

La Terra: forma, dimensione, movimenti e coordinate

LA LEZIONE

Introduzione

Come gli altri pianeti del Sistema solare, la Terra ha tratto origine dalla nebulosa solare (vedi la lezione '[Sistema solare: origine, struttura e movimenti](#)') attraverso un processo, detto di *accrescimento collisionale*, che si è svolto in due fasi: dapprima grani di polvere microscopici, urtandosi, si sono aggregati, sotto l'azione di forze di natura elettrostatica, in corpi di dimensioni sub-planetary (i *planetesimi*); in un secondo momento, i planetesimi, attirandosi per effetto della forza gravitazionale, hanno subito ulteriori collisioni fra loro e si sono uniti fino a formare la Terra e gli altri pianeti.

La Terra si differenzia da tutti gli altri pianeti del Sistema solare per le condizioni ambientali esistenti sulla sua superficie (per es., la presenza di una grande quantità di acqua allo stato liquido), che vi hanno reso possibile lo sviluppo della vita. Varie circostanze favorevoli hanno messo la Terra in questa situazione: la sua massa notevole, che le ha consentito di trattenere intorno a sé un'atmosfera abbastanza densa; una giusta distanza dal Sole, per cui l'irradiazione solare non è né troppo intensa, né troppo scarsa; un periodo di rotazione sufficientemente breve, tale da rendere non troppo forti gli sbalzi di temperatura fra il giorno e la notte; un'orbita quasi circolare e una moderata inclinazione dell'asse di rotazione, per cui le variazioni climatiche nel corso dell'anno non risultano troppo marcate.

La Terra è il terzo pianeta del [Sistema solare](#) in ordine di distanza dal [Sole](#), conosciuta come il pianeta blu, per il colore degli oceani che coprono due terzi della sua superficie. La sua orbita ha un raggio medio di circa 150 milioni di chilometri e si svolge fra quella di Venere, all'interno, e quella di Marte, all'esterno. La Terra ha un unico

satellite, la [Luna](#). Per dimensioni e per massa, si colloca al quinto posto fra i pianeti, dopo Giove, Saturno, Urano e Nettuno.

Il suo diametro equatoriale misura 12.756 km e la sua massa $5,974 \cdot 10^{24}$ kg. Corrispondentemente, la sua densità media è $5,515 \text{ g/cm}^3$, la più elevata fra quelle di tutti i pianeti e satelliti del Sistema solare. L'accelerazione di gravità media alla superficie è $9,8 \text{ m/s}^2$; la velocità di fuga all'equatore 11,2 km/s. La tab.1 riassume i dati quantitativi relativi al nostro pianeta.

PRINCIPALI DIMENSIONI E CARATTERISTICHE

massa	$5,974 \cdot 10^{24}$ kg
massa in rapporto a quella del Sole	1/332.946
volume	$1,0832275 \cdot 10^{21}$ m ³
densità media	$5,515 \cdot 10^3$ kg m ⁻³
semiasse maggiore dell'orbita	$1,49597870 \cdot 10^{11}$ m (1 UA)
distanza dal Sole al perielio	0,983298 UA
distanza dal Sole all'afelio	1,016744 UA
velocità orbitale media	29.800 m s ⁻¹
periodo di rotazione siderale attorno al Sole	$31,558 \cdot 10^6$ s
schacciamento polare medio	$3,352810 \cdot 10^{-3} = 1/298,257$
inclinazione dell'asse terrestre	23° 26' 21,448"
eccentricità dell'orbita	0,017
superficie totale	$5,10 \cdot 10^{14}$ m ²
superficie delle terre emerse	$1,49040 \cdot 10^{14}$ m ² (29,2 %)
superficie dei mari	$3,61060 \cdot 10^{14}$ m ² (70,8 %)
altezza media dei continenti sul livello del mare	875 m
profondità media degli oceani	3794 m
raggio equatoriale	6.378.140 m
raggio polare	6.356.700 m
raggio medio	6.370.900 m
lunghezza equatoriale	40.075.000 m
lunghezza media di un meridiano	40.008.000 m
accelerazione di gravità all'equatore	978.057,3 mgal ($9,780573 \text{ m s}^{-2}$)
accelerazione di gravità ai poli	983.225,1 mgal ($9,832251 \text{ m s}^{-2}$)
accelerazione di gravità media sull'ellissoide terrestre	979.783,0 mgal
giorno siderale medio	86.164 s (23 ^h 56 ^m 4 ^s)
giorno solare medio	86.400 s (24 ^h)
velocità angolare di rotazione	$7,292116 \cdot 10^{-5}$ rad s ⁻¹
velocità di rotazione equatoriale media	465 m s^{-1} (1674 km h ⁻¹)

UA = unità astronomica = 149.597.870 km

[tab.1](#) Principali dimensioni e caratteristiche della Terra

Forma e dimensioni

Nella remota antichità, la Terra era pensata come una sorta di disco terracqueo, circondato dall'oceano e ricoperto dalla volta celeste. Per quanto si sa, l'idea che la Terra fosse una sfera venne introdotta nel 6° sec. a.C. dai Pitagorici, soprattutto in base alla supposta perfezione geometrica della forma sferica. Nel 4° sec. a.C., Aristotele enunciò, forse riprendendole da altri, le prove della sfericità della Terra: la forma circolare dell'ombra che il nostro pianeta proietta sulla Luna durante le eclissi e la graduale scomparsa di una nave al di sotto dell'orizzonte. La prima stima delle dimensioni della Terra venne effettuata nel 235 a.C. dall'egiziano [Eratostene](#) (v. più avanti), che dedusse valori della circonferenza terrestre abbastanza vicini al vero.

