Datazioni radioattive

Carlo Mangano e Massimo Oddone*

*Dipartimento di Chimica, Università di Pavia

Un'applicazione rilevante della chimica nucleare, anche se non molto conosciuta, è la datazione di reperti mediante la misura dell'attività di qualche isotopo radioattivo presente nel campione



La tecnica, nata dopo la delucidazione dei meccanismi di decadimento delle famiglie radioattive naturali del torio e dell'uranio e teorizzata per primo da Rutherford, si basa sulla proprietà dei nuclidi instabili di trasformarsi (o decadere) in isotopi stabili mediante un meccanismo e in un periodo ben definito e costante che, se conosciuto, permette di correlare l'età del campione con la concentrazione del radioisotopo e/o dei suoi prodotti di decadimento in maniera piuttosto precisa.

Aspetti teorici

Il decadimento radioattivo è la reazione più comune degli isotopi instabili e consiste nell'emissione, da parte del nucleo, di particelle (elettroni, positroni, o particelle α) accompagnata da energia (raggi γ) e trasformazione in un nuclide a massa inferiore che può eventualmente subire una catena più o meno lunga di trasformazioni fino a un prodotto finale stabile. Il processo, indipendentemente dal tipo di emissione, segue sempre una cinetica del primo ordine o mono-molecolare secondo le equazioni:

$$-\frac{dN}{dt} = \lambda N \quad e \quad -A = \lambda N$$

dove N è il numero di nuclidi radioattivi e A l'attività del campione, direttamente proporzionale a N; risolvendo l'equazione differenziale si ottengono le relazioni di figura 1. Un parametro importante, caratteristico e unico per ogni passaggio di decadimento è il tempo di dimezzamento, $t_{½}$ definito come il tempo impiegato da una popolazione di nuclei a ridursi (decadendo) a metà del numero originale o, che è lo stesso, a dimezzare la propria attività, intesa come emissione radioattiva. La costante cinetica è correlata a $t_{½}$ in base alle relazioni di figura2. Le formule sono ulteriormente rielaborabili nell'equazione utilizzata specialmente nella misura di un rapporto isotopico:

$$N_2 = N_{2(0)} + N_{1(0)}(e^{\lambda t} - 1)$$

dove N_2, $N_{2(0)}$ e $N_{1(0)}$ sono, rispettivamente, il numero di nuclidi prodotti dal decadimento al tempo t, il numero di nuclidi prodotti dal decadimento e il numero di nuclidi di isotopo radioattivo al tempo t=0; se sono noti i termini N_2, $N_{2(0)}$ e $N_{1(0)}$ e λ si può risalire a t.

L'affidabilità e il vantaggio fondamentale dei metodi radiometrici di datazione deriva dal fatto che si basano su una reazione nucleare

Tab.1- Radionuclidi cosmogenici

Isotopo	Origine	Decadimento e t½(anni)	Intervallo datazione (anni)	Applicazioni
^{3}H (T)	Raggi cosmici/ ^{14}N e ^{12}C	β^-, 12,323 anni	0.5-80	Acqua, ghiaccio
^{14}C	Raggi cosmici/ ^{14}N	β^-, 5730 anni	$2.5\cdot10^{2}$-$4\cdot10^{4}$	Archeologia, geologia, climatologia
^{10}Be	Raggi cosmici/^{14}N e ^{16}O	β^-, $1.6\cdot10^{6}$ anni	$7\cdot10^{4}$-10^{7}	Sedimenti, ghiacciai, meteoriti
^{26}Al	Raggi cosmici/ ^{40}Ar	β^-, $7,6\cdot10^{5}$ anni	$5\cdot10^{4}$-$5\cdot10^{6}$	Sedimenti, meteoriti
^{32}Si	Raggi cosmici/^{40}Ar	β^-, 172 anni	10-10^{3}	Idrologia, ghiacci
^{36}Cl	Raggi cosmici/^{40}Ar	β^-, $3,0\cdot10^{5}$ anni	$3\cdot10^{4}$-$2\cdot10^{6}$	Idrologia, ghiacci

