

**CAPITOLO 1 *IL METODO DI DATAZIONE AL RADIOCARBONIO MEDIANTE
SPETTROMETRIA DI MASSA ULTRASENSIBILE***

Gli eventi del passato possono aver lasciato, nel territorio o nei materiali, tracce da cui si possono ricostruire gli eventi avvenuti migliaia di anni addietro. Per avere informazioni sul periodo di cui non ci sono tracce o documentazioni lasciate dall'uomo, l'unico modo è di "leggere" gli indizi lasciati dagli eventi naturali nei reperti o nel territorio. Questo è possibile grazie alle *datazioni*, cioè al procedimento di identificazione cronologica di un reperto all'interno di un contesto storico. I metodi di datazione possono essere suddivisi in relativi e assoluti. I metodi di datazione *relativi* comprendono tutti quei metodi classici che si basano fondamentalmente sulla giacitura stratigrafica dei manufatti, sulle loro affinità e somiglianze tipologiche con altri manufatti datati in modo simile o attraverso complesse e lunghe catene di riferimento i cui termini temporali d'origine sono ben collocabili in cronologie storicamente tramandate (p. es. quelle egizia, greca, babilonese, ecc.). Un esempio di metodologia di datazione relativa consiste nell'assumere che in una stratigrafia di scavo il manufatto con giacitura soprastante è più recente di uno con giacitura sottostante.

Le datazioni *assolute* o cronometriche comprendono metodi fondati su fenomeni naturali, fisici e chimici, nei quali la datazione è ottenuta indipendentemente da altri elementi di riferimento (manufatti o giacitura stratigrafica).

Esempi di metodi assoluti sono: **il metodo del radiocarbonio o del ^{14}C** (utilizzabile per reperti di natura organica); il metodo del potassio-argon (utilizzabile da 100.000 fino ad alcuni milioni di anni dal presente);

la termoluminescenza (utilizzabile per i manufatti in terracotta); la dendrocronologia (la più precisa di tutte, ma limitata a meno di 10.000 anni dal presente); racemizzazione degli aminoacidi (utilizzabile con le sostanze proteiche).

Qualsiasi reperto di natura organica, come legno, carbone, osso, sedimenti, semi carbonizzati, etc., morto negli ultimi 50.000-60.000 anni, può essere datato col metodo del radiocarbonio. Una delle varianti del metodo del radiocarbonio è la Spettrometria di Massa Ultrasensibile.

La *Spettrometria di Massa Ultrasensibile* , detta anche Spettrometria di Massa con Acceleratore (AMS) è una tecnica analitica che consente di misurare l'abbondanza di isotopi rari, presenti in natura o prodotti artificialmente, a livelli dell'ordine di 10^{-15} , rispetto ai corrispondenti isotopi abbondanti. Tali rapporti isotopici costituiscono degli indicatori molto sensibili di processi naturali e antropogenici che hanno caratterizzato nel passato l'evoluzione dell'ecosistema terrestre e l'attività umana.

L'AMS, utilizzabile sia per isotopi stabili che radioattivi, trova le sue più importanti applicazioni per i **radionuclidi** a vita media lunga. Fra questi, ne sono noti circa un centinaio con tempi di dimezzamento maggiori di 10^3 anni, di cui una parte sono detti "primordiali" (prodotti all'atto della formazione del sistema solare e sopravvissuti grazie alla loro lunga vita media, es. ^{40}K , ^{238}U) o loro prodotti di decadimento, ed un'altra " cosmogenici " (prodotti da interazioni della radiazione cosmica con materiale extraterrestre o atmosferico). Dalla misura dei rispettivi rapporti isotopici è possibile "tracciare" processi dipendenti dal tempo in una grande varietà di "serbatoi" naturali terrestri (atmosfera, acque terrestri, oceani, sedimenti, etc.) ed extraterrestri (meteoriti, materiale lunare, etc.). Le applicazioni dell'utilizzazione di cronometri naturali come il ^{14}C riguardano un vastissimo spettro di campi d'indagine, dalla biomedicina alla climatologia, dalla paleoantropologia al paleomagnetismo, dalla fisica ambientale alla vulcanologia; ma quella più diffusa e meglio conosciuta è costituita dalla datazione radiocarbonica di reperti archeologici (Terrasi F., 2001).



