Le datazioni assolute

Si può considerare il tempo geologico in due diversi modi: relativo e assoluto. Il tempo relativo ci dice se un evento geologico si verificò prima o dopo un altro evento, senza alcun riferimento quantitativo. Il tempo assoluto invece misura quanto tempo fa ebbe luogo un dato evento geologico, se poche migliaia di anni fa, qualche centinaio di milioni di anni fa o ancora più indietro nel tempo.

FIGURA 1 Le variazioni stagionali lasciano tracce evidenti in molti sistemi naturali. Nel tronco degli alberi il legno estivo e autunnale, costituito da cellule di diametro minore rispetto a quelle del legno primaverile, forma anelli più scuri.

FIGURA 2 Nelle varve il sedimento depositato in inverno forma strati di materiale più scuro rispetto a quello depositato durante l'estate, a causa dell'abbondanza di sostanza organica. Nella foto, varve glaciali in argille depositatesi in un antico lago pleistocenico.

Quando attribuiamo un avvenimento del passato a una determinata era o periodo, facciamo riferimento alla **cronologia relativa**, fondata sulle successioni fossilifere che presentano cambiamenti evolutivi al passare del tempo.

Quando invece diciamo che una roccia, o un fossile, risale per esempio a cinquanta milioni di anni fa, ci riferiamo alla **cronologia assoluta**. Per effettuare una datazione quantitativa, occorre però possedere un segnatempo attendibile per la misura dell'intervallo di tempo trascorso.

I due sistemi di cronologia si fondano su metodi diversi, paleontologico il primo, fisico il secondo. La loro integrazione ci permette di inquadrare un avvenimento geologico sia nella storia evolutiva del nostro pianeta, sia in termini di anni trascorsi dal suo verificarsi.

Datazioni stagionali

Rotazione e rivoluzione della Terra ci forniscono due importanti e utili unità di misura del tempo: il giorno e l'anno. Soprattutto le variazioni stagionali di luce, temperatura e precipitazioni esercitano una profonda influenza sul rifornimento di cibo per animali e piante e, in certi luoghi, anche sull'erosione, sul trasporto e sulla deposizione dei sedimenti. Gli effetti stagionali rimangono fissati negli organismi e nei sedimenti in vario modo e ci permettono di contare il numero delle estati e degli inverni. Si tratta però di metodi che trovano valida applicazione solo per le ultime migliaia di anni.

L'esempio più conosciuto dell'effetto stagionale registrato dagli organismi è quello degli anelli concentrici che si trovano nei tronchi degli alberi (figura 1). La **dendrocronologia**, che studia questo fenomeno, ha permesso di datare con precisione siti archeologici fino a 2 000 anni a.C. Le sequoie della California hanno anche 3 000 anni di età. Una specie di pino che vive nelle montagne desertiche della California, del Nevada e dello Utah è ancora più longeva; un esemplare, che ha 4 800 anni, è considerato il più vecchio organismo vivente sulla Terra.

Anche gli animali, specialmente quelli marini come molluschi, coralli e alghe, rispondono alle variazioni stagionali di temperatura delle acque marine mediante sensibili variazioni nel tasso di crescita delle loro parti minerali.

Gli effetti delle variazioni stagionali si ripercuotono anche nell'erosione e nella deposizione dei sedimenti. Le **varve** sono depositi a ciclo annuale associate ai ghiacciai (figura 2). Durante la

FIGURA 3 La famosa *Scala dei Turchi* a Capo Rossello, nei pressi di Agrigento. È costituita da strati orizzontali di calcari marnosi bianchi (trubi) di età pliocenica inferiore, che si sono depositati sotto il controllo della periodicità dei parametri orbitali della Terra.

stagione estiva, i ghiacciai e la neve si sciolgono e una grande quantità di materiale è trasportata e depositata nei laghi, negli stagni o nei fiordi adiacenti: si forma così uno straterello di materiale detritico composto da limo e sabbia. Quando viene l'inverno, torrenti e fiumi gelano, gli specchi d'acqua sono coperti di ghiaccio e non c'è sedimentazione. Tuttavia in inverno sul fondo di questi bacini decantano gli organismi e si forma una sottile pellicola di deposito organico di colore scuro. Ogni varva è perciò composta di uno straterello «estivo», chiaro e grossolano, e di una pellicola «invernale» scura e fine. Lo spessore di una varva può variare da qualche millimetro a qualche centimetro, a seconda della lunghezza delle stagioni e della temperatura. Le sequenze di varve più complete si sono accumulate nei laghi che si formarono quando i grandi ghiacciai continentali del Pleistocene iniziarono a sciogliersi. In Scandinavia e in Nordamerica i geologi sono riusciti a contare fino a 20.000 varve.