la cui cinetica, dati i livelli di energia coinvolti, è assolutamente indipendente sia dallo stato di combinazione dell'elemento (o nuclide) radioattivo (ed eventuali reazioni chimiche) che dai campi termodinamici (pressione, temperatura) regnanti negli ambienti terrestri (atmosfera, idrosfera, litosfera o anche il mantello e il nucleo terrestre), che potrebbero degradare i "cronometri" del reperto rendendone impossibile o incerta la datazione. Il requisito fondamentale affinché la misura sia attendibile è che né il radioisotopo originale né il suo/i suoi prodotti di decadimento possano subire fenomeni di diluizione o di concentrazione per contaminazione da fonti esterne: in tal caso è necessario valutare tutti i dati disponibili sul materiale da datare e, specie con rocce e minerali, procedere a datazione impiegando isotopi differenti e confrontando i dati ottenuti. La scelta del radioisotopo viene orientata principalmente dal tempo di dimezzamento, $t_{½}$, che deve idealmente essere dello stesso ordine di grandezza dell'età del reperto da datare, con limite di applicabilità inferiore e superiore fissati intorno a $0.1t_{½}$ e $10t_{½}$ rispettivamente, in quanto per periodi inferiori a $0.1t_{½}$ la diminuzione di concentrazione/attività è in genere troppo rapida per consentire l'estrapolazione precisa del dato mentre per tempi più lunghi di $10t_{½}$ la concentrazione del radioisotopo è troppo bassa per essere rivelata. Altri fattori da tenere in considerazione sono di carattere pratico quali sensibilità e semplicità del metodo, abbondanza/distribuzione del radioisotopo,

$$-\frac{dN}{dt}=\lambda N \qquad -\frac{dN}{N}=\lambda dt \qquad \ln\frac{N_0}{N_t}=\lambda t \qquad N_t=N_0e^{-\lambda t} \qquad \log\frac{N_0}{N_t}=\frac{\lambda t}{2.303}$$

Figura 1

$$\lambda=\frac{2.303}{t}\log\frac{A_0}{A_t} \qquad t=\frac{2.303}{\lambda}\log\frac{A_0}{A_t} \qquad t_{½}=\frac{2.303}{\lambda}\log\frac{A_0}{1/2A_0}$$

$$t_{½}=\frac{2.303}{\lambda}\log 2 \qquad t_{½}=\frac{0.693}{\lambda}$$

Figura 2

possibilità di contaminazione/interferenza del campione da altre fonti ecc. Anche se sono possibili diverse classificazioni (ad es. in base al tipo di tecnica) i metodi di datazione si dividono in due gruppi:

- Datazione mediante radionuclidi cosmogenici, prodotti nell'alta atmosfera per reazione con la radiazione cosmica.
- Datazione per mezzo di radioisotopi delle varie coppie e famiglie naturali (U/Pb, Th/Pb, Rb/Sr, K/Ar).

Datazione con radionuclidi cosmogenici

I principali radioisotopi appartenenti a questo gruppo sono riportati in tabella 1 e vengono generati dall'interazione tra il flusso di particelle/radiazioni provenienti dallo spazio (principalmente dal sole, vento solare) e i componenti dell'aria (N_2, O_2, Ar) nell'alta atmosfera; dopo la formazione entrano nei vari cicli di elementi/composti sulla terra (ciclo dell'H_2O, C ecc.) dove possono essere sfruttati per la datazione di diversi reperti.

È da notare però che, proprio perché sono prodotti in e attraversano l'atmosfera, i radionuclidi cosmogenici (tab.1) sono quelli maggiormente soggetti a contaminazione da materiale radioattivo proveniente da altre fonti (es. ^{3}H (T) derivante da esperimenti nucleari).