1.1 ISOTOPI STABILI E RADIOATTIVI

Ad oggi, sono noti 114 elementi, di cui 92 esistenti in natura e gli altri sono prodotti artificialmente. Sono noti, inoltre, **260** nuclidi stabili, cioè nuclidi che conservano inalterata nel tempo la loro composizione nucleare, in numero maggiore degli elementi, in quanto ciascun elemento può presentarsi con più isotopi. I nuclidi sono caratterizzati da **N** (numero di neutroni), **Z** (numero di protoni) e **A** (= Z + N, numero di massa). Gli **isotopi** sono nuclidi aventi lo stesso Z ma A differente. Di questi isotopi, 2600 sono stati creati artificialmente e sono tutti **radioattivi**: ciascuno di essi si trasforma spontaneamente in un elemento naturale stabile attraverso un processo noto come **decadimento radioattivo**.

Si ha, infatti, che un elemento radioattivo tende a trasformarsi in un isotopo stabile attraverso l'emissione di particelle, che possono essere elettroni (**decadimento β^1**) o particelle α (**decadimento α^2**).

Un radionuclide ${}^A_Z\text{X}$ se emette un elettrone, cioè se decade β^- , si trasforma in un elemento con uno Z più grande di un'unità, ma che conserva lo stesso numero di massa: corrispondentemente, N diminuisce di un'unità. Ad esempio:



Il nucleo di carbonio diventa un nucleo di azoto (stabile) e l'emissione dell'elettrone testimonia l'avvenuto decadimento.

Il numero di atomi, N(t), di un radionuclide (ad es. ${}^{14}\text{C}$) in un campione diminuisce nel tempo t con una legge del tipo:

$$dN/dt = -\lambda N(t) \quad (1)$$

¹ Il nucleo emette elettroni ad alta energia, mentre un neutrone si trasforma in protone

² Il nucleo emette 2 protoni e 2 neutroni ad alta energia (senza gli elettroni)

dove $\lambda = 1/\tau$ è la costante di decadimento specifica dell'isotopo.

$\tau = T_{1/2} / \ln 2$ è la vita media dell'isotopo ed è legata al tempo di dimezzamento, il tempo, cioè, necessario perché decada la metà di una data quantità di isotopi.

Integrando l'equazione differenziale (1), tra il tempo $t=0$ e il generico tempo t , si ottiene la soluzione:

$$N(t) = N_0 e^{-\lambda t} \quad (2)$$

La (2) rappresenta *la legge esponenziale di Decadimento radioattivo* e collega il numero N di atomi di atomi del radionuclide (ad es. ^{14}C) rimasto al tempo t con quella iniziale N_0 (ad es. numero di ^{14}C presenti al momento della morte dell'organismo).

Questa relazione permette di calcolare il Tempo di Dimezzamento $T_{1/2}$ in quanto $N(T_{1/2}) = N_0/2$.

Il **tempo di dimezzamento** ($T_{1/2}$) è una costante caratteristica dell'isotopo considerato qualsiasi. Gli isotopi primordiali prodotti in tempi molto remoti, sono caratterizzati da tempi di dimezzamento lunghi; ad esempio, l' ^{238}U ha un $T_{1/2}$ di circa 4,5 miliardi di anni. Gli isotopi cosmogenici, quelli cioè che vengono prodotti continuamente, possono avere tempi di dimezzamento notevolmente più brevi. Un esempio è il radiocarbonio (^{14}C) che ha un tempo di dimezzamento di 5730 anni.

Le composizioni isotopiche di ciascun elemento, presenti nei vari comparti ambientali, possono essere leggermente diverse da quelle medie del sistema terrestre, a causa di processi che danno luogo ad un **Frazionamento Isotopico**, ossia ad un cambiamento del rapporto isotopico, definito usualmente come rapporto fra il numero di atomi dell' isotopo raro (e quindi anche radioattivo, che spesso è anche il più pesante) ed il numero di atomi dell'isotopo abbondante

$$R = \frac{\# \text{ atomi isotopo raro}}{\# \text{ atomi isotopo abbondante}}$$

Ad esempio, per il carbonio:

$${}^{13}R = \frac{{}^{13}\text{C}}{{}^{12}\text{C}} \quad \text{e} \quad {}^{14}R = \frac{{}^{14}\text{C}}{{}^{12}\text{C}}$$

Nella pratica vengono misurati rapporti isotopici relativi ad uno “**standard**”, cioè ad un campione che ha una composizione isotopica nota, definiti dalla relazione

$$R^* = \frac{R_{\text{sample}}}{R_{\text{standard}}}$$

Nell’ambito della spettrometria di massa che misura i rapporti isotopici per gli isotopi stabili (IRMS), è molto utilizzato il cosiddetto **delta isotopico** δ che normalmente viene espresso in parti per mille.³

$$\delta(\text{‰}) = \frac{R_{\text{sample}} - R_{\text{standard}}}{R_{\text{standard}}} \times 1000$$

Ad esempio, per il carbonio:

$$\delta {}^{13}\text{C} = \frac{({}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C})_{\text{sample}} - ({}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C})_{\text{standard}}}{({}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C})_{\text{standard}}} \times 1000 \quad (\diamond)$$

³ I valori di R sono molto piccoli, per cui il rapporto viene moltiplicato per 1000, in modo da trattarli in maniera più agevole.

