

Metodi nucleari di datazione

Il caso del ^{14}C è particolare: il ^{14}C è prodotto di continuo nell'atmosfera dai raggi cosmici, viene assorbito dalla fotosintesi e la sua concentrazione diminuisce nel tempo a partire dalla morte dell'essere vivente.

Nei metodi nucleari di datazione geologica, invece, a partire da un evento iniziale che fa da clock (la formazione di una roccia eruttiva, per esempio), la concentrazione relativi dei diversi nuclidi cambia nel tempo a seguito di uno o più decadimenti radioattivi di nuclidi instabili.

Types of radiometric dating (wikipedia)

[argon-argon](#) (Ar-Ar)

[fission track dating](#)

[helium](#) (He-He)

[iodine-xenon](#) (I-Xe)

[lanthanum-barium](#) (La-Ba)

[lead-lead](#) (Pb-Pb)

[lutetium-hafnium](#) (Lu-Hf)

[neon-neon](#) (Ne-Ne)

[optically stimulated luminescence dating](#)

[potassium-argon](#) (K-Ar)

[radiocarbon dating](#)

[rhenium-osmium](#) (Re-Os)

[rubidium-strontium](#) (Rb-Sr)

[samarium-neodymium](#) (Sm-Nd)

[uranium-lead](#) (U-Pb)

[uranium-lead-helium](#) (U-Pb-He)

[uranium-thorium](#) (U-Th)

[uranium-uranium](#) (U-U)

Molte sostanze radioattive decadono a partire da un qualche nuclide fino a un prodotto finale stabile attraverso una serie di passaggi successivi (catena di decadimenti). Di solito, nella catena di eventi c'è un tempo di dimezzamento dominante, il più lungo. Ci sono molti nuclidi utilizzabili, con tempi di dimezzamento che vanno dalle migliaia ai milioni di anni.

Il rapporto tra la concentrazione del nuclide che decade e quello che si forma cambia nel tempo in maniera nota. Misurando tale rapporto si risale al tempo passato a partire da un tempo iniziale corrispondente al momento in cui il nuclide originario è stato inglobato.

Es: i coralli, crescendo, inglobano atomi di uranio sciolti nell'acqua marina.

Se al tempo iniziale ci sono P_0 nuclidi padre e D_0 nuclidi figlio e se il nuclide figlio è stabile, avremo:

$$P(t) = P_0 e^{-\lambda t}$$

$$D(t) = D_0 + P_0 (1 - e^{-\lambda t})$$

Se $D_0=0$ la tecnica risulta più semplice e precisa.

Principali condizioni che devono essere soddisfatte

1) Selettività nell'incorporazione dei diversi elementi.

a) Nel caso ideale, il materiale ingloba il nuclide padre, ma non il figlio. In questo caso i nuclei figli rivelati derivano solamente dal decadimento dei nuclei padre dopo che il materiale si è formato.

Es.: i coralli inglobano l'uranio, ma non il torio che è il prodotto di decadimento dell'uranio. Le rocce vulcaniche quando si formano dal raffreddamento della lava contengono il potassio, ma non l'argon che è il prodotto di decadimento del potassio.

b) Se il materiale incorpora sia i nuclidi padre che figlio, bisogna conoscere la concentrazione relativa iniziale e misurare di quanto è cambiata.

2) Il prodotto figlio deve fissarsi nel materiale: se forma un gas, questo potrebbe diffondere e lasciare la superficie del materiale.

3) Il prodotto figlio deve avere a sua volta un tempo di decadimento sufficientemente lungo altrimenti sarà presente in troppa piccola quantità che cambia poco a tempi lunghi.

4) Gli elementi padre e figlio non devono poter entrare od uscire dal materiale per diffusione o a seguito di reazioni chimiche con i materiali circostanti.

5) I processi per isolare e analizzare i due elementi devono essere semplici e affidabili.

Blocking temperature

Un materiale può espellere l'elemento figlio a seguito di un riscaldamento che lo fa diffondere verso la superficie. In questo caso il processo di riscaldamento azzerà l'orologio nucleare.

La diffusione solitamente aumenta in maniera continua all'aumentare della temperatura: si usa comunque definire una blocking temperature come la temperatura a cui il processo azzerà la scala temporale.

K-Ar

Potassium-argon or K-Ar dating is a geochronological method used in many geoscience disciplines. It is based on measuring the products of the radioactive decay of potassium (K), which is a common element found in materials such as micas, clay minerals, tephra (prodotti piroclastici) and evaporites (rocce sedimentarie originate dall'evaporazione).

Potassium (K) exists in 3 isotopes - ^{39}K (93.2581%), ^{40}K (0.0117%), ^{41}K (6.7302%).

The radioactive isotope ^{40}K decays to ^{40}Ar and ^{40}Ca with a half-life of 1.248×10^9 years.



^{40}Ca is the most common form of Ca, however, so the increase in abundance due to K decay results in a negligible increase in total abundance making it less useful as a geochronometer.

The ^{40}Ar isotope is much less abundant however, and is therefore a more useful isotope.

Due to the long half-life, the technique is most applicable for dating minerals and rocks >100,000 years old. Although it finds the most utility in [geological](#) applications, it plays an important role in [archaeology](#).

Because argon is a gas, it is able to escape from molten rock.

However, when the rock solidifies, the decayed ^{40}Ar will begin to accumulate in the crystal lattices.

In order to determine the ^{40}Ar content of a rock, it must be melted and the isotopic composition of the released gas measured via [mass spectrometry](#).

It is also necessary to separately measure the amount of ^{40}K in the sample. This can be measured using [flame photometry](#) or [atomic absorption spectroscopy](#).

The ratio between the ^{40}Ar and the ^{40}K is related to the time elapsed since the rock was cool enough to trap the Ar. This is the key principle behind K-Ar dating.