Datazione con ^{14}C

Il nuclide ^{14}C è un isotopo meno comune del carbonio e si forma nell'alta atmosfera dalla reazione tra neutroni termici (prodotti dai raggi cosmici con altri atomi) e nuclei di azoto:

$$^{14}N + n \rightarrow {}^{14}C + {}^{1}H$$

L'isotopo, diversamente da quello più abbondante e naturale ^{12}C, non è molto stabile e subisce decadimento β^-:

$$^{14}C \rightarrow {}^{14}N + \beta^- \ (t_{½} = 5730 \text{ anni})$$

^{14}C ha proprietà chimiche indistinguibili da ^{12}C, e non appena formato, si combina, attraverso reazioni non ben conosciute, con l'ossigeno dell'aria per dare $^{14}CO_2$ radioattiva che si mescola uniformemente con la normale CO_2 dell'atmosfera ed entra nel ciclo del carbonio, venendo assimilato

dagli organismi viventi (vegetali, animali). Ammettendo che la produzione di ^{14}C sia dovunque costante nel corso dell'anno e nel passato come nel presente (ipotesi valida solo in prima approssimazione in quanto misure più raffinate necessitano di curve di calibrazione che tengono conto di variazioni dovute a latitudine e altri fattori) come pure l'assimilazione/espulsione da parte degli organismi, ne consegue che deve rimanere costante per tutta la vita il rapporto $^{12}C/^{14}C$. Al termine dell'esistenza ^{14}C non entra più nei tessuti e pertanto il tenore di questo isotopo comincia a diminuire (e il rapporto $^{12}C/^{14}C$ ad aumentare) decadendo secondo la legge esponenziale e fornendo la misura del tempo trascorso fino a oggi. Dal confronto dell'attività (proporzionale al numero di nuclidi) di 1g di un campione di C naturale (15.3 dis/min) con quella di 1g di un campione archeologico si ricava l'età in base alle relazioni di figura 3. La tecnica ha un intervallo utile di datazione compreso tra 1000 e 20000 anni e viene eseguita, per conteggio del decadimento con camere proporzionali a gas o a scintillazione liquida per campioni di una certa dimensione (almeno 10 mg) o per spettrometria di massa ad alta energia per campioni a bassa intensità di emissione, contenenti solo 100 µg di carbonio. In pratica la determinazione viene eseguita ossidando dapprima il campione a CO_2 che, dopo trattamento di purificazione chimica (per rimuovere acqua, idrossidi, ossigeno, composti dello zolfo e degli alogeni, ossidi di azoto) e un periodo di stoccaggio (per eliminare per decadimento l'eventuale presenza/interferenza del ^{222}Rn (Radon), $t_{½}$=3.8 giorni) viene inviata direttamente al conteggio (se la misura viene effettuata con contatori a gas) oppure ridotta (dopo trattamenti in serie con opportuni agenti riducenti e catalizzatori) a benzene (nel caso di misura di attività in scintillatori liquidi) o a carbonio solido, elementare o grafite, (per campioni destinati alla spettrometria di massa ad alta energia per ricavare il rapporto $^{14}C/^{12}C$) e quindi sottoposta alla determinazione di attività o di rapporto isotopico. Il campo di applicazione comprende tutti i materiali contenenti carbonio organico in origine appartenuti a un organismo vivente, cioè resti di vegetali (materiali lignei, resti di tronchi, rami, ramoscelli, radici, foglie, erbe, semi, pollini, utensili e manufatti da essi derivati quali carta, tessuti di lino, di canapa, resti vegetali trasformati in complessi organici caratteristici ed estremamente diffusi quali torbe, complessi umici di suoli o paleosuoli, fanghi organici lacustri) o di animali (tessuti molli in grado diverso di conservazione, pelli, cuoi, materiali cornei e ossa).

$$\log\frac{A_0}{A_t}=\frac{0.693}{t_{½}}t \qquad \log\frac{15.3}{A_t}=\frac{0.693}{5730}t \qquad t=\frac{5730}{0.693}\log\frac{15.3}{A_t}$$

Figura 3



Strumentazione per datazione con ^{14}C.