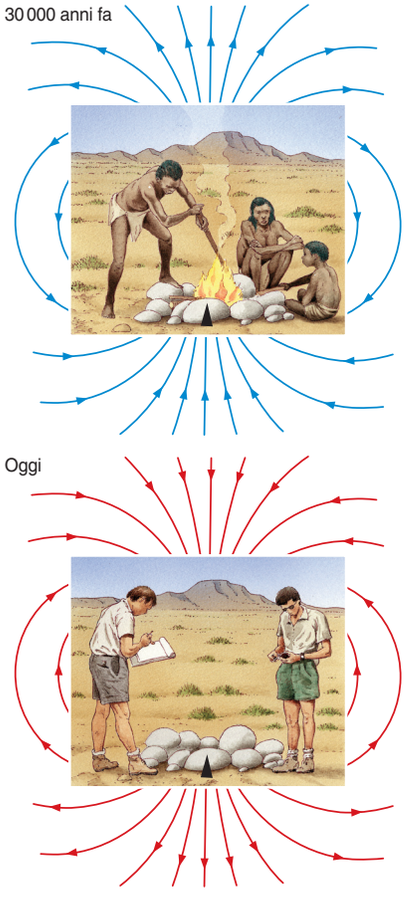


FIGURA 4 Il campo magnetico della Terra 30 000 anni fa era diretto in senso opposto rispetto a quello di oggi, come evidenziato dalla scoperta di rocce con magnetismo inverso trovate nel focolare di un antico accampamento. Le rocce, raffreddandosi dopo l'ultimo fuoco, si magnetizzarono nella direzione del campo magnetico allora presente (triangolo nero), lasciando una registrazione permanente, così come un fossile lascia una testimonianza di antiche forme di vita. (Cortesia di Ferruccio Cucchiarini)

Astrocronologia (cronologia orbitale)

L'idea che le variazioni periodiche dei parametri orbitali terrestri, quali:

1 la precessione degli equinozi, caratterizzata da una periodicità di circa 21 000 anni,
2 il mutamento dell'inclinazione dell'asse terrestre, che assume valori compresi tra un minimo di 21° 55' e un massimo di 24° 20' durante un intervallo di tempo medio di 41 000 anni,
3 la variazione dell'eccentricità dell'orbita che compie un ciclo completo in 92 000 anni,

abbiano una forte influenza sul clima terrestre ha avuto solide basi matematiche con gli studi di Milutin Milanković (1941), un geofisico croato, che documentò il controllo astronomico sulle glaciazioni del Quaternario.

Ora sappiamo che alle variazioni dei parametri orbitali terrestri (precessione, obliquità, eccentricità), che determinano importanti variazioni dell'insolazione, sono legate consistenti variazioni cicliche del clima sul nostro pianeta. È anche documentato che questa alternanza di periodi «caldi» e «freddi» produce un'alternanza, o ciclicità, nel tipo di sedimentazione marina. Quindi, con particolari tecniche statistiche, è possibile correlare la ciclicità delle successioni sedimentarie (figura 3) a uno dei tre parametri orbitali terrestri, rispettivamente di 21 000 (precessione), 41 000 (obliquità) e 92 000 anni (eccentricità). La conclusione è che si può conoscere esattamente il tempo intercorso per l'accumularsi di una determinata successione di rocce sedimentarie.

Cronologia magnetica

Il campo magnetico terrestre inverte periodicamente la sua polarità: il polo nord diventa polo sud e viceversa. Queste inversioni sono registrate nelle rocce (figura 4), sia quelle situate sui continenti sia quelle presenti sul fondo degli oceani.

L'inversione del campo magnetico terrestre è un *evento globale*, per cui risulta che l'intermittenza, o scansione temporale, di questi eventi è uguale su tutto il pianeta.

Misurando migliaia di queste inversioni nelle rocce di tutto il mondo, i geologi sono riusciti a ricostruire in dettaglio la sequenza delle inversioni magnetiche almeno fino a 200 milioni di anni fa e quindi a preparare una scala cronologica basata su tali inversioni. Rocce aventi la medesima età contengono registrata la medesima successione di eventi magnetici. Essendo questa successione caratteristica e unica per ogni momento della storia geologica, si può quindi risalire alla esatta età delle rocce esaminate.