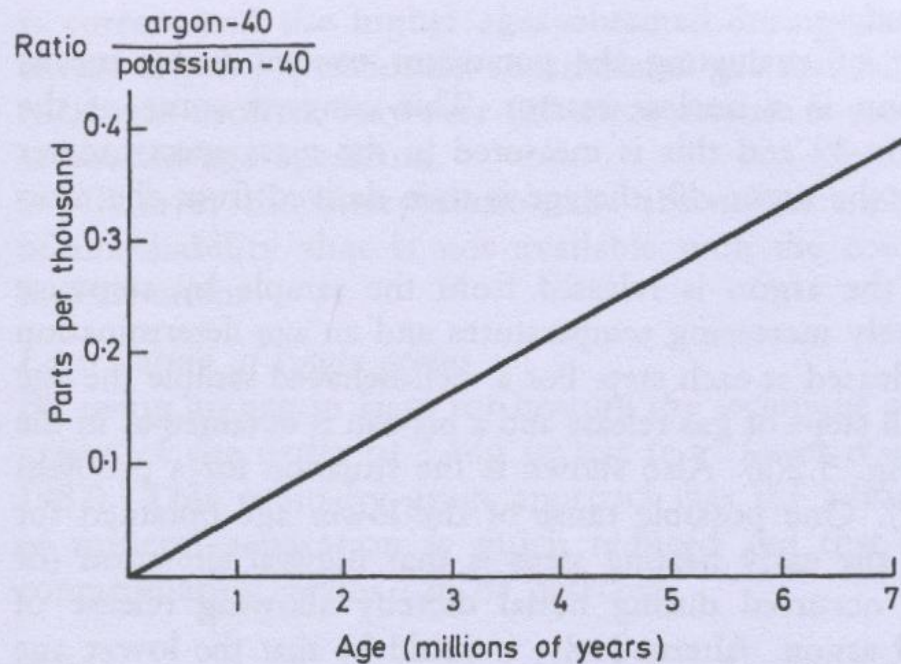


Fig. 5.1 Potassium–argon dating: basic concept. While molten, volcanic lava releases any argon–40, but after solidification there is accumulation due to its production from radioactive decay of potassium–40. Because the half-life of the latter is 1250 million years the production rate is effectively constant over archaeological times. The potassium–40 content of natural potassium is 0.0118% (atomic abundance).

$$t = \frac{t_{1/2}}{\ln(2)} \ln \left(\frac{K_f + \frac{Ar_f}{0.109}}{K_f} \right)$$

t is time elapsed

$t_{1/2}$ is the half-life of ^{40}K

K_f is the amount of ^{40}K remaining in the sample

Ar_f is the amount of ^{40}Ar found in the sample.

Great care is needed to avoid contamination of samples by absorption of nonradiogenic ^{40}Ar from the atmosphere. The equation may be corrected by subtracting from the $^{40}\text{Ar}_{\text{measured}}$ value the amount present in the air where ^{40}Ar is 295.5 times more plentiful than ^{36}Ar . $^{40}\text{Ar}_{\text{decayed}} = ^{40}\text{Ar}_{\text{measured}} - 295.5 \times ^{36}\text{Ar}_{\text{measured}}$.

Un problema di scarsa precisione deriva dal fatto che le quantità di Argon e di potassio sono misurate con tecniche diverse.

A problem with K-Ar dating is that if there is heterogeneity in the sample, then the aliquots used for determining K concentrations and ^{40}Ar abundances may have different K/Ar. This can lead to an inaccurate date.

Argon-argon dating is a similar technique which measures the isotopic content of the same sample, so this problem can be avoided.

Ar-Ar

Argon-argon (or $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) dating is a [radiometric dating](#) technique similar to [potassium-argon \(K-Ar\) dating](#).

In this technique, the [decay](#) of ^{40}K to $^{40}\text{Ar}^*$ (* indicates radiogenic) is used to date [geological](#) events, particularly the eruption and cooling of [igneous rocks](#) and minerals. The primary use for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology is dating metamorphic and igneous minerals.

This technique differs from the K-Ar technique in that prior to measurement in a [mass spectrometer](#), the sample is irradiated in a [nuclear reactor](#) and some of the ^{39}K (present as a [known fraction of the total K](#) in the rock) is converted to ^{39}Ar .

The relative abundance of the radiogenic daughter product, $^{40}\text{Ar}^*$, to a proxy for the parent nuclide, ^{39}Ar (as a proxy for ^{40}K) can be measured in the same sample. This is an advantage over K-Ar dating, where the K and Ar must be measured separately.

The sample is generally crushed and single crystals of a mineral hand-selected for analysis.

These are then irradiated to produce ^{39}Ar from ^{39}K .

The sample is then degassed in a high-vacuum [mass spectrometer](#) via a laser or resistance furnace.

Dating relies on the conversion of K to Ar, and accurate measurement of this conversion.

The sample is heated in increments (step heating) which releases argon from different reservoirs within the crystal grain.

Each step produces argon with a certain $^{40}\text{Ar}:$ ^{39}Ar ratio, and only when 80% or more of these steps are within acceptable error is the crystal's age known.

Dating via $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology is generally accurate to within 1-2% for properly collected and irradiated and treated samples.

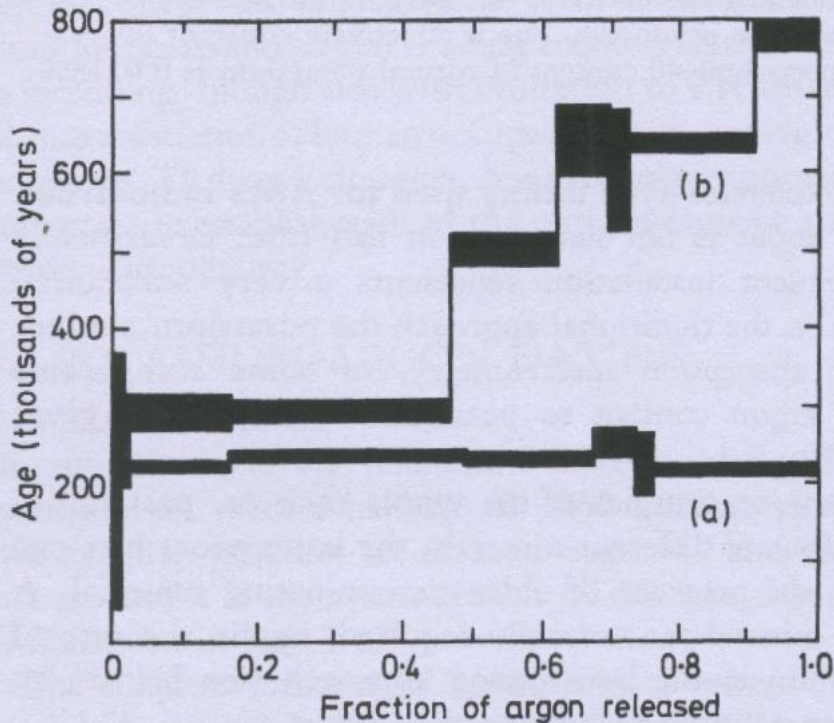


Fig. 5.2 Examples of age spectra obtained using the argon-argon technique (redrawn from Féraud *et al.* 1983). The argon is released in steps, by heating the sample to successively increasing temperatures; an age determination is made on each portion released. Argon that is less firmly held is released in the early steps. The plateau obtained for sample (a) gives confidence in its reliability, but this is not the case for sample (b). One possible explanation is that due to alteration associated with weathering some of the less firmly held argon has been lost during antiquity; in that case the true age would be 800,000 years. Alternatively, the absence of plateau could be due to incomplete removal of firmly held argon at time zero; in that case the true age for (b) would be about 290,000 years. The samples were from two basalt flows in Israel between which there was a palaeosol containing Upper Acheulean artefacts.