Datazione con coppie/famiglie di radioisotopi naturali

Anche se i radionuclidi cosmogenici forniscono una serie di isotopi che coprono un intervallo di datazione più o meno ampio, tuttavia per periodi più lunghi, specialmente in ambito geologico, è necessario ricorrere a isotopi aventi tempi di decadimento maggiori, dell'ordine di grandezza di almeno un miliardo (10^9) di anni. I nuclidi più utilizzati sono elencati in tabella 2 e sono o coppie di isotopi o componenti di famiglie radioattive naturali (U, Th).

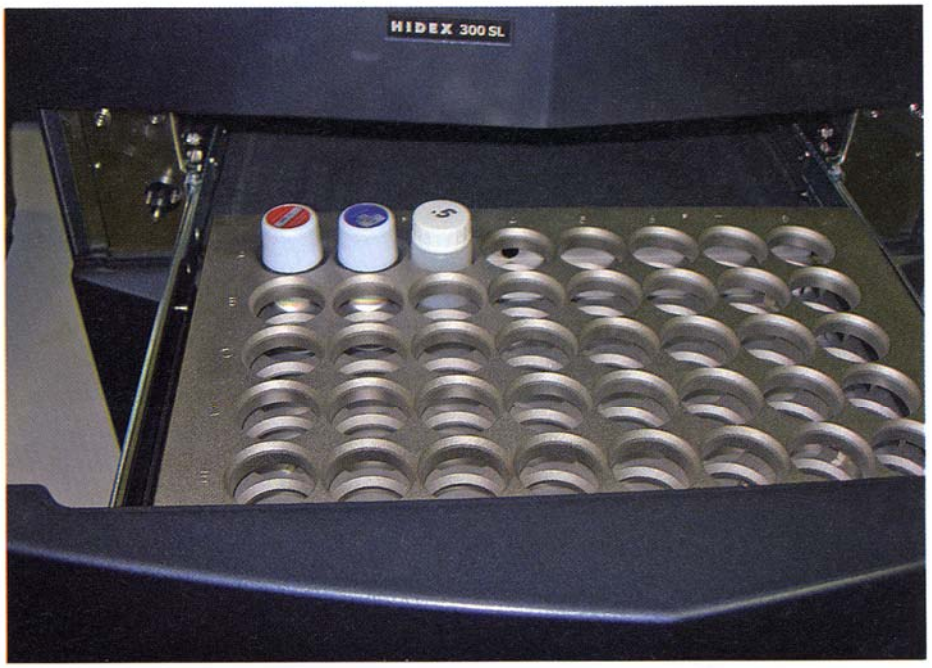
Datazione con $^{40}K/^{40}Ar$

L'isotopo ^{40}K (che costituisce lo 0.0117% del potassio presente in natura) decade mediante due meccanismi contemporanei evidenziati in figura 4. Tra i prodotti di decadimento, anche se meno abbondante, quello utile ai fini della datazione è il secondo, ^{40}Ar, che si forma per cattura K (acquisizione di uno degli elettroni più interni da parte del nucleo e trasformazione di un protone in neutrone con diminuzione di un unità di numero

Tab. 2 - Nuclidi più utilizzati

Isotopi	Tipo di decadimento	t½	Intervallo datazione	Applicazioni
Coppia nuclidi				
$^{40}K/^{40}Ar$	β^-(89%), K (11%)	$1.28 \cdot 10^9$ anni	10^3-10^{10}	Minerali.
$^{87}Rb/^{87}Sr$	β-	$4.8 \cdot 10^{10}$ anni	$8 \cdot 10^6$-$3 \cdot 10^9$	Minerali, geochimica, geocronologia.
$^{147}Sm/^{143}Nd$	α	$1.6 \cdot 10^{11}$ anni	10^8-10^{10}	Minerali, geochimica, geocronologia
$^{187}Re/^{187}Os$	β-	$5 \cdot 10^{10}$ anni	10^6-10^{10}	Minerali.
Famiglia				
$^{238}U/^{206}Pb$	α	$4{,}468 \cdot 10^9$ anni	10^6-10^{10}	Minerali, geologia, geochimica.
$^{232}Th/^{208}Pb$	α	$1{,}41 \cdot 10^{10}$ anni	10^6-10^{10}	Minerali, geologia, geochimica.

