

C.P. Biblioteca	
ARC. PUBLICACIONES	
NO 1	AÑO 1976

05.76.01
P.77-81

RG
061.3:
621.039.86
Se 52
1976

SEMINARIO SOBRE GEOLOGIA ISOTOPICA

APLICACIONES EN GEOCRONOLOGIA E ISOTOPOS AMBIENTALES

Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS), dependiente
del CONSEJO NACIONAL DE INVESTIGACIONES CIENTIFICAS
Y TECNICAS

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires

Noviembre 22 al 26 de 1976

CONSEJO NACIONAL DE INVESTIGACIONES CIENTÍFICAS Y TÉCNICAS
Instituto de Geocronología y Geología Isotópica
(INGEIS)

INSTITUCIONES PARTICIPANTES

A. Responsables

Comisión Nacional de Energía Atómica
Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia
de Buenos Aires
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad
de Buenos Aires
Instituto Nacional de Ciencia y Técnica Hídricas
Subsecretaría de Minería

B. Cooperantes

Yacimientos Petrolíferos Fiscales

AUTORIDADES

Sr. Interventor del CONICET Dr. José L.A. Haedo Rossi

Comité de Supervisión

Presidente: Ing. José S. Gandolfo (CONICET)
Dr. Bernabé J. Quartino (alterno)

Miembros: Dr. Carlos C.T. Friz (CNEA)
Dra. Ana B. Mocoroa (CIC)
Dr. José M. Cosentino (FCEN-UBA)
Dr. Horacio H. Camacho (alterno)
Lic. Juan J. Lago (INCYTH)
Lic. Orlando Daffinoti (alterno)
Dr. Roberto O. Caminos (Sub.Min.)
Dra. Beatriz L.L. Coira (alterno)
Dr. Roberto Ferello (YPF)
Dr. Miguel Flóres (alterno)

Dirección

Director: Dr. Enrique Linares
Subdirector: Dr. Carlos O. Latorre

**SEMINARIO SOBRE
GEOLOGIA ISOTOPICA**

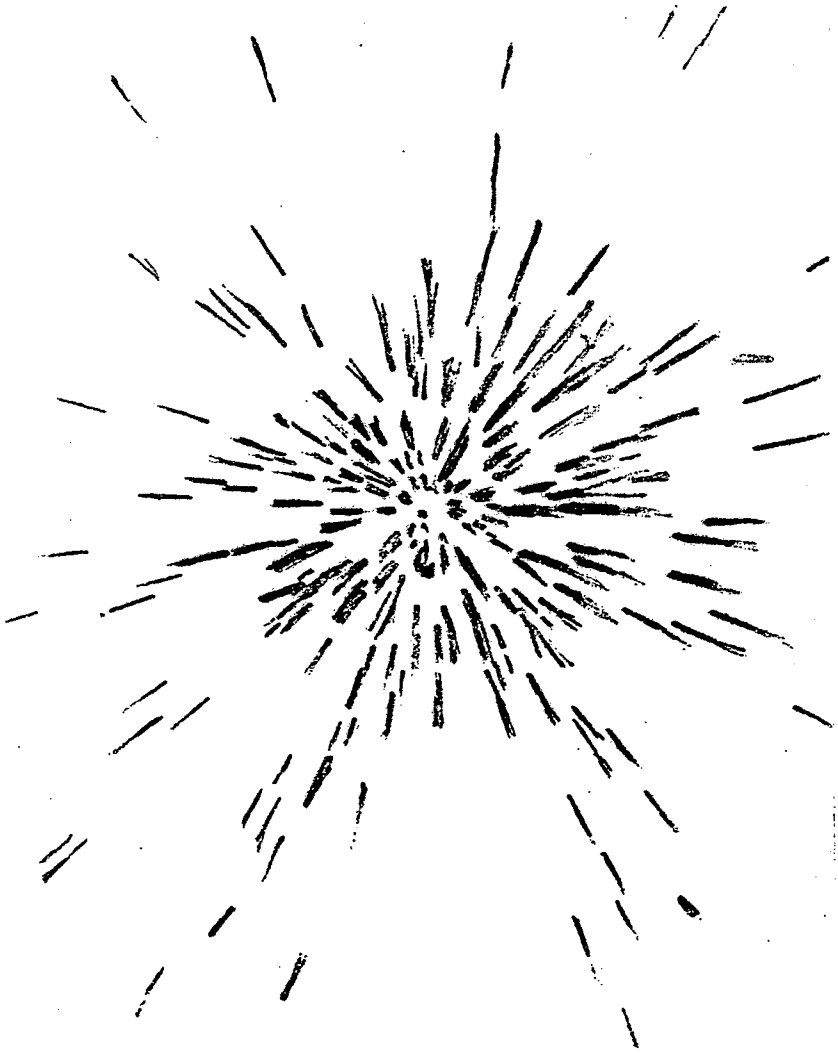
**APLICACIONES EN GEOCROLOGIA E
ISOTOPOS AMBIENTALES**

**Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS), dependiente
del CONSEJO NACIONAL DE INVESTIGACIONES CIENTIFICAS
Y TECNICAS**

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires

Noviembre 22 al 26 de 1976

TRAZAS DE FISION



Parte de una lámina de mica mostrando las trazas de fisión producidas por una partícula con un contenido de 1 ppm de uranio, luego de irradiada en un reactor.

INDICE

1. INTRODUCCION GENERAL. GEOLOGIA ISOTOPICA, DEFINICION. ATOMOS, NUCLIDEOS. ISOTOPOS ESTABLES E INESTABLES. Enrique Linares	3
1.1. Introducción general	3
1.2. Geología isotópica, definición. Aplicaciones	4
1.3. Atomos, estructura. Nuclídeos, abundancia y distribución en la naturaleza	5
1.4. Isótopos estables e inestables	9
1.5. Bibliografía	10
2. SEPARACION DE ISOTOPOS. ESPECTROMETRIA DE MASAS. MEDICION DE ABUNDANCIAS RELATIVAS Y ABSOLUTAS. Leopoldo S. Magram	
2.1. Separación de isótopos. Métodos físicos y químicos	11
2.2. Espectrometría de masas. Generalidades y principios	12
2.3. Descripción de los componentes principales de un espectrómetro de masas	14
2.4. Medición de abundancias relativas y absolutas. Método de dilución isotópica	17
2.5. Poder de resolución y sensibilidad	18
2.6. Bibliografía	19
3. GEOCRONOLOGIA, HISTORIA. METODOS RADIMETRICOS DE ACUMULACION Y DE DECAIMIENTO. Enrique Linares	
3.1. Definición. Métodos geocronológicos y de datación relativa	20
3.2. Historia y desarrollo de los métodos radimétricos	21
3.3. Métodos radimétricos. Condiciones fundamentales	22
3.4. Métodos de acumulación y de decaimiento. Sistemática	24
3.5. Ley de desintegración radiactiva y ecuación fundamental de geocronología	26
3.6. Bibliografía	27
4. METODO RUBIDIO-ESTRONCIO. Ricardo Varela	
4.1. Generalidades	28
4.2. Composición isotópica y constante de desintegración	28
4.3. Materiales apropiados para la datación Rb-Sr	29
4.4. Cálculo de la edad	30
4.5. Isocronas y determinación de la relación $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_i$	31
4.6. Bibliografía	33
5. METODO DE DATACION RADIMETRICA POTASIO-ARGON. Enrique Linares	
5.1. Introducción y generalidades	34
5.2. Constantes de desintegración	35
5.3. Técnicas experimentales	37
5.4. Materiales útiles para la datación	38
5.5. Rango de utilización y limitaciones	41
5.6. Método Ar ³⁹ /Ar ⁴⁰	42
5.7. Método K ⁴⁰ /Ca ⁴⁰	43
5.8. Bibliografía	43
6. METODO DE TRAZAS DE FISION. Francisco A.S. Hirsch	
6.1. Introducción	44
6.2. Visualización de las trazas	44
6.3. Cálculo de la edad	45
6.4. Materiales útiles para la datación	46
6.5. Alcances y limitaciones del método	47
6.6. Aplicaciones	47
6.7. Bibliografía	48

7.	OTROS METODOS DE DATACION. Enrique Linares	
7.1.	Métodos basados en la desintegración del uranio y torio	49
7.2.	Método renio-osmio	58
7.3.	Método de la isoleucina	58
7.4.	Bibliografía	59
	Apéndice. Deducción de las ecuaciones utilizadas en el método plomo-plomo	60
X 8.	ISOTOPOS DEL ESTRONCIO Y DEL PLOMO EN GEOLOGIA. Carlos O. Latorre y Enrique Linares	
8.1.	Isótopos del estroncio. Generalidades	62
8.2.	Isótopos del estroncio en la litósfera. Abundancia	63
8.3.	Isótopos del plomo. Generalidades	65
8.4.	Distribución de los isótopos del plomo	67
8.5.	Bibliografía	69
9.	ISOTOPOS ESTABLES EN GEOLOGIA. ISOTOPOS DEL HIDROGENO, CARBONO, OXIGENO Y AZUFRE. Raúl L. Jurío	
9.1.	Consideraciones generales	70
9.2.	Procesos de fraccionamientos isotópicos	71
9.3.	Distribución isotópica del hidrógeno, carbono, oxígeno y azufre	73
9.4.	Bibliografía	76
X 10.	METODO DEL TRITIO. Gregorio Baró	
10.1.	Introducción	77
10.2.	Origen del tritio	78
10.3.	Datos nucleares y expresión de la concentración	79
10.4.	Técnicas experimentales	79
10.5.	Bibliografía	81
11.	METODO DE DATACION CARBONO-14. Leopoldo S. Magram	
11.1.	Introducción y generalidades	82
11.2.	Ecuación fundamental para el cálculo de edad. Vida media del C ¹⁴	83
11.3.	Métodos de medición	84
11.4.	Rangos y errores de la medición	86
11.5.	Materiales útiles para la datación	86
11.6.	Variaciones en la concentración del C ¹⁴	87
11.7.	Bibliografía	88
	APENDICE 1. ESCALA GEOCRONOLOGICA. Enrique Linares	
A.1.1.	Construcción de la escala geocronológica. Consideraciones generales. Historia	89
A.1.2.	Escala geocronológica para el Precámbrico	91
A.1.3.	Escala geocronológica para el Fanerozoico	91
A.1.4.	Bibliografía	
	APENDICE 2. LA EDAD DE LA TIERRA Y DEL UNIVERSO. Enrique Linares	
A.2.1.	Historia	95
A.2.2.	Estimaciones modernas sobre la edad de la Tierra	96
A.2.3.	Edad de los meteoritos	97
A.2.4.	Edad de los elementos y del Universo	99
A.2.5.	Bibliografía	101
	APENDICE 3. BIBLIOGRAFIA GENERAL	102

1. INTRODUCCION GENERAL. GEOLOGIA ISOTOPICA, DEFINICION. ATOMOS, NUCLEIDOS. ISOTOPOS. ISOTOPOS ESTABLES E INESTABLES.

Enrique Linares

- 1.1. Introducción general.
- 1.2. Geología isotópica, definición. Aplicaciones.
- 1.3. Átomos, estructura. Núcleos, abundancia y distribución en la naturaleza.
- 1.4. Isótopos estables e inestables.
- 1.5. Bibliografía.

1.1. Introducción general

La idea principal que dió origen a este Seminario sobre Geología Isotópica es la de lograr el acercamiento de los profesionales que utilizan o utilizarán en un futuro los métodos que se aplican en este Instituto, con los responsables de los distintos laboratorios del mismo. El objetivo final es el lograr un mejor conocimiento de los problemas que deben encarar ambas partes, como así también, de las soluciones más favorables que se puedan aportar para resolverlos. Si esto se logra, será el mejor éxito del Seminario.

Por un lado se desea que todo aquél que utilice un dato isotópico posea un conocimiento básico de las técnicas analíticas en uso, de sus posibilidades y limitaciones, para de ese modo y en base a las observaciones geológicas de campo, interpretarlo y utilizarlo de la mejor manera posible.

Por otra parte interesa conocer todos los problemas que se presentan a diario en el trabajo geológico, en especial lo relacionado con la selección adecuada de las muestras como así también del método a utilizar más conveniente.

Todo esto permitirá mejorar en el futuro las condiciones de trabajo del INGEIS, como también que el receptor del dato analítico, pueda usarlo con la mejor fidelidad posible ya que muchas veces, las limitaciones de las técnicas analíticas no permiten alcanzar los resultados esperados.

Las ciencias geológicas están dejando, en parte, su estado de ciencia descriptiva y especulativa y desde hace unas dos décadas iniciaron un período donde muchos de los procesos geológicos tratan de ser explicados en base a teorías sustentadas en leyes físicas y químicas. Esto no implica que se deba abandonar totalmente la misión fundamental del geólogo que es la de explicar los fenómenos naturales ocurridos durante la historia de la Tierra, basado en sus observaciones sobre el terreno acompañadas de los resultados experimentales obtenidos en el laboratorio.

Cabe destacar que las condiciones bajo las cuales ciertos pro

cesos se producen en la Naturaleza, no siempre son reproducibles fielmente en el laboratorio y además, que la observación de un fenómeno físico o químico simple en éste, no significa que el mismo se produzca de la misma forma en la Tierra.

Por ello, tanto los métodos aplicados en Geología Isotópica como así mismo las demás técnicas físicas y químicas empleadas en la interpretación de los fenómenos geológicos, no son la panacea para la resolución de los mismos; en cambio, representan un dato analítico más, muchas veces muy útil. Si es bien empleado y aplicado, puede dar conclusiones satisfactorias, aún en el caso de no haberse logrado la totalidad de los resultados. El desconocimiento de las posibilidades y de las limitaciones de cada una de las técnicas, puede eliminar en muchos casos toda la información que nos suministran.

Es por todo lo expresado precedentemente, que uno de los principales objetivos de este Seminario, es el de brindar un mejor conocimiento de los métodos isotópicos, sus aplicaciones, posibilidades y limitaciones.

En el programa de temas a tratar, se pasa revista a los métodos que se aplican actualmente en el INGEIS y los que se encuentran en la etapa de instalación. Pero, es evidente también que un Seminario como éste no puede dejar de lado métodos muy utilizados en todo el mundo y que por el momento no lo son en nuestro país, por lo cual se hará de ellos una breve reseña.

Asimismo, se desea aclarar que al no contarse en todos los casos con especialistas experimentados en todas las técnicas, se decidió llevar a cabo un relatorio de cada uno de los temas incluidos en el programa, los que estarán a cargo de personal del INGEIS o de profesionales vinculados a él. Al final de cada relatorio se intentará efectuar un intercambio de ideas y opiniones con los concurrentes, para de ese modo intentar una revisión lo más completa posible de cada tema.

1.2. Geología Isotópica, definición. Aplicaciones.

Según Rankama (1954), Geología Isotópica es la ciencia que se dedica a la investigación de los fenómenos geológicos por medio de los isótopos, su abundancia y distribución.

Si bien la utilización de los isótopos de los elementos en la explicación de los fenómenos geológicos, se remonta a los años posteriores al descubrimiento de la radiactividad, los mayores progresos se han alcanzado en los últimos 30-40 años, en especial luego de los trabajos de Nier (1938) que permitieron construir el primer espectrómetro de masas, que facilitó la medición de la abundancia isotópica con pre-

cisión.

-5-

La Geología Isotópica tiene relación con los nuclídeos estables e inestables, siendo sus principales campos de aplicación:

- a- Geocronología. La utilización de los isótopos inestables para la determinación de la edad de minerales, rocas y otros materiales naturales. Si bien puede decirse que ésta fue la primera aplicación de los isótopos en Geología, ya que las primeras determinaciones radiométricas de edad se llevaron a cabo entre 1905 y 1910, recién en los últimos 30 años, al mejorarse las técnicas de análisis, se desarrollaron todo un conjunto de métodos que permiten hacer estas investigaciones en una gran diversidad de materiales geológicos, cubriendo la casi totalidad del tiempo transcurrido desde el presente hasta la edad supuesta de la primera cristalización de la Tierra (4.500 millones de años).
- b- Trazadores en hidrogeología, petróleos, etc. El conocimiento actual del comportamiento y propiedades de los isótopos radiactivos, tanto naturales como artificiales, permitió la creación de toda una serie de técnicas de sumo valor para estudios sobre hidrología, hidrogeología, petróleo, sedimentación, etc.
- c- Variaciones de la abundancia de isótopos estables. Las pequeñas variaciones de la composición isotópica de la gran mayoría de los elementos más comunes, tienen relación con los procesos físicos y químicos que están involucrados en muchos fenómenos geológicos. El estudio de esas variaciones permite conocer las causas que dieron origen a ellos. Los más utilizados al presente en este campo, son los isótopos del hidrógeno, carbono, oxígeno y azufre, en especial en estudios hidrogeológicos, de génesis de yacimientos minerales y estudios petrológicos.

1.3. Átomos, estructura. Nuclídeos, abundancia y distribución en la naturaleza.

1.3.1. Átomos, estructura

Al presente se tiene conocimiento de que la estructura del átomo es compleja y se ha descubierto un cierto número de partículas que intervienen en su constitución. Puede decirse en forma general que un átomo está constituido por:

- a- un núcleo central de diámetro aproximado de 10^{-13} a 10^{-12} cm, con carga eléctrica positiva;
- b- una nube de electrones que rodea al anterior, de carga eléctrica negativa y diámetro de 10^{-8} cm.

El núcleo está integrado principalmente por protones y neutro

nes, aunque se conoce la existencia de toda una serie de otras partículas dentro del mismo. Estos elementos que intervienen en la constitución del núcleo reciben el nombre genérico de nucleones.

El protón es una partícula de carga positiva, cuyo peso es $1,67 \times 10^{-24}$ g ó 1.00727 unidades de masa atómica. (1). El neutrón, que es la combinación de un protón y un electrón, posee carga eléctrica neutra, siendo su peso ligeramente superior al del protón, 1,0081 u.m.a. Por su parte, el electrón de carga eléctrica negativa, casi no tiene masa, siendo ésta 1840 veces menor que la del átomo del hidrógeno.

De acuerdo a lo señalado, la masa del átomo se halla virtualmente localizada en el núcleo y ésto le acuerda sus propiedades físicas y químicas. De la masa del átomo dependen la mayoría de las propiedades físicas del mismo, mientras que las químicas, en gran parte, responden a la configuración electrónica, o sea del número de órbitas y electrones en cada una de ellas que como se sabe responden a la ecuación: $2n^2$, donde $n = 1, 2, 3$, etc.

En base al modelo atómico de Rutherford (1911), se suponía que los electrones giraban alrededor del núcleo, lo que no permitía explicar las relaciones de energía. La teoría cuántica de Niels Bors (1913), modificada por Sommerfeld en 1916, supone que los átomos pueden existir sólo en estado estable. De acuerdo a ella, los electrones se hallan distribuidos, en base a su estado cuántico, en órbitas que rotan a diferentes distancias del núcleo. Como se ha señalado, sólo un cierto número de electrones puede estar situado en cada una de sus órbitas, por lo cual puede considerarse que los electrones forman capas concéntricas de diferente radio, cada una de las cuales posee un valor cuántico diferente. La capa más interna, que sólo puede tener dos electrones se llama K; las otras se denominan L, M, N, etc. y cada una de ellas representa un nivel de energía diferente.

En forma similar se supone que dentro del núcleo existen también diversas capas de distintos niveles de energía, siendo la más interna o inferior denominada "nivel cero" o "nivel tierra". Estas capas son independientes para protones y neutrones y su existencia permite explicar ciertos fenómenos nucleares.

1.3.2. Nuclídeos

Un nuclídeo es todo tipo de átomo caracterizado por la constitución de su núcleo; se lo denomina también especie nuclear y equivocadamente se lo confunde con los isótopos, siendo éstos en cambio, un ti

(1) Unidad de masa atómica (u.m.a.): es la duodécima parte del peso de un átomo de carbono.

po de núclideos.

Cada núclideo está caracterizado por dos parámetros: el número atómico Z y el número másico A.

El número atómico Z, corresponde al número de protones presentes en el núcleo, por lo cual, para un átomo en estado estable, es igual al de electrones orbitales. Varía entre 1 para el H y 92 para el U.

El número másico A, es la suma del número de protones y neutrones del núcleo. Varía entre 1 para el H y 238 para el U. Representa el peso atómico del núclideo.

Un tercer parámetro denominado número neutrónico N, indica el número de neutrones presente en el núcleo. Varía entre 0 para el H y 146 para el U.

Conocidos cualquiera de esos parámetros puede determinarse el valor del tercero, ya que por definición el número másico es la suma de los protones y neutrones del núcleo, o sea:

$$A = Z + N, \text{ por lo cual será}$$

$$Z = A - N \text{ y } N = A - Z$$

Los núclideos que tienen igual valor de Z, o sea que se hallan ubicados en el mismo lugar de la Tabla Periódica de los elementos, pero cuya masa A es diferente, se llaman isótopos. Los que tienen igual número másico pero distintos valores de N y Z, se denominan isóbaros y los que tienen igual valor de N, se llaman isótonos.

$$\text{Isótopos} = Z; A \text{ y } N =$$

$$\text{Isóbaros} = A; Z \text{ y } N =$$

$$\text{Isótonos} = N; A \text{ y } Z =$$

Cuadro No. 1. Ejemplos de isótopos, isóbaros e isótonos

ISOTOPOS			ISOBAROS			ISOTONOS		
Elemento	Z	A = 6	Elemento	A = 40		Elemento	N = 16	
	A	N		N	Z		A	Z
C	12	6	Ar	22	18	Si	30	14
C	13	7	K	21	19	P	31	15
C	14	8	Ca	20	20	S	32	16

Los núclideos pueden ser: estables, cuando no se producen cambios en ellos con el tiempo, e inestables, también llamados radiactivos, cuando se desintegran en un cierto período para dar origen a otro núclideo.

Se conocían hasta abril de 1956, 1388 núclideos de los cuales 269 eran estables y 1119 inestables; los inestables incluyen 58 especies radiactivas naturales y un gran número de núclideos artificiales.

Nuclídeos (1388)	$\left\{ \begin{array}{l} \text{estables (269)} \\ \text{inestables (1119)} \end{array} \right.$	$\left\{ \begin{array}{l} \text{naturales (58)} \\ \text{artificiales (1061)} \end{array} \right.$

Se los designa empleando su símbolo químico y los valores de Z y A como subscrito y superescrito respectivamente. En Europa se esti la escribirlos ${}^{12}_6\text{C}$ y en USA como ${}^{12}_6\text{C}$

Como al utilizar el símbolo químico, el valor de Z es conocido en general se usa expresarlos en la siguiente forma: ${}^{12}_6\text{C}$ o C^{12}

1.3.3. Existencia y abundancia de los nuclídeos

Sólo en ciertas combinaciones los nucleones son estables; los inestables se transforman en estables por desintegración radiactiva ob teniendo su estabilidad en una o más etapas.

Todos los nuclídeos estables que aparecen en la naturaleza, tienen sus correspondientes inestables; en cambio, los inestables como pueden o no tener sus representantes estables (ej. K y U respectivamente). Por lo menos existe un nuclídeo estable para cada valor de A entre 1 y 208, excepto para los correspondientes a 5 y 8; por encima del valor de A: 208, no se conocen isótopos estables.