Nel 16° sec. i viaggi di circumnavigazione intorno al globo fornirono la prova diretta della sfericità della Terra. Nel 1670, J. Picard, con misurazioni effettuate fra Parigi e Amiens, ottenne per la circonferenza terrestre un valore di 40.023 km, un dato di grande importanza storica perché I. Newton lo adottò nei calcoli che lo portarono alla formulazione della legge di gravitazione universale. Intorno alla metà del Settecento, l'Accademia delle Scienze di Parigi portò a compimento il progetto, assai ambizioso per l'epoca, di misurare la lunghezza di un arco di 1° in tre zone diverse del pianeta (all'equatore, alle medie latitudini e nelle regioni polari): risultò che la Terra, come era già stato ipotizzato da Newton e C. Huygens, non era perfettamente sferica, ma presentava un lieve schiacciamento ai poli. Un salto di qualità nelle misure si è avuto nella seconda metà del 20° sec. con il lancio dei satelliti artificiali e l'utilizzazione di tecniche radar e orologi atomici.

Il geode

Le irregolarità della superficie terrestre, vale a dire le altezze dei monti e le profondità degli abissi marini, sono relativamente piccole: in proporzione, inferiori alla rugosità di una buccia d'arancia. Nella geodesia, comunque, per descrivere la forma del nostro pianeta, non si prendono in considerazione i rilievi topografici. Per la rappresentazione della Terra si perviene così al concetto di [geode](#), definito come il solido limitato dalla superficie equipotenziale (corrispondente al livello medio dei mari prolungata al di sotto dei continenti) del campo della gravità, risultante dalla forza gravitazionale e dalla forza centrifuga dovuta alla rotazione terrestre.

La superficie del geode è dunque, in ogni punto, perpendicolare alla verticale (individuata localmente dalla direzione di un filo a piombo) e si può immaginarla coincidente con la superficie dei mari e degli oceani. La forza centrifuga è, mediamente, solo lo 0,3% della forza di gravità. Essa però varia dall'equatore (dove è massima) ai poli (dove si annulla), giocando così un ruolo essenziale nel determinare la forma della Terra. Se il nostro pianeta fosse fluido, la sua forma sarebbe quella di un *ellissoide di rotazione*, cioè un solido generato dalla rotazione di un'ellisse intorno a uno degli assi, con l'asse minore diretto lungo l'asse di rotazione. Ciò, in prima approssimazione, si verifica.

Se la Terra fosse un ellissoide di rotazione perfetto, un satellite descriverebbe un'orbita ellittica, soggetta a un moto uniforme di precessione. In realtà si osservano piccole perturbazioni nelle orbite, che indicano uno scostamento del geode dalla forma dell'ellissoide ideale. Il campo gravitazionale terrestre non coincide con il campo gravitazionale che la Terra avrebbe se fosse un ellissoide, perché la forza di gravità varia da punto a punto della superficie terrestre. La superficie del geode non corrisponde ad alcuna forma geometrica e può considerarsi come la forma che la Terra assumerebbe se fosse coperta da una distesa continua e uniforme di liquidi; tale superficie non è regolare e si discosta da quella dell'ellissoide perché in alcuni punti si alza e si abbassa seguendo le variazioni di spessore e di densità della superficie

terrestre, dovute alla presenza di masse rocciose e degli oceani (fig.1).

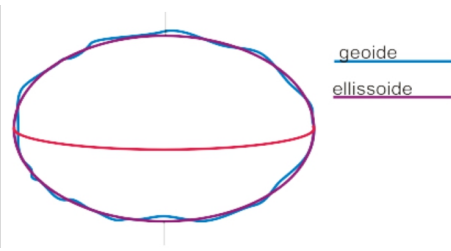


fig.1 Relazione tra l'ellissoide di rotazione e il geoida. Se la Terra fosse omogenea assumerebbe la forma dell'ellissoide

Lo studio delle orbite dei satelliti artificiali ha permesso di stabilire con maggiore precisione la forma del geoida e le sue differenziazioni rispetto all'ellissoide. L'interpretazione dei dati non è tuttavia semplice, perché occorre tener conto di parecchi altri effetti perturbativi, legati alla pressione di radiazione solare, ai campi gravitazionali del Sole e della Luna e all'attrito esercitato dalle tracce dei gas atmosferici presenti alla quota del satellite. Misure più dirette della forma del geoida sono state ottenute con osservazioni radar dell'altezza dei satelliti sul livello degli oceani. Le deformazioni del geoida (o, come anche si dice, le anomalie del campo gravitazionale) possono trarre origine sia da una distribuzione statica, non sfericamente simmetrica, delle densità delle rocce, sia da fenomeni dinamici (correnti convettive nel mantello), anche se il secondo effetto risulta dominante nel produrre le anomalie su grande scala.

Misura della circonferenza terrestre da parte di Eratostene

Supponendo che le città di Alessandria e di Siene (odierna Assuan, latitudine ca. 23°36') si trovassero all'incirca su uno stesso meridiano (per i Greci tutti i cerchi erano innanzi tutto dei cerchi celesti di cui quelli terrestri sono le proiezioni), che i raggi del Sole cadessero parallelamente su tutti i punti della Terra (che nell'ipotesi geocentrica era ridotta a un punto) e sapendo inoltre che a Siene nel giorno del solstizio d'estate (21 giugno) il Sole a mezzogiorno illuminava il fondo di un pozzo verticale (ciò dimostrava che la città si trovava sotto il tropico estivo), Eratostene determinò con uno gnomone a mezzogiorno del solstizio d'estate la distanza zenitale α del Sole ad Alessandria, cioè l'angolo tra i raggi del Sole e la verticale del luogo (fig.2).