Quindi, se è $\delta^{13}\text{C} > 0$, il rapporto ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) nel campione è maggiore che
nello standard
se è $\delta^{13}\text{C} < 0$, il rapporto ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) nel campione è minore che
nello standard

1.2 DATAZIONE CON IL RADIOCARBONIO

In natura esistono tre isotopi del carbonio: il ^{12}C e il ^{13}C , che sono stabili, e rappresentano la quasi totalità del carbonio, e il ^{14}C , radioattivo, che sulla terra si presenta con un'abbondanza tale che esiste un atomo ogni mille miliardi di ^{12}C . Tutti gli organismi viventi assimilano l'anidride carbonica dall'atmosfera, sia direttamente con la fotosintesi sia attraverso la catena alimentare. Le percentuali degli isotopi del carbonio nei loro corpi sono perciò le stesse presenti nell'ambiente durante la loro vita. I processi metabolici cessano con la morte dell' organismo ed il contenuto di ^{14}C , che decade trasformandosi in azoto, comincia a diminuire. Dopo circa 6000 anni resterà solo la metà degli atomi iniziali di ^{14}C , dopo altri seimila ne resterà un quarto, e così via dimezzandosi ogni 6000 anni (tab.1).

La datazione con radiocarbonio è stata proposta nel 1947 dall'americano W. Libby. Il suo merito fu quello di intuire che il ^{14}C potesse essere usato per la datazione di resti di organismi e, soprattutto, di mettere a punto una tecnica di misura. Egli enunciò i fondamenti del metodo e condusse tutte le ricerche che permisero di arrivare in breve tempo alla verifica della sua validità, mediante la datazione di reperti archeologici di età note.

Con il radiocarbonio si possono datare resti di organismi morti negli ultimi 60.000 anni, cioè in un arco di tempo di circa dieci volte il tempo di dimezzamento del ^{14}C . I reperti più antichi non sono databili in quanto la quantità residua di ^{14}C è troppo bassa per poter essere distinta da inevitabili contaminazioni da carbonio contemporaneo introdotte durante la preparazione del campione. Per datare reperti più antichi sono necessari altri isotopi con tempi di dimezzamento più lunghi. Ad esempio, un altro isotopo cosmogenico è il ^{36}Cl con tempo di dimezzamento di

301.000 anni, che potrebbe coprire gli ultimi tre milioni di anni. Il problema è che il cloro può essere usato solo per datare materiale inorganico, in quanto non entra nei cicli metabolici animali e vegetali. Il radiocarbonio consente, invece, di datare qualsiasi reperto contenente carbonio, come tessuti organici, legno, carbone, suoli, conchiglie, etc.

La datazione è un confronto tra il ^{14}C contenuto nel reperto con quello presente in uno standard. Lo standard internazionale è l'acido ossalico ($\text{C}_2\text{H}_2\text{O}_4$) preparato il primo gennaio 1950 dal National Bureau of Standards, USA, avente il 95% dell'attività del radiocarbonio. Questa attività è quella di un legno cresciuto nel 1950, ma considerato in equilibrio con l'atmosfera presente nel 1890 (atmosfera non ancora alterata dall'immissione di CO_2 di origine fossile dovuta alle attività industriali). Per convenzione, tutte le cronologie con ^{14}C sono riferite a questo standard, per cui le datazioni non sono riferite al presente ma all'anno 1950: quindi il 1950 è lo *zero temporale del radiocarbonio*.

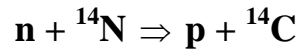
Un'altra convenzione, è quello di utilizzare come tempo di dimezzamento del radiocarbonio il valore misurato da Libby, cioè 5568 ± 30 anni. Il valore reale di 5730 ± 40 anni si introduce quando si confrontano le età radiocarboniche con le età calendariali o con quelle ottenute con altre tecniche di datazione assoluta (Improta S. 2001).