Aparentemente existe una estrecha relación entre estabilidad nuclear y abundancia, siendo ésta una medida directa de la estabilidad de su núcleo. Todos los núcleos pueden dividirse en cuatro tipos de acuerdo a si contienen un número par o impar de protones o neutrones. Esos tipos son los que se señalan en el cuadro siguiente, en el cual se indican ejemplos y abundancia en la Naturaleza.

Cuadro No. 2. Tipo de nuclídeos, ejemplos y abundancia.

Z	N	EJEMPLO			Nuclídeos estables en la naturaleza
		Elem.	Z	N	
par	par	${}^8\text{O}^{16}$	8	8	160
par	impar	${}^4\text{B}^9$	4	5	55
impar	par	${}^3\text{Li}^7$	3	4	49
impar	impar	${}^5\text{B}^{10}$	5	5	5

TOTAL : 269

En general los nuclídeos cuyo número másico es múltiplo de 4, son excepcionalmente estables. El tipo par-par es el más común en la naturaleza, siendo el impar-impar el más raro. Los 269 nuclídeos estables conocidos, se ubican en la forma señalada en el cuadro.

1.4. Isótopos, definición. Isótopos estables e inestables

En 1886, Crookes sugirió la idea de que el peso atómico de un elemento representaba el peso promedio de la mezcla de átomos; supuso asimismo, que los átomos livianos y pesados de un mismo elemento, podían haberse seleccionado por fraccionamiento químico durante la evolución geológica de la Tierra.

En 1913, J.J. Thomson al estudiar el gas neón descubre que presentaba dos tipos de átomos de peso atómico 20 y 22. Denominó a esos átomos de un mismo elemento, pero diferente peso atómico: isótopos (del griego: igual lugar), ya que eran químicamente iguales por lo que ocupan en la Tabla Periódica el mismo lugar.

A partir de 1920, los estudios de F.W. Aston demuestran la existencia de un gran número de isótopos; ese investigador halló 202 isótopos para los 71 elementos químicos conocidos hasta ese tiempo. Más tarde al desarrollarse las técnicas de espectrometría de masas, se demostró que para los elementos con valores de Z entre 1 y 83, existía un promedio de tres o más isótopos.

La composición isotópica de un elemento está dada por la abundancia promedio en por ciento de los isótopos que lo integran. Algunos ejemplos de esto se dan en el cuadro siguiente, en especial de elementos que se hallan comúnmente en las rocas de la corteza terrestre.

Cuadro No. 3. Isótopos estables naturales de algunos elementos comunes en rocas

Elemento	No. Atómico Z	No. de masa A	Símbolo	Abundancia relativa %
Hidrógeno	1	1	H	99,98
		2	H ²	0,02
Carbono	6	12	C ¹²	98,892
		13	C ¹³	1,108
Oxígeno	8	16	O ¹⁶	99,76
		17	O ¹⁷	0,04
		18	O ⁸	0,20
Silicio	14	28	Si ²⁸	92,21
		29	Si ²⁹	4,70
		30	Si ³⁰	3,09
Calcio	20	40	C ⁴⁰	96,97
		42	C ⁴²	0,64
		43	C ⁴³	0,14
		44	C ⁴⁴	2,06
		46	C ⁴⁶	0,01
		48	C ⁴⁸	0,18

Como se verá en el curso del Seminario, las variaciones de la abundancia isotópica se relaciona con ciertos fenómenos geológicos y la medición de esas variaciones tiene suma importancia en la explicación de los procesos geológicos.

Al definir los nuclídeos señalamos que los isótopos son un tipo de ellos y se caracterizan por tener igual valor de Z , pero diferente de A . Al igual que aquéllos, se los divide en estables e inestables. En el caso particular de las aplicaciones de la Geología Isotópica, los isótopos estables se aplican en el estudio de las variaciones de su abundancia en los materiales naturales, para tratar de hallar las causas y procesos que le dieron origen. Por su parte, los inestables se utilizan como cronómetros para medir el tiempo geológico por medio de los diversos métodos geocronológicos que se desarrollarán más adelante, como así también como trazadores para llevar a cabo distintos tipos de investigaciones, en especial en hidrología, hidrogeología, contaminación ambiental, etc.

1.5. Bibliografía

- RANKAMA, K. y SAHAMA, Th.G., 1954. Geoquímica. Ed. Aguilar, Madrid.
RANKAMA, K., 1954. Isotope Geology. Intersciences Publishers, N. York.
RANKAMA, K., 1963. Progress in Isotope Geology. Wiley and Sons, N. York

2. SEPARACION DE ISOTOPOS. ESPECTROMETRIA DE MASAS. MEDICION DE ABUNDANCIAS RELATIVAS Y ABSOLUTAS

Leopoldo Salvador Magram

- 2.1. Separación de isótopos. Métodos químicos y físicos
- 2.2. Espectrometría de masas. Generalidades y principios
- 2.3. Descripción de los componentes principales de un espectrómetro de masas
- 2.4. Medición de abundancias relativas y absolutas. Método de dilución isotópica
- 2.5. Poder de resolución y sensibilidad
- 2.6. Bibliografía

2.1. Separación de isótopos. Métodos químicos y físicos

Desde 1930 se han desarrollado diversos métodos para la separación de los isótopos en laboratorio. Para ello se han utilizado métodos químicos y físicos y a la fecha es posible separar, por diferentes medios, los isótopos de todos los elementos.

En general todos los métodos de separación utilizados dependen de pequeñas diferencias en las propiedades físicas y/o químicas de los isótopos, por lo cual se conocen dos grandes grupos de métodos.

Químicos	1. Electrólisis
	2. Intercambio químico
Físicos	1. Densidad
	2. Centrifugación
	3. Difusión gaseosa
	4. Evaporación
	5. Destilación
	6. Difusión térmica
	7. Electromagnéticos

Métodos químicos:

1. Electrólisis. Se lo utiliza actualmente para la separación del deuterio con el fin de obtener agua pesada. Se utiliza además para la concentración de tritio.
2. Intercambio químico. El método se basa en el hecho de que las constantes de equilibrio para las reacciones de intercambio isotópico, difieren de la unidad (para ciertos elementos). Por este método se han concentrado isótopos del C, S y O.

Métodos físicos:

1. Densidad. Es posible determinar la composición isotópica de un elemento utilizando mediciones muy precisas del peso específico. La diferencia entre las masas del H^1 y del H^2 es grande y por lo tanto la relación H^2/H^1 en agua y en otros líquidos portadores $\pm \pm$, puede ser determinada midiendo el peso específico de la muestra purificada. El mismo método se ha utilizado para la determinación de la relación O^{18}/O^{16} .
2. Centrifugación. Se comprobó que la fuerza centrífuga es mayor para las moléculas más pesadas. Se utiliza para separar los isótopos del Cl, Se, Br, Kr, Xe y U.

3. Difusión gaseosa. Fué utilizado por primera vez por Herz en Alemania para concentrar los isótopos del N₂. Se basa en el principio de la difusión molecular, también denominada efusión. Al pasar por microporos las moléculas más pesadas van quedando retrasadas con respecto a las livianas, produciéndose así la concentración.
4. Evaporación. Si se deja evaporar un líquido, los isótopos livianos se escapan más fácilmente que los pesados, si la presión encima de la superficie de evaporación es suficiente baja, para evitar el retorno de los mismos, los isótopos pesados serán concentrados. La superficie del líquido actúa como los poros en la difusión gaseosa. Se utiliza en la separación de los isótopos del Cl, K, Zn y Hg.
5. Destilación. Por destilación fraccionada se pueden separar isótopos debido a la diferencia que existe entre la presión de vapor de diferentes isótopos. Usado para concentrar D, N y O.
6. Difusión térmica. Si la mezcla de dos líquidos o gases se coloca en un recipiente que posea una pared caliente y otra fría, se produce un gradiente térmico que produce la difusión de las moléculas más livianas con respecto a las pesadas. Se lo utiliza para la concentración de Cl³⁵.
7. Electromagnéticos. Más conocido como de espectrometría de masas y el más utilizado no sólo para la separación sino también para el análisis de la composición isotópica de los elementos. Depende del movimiento de iones en campos eléctricos y magnéticos.

2.2. Espectrometría de masas. Generalidades y principios

La espectrometría de masas es probablemente uno de los métodos de análisis más completos y versátiles. Prácticamente cualquier material puede ser analizado con un adecuado espectrómetro de masas. Estos análisis permiten no solo conocer las sustancias o elementos presentes en una muestra sino también las concentraciones de cada uno de ellos. La espectrometría es usada actualmente en muchas áreas de la ciencia, tales como la física, química, bioquímica y es herramienta fundamental en la Geología Isotópica y la Geocronología.

Un espectrómetro de masas es un conjunto de elementos interactuantes diseñados de tal manera que, operados conjuntamente llevan a la determinación de las relaciones carga a masa (m/e), junto con sus intensidades relativas, en una muestra formada por varias especies.

Cualquier espectrómetro, a pesar de diferencias de diseño, comprende cuatro elementos funcionales:

- a- Fuente iónica, donde se genera y enfoca un haz de iones representativo de la muestra a investigar.
- b- Analizador, donde se efectúa la separación del haz de iones emergente de la fuente, en diferentes haces según las diferentes relaciones m/e de los iones presentes.

- c- Colector, donde se colectan, detectan y miden las intensidades de los iones resueltos.
- d- Sistema de vacío, que provee el ambiente adecuado para todos los procesos.

Según el tipo de instrumento, puede además contar con un sistema de introducción de muestras, En la figura 1, puede observarse el diagrama en bloques de un espectrómetro de masas.

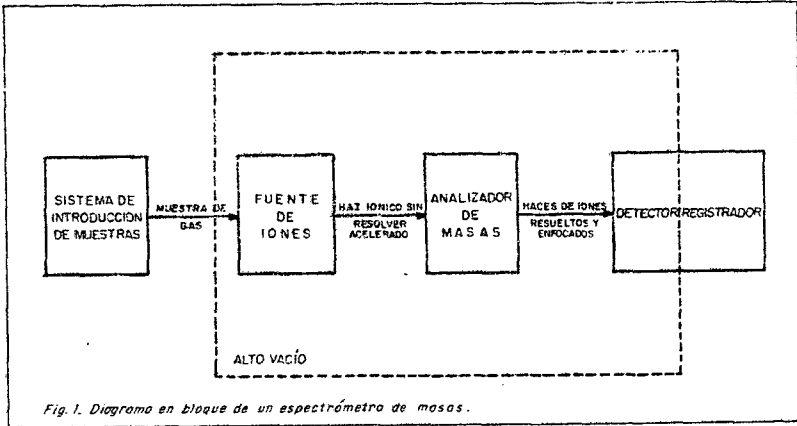


Fig. 1. Diagrama en bloque de un espectrómetro de masas.

La espectrometría de masas se basa en los principios de la óptica electrónica aplicada al movimiento de iones en campos eléctricos y magnéticos. Los iones producidos en la fuente son acelerados y enfocados por medio de campos eléctricos, de tal manera que emergen de ésta en forma de un haz de iones bastante uniforme en energía.

La energía cinética adquirida por una carga eléctrica al pasar por un campo eléctrico es

$$1/2 m v^2 = eV \quad (1)$$

donde:

- m: masa del ión
- v: velocidad
- e: carga eléctrica de los iones, igual y de signo contrario a la carga de un electrón (partículas simplemente ionizadas)
- V: diferencia de potencial

Cuando una partícula con carga e y velocidad v se mueve a través de un campo magnético, se ejerce sobre ella una fuerza

$$\vec{F} = e \cdot (\vec{v} \times \vec{B}) \quad (2)$$

Si la dirección de movimiento de la partícula es perpendicular al campo magnético B , ésta describirá una órbita circular, pues la velocidad en módulo no es afectada

$$|F| = e B v = \frac{m v^2}{r} \quad (3)$$

r: radio del círculo descripto.

Esto ocurre con el haz iónico al atravesar un campo magnético. Los iones son obligados a describir arcos de círculos, cuyos radios, reescribiendo la ecuación anterior, son

$$r = \frac{m \cdot v}{e B} \quad (4)$$

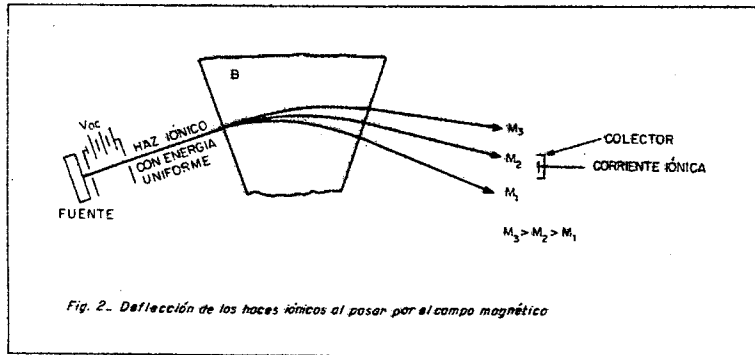
de aquí

$$v = \frac{r e B}{m} \quad (5)$$

Suponiendo uniformidad de energía y reemplazando v en (1), obtenemos

$$\frac{m}{e} = \frac{r^2 B^2}{2V} \quad (6)$$

Esta ecuación indica que para valores determinados del campo eléctrico y magnético, todos los iones que posean igual relación m/e seguirán trayectorias de igual radio. Dicho de otra manera, para cada valor de m/e se obtendrá una curva diferente, y variando el campo eléctrico o magnético, todas las partículas de igual valor m/e podrán ser enfocadas en las ramuras de recepción para ser detectadas y medidas.



2.3. Descripción de los componentes principales de un espectrómetro de masas

2.3.1. Fuente de ionización

Existen diferentes clases de fuentes, según la muestra a analizar, y el tipo de instrumento.

Para muestras gaseosas la ionización se produce por bombardeo electrónico. Un filamento caliente, usualmente de tungsteno, emite

electrones que son acelerados por un campo eléctrico; éstos al chocar con las moléculas del gas, producen por remoción de uno o más electrones, iones positivos.

Para análisis de sólidos, la muestra se coloca directamente sobre un filamento. Al calentarse el mismo ésta se evapora y ioniza. A este método se lo denomina termoionización. En los espectrómetros más modernos la fuente para sólidos cuenta con tres filamentos colocados en paralelo. La muestra se coloca en uno o ambos de los filamentos laterales y es evaporada a temperaturas menores, mientras que el filamento central, a mayor temperatura, la ioniza. De esta manera se logran emisiones más estables, y la muestra no se consume tan rápidamente.

El material para el filamento debe tener un alto punto de fusión y estar libre de impurezas, para evitar variaciones en el grado de ionización y fenómenos de fraccionamiento isotópico. Se utilizan en general tungsteno, tantalio y renio.

Es importante tener en consideración el fraccionamiento isotópico que puede producirse durante la ionización; al vaporizarse, la muestra se enriquece en el isótopo más pesado, por lo cual, en los cálculos debe tenerse en cuenta este efecto de discriminación y efectuar las correcciones pertinentes. Otra causa de discriminación surge del hecho de que los campos eléctrico y magnético presentes en la fuente no actúan de igual manera sobre iones de diferentes masas.

La formación, aceleración y eyección del haz de iones al analizador, se lleva a cabo por un número de placas y ranuras mantenidas a diferentes potenciales. Este sistema colimador, verdadera lente electrostática, está constituido por varias ranuras cuya geometría, forma y disposición depende de cada instrumento.

2.3.2. Sistema analizador

En este sistema se obtiene que los iones de diferentes valores de la relación carga a masa se separen y viajen a través del tubo analizador describiendo distintas trayectorias. Esto se logra mediante la acción de un campo magnético creado por un electroimán.

Todos los iones de igual valor en la relación m/e serán integrados en un haz cuya intensidad es proporcional a la abundancia del isótopo o substancia que lo produce, mientras que para otros valores de esta relación se originarán otros haces diferentes. De este modo, no solo se consigue separar las distintas masas sino también enfocarlas en las ramuras del sistema de colección.

La deflexión que sufre el haz iónico depende de las características del equipo en particular; en general es de 60°, 90° o 180°.

De acuerdo a la ecuación

$$m/e = \frac{r^2 B^2}{2V} \quad (7)$$

observamos que para obtener las diferentes trayectorias debemos variar el campo eléctrico o el magnético. Este último es el comúnmente usado a tal fin y es posible variarlo manual o automáticamente logran do un espectro continuo de las distintas masas que constituyen un elemento o sustancia dada.

2.3.3. Colector

El colector de iones consiste en una serie de placas y ranuras por las que pasa el haz de iones enfocado para ser finalmente detectado y medido. La detección y medición de los iones puede ser efectuada por métodos fotográficos o eléctricos.

En los equipos que usan el primero de estos, llamados espectrógrafos, la corriente iónica es integrada al incidir ésta sobre una placa fotográfica.

En la detección eléctrica, usada en la mayoría de los espectrómetros convencionales, se mide la corriente iónica y sus variaciones con el tiempo.

Los iones que llegan al colector inciden sobre una placa colectora que se encuentra dentro de una caja, llamada "Caja de Faraday" y son neutralizados por electrones que vienen de tierra pasando a través de una resistencia óhmica de muy alto valor. La caída de potencial que se produce en ésta es indicativa de la corriente iónica. Este potencial es luego amplificado por medio de un electrómetro de lámina vibrante y la señal así obtenida enviada a un registrador gráfico. Las corrientes iónicas usuales en un espectrómetro de masas son del orden de 10^{-8} a 10^{-16} A.

Cuando es necesario medir corrientes aún más pequeñas, se utiliza un multiplicador de electrones. Este sistema utiliza la propiedad de ciertas sustancias que emiten electrones secundarios, cuando sobre su superficie inciden partículas energéticas. Se logran medir corrientes hasta de 10^{-18} - 10^{-19} A.

En los sistemas más modernos, la señal amplificada, en forma digital, es enviada directamente a una computadora, la cual, además de comandar todo el proceso de análisis de la muestra, procesa

los datos obtenidos.

2.3.4. Sistema de vacío

El buen funcionamiento y la eficiencia en un espectrómetro de masas, dependen en gran medida de la presión en el sistema. Generalmente es necesario trabajar en el rango de 10^{-7} - 10^{-8} mm de Hg. Esto se logra mediante la acción de bombas rotativas, difusoras de Hg y bombas iónicas.

2.4. Medición de abundancias relativas y absolutas. Método de la dilución isotópica

Para la medición de abundancias absolutas de un determinado isótopo se usan espectrómetros con simple colector. En éstos, solo iones de una especie pueden ser enfocados por vez.

En los espectrómetros diseñados para la medida de abundancias relativas de dos isótopos, donde inestabilidades momentáneas en el sistema pueden ocasionar serios errores, se utilizan generalmente analizadores con doble colector. En éstos, los haces de iones correspondientes a ambos isótopos son colectados simultáneamente, midiéndose directamente la relación entre ambos. Se logra de esta manera mejorar la exactitud de la medida, en un rango cercano a un orden de magnitud.

Método de dilución isotópica. Es este un método analítico de gran sensibilidad en el cual una cantidad conocida de trazador o "Spike", de composición isotópica diferente al elemento natural, es mezclado con la muestra a analizar.

La composición isotópica de la mezcla es medida en un espectrómetro de masas y luego se calcula la cantidad del elemento natural en la mezcla.

Podemos aclarar esto con un ejemplo: Sea un elemento A que posee un solo isótopo A_1 . Si una cantidad desconocida de átomos de este elemento X, es mezclada con una cantidad conocida de átomos Y, de un isótopo A_2 , artificialmente obtenido, la relación entre ambos en la mezcla será:

$$\left(\frac{A_1}{A_2}\right)_M = \frac{X}{Y} \quad (8)$$

De aquí podemos calcular la cantidad del isótopo A_1 presente en la mezcla

$$X = Y \cdot \left(\frac{A_1}{A_2}\right)_M \quad (9)$$

luego de medir la relación $(\frac{A_1}{A_2})_M$ en un espectrómetro de masas.

Este método se utiliza en las determinaciones de argón, rubidio, estroncio y plomo en los métodos de datación radiométricos K/Ar, Rb/Sr y U/Pb, usándose en cada caso el trazador más conveniente.

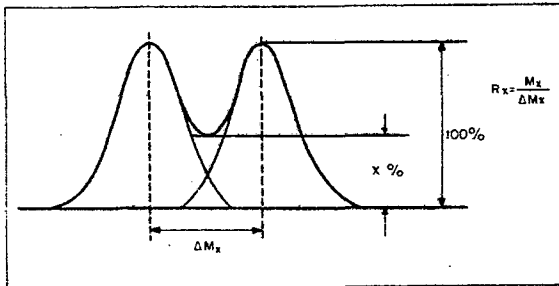
2.5. Poder de resolución y sensibilidad

El poder de resolución de un espectrómetro es una medida de su habilidad para separar e identificar iones con pequeñas diferencias de masa.

En análisis cualitativos es a menudo necesario establecer sólo la presencia de iones de una determinada masa, sin importar mayormente la exactitud con que pueden medirse las abundancias de los mismos.

Por el contrario, en análisis cuantitativos la contribución de masas vecinas debe ser lo más pequeña posible. La resolución requerida depende así no solo de la exactitud con que debe ser medida cada especie presente, sino también, de las abundancias relativas existentes entre ellas.

Hay varios criterios para definir el poder de resolución; el mas popular de ellos define al mismo en términos del número másico mayor para el cual dos picos adyacentes de igual altura, que difieren en una unidad de masa, exhiben entre ellos un valle no mayor de un 10 % de dicha altura.



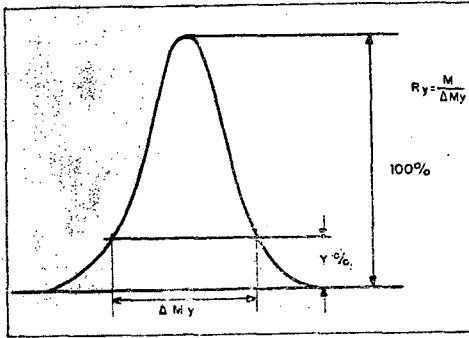
Cuando se debe definir este parámetro en base a una sola masa, puede ser determinado en base a la ecuación

$$R = \frac{M}{\Delta M} \quad (10)$$

donde M es la masa del pico en unidades de masa atómica y ΔM es el ancho del pico tomado a un nivel igual al 5 % de su altura, expresado también en u.m.a.

Otra característica importante referida al funcionamiento de un espectrómetro es su sensibilidad. Esta es una medida de la respuesta del instrumento hacia iones de un componente en particular y para una relación m/e arbitraria.

La sensibilidad está referida así a una masa en particular y para una determinada muestra. Estos dos parámetros, resolución y



sensibilidad son aproximadamente inversamente proporcionales, y deben tomarse muy en cuenta en la elección de un determinado sistema para cada aplicación en particular.

2.6. Bibliografía

- KISER, R., 1965. Introduction to Mass Spectrometry and its application. Prentice Hall, N. Jersey
- ROBOZ, J., 1968. Introduction to Mass Spectrometry Instrumentation and Techniques. Interscience Publishers, New York

3. GEOCRONOLOGIA, HISTORIA. METODOS RADIMETRICOS DE ACUMULACION Y DE DECAIMIENTO

Enrique Linares

- 3.1. Definición. Métodos geocronológicos y de datación relativa.
- 3.2. Historia y desarrollo de los métodos radimétricos.
- 3.3. Métodos radimétricos. Condiciones fundamentales.
- 3.4. Métodos de acumulación y de decaimiento. Sistemática.
- 3.5. Ley de desintegración radiactiva y ecuación fundamental de geocronología.
- 3.6. Bibliografía.