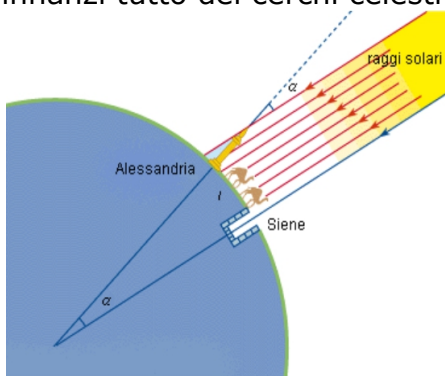


fig.2 Rappresentazione del metodo di Eratostene per misurare la circonferenza terrestre

Il valore che Eratostene trovò per quest'angolo, uguale all'angolo al centro della Terra che intercetta l'arco di meridiano l da Siene ad Alessandria, fu di 1/50 di cerchio cioè 7°12', (valore esatto a meno di 5') e, per definizione di lunghezza dell'arco di un cerchio, era legato alla lunghezza c della circonferenza terrestre dalla relazione:

$$7^{\circ}12' : 360^{\circ} = l : c$$

La distanza tra le due città, misurata dagli agrimensori del re, era di 5000 stadi (lo stadio valeva all'incirca 157,5 m) e quindi la circonferenza terrestre risultava essere di 250.000 stadi (39.375 km ca.), misura che fu presto arrotondata a 252.00 stadi (ca. 39.690 km) per essere divisibile per 60.

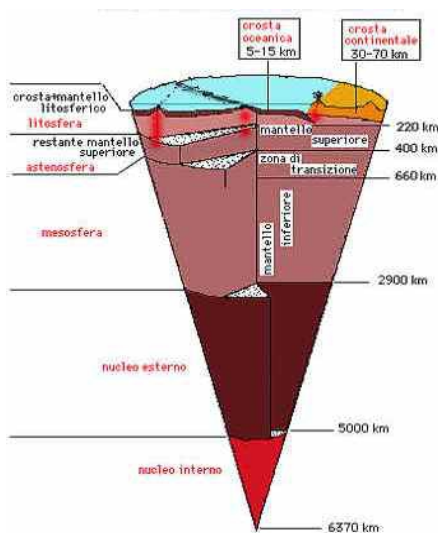
Più della straordinaria approssimazione del risultato ottenuto al valore reale 40.008 ca., (ovvero la misura era in difetto per meno di 0,8%!), dovuta in parte a vari colpi di fortuna, sono ammirevoli l'accuratezza della valutazione dell'arco di meridiano

Alessandria-Siene e soprattutto l'eleganza del procedimento.

Bisogna però notare che il valore dello stadio usato da Eratostene ha dato luogo a numerose controversie tra gli studiosi, dovute al fatto che tale valore poteva andare da 140,8 a 177,4 m. Secondo la maggior parte degli specialisti sembra probabile che lo stadio utilizzato da Eratostene valesse 300 cubiti reali egiziani, cioè 157,5 m e questo è il valore usato per le conversioni effettuate poco sopra. Va inoltre rilevato che la cifra di 5000 stadi determinata dagli agrimensori del re per la distanza Siene-Alessandria non può che essere una distanza approssimata, a meno di 500 stadi, espressa in una cifra tonda il cui significato è poco di più di un semplice ordine di grandezza; di qui il carattere illusorio di una traduzione troppo precisa di queste cifre nelle nostre unità di misura.

Interno della Terra

L'[interno della Terra](#) può essere suddiviso sulla base della composizione oppure del comportamento meccanico (fig.3). Nel primo caso si ha la tripartizione in *crosta*, *mantello* e *nucleo*.



La *crosta* può essere di tipo oceanico o continentale e ha spessori medi rispettivamente di $5 \div 15$ e $30 \div 70$ km. Il *mantello* si divide in superiore (tra 30 e 660 km) e inferiore (tra 670 e 2900 km), e il *nucleo* in esterno liquido e interno solido. La stratificazione è legata alla densità dei materiali; gli elementi più leggeri tendono verso l'alto e viceversa. La crosta oceanica è molto più giovane ($0 \div 200$ milioni di anni) di quella continentale (fino a 3900 milioni di anni): l'età minore ne indica la sua maggiore mobilità (se ne forma continuamente di nuova, mentre altrettanta ne scende all'interno della Terra). Il nucleo è composto principalmente di ferro, a cui si associa circa il 6% di nichel e l' $8 \div 10\%$ di altri elementi.

[fig.3](#) Struttura interna del globo terrestre

È denso più del doppio del mantello, con densità tra 10 e 13 g/cm^3 . Nella sua parte liquida esterna, di circa 2260 km di spessore, la convezione deve essere vigorosa, e la temperatura stimata è tra $4000 \div 5000 \text{ }^\circ\text{C}$ (tab.2).

