» viste in pianta. Le più importanti di queste sono strutture permanenti e quasi fisse, poiché cambiano lievemente di posizione con le stagioni; le celle cicloniche e anticicloniche sono

disposte a coppie, in cui quella anticiclonica cede energia all'altra, la quale caricandosi genera perturbazioni, che disperdono l'energia accumulata.

Questo come avviene? Come tutti i fluidi, l'aria tende a spostarsi lungo il gradiente barico, ovvero da un'area di alta pressione a una di bassa; compiendo questo movimento scende (come da un monte, detto anticiclonico, a un depressione detta ciclonica), mentre la traiettoria è inoltre deviata anche dall'effetto Coriolis. Alla fine, il suo movimento è la risultante di tre componenti: moto orizzontale, moto verso il basso, moto rotatorio (in senso orario nel nostro emisfero). Le particelle d'aria perciò scendono con un moto a elica attorno al monte anticiclonico (► figura 20); quando arrivano alla base dell'altra cella si uniscono alla sua aria calda, e risalgono, sempre con un **moto elicoidale** (stavolta antiorario), facendo condensare l'umidità e formando le nubi. Quando queste sono abbastanza grosse e cariche di energia, vengono trascinate dai venti distribuendo così il loro carico di pioggia o neve. Bisogna notare che scendendo dal «monte» anticiclonico, l'aria si comprime adiabaticamente e quindi si riscalda; si unisce perciò facilmente all'aria calda della base della colonna di bassa pressione ed è pronta a risalire (rivedi ancora figura 18) chiudendo così la cella di convezione regionale.

Da terra non è difficile capire a vista quando si è sotto una cella anticiclonica (il cielo è sereno o solo velato, non c'è vento o al massimo brezza, c'è poco

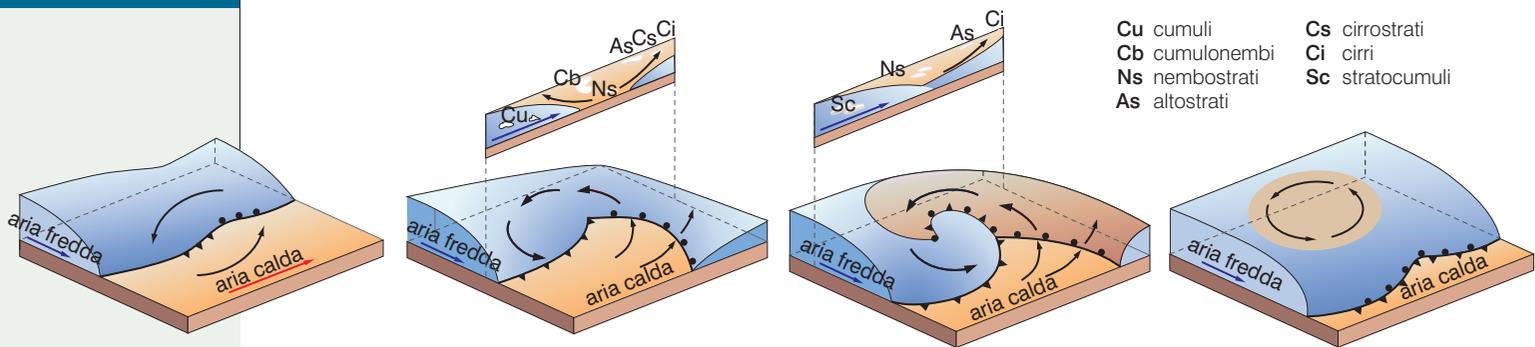


▲ **Figura 19**

Nelle zone di alta pressione (anticicloniche), l'aria in alta quota converge e scende, comprimendosi e riscaldandosi, per poi divergere ed espandersi al suolo. Nelle zone cicloniche, di bassa pressione, l'aria converge presso il suolo e sale per la sua minor densità. Giunta in alta quota, si raffredda e diverge. Una coppia di zone di alta e bassa pressione forma una cella regionale (figura 20).

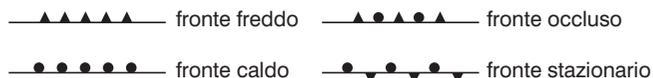
◀ **Figura 20**

Una cella di convezione regionale data da una coppia ciclone-anticiclone alle medie latitudini. Durante la discesa la fredda e secca aria anticiclonica si scalda e dà luogo a bel tempo. Quando passa sulla superficie terrestre, in particolare sul mare, l'aria si carica di umidità, quando risale nella zona ciclonica forma le nubi date dalla condensazione del vapore acqueo inglobato. Sia la discesa sia la salita delle masse d'aria danno luogo, per il combinarsi di moti verticali e orizzontali (rotatori), a traiettorie elicoidali.



▲ **Figura 21**

Evoluzione di un ciclone extra tropicale alle medie latitudini dell'emisfero boreale. In azzurro l'aria fredda e in arancione quella calda. Il limite fra le due masse d'aria è un piano inclinato che tende ad avvitarsi su se stesso per l'effetto Coriolis. Nel fronte freddo l'aria fredda si insinua sotto quella calda, mentre nel fronte caldo l'aria calda sormonta quella fredda. Il fronte, cioè diventa occluso quando l'aria fredda ha staccato completamente quella calda dal suolo. Alla fine dell'evoluzione del ciclone un fronte stazionario separa le due masse d'aria momentaneamente stabili.



▼ **Figura 22**

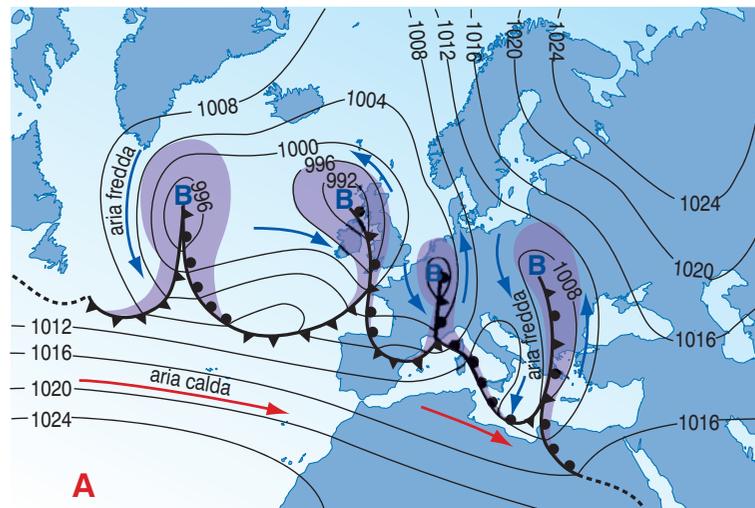
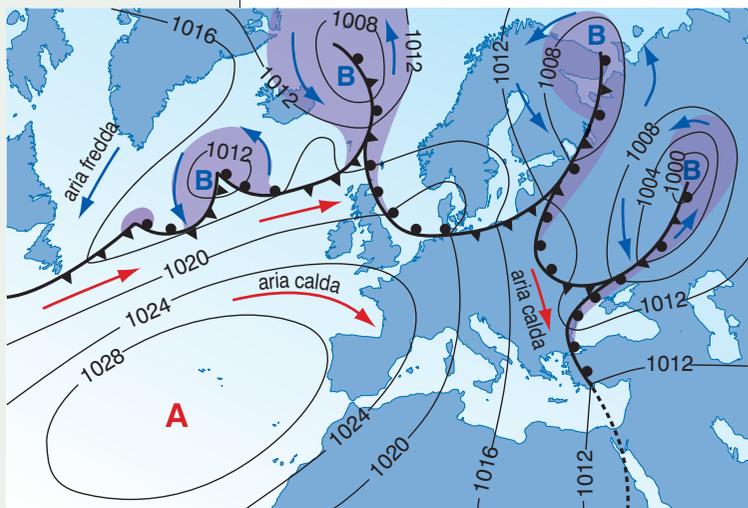
Carte meteo dell'Europa in estate a sinistra, e inverno a destra, con le sequenze di aree cicloniche indicate dalle B con le relative perturbazioni che si muovono da Ovest verso Est. Sono riportati i valori della pressione in millibar (1 millibar = 100 Pa), i fronti freddi (linee con i triangolini), quelli caldi (linee con i pallini) e quelli occlusi (alternanza di triangoli e pallini). Le due stagioni sono distinguibili dalla posizione dell'Anticiclone delle Azzorre indicato da una A, in basso a sinistra, più settentrionale nell'estate e meridionale d'inverno.

ricambio d'aria per la ridotta circolazione verticale) o sotto una cella ciclonica (il cielo è nuvoloso o addirittura piove). Il vento, quando è forte, indica aria instabile e quindi il passaggio di una zona ciclonica.