La misura sul campione (a) è affidabile perché il rapporto tra ^{40}Ar e ^{39}Ar è costante mano a mano che si scalda e si fa evaporare.

Quella sul campione (b) è problematica.

Usando un laser per scaldare si può selezionare un grano singolo (meno di un mg). In questo modo si può rilevare più facilmente l'eventuale presenza di contaminazioni più vecchie.

L'applicazione più semplice è quella della datazione di una occupazione umana in strati compresi tra due successivi depositi di lava. La lava liquida non trattiene il gas argon, per cui solo a seguito del raffreddamento e solidificazione inizia a inglobare argon prodotto dal decadimento del potassio 40. La datazione dell'occupazione si ottiene datando i due depositi vulcanici sotto e sopra il deposito che daranno una datazione per eccesso e per difetto, rispettivamente.

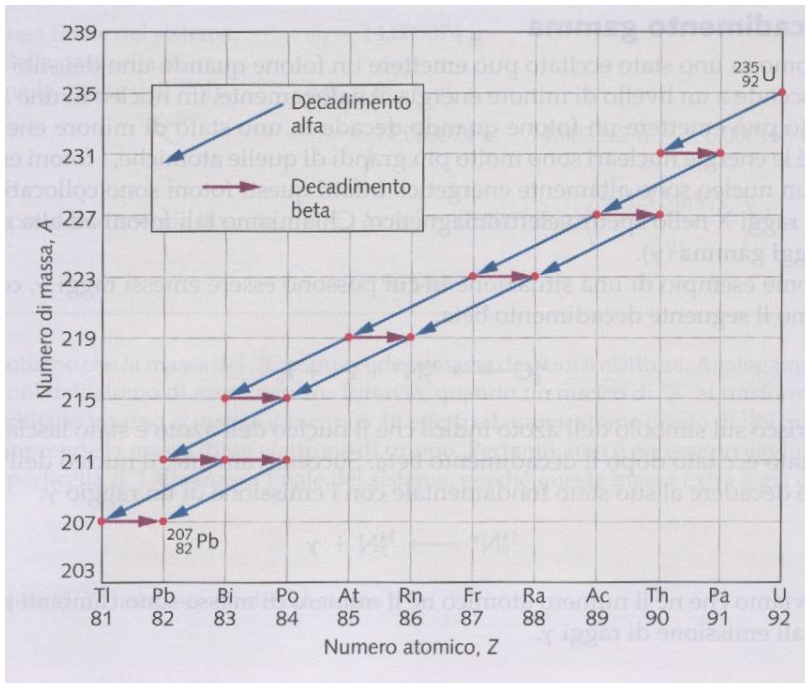
In questo modo sono stati datati vari siti africani abitati da ominidi risalenti a 1-2 milioni di anni con una precisione stimata intorno all' 1-2 %.

Le datazioni sono state incrociate con quelle ottenute da altri metodi come le tracce di fissione nei cristalli di zircone e hanno permesso di ricostruire la stratigrafia con le inversioni di campo magnetico e di testare altri metodi di datazione di periodi più lontani di 100.000 anni, per esempio la termoluminescenza.

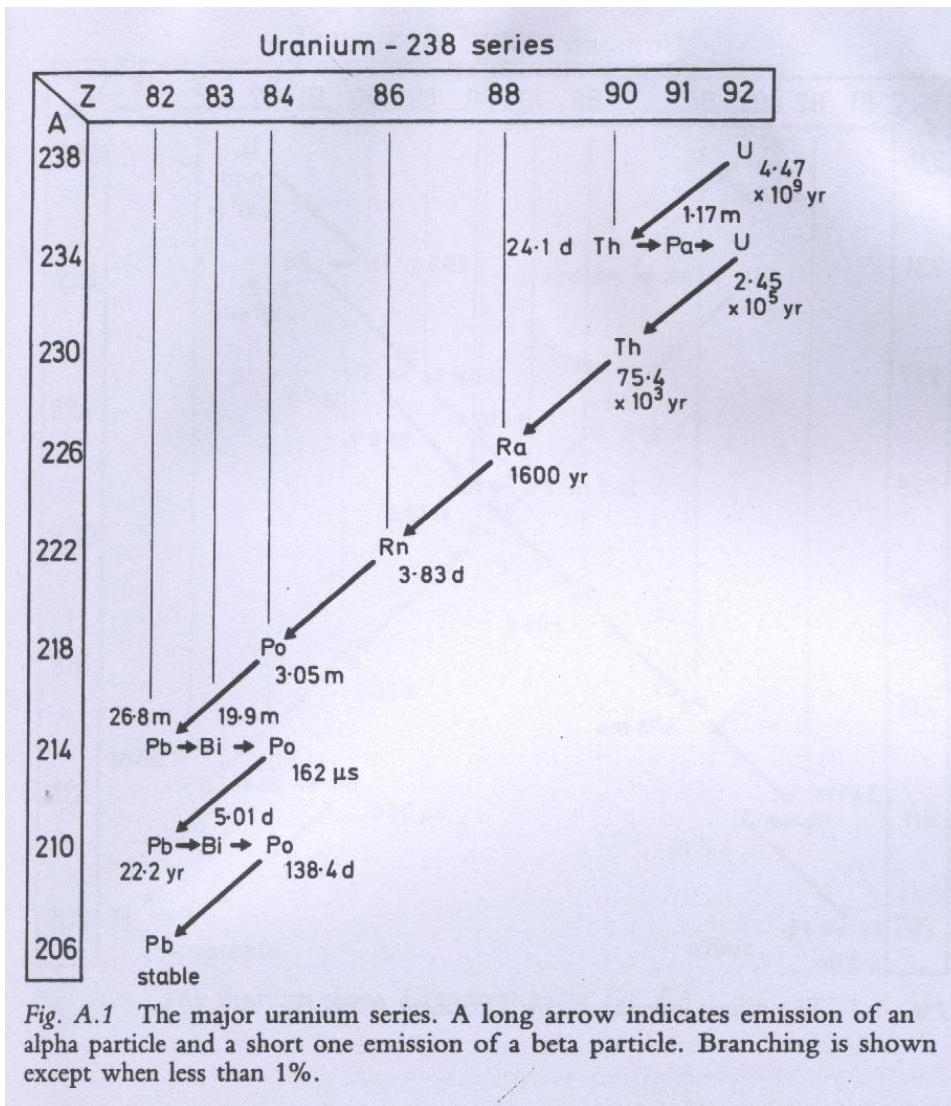
U-Pb

Uranium-lead is one of the oldest and most refined [radiometric dating](#) schemes, with a routine age range of about **1 million years to over 4.5 billion years**, and with routine **precisions in the 0.1- 1 percent range**.[\[1\]](#)

The method relies on the coupled chronometer provided by the [decay](#) of ^{238}U to ^{206}Pb , with a [half-life](#) of 4.46 billion years and ^{235}U to ^{207}Pb , with a half-life of 704 million years.