VOLUME, MASSA E DENSITÀ MEDIA DEI VARI INVOLUCRI COSTITUENTI LA TERRA (*)

regione		volume [10^{12} km^3]	massa [10^{24} kg]	densità media [10^3 kg m^{-3}]	
atmosfera		—	0,000005	0,0013	
idrosfera		0,00137	0,00141	1,03	
crosta	{ continentale oceanica	0,0089	{ 0,0073 0,0016	{ 0,02 0,005	{ 2,8 2,9
mantello	{ sopra 1000 km sotto 1000 km	0,898	{ 0,424 0,474	{ 1,63 2,40	{ 3,9 5,1
nucleo		0,175	1,920	11	
intera Terra		1,083	5,974	5,515	

(*) La biosfera, in mancanza di dati precisi, non figura in tab.; la sua massa, circa 300 volte minore di quella dell'atmosfera, è tuttavia relativamente trascurabile

[tab.2](#) Volume, massa e densità media dei vari involucri costituenti la Terra

La suddivisione meccanica dell'interno terrestre permette di definire [litosfera](#), [astenosfera](#), [mesosfera](#) e nucleo esterno e interno. La litosfera, la parte liquida della

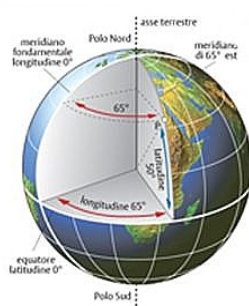
Terra, ha spessore variabile tra 20 km sotto le [dorsali oceaniche](#) fino a circa 100 km nelle zone oceaniche più antiche, e da 50 fino a circa 250 km sotto i cratoni continentali (spessore medio di 100 km); l'astenosfera sottostante arriva a circa 400 km; al di sotto di essa si trova la mesosfera, che coincide con tutto il mantello sottostante.

La maggior parte del volume della Terra è nel suo mantello (circa 82%) che si comporta come un solido se sollecitato per periodi brevi come le oscillazioni sismiche; si comporta invece come un liquido se sottoposto a sforzi in tempi lunghi come nella convezione mantellica. Per considerazioni più approfondite sulla struttura interna della Terra e per la tettonica a placche si rimanda alle corrispondenti lezioni di geologia.

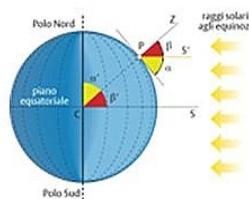
Coordinate e movimenti: Il sistema di riferimento sulla Terra

La Terra ruota attorno a una linea immaginaria detta *asse di rotazione*, che interseca la superficie terrestre nei *poli geografici* nord e sud. L'*equatore* è il circolo massimo sulla superficie terrestre equidistante dai poli, dato dall'intersezione di un piano immaginario passante per il centro della Terra, perpendicolare all'asse di rotazione ed equidistante dai poli. Questo piano equatoriale divide la Terra nei due *emisferi settentrionale* (o *boreale*) e *meridionale* (o *australe*).

Sulla superficie terrestre si adotta un sistema di coordinate sferiche (*latitudine* e *longitudine*), costituito con riferimento al piano equatoriale (origine delle latitudini) e al semipiano meridiano passante per Greenwich (*meridiano fondamentale*, origine delle longitudini): si ha così un sistema di riferimento che consiste di *meridiani* (luogo dei punti aventi uguale longitudine) e *paralleli* (luogo dei punti aventi uguale latitudine).



Con riferimento alla fig.4, la latitudine di un punto P è quindi la distanza angolare tra il parallelo passante per P e l'equatore (parallelo 0); è uguale all'angolo al centro sotteso dall'arco di meridiano compreso tra il punto e l'equatore e si misura quindi in gradi e frazioni di gradi, da 0° (equatore) a 90° N (polo nord) nell'emisfero boreale e da 0° a 90° S (polo sud) nell'emisfero australe (tutti i punti che si trovano sullo stesso parallelo hanno la stessa latitudine).



La longitudine di un punto P è la distanza angolare tra il meridiano passante per P e il meridiano fondamentale; è l'angolo al centro sotteso dall'arco di parallelo compreso tra il punto e il meridiano di Greenwich (meridiano 0) e varia quindi da 0° a 180° E per i punti posti a est del meridiano fondamentale e da 0° a 180° O per i punti che si trovano a ovest (tutti i punti che si trovano sullo stesso meridiano hanno la stessa longitudine).

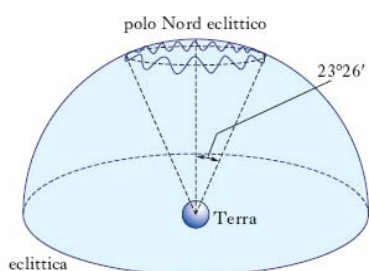
fig.4 Determinazione delle coordinate assolute di un punto P della superficie terrestre. In alto, determinazione della longitudine e della latitudine nel sistema di coordinate geografiche (per semplicità sono rappresentati soltanto meridiani e paralleli di 15 in 15 gradi). In basso, determinazione della latitudine mediante l'altezza del Sole. Nei giorni equinoziali i raggi solari sono paralleli al piano dell'equatore, pertanto l'angolo che essi formano col piano dell'orizzonte (α) è complementare della latitudine del luogo (β'); infatti α è complementare di β e inoltre β e β' sono uguali perché angoli corrispondenti, formati dalle due parallele CS e PS' tagliate dalla trasversale CZ

La lunghezza del grado di parallelo, cioè dell'arco di parallelo sotteso da un angolo al centro avente l'ampiezza di 1° , varia al variare della latitudine: il valore massimo si ha ovviamente all'equatore (111,3 km) e il minimo (0) ai poli. Per il fatto che il geoide non è una sfera, varia con la latitudine anche il grado di meridiano, che aumenta spostandosi dall'equatore verso i poli (i meridiani sono in realtà delle ellissi): il valor medio comunemente assunto è 111,13 km. Le misure di latitudine e di longitudine vengono effettuate in gradi proprio perché la lunghezza degli archi corrispondenti non è costante. In molte applicazioni, tuttavia, la Terra viene assimilata a una sfera, il cui raggio (circa 6370 km) prende il nome di *raggio terrestre medio* o, semplicemente, di *raggio terrestre*.