Il fronte di una perturbazione ha estensione regionale e non globale (come il fronte polare) ma è un fenomeno dello stesso tipo, ovvero una superficie inclinata che, in prima approssimazione, schematizziamo come un piano (► figura 21) e che separa due masse d'aria di diversa temperatura e densità che si muovono una verso l'altra. È chiaro che l'aria più calda, meno densa, tende ad salire, ma ciò può avvenire in due modi, a seconda di quale delle due masse è attiva e si muove di più. Nel caso del **fronte caldo**, è la massa calda a salire su quella fredda che se ne sta ferma o quasi; nel **fronte freddo**, è la massa fredda a infilarci sotto quella calda sollevandola. Il fronte caldo è una «rampa» poco inclinata, che si muove lentamente, sopra alla quale il fronte condensa lentamente formando nubi stratificate a sviluppo orizzontale; con precipitazioni distribuite

su un'ampia area e non molto intense (gocce piccole per scarsa turbolenza entro le nubi). Più veloce è il fronte freddo, più inclinato (ripido) e con nubi più verticali e turbolente; esso copre una fascia più stretta, ma con precipitazioni più intense, in cui il massimo si raggiunge se il fronte freddo incontra un fronte caldo con aria molto umida, che viene sollevata rapidamente e fatta condensare.

In molte delle perturbazioni che interessano la regione europea, un fronte caldo e uno freddo fanno coppia; sono, in pratica, due segmenti adiacenti di una «lingua» o «lobo» del fronte polare che ruotano attorno al punto che li separa e si incurvano sempre di più delineando una tipica cella ciclonica. Questa si avvolge in una spirale che si chiude (occlusione del fronte) quando il braccio freddo, più veloce, raggiunge quello caldo (come quando ci si rincorre attorno a un albero). Nelle cartine meteo, la spirale appare come una V incurvata, dove appositi simboli o il diverso colore indicano i due fronti (► figura 22).



## 4 La dinamica del mare

L'acqua del mare è in continuo movimento: anche quando il mare è calmo, la sua superficie è pur sempre increspata da onde, prodotte dall'azione meccanica dell'atmosfera, cioè dal vento (► figura 23). Molto meno appariscenti sono le correnti marine, che possono coinvolgere masse d'acqua imponenti. Il loro movimento porta a scambiare energia e calore non solo all'interno della massa d'acqua, ma anche tra oceano e atmosfera.

Il sistema di circolazione oceanico va considerato a tre dimensioni, anche se per comodità ne esamineremo due per volta. Sul piano orizzontale a scala globale e regionale si nota innanzitutto che i moti dell'acqua sono abbastanza ordinati, organizzati in grandi vortici o «celle»; inoltre si riconoscono *masse d'acqua* che alla lunga si mescolano, ma solo dopo aver mantenuto per una certa quantità di tempo le proprie caratteristiche in termini di temperatura, salinità e densità.

In senso verticale rispetto alla colonna d'acqua oceanica il fatto che conta di più è la stabilità gravitazionale: se la densità delle acque aumenta con la profondità, la situazione è stabile perché ciascuna massa d'acqua ha una densità intermedia rispetto all'acqua soprastante e quella sottostante, per cui non affonda e non risale. La stratificazione dell'acqua in base alla densità può però mutare ed essere turbata da vari fattori, che operano a scale molto diverse, da quella molecolare (processi di diffusione, molto lenti) a quella macroscopica (moti convettivi). Sotto quest'ultimo aspetto, possiamo trovare sott'acqua brusche variazioni di proprietà che individuano superfici di discontinuità, come le *onde interne* e i *fronti*.

Le onde interne sono ondulazioni di una superficie che separa due masse d'acqua, e propagano energia allo stesso modo delle onde di superficie. Esse sono una forma di attrito (le due masse hanno diversa velocità) e danno forme locali di instabilità (vortici) che si possono estendere e diffondere rimescolando le masse molto più velocemente di quanto faccia la diffusione.

I fronti sono superfici inclinate che delimitano masse a diversa densità, con quella meno densa che tende a salire sopra la più densa, analogamente a quanto abbiamo visto nei fronti atmosferici; si possono formare in corrispondenza di foci fluviali (delta o estuari), per il contrasto tra acque dolci e salate (vedi capitolo 7), ma anche in mare aperto, dove il termoclino risale verso la superficie, come avviene nell'Atlantico (rivedi figura 22). Sulla superficie del mare, i fronti emergono come linee, indicate per lo più da detriti galleggianti.

Anche le masse d'acqua, dunque, sono il risulta-



▲ **Figura 23**

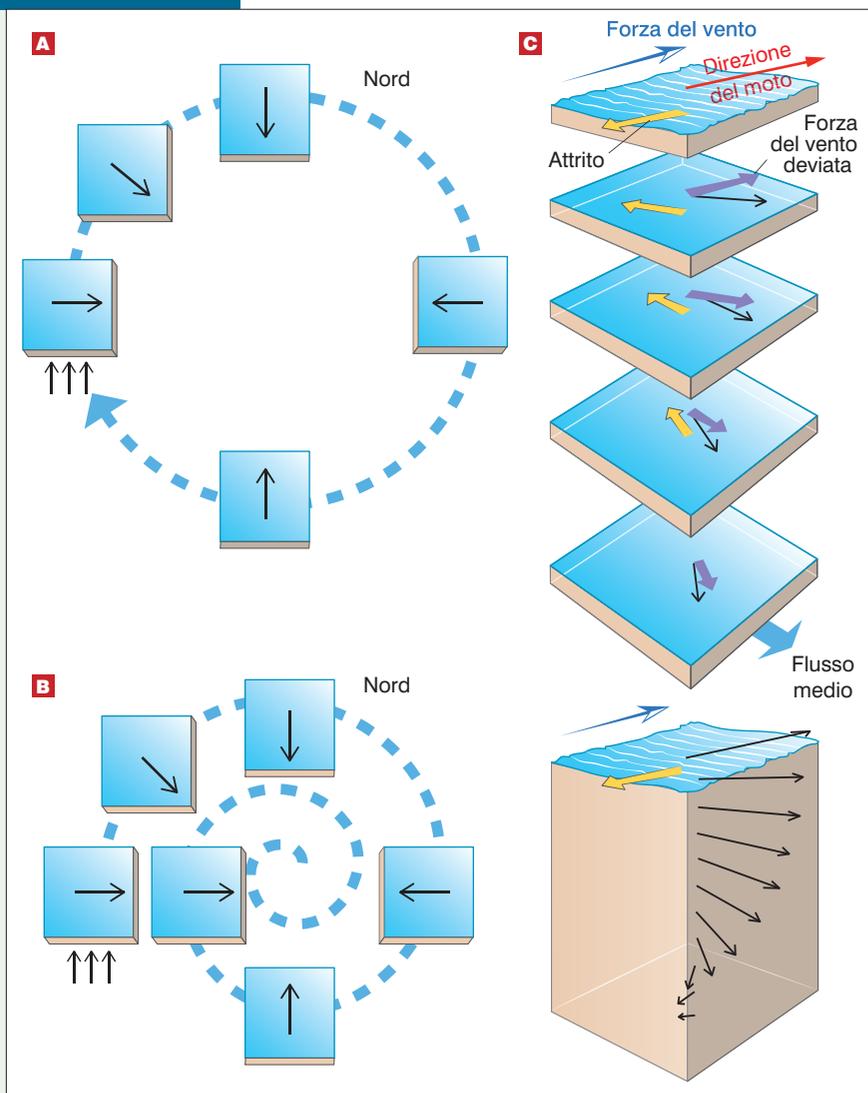
Le onde del mare sono generate dai venti che colpiscono la superficie dell'acqua.

to di una condizione dinamica creata dal contrasto tra forze *conservative*, o stabilizzanti, e forze destabilizzanti. Il loro scontro può portare alla creazione di un equilibrio dinamico o a alla sua rottura: in un caso come nell'altro, avvengono scambi di energia, fermo restando che per le acque marine valgono due *principi di conservazione*: la continuità dei fluidi e la conservazione dei sali.