All'istante della morte ($t=0$)	$N(t)/N_0 = 1$
Dopo 5568 anni ($T \frac{1}{2}$)	$N(t)/N_0 = 0.5$
Dopo 11 136 anni ($2T \frac{1}{2}$)	$N(t)/N_0 = 0.25$
Dopo 16 704 anni ($3T \frac{1}{2}$)	$N(t)/N_0 = 0.125$
Dopo 22 272 anni ($4T \frac{1}{2}$)	$N(t)/N_0 = 0.0625$
Dopo 27 840 anni ($5T \frac{1}{2}$)	$N(t)/N_0 = 0.03125$
Dopo 33 408 anni ($6T \frac{1}{2}$)	$N(t)/N_0 = 0.02562$
Dopo 38 976 anni ($7T \frac{1}{2}$)	$N(t)/N_0 = 0.007814$
Dopo 44 544 anni ($8T \frac{1}{2}$)	$N(t)/N_0 = 0.003907$
Dopo 50 112 anni ($9T \frac{1}{2}$)	$N(t)/N_0 = 0.001953$
Dopo 55 768 anni ($10T \frac{1}{2}$)	$N(t)/N_0 = 0.0009765$

Tabella 1: Valore del rapporto $N(t)/N_0$ tra il numero di atomi di ^{14}C rimasto dopo un tempo t , $N(t)$, e quello presente nell'istante della morte, N_0 , funzione del tempo di dimezzamento del ^{14}C .

1.2.1 IL CRONOMETRO ^{14}C

Il radiocarbonio si forma quando i raggi cosmici collidono con le molecole presenti negli strati alti dell'atmosfera terrestre producendo neutroni ad alta energia. Per collisione, questi neutroni perdono molto della loro energia e pertanto possono essere catturati dagli elementi presenti nell'atmosfera e soprattutto dall'azoto, che ne costituisce circa l'80%. L'azoto (^{14}N) cattura un neutrone dando luogo alla produzione di ^{14}C tramite una reazione nucleare di scambio carica (n,p)⁴:



Il ^{14}C , poi, si lega all'ossigeno atmosferico formando una molecola di $^{14}\text{CO}_2$; l'anidride carbonica così prodotta si mescola perfettamente, nel giro di pochi anni, a quella contenente gli altri isotopi del Carbonio. Confrontando il tempo di dimezzamento del ^{14}C con il tempo di residenza medio dell'anidride carbonica atmosferica, 5-10 anni, si vede come durante il tempo di residenza medio nell'atmosfera non si abbia un significativo decadimento del ^{14}C . Poi, grazie alla fotosintesi clorofilliana, la $^{14}\text{CO}_2$ entra nei tessuti degli organismi autotrofi e quindi nei tessuti degli organismi eterotrofi (erbivori, carnivori e onnivori come gli umani) in maniera indiretta (fig.1).

Se si esamina la concentrazione di ^{14}C di un organismo vivente si trova che essa è coincidente, o in generale proporzionale, a quella del serbatoio di scambio. Ciò è dovuto all'esistenza di un equilibrio tra decadimento radioattivo e produzione di ^{14}C da parte del serbatoio.

L'equazione di bilancio tra produzione e decadimento radioattivo è:

$$\mathbf{dN(t)/dt = R - \lambda N(t)}$$

dove **R** è il numero di nuclei di ^{14}C prodotti al secondo

⁴ Ogni giorno vengono prodotti 331 atomi di ^{14}C in atmosfera.

$N(t)$ è il numero di nuclei di ^{14}C in un istante t

$dN(t)/dt$ è la variazione del loro numero dovuta al decadimento.

Nel serbatoio (ed in particolare nell'atmosfera) se R rimane costante dopo un tempo dell'ordine della vita media si raggiunge l'equilibrio tra nuclei prodotti e quelli che decadono, per cui la concentrazione dell'isotopo radioattivo rimane costante. Finché un organismo vive, c'è scambio di carbonio con il serbatoio e la concentrazione di ^{14}C nell'organismo è lo stesso di quello del serbatoio.

Alla morte dell'organismo cessa la sintesi di carbonio atmosferico (o del serbatoio) e non c'è più equilibrio tra ^{14}C presente nell'organismo e ^{14}C presente nel serbatoio. L'unico processo attivo nell'organismo è il decadimento del ^{14}C , che avviene secondo la legge esponenziale del decadimento radioattivo (eq. 2).