I moti della Terra

I moti della Terra sono molteplici. In primo luogo, essa è animata da una rotazione intorno a un asse, detto *asse terrestre* o *asse polare*, quasi coincidente con un suo asse principale di inerzia, in $23^h 56^m 4,09^s$ (*giorno sidereo* o *siderale*). Tale rotazione, per un osservatore che si trovi al polo Nord, si svolge in senso antiorario, da O verso E, ed è osservata dalla Terra come un'apparente rotazione diurna della sfera celeste in senso opposto, per cui il Sole e gli altri corpi celesti sono visti spostarsi da E verso O. In particolare, da essa dipende l'alternarsi del giorno e della notte.

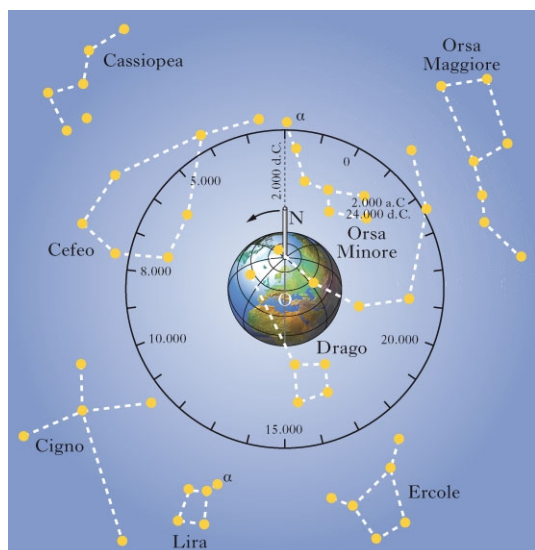
Benché la velocità angolare di rotazione sia la stessa in tutti i punti della superficie terrestre, la velocità periferica varia con la latitudine, essendo massima (465 m/s) all'equatore e nulla ai poli. La rotazione della Terra è perturbata dalle azioni attrattive esercitate dal Sole, dalla Luna e, in misura assai minore, dai pianeti sul rigonfiamento equatoriale. Di conseguenza, l'asse terrestre è soggetto a due moti, illustrati nella fig.5:



un *moto di precessione*, che si svolge in senso antiorario, con un periodo di circa 26.000 anni, intorno all'asse perpendicolare al piano dell'eclittica, e un *moto di nutazione* consistente in una oscillazione intorno alla posizione media con un periodo di circa 18,6 anni.

fig.5 Rappresentazione schematica dei moti di precessione e di

nutazione dell'asse terrestre; nella realtà, la precessione è assai più lenta rispetto alla nutazione di quanto non appaia in figura



La precessione dell'asse è accompagnata dalla corrispondente variazione della giacitura del piano equatoriale terrestre, con conseguente spostamento della linea equinoziale in senso orario, opposto al moto orbitale apparente del Sole, che quindi anticipa ogni anno il suo ritorno alla linea degli equinozi: si tratta del fenomeno noto come *precessione degli equinozi* (fig.6).

fig.6 Precessione degli equinozi. Il piano dell'eclittica coincide con il piano della figura, in modo che la circonferenza rappresenta il percorso ciclico che il polo Nord celeste N compie attraverso le costellazioni indicate (con un periodo di circa 26.000 anni) in seguito alla precessione dell'asse

terrestre attorno all'asse passante per il centro della Terra O e perpendicolare al piano dell'eclittica: la freccia indica il verso di rotazione della precessione e lo zero sulla circonferenza corrisponde alla posizione di N all'inizio dell'era cristiana. Attualmente N è diretto verso la stella α (stella polare) dell'Orsa Minore; tra circa 14.000 anni, sarà diretto verso la stella α (Vega) della costellazione della Lira

L'asse di rotazione terrestre, come accennato, non coincide esattamente con l'asse d'inerzia polare dell'ellissoide. Esso, di conseguenza, non rimane fisso rispetto alla Terra, ma oscilla intorno a una posizione media, dando luogo alla migrazione dei poli, e, quindi, a una variazione periodica delle latitudini sull'intera superficie terrestre. Il fenomeno, previsto da L. Euler nel 1765, fu scoperto nel 1891 da S.C. Chandler e prende perciò il nome di *oscillazione di Chandler*, con un periodo di circa 430 giorni (*periodo chandleriano*). Inoltre, il periodo di rotazione della Terra non è perfettamente costante. Esso è soggetto, innanzi tutto, a un aumento secolare di circa 0,02 ms all'anno, prodotto dalle maree, dagli oceani, dall'atmosfera e dalla Terra nel suo insieme.

Oltre che dalla rotazione, la Terra è animata da un moto traslatorio di rivoluzione intorno al Sole, che viene compiuto in un *anno sidereo*, cioè in $365^g 6^h 9^m 9,54^s$. L'orbita descritta dalla Terra è un'ellisse, con piccola eccentricità (circa 0,017) e semiasse maggiore di 149.598.000 km (1 UA), che viene percorsa con la velocità media di 29,8 km/s. La massima e la minima distanza della Terra dal Sole sono rispettivamente circa 152.000.000 km (1,017 UA) e circa 147.000.000 km (0,983 UA).