Prendiamo come esempio dei corpi d'acqua parzialmente isolati, come mari interni, fiordi ed estuari: la differenza tra i volumi d'acqua in entrata e in uscita dà il *bilancio idrologico* netto (aggiunta o sottrazione d'acqua), in relazione alle precipitazioni, all'evaporazione e agli apporti fluviali. In un mare interno come il Mediterraneo o il Mar Rosso, se l'evaporazione è compensata esattamente dagli apporti, il volume di acqua che esce da una sezione nell'unità di tempo è lo stesso che entra dall'altra parte. Si ha allora *equilibrio idrologico* o di flusso. Se nell'acqua sono disciolti sali, occorre fare due bilanci separati per l'acqua e per i sali; può darsi infatti che l'acqua che entra nel nostro bacino evapori, in modo da far aumentare la concentrazione dei sali, oppure sia diluita da piogge e apporti di fiumi, facendo diminuire la salinità. Nel primo caso, in un volume di acqua che esce, troveremo più sali che nell'uguale volume che entra, nel secondo caso il contrario.

Per esempio, mentre il Mar Rosso e il Mediterraneo hanno un eccesso di evaporazione, il Mar Baltico e il Mar Nero ricevono più acqua dalle precipitazioni e dai fiumi di quanta ne evaporano: la loro salinità è dunque inferiore al normale (15-17 per mille) e in tal caso l'acqua si dice *salmastra*.

Mediterraneo e Atlantico si scambiano acqua



▲ **Figura 24**

Se diamo una spinta a una tavoletta galleggiante sull'acqua, questa si muove, nel nostro emisfero, deviando sulla destra; se scivolasse sull'acqua senza attrito, tornerebbe al punto di partenza dopo aver descritto un cerchio (A). L'attrito la frena e le fa percorrere una spirale (B). Immaginando che una colonna d'acqua sia fatta di tante tavolette sovrapposte (C) e che il vento soffi sulla superficie, l'attrito fa sì che ognuna trascini quella sottostante, a velocità sempre minore verso il basso. Ogni strato è poi deviato verso destra. Si ha così la spirale tridimensionale detta di Ekman. Il flusso medio dello strato complessivo che si muove è ortogonale alla direzione del vento.

tramite lo Stretto di Gibilterra; dall'oceano entra in superficie acqua meno densa a salinità normale, dal Mediterraneo esce acqua più densa, calda (12,8°) e salata (38,4 per mille), che mantiene per un po' la sua individualità come *corrente di densità* nell'Atlantico, per poi disperdersi nell'acqua oceanica. Si calcola che occorrono 70 anni per sostituire tutta l'acqua del Mediterraneo con questo scambio di masse; questo è chiamato il *tempo di residenza* dell'acqua del Mediterraneo.

Se si interrompesse l'afflusso di acqua atlantica, l'eccesso di evaporazione sulle precipitazioni che caratterizza il nostro bacino potrebbe portarlo al disseccamento completo nel giro di 1000-2000 anni (vedi capitolo 8, *La crisi di salinità del Mediterraneo*).

Vediamo ora un esempio di equilibrio/squilibrio in termini di *stabilità*. Alla foce di un fiume, l'acqua dolce che arriva galleggia di solito su quella salata perché è meno densa, dando luogo ad una stratificazione stabile; se arriva però una piena con molto sedimento sospeso nell'acqua, il miscuglio di acqua

e sedimento può raggiungere una densità superiore a quella dell'acqua marina e immergersi sotto di essa, continuando il suo moto come *corrente di torbida*, un tipo di flusso che viene anche definito *iperpicinale*. Evidentemente, in questo secondo caso la stratificazione è instabile.

■ **Le correnti superficiali.** Le correnti rappresentano, per i mari e gli oceani, l'equivalente dei venti nell'atmosfera e sono causati alla stessa maniera dalla differenza di densità tra le masse adiacenti. I venti sono però anche causa diretta delle correnti marine e in particolare di quelle che interessano gli strati superficiali delle masse d'acqua dette *correnti superficiali* o correnti di deriva. La circolazione dell'acqua, risente inoltre anche della presenza dei continenti che fanno da sponda e ostacolo.

Il vento trascina l'acqua per attrito, il quale si manifesta come una forza, o pressione, *tangenziale* cioè parallela alla superficie. Gli attriti interni alla colonna d'acqua fanno sì che gli strati superficiali trascinino via via quelli più profondi.

Gli attriti dipendono sia dalla *viscosità* dell'acqua, che agisce a livello molecolare, sia dai vortici, piccole masse d'acqua di varie dimensioni che si muovono irregolarmente in tutte le direzioni. L'insieme dei vortici si chiama *turbolenza* ed è quasi sempre presente nei flussi naturali, con l'eccezione di quelli sotterranei nelle falde idriche.

Sotto la spinta del vento che le crea, le correnti marine superficiali dapprima accelerano, poi raggiungono una velocità costante, segno che le forze motrici e resistenti si trovano in equilibrio. La velocità massima di una corrente dipende dalla forza del vento, dalla sua durata e dalla distanza su cui opera senza trovare ostacoli. Questa velocità di superficie diminuisce rapidamente sott'acqua; dove arriva a zero, si ha la base dello strato mobile, ovvero della corrente. Questa non si muove nella medesima direzione del vento, essendo deviata dalla forza di Coriolis, ma forma con essa un certo angolo, che può superare anche i 45°. Quando il vento cessa di soffiare, la corrente procede per un po' per inerzia e ruota formando delle spire o dei cerchi, sempre sotto l'effetto Coriolis (► figura 24).

L'elemento più caratteristico della circolazione superficiale marina è dato dalle grandi *celle rotatorie* (con asse verticale) che occupano la fascia tropicale e subtropicale di ogni oceano; attualmente sono rilevanti anche perché in esse si accumulano tutti i rifiuti plastici galleggianti formando isole di spazzatura (► figura 25).