atomico) in quanto ^{40}Ca richiede un numero elevato di decadimenti per determinare un incremento misurabile nei rapporti isotopici e inoltre la quantità iniziale di ^{40}Ca, data l'ampia diffusione dell'elemento, non può essere stabilita con certezza. Al contrario ^{40}Ar in un minerale contenente potassio deriva solo da ^{40}K e, quindi, può essere impiegato nelle misure, a condizione (data la natura gassosa dell'elemento) che sia inglobato stabilmente all'interno della matrice cristallina e non provenga da adsorbimento dell'argo atmosferico. La condizione sopra descritta si verifica solo in rocce solidificate e che non abbiano subito ulteriori processi di fusione successivi alla formazione dal raffreddamento magmatico (in quanto argon eventualmente presente viene rilasciato da una roccia fusa o ad alta temperatura) e pertanto la datazione con $^{40}K/^{40}Ar$ fornisce il tempo trascorso dal raffreddamento/solidificazione al momento della determinazione. L'età del minerale, t, si ricava dai quantitativi presenti dei due isotopi in base all'equazione di figura 5, dove la frazione $Ar_t/0.109$ è il quantitativo di K inizialmente presente e in seguito decaduto mediante uno dei due processi precedentemente descritti. Data la natura gassosa di uno dei componenti e la possibile interferenza dell'argon atmosferico, le misure delle percentuali dei due isotopi richiedono, oltre allo strumento di rivelazione (spettrometro di massa), un'apparecchiatura dedicata in cui il campione viene fuso con sorgente di calore a intensità crescente



Interno strumentazione per datazione con ^{14}C.

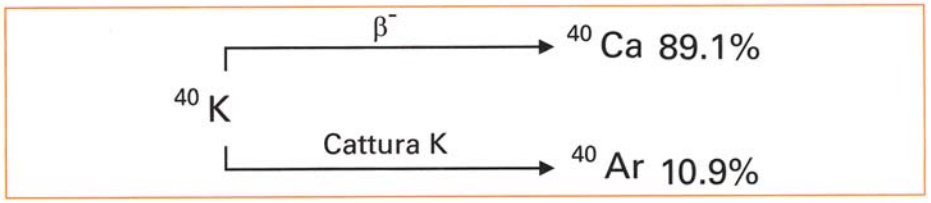


Fig.4 - Meccanismi di decadimento di ^{40}K.

(es. laser) in linea ad alto vuoto (fino a p< 10^{-10} Torr.). Dato che il contenuto di ^{40}K nei campioni può essere molto piccolo si preferisce dosare l'isotopo più abbondante ^{39}K e ricavare il primo dal rapporto tra gli isotopi naturali (^{40}K: 0,0117%/^{39}K:93,2581%) che si mantiene praticamente costante. In alternativa, se non si vuole procedere alla differenziazione/analisi di isotopi di elementi differenti (operazioni che richiedono consistenti porzioni di campione) si può convertire tutto il potassio del campione ad ^{39}Ar per irraggiamento (o attivazione) neutronica e quindi procedere alla determinazione della sola coppia $^{40}Ar/^{39}Ar$. I dati ottenuti sono di solito accurati e affidabili purché il campione non abbia subito perdite di argon "radiogeno" per riscaldamento

$$t = -\frac{t_{1/2}}{\ln 2} \ln\left(\frac{K_t + \frac{Ar_t}{0.109}}{K_t}\right)$$

$t_{1/2}$: vita media ^{40}K

K_t: quantità ^{40}K al tempo t

Fig.5 - Determinazione età del minerale mediante il metodo di ^{40}K.

$$\log\frac{P}{P_0} = -\frac{\lambda}{2.303}t \qquad \log\frac{P}{P+D} = -\frac{\lambda}{2.303}t \qquad t = -\frac{2.303}{\lambda}\log\left(1+\frac{D}{P}\right)$$

Fig. 6 - Determinazione età del minerale mediante il metodo del ^{87}Rb.

o fusione del materiale; in tal caso, anche se non impiegabili per la determinazione dell'età, rimangono utili a tracciare la storia termica delle rocce nell'area esaminata.