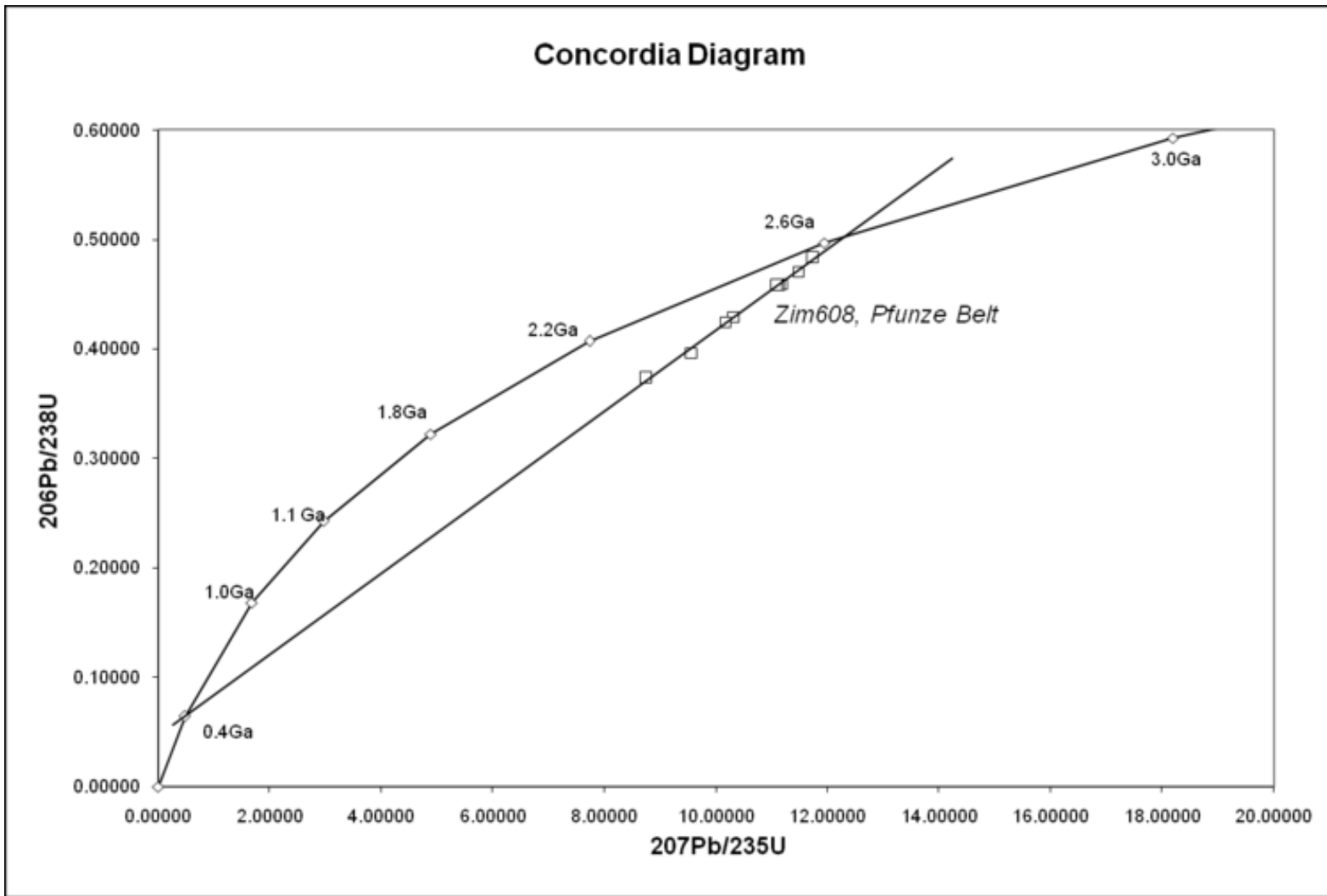
One of the advantages of uranium-lead dating is the two separate, chemically identical chronometers. Loss (leakage) of lead within the sample will result in a discrepancy in the two decay schemes, resulting in a different age determined by each decay scheme. This effect is referred to as discordance, and provides a check on the reliability of the age.



Uranium-lead dating is usually performed on the mineral zircon (ZrSiO_4), though it can be used on other minerals such as monazite, titanite, and baddeleyite.

Zircon incorporates uranium and thorium atoms into its crystalline structure, but strongly rejects lead.

Undamaged zircon retains the lead generated by radioactive decay of uranium and thorium until very high temperatures (about 900 °C), though accumulated radiation damage within zones of very high uranium can lower this temperature substantially.



A concordia diagram as used in [uranium-lead dating](#), with data from the [Pfunze Belt, Zimbabwe](#).^[17] All the samples show loss of lead isotopes, but the intercept of the errorchron (straight line through the sample points) and the concordia (curve) shows the correct age of the rock.

U-Th

Uranium-thorium dating, also called **thorium-230 dating**, **uranium-series disequilibrium dating** or **uranium-series dating**, is a radiometric dating technique commonly used to determine the age of carbonate materials such as speleothem or coral.

Unlike other commonly used radiometric dating techniques such as rubidium-strontium or uranium-lead dating, the uranium-thorium technique does not measure accumulation of a stable end-member decay product, instead calculating an age from the degree to which equilibrium has been restored between the radioactive isotope thorium-230 and its radioactive parent uranium-234 within a sample.

Because uranium is soluble to some extent in all natural waters, any material that precipitates or is grown from such waters also contains trace uranium, typically at levels of between a few parts per billion and few parts per million by weight.

In contrast, thorium is not soluble in natural waters under conditions found at or near the surface of the earth and so materials grown in or from these waters do not usually contain thorium.