Il senso della rotazione (orario nell'emisfero settentrionale, antiorario in quello meridionale) deriva dal combinarsi della direzione dei venti (alisei in

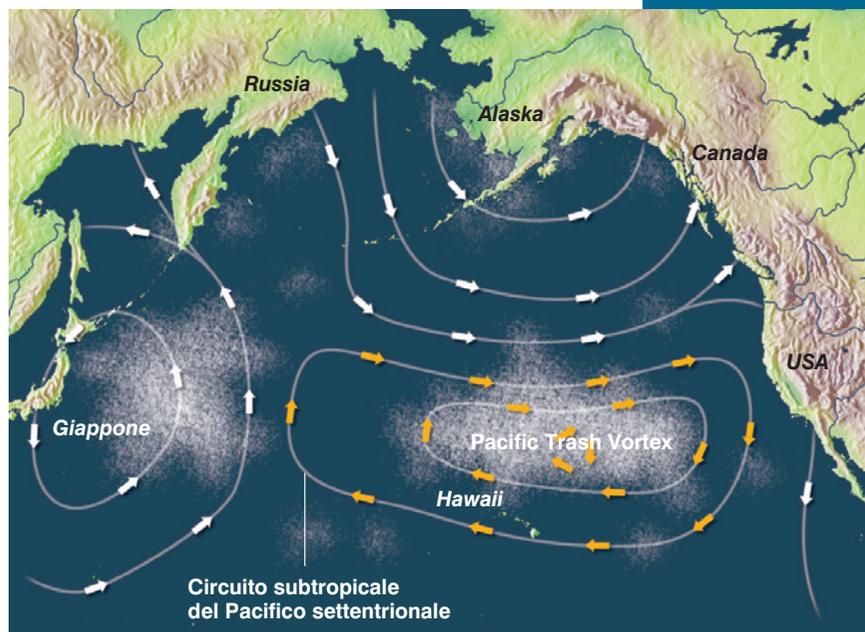
particolare) con le deviazioni imposte dalla forza di Coriolis e dalle coste dei continenti. Le velocità delle correnti oceaniche vanno dai 20 cm/sec, dove sono più larghe, fino a massimi di 2 m/sec nelle strettoie.

I rami «meridiani» di queste correnti (dai Poli verso l'Equatore o viceversa) sono scambiatori di calore e contribuiscono a far scartare le isoterme dal loro andamento Est-Ovest. Nei più lunghi tratti orientati Est-Ovest, soprattutto vicino all'Equatore, si ha invece il fenomeno della *controcorrente* o corrente di ritorno. Infatti, l'acqua superficiale tende ad accumularsi nella direzione del vento (verso Ovest) per l'effetto di trascinamento che esso le imprime; si alza così in una certa misura sopra il livello medio del mare, il che crea una differenza di pressione (maggiore a Ovest che a Est). Abbiamo visto nel capitolo sull'atmosfera che i gradienti orizzontali di pressione generano una forza che fa muovere il fluido verso il minimo di pressione, in questo caso in senso opposto al vento. È questa la *corrente di ritorno* che però non si manifesta in superficie, ma a una certa profondità, più o meno quella del termocline. La troviamo anche nell'Oceano Pacifico, dove influisce sul fenomeno di El Niño. (vedi paragrafo 5).

Nell'emisfero Nord, dove vi sono più continenti, la circolazione superficiale incontra più ostacoli. Nell'Atlantico, la massa d'acqua più importante è la **Corrente del Golfo**, che porta acque calde equatoriali verso Nord, prima a lambire le coste americane, poi quelle europee. Essa sposta verso Nord le isoterme marine mentre perde molto calore per evaporazione, cedendolo all'atmosfera.

L'effetto combinato dell'acqua e dell'aria più calde della norma per quelle latitudini mitiga il clima dell'Europa settentrionale. D'altro canto la perdita di calore rende più fredda e quindi più densa del normale l'acqua dell'oceano, che si inabissa e dà avvio alla circolazione termoalina globale descritta in precedenza.

Nell'emisfero meridionale, a Sud dell'Africa e dell'Australia, si può sviluppare liberamente il flusso zonale (Est-Ovest) per la mancanza di masse continentali. Abbiamo qui la grande **corrente circumantartica**, che circonda il continente ghiacciato e scorre verso Est a tutte le profondità (le correnti equatoriali sono invece sottili, 20-50 m). Questa corrente circumpolare è il più grande flusso d'acqua terrestre (più di 200 milioni di metri cubi/sec) e contribuisce a tenere freddo il Polo Sud ostacolando gli scambi di calore con le acqua più calde a



Nord. Ecco perché il Polo Sud è la «ghiacciaia della Terra» da ben 40 milioni di anni.

Un altro effetto (di attrito) del vento sulla superficie di mari e oceani è quello di produrre le **onde**, ovvero una perturbazione ritmica, oscillatoria, della superficie dell'acqua. La forma delle onde (altezza, lunghezza, ripidità) dipende dalla forza del vento, dalla lunghezza del tratto di mare in cui agisce e dall'attrito col fondo marino (► **figura 26**). Quando cala il vento, le onde si riducono senza però scomparire del tutto; quelle già formate *si propagano* (nella direzione del vento) fino ad arrivare alle coste. La propagazione delle onde è un movimento (su e giù, avanti e indietro) dell'acqua, ma *non un trasporto* della stessa; dopo un'oscillazione completa (un'orbita, circolare o quasi), una particella torna al punto di partenza. Quando l'onda, avvicinandosi alla costa, comincia a «sentire» il fondo, l'attrito ne deforma l'orbita e l'acqua si sposta verso la costa. Questo trasporto si accentua quando le **tempeste** rinvigoriscono il moto ondoso, tanto che il livello del mare si alza sotto costa. Ciò costituisce, insieme alla maggior violenza delle onde, un rischio per l'integrità dei litorali e dei relativi insediamenti, minacciati da *erosione* e/o



▲ **Figura 25**

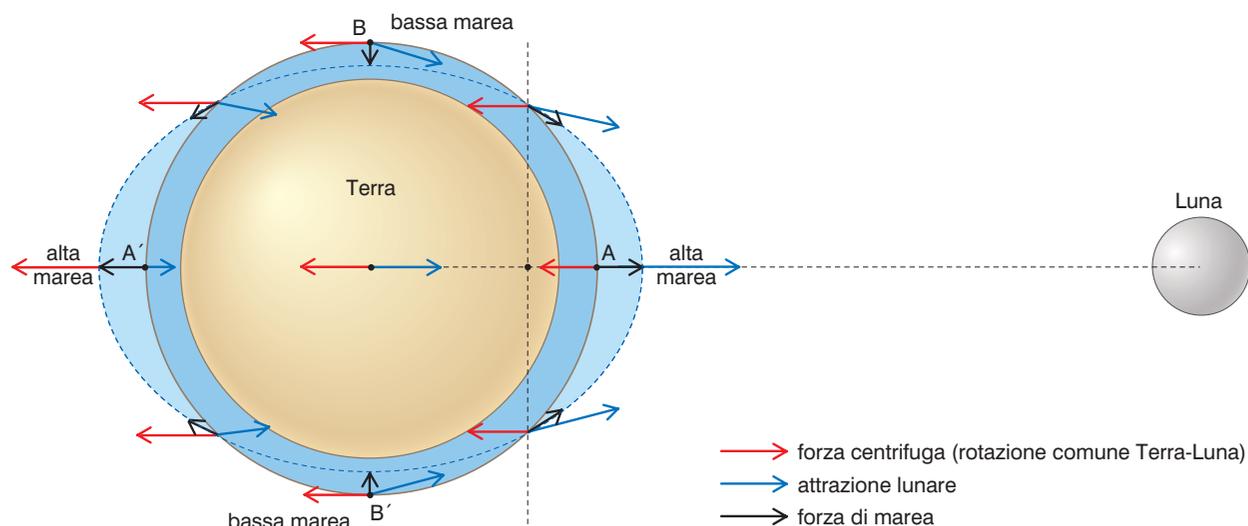
Le grandi isole di rifiuti di plastica del Pacifico settentrionale in corrispondenza delle grandi celle rotatorie della fascia tropicale; il più grande è chiamato Pacific Trash Vortex (vortice di spazzatura del Pacifico). Analoghe situazioni, sebbene più ridotte, si verificano nell'Atlantico. La plastica si accumula a causa dei lunghi tempi di degradazione e galleggia, ridotta in frammenti di varie dimensioni, in cumuli che arrivano fino a una trentina di metri di profondità. La plastica viene ingerita dagli organismi marini con le conseguenze del caso: la stima è centomila mammiferi marini e un milione di uccelli uccisi ogni anno. Le molecole che rimangono dalla degradazione completa della plastica (PVC, PCB e diossine) si accumulano lungo la catena alimentare marina, fino all'uomo.

◀ **Figura 26**

Un'onda che si avvicina alla costa cambia la sua geometria (forma e dimensioni), ma conserva la sua energia. In particolare, quando comincia a «sentire» il fondo marino, diventa asimmetrica, con il lato più ripido verso terra.