Il metodo radiometrico

Fu presto chiaro che gli anelli di accrescimento degli alberi o lo spessore dei sedimenti potevano misurare il tempo solo per periodi brevi. Gli alberi più vecchi, ad esempio, possono avere al massimo età dell'ordine di poche migliaia di anni. La velocità di sedimentazione, d'altra parte, è fortemente influenzata da eventi irregolari e imprevedibili, come cambiamenti climatici, eruzioni vulcaniche, andamento delle correnti marine. Per molti anni la datazione assoluta della storia della Terra rimase incerta e si ricorse prevalentemente alla datazione relativa.

Solo nella prima metà del Novecento gli scienziati misero a punto un metodo di datazione assoluta, affidabile anche per archi di tempo molto lunghi.

▶ *La* **datazione «assoluta»** *misura l'età reale di un minerale o di una roccia mediante metodi radiometrici.*

Si trattava del **metodo radiometrico**, basato sulla radioattività di alcuni atomi contenuti nelle rocce. Fu, infatti, la scoperta della radioattività (1896) che offrì alle scienze della Terra la possibilità di misurare il tempo geologico con precisione prima di allora impensabile. Appena nove anni dopo la scoperta della radioattività, Ernest Rutherford annunciò la possibilità di usare questo fenomeno per misurare l'età delle rocce e tre anni dopo fu in grado di attribuire un'età di 500 milioni di anni a un cristallo di fergusonite (un ossido di ittrio e niobio), in base al suo contenuto di uranio ed elio. L'età così determinata è definita **età radiometrica**, detta anche impropriamente «assoluta», in quanto esiste un sia pur minimo intervallo di incertezza.

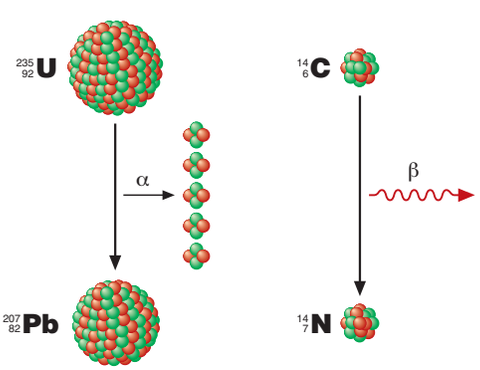
Sappiamo dalla fisica che la **radioattività naturale** consiste nell'emissione, da parte di un isotopo instabile, di particelle alfa, beta e altre quali positoni, neutrini e antineutrini, e di radiazioni gamma (figura 5).

I nuclei degli atomi radioattivi, detti *nuclidi genitori*, sono instabili e tendono a trasformarsi in nuclei stabili, detti *nuclidi figli*, attraverso il processo di **decadimento radioattivo**. La velocità con cui questo fenomeno avviene è nota per ogni tipo di nuclide radioattivo e non è influenzata dai fattori ambientali.

I nuclidi radioattivi sono frequenti in alcune rocce magmatiche. Al momento della formazione, una roccia contiene una certa quantità di nuclidi genitori, mentre i nuclidi figli sono assenti. Con il trascorrere del tempo, grazie al decadimento radioattivo, la quantità di nuclidi genitori diminuisce, mentre aumenta quella dei nuclidi figli.

FIGURA 5 I più comuni atomi radioattivi usati nel metodo radiometrico per la datazione delle rocce e dei reperti fossili.

Metodo	Elemento genitore → figlio	Tempo di dimezzamento	Tipo di decadimento
K/Ar	Potassio-40 → Argon-40	1,3 (miliardi di anni)	β, γ
Rb/Sr	Rubidio-87 → Stronzio-87	49 (miliardi di anni)	β
Sm/Nd	Samario-147 → Neodimio-143	106 (miliardi di anni)	α
Pb	Uranio-238 → Piombo-206 Uranio-235 → Piombo-207 Thorio-232 → Piombo-208	4,5 0,713 13,9 (miliardi di anni)	α, γ α α
^{14}C	Carbonio-14 → Azoto-14	5 730 (anni)	β



Il **decadimento** α si verifica quando un nucleo emette una particella α positiva costituita da 2 protoni e 2 neutroni