3.1. Definición. Métodos geocronológicos y de datación relativa,

En primer lugar deben definirse los alcances del término Geocronología, ya que es utilizado en forma muy ambigua por lo general.

El mismo fue aplicado por primera vez por H.S. Williams (1893) para "abarcar todas las investigaciones en las cuales la escala de tiempo geológico, en términos de años, se aplica a la evolución de la Tierra y de todas sus formas de vida". Más tarde, De Geer (1895) lo usa en sus estudios sobre varves y posteriormente Schucher (1931), lo interpreta con relación al estudio de la edad de nuestro planeta, en especial, en base a la velocidad de acumulación de los sedimentos.

Zeuner, (1952) lo define como la ciencia de fijar en término de años aquellos períodos del pasado a los cuales no se aplica el calendario humano histórico, agregando que el mismo cubre la prehistoria humana y también el pasado geológico. Poco después, Smiley (1955), sugiere definirla como "la ciencia que engloba todos los métodos científicos que pueden aplicarse a fijar en términos de años, todos los eventos de la historia de la Tierra".

De acuerdo con estas dos últimas definiciones, dentro del término Geocronología quedan involucrados sólo aquellos métodos que fijan para un suceso geológico o para el intervalo de su duración, un tiempo determinado en unidades absolutas (años, miles de años, millones de años, etc.). En cambio no se hallan incluidos los demás métodos geológicos denominados como "métodos de edad relativa", ya que ellos sólo permiten afirmar que un evento geológico es anterior, contemporáneo o posterior a otro que se considera como patrón. En éstos, el período transcurrido entre dos sucesos seguidos es desconocido en términos de cantidad o sea en número de años. En este grupo se incluyen los métodos estratigráficos, paleontológicos, paleomagnéticos, etc.

Delimitado de este modo el campo de aplicación de la Geocronología, dentro de esta ciencia se tienen los siguientes métodos:

1. Dendrocronología
2. Sedimentológico (Varves)
3. Astronómicos
4. Radimétricos

De todos éstos, sólo se tratarán los métodos radimétricos o radicronológicos o sea aquellos basados en la desintegración radiactiva de un elemento o isótopo inestable.

Antes de entrar más en tema, se señalan las principales unidades de tiempo que se utilizan en la aplicación de los métodos radimétricos:

- a. : años (en inglés y.). Se utiliza preferentemente en las constantes de desintegración y en los métodos que llegan sólo a un millón de años.
- m.a.: millones de años ó 10^6 años (en inglés m.y.)
- b.a.: millones de años ó 10^9 años (en inglés b.y.). Utilizada por autores americanos para los cuales 1 billón = 10^9 y no 10^{12} como es común en otros países, incluido el nuestro. Es sinónimo de aeón

3.2. Historia y desarrollo de los métodos radimétricos

Las primeras estimaciones de edad expresadas en unidades de tiempo fueron llevadas a cabo por Lord Kelvin (1899) quien estimó el tiempo necesario para que la Tierra se enfriara a la temperatura actual desde la que poseía cuando se hallaba en estado de fusión. La edad obtenida de ese modo era de aproximadamente 100 m.a., aunque para el citado investigador la cifra más correcta sería de 25-40 m.a.

Al mismo tiempo, Joly en base al contenido de sales de los océanos y a la cantidad de ellas que llegan por año a los mares, estimó en 100 m.a. la edad de los océanos.

Ninguna de estas dos estimaciones satisfacían las inquietudes de los geólogos de esa época, que no aceptaban que en tan cortos períodos como los calculados por Lord Kelvin y Joly, se hubiera podido depositar la enorme pila sedimentaria conocida desde el Cámbrico a nuestros días, como así también que se hubiera podido producir la evolución de las faunas. Esta discrepancia quedó resuelta con el descubrimiento de la radiactividad, que permitió pocos años después contar con métodos de cálculo de edades geológicas.

Después del descubrimiento de la radiactividad del uranio efectuada por los esposos Curie en 1898, Strutt en 1905, determinó las cantidades de uranio, torio, radio y helio presentes en una variedad de minerales. Sus resultados demostraron que la cantidad de radio presente era proporcional a la del uranio y que el helio sólo se encontraba en los minerales portadores de uranio y/o torio. En base a ello, sugiere que las relaciones U/He y Th/He podrían utilizarse para determinar la edad de esos minerales.

Dos años después Boltwood demuestra que el producto final de la desintegración radiactiva del uranio es el plomo y concluye que la relación U/Pb en minerales primarios de uranio está relacionada con la edad de ellos.

En esa primera etapa se aplicaron métodos basados en las relaciones U/Pb, U/He y U/Xe, en base al análisis químico de los minerales estudiados. Así, Holmes (1913) aplica la relación U/Pb en un gran número de minerales de uranio de diferentes lugares, estableciendo que para que esas edades fueran reales debía cumplirse:

- a- no existía plomo en el material original;
- b- el plomo no se producía por otro proceso radiactivo; y
- c- no existía pérdida ni ganancia de uranio o plomo por agentes externos.

Si bien todas estas premisas no se cumplieron enteramente, en especial debido a las técnicas experimentales utilizadas, los resultados así hallados permitieron a ese investigador construir la primera escala de tiempos geológicos en 1933, que con ligeras modificaciones se la usa actualmente.

Si bien Thomson en 1905 y un año más tarde Campbell y Wood de terminaron la radiactividad del potasio y del rubidio, la falta de técnicas analíticas adecuadas no permitieron por entonces aplicar ese descubrimiento.

Al incrementarse el conocimiento de los procesos radimétricos como así también el de la composición isotópica de los distintos elementos químicos constituyentes de la corteza terrestre durante las décadas del 30 y del 40, comienza a producirse un notorio avance en el desarrollo de estos métodos. En el mismo dos hechos asumen suma importancia.

En primer lugar, en 1938 Nier construye el primer espectrómetro de masas, con lo cual se inicia la posibilidad de medición de la constitución isotópica de los elementos, aún en pequeñas cantidades, con muy buena precisión y exactitud. En segundo lugar, la introducción del método de dilución isotópica en 1945 al contarse con trazadores para casi todos los elementos, permite no sólo mejorar los métodos utilizados hasta ese momento, sino también incorporar otros como ser los de potasio-argón y rubidio-estroncio.

Comienza a partir de 1950 el desarrollo notable registrado en esta ciencia, que ha hecho que el conocimiento de la distribución de los isótopos radigénicos sea de gran importancia para la investigación de los fenómenos geológicos.

3.3. Métodos radimétricos. Condiciones fundamentales.

Como se mencionó, los métodos radimétricos se basan en la desintegración radiactiva de un isótopo inestable. Por esa propiedad, el isótopo inestable denominado padre, luego de un cierto período se transforma en otro isótopo estable, llamado hijo. Si se determinan las cantidades de los isótopos padre e hijo presentes en la muestra y se conoce el valor de la constante de desintegración del isótopo radiactivo, se puede calcular el tiempo transcurrido (o edad) desde la formación del mineral.

Para que esa cantidad así obtenida refleje la edad verdadera del mineral o roca estudiada, deben cumplirse una serie de premisas o condiciones fundamentales que son comunes a todos los métodos radimétricos que se utilizan para fechar la gran mayoría de materiales geológicos:

- a- El valor de la constante de desintegración λ del elemento radiactivo se conoce con buena precisión. En general para todos los métodos en uso en la actualidad esta condición es satisfecha.
- b- La determinación de las cantidades de los isótopos padre e hijo, puede obtenerse con muy buena precisión y exactitud. También al presente esta condición se cumple.
- c- La roca o mineral ha actuado como un sistema geoquímico cerrado o sea que no ha habido pérdida ni ganancia de ninguno de los isótopos intervinientes, salvo el debido a la desintegración radiactiva, durante toda la historia geológica de la muestra. Esta condición no todas las veces es satisfecha debido a la compleja historia geológica de la roca o mineral a analizar, pero este inconveniente puede subsanarse con la correcta elección de la muestra más adecuada para el método a utilizar.
- d- La roca o mineral no deben poseer en el momento de su cristalización isótopo hijo. Si ello sucede, se debe poder determinar con exactitud esa cantidad, para poder deducirla del total de isótopo hijo hallado. Las técnicas analíticas en uso permiten llevar a cabo esto, como sucede en los métodos U/Pb y Rb/Sr.
- e- El tiempo de formación de la roca o mineral es corto en comparación con su edad. Esto es casi siempre cierto, ya que las rocas que necesitan mucho tiempo para enfriarse y formarse, se originan a gran profundidad y como consecuencia es necesario que pase un tiempo muy prolongado para que sean expuestas en superficie.
- f- El valor del período de semidesintegración $t_{1/2}$ del isótopo radiactivo debe ser del mismo rango que la edad de la Tierra, o sea estar dentro de los órdenes 10^8 a 10^{10} a. Si este valor es muy grande, mayor de 10^{12} a., la cantidad de isótopo estable formado será muy pequeña llegando a no ser medible con las técnicas en uso. Si el mismo es pequeño, 10^5 a. o menos, al presente no quedará isótopo padre en la muestra, por lo cual no podrá efectuarse la determinación de la edad.
- g- La concentración química en la muestra de los isótopos padre e hijo debe ser del orden de magnitud que pueda medirse con precisión.

Con relación a las dos últimas premisas, es de destacar que si bien se conocen 58 isótopos radiactivos naturales, no todos ellos son útiles para la datación radimétrica. En el cuadro siguiente se presentan diez de los más comunes isótopos radiactivos, su abundancia, for

ma de decaimiento y período de semidesintegración $t_{1/2}$.

Padre	Abundancia %	Hijo y forma de decaimiento	$t_{1/2}$ años
K ⁴⁰	0,0119	e Ar ⁴⁰ ; β -Ca ⁴⁰	$1,33 \cdot 10^9$
Rb ⁸⁷	27,85	β -Sr ⁸⁷	$5,0 \cdot 10^{10}$
In ¹¹⁵	95,77	β -Sn ¹¹⁵	$6,0 \cdot 10^{14}$
La ¹³⁸	0,089	e Ba ¹³⁸ ; β -Ce ¹³⁵	$7,0 \cdot 10^{10}$
Sm ¹⁴⁷	15,09	α Nd ¹⁴³	$1,25 \cdot 10^{16}$
Lu ¹⁷⁶	2,59	e Tb ¹⁷⁶ ; β -Hf ¹⁷⁶	$2,4 \cdot 10^{10}$
Re ¹⁸⁷	62,93	β -Os ¹⁸⁷	$5,0 \cdot 10^{10}$
Th ²³²	100,0	compleja a Pb ²⁰⁸	$1,39 \cdot 10^{10}$
U ²³⁵	0,72	compleja a Pb ²⁰⁷	$7,1 \cdot 10^8$
U ²³⁸	99,27	compleja a Pb ²⁰⁶	$4,5 \cdot 10^9$

De la observación de este cuadro se notará que existen para esos isótopos 13 pares posibles para llevar a cabo el cálculo de la edad. Sin embargo, por no cumplir las últimas dos condiciones señaladas anteriormente, esa cantidad se reduce a 6, que son: K⁴⁰/Ar⁴⁰, Rb⁸⁷/Sr⁸⁷; Re¹⁸⁷/Os¹⁸⁷; Th²³²/Pb²⁰⁸; U²³⁵/Pb²⁰⁷ y U²³⁸/Pb²⁰⁶.

3.4. Métodos de acumulación y de decaimiento. Sistemática.

Los métodos radimétricos de determinación de edad se dividen en dos grandes grupos: a- Métodos de acumulación y b- métodos de decaimiento.

3.4.1. Métodos de acumulación. En este caso debido a la desintegración radiactiva del isótopo padre, la cantidad de isótopo hijo estable aumenta con el tiempo o sea que cuanto más grande sea la edad, mayor será la cantidad de isótopo hijo acumulado.

Casi todos los métodos utilizados en geología caen dentro de este grupo.

3.4.2. Métodos de decaimiento. En este caso la cantidad del isótopo radiactivo es constante durante la vigencia del sistema. Al romperse el equilibrio, la cantidad de isótopo disminuye con el tiempo debido a su decaimiento por lo cual su cantidad disminuye desde el evento que se quiere medir al presente.

Los métodos carbono-14, tritio y los de datación de sedimentos marinos se ubican en este caso.

3.4.3. Clasificación de los métodos radimétricos

Si bien no existe una verdadera sistemática de los métodos radimétricos, se intenta su clasificación de acuerdo al siguiente esquema:

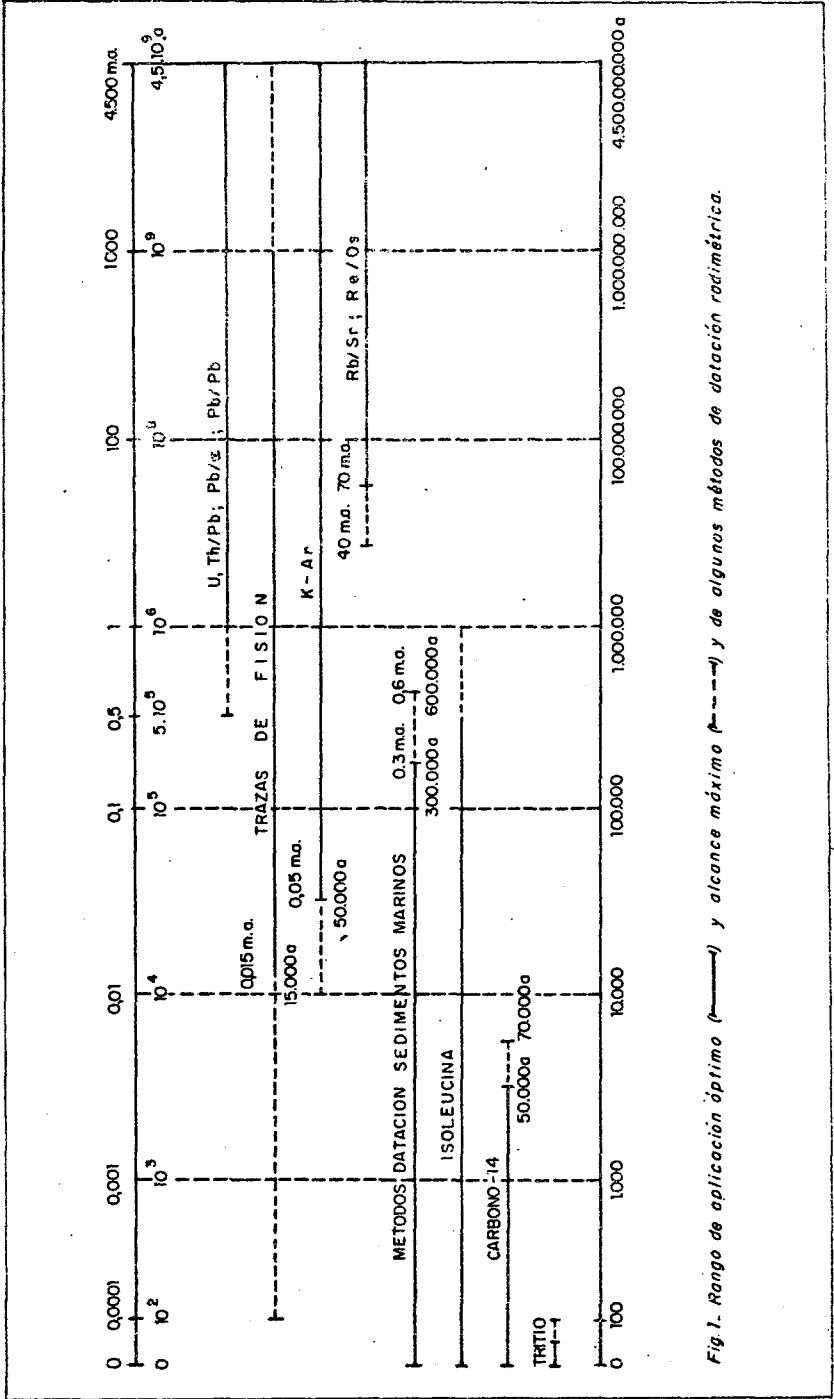


Fig. 1. Rango de aplicación óptimo (—) y alcance máximo (---) y de algunos métodos de datación radiométrica.

I. Métodos de acumulación

I.1. Desintegración del U y Th

- | | |
|-----------------|---------------------------|
| 1. Th/Pb Y U/Pb | 5. Halos pleocroicos |
| 2. U/He | 6. Destrucción estructura |
| 3. U/Xe | 7. Trazas de fisión |
| 4. Pb/a | 8. Pb/Pb |

I.2. Desintegración del K⁴⁰

- | | |
|--------------------------------------|--------------------------------------|
| 1. K ⁴⁰ /Ar ⁴⁰ | 2. K ⁴⁰ /Ca ⁴⁰ |
|--------------------------------------|--------------------------------------|

I.3. Desintegración del Rb⁸⁷

- | |
|---------------------------------------|
| 1. Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁷ |
|---------------------------------------|

I.4. Desintegración del Re¹⁸⁷

- | |
|---|
| 1. Re ¹⁸⁷ /Os ¹⁸⁷ |
|---|

I.5. Varios

- | | |
|---|---|
| 1. I ¹²⁹ /Xe ¹²⁹ | 3. Lu ¹⁷⁶ /Hf ¹⁷⁶ |
| 2. La ¹³⁸ /Ce ¹³⁵ | 4. Isoleucina |

II. Métodos de decaimiento

II.1. Desintegración del U y Th

- | | |
|---|---|
| 1. Th ²³² /Th ²³⁰ (torio-ionio) | 3. Pa ²³¹ /Th ²³⁰ |
| 2. U ²³⁸ /U ²³⁴ | 4. Pb ²¹⁰ |

II.2. Carbono-14

II.3. Tritio

3.4.4. Rango de aplicación

En la figura 1, se esquematiza el rango de aplicación de los principales métodos radimétricos en uso.

En todos los casos se indica el rango óptimo de aplicación como así también el alcance máximo que en casos particulares se puede lograr.

3.5. Ley de desintegración radiactiva y ecuación fundamental de geocronología

3.5.1. Métodos de acumulación

La desintegración radiactiva de un isótopo inestable da origen a uno o más isótopos estables. El número de átomos P del isótopo radiactivo que queda luego de un cierto tiempo t, es función del número inicial de átomos del mismo P₀, de acuerdo a la ley de desintegración radiactiva, o sea:

$$P = P_0 \cdot e^{-\lambda t} \quad (1) \text{ que puede ser escrita } P e^{\lambda t} = P_0 \quad (2)$$

El decaimiento del isótopo padre dará lugar a la formación de un cierto número de átomos D del isótopo hijo, por lo cual luego de un cierto tiempo t, será:

$P_0 = P + D$ (3); reemplazando en (2), es

$P e^{\lambda t} = P + D$ (4) $P(e^{\lambda t} - 1) = D$ (5) y resolviendo esta ecuación para t , será:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left[\frac{D}{P} + 1 \right] \quad (6)$$

Esta ecuación es válida si todos los átomos del isótopo hijo provienen de la desintegración radiactiva. Si en el momento inicial existen átomos de ese isótopo, debe efectuarse una corrección por su presencia. En este caso será $D = D_t - D_0$ (7) donde:

D_t : es la cantidad total de átomos del isótopo estable medido y D_0 : el número de átomos del mismo presente en el momento inicial. Por lo tanto, reemplazando en (6), será

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left[\frac{D_t - D_0}{P} + 1 \right] \quad (8)$$

que es la ecuación general de la edad para un sistema simple de desintegración, como sucede en la mayoría de los métodos de datación (U,Th/Pb, Rb/Sr, Re/Os, etc.).

Para el caso de la doble desintegración del potasio-40, la ecuación será:

$$Ar_{rad}^{40} = K^{40} \left[\frac{\lambda_e}{\lambda_e + \lambda_\beta} \right] e^{(\lambda_e + \lambda_\beta)t} - 1 \quad (9), \text{ donde:}$$

Ar_{rad}^{40} y K^{40} : son las cantidades de argón-40 radigénico y de potasio-40 medidas para la muestra, respectivamente; λ_e y λ_β constantes de desintegración del K^{40} por captura electrónica y emisión beta (Ver: 5. Método de datación potasio-argón).

Si se resuelve la última ecuación para t , teniendo en cuenta que $\lambda_K = \lambda_e + \lambda_\beta$, se obtiene:

$$t = \frac{1}{\lambda_K} \ln \left[\frac{Ar_{rad}^{40}}{K^{40}} \frac{\lambda_K}{\lambda_e} + 1 \right] \quad (10)$$

3.5.2. Métodos de decaimiento

Si es P_s la cantidad de radionuclídeo en equilibrio en el sistema, la cantidad que queda del mismo P luego de transcurrido el tiempo t , será:

$$P = P_s \cdot e^{-\lambda t} \quad (11) \text{ que resuelta para } t \text{ da:}$$

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \frac{P_s}{P} \quad (12)$$

3.6. Bibliografía

- FAUL, H., 1954. Nuclear Geology. J. Wiley and Sons, N. York
 HAMILTON, E.I., 1965. Applied Geochronology. Academic Press, N. York
 HAMILTON, E.I. y FARQUHAR, R.M., 1968. Radiometric dating for Geologists. Interscience Publishers, N. York.
 HURLEY, P.M., 1960. Qué edad tiene la Tierra. Ed. EUDEBA, Buenos Aires.
 SMILEY, T.L., 1965. Geochronology. Univers. Arizona Press, Tucson
 YORK, D. y FARQUHAR, R.M., 1972. The Earth's Age and Geochronology. Pergamon Press, N. Jersey
 ZEUNER, F.E., 1956. Geocronología. Ed. Omega, Barcelona

4. METODO RUBIDIO-ESTRONCIO

Ricardo Varela

- 4.1. Generalidades
- 4.2. Composición isotópica y constante de desintegración
- 4.3. Materiales apropiados para la datación Rb-Sr
- 4.4. Cálculo de la edad
- 4.5. Isocronas y determinación de la relación $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_i$
- 4.6. Bibliografía

4.1. Generalidades

El rubidio es uno de los oligoelementos más abundantes de la litósfera superior y geoquímicamente se caracteriza por su gran dispersión. No forma minerales propios, sino que es reemplazante en aquellos que forman otros elementos. Se comporta diadóticamente respecto al ión potasio y por lo tanto es casi invariable la presencia de rubidio en minerales potásicos.

El comportamiento diadoco del ión rubidio en las rocas graníticas no impide que adquiera cierta concentración en los últimos cristalizados, ya que su radio iónico es algo mayor que el correspondiente al potasio.

En las rocas ígneas se cita un contenido promedio aproximado de 300 ppm de rubidio, oscilante entre unas pocas ppm en gabros hasta cerca de 2000 en greisenes. Pero en las rocas más comunes en el trabajo geocronológico, que son las graníticas en sentido estricto, son frecuentes valores que van de 50 a 500 ppm. En minerales de pegmatitas el contenido de Rb_2O es de hasta 3,7 % en la pollucita, 3,3 % en feldespatos potásicos, 1,7 % en lepidolita, 1,5 % en zinnwaldita, 0,4 % en muscovitas y 0,35 % en biotitas.