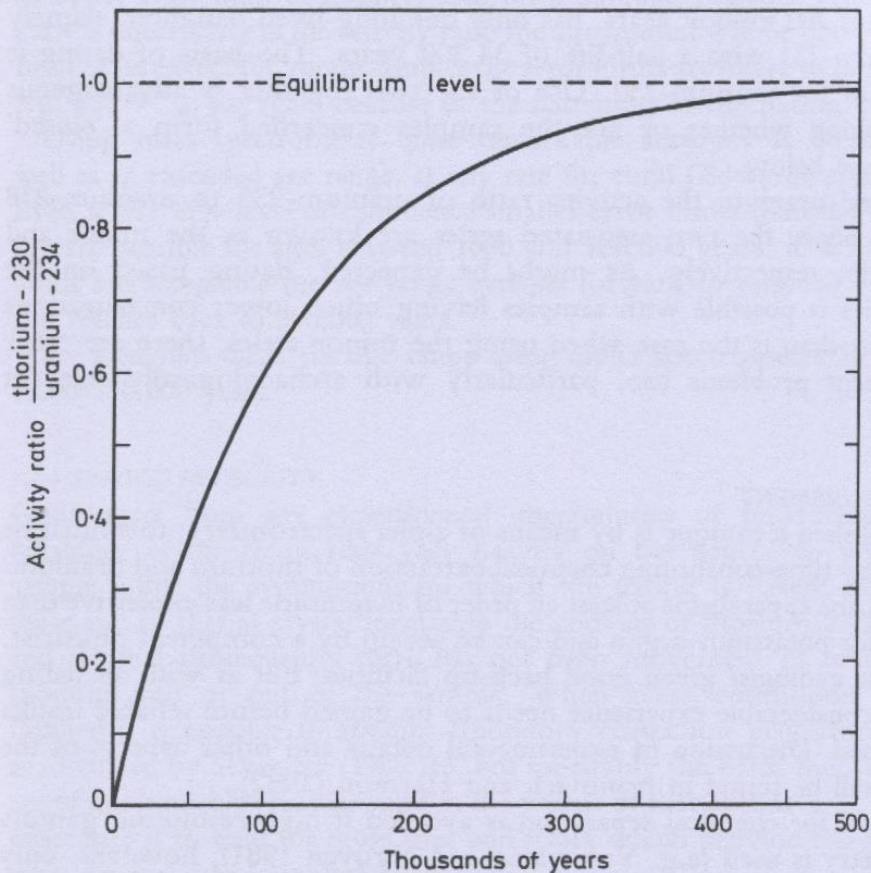


Fig. 5.3 Uranium-series dating, using build-up of thorium-230. At formation crystals of stalagmitic calcite contain uranium but no thorium. With time thorium-230 'grows-in', it being the radioactive daughter of uranium-234; eventually the decay-rate (*activity*) of the thorium-230 becomes equal to that of the uranium-234, but until this equilibrium situation is reached the growth is characterized by the 75,400-year half-life of thorium-230 so measurement of the activity ratio enables the age to be determined.

In the curve shown it is assumed that the initial activity of uranium-234 was equal to that of the parent uranium-238. Usually it is greater, gradually decaying to equality. This alters the shape of the curve somewhat and measurement of the (234/238) ratio in the sample is necessary to define the shape; this is important, except for young samples.

Whereas in Fig. 5.1 the vertical scale showed the weight-for-weight ratio, here activity ratio has been used.

As time passes after the formation of such a material, the uranium-234 in the sample decays to thorium-230, with a half-life of 245,000 years.

The thorium-230 is itself radioactive with a half-life of 75,000 years and so instead of accumulating indefinitely (as for instance is the case for the uranium-lead system) it instead approaches secular equilibrium with its parent isotope.

At equilibrium, the number of thorium-230 decays per year within a sample is equal to the number of uranium-234 decays per year in the same sample.

Uranium-thorium dating has an upper age limit of somewhat over 500,000 years, defined by

- the half-life of thorium-230,
- the accuracy with which we can measure the thorium-230/uranium-234 ratio in a sample,
- the precision to which we know the half-lives of thorium-230 and uranium-234.
- Note that to calculate an age using this technique the ratio of uranium-234 to its parent isotope uranium-238 must also be measured.

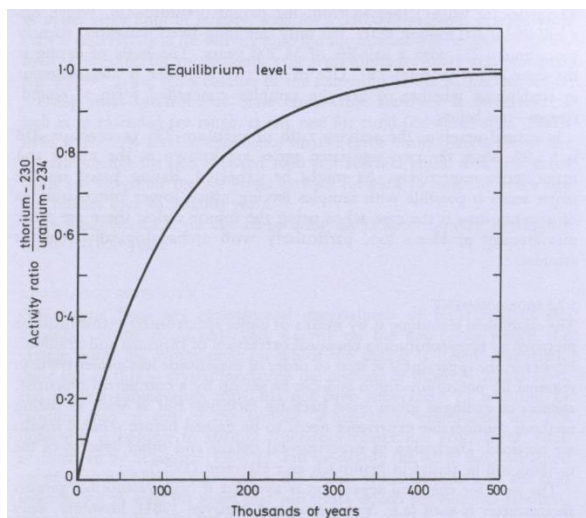


Fig. 5.3 Uranium-series dating, using build-up of thorium-230. At formation crystals of stalagmitic calcite contain uranium but no thorium. With time thorium-230 'grows-in', it being the radioactive daughter of uranium-234; eventually the decay-rate (*activity*) of the thorium-230 becomes equal to that of the uranium-234, but until this equilibrium situation is reached the growth is characterized by the 75,400-year half-life of thorium-230 so measurement of the activity ratio enables the age to be determined.

In the curve shown it is assumed that the initial activity of uranium-234 was equal to that of the parent uranium-238. Usually it is greater, gradually decaying to equality. This alters the shape of the curve somewhat and measurement of the (234/238) ratio in the sample is necessary to define the shape; this is important, except for young samples.

Whereas in Fig. 5.1 the vertical scale showed the weight-for-weight ratio, here activity ratio has been used.

Dopo 350.000 anni l'attività del torio230 è già arrivata al 96% del valore limite di quella di un campione di età infinita (∞). Un errore del 4% nel rapporto misurato delle attività del torio230 e dell' uranio234 fornisce un'età (350 -80+ ∞) ka, cioè non è in grado di fornire un limite superiore all'età del campione. Più in generale, a causa della forma della curva, l'intervallo di confidenza sarà sempre sbilanciato, del tipo (250 -40 + 60) ka.

L'uso di uno spettrometro di massa che conti le quantità relative di uranio²³⁸, uranio²³⁴ e torio²³⁰, ha permesso di datare coralli con una precisione dell'1% per età comprese tra 1000 e 100.000 anni con il 95% di confidenza (2σ). Entro il 10% di errore, il metodo può essere esteso ai 50 anni di età, da una parte e ai 500.000 anni di età dall'altra.

Di norma però si usa la **spettrometria** alfa che necessita di isolare l'uranio ed il torio con procedimenti chimici. Meno precisa ma molto più economica della spettrometria di massa. Necessita tipicamente di 50 grammi di materiale.

L'uso in parallelo dell'altra serie dell'uranio, basata sullo stesso principio e che porta al Protoattinio²³¹, presenta notevoli vantaggi, soprattutto per quanto riguarda la CHIUSURA del sistema di cui discuteremo tra poco.