L'affidabilità del metodo del radiocarbonio (Improta S. 2001) poggia su alcuni *presupposti* e *assunzioni*, enunciati di seguito:

1. Uniforme distribuzione spaziale del ^{14}C nell'atmosfera
2. Esatta conoscenza della velocità di decadimento del ^{14}C
3. Origine atmosferica del carbonio negli organismi viventi
4. Assenza di frazionamento isotopico in modo che la composizione isotopica del carbonio degli organismi viventi sia in equilibrio con quella della CO_2 atmosferica
5. Assenza di carbonio estraneo nel campione (contaminazione)
6. Concentrazione costante di ^{14}C in atmosfera durante tutto il periodo interessabile dalla datazione (almeno 50.000 anni)
7. Equilibrio tra la concentrazione di ^{14}C di un organismo vivente e quella atmosferica

Schema di come influisce il ^{14}C sulla materia organica

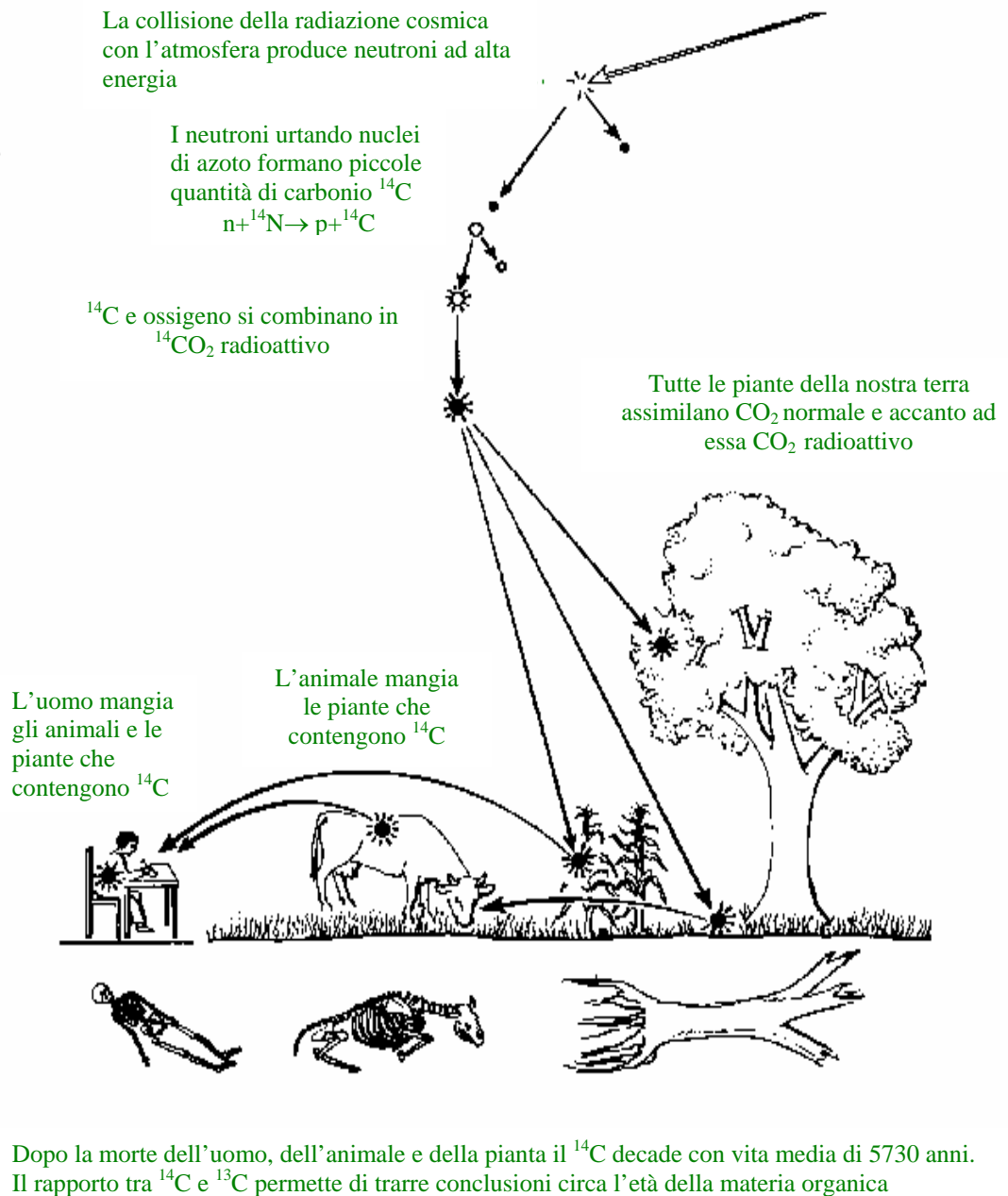


Fig.1 – Schema di come entra il ^{14}C nei reperti di origine organica

Allo stato attuale, i primi **tre** punti sono da considerarsi validi, perché, come si è detto prima, la $^{14}\text{CO}_2$, una volta prodotta, tende a distribuirsi uniformemente nel giro di pochi anni; la velocità di decadimento è nota, attraverso la legge del decadimento radioattivo; il terzo punto è stato spiegato nello schema sopra (fig.1). In relazione al punto **4** esiste la possibilità di correggere i risultati per tener conto degli effetti di frazionamento, così come verrà spiegato in seguito.