El estroncio por su parte también es un oligoelemento muy abundante en la corteza superior y tampoco forma minerales independientes en las rocas ígneas. La mayor parte está oculto en los minerales comunes, acompañando al calcio y ello hace que esté distribuido en bajas concentraciones en casi todas las rocas ígneas. También el Sr^{++} sustituye al K^+ en minerales de origen ígneo, aunque limitadamente y así los feldespatos potásicos que se forman tempranamente son los que contienen más estroncio. En rocas graníticas los valores son fluctuantes entre unas pocas ppm hasta 500 ppm y aún más.

4.2. Composición isotópica y constante de desintegración

El rubidio presente en la naturaleza se compone de dos isótopos de masas 85 y 87, en cantidad porcentual de 72,15 y 27,85, respectivamente. No se ha producido, de acuerdo con la constancia de estos valores, ningún fraccionamiento que altere sensiblemente el valor $\text{Rb}^{85}/\text{Rb}^{87}$: 2,591.

No obstante el isótopo de masa 87 es radiactivo según lo siguiente:



aunque la velocidad con que se produce tal desintegración es extremadamente lenta. La constante de desintegración correspondiente tiene, según Flynn y Glendenin (1959), un valor de $1,47 \times 10^{-11}$ años⁻¹, obtenido directamente por medición de partículas β^{-} . Según Aldrich *et.al.* (1956) el valor $\lambda_{\text{Rb}^{87}}$ sería en cambio de $1,39 \times 10^{-11}$ años⁻¹, obtenido indirectamente por comparación de las relaciones $\text{Sr}_{\text{rad}}^{87}/\text{Rb}^{87}$ de miccas de pegmatitas para las cuales se poseen edades U/Pb sobre minerales cogenéticos.

Por lo tanto es de hacer notar que las comunicaciones de edades Rb-Sr deben ir acompañadas del valor $\lambda_{\text{Rb}^{87}}$ que se ha utilizado. La diferencia, aproximadamente un 6 %, se traslada a la edad obtenida, siendo necesaria en caso de manejo de datos procedentes de distintos laboratorios, la corrección pertinente para la comparación o correlación de edades.

En un mineral o roca conteniendo rubidio y exento de estroncio al momento de su cristalización, todo el estroncio presente será de origen radigénico y por lo tanto de masa 87. No obstante, esta situación ideal se encontrará excepcionalmente. En el caso general, en el mineral o roca hay estroncio al momento de la cristalización, que se llama estroncio común, de la siguiente composición isotópica porcentual media:

Sr^{84} : 0,55 % ; Sr^{86} : 9,86 %
 Sr^{87} : 6,99 % ; Sr^{88} : 82,60 %

4.3. Materiales apropiados para la datación Rb-Sr

En los materiales a datar interesa el valor de la relación Rb-Sr, que da una idea sobre la conveniencia de aplicación de esta técnica. Si ella es demasiado baja el sistema habrá evolucionado tan poco que las determinaciones estarán sujetas a importante error. Además, debe considerarse la probable edad del material a analizar. Rocas precámbricas y paleozoicas pueden ser datadas con un margen de error aceptable aún teniendo relaciones Rb-Sr tan bajas como 1. En cambio en materiales de edad mesozoica son necesarias relaciones más altas.

Por ello es conveniente que el material a analizar por éste método sea previamente seleccionado. Lo más adecuado es la determinación de los contenidos en Rb y Sr por medio de fluorescencia de rayos-X o espectrofotometría de absorción atómica. De no contarse con esta

posibilidad puede ser índice la composición mineralógica si se trata de datación por roca total o la paragénesis mineral de la roca portadora, si se trata de un concentrado de mineral. Rocas ígneas cuyos mafitos principales son piroxenos y/o anfíboles presentan alto contenido en estroncio y bajo de rubidio; asimismo, si hubiera abundante feldespato potásico la roca tendrá una relación Rb-Sr que no será muy elevada. Rocas ígneas conteniendo micas son por el contrario las de mayor valor en cuanto a relación Rb-Sr. Concentrados de mineral, sea biotita, muscovita o feldespato potásico, tendrán relaciones Rb-Sr altas, pudiendo llegar a 100 y aún más. En material procedente de pegmatitas graníticas, por último, se alcanzan los valores extremos.

4.4. Cálculo de la edad

La fórmula de cálculo de edad es la siguiente:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left[\frac{\text{Sr}^{87}}{\text{Rb}^{87}} + 1 \right] \quad (1)$$

en donde Sr^{87} es de procedencia radigénica. La relación que guarda éste respecto al Sr^{87} común, es en algunos trabajos expresada porcentualmente y puede aproximadamente decirse que guarda la siguiente relación con respecto al error de una datación:

% Sr^{87} rad.	Error (%)
100-70	3
70-50	5
50-20	8
20-10	10
10-5	20

La cantidad de Sr^{87} radigénico se puede determinar sustrayendo al total medido lo que corresponde a Sr^{87} común, valor que se introduce en la fórmula de cálculo de edad. No obstante en la práctica la variación con el tiempo del tenor de Sr^{87} en una roca o mineral se expresa a través de la relación $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$, la que puede determinarse directamente por espectrometría de masas con una precisión del orden de 0,1 %. La fórmula que se aplica entonces es:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left[\frac{(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_p - (\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_i}{\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}} + 1 \right] \quad (2)$$

donde:

$(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_p$: es la relación medida en la roca o mineral

$(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_i$: es la relación inicial, dada por la composición isotópica del estroncio común de la roca o mineral

Rb^{87}/Sr^{86} : es la relación calculada a partir de los valores de rubidio y estroncio determinados para la roca o mineral

Esta última fórmula pone en evidencia la incertidumbre creada por el desconocimiento de uno de los términos: $(Sr^{87}/Sr^{86})_i$. Esta relación isotópica al momento del cierre del sistema es variable según lo que se conoce actualmente, entre aproximadamente 0,7020-0,7150 para rocas ígneas, pudiendo en rocas metamórficas y sedimentarias llegar a valores más altos. Si se trabaja con una sola muestra se deberá escoger un valor $(Sr^{87}/Sr^{86})_i$, que se acostumbra mencionar como relación inicial asumida. La edad determinada de esta manera se considera como edad mínima, también llamada edad aparente o edad calculada.

En rocas antiguas (paleozoicas-precámbricas) y sobre todo si la relación Rb/Sr de ellas es alta ($> 3-5$), el error introducido por la relación $(Sr^{87}/Sr^{86})_i$ no afecta mayormente el valor de la datación. Pero cuando la relación Rb/Sr es más baja, lo que ocurre en rocas ígneas de composición intermedia y más aún en básicas aunque las rocas sean antiguas, la determinación dependerá altamente del valor de la composición isotópica inicial de estroncio. Lo mismo ocurre con rocas de relación Rb/Sr alta pero de edad relativamente joven (Mesozoico-Cenozoico).

Por ello, en general puede decirse que el límite que impone el método en cuanto a la edad de las rocas que se analizan está dado en la parte baja del Mesozoico. O sea que no es conveniente analizar muestras por éste método que estratigráficamente esten relacionadas con terrenos cenozoicos.

4.5. Isocronas y determinación de la relación $(Sr^{87}/Sr^{86})_i$

El inconveniente de no conocer el valor $(Sr^{87}/Sr^{86})_i$ de una roca o mineral sujeto a análisis, llevó al desarrollo del llamado método de las isocronas.

La fórmula de cálculo de edad se presenta como una expresión del tipo $y = ax + b$, o sea la ecuación de una recta, según lo siguiente:

$$(Sr^{87}/Sr^{86}) = \lambda t (Rb^{87}/Sr^{86}) + (Sr^{87}/Sr^{86})_i \quad (3)$$

donde:

$$y = (Sr^{87}/Sr^{86})_p$$

$$x = (Rb^{87}/Sr^{86})$$

$$a = \lambda t$$

$$b = (Sr^{87}/Sr^{86})_i$$

La representación gráfica de esta función, con $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_p$ en ordenadas y $(\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86})$ en abscisas, determina con dos o más puntos una recta cuya pendiente está dada por la expresión (λt) , que es proporcional a la edad del sistema de muestras.

Si las determinaciones se hacen sobre distintos minerales de una misma roca, pudiendo incluir a la roca total, o sobre varias muestras de roca total teniendo distintas relaciones Rb/Sr la pendiente de la recta es proporcional a la edad del conjunto y la intersección de esta recta con el eje de ordenadas (ordenada al origen) nos da la relación $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_i$. Esta recta que une puntos de igual edad es conocida con el nombre de isocrona.

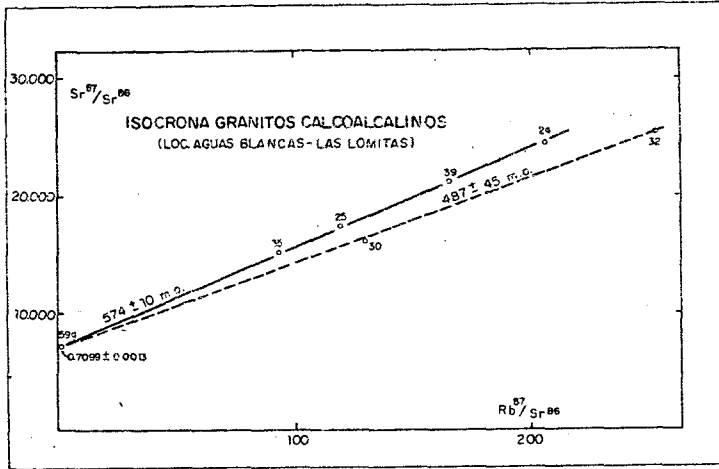
En el caso de isocronas provenientes de varias muestras de roca total la alineación de esos puntos puede ser más o menos perfecta. De ella acostumbra darse un valor de edad promedio, que es el de la recta que mejor se ajusta al total de puntos y de la cual se obtiene también el valor de $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_i$. Puede hacerse gráficamente, aunque hay programas de computación preparados al efecto. También se da la edad que corresponde a cada muestra, calculada con el valor de $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_i$ determinado experimentalmente.

Aquí hay que considerar el entorno de variación de las edades individuales, en la forma siguiente:

- a- si hay buena relación lineal de los puntos, el evento datado está bien definido;
- b- si las muestras son probadamente comagmáticas y se aprecia cierta dispersión de datos, puede haber explicación en una posterior alteración mineral, recristalización o metamorfismo, de alguna de las muestras datadas o de diferente magnitud en cada una de ellas;
- c- si las muestras no corresponden a afloramientos continuos sino a distintos cuerpos menores aislados entre sí, las diferencias de edad obtenidas pueden ser reales y corresponder esos cuerpos a un proceso tecto-magmático que insumió cierta cantidad de tiempo en su desarrollo. En este caso es conveniente destacar que se trata de una isocrona de referencia, o sea de una isocrona en donde uno de los requisitos (el de que las muestras sean comagmáticas), no se puede demostrar.

Las muestras analizadas pueden entonces comportarse en algunos casos como "medios abiertos", parcial o totalmente. En estos casos se obtienen edades rejuvenecidas consecuencia de algún evento posterior que puede ser de índole tectónico, metamórfico o metasomático. Esto es frecuentemente observado, sobre todo si se trabaja con concentrados de minerales, siendo discordantes las edades obtenidas y la posición estratigráfica de los materiales analizados. La noción de "rejuvenecimiento" es propia de los estudios geocronológicos; observaciones de otro tipo, ej. físico-químicas o petrográficas, no lo pueden constatar.

tar. Este es el caso que generalmente presentan las biotitas, cuyas edades calculadas casi siempre resultan menores que las de las rocas totales correspondientes.



4.6. Bibliografía

- ALDRICH, L.T., WETHERILL, G.W., TILTON, G.R. y DAVIS, G.L., 1956. The half-life of Rb^{87} . Phys. Rev., 103, 1045-1047.
- FLYNN, K.F. y GLENDENIN, L.E., 1959. Half life and beta spectrum of Rb^{87} . Phys. Rev., 116, 744-748.
- McMULLEN, C.C. et.al., 1966. The half life of Rubidium 87. Can. Journ. Phys., 44, p. 3033.
- NICOLAYSEN, L.O., 1961. Graphic interpretation of discordant age measurements on metamorphic rocks. An. N. Y. Acad. Sci., 91, 198-206.

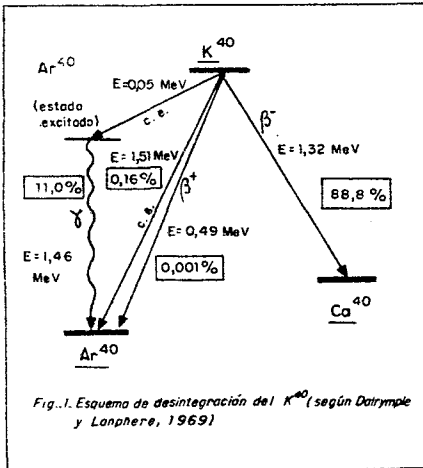
5. METODO DE DATACION RADIMETRICA POTASIO-ARGON

Enrique Linares

- 5.1. Introducción y generalidades
- 5.2. Constantes de desintegración
- 5.3. Técnicas experimentales
- 5.4. Materiales útiles para la datación
- 5.5. Rango de utilización y limitaciones
- 5.6. Método Ar^{39}/Ar^{40}
- 5.7. Método K^{40}/Ca^{40}
- 5.8. Bibliografía

5.1. Introducción y generalidades

El potasio posee tres isótopos naturales de masas 39,40 y 41, de los cuales el potasio 40 es radiactivo natural decayendo por doble desintegración de acuerdo al diagrama adjunto en Ca^{40} y Ar^{40} .



En esa doble desintegración, el 88,8 % del K^{40} decae por emisión β^- en Ca^{40} , mientras que el 11,2 % restante por captura electrónica pasa a un estado inestable del cual por emisión γ termina en Ar^{40} . En un granito de composición media el grado de producción de argón-40 es cercano a un átomo por gramo cada tres segundos, por lo que en un millón de años originan 10^{13} átomos de argón equivalentes a 0,005 ppm en peso, cantidad ésta que puede medirse con

buena precisión con las técnicas analíticas modernas.

Thomson en 1905 y más tarde Campbell y Wood en 1906, hallaron la actividad de las sales de potasio con emisión de partículas β^- , mientras que Kohlhorster (1930), halló la emisión de radiación γ en ellas. Sin embargo, sólo luego de los trabajos de Nier en 1935 que determinó la existencia del isótopo K^{40} , pudieron Smythe y Hemmendinger (1937), demostrar que toda la radiación del potasio se debía a la presencia de dicho isótopo. Por otra parte en el mismo año von Weizacker sugiere que la abundancia anormal del Ar^{40} en la atmósfera terrestre con relación a la de los otros gases nobles, podría deberse a la doble desintegración del K^{40} y que por lo tanto, los minerales más antiguos podrían contener una gran proporción de argón radigénico, lo que fue demostrado por Aldrich y Nier en 1948. Las técnicas analíticas desarro

lladas durante la década del 50 que permiten medir cantidades muy pequeñas de los isótopos en cuestión, facilitaron el adelanto de este método hasta constituirlo en uno de los de mayor uso en Geocronología.

La desintegración doble del K^{40} permite la posibilidad de contar con dos diferentes métodos para el cálculo de la edad radiométrica, basados en los pares K^{40}/Ca^{40} y K^{40}/Ar^{40} . Lamentablemente, en el primer caso el isótopo hijo Ca^{40} , posee la misma masa que el isótopo natural más abundante del calcio, por lo cual es difícil distinguir entre el Ca^{40} radiogénico y el Ca^{40} natural. Esto limita la aplicación del método a aquellos minerales libres de ese elemento, como ser lepidolita (Ver 5.7.).

En cambio el Ar^{40} , aún siendo el isótopo más abundante del argón, no se conoce que entre en la constitución cristalina de los minerales, por lo cual la mayor parte del argón contenido en ellos es de origen radiogénico.

Las abundancias isotópicas del potasio y del argón según Nier (1950), son las siguientes:

<u>Potasio</u>	K^{39} : -----	93,08 %	<u>Argón</u>	Ar^{36} : -----	0,337 %
	K^{40} : -----	0,0119 %		Ar^{38} : -----	0,063 %
	K^{41} : -----	6,90 %		Ar^{40} : -----	99,600 %

La abundancia del K^{40} se conoce con error menor del 1 %. Aunque este isótopo está decayendo continuamente, la abundancia relativa actual en minerales y rocas puede considerarse invariable, ya que es necesario que pasen 16 millones de años para que el valor dado de 0,0119 % disminuya en un 1 %. Debido a esto, la cantidad de K^{40} se calcula a partir de la determinación del potasio total, para lo que se asume que la relación K^{40}/K_{total} ha sido constante en todos los materiales en el pasado, lo que de acuerdo a las investigaciones efectuadas parece ser correcto.

Los estudios realizados sobre la posibilidad de fraccionamiento isotópico del potasio han demostrado que no existen variaciones detectables en la composición isotópica del potasio en la naturaleza, aunque se ha logrado producir en laboratorio fraccionamientos del orden del 10 % utilizando ceolitas. La distribución actual de los isótopos del potasio, sugiere que es lógico asumir que su composición isotópica es constante en la gran mayoría de los materiales usados en la datación salvo en aquellos casos donde pudieran operarse reacciones de intercambio catiónico, como ser en un ambiente acuoso en presencia de ceolitas

5.2. Constantes de desintegración del K^{40}

Como se señalara, la desintegración del potasio-40 produce los isótopos estables Ca^{40} y Ar^{40} . Aunque la constante de desintegración λ se halla asociada a las dos constantes parciales λ_{β} y λ_e ($\lambda_{K^{40}} = \lambda_{\beta} + \lambda_e$), el período de semidesintegración $t^{1/2}$ es uno sólo y está dado por la ecuación $t^{1/2} = \frac{0,693}{\lambda_{\beta} + \lambda_e}$

La determinación de los valores de λ_{β} y λ_e se llevaron a cabo por métodos físicos y geológicos. En el primer caso, los valores de λ_{β} y λ_e se determinaron sobre sales de potasio utilizando técnicas de medición muy especiales. En el segundo, las constantes se determinaron usando minerales cuya edad era conocida por medio de otros métodos radiométricos sobre minerales cogenéticos de los analizados; por ejemplo análisis de micas y feldespatos de pegmatitas en las cuales se conocía la edad de uraninitas por medio del método U/Pb

Los resultados obtenidos por ambos caminos son los siguientes:

	METODO FISICO	METODO GEOLOGICO
λ_e	$0,585 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$ (1)	$0,557 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$ (3)
λ_{β^-}	$4,72 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$ (2)	$4,700 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$ (3)
$\lambda_{K^{40}}$	$5,305 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$	$5,277 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$
$t^{1/2}$	$1,31 \times 10^9 \text{ a}$	$1,32 \times 10^9 \text{ a}$

- (1) Wetherill, 1957
- (2) Aldrich y Wetherill, 1958
- (3) Wetherill, 1956

Como se desprende del cuadro, ambos valores son muy coincidentes. El error en la determinación de estas constantes es del orden del 1 % para λ_{β^-} y de alrededor del 3 % para λ_e , por lo que en general las edades potasio-argón no tienen en cuenta la incertidumbre de la determinación de esas constantes, relacionándose la precisión del análisis con la suma de los errores de las técnicas analíticas empleadas.

Recientemente Armstrong (1974), propuso la adopción de nuevos valores para las constantes usadas en el método potasio-argón sugiriendo los siguientes valores:

$$\begin{aligned} \lambda_e &: 0,575 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1} \\ \lambda_{\beta^-} &: 4,905 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1} & K^{40}/K_{\text{total}} = 0,0118 \% \\ \lambda_{K^{40}} &: 5,480 \times 10^{-10} \text{ a} \end{aligned}$$

La adopción de estos nuevos valores introduciría una variación en las edades calculadas con las anteriores del orden del 3 %.

En base a los valores adoptados al presente para $\lambda\beta$ y λ_e , la ecuación utilizada para determinar la edad por este método será:

$$t = \frac{1}{\lambda_e + \lambda\beta} \ln \left[\frac{Ar^{40}r}{K^{40}} \frac{\lambda_e + \lambda\beta}{\lambda_e} + 1 \right] \quad (1), \text{ o sea}$$

$$t = 1.887 \ln \left[9,06 \frac{Ar^{40}r}{K^{40}} + 1 \right] \text{ m.a.} \quad (2)$$

Ecuación esta última que para rocas de edad reciente (Cenozoico), se reduce a: $t = 17.090 \frac{Ar^{40}r}{K^{40}} \text{ m.a.} \quad (3)$

5.3. Técnicas experimentales

5.3.1. Determinación de potasio

En general en la mayoría de los laboratorios de datación, el análisis de potasio se realiza por el método de fotometría de llama utilizando estándar interno, de acuerdo al procedimiento descrito por Brannock y Berthold (1949). Además de esta técnica que es la más difundida, el contenido de potasio de la muestra puede efectuarse por absorción atómica, fluorescencia de rayos-X, espectrografía óptica, dilución isotópica y activación neutrónica. Seguidamente se dan a conocer la sensibilidad, precisión y rango de concentración de esos métodos.

	Sensibilidad $\mu\text{g/ml}$	Precisión %	Rango concentración %
Fotometría de llama	0,01	0,5	> 1,0
Absorción atómica	0,01	0,5	> 1,0
Espectrografía óptica	0,1	1-3	> 1,0
Fluorescencia rayos-X	0,1	0,5-1	> 1,0
Dilución isotópica	< 0,01	< 0,5	< 0,1
Activación neutrónica	0,004	0,5	< 0,1

5.3.2. Determinación de argón

El método más común de determinación de argón es el de dilución isotópica por espectrometría de masas. Este método consta de dos etapas. En la primera de ellas el argón es extraído de la muestra en un sistema de ultra-alto vacío, en el cual se le añade una alícuota del trazador (Ar^{38}) y los gases obtenidos en la fusión de la muestra son purificados de acuerdo al método descrito por Linares et al. (1973). El argón así obtenido se analiza en un espectrómetro de masas para gases, en el cual se determinan las relaciones Ar^{40}/Ar^{38} y Ar^{38}/Ar^{36} . Con la primera se calcula la cantidad de Ar^{40} total presente en la muestra, mientras que la segunda permite hallar el contenido de

Ar⁴⁰ atmosférico que la contamina. Esto permite encontrar la cantidad de argón radigénico, ya que
$$Ar_{rad}^{40} = Ar_{tot}^{40} - Ar_{atm}^{40} \quad (4)$$

Además de este método que es el más utilizado actualmente para la determinación del contenido de argón, existen otros dos métodos para hallar la concentración de argón-40 radigénico. El primero de ellos, denominado volumétrico se utilizó antes de que se contara con trazadores enriquecidos en Ar³⁸ que se usan en el método de dilución isotópica. Sólo reviste interés histórico al presente, ya que fue la primera técnica aplicada en la determinación de argón en los albores del método.

El segundo de ellos, llamado de activación neutrónica, consiste en la irradiación en un reactor del argón extraído de una muestra. De esta manera se producen Ar⁴¹ y Ar³⁷ (ambos radiactivos), a partir del Ar⁴⁰ y Ar³⁶ respectivamente. Esto permite determinar las cantidades de argón-40 total y de argón-40 atmosférico y por ende, como se señaló, hallar el valor del argón-40 radigénico. Dado que para obtener buenos resultados es necesario que en la extracción de argón se obtenga el 100 % del contenido en la muestra, no es utilizado en la actualidad, salvo en algunos laboratorios y para muestras con bajos contenidos de argón-40 radigénico con las cuales se consiguen mejores resultados que con el método convencional de dilución isotópica.