Applicazioni principali della U-Th: datazione di coralli e di stalagmiti in caverne paleolitiche.

Ma usata anche per ossa (incrostate da calcite) e denti (incrostatati da calcite).

Anche carbonati nei sedimenti lacustri, e depositi calcarei in generale.

Nei siti cavernicoli si rinvengono spesso depositi di frammenti di ossi e di artefatti all'interno di un singolo strato stalagmitico o tra due strati. Ma possono essere cadute stalagmiti e comunque materiali di età diversa possono trovarsi mescolati.

Nella scelta dei campioni da analizzare si deve osservare alcune regole: evitare campioni di calcite troppo porosi che possono aver incluso calcite in diversi periodi, e preferire quelli più compatti formati da cristalli di maggior dimensione; evitare campioni sporchi di detriti, materia organica, frammenti d'osso, etc.

Quando possibile, è bene incrociare le datazioni con quelle ottenute da altri metodi come ad esempio ESR o termoluminescenza.

CORALLI: importanti per la calibrazione del C14, per le variazioni nel tempo del livello marino e perché soddisfano bene tutte le richieste del metodo U-Th.

Durante tutta la loro vita i coralli inglobano sempre circa 3 ppm di uranio, solubile in acqua, mentre l'assorbimento di torio, poco solubile in acqua, è trascurabile. Il rapporto iniziale tra i due isotopi ^{234}U , ^{238}U è noto perché corrisponde a quello dell'acqua marina.

L'alta precisione nella misura con lo spettrometro di massa ha permesso, datando i reefs corallini, di ricostruire la storia del livello del mare associata a quella del volume dei ghiacci.

I coralli sono considerati campioni ideali per il metodo di datazione U-Th perché sistemi chiusi: hanno una struttura compatta e una volta cresciuti non scambiano né atomi di torio né atomi di uranio con l'acqua.

Al contrario, le conchiglie dei molluschi (soprattutto se fatte di aragonite invece che di calcite) o gli ossi sono sistemi aperti che continuano ad assorbire uranio dall'acqua marina.

OSSI E DENTI

La concentrazione di uranio nelle ossa viventi è inferiore a 0.1 ppm, ma nelle ossa fossili e ne può trovare molto di più, 1-1000 ppm, assorbito dal suolo umido. Se si assume che tutto l'uranio sia stato assorbito in un breve periodo dopo la sepoltura, si può usare il metodo U-Th allo stesso modo che per le stalagmiti o per i coralli.

Se invece una parte non trascurabile dell'uranio è stata assorbita in seguito, la misura darà una data più recente di quella vera.

L'Uranio può anche essere lavato via, se le condizioni chimico-fisiche del terreno tendono a scioglierlo in acqua. Visto che il torio è meno solubile, in questo caso la datazione fornisce un'età più vecchia di quella vera.

La natura porosa delle ossa le rende vulnerabili a questi effetti di sistema aperto.

Problemi simili si hanno per la datazione della dentina. Le datazioni sono affidabili solo per sistemi chiusi, per esempio quando il dente o l'osso sono trovati inclusi in un carbonato impermeabile o in ambiente asciutto che si ritiene sia rimasto tale da molto tempo.

E' bene sezionare il dente e l'osso e prelevare campioni da diverse profondità per cercare di risalire alla storia della diffusione dell'uranio nel reperto.

Altre serie, oltre alle due dell' uranio, possono essere utilizzate per datazioni.

Torio²³²-torio ²³⁰ (ionium dating).

Si è già detto che il torio si scioglie poco nell'acqua marina e viene invece incluso nei sedimenti marini, mentre l'uranio resta in soluzione. Il ²³⁰Th decade con un $t_{1/2}$ di 0.754 Ma, mentre il ²³²Th che ha un $t_{1/2}$ di 14.1 Ga (la vita dell'universo!) è pressoché stabile. Il rapporto Th²³⁰/Th²³² diminuisce quindi con la profondità del deposito e permette di misurare l'età dello strato.

U²³⁴-U²³⁸

L'acqua marina ha un rapporto di attività di 1.14/1 tra ²³⁴U (figlio) e ²³⁸U (padre).



Nel tempo, una volta fissati in un materiale, le due attività tendono allo stesso valore, corrispondente all'equilibrio di concentrazione dell' ²³⁴U, quando per ognuno che decade uno nuovo si crea dal decadimento dell' ²³⁸U.

Il metodo permette datazioni nell'intervallo tra 50.000 e 1.5 milioni di anni, ma è di scarso interesse per l'archeologia.

Piombo210

Il ^{210}Pb decade (alfa) al ^{206}Pb e al ^{210}Bi (beta-) con $t_{1/2} = 22.3$ a

Si può usare per datare sedimenti di età compresa tra 1 e 400 anni.

E' stato usato per datare dipinti (autenticazione).

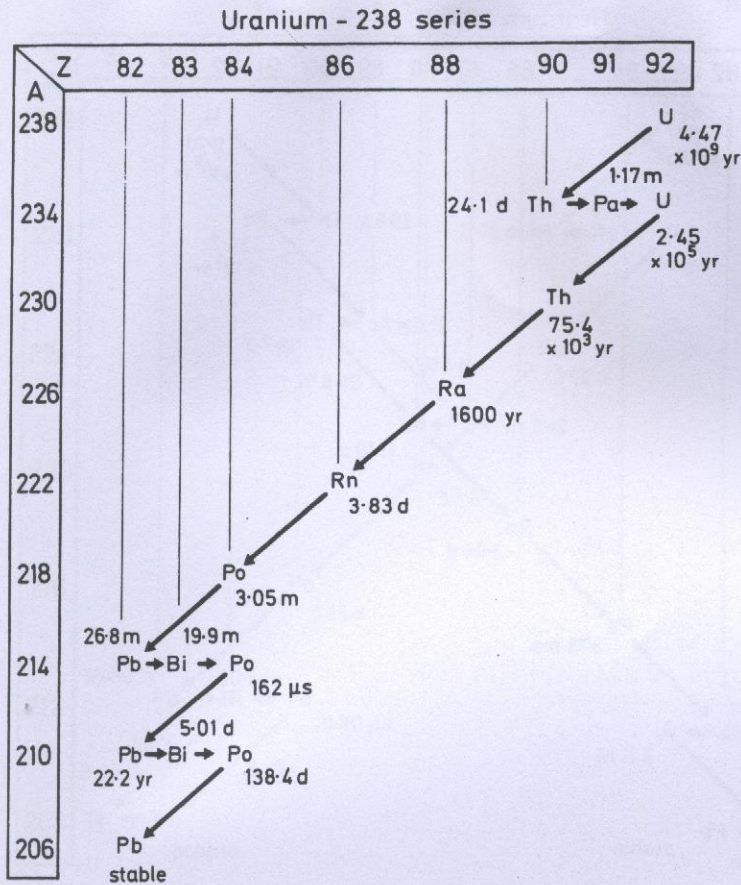
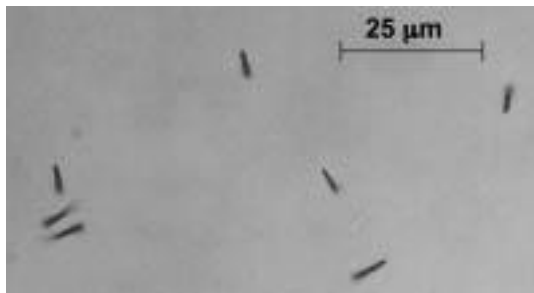