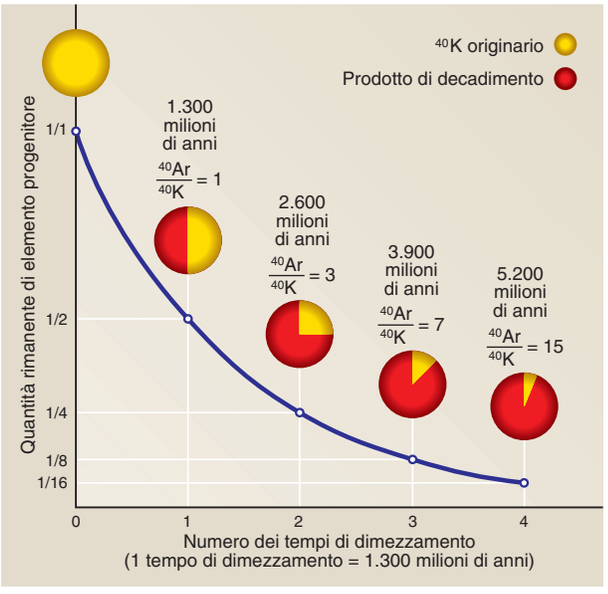
Il **decadimento** β si verifica quando un neutrone di un nucleo emette una particella β negativa trasformandosi in un protone

Il **decadimento** γ si accompagna in genere al decadimento α e β e si verifica quando un nucleo emette una radiazione γ elettricamente neutra senza trasformazione di un elemento in un altro.

FIGURA 6 Il decadimento radioattivo si può paragonare a ciò che avviene in una clessidra. In entrambi i casi una data quantità di materiale originario «genitore» si trasferisce o si tramuta in un materiale «figlio», la cui quantità può essere misurata separatamente. La differenza fondamentale tra i due processi sta nel fatto che la sabbia della clessidra cade con una velocità costante, mentre il decadimento radioattivo procede con velocità esponenziale, come indicato nella figura seguente.

Per ogni nuclide radioattivo si conosce il tempo necessario affinché, a partire da una quantità Q iniziale, ne rimanga una quantità Q/2, cioè la metà. Questo tempo, il cosiddetto *tempo di dimezzamento*, è costante (figura 5). Dopo 2 tempi di dimezzamento la quantità del nuclide genitore che rimane è diventata Q/4, dopo 3 tempi Q/8 e così via. Se in una roccia riusciamo a determinare la quantità di nuclidi genitori che si sono trasformati e conosciamo la quantità di nuclidi genitori ancora rimasti, possiamo calcolare quanti nuclidi genitori erano originariamente presenti. Il rapporto tra numero originario e numero attuale consente di calcolare quanti tempi di dimezzamento sono trascorsi dal momento della formazione della roccia. Diventa così possibile determinare l'età assoluta della roccia. Con la datazione radiometrica si è potuto stabilire che le più antiche rocce del pianeta hanno 4 200 milioni di anni. L'età della Terra è stata invece stimata in 4 600 milioni di anni.

Per capire, in modo semplice, come funziona il metodo della datazione mediante gli isotopi radioattivi, possiamo prendere ad esempio il funzionamento di una clessidra. Se si conosce la velocità con cui la sabbia scende dalla metà superiore a quella inferiore, il rapporto tra la sabbia che sta ancora in alto e quella che è già scesa indica da quanto tempo la clessidra è in funzione (figura 6). Il rapporto tra la quantità di isotopo radioattivo e quella dell'isotopo prodotto dal suo decadimento permette di stabilire da quanto tempo l'iniziale isotopo radioattivo emette radiazioni. Ciò equivale a dire che il rapporto tra i due isotopi ci consente di stabilire l'età del minerale o della roccia in cui essi sono contenuti. In pratica, occorre conoscere il rapporto tra le quantità dell'elemento radioattivo originario e dell'elemento finale in cui il primo si trasforma.



I metodi di datazione radiometrica attualmente più usati utilizzano le coppie potassio-argon (K/Ar) (figura 7), rubidio-stronzio (Rb/Sr), samario-neodimio (Sm/Nd), uranio-piombo (U/Pb), thorio-piombo (Th/Pb), l'uranio-238 (^{238}U) e il carbonio-14 (^{14}C).