5.4. Materiales útiles para la datación

Con el fin de ser útil para la datación por el método potasio-argón, la roca o mineral a analizar, debe cumplir las tres premisas siguientes:

- a- Debe retener argón a las temperaturas geológicas normales, o sea de 200°C o menos,
- b- Debe ser relativamente resistente a la alteración y disolución por aguas. Casi todos los silicatos cumplen esta condición, no así las sales.
- c- Debe contener suficiente potasio para que sean factibles las determinaciones del mismo y de argón. No es necesario que el mineral o roca contengan potasio como catión principal, ya que muchos de ellos poseen suficiente potasio para hacer posible la datación.

En el siguiente cuadro se dan a conocer los minerales formadores de rocas más útiles en la datación K- Ar. En el mismo, con X se indican los que presentan las mejores condiciones señaladas más arriba y con °° los que en ciertos casos pueden ser usados

MINERALES	TIPO DE ROCA			
	VOLCANICA	PLUTONICA	METAMORFICA	SEDIMENTARIA
<u>Feldespatos</u>				
Sanidina	X	-	-	-
Anortoclasa	X	-	-	-
Plagioclasa	X	oo	-	-
<u>Feldespatoides</u>				
Leucita	oo	-	-	-
Nefelina	oo	oo	-	-
<u>Micas</u>				
Biotita	X	X	oo	-
Flogopita	-	-	X	-
Muscovita	-	X	oo	-
Lepidolita	-	oo	-	-
Glauconita	-	-	-	X
<u>Anfíboles</u>				
Hornblenda	X	X	X	-
Piroxenos	oo	oo	-	-
Roca total	X	oo	X	-

Feldespatos

Ortosa y Microclino. No son útiles para la datación potasio-argón, ya que no retienen el argón a la temperatura ambiente. En general, dan edades entre el 20 y 30 % menor que las micas cogenéticas. Asimismo, las variedades perfiticas pierden más argón que las no perfiticas.

Sanidina y Anortoclasa. Estos feldespatos de "alta temperatura" comunes en rocas volcánicas retienen muy bien el argón, por lo cual la datación de estas rocas sobre concentrados de ellos, en general da buenos resultados. Presentan además, las características que se detallan: a) son comunes en rocas volcánicas félsicas; b) son fáciles de separar y c) tienen alto contenido de potasio por lo que pueden usarse para datar rocas jóvenes.

Plagioclasas. Como en el caso anterior, las variedades de "alta temperatura" de rocas volcánicas, retienen argón, mientras que las halladas en rocas plutónicas y metamórficas, de "baja temperatura" no son recomendables.

Feldespatoides.

Leucita y Nefelina. El primero da buenos resultados en la datación de rocas volcánicas, en especial de edades cenozoicas; el segundo también aparece como buen material para el análisis de rocas volcánicas y plutónicas, en un amplio rango de edades, aunque su uso está restringido a ciertas rocas alcalinas.

Micas

Biotita. Es uno de los minerales más utilizados y aparentemente da buenas edades en rocas volcánicas y plutónicas, no así en las metamórficas para las cuales las edades en general son bajas.

Muscovita. Al igual que la biotita es muy usada y retiene argón mejor que la anterior. La sericita se ha aplicado en la determinación de la edad de depósitos hidrotermales.

Flogopita y Lepidolita. La primera tiene propiedades similares a la biotita y aparece en rocas metamórficas, mientras que la segunda está restringida a pegmatitas.

Glauconita. En la datación de rocas sedimentarias es el único mineral que puede aplicarse. Debido a que pierde argón más fácilmente que las otras micas, la historia post-depositación es importante en la evaluación de la edad.

Anfíboles

Hornblenda. Es uno de los minerales más útiles en la datación K-Ar por su alta retentividad a la pérdida de argón, aún en rocas metamórficas; los otros anfíboles parecen poseer las mismas características, pero dada su ocurrencia restringida no han sido estudiados con detalle.

Piroxenos. Aunque aparecen comúnmente en rocas plutónicas, volcánicas y metamórficas, presentan dificultades para la datación. En primer lugar su bajo contenido de potasio, hace difícil el análisis de rocas más jóvenes que el Mesozoico. La otra dificultad estriba en la aparente frecuencia de Ar⁴⁰ en exceso, que tiende a dar edades anormalmente mayores que las reales.

Otros minerales

Silvita. Esta sal de potasio hallada en evaporitas ha sido utilizada en diversas ocasiones con resultados variables, en general con edades menores que las reales; dada la posibilidad de pérdida de argón no es usada.

Berilo, turmalina y cordierita generalmente dan edades mayores, revelando que pueden retener argón en exceso; las ceolitas asiduamente dan edades más bajas y la escapolita parece ser un buen material, aunque su uso debe ser investigado con mayor detalle.

Resumiendo lo dicho, se puede señalar el mejor orden de aplicación de los minerales comunes de rocas ígneas y metamórficas, de la siguiente forma:

Anfíbol-Sanidina y anortoclasa-Muscovita-Biotita-
Plagioclasa básica de "alta temperatura".

Roca total. En los casos de rocas de granos muy finos, en especial volcánicas en las cuales no puede llevarse a cabo la concentración de mi-

nerales para la datación, el análisis puede realizarse sobre la roca total. El procedimiento para evaluar cuáles son las muestras de roca total más útiles para la datación es en realidad simple. Las condiciones fundamentales son: a- que la roca sea fresca; b) que no contenga minerales arcillosos, inclusiones, ceolitas o mineralización secundaria; c) en rocas plutónicas y metamórficas, que no contengan mucho feldespato potásico de "baja temperatura"

5.5. Rango de utilización y limitaciones.

En los últimos veinticinco años el método potasio-argón se ha desarrollado a un estado tal que es uno de los más utilizados en estudios geocronológicos. Existen al presente más de 50 laboratorios en todo el mundo que llevan a cabo análisis de este tipo, con un total aproximado de ocho a diez mil determinaciones anuales.

Las principales ventajas son:

a- Abundancia del potasio. El potasio es el séptimo elemento en la corteza terrestre y se encuentra en muchos minerales formadores de rocas. Aún en minerales donde no está presente como catión principal, se halla en cantidades mayores de 0,1 %.

Por ello se lo puede aplicar a casi todas las rocas ígneas, plutónicas y volcánicas, desde básicas (0,3 a 1 % K) a ácidas (3-6% K), como así también a aquellas metamórficas, pobres en dicho elemento, pero con alto grado de retentividad de argón, como es el caso de las anfibolitas (0,2-1% K)

b- El período de semidesintegración $t^{1/2}$ del K^{40} de $1,31 \times 10^9$ a, permite que cantidades medibles de Ar^{40} radigénico se hayan acumulado en los minerales portadores de potasio de casi todas las edades del tiempo geológico. Debido a ésto, el método posee el mayor rango de aplicación de todos los radimétricos y puede usarse tanto en rocas jóvenes (20-30000 a.) como en las más antiguas conocidas (3.800 m.a.-4.500 m.a.).

Para la medición de edades menores de 100.000 a., es necesario poseer técnicas muy especiales de ultra-alto vacío con el fin de disminuir el blanco de Ar^{40} radigénico del sistema de extracción, como así también contar con un trazador de Ar^{38} muy enriquecido en ese isótopo (99,9 % o mejor). De esta manera el blanco del sistema disminuye a $1-2 \times 10^{-12}$ moles de Ar^{40} , lo que permite medir las pequeñas cantidades de Ar^{40} radigénico ($10 - 50 \times 10^{-12}$ moles) presentes en rocas de edades entre 10.000 y 100.000 a., con una precisión aceptable. El error de la determinación en este rango, en las condiciones señaladas puede ser del 25-30 % en edades de 100.000 a., y de hasta 70-90 % en rocas de 10.000-20.000 a.

c- Características del argón. Como el argón es un gas inerte puede ser medido con facilidad y con muy buena precisión, aún en pequeñas cantidades ($0,1 \cdot 10^{-11}$ mol/g o menos). Además, como no interviene en la constitución de materiales naturales, el argón presente en minerales proviene del decaimiento de K^{40} y de la contaminación atmosférica para la cual se pueden realizar las correcciones necesarias.

Las limitaciones o desventajas del método son:

- a- Retentividad de argón. No todos los materiales geológicos retienen el argón producido por la desintegración del K^{40} . Muchos minerales pueden perder argón por difusión cuando son calentados por encima de $200\text{ }^{\circ}\text{C}$ y algunos de ellos no pueden retenerlo en esas circunstancias. Esto puede evitarse con una cuidadosa selección de las muestras a analizar.
- b- Rocas sedimentarias. Salvo el caso señalado anteriormente para las rocas sedimentarias con glauconita, el método no puede aplicarse a este tipo de rocas. Por ello, se halla limitado a rocas ígneas y en casos especiales a metamórficas.
- c- Costo de la datación. El método es costoso ya que requiere instrumental especializado y personal con suficiente entrenamiento en las técnicas analíticas. El costo promedio de cada datación, en los laboratorios de investigación (no comerciales), se calcula en u\$s 150 a 200. Este costo, sin embargo es equivalente para casi todos los métodos radimétricos en uso.

Finalmente, podemos señalar que en los últimos años el método se aplicó en la determinación de la fuente de origen de clastos de rocas sedimentarias para diversos tipos de estudios sedimentológicos con muy buen éxito. En este caso no se determina la edad del estrato sedimentario, sino la de sus clastos, con el fin de calcular la probable fuente de origen, dirección de sedimentación, etc.

5.6. Método Ar^{39}/Ar^{40}

En 1959 Wanke y Koning desarrollaron un método de datación basado en la irradiación neutrónica del mineral y de técnicas de contaje de la actividad. Por medio de la irradiación de neutrones rápidos se obtiene que el K^{39} produzca Ar^{39} y que el Ar^{40} de origen a Ar^{41} . Efectuando el contaje de las actividades del Ar^{39} y Ar^{41} pueden determinarse las concentraciones de potasio y de argón de la muestra.

Las necesidades de conocer con precisión el flujo de neutrones usado y el de la excitación de la reacción $K^{39}(n,p)$ se obvia irradiando al mismo tiempo una muestra patrón de edad conocida. Con este método no se efectúa corrección por la presencia de argón atmosférico, lo

que limita su uso.

Más tarde Merrihue (1965) propuso medir por espectrometría de masas las concentraciones de Ar^{39} , Ar^{40} y de Ar^{36} , de modo tal de poder determinar la cantidad de argón proveniente del aire; la factibilidad de ello fue demostrada un año más tarde por Merrihue y Turner.

Las ventajas que presenta esta nueva aplicación son:

- a- Se utiliza la misma porción de la muestra para determinar las concentraciones de potasio y argón, evitando de ese modo los problemas de representabilidad y homogeneidad de la muestra analizada.
- b- Puede utilizarse muy pequeña cantidad de muestra.
- c- El procedimiento propuesto recientemente por varios investigadores, de estudiar diferentes fracciones del gas extraído de la muestra en pasos sucesivos a temperaturas controladas, permite hallar no sólo la edad, sino también conocer la historia térmica del mineral y obtener resultados en especial sobre la presencia de argón de otras fuentes (argón extraño).

5.7. Método K^{40}/Ca^{40}

Como se ha mencionado el K^{40} decae también en Ca^{40} , por lo cual el par K^{40}/Ca^{40} es un posible método de datación.

Sin embargo, como el Ca^{40} tiene la misma masa que el isótopo más abundante del calcio, la medida precisa de pequeñas cantidades de Ca^{40} radiogénico es muy difícil, se diría casi imposible.

Al presente se conocen dos minerales en los cuales el método podría aplicarse con éxito: la lepidolita, en especial para rocas antiguas y la silvita para el caso de las evaporitas; también se sugirió que las biotitas pobres en calcio pueden ser utilizadas.

Dadas las condiciones señaladas, este método casi no ha tenido aplicación.

5.8. Bibliografía

- DALRYMPLE, G.B. y LANPHERE, M.A., 1969. Potassium-argon dating. Freeman.
- HAMILTON, E.I., 1965. Applied Geochronology. Academic Press.
- YORK, D. y FARQUHAR, R.M., 1972. The Earth's Age and Geochronology, Pergamon Press.
- SCHAEFFER, O.A. y ZHRINGER, J., 1966. Potassium-argon dating. Springer-Verlag.

6. METODO DE TRAZAS DE FISION

Francisco A.S. Hirsch

- 6.1. Introducción
- 6.2. Visualización de las trazas
- 6.3. Cálculo de la edad
- 6.4. Materiales útiles para la datación
- 6.5. Alcances y limitaciones del método
- 6.6. Aplicaciones
- 6.7. Bibliografía

6.1. Introducción

El método que se trata en esta sección (ideado por Price y Walker en 1962), se distingue de los otros en tres aspectos básicos:

- a- No se detecta productos hijos, sino eventos (en esto se asemeja al método del carbono-14).
- b- Es un método acumulativo, que lo diferencia por un lado del método $C14$ y lo acerca por el otro a los demás métodos acumulativos.
- c- El propio mineral actúa como detector.

Es conocido el hecho de que el U^{238} decae por diversos caminos que dan origen a otros tantos métodos radiométricos de datación. En casi todos ellos los subproductos son conocidos y hay una relación precisa entre la cantidad presente de los hijos, el U^{238} y el tiempo transcurrido. Pero hay otro camino que es el de la fisión espontánea. En éste, los subproductos no están bien determinados, pero si hay una relación entre las fisiones, el U^{238} y la edad del mineral. Este último método es el que se discutirá en este capítulo.

Cuando el U^{238} (y el U^{235}) se fisiona se producen dos núcleos pesados de masa entre 80 uma y 160 uma y algunos neutrones. Estos últimos, normalmente no tienen influencia en el cálculo de la edad, pero los núcleos pesados, al producirse la fisión, son emitidos en direcciones opuestas, prácticamente sobre una misma recta, estando además ionizados. Por ello, al pasar a través del mineral provocan un daño en la estructura del mismo.

Por medio de un ataque químico estos daños (o trazas) se hacen visibles al microscopio óptico con el cual pueden ser contados. Representan, en cierta forma, al producto hijo de los otros métodos radiométricos, por lo cual si se conoce el contenido de U^{238} , se puede calcular la edad del mineral.

6.2. Visualización de las trazas

Como se ha mencionado, los productos de la fisión producen un daño al pasar a través del mineral y este daño es observable con

el microscopio electrónico, donde se presenta como un cilindro de unos 60 Å de diámetro y un largo del orden de 0,1 μ. Estas dimensiones varían según el mineral.

Este procedimiento tiene un inconveniente y es que las trazas suelen desaparecer mientras se las está observando. De ahí surgió la necesidad de fijar la traza lo que se logra con un ataque químico. Este procede con mayor velocidad en la zona del daño que en el material circundante, obteniéndose así dos resultados: a- fijar la traza; b- aumentar su tamaño, con lo que resulta visible usando el microscopio común.

Para cada mineral existe un tratamiento adecuado, con condiciones de temperatura, tiempo, agente corrosivo y su concentración. Una lista detallada de los diversos tipos de tratamiento como así también datos relativos a la preparación de la muestra, se encuentran en Fleischer, Price y Walker, página 80 (Ver 6.7.).

6.3. Cálculo de la edad

Sea: N_0 el número de átomos/cm³ del material en cuestión; C_0 la concentración original (o sea antigua de U^{238}); C^{238} la concentración actual de U^{238} y λ la constante de desintegración total del U^{238} ; será:

$$N_0 C^{238} = C_0 \cdot e^{-\lambda t} = C_0 \cdot \exp(-\lambda t) \quad (1)$$

El número total de fisiones Nt está dado por la solución de la siguiente ecuación:

$$dNt/dt = N_0 C^{238} \lambda_F \quad \frac{d}{dt} N_0 C^{238} \lambda_F = N_0 \lambda_F C_0 \exp(-\lambda t) \quad (2)$$

de aquí se obtiene:

$$Nt = N_0 C_0 (\lambda_F / \lambda) (1 - \exp(-\lambda t)) = N_0 C^{238} (\lambda_F / \lambda) \exp[(\lambda t) - 1] \quad (3)$$

Esta es la cantidad de fisiones que se produjeron por unidad de volumen; pero lo que se observa en una superficie, es lo que se debe multiplicar por un factor R (relacionado con el tamaño de las trazas), para obtener la densidad superficial δ de trazas fósiles que es la que se observa al microscopio

$$\delta = N_0 C^{238} (\lambda_F / \lambda) [(\exp(\lambda T) - 1)] R \quad (4)$$

En esta ecuación hay dos factores que no se conocen que son

la concentración de U^{238} y el valor de R. Para poder eliminarlos la muestra es irradiada con neutrones térmicos, que darán origen a una cantidad δ_i de trazas extras debido a la fisión inducida del U^{235} por los neutrones. Se tendrá:

$$\delta_i = N_0 C^{235} \phi \sigma_{235} R \quad (5)$$

donde

C^{235} : concentración de U^{235}

ϕ : flujo integrado de neutrones (neutrones/cm²)

σ_{235} : sección eficaz del U^{235} para la fisión inducida

Dividiendo la ecuación (4) por la (5) y despejando el tiempo T, se tiene:

$$T = (1/\lambda) \ln(1 - A) \quad (6)$$

donde

$$A = (\delta/\delta_i) \cdot (\lambda/\lambda_F) \cdot (C^{235}/C^{238}) \cdot \phi \sigma_{235} \quad (7)$$

De los términos que integran A en la ecuación (7), (δ/δ_i) se mide en el laboratorio; (λ/λ_F) es una constante física; σ_{235} es conocido; (C^{235}/C^{238}) es igual a 1/137,8.

Para medir ϕ , número de neutrones/cm² con que se irradió la muestra, se incluyen junto con ésta, muestras de vidrio con cantidades conocidas de U^{235} . En el vidrio también serán inducidas fisiones y se tendrá

$$\delta_0 = B \phi \quad (8)$$

donde B es una constante para un vidrio dado que puede calibrarse por medios radioquímicos usuales o, mejor aún, con muestras de edad conocida.

Finalmente, reemplazando los factores numéricos en la ecuación (6), se obtendrá:

$$t = 6,507 \ln \left[1 - 9,5 \times 10^{-18} (\delta \phi / \delta_i) \right] \text{ m.a.} \quad (9)$$

que es la ecuación utilizada para llevar a cabo el cálculo de la edad.

6.4. Materiales útiles para la datación

Los materiales conocidos aptos para dataciones por este método incluyen: micas (biotita, muscovita, lepidolita, etc.), apatitas, cloritas, yeso, talco, monacita, circón, vidrios en general y

tektitas. Todos ellos se atacan con ácidos fuertes (fluorhídrico, sulfúrico, fosfórico).

También pueden datarse, pero con ataques usando bases fuertes, berilo, calcita, clinopiroxenos, feldespatos, granate y cuarzo.

Aparte, existe toda una serie de plásticos que se usan como detectores.

6.5. Alcances y limitaciones del método

El alcance del método depende fundamentalmente de la concentración de U^{238} . Cuanto mayor sea ésta, tanto más jóvenes pueden ser los minerales u objetos datados. Es así que se pueden medir vidrios artificiales con altos contenidos de uranio de 100 años de edad, hasta meteoritos y piedras de la Luna con más de 4000 m.a.

Una limitación posible es la sensibilidad de las trazas al calor, que las hace desaparecer, dando así edades aparentes más jóvenes. Con todo, estudiando el tamaño de las trazas en vidrios volcánicos se pudo determinar la edad de la roca y de un evento térmico más reciente.

Es importante como se señaló, la concentración de U^{238} en el material ya que la misma limita la edad mínima que se puede medir.

Otro problema es el de poder reconocer las trazas y diferenciarlas de defectos del mineral.

Es importante recordar que se supone que la distribución del uranio es uniforme y que no ha migrado. El primer aspecto se verifica por la simple inspección de la muestra luego de ser atacada; el segundo, comparando la distribución de las trazas, antes y después de la irradiación por neutrones.

6.6. Aplicaciones

Además de su aplicación como método de datación radiométrica, el método se ha usado en la resolución de un cierto número de problemas interesantes.

Así por ejemplo, se lo utilizó en el estudio de los meteoritos de conexión con la radiación cósmica. Se ha comprobado de ese modo, la existencia en el pasado de Pu^{244} , que da origen a trazas de fisión extras con edades mayores que las de la Tierra. Esas edades se han aplicado a la interpretación de la edad de formación de los elementos.

Se utiliza para la exploración por uranio. En este caso se usa como detector, nitrato de celulosa y se registran los decaimientos

α del Rn²²² y sus hijos en un lapso de 2 a 4 semanas, por medio de detectores enterrados en la zona investigada. Se ha podido así descubrir yacimientos hasta 100 m de profundidad.

Usando mica como detector se han fabricado dosímetros que son sensibles sólo a los neutrones.

También se lo aplicó al estudio del desplazamiento del fondo de los océanos, donde las determinaciones por el método K-Ar no dieron buenos resultados. En este caso, las lavas extraídas de los fondos oceánicos daban edades K-Ar mayores que las reales, lo que se debe a que ellas retienen argón-extraño. Los resultados obtenidos con el método de trazas de fisión, con una secuencia comprendida entre 1000 a. y 16 m.a., se ajusta más a los valores aceptados por esta hipótesis.

En Arqueología también ha sido utilizado. Es de destacar al respecto que los datos K-Ar sobre tobas que llevaban restos humanos hallados en Olduvai Gorge (Africa del Este), con una edad de 1,75 m.a. eran cuestionados debido a su antigüedad. Las dataciones realizadas con este método sobre las mismas tobas, confirmaron las edades obtenidas con el otro método.

6.7. Bibliografía

- FLEISCHER, R.L., PRICE, P.B. y WALKER, R.M., 1975. Nuclear tracks in Solids. University of California Press, Berkeley
- HAMILTON, E.I., 1965. Applied Geochronology. Academic Press, New York

7. OTROS METODOS DE DATAACION

Enrique Linares

7.1. Métodos basados en la desintegración del uranio y torio

7.2. Método renio-osmio

7.3. Método de la isoleucina

7.4. Bibliografía

7.1. Métodos basados en la desintegración del uranio y torio

Las series de desintegración del U^{238} , U^{235} y Th^{232} que dan como isótopos estables finales Pb^{206} , Pb^{207} y Pb^{208} , respectivamente, posibilitan la aplicación de un número considerable de métodos radiométricos. De los más importantes se hará una breve reseña.

7.1.1. Método uranio-helio

En la desintegración del U^{238} , U^{235} y Th^{232} se producen como producto final Pb^{206} , Pb^{207} , Pb^{208} y helio (Ver 7.1.7., fig. 1)

Por lo tanto si determinamos las cantidades totales de helio, uranio ($U^{238} + U^{235}$) y torio, puede obtenerse la edad del mineral o roca en análisis.

Si bien los principios de estos métodos son similares a los del conocido como U, Th/Pb (Ver: 7.1.7.), la calidad de gas del isótopo hijo hacen que todo o parte de éste se pierda por difusión, por lo cual las edades son en general menores que las reales.