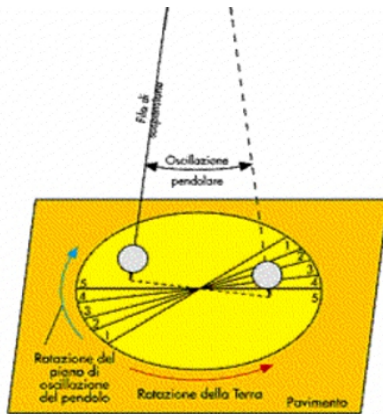
L'asse di rotazione terrestre è inclinato di $66^\circ 34'$ rispetto al piano dell'orbita (eclittica), donde risulta per l'equatore un'inclinazione di $23^\circ 26'$. A tale inclinazione è dovuto l'alternarsi delle stagioni (v. oltre) e la variabilità della durata del giorno e della notte nel corso dell'anno. Come il moto di rotazione, anche quello di rivoluzione è affetto da perturbazioni: conseguenza di esse sono le lievi variazioni secolari nell'eccentricità, nell'inclinazione dell'orbita e nello spostamento della linea degli apsidi, che avviene in senso contrario al moto precessionale della linea equinoziale, abbreviando quindi il periodo della precessione degli equinozi da circa 26.000 anni a circa 21.000 anni. Tali perturbazioni, insieme alla stessa precessione degli equinozi, modificano periodicamente i contrasti stagionali sulla superficie terrestre e possono aver contribuito all'avvicinarsi, attraverso i millenni, dei periodi glaciali e interglaciali.

Infine, la Terra partecipa ai moti da cui è animato il Sistema solare nel suo complesso: e cioè alla traslazione, con la velocità di circa 20 km/s, verso un punto della sfera celeste, situato in prossimità della costellazione di Ercole, e alla rotazione intorno al centro della Via Lattea.

L'esperienza di Foucault per la dimostrazione della rotazione della Terra

Una delle prove più brillanti della rotazione terrestre fu messa in atto nel 1851 dal fisico [Léon Foucault](#), mediante l'uso di un lungo pendolo (massa di 28 kg, sospesa a un filo di 67 m), perciò dotato di oscillazioni molto lente, appeso alla cupola del Panthéon di Parigi. La punta del pendolo sfiorava in basso un sottile strato di sabbia sparsa sul pavimento, lasciandovi una traccia; tale punta non ripassava mai nel solco tracciato durante una delle oscillazioni precedenti, ma tracciava nuovi solchi, a causa della rotazione del piano di oscillazione rispetto al suolo. Se la Terra non ruotasse, un pendolo siffatto oscillerebbe sempre, se non disturbato, in un medesimo piano; l'esperimento mostrò quindi che il piano di oscillazione ruotava uniformemente intorno alla verticale per il punto di sospensione (fig.7), da est verso ovest per il sud, cioè nel

verso orario, indicando incontrovertibilmente che la Terra ruota da ovest verso est nel verso antiorario.



In accordo con una teoria precedentemente elaborata da S.D. Poisson (1838), la velocità angolare del piano di oscillazione risultò pari al prodotto della velocità angolare della Terra per il seno della latitudine (sarebbe quindi nulla all'equatore), con il piano d'oscillazione immutabile nel tempo, e pari a quella terrestre ai poli, con un giro completo del piano d'oscillazione in un giorno esatto. L'importanza concettuale di questo esperimento sta nel fatto che esso fornisce una misura assoluta della velocità angolare di rotazione della Terra e, quindi, una prova del carattere non inerziale di ogni sistema di riferimento solidale con la Terra.

fig.7 Dimostrazione della rotazione della Terra mediante il pendolo di Foucault

Forza di Coriolis

La rotazione della Terra produce una forza (*forza di Coriolis*), che tende a deviare tutti i corpi in movimento sulla superficie terrestre e che ha una notevole influenza sulla direzione della circolazione atmosferica e degli oceani. Ogni corpo che si muova liberamente dall'equatore ai poli è deviato dalla sua direzione iniziale, in conseguenza della diversa velocità lineare alle varie latitudini; nell'emisfero settentrionale la deviazione è verso destra (nella direzione verso del corpo che si muove), in quello meridionale verso sinistra.

L'effetto è dovuto al fatto che la velocità di rotazione lineare non è costante, ma diminuisce con la latitudine. Un corpo che si muove dalle zone equatoriali verso quelle polari, che tende a conservare per inerzia la velocità iniziale, risulta in anticipo rispetto ai punti della superficie che incontra, che si muovono a velocità sempre minore, e devia verso est. Viceversa, nel movimento dai poli all'equatore un corpo devia verso ovest perché si trova in ritardo rispetto a punti della superficie terrestre che si muovono a velocità sempre maggiore.

La forza di Coriolis è detta *fittizia*, perché lo spostamento del corpo in movimento è soltanto relativo, dal momento che è la Terra che si sposta sotto di esso (in questo senso la deviazione che il corpo subisce è apparente).

Le stagioni

L'alternarsi delle stagioni è conseguenza del movimento di rivoluzione della Terra attorno al Sole, dell'inclinazione dell'asse terrestre rispetto al piano dell'eclittica e del fatto che tale asse si mantiene parallelo a sé stesso durante il moto di rivoluzione: nel corso dell'anno cambia quindi l'angolo tra raggi solari e asse terrestre e conseguentemente la distribuzione della luce solare sulla Terra. Varia la declinazione solare e con essa l'altezza del Sole sull'orizzonte alle diverse latitudini: varia quindi la durata del giorno e anche l'intensità della radiazione solare ricevuta, dato che essa dipende dall'inclinazione con cui i raggi attraversano l'atmosfera e raggiungono il suolo terrestre. In virtù di tali variazioni, si suddivide l'anno in quattro periodi (stagioni), caratterizzati nei due emisferi terrestri da condizioni diverse di illuminazione, e descritti in riferimento alle quattro posizioni occupate dalla Terra durante il suo cammino di rivoluzione attorno al Sole: equinozi e solstizi (fig.8).