Datazione con ^{87}Rb

La tecnica viene utilizzata per diversi minerali, in particolar modo miche e feldspati (è stata applicata anche a rocce lunari) e si basa sull'isotopo ^{87}Rb, che costituisce il 28% del rubidio in natura. Il radioisotopo decade per emissione β^- mediante la reazione:

$$^{87}Rb \rightarrow {}^{87}Sr + \beta^- \ (t_{1/2} = 4.8 \cdot 10^{10} \text{ anni})$$

Come per tutte le coppie/famiglie radioattive si dovrebbe applicare l'equazione:

$$N_2 = N_{2(0)} + N_{1(0)}(e^{\lambda t} - 1)$$

e quindi conoscere esattamente i termini $N_{2(0)}$ e $N_{1(0)}$(cioè ^{87}Sr e ^{87}Rb al tempo iniziale), tuttavia, dato il periodo di dimezzamento molto lungo, si può ammettere che ^{87}Sr non sia praticamente presente nel minerale al momento della formazione e che tutto ^{87}Sr attuale provenga dal decadimento di ^{87}Rb. Se P e D sono, rispettivamente, i nuclei ^{87}Rb e ^{87}Sr al tempo attuale (t) e P_0 i nuclei di ^{87}Rb al momento iniziale (t = 0), siccome tutto ^{87}Rb decade in ^{87}Sr vale l'approssimazione che $P_0 = P + D$ e quindi le relazioni di figura 6. Dalla misura del rapporto D/P (per spettrometria di massa o altra tecnica) nel minerale è possibile, essendo λ costante e noto, risalire a t e quindi all'età del campione.