Al presente es utilizado sólo en contadas ocasiones; según Damon (1963), con minerales retenedores de helio como magnetita y piritita, se pueden lograr buenos resultados.

7.1.2. Métodos de los halos pleocroicos

En 1880, M. Levy, Lacroix y Rosenbuch, utilizando el microscopio de polarización observaron que ciertos minerales presentaban aureolas coloreadas alrededor de inclusiones microscópicas de minerales accesorios. Por lo común esas aureolas se presentan en minerales coloreados como biotita, turmalina y anfíboles y en no coloreados como muscovita, cordierita y fluorita, siendo la inclusión más común el circón y en menor proporción apatita y titanita. Además, las aureolas se presentan como anillos concéntricos, teniendo como centro común la inclusión. En 1907, Mugge y Joly demostraron que este fenómeno se debía a la emisión de partículas alfa, a partir del mineral constituyente de la inclusión y debido a su forma y color los denominaron halos pleocroicos.

Las observaciones realizadas para esa época demostraban que:

- a- Todos los minerales que producen halos pleocroicos eran radiactivos.
- b- los radios de los anillos de los halos correspondían al rango de las partículas alfa emitidas por radionuclídeos.
- c- los colores observados en minerales podían ser reproducidos experimentalmente, irradiando los minerales con dosis determinadas de radiación alfa.

Como la intensidad del halo es debida a la cantidad de partículas alfas emitidas (por su parte proporcional al contenido de U + Th de la inclusión), midiendo la intensidad del halo y la actividad alfa, puede calcularse la edad del mineral.

Si bien este método permite determinar la edad, sólo es posible utilizarlo en ciertos casos particulares y como confirmación de los resultados hallados por otras técnicas.

La mayor objeción que presenta es que se ha demostrado que la intensidad del halo aumenta con la dosis de radiación hasta un cierto nivel de saturación; pasado éste el color permanece constante. Una mayor dosis de irradiación puede revertir el proceso hasta llegar a la total desaparición del halo. En esos casos la edad hallada será menor que la real o no podrá efectuarse el cálculo.

No es muy utilizado como método de datación pero su observación puede suministrar información útil. Por ejemplo, durante un período de calentamiento los halos son destruidos por lo cual la relación entre las edades K-Ar y la pérdida de los halos provee información con relación a la extensión del evento térmico.

Asimismo, si la inclusión contiene Th C (Th^{208}), este radioisótopo se identifica por la presencia de su anillo característico que tiene un radio mayor que la de los otros emisores alfa.

7.1.3. Métodos basados en la destrucción de la estructura cristalina.

Holland y Kulp (1950) sugirieron la posibilidad de medir el daño causado en la estructura cristalina de ciertos minerales por radiación y la de relacionar dicho daño con la edad de esos minerales.

Dichos autores y Hurley y Fairbain en 1957, estudiaron el daño causado en la estructura del circón por acción de la radiación alfa, midiendo la variación del parámetro c_0 de su celda elemental. Para que pueda aplicarse este método deben cumplirse los siguientes requisitos:

- a- la relación entre la cantidad de radiación y el daño causado en la estructura cristalina, es constante desde el momento de la formación del mineral.
- b- la cantidad de radiación es constante durante todo el tiempo.

La relación daño de la estructura/radiación alfa permite obtener la edad. El daño se calcula en base a la determinación del valor c_0 por difracción de rayos-X, mientras que la actividad alfa por conteo. A pesar de que el método es interesante, de fácil aplicación y económico, no es muy utilizado por las siguientes causas:

- a- en circones altamente radiactivos el daño puede llegar a la destrucción total de la estructura (metamictización).
- b- las edades halladas pueden ser menores que las reales, debido a la saturación del daño estructural.
- c- la separación y concentración del circón es un proceso difícil, por

lo cual no pueden analizarse muchas muestras por año.

Otro método relacionado con esta propiedad fue propuesto por Wasserberg en 1951, en base a la reducción del tamaño de la celda elemental de la uraninita, que según dicho autor depende de la cantidad de radiación recibida por la estructura cristalina del mineral y por ende con su edad.

Por lo tanto el tamaño de la celda elemental de las uraninitas decrecería con la edad, por lo cual la medición por difracción de rayos-X del valor de ese parámetro de dicho mineral, permitiría calcular la edad. Sin embargo, al demostrarse que la dimensión de la celda elemental de la uraninita varía también con el proceso geológico que le dió origen, en especial con la temperatura de formación (mayor para la de origen pegmatítico y menor para la depositada en rocas sedimentarias), su aplicación es muy reducida.

7.1.4. Método plomo-alfa

Larsen en 1952 propuso utilizar los minerales accesorios de rocas ígneas en especial circón, monacita y xenotima, para determinar la edad de esas rocas. Estos minerales pueden llevar en su estructura uranio y torio, por lo cual se origina plomo radigénico por su desintegración. Midiendo la cantidad de plomo y la de uranio-torio, en concentrados de esos minerales se puede hallar su edad. Esa edad será la de la roca portadora si:

- a- los minerales accesorios son contemporáneos con los demás minerales constituyentes de la roca.
- b- todo el plomo del mineral es de origen radigénico y proviene de la desintegración de los elementos radiactivos presentes en él.

Según Larsen, el método no se halla afectado por la presencia de plomo común ya que este elemento se presenta en sus minerales como Pb^{2+} cuyo radio iónico es muy diferente al del circonio, por lo cual no puede incorporarse a la estructura del mineral. En cambio, el plomo radigénico es de valencia Pb^{4+} de radio iónico similar al del circonio. Tilton en 1958, demostró por medio del análisis isotópico la presencia de plomo común en circones, pero en cantidades muy pequeñas que no afectan los resultados del método.

La cantidad de plomo se determina por espectrografía óptica, mientras que la U + Th, midiendo la actividad alfa de la muestra en un contador proporcional.

Comunmente las edades halladas por este método son equivalentes a las determinadas por otros como K/Ar y Rb/Sr, aunque a veces no marcan un episodio magmático sino un evento metamórfico posterior. Las mayores discrepancias se encuentran en rocas muy antiguas, precámbricas en especial, en las cuales generalmente se obtienen edades menores.

La simplicidad del método en comparación con otros, como así también su bajo costo de operación lo hacen muy atractivo, de no mediar algunas desventajas como ser: la escasa cantidad de muestras que podrían analizarse por año debido a lo difícil y largo del proceso de separación y concentración de minerales accesorios y que su aplicación se reduce únicamente a las rocas ígneas, ácidas y mesosilíceas.

Fue el primer método utilizado en el país, siendo nulo su uso actual, aún cuando se cuenta con los medios necesarios para su aplicación.

Finalmente puede decirse que al perfeccionarse el método de dilución isotópica del plomo, algunos laboratorios lo aplican con las técnicas de espectrometría de masas, con lo cual su precisión es del 5 % o menos, mientras que con las técnicas comunes señaladas, alcanza sólo el 10-15 %.

7.1.5. Método del plomo-210 (Pb²¹⁰)

Houtermans (1953), sugirió utilizar la relación entre un miembro intermedio de la serie de desintegración del U²³⁸, el Pb²¹⁰, con el producto final Pb²⁰⁶, para obtener la edad de los minerales. La determinación de las cantidades totales de plomo y uranio no es necesaria, siendo las técnicas analíticas simples y rápidas.

Se lo aplicó para hallar edades de uraninitas y pechblendas con muy buenos resultados, aunque la pérdida errática de radón puede dar origen a edades menores.

Actualmente se lo emplea en la datación de sedimentos marinos y para estudios sobre la velocidad de mezcla de los océanos y atmósfera. En este caso, el precursor del Pb²¹⁰ en la serie, el Rn²²², provee la base de su uso.

7.1.6. Métodos de datación de sedimentos marinos

Si un nuclídeo radiactivo entra en la constitución de un sedimento en el momento de su depositación, la actividad del isótopo padre o la remanente del producto hijo, puede utilizarse para datar el tiempo y la velocidad de la sedimentación en ambientes marinos. Para ello, el período de semidesintegración $t_{1/2}$ debe ser del mismo orden de magnitud que la edad supuesta.

Los radionuclídeos más útiles son: radio-226 (Ra²²⁶, $t_{1/2}$ = 1.600 a); ionio (Th²³⁰, $t_{1/2}$: 80.000 a), ambos de la serie del U²³⁸; protactinio-231 (Pa²³¹, $t_{1/2}$: 34.000 a), de la serie del U²³⁵ y mesotorio-1 (Ra²³⁸, $t_{1/2}$: 6,7 a.) de la serie del Th²³².

De los métodos más comunes se citan:

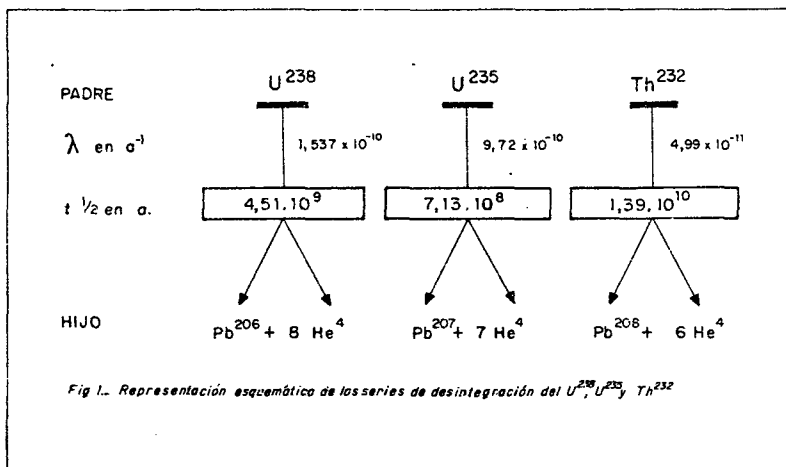
a- Ionio-Thorio (Th²³⁰/Th²³²). Sugerido por Picciotto y Wilgen en 1954 para datar sedimentos marinos. Los resultados obtenidos con su apli

cación, demuestran la precipitación preferencial del ionio y que el contenido de éste disminuye con la profundidad, lo que permite medir la edad. Su rango de aplicación se extiende hasta 0,3-0,4 m.a.)

b- Protactinio-torio ($\text{Pa}^{231}/\text{Th}^{230}$). Se utiliza para determinar la edad de sedimentos marinos y la velocidad de depositación, siendo la edad límite del mismo de 175.000 a.

7.1.7. Método U, Th/Pb

Este método es uno de los más conocidos y utilizados; se basa en las series de desintegración del uranio y torio. Conocido bajo la denominación de método uranio-plomo, incluye las relaciones $\text{U}^{238}/\text{Pb}^{206}$, $\text{U}^{235}/\text{Pb}^{207}$ y $\text{Th}^{232}/\text{Pb}^{208}$. Estas tres series se esquematizan de la manera representada en la figura.



Tanto el Pb^{206} , Pb^{207} y Pb^{208} son isótopos estables y al ser producidos por la desintegración radiactiva reciben el nombre de plomo radigénico, para ser diferenciados de los isótopos que constituyen el plomo común; por lo tanto se definirán los distintos tipos de plomo. Plomo común, es el elemento plomo presente en minerales portadores del mismo; está constituido por los isótopos de masas Pb^{204} , Pb^{206} , Pb^{207} y Pb^{208} , siendo los tres últimos una mezcla de plomo primitivo y plomo radigénico.

Plomo primitivo, es aquél cuya composición isotópica corresponde a la del plomo existente en el momento de la primera cristalización de la Tierra; corresponde a la composición isotópica del plomo de los meteoritos y da una edad para la Tierra de 4560 ± 50 m.a. (Patterson, 1953) Plomo radigénico, corresponde al originado en los procesos de desinte-

gración radiactiva de las series del U^{238} , U^{235} y Th^{232} .

Del elemento uranio se conocen tres isótopos, U^{238} , U^{235} y U^{234} , que se presentan en los minerales de ese elemento en la proporción que se da a conocer:

U^{238}	:	99,274 %
U^{235}	:	0,720 %
U^{238}	:	0,006 %

Al ser esta proporción constante, conocida la cantidad de uranio total, se puede determinar la de cada uno de los isótopos del uranio. Para la relación U^{238}/U^{235} , Senftle et al., (1957) fijaron el siguiente valor:

$$N_{U^{238}} : N_{U^{235}} = 137,7 \pm 0,32$$

Por su parte el torio está constituido por un solo isótopo, el Th^{232} .

La determinación de las cantidades de uranio, torio y plomo en una primera etapa se llevaban a cabo por métodos químicos convencionales; en este caso la ecuación general para hallar la edad es:

$$t = \frac{Pb}{U + 0,36 Th} \cdot 7.600 \text{ m.a.} \quad (1)$$

Esta forma de efectuar el cálculo no permite diferenciar el plomo común del radigénico, por lo cual en el caso de existencia de plomo del primer tipo la edad será mayor que la real. Actualmente sólo se puede aplicar a uraninitas de pegmatitas en las cuales se conoce no se presenta ese tipo de plomo.

La determinación del plomo por dilución isotópica permite conocer la cantidad total del mismo y también la de cada uno de los cuatro isótopos de ese elemento. De esta forma puede saberse si el mineral en análisis se halla contaminado o no por plomo común, ya que su presencia se detecta por la cantidad del isótopo Pb^{204} presente. El análisis isotópico cuyos resultados son negativos para este isótopo, indica que el mineral no está contaminado. En caso contrario en base a la abundancia de ese isótopo se puede efectuar la corrección para eliminar la proporción de Pb^{206} , Pb^{207} y Pb^{208} correspondientes al plomo común y obtener así las cantidades de los isótopos radigénicos.

Una vez determinadas las abundancias totales de uranio y torio y la composición isotópica del plomo radigénico, la edad se calcula por las relaciones: Pb^{206}/U^{238} ; Pb^{207}/U^{235} ; Pb^{208}/Th^{232} y Pb^{207}/Pb^{206} .

Si la muestra ha permanecido como un sistema cerrado durante todo el tiempo, las cuatro edades obtenidas sobre ella serán idénticas o sea concordantes. En este caso la edad que se obtiene se llama "edad"

"real".

En el caso de que las edades halladas por medio de esas ecuaciones difieran en más del 10 % se denominan discordantes; el esquema general de esta discordancia es: $Pb^{207}/Pb^{206} > Pb^{207}/U^{235} > Pb^{206}/U^{238} > Pb^{208}/Th^{232}$. Los factores que pueden causar estas discordancias son:

- Pérdida de Rn^{222} o de otros productos hijos intermedios de las tres series de desintegración.
- pérdida de uranio, torio, plomo o bien de todos.
- deposición de plomo común
- errores analíticos y de las constantes de desintegración.

Ahrens (1955) fue el primero en observar una relación lineal para edades discordantes, cuando la relación Pb^{207}/U^{235} se representaba en contra de la Pb^{206}/U^{238} . Wetherill (1956) introdujo la curva que llamó concordia, que representaba la unión de todos los puntos que tienen iguales edades Pb^{207}/U^{235} y Pb^{206}/U^{238} . Por lo tanto, si ambas relaciones isotópicas caen dentro de la curva de concordia, las edades serán concordantes; cualquier punto que no caiga sobre esa línea representa una edad discordante. La solución gráfica para hallar la edad en

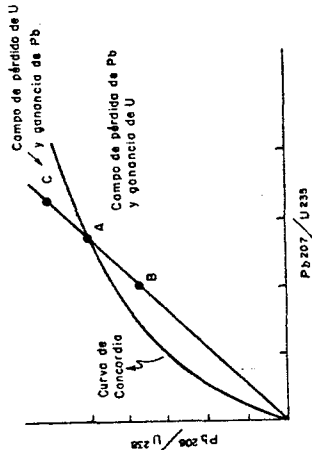


Fig. 2 - Curva de concordia (según Stieff y Stern, 1961)

el caso de que sean discordantes fue desarrollada por ese autor y todos los análisis que se usan en el gráfico de concordia deben ser corregidos por la presencia de plomo no-radigénico. La prueba matemática de estos gráficos son complejas, por lo cual se indica rápidamente la forma de hallar la edad verdadera de acuerdo al esquema de Stieff y Stern (1961). En la figura se asume que las muestras A, B y C fueron formadas al mismo tiempo

t. La muestra A no está alterada; B ha perdido plomo o ganado uranio recientemente; C ha perdido uranio o ganado plomo recientemente. Luego la curva de concordia en término de relaciones molares está definida para valores entre cero e infinito.

$$N^{206}/N^{238} = e^{-\lambda^{238}t} \quad (2)$$

$$N^{207}/N^{235} = e^{-\lambda^{235}t} \quad (3)$$

El punto A queda sobre la curva de concordia, mientras que los puntos B y C no. La pendiente de la línea que une el punto A con el origen, multiplicada por la abundancia atómica presente de $U^{238}/U^{235} = 137.8$ debe dar el valor de la relación Pb^{207}/Pb^{206} del plomo radigénico de la muestra A.

$$N^{207}/N^{235} \times N^{238}/N^{206} \times 1/137,8 = N^{207}/N^{206} \quad (4)$$

La pendiente de la línea que pasa por el origen y a través de los puntos B y C multiplicada por 1/137,8, dará los valores de la relación N^{207}/N^{206} de B y C.

Por lo tanto la representación gráfica nos permite determinar la edad del mineral, ya que la línea trazada a través de los puntos de cada muestra y el origen nos dará la idea de su intersección con la curva de concordia. Además, la relación $\frac{BA}{CA} \times 100$ nos dará el porcentaje de pérdida de plomo o ganancia de uranio, mientras que la relación $\frac{CA}{OC} \times 100$ nos dará el porcentaje de la pérdida de uranio o ganancia de plomo.

Este método puede aplicarse a minerales portadores de uranio y/o torio, en especial uraninitas, pechblendas y torianita y también a los accesorios de rocas ígneas como circón, monacita, etc. Esto limita las aplicaciones del método a minerales radiactivos que no son comunes en todos los tipos de rocas. Por ello, con la aparición de los métodos K-Ar y Rb-Sr ha perdido importancia, aunque aún se lo utiliza en muchos laboratorios.

La ventaja más notable es que permite calcular la edad de un mineral por cuatro caminos diferentes basados en tres constantes de desintegración distintas. Si las edades halladas de ese modo son "concordantes", se considera que el sistema siempre actuó como ciclo geoquímico cerrado y por lo tanto la edad se llama "verdadera". En el caso de que sean discordantes, el gráfico de concordia permite calcular la edad de la muestra.

7.1.8. Método plomo-plomo

La posibilidad de determinar la edad aunque sea aproximada, de yacimientos de sulfuros tiene gran importancia. Esto puede lograrse por medio del método conocido como plomo-plomo, que se basa en tres premisas fundamentales:

- a- la composición isotópica del plomo primitivo u original, es conocida.
- b- la edad de la Tierra desde el momento en que se produjo la cristalización del plomo primitivo, se conoce.
- c- se puede determinar la composición isotópica del plomo del mineral, que se supone es la mezcla de plomo primitivo y radigénico.

Los estudios de Patterson sobre meteoritos permitieron probar que en aquellos libres de uranio, la composición isotópica del plomo es la misma, por lo cual se acepta que representa la del plomo primitivo u original; los valores aceptados son:

$$Pb^{206}/Pb^{204} : 9,56; Pb^{207}/Pb^{204} : 10,42; Pb^{208}/Pb^{204} : 29,71$$

El mismo autor en base a estos datos calculó una edad de

4.560 ± 70 m.a. para la edad de la primera cristalización.

Para explicar la base y metodología de este método se supone:

- a- En la primera etapa de enfriamiento de la Tierra no existía plomo radigénico; el plomo primitivo poseía la composición isotópica señalada más arriba.
- b- Con el paso del tiempo, las cantidades de Pb^{206} , Pb^{207} y Pb^{208} aumentan debido a los procesos de desintegración del U y Th. El incremento del plomo radigénico a partir de una cantidad dada de las relaciones U/Pb y Th/Pb, debe seguir una curva de crecimiento simple que demuestra el aumento de la abundancia de los isótopos hijos con el tiempo debido a la ley de desintegración radiactiva.
- c- Si todo el plomo es extraído para dar origen a un depósito mineral, el plomo común formado (mezcla del primitivo y del radigénico), tendrá una composición isotópica que depende del tiempo t_m transcurrido.

El plomo común originado siguiendo el proceso descrito se denomina "plomo normal". Su composición isotópica puede describirse en términos matemáticos simples y permite determinar el tiempo t_m pasado desde el instante t_0 . En otras palabras, conociendo el valor de t_0 (4.560 m.a.) y hallando la composición isotópica del plomo del depósito se puede conocer el tiempo t_m transcurrido para alcanzar esa composición en base a la ley de desintegración radiactiva. Luego la edad t de esa mineralización será: $t = t_0 - t_m$ (5)

La deducción matemática de las ecuaciones utilizadas en este método se dan en el apéndice adjunto.

Si el plomo formado al pasar a través de las rocas de la corteza es contaminado por plomo radigénico proveniente de un sistema U/Pb y Th/Pb diferente, su composición isotópica no seguirá la curva de crecimiento simple señalado; se lo denomina "plomo anómalo" y en este caso la edad no puede calcularse en todos los casos.

Las edades halladas por este método se llaman "edades modelo" existiendo varios de ellos que se basan en distintos valores aceptados de la composición isotópica del plomo primitivo. El modelo Holmes-Houtermans (figura 3) es uno de ellos y en forma gráfica permite hallar la edad en base a la determinación de la composición isotópica del plomo analizado.

También existen tablas construidas por medio de computadoras, que permiten hallar la edad.

Del mismo modo otros autores han desarrollado otros modelos, siendo los más conoci-

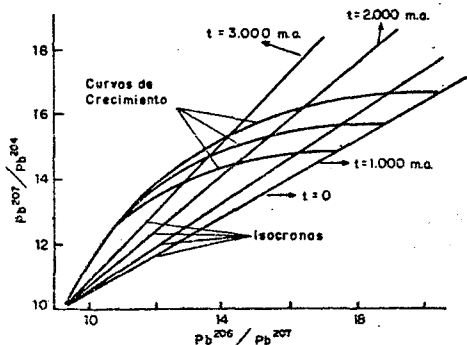


Fig. 3. Modelo Holmes-Houtermans (según Russell y Forquor, 1960)

dos: modelo R.F.C. (Russell, Farquhar y Cummings, 1954); modelo R.S.F. (Russell, Stanton y Farquhar, 1960) etc.

En todos los casos dada la cantidad de premisas básicas en que el método se funda, las edades halladas por él se llaman "edades modelo". En general, para plomos de evolución simple o "plomos normales", las edades encontradas son bastantes acordes con la ubicación geológica, mientras que para plomos con evolución compleja o plomos anómalos, las edades son en general más jóvenes.

Es aceptado que los plomos normales provienen de fuentes profundas, ya sea del manto superior o de las partes inferiores de la corteza, mientras que los anómalos representan la mezcla del tipo anterior con material de la corteza superior.

7.2. Método renio-osmio

El renio posee dos isótopos: Re^{185} y Re^{187} , de los cuales el último es radiactivo y decae por emisión de partículas β^- en el isótopo estable Os^{187} . Las abundancias de los isótopos de estos elementos son:

	Os^{184} : 0,018 %	Os^{188} : 13,3 %
Re^{185} : 37,07 %	Os^{186} : 1,59 %	Os^{189} : 16,1 %
Re^{187} : 62,93 %	Os^{187} : 1,64 %	Os^{190} : 26,4 %
		Os^{192} : 41,0 %

Existe cierta incertidumbre acerca del valor de la constante de desintegración del Re^{187} , siendo el valor aceptado actualmente de $\lambda = 1,61 \cdot 10^{-11} \text{a}^{-1}$.