► **Figura 27**

L'origine delle maree è legata ai rapporti tra le forze che agiscono nel sistema Terra-Luna (che ha un asse di rotazione distinto da quello della Terra, vedi linea tratteggiata a destra). L'attrazione lunare e la forza centrifuga sono forze opposte; la prima sempre diretta verso la Luna e la seconda verso l'esterno del sistema Terra-Luna che ruota intorno a un centro comune ai due corpi. La differenza tra le due forze dà la forza della marea, che è diretta sempre nel verso della forza maggiore (l'intensità è indicata dalla lunghezza delle frecce).



*inondazione*. Oltre al pericolo delle mareggiate e delle tempeste, occorre poi considerare, tra i rischi costieri, quello legato alle onde cosiddette **onde anomale**, come le *onde lunghe* (da km a centinaia di Km) create in alto mare dai venti e le onde di maremoto (tsunami). Questi sono fenomeni «traditorii, che possono colpire anche col bel tempo, quando il mare sembra calmo, e anche zone non sismiche di per sé.

Gli effetti distruttivi delle mareggiate sono essenzialmente stagionali; quando prevale il bel tempo, il **moto ondoso normale** riporta un po' per volta a terra sabbia e detriti. È quindi normale che le spiagge si restringano d'inverno e si riallarghino d'estate. Se invece da un anno all'altro prevale l'erosione, significa che sono all'opera processi geologici o idrologici a più lungo termine.

Oltre a movimenti orizzontali, il vento causa anche **moti verticali** dell'acqua; quando la pressione del vento porta a una **divergenza**, fa cioè defluire l'acqua superficiale da una certa area, per il **principio di continuità** dei fluidi risalirà acqua più profonda a sostituirla (**upwelling**, che vuol dire risalita), mentre nelle zone di **convergenza** si crea una corrente discendente, o **downwelling**.

I fenomeni più imponenti di questo tipo si osservano attorno all'Antartide: una zona di convergenza e discesa a ridosso del continente ghiacciato è affiancata più al largo (verso Nord) da una zona di divergenza e risalita. La risalita delle acque profonde, impoverite di ossigeno e ricche di nutrienti, fertilizza le acque superficiali facendo «fiorire» il fitoplancton e crescere tutta la catena alimentare marina legata ad esso che coinvolge anche le balene. Occorre però precisare che questi movimenti attorno al continente antartico sono dovuti solo in parte ai venti e rientrano piuttosto nello schema della circolazione termoalina.

■ **La forza di marea e i suoi effetti.** Le **maree** sono innalzamenti e abbassamenti periodici del livello marino, dovuti al passaggio di onde molto lunghe e dal periodo di parecchie ore. L'innalzamento dell'acqua è il *flusso*, l'abbassamento il *riflusso*. Questo potente «respiro» del mare provoca delle correnti, che sono appunto chiamate *correnti di marea*. Fin dai tempi antichi si è notata la connessione delle maree con le posizioni del Sole e della Luna.

Consideriamo qui, per semplicità, l'effetto dominante, che è quello della Luna: Terra e Luna ruotano attorno a un comune centro di massa con un periodo di 27,3 giorni. Tale centro di rotazione comune si trova entro la Terra, ma non coincide col suo centro; ne deriva che il nostro pianeta ruota eccentricamente e tutti i punti su di esso hanno la stessa velocità di rotazione, o velocità angolare, e subiscono la stessa forza centrifuga. Questa non va confusa con la forza risultante dalla rotazione della Terra attorno al suo asse, forza che varia con la distanza dall'asse ed è massima all'Equatore (► **figura 27**).

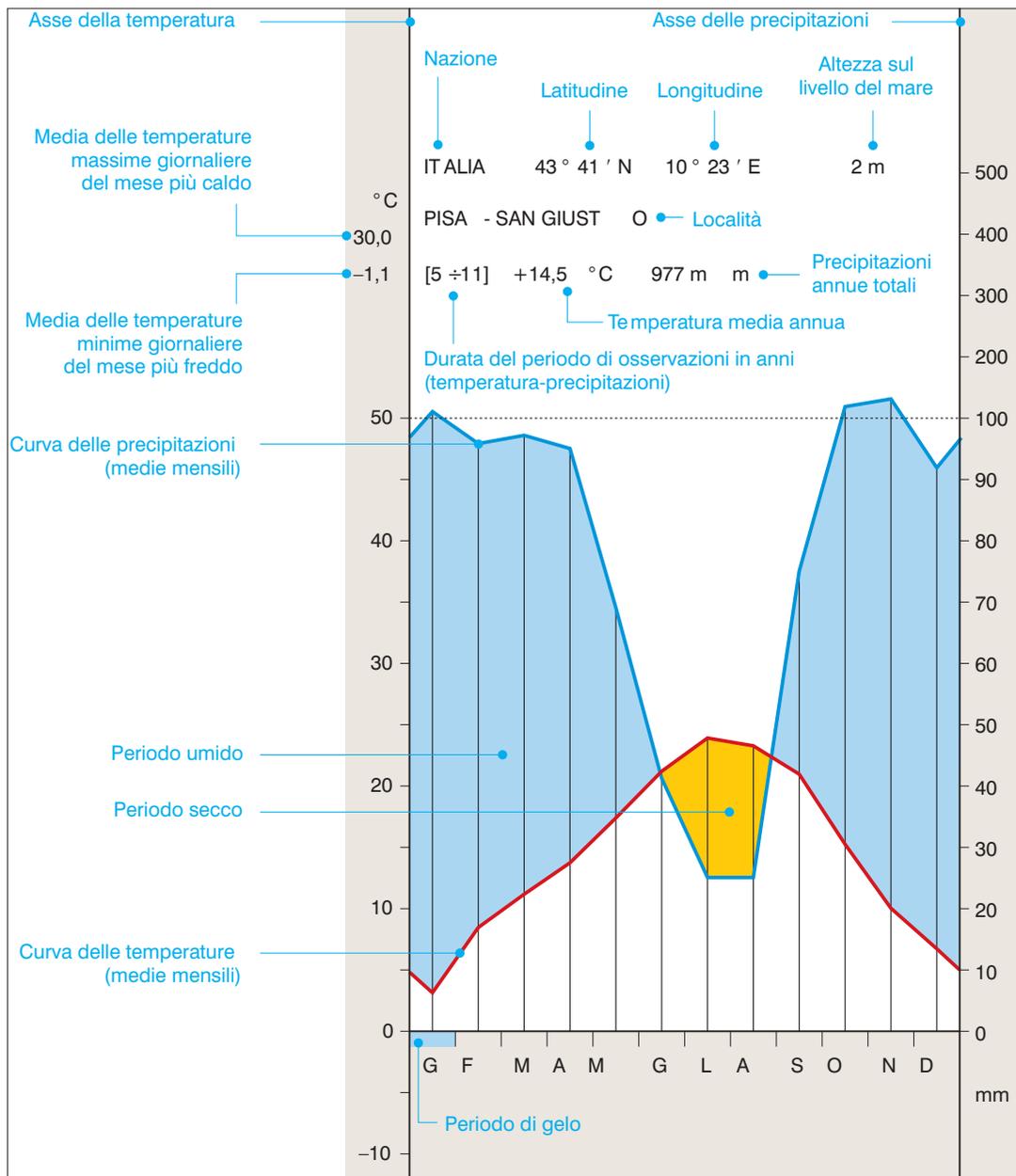
La forza centrifuga nel sistema Terra-Luna è bilanciata dalla forza di attrazione gravitazionale tra i due corpi, per cui il sistema è in equilibrio e la Luna non si allontana nè si avvicina alla Terra. In tale situazione di equilibrio, si producono due rigonfiamenti a 180° lungo la congiungente Terra-Luna. Non dimentichiamo che la Terra ruota attorno al suo asse; ne risulta che i due rigonfiamenti non mantengono una posizione fissa rispetto alla Terra, ma ruotano in senso contrario. In altre parole, restano fissi rispetto alla Luna e la Terra gli scorre sotto ruotando verso est. L'onda di marea si propaga così con un periodo *semi-diurno*, pari a 12 ore e 25 minuti (ci si riferisce al giorno *lunare* di 24 h 50' e non al giorno solare di 24 h).