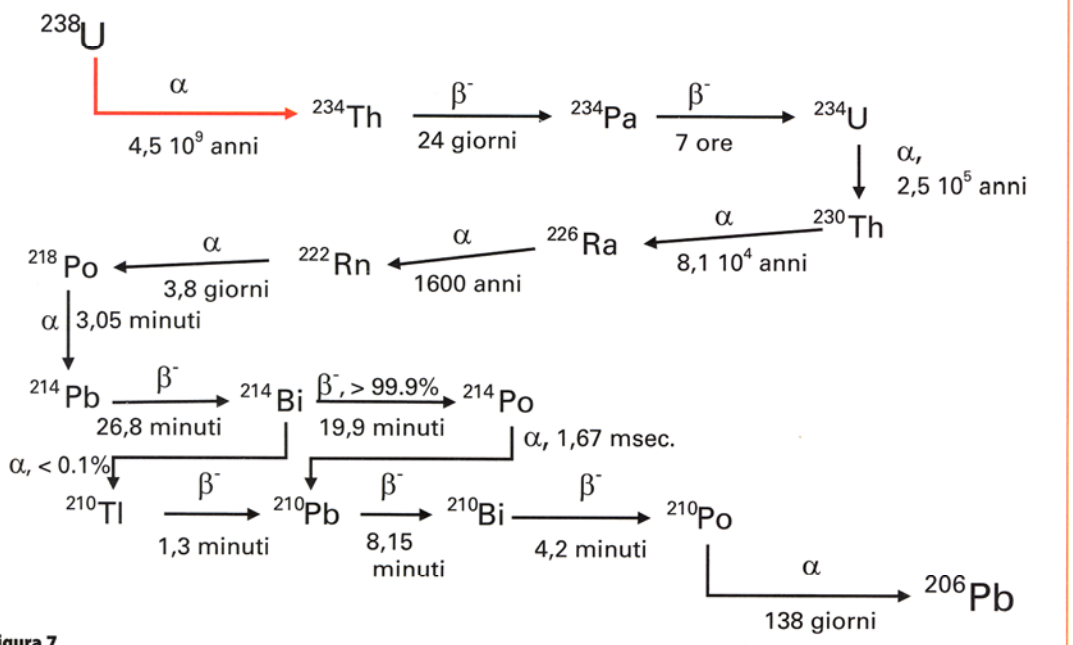


Figura 7

Per verificare l'attendibilità del dato (ovvero che tutto ^{87}Sr provenga dal decadimento e non da fenomeni di contaminazione esterna) si esegue in parallelo la determinazione del rapporto isotopico $^{87}Sr/^{86}Sr$ (per ciascun campione di una serie omologa) che viene confrontato con $^{87}Rb/^{87}Sr$ in un grafico detto isocrono: se i dati formano una linea retta i campioni sono consistenti e l'età è attendibile.

Datazione con ^{238}U

Il procedimento è stato uno dei primi a essere impiegato e sfrutta il decadimento dell'isotopo naturale dell'uranio ^{238}U (una delle famiglie radioattive naturali) e si basa sulla misura di un rapporto isotopico, ma i calcoli sono complicati dal fatto che, a differenza di altri radioisotopi, la trasformazione $^{238}U \rightarrow {}^{206}Pb$ comprende una serie di decadimenti α e β successivi, come evidenziato nella figura 7. Il problema è semplificato dal fatto che il primo passaggio presenta un tempo di dimezzamento nettamente maggiore di tutti gli altri passaggi ($4.5 \cdot 10^9$ anni) e determina la velocità dell'intero processo. Dal momento che ^{206}Pb si forma da ^{238}U, se *x* è il rapporto isotopico, $^{238}U/^{206}Pb$, determinabile sperimentalmente e pari al rapporto tra moli, si possono scrivere le equazioni di figura 8. L'età del campione misurata con questo isotopo può essere verificata confrontando il dato ottenuto con quello ricavato dalla coppia simile $^{235}U/^{207}Pb$: se i valori sono in accordo non c'è stata contaminazione esterna e l'età radiometrica corrisponde a quella del materiale. Il metodo viene impiegato per la datazione di rocce e minerali di vario tipo ma soprattutto dello zircone, $ZrSiO_4$, che costituisce il campione di elezione e che garantisce i risultati più attendibili, in quanto possiede un reticolo cristallino che, al momento della formazione da magmi e altri fenomeni tellurici, può incorporare solo uranio e/o torio (date le dimensioni atomiche compatibili con quelle dello zirconio) ma non piombo, e quindi il piombo successivamente rinvenuto (trattenuto

stabilmente fino alla temperatura di 900 °C) proviene solo da decadimento radioattivo. Un'altra applicazione correlata all'uranio è il metodo delle tracce di fissione che si basa sulla proprietà dell'isotopo ^{238}U (ma anche di ^{235}U) di subire, oltre che al decadimento radioattivo, la fissione spontanea, cioè la scissione del nucleo in due frammenti di dimensioni pari circa a metà del nucleo originale. I nuovi nuclei, fortemente ionizzanti, lasciano lungo il loro percorso di allontanamento dalla posizione originaria una regione danneggiata, la traccia latente, osservabile soltanto al microscopio elettronico, risultato della loro interazione con gli atomi del solido che attraversano.

Le tracce sono in genere stabili nel tempo ed è possibile, come per le reazioni di decadimento, misurare il tempo trascorso dalla loro formazione; il loro numero $^{238}U_F$ è dato dalla relazione:

$$^{238}U_F = \lambda_F \, ^{238}N \, t$$

Le tracce che possono essere contate sull'unità di superficie del minerale (le più utili ai fini della misura perché osservabili al microscopio ottico) ρ_S (densità di tracce fossili o spontanee), sono:

$$\rho_S = ^{238}N_F \, ^{238}(= \lambda_F \, ^{238}N \, t \, ^{238}\varepsilon$$

dove ^{238}(è il fattore di efficienza, il rapporto tra



$$\frac{moli^{206}Pb}{moli^{238}U} = x \qquad \text{moli Pb} = \text{moliU}_0 - \text{moliU}_t \text{ da cui:} \qquad \frac{\text{moliU}_0 - \text{moliU}_t}{moliU_t} = x$$