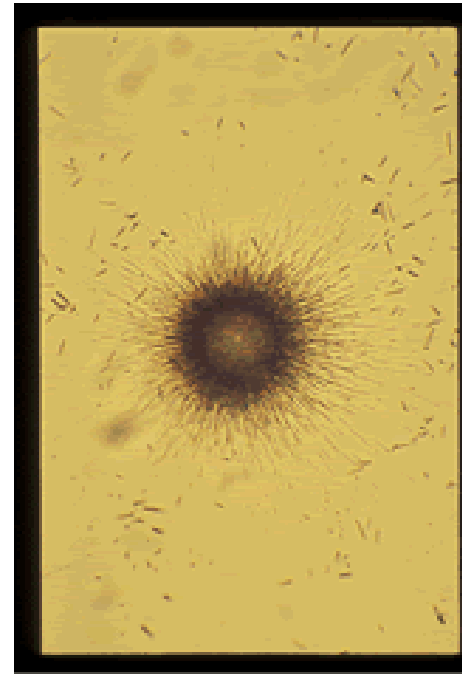
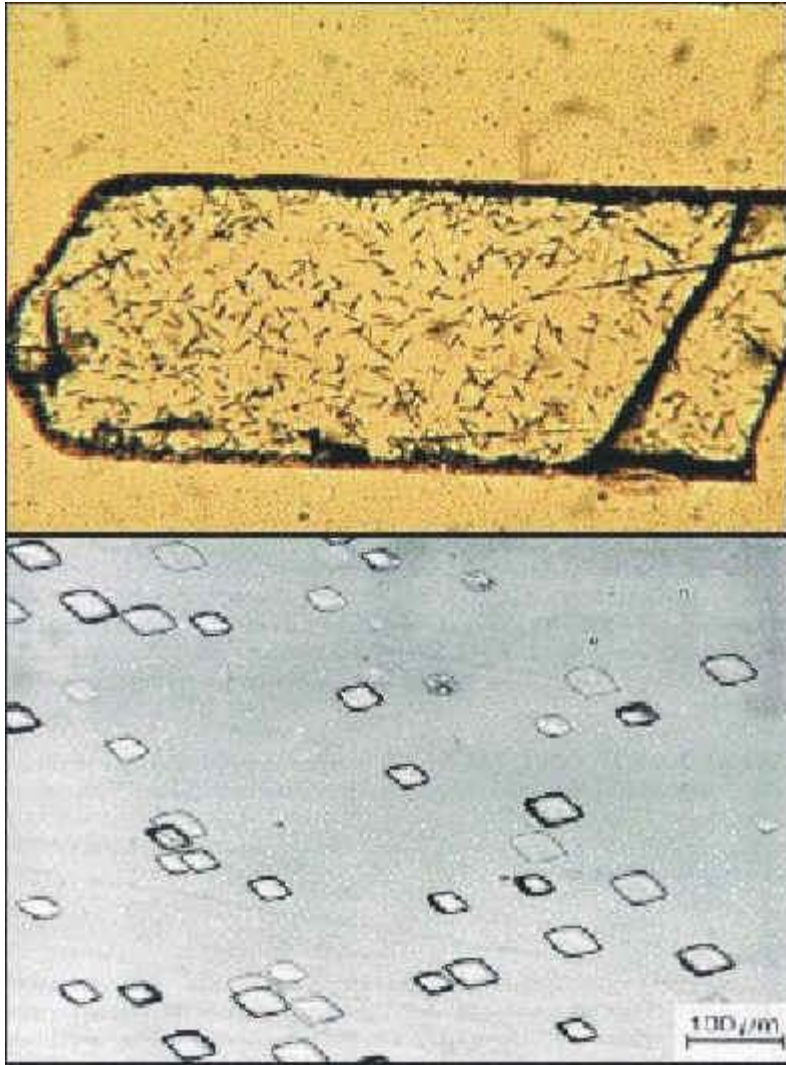
Fig. A.1 The major uranium series. A long arrow indicates emission of an alpha particle and a short one emission of a beta particle. Branching is shown except when less than 1%.

TRACCE DI FISSIONE

Oltre a decadere al Th234 con l'emissione di una particella alfa, l'U238 ha anche una piccola probabilità di subire un processo di fissione spontanea. Nella fissione vengono creati due nuclei più leggeri (insieme ad alcuni neutroni e la somma dei numeri di massa si deve conservare) che sono sparati in direzioni opposte con grande energia cinetica. Nel tragitto, lungo circa 0.01 - 0.1 mm, creano sul loro cammino un gran numero di difetti nella struttura del cristallo, o anche del vetro. Queste tracce di fissione sono osservabili al microscopio ottico (ingrandimento 500-2500) in un materiale trasparente alla luce. Si può aumentare il contrasto con un processo di etching chimico che scioglie le zone danneggiate più di quelle intatte.



Etched natural fission tracks in muscovite mica crystal. The sample was etched in concentrated hydrofluoric acid.



150 microns

Fission tracks in an apatite crystal (top) and in a muscovite mica (bottom).

Riscaldando il materiale sopra una certa temperatura, vicino a quella di fusione i difetti del cristallo (o anche del vetro) spariscono perché la struttura ha modo di riaggiustarsi in una configurazione energeticamente più stabile, quella del cristallo (o di un vetro più rilassato). Per il zircone, il materiale più utilizzato per questo tipo di analisi, si usa un trattamento di un'ora a 800 °C. A questo punto il sistema non contiene più tracce di fissione e l'orologio è riassetato. La misura del numero di tracce per unità di volume fornirà quindi la datazione dell'ultimo evento di annealing termico. Ovviamente bisogna conoscere il ritmo di formazione delle tracce per trasformare il numero di tracce osservate in età del campione. Bisogna quindi misurare il numero di atomi di uranio presente nel campione.