En la naturaleza no se conocen minerales de renio, siendo la fuente principal de ese elemento el refinamiento de molibdenita, ya que el renio reemplaza al molibdeno en ese mineral; aparte de éste, el renio aparece en minerales de columbio y tantalio.

Tampoco el osmio forma minerales propios y se halla asociado a los del grupo del platino en rocas ultrabásicas.

El método geocronológico $\text{Re}^{187}/\text{Os}^{187}$ es muy similar al de Rb/Sr y una representación gráfica de las relaciones $\text{Os}^{187}/\text{Os}^{186}$ versus $\text{Re}^{187}/\text{Os}^{186}$, da origen a una isocrona de la cual la pendiente se relaciona con la edad, y su interpretación sobre el eje de ordenadas da el valor de la relación inicial $\text{Os}^{187}/\text{Os}^{186}$.

Este método se ha utilizado sólo en la datación de molibdenitas y de algunos minerales raros de pegmatitas. Además, su rango es menor que el cubierto por el método Rb/Sr , dadas el valor de su constante de desintegración y a su baja abundancia en los materiales naturales.

7.3. Método de la isoleucina

Es conocido el hecho de que ciertos aminoácidos que se encuentran en organismos presentan una forma cristalina durante la vida de ellos, que se transforma a otra luego de producirse su muerte. El proceso de racemización de la isoleucina es uno de ellos y por él la L-isoleucina pasa a D- alloisoleucina con una velocidad de racemización conocida.

En este caso particular interesa conocer esa velocidad de racemización que es similar al período de semidesintegración $t^{1/2}$ de un isótopo radiactivo, por lo cual en base a ese valor y al contenido de las dos formas del aminoácido, puede calcularse el tiempo transcurrido desde la muerte del organismo.

Para huesos de animales, Bada (1972), halló un valor de $t^{1/2}$ de 100.000 a. a 20°C y de 290.000 a. a 15°C. y en base a sus experiencias indicó que pueden medirse edades comprendidas en el rango de 20.000 a 400.000 a.

Si bien el método se halla en etapa experimental y se conoce que la edad hallada puede estar afectada seriamente por las temperaturas del medio ambiente en que se conservaron los restos, la posible utilización de esta técnica permitiría datar materiales de interés arqueológico y antropológico de hasta 500.000 a., o sea unas 10 veces más que las edades que pueden obtenerse por el método de carbono-14.

7.4. Bibliografía

- BADA, J.L., 1972. The dating of fossil bones using the racemization of isoleucine. Earth and Planetary Scie. Letters, 15, 3, 223-31
- DOE, R.R., 1970. Lead Isotopes. Springer-Verlag
- GOTTFRIED, O., JAFFE, H.W. y SENFTLE, F.E., 1959. Evaluation of the Lead-Alpha (Larsen) Method for determining Ages of igneous rocks. U.S. Geological Sur. Bull. 1097-A.
- HAMILTON, E.I., 1965. Applied Geochronology. Academic Press.
- RUSSELL, R.D. y FARQUHAR, R.M., 1960. Lead Isotopes in Geology. Interscience Publishers Inc.

APENDICE. Dedución de las ecuaciones utilizadas en el método plomo-plomo.

Sea el número de átomos de U y Th al tiempo t_0 :

$$U^{238} e^{\lambda t_0}; \quad U^{235} e^{\lambda' t_0} \quad \text{y} \quad Th^{232} e^{\lambda'' t_0} \quad \text{y el número de átomos al tiempo } t_m \text{ de la mineralización}$$

$$U^{238} e^{\lambda t_m}; \quad U^{235} e^{\lambda' t_m} \quad \text{y} \quad Th^{232} e^{\lambda'' t_m} \quad \text{donde:}$$

t_0 : es la edad de la Tierra; t_m : la de la mineralización; λ , λ' y λ'' , las constantes de desintegración del U^{238} , U^{235} y Th^{232} , respectivamente.

El número de átomos hijo formado durante el período t_0-t_m , estará dado por:

$$U^{238} e^{\lambda t_0} - U^{238} e^{\lambda t_m} = U^{238} (e^{\lambda t_0} - e^{\lambda t_m}) \quad (1)$$

$$U^{235} e^{\lambda' t_0} - U^{235} e^{\lambda' t_m} = U^{235} (e^{\lambda' t_0} - e^{\lambda' t_m}) \quad (2)$$

$$Th^{232} e^{\lambda'' t_0} - Th^{232} e^{\lambda'' t_m} = Th^{232} (e^{\lambda'' t_0} - e^{\lambda'' t_m}) \quad (3)$$

El número de átomos de producto hijo formado al tiempo t_m

será:

$$(Pb^{206})_{t_m} = (Pb^{206})_{t_0} + \left[(U^{238})_{t_0} - (U^{238})_{t_m} \right] \quad (4)$$

que puede expresarse como:

$$(Pb^{206})_{t_m} = (Pb^{206})_{t_0} + U^{238} (e^{\lambda t_0} - e^{\lambda t_m}) \quad (5)$$

dividiendo por Pb^{204} la ecuación anterior resulta:

$$\left| \frac{Pb^{206}}{Pb^{204}} \right|_{t_m} = \left| \frac{Pb^{206}}{Pb^{204}} \right|_{t_0} + \frac{U^{238}}{Pb^{204}} (e^{\lambda t_0} - e^{\lambda t_m}) \quad (6)$$

en forma similar será:

$$\left| \frac{Pb^{207}}{Pb^{204}} \right|_{t_m} = \left| \frac{Pb^{207}}{Pb^{204}} \right|_{t_0} + \frac{U^{235}}{Pb^{204}} (e^{\lambda' t_0} - e^{\lambda' t_m}) \quad (7)$$

$$\left| \frac{Pb^{208}}{Pb^{204}} \right|_{t_m} = \left| \frac{Pb^{208}}{Pb^{204}} \right|_{t_0} + \frac{Th^{232}}{Pb^{204}} (e^{\lambda'' t_0} - e^{\lambda'' t_m}) \quad (8)$$

Las ecuaciones (6), (7) y (8) son llamadas curvas de crecimiento. Combinando las ecuaciones (6) y (7) y recordando que: $U^{238}/U^{235} = 137,8$, se obtiene la ecuación de una línea recta denominada isocrona para la relación Pb^{207}/Pb^{206} , cuya pendiente S esta dada por:

$$S = \frac{\left| \frac{Pb^{207}}{Pb^{204}} \right|_{t_m} - \left| \frac{Pb^{207}}{Pb^{204}} \right|_{t_0}}{\left| \frac{Pb^{206}}{Pb^{204}} \right|_{t_m} - \left| \frac{Pb^{206}}{Pb^{204}} \right|_{t_0}} = \frac{e^{\lambda' t_0} - e^{\lambda' t_m}}{137,8 (e^{\lambda t_0} - e^{\lambda t_m})} \quad (9)$$

En forma similar se obtiene:

$$S' = \frac{\frac{Pb^{208}}{Pb^{204}}_{tm} - \frac{Pb^{208}}{Pb^{204}}_{to}}{\frac{Pb^{206}}{Pb^{204}}_{tm} - \frac{Pb^{206}}{Pb^{204}}_{to}} = \frac{e^{\lambda t_o} - e^{\lambda t_m}}{e^{\lambda^{206} t_o} - e^{\lambda^{206} t_m}} \quad (10)$$

Las ecuaciones (9) y (10) se conocen como ecuación isocrona de Houtermans. Por medio de ellas si los valores medidos de la relación Pb^{207}/Pb^{204} se representan contra los de la relación Pb^{206}/Pb^{204} , todos los plomos de la misma edad caerán sobre una misma línea recta que pasa a través de los valores $(Pb^{206}/Pb^{204})_{t_o}$ y $(Pb^{207}/Pb^{204})_{t_o}$. Del mismo modo si se utilizan las relaciones (Pb^{208}/Pb^{204}) y (Pb^{206}/Pb^{204}) , se obtiene otra isocrona.

8. ISÓTOPOS DEL ESTRONCIO Y DEL PLOMO EN GEOLOGIA

Carlos O. Latorre y Enrique Linares

- 8.1. Isótopos del estroncio. Generalidades.
 - 8.2. Isótopos del estroncio en la litósfera. Abundancia.
 - 8.3. Isótopos del plomo. Generalidades.
 - 8.4. Distribución de los isótopos del plomo .
 - 8.5. Bibliografía
- 8.1. Isótopos del estroncio. Generalidades

Admitiendo que el magma pueda ser generado en el Manto Superior o en los niveles más bajos de la corteza continental, resultaría de sumo valor determinar su origen para cada caso particular. La utilización de los isótopos del estroncio provee información acerca de este problema, sin entrar a juzgar la historia previa del estroncio antes de incorporarse al magma.

Casi todas las rocas poseen rubidio y estroncio en pequeñas cantidades, aunque ninguno de estos dos elementos químicos constituyan minerales petrográficos principales.

El rubidio se halla disperso en los minerales de potasio como muscovita, ortoclasa, microclino y biotita y es menos abundante en anfíboles y piroxenos. Se concentra en la fase pegmatítica y la relación K-Rb decrece durante la diferenciación magmática. La proporción de rubidio en las plagioclasas es sumamente baja.

Se conocen varios minerales de estroncio, de los cuales celestina y estroncianita son los más importantes, pero su distribución es restringida. El estroncio está disperso en las rocas ígneas, pudiendo sustituir al calcio, preferentemente en las plagioclasas. En la ortoclasa y en el microclino ocupa lugares del potasio.

Los isótopos del estroncio son cuatro: Sr^{84} , Sr^{86} , Sr^{87} y Sr^{88} siendo sus abundancias medias relativas:

Sr^{84} : 0,56 %	Sr^{87} : 7,02 %
Sr^{86} : 9,06 %	Sr^{88} : 82,56 %

El Sr^{87} se acrecienta con el tiempo como consecuencia del decaimiento del Rb^{87} , isótopo radiactivo del rubidio. Los isótopos del Rubidio son dos, Rb^{85} y Rb^{87} , siendo sus abundancias relativas:

Rb^{85} : 72,15 %	Rb^{87} : 27,85 %
----------------------------	----------------------------

La velocidad en el incremento de Sr^{87} como consecuencia de la desintegración del rubidio radiactivo es muy baja, dado que la vida media del Rb^{87} es muy grande, $4,7 \cdot 10^9$ años y además, porque depende de las cantidades originales de Rb y Sr en la roca.

Así en un caso particular, la cantidad de Sr^{87} actual dependerá de las cantidades originales de Rb y Sr y de la proporción de Sr^{87} en el momento de la cristalización.

Las variaciones en la abundancia del Sr^{87} se expresan con respecto a la del Sr^{86} ; por ejemplo el valor actual para el agua de mar se indica: $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86} = 0,709 - 0,719$.

El valor de la relación actual $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ se puede obtener a partir de la ley fundamental de la desintegración radiactiva:

$$x_p = x_o + \lambda + k (\text{Rb}/\text{Sr}) \quad (1)$$

donde:

x_p : relación actual $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$

x_o : relación inicial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$

λ : constante de desintegración del $\text{Rb}^{87} = 1,47 \cdot 10^{-11}$ a⁻¹

k : coeficiente variable que relaciona $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ con Rb/Sr

Rb/Sr : relación de concentraciones

Esa ecuación corresponde a una recta (isocrona, Ver Capítulo 4,4.5) que indica variaciones en la relación $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ en función de las concentraciones de Rb y Sr y del tiempo transcurrido.

8.2. Isótopos del estroncio en la litósfera. Abundancia.

La composición química del Manto Superior es semejante a la de los meteoritos condriticos. Suponiendo que ambos hayan sido formados en un mismo sistema, deben tener igual composición isotópica del estroncio. Para los meteoritos se han determinado distintas relaciones de Rb/Sr y un valor coincidente de la relación inicial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86} = 0,699$.

Por el origen común de meteoritos y de la Tierra, ésta debería tener el mismo valor de la relación inicial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$

El promedio de la relación Rb/Sr de las fuentes basálticas del Manto Superior fue calculada en 0,025, suponiendo que el estroncio residió en éste durante $4,6 \cdot 10^9$ años y siendo su relación inicial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86} = 0,699$, como en sus parientes los acondritos.

Puede llegarse al conocimiento más directo de la composición isotópica del Manto Superior suponiendo que las rocas basálticas (de composición semejante y de amplia difusión en la superficie), provienen de aquella zona y que no hayan sido contaminados durante su desplazamiento hacia los niveles más altos. A ese respecto las mejores seguridades las ofrecen las rocas volcánicas de las islas oceánicas. Teniendo en cuenta que no se ha comprobado la existencia de fraccionamiento isotópico del estroncio en la naturaleza, se puede admitir la igualdad isotópica entre el Manto Superior y las rocas que se suponen derivadas de él.

Para los basaltos oceánicos se halló una relación inicial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ comprendida entre 0,702 y 0,705, mientras que para los terrestres se halló un valor algo mayor, entre 0,703 y 0,711.

Conforme al comportamiento geoquímico que le cupo al rubidio durante la diferenciación primaria en la que emigró junto a otros alcalinos hacia la corteza, es de esperar que las rocas de ésta posean relaciones Rb/Sr más altas que las del Manto Superior. Pero los valores de las relaciones Rb/Sr y Sr^{87}/Sr^{86} de las rocas graníticas de la corteza continental son menos fáciles de determinar, dadas la gran variedad de edades y composiciones químicas. Conforme a las investigaciones de varios autores, se estima que la relación Sr^{87}/Sr^{86} estaría comprendida entre 0,712 y 0,726, resultando de ese modo más altas que las de los basaltos oceánicos recientes.

Podría conseguirse un valor calculado de la relación Sr^{87}/Sr^{86} adaptado a estos propósitos igual que se hizo para el Manto Superior, considerando que las rocas siálicas tengan un promedio de $2,5 \cdot 10^9$ años y que su estroncio haya emigrado del Manto Superior al tiempo de la formación de estas rocas. Así, se ha encontrado un valor de la relación inicial $Sr^{87}/Sr^{86} = 0,701$. El valor Rb/Sr se toma igual a 0,18, correspondiendo este valor a rocas de diversos lugares como el escudo precámbrico de América del Norte; de ese modo se establece como promedio de la relación Sr^{87}/Sr^{86} actual de las rocas corticales un valor de 0,719, que está de acuerdo con el hallado para aguas superficiales de lagos y ríos y también de conchas de moluscos.

Con lo mencionado hasta aquí se puede esbozar el uso de las relaciones Sr^{87}/Sr^{86} para indicar el origen de las rocas ígneas. A ese fin, Faure y Powell elaboraron el gráfico que se reproduce, donde se presentan dos áreas correspondientes, una a las fuentes del origen

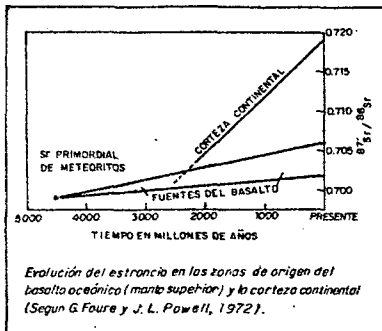
del basalto y la otra a las de las

rocas corticales y proponen:

"Cuando un magma es generado en el Manto Superior y solidifica en la corteza o en la superficie de la Tierra sin contaminación con estroncio extraño, la roca resultante tendrá una relación inicial Sr^{87}/Sr^{86} comprendida en el campo de basalto". Si en cambio el magma es generado por fusión parcial de rocas graníticas

antiguas en la corteza, las rocas resultantes tendrá una relación inicial Sr^{87}/Sr^{86} significativamente más alta que la correspondiente a las fuentes de origen del basalto".

Con lo mencionado hasta aquí se señala como puede utilizarse



la variación de la abundancia isotópica del estroncio, para determinar el origen de las rocas.

En el análisis isotópico por espectrometría de masas se obtienen los valores actuales de las relaciones $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ y el contenido de Rb y Sr total de cada roca; con estos valores y haciendo uso del método de la isocrona Rb/Sr (Ver 4.5.) se puede obtener el valor de la relación inicial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ de cada muestra. Para rocas de edades recientes (Terciario al presente) no es necesario recurrir a ello dado el bajo contenido de Sr^{87} radigénico que poseen esas rocas.

Por otra parte, este método ha sido aplicado para establecer la consanguinidad de una serie de rocas de distinta composición. A ese respecto se ha establecido que cuando en un magma se produce la cristalización fraccionada en un sistema cerrado sin contaminación por estroncio proveniente de la roca de caja, todas las rocas deben tener igual valor de la relación inicial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$. Este concepto de tomar la relación inicial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ para establecer el origen o parentesco de las rocas, ha sido aplicado también a tipos litológicos especiales como lo son las rocas alcalinas y las carbonáticas. En el caso de las rocas alcalinas se ha establecido que ellas han sido formadas a profundidades y en ambientes con relación Rb/Sr baja.

Los valores obtenidos para carbonatitas (cerca de 0,706) indican que han sido derivadas desde la profundidad lo que está de acuerdo a su modo de intrusión y no a partir de la removilización de calizas.

Resumiendo, se dan a conocer los valores medios de las relaciones $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ para diferentes tipos de rocas de la corteza:

Basaltos oceánicos:	0,702	-	0,705
Basaltos terrestres:	0,703	-	0,711
Anortositas	: 0,703	-	0,706
Carbonatitas	: 0,706		
Rocas graníticas	: 0,710	-	0,730

8.3. Isótopos del plomo. Generalidades

Hasta el trabajo pionero de Nier en 1938, se suponía que los minerales de plomo poseían una composición isotópica similar. Desde esa fecha un gran número de análisis isotópicos de diferentes compuestos portadores de dicho elemento indican que tal aseveración no es cierta. Asimismo, dicho investigador demostró que existía una relación entre las cantidades de los isótopos de masas 206, 207, y 208 presentes en la muestra y su edad geológica y que en general el valor de las relaciones $\text{Pb}^{206}/\text{Pb}^{204}$, $\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{204}$ y $\text{Pb}^{208}/\text{Pb}^{204}$ disminuía al aumentar la edad.

Esto se explica, como se señalara en el Capítulo 7.1.8., por la contribución con el tiempo de los isótopos Pb^{206} , Pb^{207} y Pb^{208} , originados en la desintegración radiactiva del U^{238} , U^{235} y Th^{232} , respectivamente, a la composición isotópica del plomo de un mineral. Por otra parte, se ha demostrado que las variaciones en la composición isotópica del plomo se deben a la desintegración de esos elementos y no a efectos físico-químicos como sucede en los isótopos estables de los elementos livianos.

Si se parte de un modelo ideal supuesto 4.500 m.a. atrás, en el momento de la primera cristalización de la Tierra, en dicho instante el plomo tendría una composición isotópica que corresponde a la del llamado "plomo primitivo u original" que según Patterson es similar a la de los meteoritos pobres en uranio y/o torio. Con el transcurrir del tiempo, debido a la desintegración radiactiva de las series del uranio y torio, se origina "plomo radigénico" que corresponde a las masas 206, 207 y 208; en cambio el otro isótopo, Pb^{204} , no se produce en este proceso. Si fenómenos geológicos posteriores dan origen a un depósito mineral, el plomo que lo constituye denominado "plomo común" tendrá una composición isotópica resultante de la mezcla de los otros dos tipos.

La composición isotópica del plomo común por lo tanto estará relacionada con la del plomo primitivo y con el tiempo transcurrido desde la cristalización primera, ya que el componente radigénico del mismo será función de la ley de desintegración radiactiva. Cuanto mayor sea la cantidad de ese componente, mayor será el tiempo transcurrido desde el instante to (4.500 m.a.), e inversamente más joven será el proceso geológico que lo originó a partir del presente.

En base a lo expresado se puede señalar que mientras la cantidad de Pb^{204} ha permanecido constante durante la historia geológica las de Pb^{206} , Pb^{207} y Pb^{208} se han incrementado con el transcurrir del tiempo geológico, ya que a las cantidades originales de esos isótopos se añaden las producidas por los procesos de desintegración del uranio y torio. La formulación del modelo de evolución del plomo y las ecuaciones que lo regulan, tanto de la recta isocrona como de las curvas de crecimiento o evolución, se dan en el Apéndice anexo al Capítulo 7.

Como se señalara en la sección correspondiente al método de datación plomo-plomo (7.1.8.), un cierto número de menas metalíferas de rocas ígneas contienen plomo cuya composición isotópica se desarrolló de acuerdo a un modelo de evolución. En otras palabras, la ca-

tidad de plomo radigénico presente en un plomo común, es proporcional a las cantidades de uranio y torio presentes en la fuente de origen y al tiempo. En estos plomos, llamados "plomos normales", las edades modelo calculadas en base al análisis isotópico se aproxima al tiempo de formación del yacimiento o roca. En cambio, en otros plomos comunes que no se forman en esas condiciones simples de evolución, denominados "plomos anómalos", las edades calculadas son incorrectas; en general estos últimos se caracterizan por su alto contenido en Pb^{206} y Pb^{207} .

Si bien los datos de la composición isotópica del plomo común permiten determinar, en ciertos casos, la edad de la mineralización, también pueden utilizarse para la interpretación de los procesos que le dieron origen, en especial aquellos relacionados con la génesis de yacimientos minerales y rocas, y fuentes de origen de los materiales.

8.4. Distribución de los isótopos del plomo

8.4.1. Plomos normales o de evolución simple

El modelo de una sola etapa o de evolución simple del plomo, asume que la Tierra poseía un valor de la composición isotópica del mismo que corresponde a la del plomo primitivo y que los únicos cambios registrados en las relaciones entre los isótopos radigénicos y el estable (Pb^{204}) se deben a la desintegración radiactiva. La pérdida de parte del uranio, torio y plomo de la fuente no se excluye, pero ella no afecta suficientemente el valor de las relaciones isotópicas, si la fuente del magma o de los metales es un "reservorio infinito".

Las condiciones matemáticas que debe cumplir el plomo de este tipo son tan restringidas que sorprende que puedan permanecer inalteradas por los procesos geológicos a través de los 4.500 m.a. de la historia geológica. Estas condiciones son alcanzadas en especial por los depósitos llamados "exhalativos submarinos". En general en yacimientos de edades más recientes existe tendencia a presentar valores Pb^{206}/Pb^{204} más jóvenes que los esperados. Las rocas ígneas pre-mesozoicas tienen composición isotópica de sus plomos similares a la de los yacimientos de este metal con los cuales se relacionan, mientras que las de edades mesozoicas y cenozoicas, tienen valores de Pb^{206}/Pb^{204} y Pb^{208}/Pb^{204} que son mayores o menores que las que deberían poseer de acuerdo al modelo de una sola etapa.

Los resultados hallados para depósitos de una etapa del Fanerozoico muestran que ellos tienen valores mayores de la relación

Pb^{207}/Pb^{204} que las del manto basáltico. Previamente a la publicación de estos datos, se suponía que los depósitos o rocas con plomos de una etapa derivaban del Manto Superior, pero las diferencias encontradas no permiten asegurar esa suposición. El manto oceánico, por lo menos el Panerozoico, tiene una evolución diferente que la del plomo de los depósitos minerales; en cambio los sedimentos pelágicos parecen poseer composición isotópica similar a la de los yacimientos.