Per il punto **5**, allo scopo di tenere sotto controllo le eventuali contaminazioni del campione da carbonio contemporaneo, in tutte le fasi del processo di prelievo e trattamento, oltre al campione incognito vengono trattati e misurati anche i campioni “*standard*” che hanno tenore di ^{14}C noto (corrispondenti a campioni contemporanei) e “*blank*” (di solito carbonio fossile privo di ^{14}C , di fatto con età dell’ordine di Ma). L’eventuale contenuto di ^{14}C che dovesse essere trovato nel “*blank*” rappresenta la contaminazione introdotta dal trattamento che verrà sottratta dai conteggi forniti dal campione incognito (Terrasi F., 2001).

Il campione da datare non deve quindi contenere impurezze costituite da carbonio, recente o fossile, e quindi vanno rimosse dal campione perché potrebbero falsare la datazione. Il carbonio recente, infatti, tende a rendere moderno il reperto, quello fossile a renderlo più antico.

Per quanto riguarda il punto **6**, possiamo dire che la quantità di anidride carbonica nell’atmosfera è aumentata negli ultimi due secoli, per la combustione di carbonio fossile (carbone, petrolio, gas naturali, etc.) e per gli esperimenti nucleari. Nel primo caso, si ha produzione di anidride carbonica fossile che diluisce il ^{14}C atmosferico: questo effetto tende a rendere più antichi i reperti. Nel secondo caso, si ha l’effetto opposto: infatti, gli esperimenti nucleari del passato hanno aumentato la quantità di ^{14}C nell’atmosfera. I neutroni derivanti dai test nucleari reagendo con ^{14}N hanno prodotto nuovo ^{14}C che si è sommato al preesistente. La minore o maggiore presenza di ^{14}C in un campione, rispetto allo standard del 1950, permette in questo modo di distinguere tra il materiale organico che si è formato prima del 1950 e quello dopo tale anno.

Dal momento che il metodo del radiocarbonio presuppone che siano soddisfatte le condizioni di costanza del flusso di radiazione cosmica e della produzione di ^{14}C , è necessaria una calibrazione. A tal fine si usano cronologie, in anni calendariali,

ottenute con la *dendrocronologia*, che è un metodo assoluto per ottenere l'età degli alberi, basato sul conteggio dei loro anelli di accrescimento. Se si dispone di alberi abbastanza vecchi, che vivono migliaia di anni, si può misurare il contenuto di ^{14}C di ciascuno anello. Gli anni calendariali ottenuti col metodo dendrocronologico sono associati agli anni *before present* (BP) ottenuti con il radiocarbonio: si misura il ^{14}C presente negli anelli di accrescimento di una pianta e si ricava una curva di calibrazione età radiocarbonica- età calendariale (fig.2). L'età ottenuta con il radiocarbonio può essere più bassa o più alta di quella calendariale e, per certi intervalli temporali, ad un'età al radiocarbonio possono corrispondere più anni calendariali: questo mostra che ci sono state variazioni periodiche del flusso di radiazione cosmica e quindi di produzione di ^{14}C (Improta S., 2001).

Queste curve permettono di correggere le età radiocarboniche e trasformarle in età calendariali. Pertanto l'età radiocarbonica sarà data da un numero (età media cioè la più probabile) con il relativo errore a cui corrisponderà una o più età calendariali con i relativi anni.

Per il punto 7, la differenza tra la concentrazione di ^{14}C di un organismo e quella del serbatoio è dovuta solo al frazionamento isotopico il cui fattore può essere determinato, per ogni sistema vivente, dall'analisi del ^{12}C o del ^{13}C .

Nella fotosintesi clorofilliana, $^{14}\text{CO}_2$ atmosferica è meno assorbita della $^{13}\text{CO}_2$ e questo è meno assorbito della $^{12}\text{CO}_2$. Nella fotosintesi l'isotopo ^{12}C , più leggero e mobile, è più favorito dei più pesanti isotopi ^{13}C e ^{14}C in quanto si presta meglio a formare vari tipi di legame C-C delle complesse molecole sintetizzate dagli organismi autotrofi. Di conseguenza, la composizione isotopica del carbonio nelle piante, e quindi in tutti gli erbivori e in tutti i carnivori che si nutrono degli erbivori, contiene meno ^{14}C e ^{13}C rispetto a quello dell'anidride carbonica atmosferica. Questo frazionamento isotopico non è costante ma varia con l'ambiente in cui vive la pianta e con i processi metabolici dell'animale erbivoro o carnivoro. Qualunque sia l'entità del frazionamento, l'impoverimento del ^{14}C in un organismo è sempre doppio rispetto a quello del ^{13}C per il fatto che il ^{14}C e il ^{13}C differiscono di due e di una unità di massa atomica rispetto al ^{12}C , rispettivamente.