$$\text{moliU}_0 - \text{moliU}_t = x\,\text{moliU}_t$$

$$\text{moliU}_0 = x\,\text{moliU}_t + \text{moliU}_t \qquad \frac{\text{moliU}_0}{moliU_t} = x+1$$

$$\text{moliU}_0 = \text{moliU}_t\,(x+1)$$

applicando le equazioni del decadimento, noti λ e x si ricava t:

$$\log\frac{^{238}U_t}{^{238}U_0} = -\frac{\lambda}{2.303}t \qquad t = \frac{2.303}{\lambda}\log\frac{^{238}U_0}{^{238}U_t} \qquad t = \frac{2.303}{\lambda}\log x+1$$

Figura 8

le tracce latenti presenti nell'unità di volume e le tracce rivelate osservabili per unità di superficie, λ_F è la costante di decadimento per fissione e infine, ^{238}N è il numero di atomi ^{238}U presenti nell'unità di volume. La quantità ^{238}N viene determinata per fissione indotta di ^{235}U, esponendo il minerale a una dose (di neutroni termici in un reattore nucleare. Il numero di tracce indotte, $^{235}N_F$, che si produce nell'unità di volume e la densità di tracce indotte sono:

$$^{235}N_F = \phi\sigma^{235}N \qquad \rho_i = \phi\sigma^{235}N \, ^{235}\varepsilon$$

dove (è la sezione d'urto per la fissione con neutroni termici, ^{235}N è il numero di ^{235}U per unità di volume e infine ^{235}(è il fattore di efficienza analogo a $^{238}\varepsilon$. Tenendo conto che nell'uranio naturale esiste un rapporto costante (rapporto isotopico) tra gli atomi di ^{235}U e di ^{238}U ($^{238}U/^{235}U = \eta$), combinando le ultime due equazioni ed esplicitando rispetto a t si ottiene l'equazione:

$$t = \frac{\Phi \cdot \sigma}{(\lambda_F \cdot \eta)} \cdot \frac{\rho_S}{\rho_i}$$

che mette in relazione l'età del minerale con il rapporto tra le densità di tracce attraverso alcune costanti (σ, λF e η) e la dose di neutroni termici ϕ. Il procedimento pratico prevede la separazione del campione in due frazioni, di cui una viene irraggiata con neutroni termici, che vengono poi montate in resina epossidica, pulite con smerigli, lucidate con paste diamantate ed esaminate al microscopio per contare le tracce fossili e le tracce indotte. Dato che la fissione spontanea dell'^{238}U ha una probabilità molto bassa con una costante di decadimento molto piccola (quasi 10^{-16}) e una vita media, $t_{½}$, vicina a 10^{16} anni (circa due milioni di volte quella del normale decadimento α dell'^{238}U), il metodo risulta applicabile solo a campioni ad alto contenuto di uranio e/o di età elevate, contenenti un numero di tracce fossili sufficiente a renderne possibile il conteggio. Le tracce sono sensibili al calore (un'ora a 700°C – 800°C è sufficiente a cancellare totalmente le tracce negli zirconi) e pertanto, come per il metodo $^{40}K/^{40}Ar$, è necessario confrontare l'età del campione ottenuta con altri dati per confermare l'accuratezza della misura che resta comunque utile, anche in caso di cancellazione termica, a ricostruire la cronologia termica del materiale.

© RIPRODUZIONE RISERVATA

bibliografia

- Karl Heinrich Lieser „Nuclear and Radiochemistry, Fundamentals and Applications", 2nd edition, Wiley-VCH Verlag GmbH, Weinheim, 2001.
- Henry P. Schwarcz, "Chronometric Dating in Archeology: A Review", Accounts of Chemical Research, Vol. 35, n° 8, 2002, pag. 637-643.
- Massimo Oddone, Corso di Archeometria, Dispense, 2002, Università di Pavia.