## 5 Circolazione atmosferica, oceanica e clima

Il clima è una media, usualmente trentennale, delle condizioni meteorologiche definite soprattutto da temperatura, umidità e precipitazioni (► figura 28). Anch'esso va studiato a tre scale: locale, regionale e globale. Globalmente considerato, è un sistema non lineare e complesso, che risulta dall'**insolazione** e dal **regime dinamico** dell'atmosfera, il cui comportamento è di seguito definito.

All'Equatore e a ridosso dei fronti polari, sale aria calda col suo vapore (in quantità molto maggiori all'Equatore, naturalmente). A una certa quota, il vapore condensa a causa del raffreddamento e dà luogo a precipitazioni pressoché continue; il suolo viene mantenuto umido, il che favorisce la crescita

della vegetazione arborea, ovvero delle foreste, rispettivamente tropicali e boreali. Dove invece l'aria scende, cioè a cavallo dei tropici, si comprime e si riscalda adiabaticamente. Dato che ha già perso gran parte della sua umidità con le precipitazioni, arriva al suolo secca; si ha quindi una fascia arida, occupata da deserti, tra due fasce umide, quella equatoriale e la temperata. I limiti tra le fasce umide e secche non sono netti, ma gradualmente; nelle zone di passaggio, semi-aride o a stagione secca alternata a umida, è favorita la vegetazione erbacea (praterie, steppe, savane). Ovviamente, attorno ai poli abbiamo deserti di ghiaccio, che a Sud sono circondati dal mare, mentre a Nord, dove vi sono terre emerse, sono delimitati da



◀ **Figura 28**

Diagramma del clima a Pisa, con i dati rilevati dall'aeroporto di San Giusto. Nelle ordinate le temperature sulla sinistra e le precipitazioni sulla destra, sulle ascisse i mesi dell'anno. Il diagramma è costruito in modo che un intervallo di 10°C sull'asse delle temperature corrisponde a 20 mm sull'asse delle precipitazioni. Le intersezioni fra i due parametri in giallo e in azzurro evidenziano rispettivamente i periodi di secco e di umido.

tundre, zone prive di alberi col suolo ghiacciato, in permanenza (**permafrost**) o soltanto nella stagione fredda. La circolazione globale, messa in moto dalla macchina termica della Terra fluida, determina così le principali **zone climatiche** e i principali **biomi** (essenzialmente, tipi di vegetazione) che vi sono associati (► figura 29).

Su questo schema di base influiscono poi dei fattori geografici: le irregolarità della superficie terrestre, come la diversa estensione e posizione dei continenti, le catene montuose e il loro orientamento (che deviano le masse d'aria e determinano le precipitazioni sui due versanti), l'«effetto insulare», l'altitudine, l'esposizione topografica, la vicinanza mitigante o meno del mare, le correnti marine calde e fredde, la vegetazione che contribuisce a assorbire energia, abbassare la temperatura, immettere vapore acqueo e aumentare l'umidità, e anche l'attività umana.

L'influenza dei continenti si vede bene, come abbiamo visto, nel caso dei **monsoni**, venti stagionali della **zona tropicale**, che occupano un dominio che

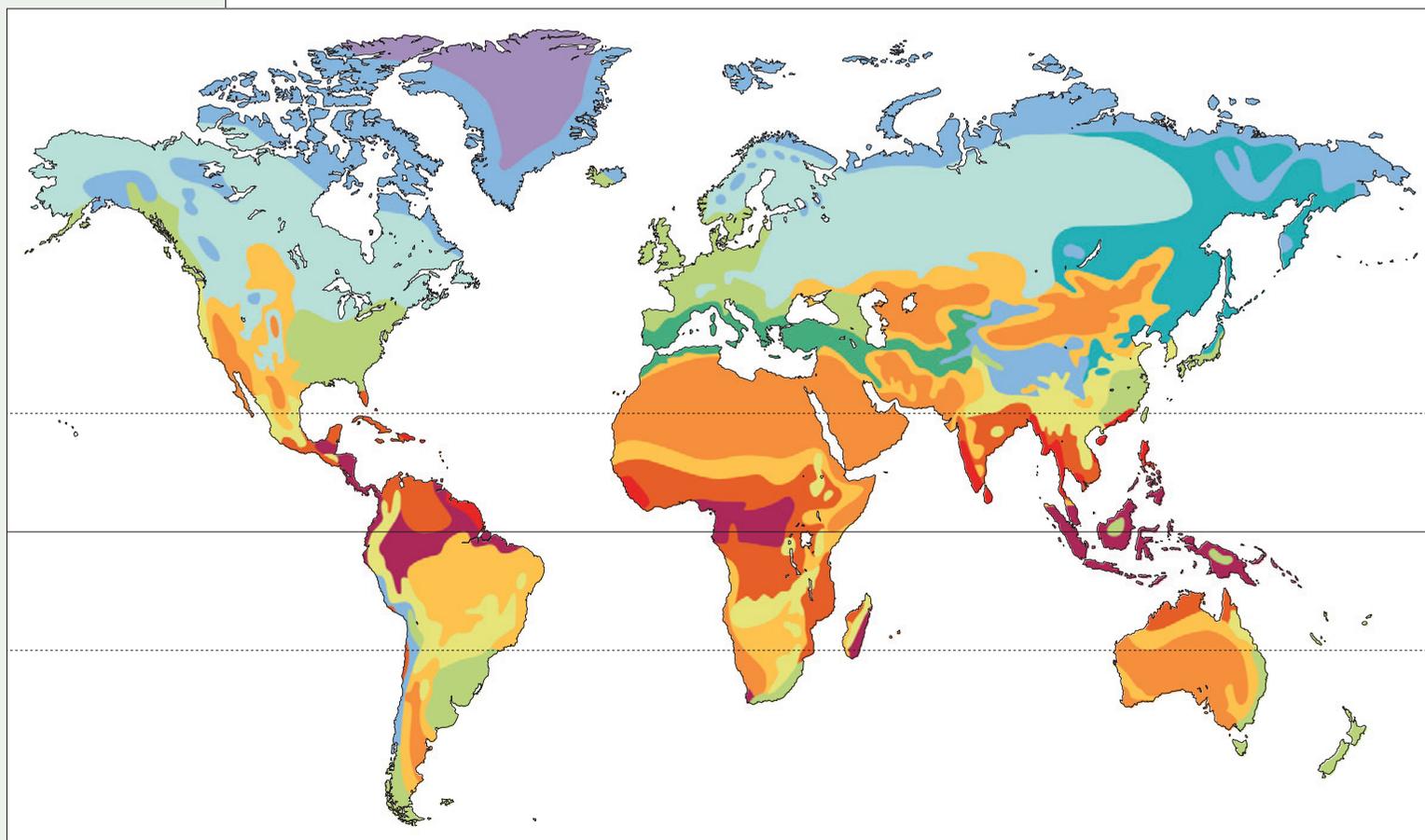
sarebbe degli alisei. La zona tropicale ha due stagioni, la secca e la umida, ma nella parte interessata dai monsoni (Africa orientale, India, Asia di Sudest) la differenza tra le due è massima. In pratica, il monsonone nasce dal contrasto termico tra terre emerse e mari (ricorda le diverse proprietà termiche di aria, acqua e suoli-roccie), contrasto che cambia di segno dall'inverno all'estate. Abbiamo così un monsonone invernale, che soffia dal continente asiatico (il più vasto del mondo) verso l'oceano Indiano, e un monsonone estivo in senso contrario. Il primo, nascendo da una zona continentale con acqua scarsa o ghiacciata, è secco; il secondo, invece, è un vento «marittimo» e quindi carico di umidità, anche perché si forma in mari caldi, e porta piogge abbondanti.