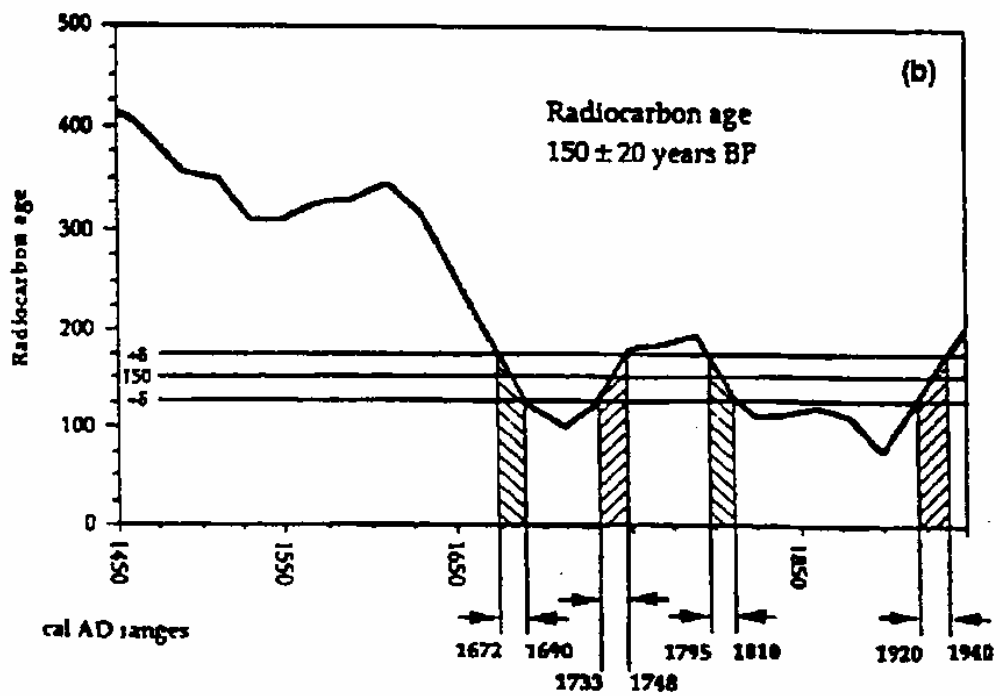
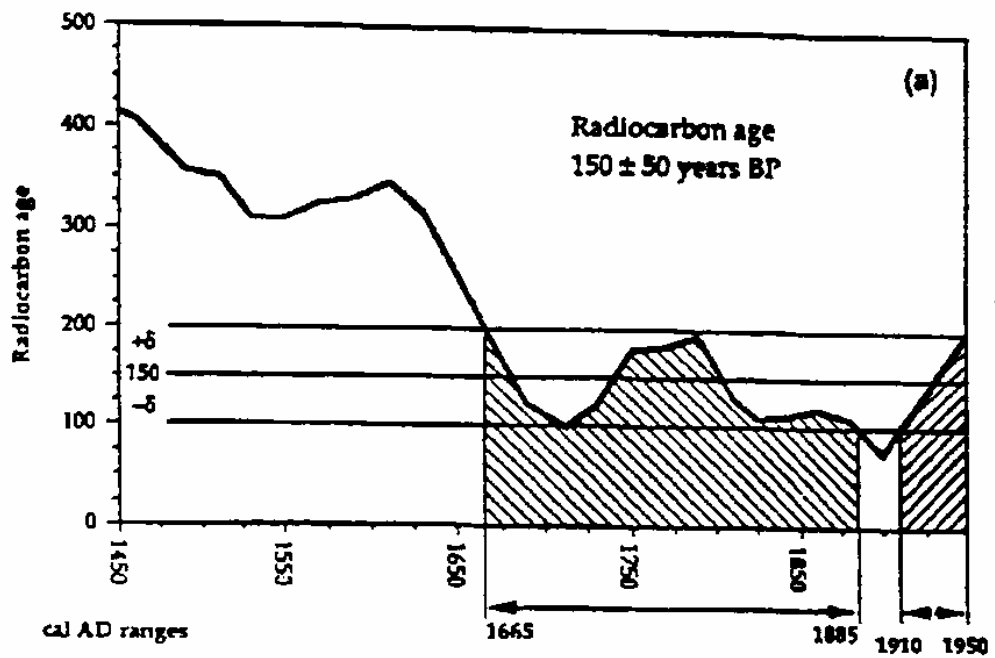


Figura 2: Curva di calibrazione età radiocarbonica-età calendariale.