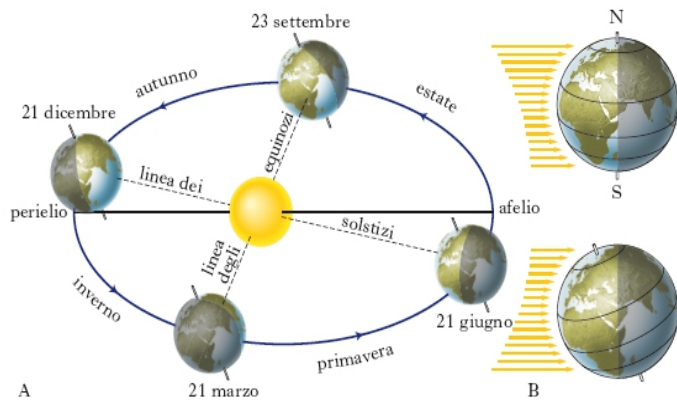


fig.8 L'orbita ellittica descritta dalla Terra nel suo movimento di rivoluzione attorno al Sole (A): sono indicate le posizioni degli equinozi e dei solstizi, mentre le stagioni sono riferite all'emisfero boreale.

Distribuzione della luce solare sulla Terra durante gli equinozi e i solstizi (B): in alto (23 settembre), primavera nell'emisfero nord, autunno nell'emisfero sud; in basso

(21 giugno), estate nell'emisfero nord, inverno nell'emisfero sud

Durante gli equinozi la durata del dì è esattamente uguale a quella della notte in ogni punto della Terra, i raggi solari a mezzogiorno sono allo zenit sull'equatore e la declinazione del Sole (cioè l'altezza rispetto all'equatore celeste) è nulla. Durante i solstizi, invece, l'illuminazione solare ha la massima inclinazione angolare rispetto all'asse terrestre, per cui si hanno condizioni climatiche con forti variazioni da un emisfero all'altro: nell'emisfero boreale, con il solstizio estivo il Sole ha declinazione $23^{\circ}27'$ N, i suoi raggi a mezzogiorno sono allo zenit sul Tropico del Cancro e le zone comprese tra il circolo polare artico e il polo nord restano sempre illuminate, mentre quelle che si trovano tra il polo sud e il circolo polare antartico restano al buio; le condizioni di illuminazione si invertono con il solstizio invernale, quando il Sole ha declinazione $23^{\circ}27'$ S.

Le diverse stagioni non hanno tutte la stessa durata: ciò si verificherebbe se l'orbita apparente del Sole rispetto alla Terra fosse un cerchio avente per centro la Terra e venisse descritta con moto uniforme; in realtà l'orbita è un'ellisse, di cui la Terra occupa un fuoco (prima legge di Keplero) e che il Sole percorre secondo la legge delle aree (seconda legge di Keplero), per cui la velocità del Sole è maggiore nelle vicinanze del perigeo (minima distanza dalla Terra) e minore nelle vicinanze dell'apogeo (massima distanza dalla Terra). Questo fa sì che le due stagioni che comprendono tra di loro l'apogeo siano più lunghe di quelle che comprendono il perigeo: il Sole resta nell'emisfero boreale circa otto giorni più che in quello australe. Inoltre la durata delle stagioni varia di anno in anno per il fatto che la linea degli apsi (asse maggiore dell'orbita) si sposta tra le stelle di circa $62''$ all'anno per effetto della precessione degli equinozi e delle perturbazioni planetarie.

I fusi orari

In base al tempo impiegato dalla Terra per compiere una rotazione completa (24 ore), per facilitare il computo dell'ora la superficie terrestre è stata suddivisa (in base a un accordo internazionale risalente al 1884) in 24 zone convenzionali, dette *fusi orari*, con un'ampiezza di 15° in longitudine ciascuna. Tutti i luoghi della Terra compresi in un determinato fuso orario assumono per convenzione l'ora del meridiano passante per il centro del fuso (fig.9). In ogni luogo della Terra possiamo pertanto distinguere un'ora vera locale e un'ora convenzionale. In Italia, per esempio, Torino, Milano e Trieste non hanno la stessa ora locale ma la medesima ora convenzionale, che è quella di tutta l'Italia, cioè l'ora del meridiano che passa presso Roma. Poiché la rotazione terrestre avviene da ovest verso est e il Sole si muove apparentemente in senso opposto, un viaggiatore che si sposti verso ovest passando da un fuso orario al successivo troverà che gli orologi locali sono indietro di un'ora rispetto a quelli del fuso

da cui proviene, mentre se viaggia verso est troverà gli orologi avanti di un'ora.