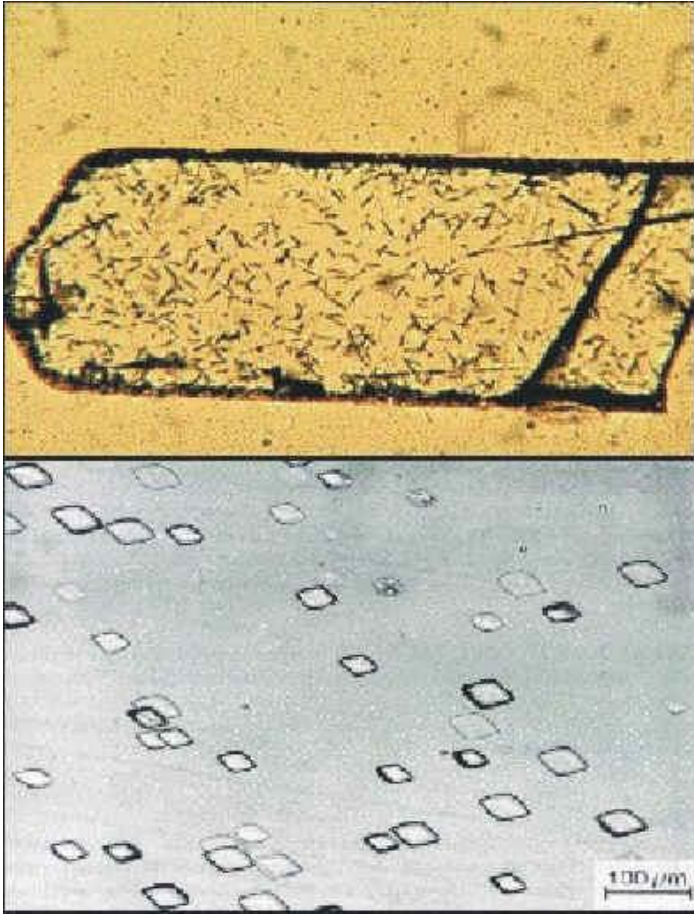
Oltre allo zircone sono stati utilizzati centinaia di altri materiali cristallini, come mica e apatite, e vetrosi, l'ossidiana in particolare.

Oltre al microscopio ottico e a un laboratorio con facilities chimiche per il processo di etching, serve un reattore nucleare.

Si confronta il numero di tracce presenti col quello di nuove tracce prodotte dall'irraggiamento coi neutroni del reattore che inducono la fissione dell'U235 e ci danno quindi una misura di quanto U sia presente nel campione. Spesso si usa fare un confronto con un campione calibrato.

Le cose sono meno semplici di quanto può fin qui sembrare. A parte la noia di stare a contare il numero di tracce (centinaia o migliaia per cm^2 , ricordando che l'errore statistico è la radice quadrata del numero di eventi, per cui bisogna avere 10000 tracce per avere un errore statistico (σ) dell'1%), succede che le tracce, col passare del tempo diventano sempre meno chiare e più piccole, soprattutto nei vetri, perché metastabili, nel senso che il sistema tende a ridurre i difetti energeticamente più fuori equilibrio. Quindi tracce formatesi recentemente risultano ben visibili, ma sono sempre più confuse quanto più tempo passa e confondibili con altri tipi di difetti. Questo rende problematico un conteggio automatico con qualche software di riconoscimento delle tracce e comporta la necessità di correzioni per tener conto di tracce ormai inosservabili.

Quello che si fa è dividere il campione in due parti. Su uno si contano le tracce, n_s , naturali. Il secondo viene attivato nel reattore e si misurano le tracce indotte, n_i . Poi si scaldano ambedue a diverse temperature crescenti. Le tracce meno marcate tendono a sparire a temperature più basse. Misurando n_s/n_i in funzione della temperatura di trattamento si osserva che questo rapporto aumenta fino a raggiungere un certo plateau. Alcune tracce inizialmente ben visibili nel campione irraggiato spariscono per trattamenti a basse T. Si pensa che queste corrispondano a quelle sparite naturalmente nel tempo dal campione non irraggiato e che quindi il valore del rapporto del plateau sia quello corretto da inserire nel calcolo dell'età del reperto. Si può anche classificare le diverse tracce secondo le loro dimensioni e confrontare le distribuzioni di dimensione. Al plateau le due distribuzioni dovrebbero coincidere.



Fission tracks in an apatite crystal (top) and in a muscovite mica (bottom).

Equipment

Mineral separations are done using conventional magnetic and heavy liquid techniques. Mounting of the samples is done in epoxy resin, whereafter they are subjected to a sequence of grinding and polishing steps with diamond pastes down to $0.25\ \mu\text{m}$. Irradiation of the samples is carried out in the Tethis Research Reactor at the [Institute of Nuclear Sciences](#) (INW) of the University. For track counting and measuring, Olympus BH2 microscopes equipped with transmitted and reflected light, are used carrying a drawing tube attachment overlooking a high resolution digitising tablet. Self-developed software for counting and measuring the tracks and for data analysis is used. From 2003 on, track sizes will be measured from pictures taken with a digital camera and using an image analysis program. For apatite FT thermal history modelling the AFTSolve program is used ([AFTSolve](#)).

<http://users.ugent.be/~pvdhaute/fission.htm>

L'intervallo di date misurabili è limitato inferiormente dal numero minimo di tracce osservabili, almeno 100 per cm² per avere una statistica sufficiente. Con una concentrazione tipica di 5 ppm di uranio, questo corrisponde a 20.000 anni. Si può ripetere la misura su diverse profondità eliminando lo strato superficiale e rimisurando su una superficie fresca sottostante. Su strumenti di ossidiana, ripetendo con grande pazienza il procedimento decine di volte e misurando poche decine di tracce in tutto si è riusciti a datare oggetti con età dell'ordine delle migliaia di anni, ma con un grande errore.

Un esempio classico è quello di un coltello di ossidiana riscaldato in antichità come si deduce dalla sua forma distorta (Fleischer et al., *Fission track dating of a mesolithic knife*, Nature 205, 1138 (1965).)

36 superfici fresche, 17 tracce in 5.6 cm², datazione (3700 ± 900) anni.

(notare che l'errore relativo $900/3700=0.243$ è legato a $1/(17)^{0.5}=0.242$)

I cristalli di zircone contengono 100-1000 ppm di uranio e quindi il limite inferiore di date ottenibili si riduce in proporzione a 1000-100 anni. Cristallini di zircone si trovano nelle terrecotte e possono essere estratti e misurati.

Il metodo ha avuto un test positivo su vetri storici di fine ottocento colorati con uranio (qualche %): si è potuto verificare che 1% di U provoca 100 tracce/cm² in 10 anni e le date misurate sono risultate in accordo con quelle di produzione note.