Con la morte del vivente il radiocarbonio inizia a decadere, quindi per conoscere quanto ^{14}C era inizialmente presente nel vivente, ci riferiamo al frazionamento del ^{13}C , misurando il $\delta^{13}\text{C}$, definito dalla (\diamond). In questo caso, lo standard utilizzato è il **PDB** cioè il Pee Dee Belemnite, una dolomite fossile con $^{13}\text{C}/^{12}\text{C} = 0.011237$. Ne consegue che il $\delta^{13}\text{C}$ è zero se il campione e lo standard hanno lo stesso $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$. Il rapporto isotopico ^{14}R deve essere poi corretto per frazionamento isotopico, cioè ricondotto al frazionamento convenzionale ($\delta^{13}\text{C}_{\text{ref}} = -25\text{‰}$).

1.3 *METODI DI MISURA DELL'ETA' RADIOCARBONICA*

- **Conteggio radiometrico** (radiocarbonio convenzionale) in cui è misurato il tasso di decadimento radioattivo del ^{14}C nel materiale.
- **Spettrometria di Massa con Acceleratore** in cui vengono direttamente contati gli atomi dei differenti isotopi del carbonio presenti nel materiale. Gli isotopi sono ionizzati, accelerati in un acceleratore di particelle e quindi separati mediante analisi dispersiva (Rafter, Radiocarbon Lab).

1.3.1 *DIFFERENZA TRA AMS E RADIOCARBONIO CONVENZIONALE*

Entrambi i sistemi di conteggio si basano sulla misura del contenuto dell'isotopo radioattivo ^{14}C : nel metodo del radiocarbonio tradizionale vengono contati i nuclei che decadono in un dato intervallo di tempo, mentre nell'AMS si contano direttamente gli atomi di ^{14}C ancora presenti nel campione; in questo modo è quindi possibile ottenere la stessa precisione sulla misura dell'età del campione disponendo di una quantità di materiale più piccola (dell'ordine dei mg- μg rispetto ai g del metodo tradizionale) e con tempi di misura molto più brevi (dell'ordine di minuti rispetto alle ore del metodo tradizionale). Con il metodo radiometrico, il rapporto isotopico è misurato attraverso il conteggio, effettuato in

un contatore, delle particelle β emesse dal ^{14}C contenuto nel campione. Dal momento che la vita media del ^{14}C è di 5730 anni, in un periodo di alcune ore (o persino di giorni) soltanto una frazione minuscola del numero totale degli atomi ^{14}C presenti registrerà la sua presenza mediante decadimento radioattivo. Così per raggiungere una data precisione nella misura dell'età bisogna assicurarsi che ci siano abbastanza atomi di ^{14}C nel rivelatore per avere un numero sufficiente di decadimenti in un tempo ragionevole (Rafter , Radiocarbon Lab.). Tutto ciò si traduce nella necessità di disporre di campioni contenenti parecchi grammi di carbonio. Poiché nella maggior parte dei casi il radiocarbonio è soltanto un componente del materiale, la datazione radiocarbonica può richiedere il consumo di molti grammi del campione (anche centinaia) e risultare quindi distruttiva, soprattutto per reperti di piccole massa e/o preziosi. Invece, sia la quantità di materiale necessaria per l'analisi che il tempo di misura sono notevolmente ridotti nel caso dell'AMS. *Il metodo di datazione della spettrometria di massa con acceleratore, infatti, è una tecnica di indagine microdistruttiva, che fa ricorso, cioè, solo a piccolissimi prelievi di campione, tali da non pregiudicare l'integrità del reperto in esame.* Il vantaggio principale è proprio la dimensione molto più piccola del campione richiesta per effettuare una misura. L'AMS non conta sul decadimento radioattivo per rilevare il ^{14}C , ma letteralmente estrae e conta gli atomi ^{14}C nel campione e allo stesso tempo determina la quantità degli isotopi stabili ^{13}C e ^{12}C . Di conseguenza, una misura che può durare ore e richiede parecchi grammi del campione usando il conteggio radiometrico, si riduce a pochi minuti e consumando alcuni milligrammi, usando l'AMS.

Dal momento, però, che i campioni presentano dimensioni ridotte, bisogna limitare il più possibile l'introduzione di contaminazioni di carbonio "moderno" durante il loro trattamento: questa fase della procedura di datazione è la più critica. In entrambi i metodi, però, non è possibile estendere il limite superiore dell'età dei reperti misurabile oltre 50-60 migliaia di anni (Terrasi F., 2001).