Non tutte le rocce sono databili con il metodo radiometrico. Se nello strato roccioso non sono presenti nuclidi utilizzabili per individuare l'età assoluta, si può però utilizzare un metodo indiretto. In particolare le rocce sedimentarie, nelle quali si rinvengono i fossili, sono quasi sempre prive di nuclidi utilizzabili per la datazione radiometrica. Le rocce sedimentarie sono però spesso comprese tra formazioni di origine magmatica, generalmente databili con il metodo radiometrico. A una roccia sedimentaria è attribuibile un'età compresa tra quella della roccia magmatica immediatamente più giovane e quella della roccia magmatica immediatamente più antica.

L'età della Terra è stata fino all'inizio del 1900 un argomento puramente speculativo per geologi e fisici, per la mancanza di dati sperimentali attendibili. Solo dopo la scoperta dell'esistenza dei nuclidi radioattivi presenti nelle rocce è stato possibile determinare l'età della sua formazione.

La costruzione di una scala assoluta dei tempi geologici fornisce un ottimo esempio di come le datazioni radiometriche possano affiancare le datazioni relative effettuate su base stratigrafica e paleontologica.

Il metodo delle tracce di fissione. Negli ultimi decenni si è sviluppato un metodo di datazione quantitativa basato sulle *tracce di fissione*. Il metodo studia le tracce lasciate, nei minerali o nei vetri, dal passaggio di particelle nucleari emesse dalla fissione spontanea di uranio-238. La fissione spontanea dell'^{238}U in minerali quali apatite, zircone e titanite produce nuclidi il cui passaggio attraverso il reticolo cristallino provoca una serie di difetti reticolari allineati (le tracce di fissione) che, con tecniche particolari, possono essere osservati tramite un normale microscopio ottico a forte ingrandimento. Il numero di tracce presenti sul cristallo è proporzionale alla quantità di ^{238}U che è andata incontro al decadimento radioatti-

FIGURA 7 Curva di decadimento del potassio-40 (^{40}K). Il ^{40}K ha un tempo di dimezzamento di 1 300 milioni di anni e si trasforma in argon-40 (^{40}Ar). Se in un campione il rapporto ^{40}Ar/^{40}K è 1, significa che l'età del campione è di 1 300 milioni di anni poiché metà del potassio si è trasformato in argon. Se il rapporto è 3 vuol dire che è trascorso un periodo pari a un altro tempo di dimezzamento e l'età sale a 2 600 milioni di anni (due $t_{1/2}$), e così via. Al passare di ogni $t_{1/2}$ il rapporto è il doppio più uno del valore precedente.

vo e al contenuto in uranio presente nel minerale. Questa quantità può essere stimata mediante l'irraggiamento del cristallo con neutroni termici in un reattore atomico. L'irraggiamento produce la fissione artificiale dell'^{235}U, la cui abbondanza rispetto all'^{238}U è costante in natura. L'età in anni è calcolata determinando il rapporto tra la densità di tracce di fissione spontanea e quella di tracce di fissione indotta. Questo metodo è applicato a una vasta gamma di datazioni geologiche. Poiché la formazione o la scomparsa delle tracce, come pure la loro lunghezza, sono legate a precisi intervalli di temperatura, questa tecnica si può utilizzare per studiare la storia termica del luogo di deposito del materiale in esame.

Il metodo delle tracce di fissione, applicato a catene orogeniche, permette di calcolare il tasso di sollevamento:

$$\textit{tasso di sollevamento} = \frac{\textit{tasso di raffreddamento}}{\textit{gradiente geotermico}}$$

Il metodo del carbonio-14. Il carbonio-14 (^{14}C) è un isotopo radioattivo che si produce continuamente dall'interazione di nuclei d'azoto dispersi nell'alta atmosfera e neutroni generati dai raggi cosmici ad elevata energia provenienti dallo spazio interstellare, secondo la reazione:

$$^{14}N + n \rightarrow {}^{14}C + p$$

Gli atomi di 14C si ossidano in CO_2 e in breve tempo sono distribuiti omogeneamente nell'atmosfera, nell'idrosfera e persino nella biosfera (figura 8). Tutti i viventi, infatti, attraverso il processo della fotosintesi e la catena alimentare, assimilano piccolissime dosi di carbonio-14; alla loro morte cessa l'assunzione del radioisotopo e quello che ne rimane nei tessuti più duraturi, quali ossa, legno, carbone o altri resti vegetali, va incontro a decadimento β^- trasformandosi in azoto-14 (^{14}N). Generalmente, la quantità di ^{14}C di un organismo, come pure il rapporto con l'isotopo stabile ^{12}C, rimane costante per tutta la vita, poiché il carbonio che decade è sostituito da altro in ingresso. È stato verificato che il rapporto di equilibrio $^{14}C/^{12}C$ in atmosfera, che corrisponde allo stesso rapporto degli isotopi organicati, ha un valore quasi costante dell'ordine di 10^{-12}.