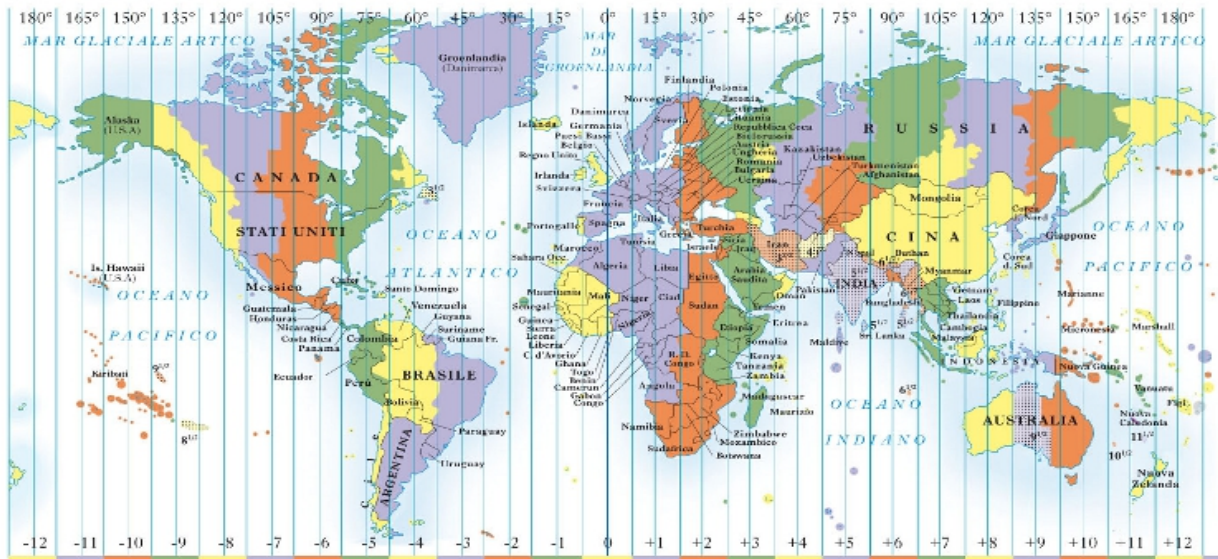


fig.9 Suddivisione della superficie terrestre in 24 fusi orari; nelle aree contraddistinte da colori puntinati si adottano ore legali che variano per frazioni di ora

Come meridiano di riferimento universale è stato scelto quello di Greenwich (meridiano 0), nelle vicinanze di Londra, sede di un celebre osservatorio astronomico, e il primo fuso orario si estende per $7,5^\circ$ a est e $7,5^\circ$ a ovest di questa località. Per convenzione si è assunta come *ora del tempo universale* (T.U.) l'ora del meridiano di Greenwich, detta anche *ora di Greenwich*. Quando sul meridiano di Greenwich (0°) è mezzogiorno, nel fuso subito a est saranno le 13, due fusi più a est le 14 e così via; nei fusi a ovest invece mancherà ancora del tempo a mezzogiorno. I fusi orari, rispetto all'ora di Greenwich, vengono indicati, con il + se a est e con il - se a ovest. Conoscendo la longitudine di un luogo, si sa pertanto a quale fuso appartiene e qual è la differenza di ora rispetto a Greenwich. Si definisce *linea internazionale del cambiamento di data* o *linea di data* (ingl. *date line*), la linea che segue approssimativamente il 180° meridiano (o antimeridiano di Greenwich), attraversando la quale si deve aumentare di un giorno la data (cioè saltare un giorno) per chi procede verso ovest, e diminuirla di un giorno (cioè contare il giorno due volte) per chi procede verso est.

Una corrispondenza così esatta, però, è vera solo in mare. Dato che i confini politici terrestri non coincidono con i limiti dei fusi, infatti, questi ultimi non seguono esattamente l'andamento del meridiano e in molti tratti hanno una forma irregolare, che si adatta il più possibile alla forma degli Stati che attraversano. In questo modo si evita di adottare ore diverse nel territorio di uno stesso Stato. Tuttavia, nel caso di Paesi molto estesi in longitudine (come Russia, Stati Uniti, Canada), si è reso necessario suddividere il loro territorio in più fusi orari.

Giorno sidereo e giorno solare

La durata di una rotazione completa della Terra (giorno) si può calcolare prendendo come riferimento le stelle o il Sole (in mancanza di un punto fermo nello spazio), ma i tempi che ne risultano sono nei due casi diversi.

Se si prendono come riferimento le stelle, la durata del giorno è data dall'intervallo di tempo che intercorre tra due successivi passaggi della stella considerata sul meridiano del luogo e si ha quindi il *giorno sidereo* (o *siderale*), già introdotto, di durata $23^h 56^m$

4,09^s. Se invece il riferimento è dato dal Sole, si considera per la durata del giorno l'intervallo di tempo tra due passaggi consecutivi della nostra stella sullo stesso meridiano e si ha il *giorno solare*.

La durata del giorno siderale è costante mentre quella del giorno solare varia nel corso dell'anno a seconda della posizione della Terra lungo la sua orbita annuale, in considerazione del fatto che la sua velocità di rivoluzione è massima al perielio (minima distanza dal Sole) mentre si riduce all'afelio (massima distanza dal Sole). Si assume quindi come unità di misura del tempo il *giorno solare medio*, dato dalla media della durata di tutti i giorni solari di un intero anno e corrispondente a 24 ore esatte.

Per la misura del tempo sarebbe preferibile il giorno siderale, per la costanza della sua durata, ma la vita degli uomini è regolata dal Sole e pertanto i nostri orologi fanno riferimento al giorno solare medio, che consente di suddividere la giornata in parti uguali.

La differenza tra giorno siderale e giorno solare medio è dovuta al fatto che mentre la Terra compie una rotazione si muove anche attorno al Sole, spostandosi ogni giorno di un angolo di circa 1° (fig.10). Questo spostamento non è apprezzabile se si prendono come riferimento le stelle fisse (per la grande distanza di esse), ma è rilevante se si fa riferimento al Sole, e in questo caso è necessario un intervallo di tempo maggiore perché la Terra durante il suo movimento torni nella stessa posizione rispetto alla nostra stella, motivo per cui il giorno solare è più lungo di quello sidereo (e le stelle culminano di notte con 4 minuti di anticipo).

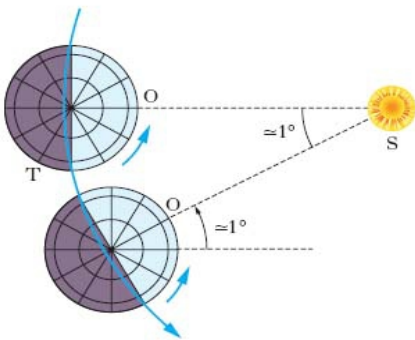


fig.10 Confronto fra giorno siderale e giorno solare medio; il meridiano di O deve ruotare di circa 1° in più nel giorno solare: S, Sole; T, Terra