Un ritardo del monsonone estivo può essere questione di vita o di morte, e comunque di fame, per milioni di persone e di animali; rappresenta quindi un tipo particolare di **rischio meteorologico**.

Invece nelle **zone temperate**, le precipitazioni sono legate alla circolazione zonale (venti occidentali) e al fronte polare. Sistemi di grandi vortici cal-

▼ **Figura 29**

Distribuzione dei tipi climatici sulla Terra secondo il climatologo russo W. Köppen. Essa è basata su cinque gruppi climatici principali ulteriormente suddivisi individuati dal regime delle temperature, precipitazioni e associazione vegetale di ciascuno di essi.



- |                  |                       |                          |
|------------------|-----------------------|--------------------------|
| ■ Equatoriale    | ■ Arido freddo        | ■ Continentale umido     |
| ■ Monsonico      | ■ Subtropicale cinese | ■ Continentale subartico |
| ■ Subequatoriale | ■ Temperato oceanico  | ■ Subpolare              |
| ■ Arido caldo    | ■ Mediterraneo        | ■ Polare                 |

di e freddi, umidi e meno umidi, che si succedono e si accavallano lungo **fronti** mobili, costituiscono le **perturbazioni**, che il barometro ci annuncia segnando pressione bassa, ovvero l'arrivo da Ovest di un'area ciclonica.

La fascia interessata da questi fenomeni è più larga d'inverno e comprende tutta l'Europa e il Mediterraneo; d'estate, si restringe poiché l'anticiclone delle Azzorre «sale» verso Nord e impedisce all'aria atlantica di entrare nel Mediterraneo e in Italia. L'anticiclone atlantico può eccezionalmente spostarsi a Sud durante l'estate, che sarà così fresca e piovosa, oppure rimanere a Nord d'inverno, che sarà secco e più o meno mite a seconda che salga aria africana da Sud o scenda aria siberiana da Nord. Infine, si può congiungere con l'anticiclone sahariano, formando un'unica grande cella di alta pressione che invade tutto il Mediterraneo e blocca a lungo la circolazione dei venti. In queste condizioni, l'aria presso il suolo non si solleva o quasi e gli inquinanti vi rimangono concentrati. Questo accade perché l'aria che scende nella cella si comprime,

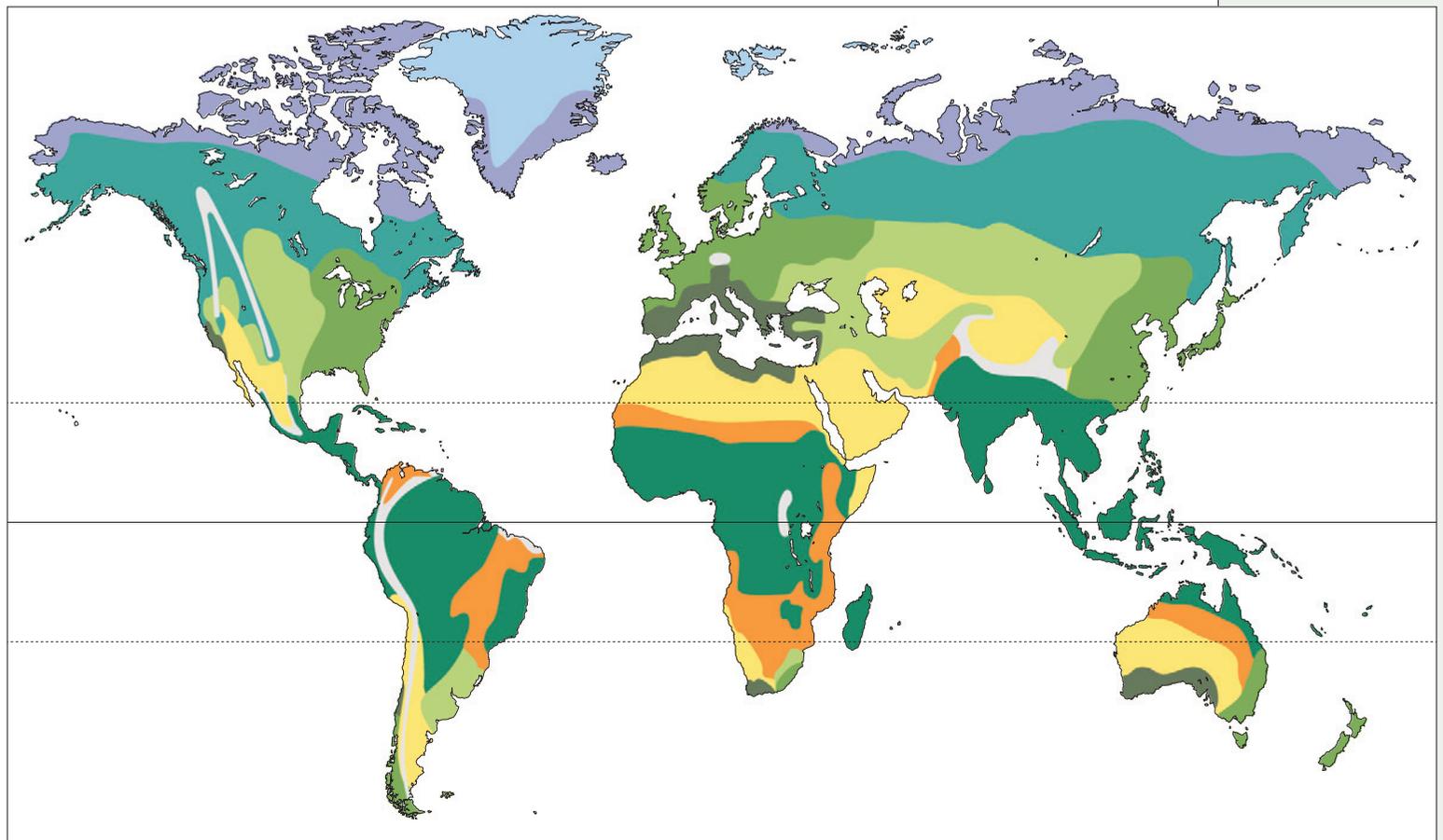
si riscalda e diventa più secca: a una certa quota, si forma uno strato di **inversione termica** (con aria più calda sopra e fredda sotto) che stabilizza la parte bassa della colonna d'aria e fa da tappo all'ascesa di aria dal suolo. Se si aggiunge la nebbia, fenomeno frequente in questi casi, si forma lo **smog**.

I migliori indicatori del clima di una data regione o zona sono le associazioni vegetali (► figura 30).

Se prendiamo infatti in considerazione tempi più lunghi, secolari o millenari, il clima presenta notevoli oscillazioni, come testimonia la piccola età glaciale, con temperature mediamente inferiori di un grado rispetto a quelle attuali, che ha interessato il nostro emisfero tra il XVI e il XIX secolo, preceduta dagli optimum climatici medioevali e di età romana.

Non conosciamo i motivi di queste fluttuazioni, mentre è abbastanza chiara la variazione periodica dell'insolazione solare, dovuta ai moti millenari della Terra, che dà luogo all'alternanza di glaciazioni e periodi interglaciali, dell'ordine di decine e centinaia di migliaia di anni. (vedi cap.8 e *I cicli astronomici di Milankovitch*).

▼ **Figura 30**  
Carta delle principali associazioni vegetali terrestri, i biomi. I biomi cartografati sono quelli che ci sarebbero in assenza dell'attività umana in condizioni ecologiche di *climax*, cioè nello stadio di maturità di una data comunità vegetale.