Il carbonio-14, il cui tempo di dimezzamento è di soli 5 730 anni, può essere usato soltanto per datare materiali organici quali ossa, legni, carboni degli ultimi 80 000 anni. Questo metodo radiometrico, messo a punto per la prima volta fra il 1945 e il 1955 dal professor Willard Frank Libby assieme ai suoi collaboratori dell'Institute for Nuclear Studies di Chicago, scoperta che nel 1960 gli valse il Premio Nobel per la chimica, è quindi di straordinario interesse per datare gli avvenimenti più recenti del Quaternario, per la preistoria e per l'archeologia.

Occorre, tuttavia, considerare anche i fattori d'incertezza che questo metodo presenta, primo fra tutti la possibile contaminazione di un campione causata da percolazione di acque, da incorporazione di carbonio più giovane o più antico, da contaminazione sul campo o in laboratorio. Inoltre, uno dei principî cardine su cui si basa il metodo del radiocarbonio, cioè che la concentrazione del ^{14}C nell'atmosfera si sia mantenuta costante nel tempo, è vero solo a grandi linee: vari fattori, infatti, possono influire sulla produzione di 14C nell'alta atmosfera, dalle variazioni nell'attività solare, alle fluttuazioni del campo magnetico terrestre, agli effetti delle eruzioni vulcaniche e, recentemente, alle attività umane. Ciò comporta l'esigenza di calibrare le datazioni ottenute con il metodo del radiocarbonio attraverso i contributi di altre discipline quali la dendrocronologia.

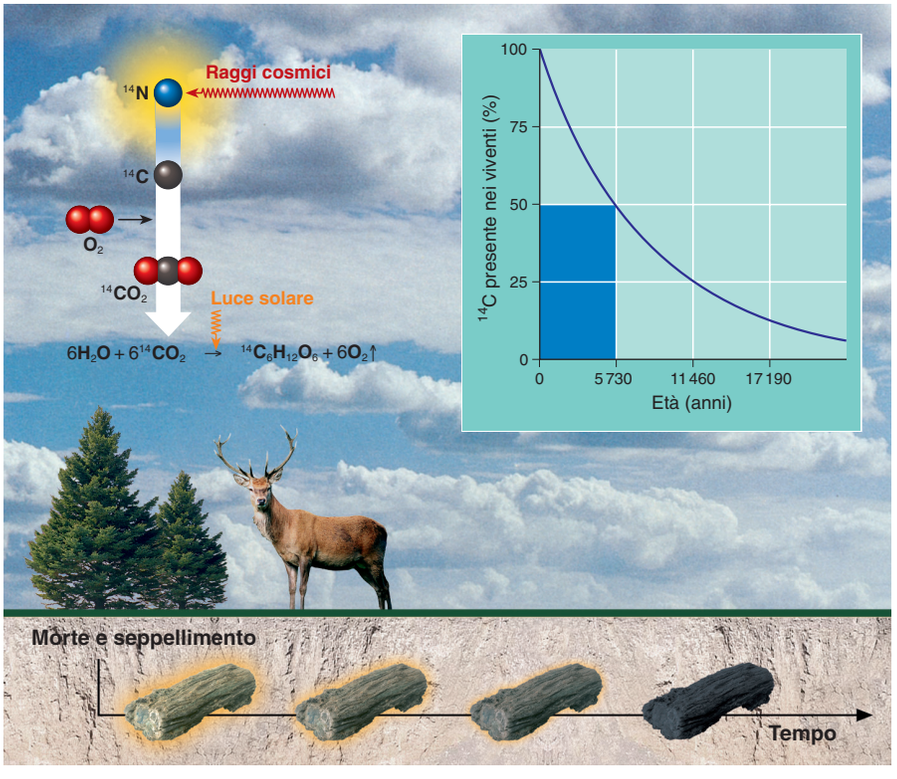


FIGURA 8 Il carbonio-14 si forma per l'interazione dei neutroni prodotti dai raggi cormici con l'azoto atmosferico. Il carbonio-14 si lega poi con l'ossigeno atmosferico e forma diossido di carbonio (CO_2) che viene assimilato dai sistemi viventi.