- |                        |  |                          |
|------------------------|--|--------------------------|
| ■ Foresta equatoriale  | ■ Praterie delle zone temperate        | ■ Ghiacciai d'alta quota |
| ■ Savana               | ■ Foreste decidue delle zone temperate | ■ Zona polare            |
| ■ Deserto              | ■ Foreste di conifere                  |                          |
| ■ Macchia mediterranea | ■ Tundra                               |                          |

■ **Il ENSO-EI Niño: la storia.** Nel 1876, Mr. Blanford, un osservatore meteorologico britannico in India, richiese la raccolta più ampia possibile di dati climatici a livello spaziale (in questo caso il pianeta!) e storico. Queste collezioni furono poi integrate da altri dati storici: dalle cronache sull'andamento dei raccolti, sull'alternanza periodica delle inondazioni e delle siccità provenienti dai precisi archivi amministrativi dell'impero cinese fino ai diari dei conquistadores spagnoli. In questo modo, Blanford riconobbe la portata planetaria di questi eventi. All'inizio del Novecento un suo successore, Walker, tentò la correlazione statistica dell'enorme numero di dati (svolta, in assenza di computer, da uno stuolo di impiegati indiani). Egli scoprì l'esistenza di un nuovo fenomeno: un'oscillazione climatica globale riguardante la

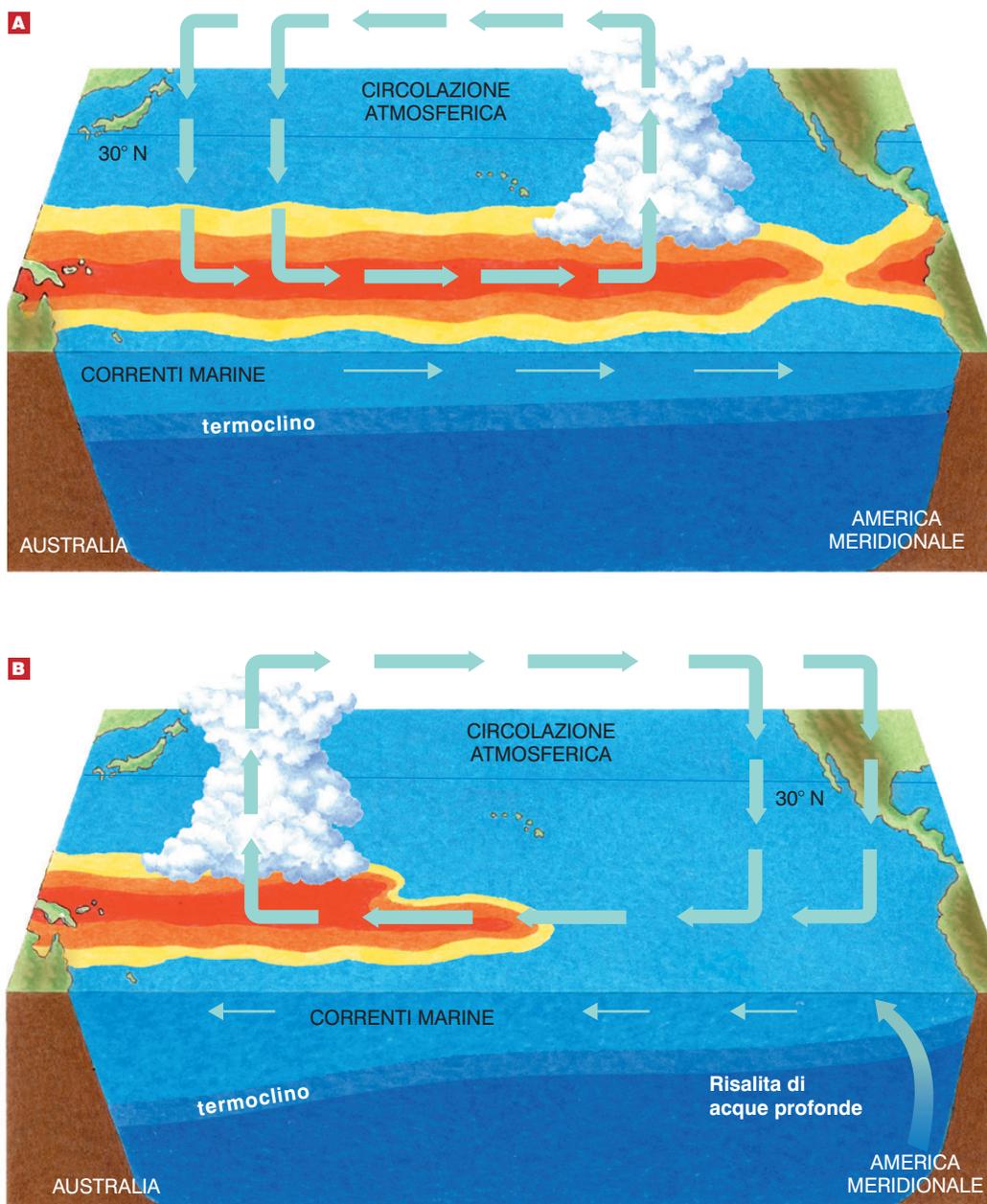
pressione atmosferica e le piogge delle regioni tropicali meridionali che collegava i dati storici e climatici con l'andamento dei raccolti di regioni lontanissime.

A metà Novecento questi dati climatici furono messi in relazione con quelli della temperatura degli oceani. Il meteorologo Bjerknes immaginò in questo modo l'esistenza del **sistema accoppiato oceano-atmosfera**, dove l'oscillazione era l'esito di uno scambio d'energia fra i due comparti. Negli anni Settanta si capì che il sistema era caratterizzato da una serie di complicate «oscillazioni» (alternarsi di due stati differenti) che si autosostenevano mediante meccanismi di retroazione. Inoltre esse interagivano con la distribuzione geografica dei continenti, delle catene montuose, delle correnti marine e atmosferiche.

► **Figura 31**

Il sistema accoppiato oceano-atmosfera è ben esemplificato dal fenomeno del Niño, si osserva la reciproca influenza dei venti alisei (che formano una cella in senso E-O, detta di Walker) e delle correnti marine che cambiando direzione danno luogo all' ENSO.

**A** La situazione normale con la risalita delle acque profonde del Pacifico in corrispondenza della costa peruviana e l'acqua calda oceanica al largo dell'Australia con relativa formazione di nubi; **B** quando si verifica il fenomeno del Niño, la circolazione degli alisei si inverte e l'acqua calda è spinta verso est, andando a «tappare» la risalita al largo del Perù.



L'oscillazione climatica tropicale individuata dai meteorologi imperiali inglesi è uno dei fenomeni più complicati che l'uomo abbia mai scoperto. I numerosi parametri che la descrivono variano periodicamente in modo irregolare, interagiscono fra loro dalla scala regionale a quella planetaria, evolvono nel tempo legandosi al riscaldamento globale, mostrano transizioni non lineari da uno stato all'altro. Tale fluttuazione della pressione atmosferica e della temperatura oceanica del Pacifico meridionale prende il nome di ENSO (*El Niño Southern Oscillation*), meglio conosciuta come l'alternarsi tra uno stato «normale» e uno più caldo, detto *El Niño*. A volte subentra un'oscillazione di senso opposto, detta la *Niña*, ovvero uno stato più freddo del nor-

male. Queste variazioni di temperatura interessano lo strato superficiale delle acque oceaniche (sopra il termoclino) e sono regolate da fenomeni atmosferici.

Il Niño è periodico, sebbene non regolare (da 2 a 8 anni è il «tempo di ritorno», o intervallo di *ricorrenza*). Quando c'è il Niño (che sarebbe il Bambin Gesù, visto che compare alla fine dell'anno), cambia qualcosa sia nel Pacifico meridionale (temperatura dell'acqua, andamento delle correnti, circolazione delle sostanze nutritive) sia nell'atmosfera sopra di esso (regime dei venti e delle piogge), con effetti che vanno dal Perù dove l'oscillazione prende il nome, all'Australia, coinvolgendo poi l'Asia meridionale e l'Africa orientale (► figura 31).