8.4.2. Plomos anómalos o de evolución en dos o más etapas.

El proceso más simple para producir plomos anómalos es el de dos etapas. En un primer paso la composición isotópica proviene de un proceso simple, hasta que uno posterior causa variaciones en la relación U^{238}/Pb^{204} . Según algunos autores este tipo de plomo proviene de lugares contaminados con rocas superficiales, de procesos metamórficos o de granitización de sedimentos en cuencas geosinclinales.

Houtermans reconoció dos tipos de plomos anómalos:

- a- Tipo B (Bleiber) : que corresponde a plomos antiguos que aparecen en rocas jóvenes.
- b- Tipo J (Joplin) : que son plomos jóvenes en comparación con la edad conocida para la mineralización.

Por lo tanto, en ambos casos la edad que puede calcularse puede ser incorrecta; más aún, en el segundo caso frecuentemente se obtienen edades negativas. Para resolver este problema se han desarrollado una serie de modelos matemáticos (isocronas y curvas de evolución secundarias) muy complejas y que no siempre dan resultados satisfactorios.

Russell sólo reconoce el tipo J y considera que todos los depósitos de plomo, excepto los estratiformes, son potencialmente anómalos. Los dos tipos son bien diferentes. El tipo J puede ser considerado verdaderamente anómalo y el mismo se desarrolló en un sistema U-Pb y Th-Pb no constante y al cual se añadió plomo radigénico de otras u otras fuentes. El tipo B representa a plomos rejuvenecidos y emplazados en rocas jóvenes.

8.4.3. Aplicaciones del conocimiento de la composición isotópica del plomo.

La revisión del conocimiento actual sobre la composición isotópica del plomo a los problemas sobre génesis de yacimientos, fuentes de origen, etc., como así a los procesos formadores de rocas, puede resumirse de la siguiente manera:

- 1- Muchos depósitos metalíferos contienen plomo de composición isotópica del modelo de una sola etapa. Esto no implica que el plomo provenga de ciertos horizontes de la Tierra, como ser el Manto Superior o partes más profundas de la corteza, sino que es el resul-

tado de la acumulación de plomo en muy grandes volúmenes de rocas, o sea la mezcla de fuentes heterogéneas a través del tiempo geológico.

- 2- Los depósitos y rocas donde el plomo es de una sola etapa, presentan una composición isotópica diferente de las rocas volcánicas oceánicas.
- 3- Muchos depósitos mayores contienen plomo que evolucionó bajo condiciones más complejas. Para ellos, la edad de los materiales de la fuente puede estimarse. En general, la edad de la mineralización puede obtenerse en forma aproximada cuando son del Fanerozoico inferior o Precámbrico
- 4- Los depósitos individuales de un área tienden a tener relaciones isotópicas casi uniformes, por lo cual un sólo análisis isotópico permite identificar el tipo de plomo, lo que es importante en la prospección.
- 5- Muchos de los depósitos de metales base y preciosos, contienen plomo que se desarrolla según la evolución de una sola etapa, mientras que las manifestaciones no-económicas se formaron en condiciones de evolución más compleja.
- 6- Algunos depósitos mayores, como los del tipo Mississippi Valley poseen plomos del tipo anómalo J. Para esta clase si una manifestación tiene la misma composición isotópica de un yacimiento productor, posee posibilidades de ser de valor económico.
- 7- Los depósitos hidrotermales como los de plomo, cinc y plata, también poseen plomo de composición similar a la del tipo J. Estos depósitos tienen un componente no-magmático del plomo, que probablemente fue adquirido cuando los fluidos mineralizantes atravesaron las rocas de campo adyacentes. En este caso no se conoce ningún depósito de importancia económica de edad Mesozoica o Cenozoica.
- 8- La similitud de la composición isotópica del plomo de los depósitos de cobre con los de las rocas ígneas asociadas y la naturaleza radigénica del plomo de los depósitos hidrotermales de baja temperatura, sugiere que la composición isotópica del plomo de ellos puede paralelizarse con la zonación de metales.
- 9- La presencia de plomo derivado del Th^{232} o sea un valor alto de la relación $\text{Pb}^{208}/\text{Pb}^{204}$ son raramente hallados en depósitos de metales base y preciosos; su presencia indica que tal depósito no es de ese tipo.

Resumiendo puede señalarse que la composición isotópica del plomo de minerales portadores de este elemento, permite aparte de calcular la edad en ciertos casos particulares, brindar información sobre el proceso geológico que le dió origen, fuente de proveniencia de los materiales. En el caso particular de los depósitos minerales, según algunos autores, la composición isotópica de un yacimiento o manifestación puede indicar si el mismo posee o no potencial económico.

8.5. Bibliografía

- DOE, B.R., 1970. Lead Isotopes. Springer-Verlag. N. York
- FAURE, G. y POWELL, J.L., 1972. Strontium Isotope Geology. Springer-Verlag, N. York
- HAMILTON, E.I., 1965. Applied Geochronology. Academic Press. N. York
- RUSSELL, R.D. y FARQUHAR, R.M., 1960. Lead Isotopes in Geology, Interscience Publishers, N. York.

9. ISÓTOPOS ESTABLES EN GEOLOGÍA. ISÓTOPOS DEL HIDRÓGENO, CARBONO, OXÍGENO Y AZUFRE

Raúl Luis Jurío

- 9.1. Consideraciones generales
- 9.2. Procesos de fraccionamiento isotópico
- 9.3. Distribución isotópica del hidrógeno, carbono, oxígeno y azufre en materiales naturales
- 9.4. Bibliografía

9.1. Consideraciones generales

El término isótopo estable es empleado para destacar la existencia de núclidos con una muy pequeña probabilidad de desestabilización energética de sus núcleos atómicos. La muy pequeña probabilidad de desestabilización nuclear, o expresado de otro modo: la extremadamente baja velocidad de decaimiento radiactivo confiere al concepto de isótopo estable un carácter en última instancia relativo, dependiente de la posibilidad técnica de apreciar eventos radiactivos extremadamente lentos.

Las composiciones isotópicas observadas actualmente en los diversos materiales naturales son el resultado de la acción de diferentes procesos de variada índole y significación cuantitativa. Entre estos procesos, los eventos de la nucleosíntesis estelar determinan el carácter de la materia primordial sintetizada, en cuanto fijan la naturaleza química y la composición isotópica de la misma.

Eventos posteriores, tales como los procesos de decaimiento de elementos radiactivos primarios o las reacciones nucleares inducidas por las radiaciones cósmicas, contribuyen entre otros, a modificar las composiciones originales por concentración de los núclidos más estables.

Las modificaciones producidas en las abundancias isotópicas que no obedecen a la acción de procesos nucleares sino a la diferente combinabilidad química de los isótopos o a la acción de ciertos efectos físicos extranucleares, conforman los denominados fraccionamientos isotópicos.

Generalmente los fraccionamientos isotópicos alcanzados en sistemas naturales son pequeños, dependiendo de la naturaleza de los elementos químicos involucrados así como de los compuestos y reacciones químicas participantes. De la totalidad de los elementos químicos, 20 de ellos poseen un único núcleo estable (elementos isotópicamente limpios), mientras que de los elementos restantes (elementos poliisotópicos), aquellos habilitados para alcanzar los mayores fraccionamientos son los que participan en ciclos geoquímicos mayores, presentándo-

se como integrantes de numerosos compuestos (con distintos estados de oxidación, en diversas uniones químicas estables en rangos de temperatura considerables, constituyendo varias fases, etc.).

Los procesos de fraccionamiento isotópico con participación de elementos químicos pesados son generalmente poco efectivos, dado que la magnitud del fraccionamiento establecido resulta proporcional entre otras variables a la diferencia de masas relativa del par isotópico considerado.

Aquellos elementos que permiten ser extraídos en forma cuantitativa y simple de sus combinados, posibilitando además la formación de compuestos gaseosos estables y de bajo peso molecular, pueden ser analizados isotópicamente con precisión. El análisis de masas de sustancias gaseosas (ionización por bombardeo de electrones) tiene la ventaja de permitir operar con condiciones de emisión bien estabilizadas que brindan mayor precisión en las determinaciones que aquellas realizadas a partir de sólidos (emisión termoiónica).

La alta precisión en la determinación de relaciones isotópicas de sustancias gaseosas, reside en el principio del sistema de medida por compensación y comparación rápida introducido por Nier et.al. (1947). De acuerdo con tal sistema de trabajo, las determinaciones que dan normalmente expresadas según:

$$\delta (\%) = \left(\frac{R_m - R_e}{R_e} \right) \cdot 1000 \quad (1)$$

donde R_m y R_e representan la relación entre el isótopo pesado y el liviano analizados, para la muestra y el estándar, respectivamente.

9.2. Procesos de fraccionamiento isotópico

Los procesos que originan fraccionamiento isotópico permiten ser considerados en tres grupos.

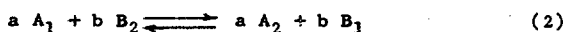
9.2.1. Reacciones de intercambio isotópico en condición de equilibrio químico

Los fraccionamientos isotópicos observados en sistemas químicos en condición de equilibrio, son producto esencialmente de las diferencias en la distribución de la energía vibracional de las moléculas.

Las energías traslacionales y rotacionales de moléculas gaseosas, resultan adecuadamente descritas en términos de la mecánica clásica y no producen por ende, ninguna diferencia en las propiedades químicas de sistemas isotópicos en equilibrio. Las diferencias en la distribución de la energía electrónica de moléculas con los distintos

isótopos de un elemento, inciden en relación con la de las vibraciones moleculares en forma muy subordinada en la generación de fraccionamientos isotópicos.

En general una reacción de intercambio isotópico puede expresarse como:



donde A y B representan a moléculas que tienen un elemento como constituyente común y los subíndices 1 y 2 indican que la molécula contiene uno u otro isótopo del elemento dado.

La expresión de la constante de equilibrio es:

$$K = \left(\frac{A_2}{A_1} \right)^a \cdot \left(\frac{B_1}{B_2} \right)^b \quad (3)$$

El cociente de las relaciones isotópicas del elemento considerado entre los compuestos participantes del proceso de fraccionamiento, se define en el equilibrio, como factor de fraccionamiento isotópico (α). En reacciones de intercambio isotópico en condición de equilibrio químico, se verifica que $\alpha = K^{1/n}$, siendo n el número máximo de átomos intercambiables del elemento y siempre que se cumpla que las posiciones ocupadas por los mismos en la molécula sean realmente equivalentes.

La teoría del fraccionamiento isotópico permite generalizar para las reacciones de intercambio isotópico, que el $\ln K$ resulta proporcional a T^{-2} (temperatura absoluta) en el límite a muy alta temperatura. A muy elevada temperatura las constantes de equilibrio tienden a la unidad, desapareciendo en consecuencia el efecto isotópico. Por el contrario cuando la temperatura absoluta tiende a cero, las constantes de equilibrio tienden generalmente a infinito, indicando separación total de los diferentes compuestos isotópicos.

9.2.2. Fraccionamiento isotópico motivado por efectos cinéticos en reacciones químicas inorgánicas y en sistemas biológicos

La apreciación de fraccionamientos isotópicos de origen cinético, requiere la operación de sistemas isotópicos total o parcialmente abiertos. El enriquecimiento cinético establecido en un sistema isotópicamente cerrado, determina con la finalización de la reacción química o proceso biológico fraccionante, que los productos obtenidos contengan al elemento en consideración bajo la forma de nuevos compuestos químicos, pero prácticamente con las mismas abundancias isotópicas originales.

En reacciones químicas de intercambio isotópico, la diferencia de energía libre productora del intercambio, reside en las pequeñas diferencias de los potenciales químicos de los mismos compuestos con los distintos isótopos de un elemento. Distintamente, los denominados efectos isotópicos cinéticos, establecidos en reacciones químicas inorgánicas y en sistemas biológicos, implican la formación de nuevos compuestos químicos con participación de los distintos isótopos. La diferencia entre los potenciales químicos de productos y reactivos es aquí considerable, por lo que la posición de equilibrio final del sistema, implica una transformación prácticamente cuantitativa de reactivos en productos sin modificaciones apreciables de las relaciones isotópicas originales.

Por los motivos anteriormente comentados, únicamente durante la producción de las reacciones y en el alcance de la posición de equilibrio final, se puede apreciar el enriquecimiento relativo de los isótopos, proporcional por otro lado a las diferencias termodinámicas entre los mismos.

9.2.3. Fraccionamiento isotópico motivado por otros efectos físicos y químicos

Una serie de procesos de fraccionamiento isotópico incluyen a distintos efectos fraccionantes físicos y químicos.

Entre tales procesos se cuenta a los de: difusión, evaporación-condensación, cristalización-fusión, sublimación y condensación, adsorción y desorción, disolución de gases líquidos y sólidos.

Los variados efectos de fraccionamientos isotópicos de origen físico, responden básicamente, a las diferentes movilidades traslacionales asociadas con partículas de distinta masa. Para una determinada energía cinética, dos partículas de masas m_1 y m_2 con velocidades traslacionales respectivas v_1 y v_2 cumplen:

$$\frac{v_1}{v_2} = \left(\frac{m_2}{m_1} \right)^{1/2} \quad (4)$$

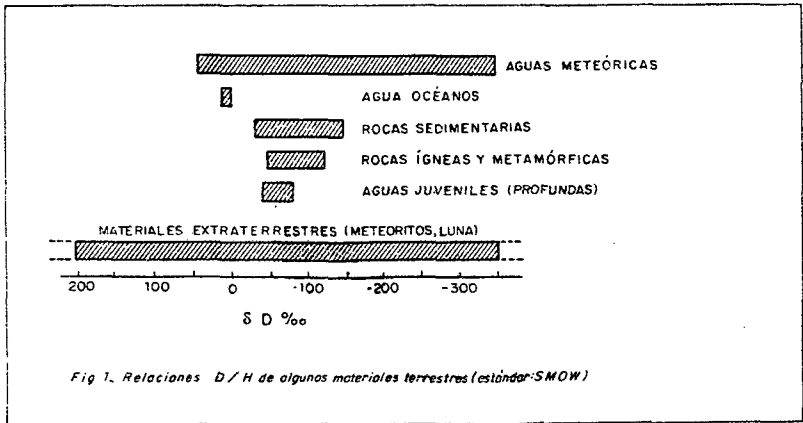
resultando esta relación de las velocidades de desplazamiento traslacional de las partículas, directamente proporcional al factor de fraccionamiento isotópico.

9.3. Distribución isotópica del hidrógeno, carbono, oxígeno y azufre en materiales naturales

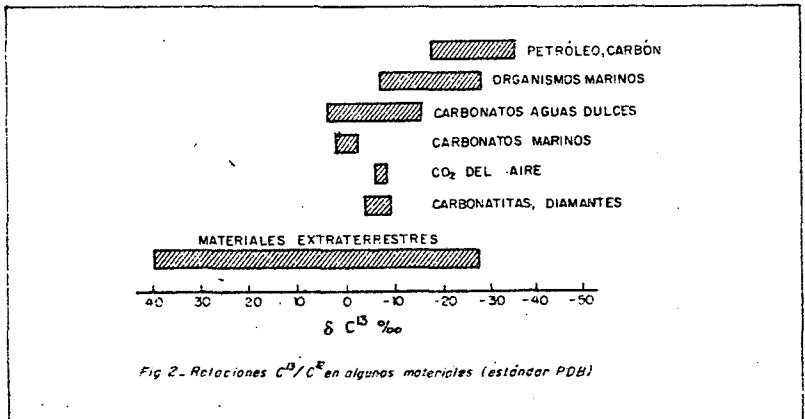
Empleando los conceptos teóricos anteriormente desarrollados, se reconocerán los procesos isotópicos operantes en los distin-

tos sistemas (abiertos, cerrados y semicerrados), responsables de las distribuciones isotópicas observadas por los elementos hidrógeno, carbono, oxígeno y azufre.

En el análisis de la distribución isotópica del hidrógeno, (Fig. 1), se tratarán en especial los procesos de fraccionamiento asociados con el ciclo exógeno del agua, donde el elemento alcanza un rango de variación isotópica máxima de aproximadamente el 35-40 ‰. Se considerarán igualmente otros sistemas isotópicos fraccionantes del elemento de menor efectividad, como los presentes en los ambientes sedimentarios y metamórficos de medio y bajo rango.

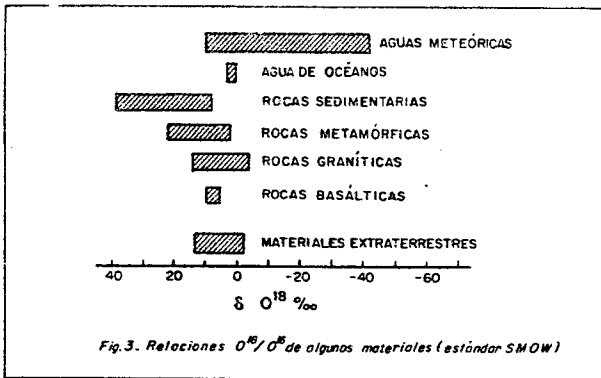


Con la presentación de la distribución isotópica del carbono (Fig. 2), se analizarán los procesos de fraccionamiento operantes en ambientes sedimentarios, donde el elemento alcanza una dispersión isotópica máxima cercana al 6 ‰. Se analizarán igualmente las distribuciones isotópicas establecidas en ambientes ígneos y metamórficos,

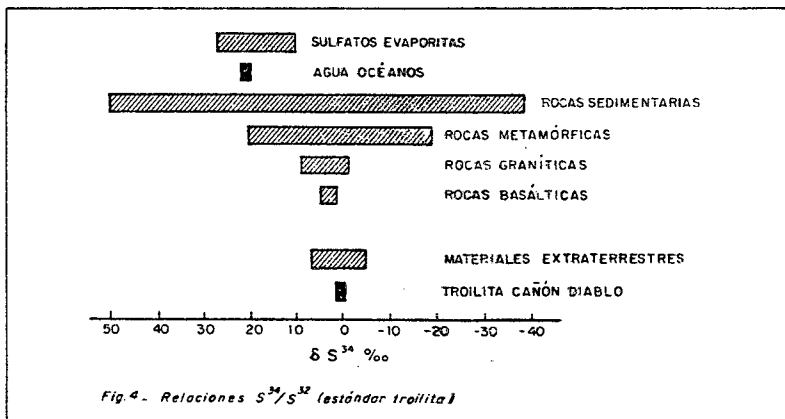


indicándose acerca de las investigaciones actuales sobre el origen de las carbonatitas y el desarrollo de procesos asociados con la degradación de la materia orgánica.

En el análisis de la distribución isotópica del oxígeno (Fig. 3), los procesos de fraccionamiento relacionados con el medio caracterizado por las máximas variaciones isotópicas, aproximadamente un 5 % en aguas meteóricas, resultan comunes con los ya considerados en el hidrógeno. Se analizarán las distribuciones presentes en los demás ambientes naturales, indicándose los principios de la metodología geotermométrica isotópica del oxígeno con sus aplicaciones en petrología y mineralogénesis.



Finalmente, en el tratamiento de la distribución isotópica del azufre se indicarán en detalle los procesos de fraccionamiento presentes en el medio sedimentario, donde la dispersión isotópica del elemento alcanza aproximadamente un 15 %. Se establecerán además los pro-



cesos de fraccionamiento isotópico vigentes en los restantes ambientes naturales, desarrollándose los principios del método geotermométrico isotópico del azufre y sus aplicaciones al establecimiento de temperaturas de cristalización de sulfuros coprecipitados.

9.4. Bibliografía

- BOWEN, R., 1966. Paleotemperature analysis. Elsevier. New York
- HOEFS, J., 1973. Stable isotope geochemistry. Springer-Verlag, New York
- NIER, A.O.C., 1947. A mass spectrometer for isotope and gas analysis. Rev. Sci. Instrum. 18, 398-411
- RANKAMA, K., 1963. Progress in isotope geology. Interscience Publishers. New York

10. METODO DEL TRITIO

Gregorio Baró

- 10.1. Introducción
- 10.2. Origen del tritio
- 10.3. Datos nucleares y expresión de la concentración
- 10.4. Técnicas experimentales
- 10.5. Bibliografía

10.1. Introducción

El tritio, H^3 , resulta un trazador ideal del agua, pues puede formar parte de la molécula de ésta y por lo tanto acompañarla en casi todos los procesos o fenómenos del ciclo hidrológico. Por otro lado, si cierta masa de agua contiene originalmente una concentración conocida de tritio (como pueden ser las aguas subterráneas) y no reciben otros aportes del mismo, es también posible estimar su edad hasta períodos no mayores de 60 a. Estas mediciones también permiten conocer si un determinado acuífero subterráneo recibe recarga de agua de lluvia, que como se sabe contiene una concentración de tritio medible.

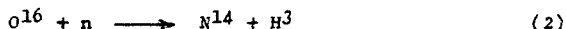
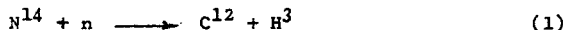
La medición de las concentraciones de tritio, en diversas muestras de agua, constituye hoy, junto con la determinación de las abundancias isotópicas del hidrógeno (D^2/H), carbono (C^{13}/C^{12}), oxígeno (O^{18}/O^{16}), azufre (S^{34}/S^{32}) y del C^{14} , un valioso método auxiliar de la hidrología moderna para determinar edades de aguas, origen, interconexión de acuíferos, recarga, movimientos de masas de aguas, e información sobre problemas de hidrometeorología.

Las aplicaciones del tritio en hidrología se pueden dividir en dos grandes grupos. Uno de ellos es el empleo de tritio artificial como marcador del agua. En este caso una actividad conocida de tritio se incorpora a la masa de agua y luego se mide su concentración a través de los procesos en estudio. Es muy poco utilizado y generalmente se lo reemplaza por algún otro trazador soluble en agua y que sufra poco intercambio, ya que el tritio posee un período de semidesintegración relativamente largo y su medición es más complicada.

El otro método que se detalla en este capítulo, es la medición del tritio que se encuentra en la naturaleza, ya sea proveniente del que se forma por reacciones nucleares de los componentes de la atmósfera con los rayos cósmicos o el producido por explosiones termoneucleares. En este método es cuando se considera al tritio como isótopo ambiental.

10.2. Origen del tritio

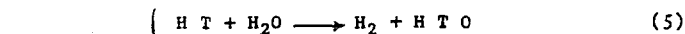
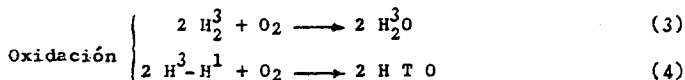
El tritio se forma en la naturaleza por efecto de la reacción de los neutrones de la radiación cósmica con los componentes del aire, preferentemente en las altas capas de la atmósfera, según las siguientes reacciones nucleares:



La producción de tritio en la naturaleza se ha estimado en alrededor de 0,2 átomos de tritio por cm^2 y por segundo, lo cual corresponde a una producción anual de 200 gramos. Teniendo en cuenta su decaimiento y otros factores, se supone que se ha formado una cantidad de este isótopo del orden de 3 a 5 kg (según otros cálculos sería entre 5 y 20 kg).

Por otra parte, ha partir de las explosiones termomucleares se ha inyectado tritio en la atmósfera. La cantidad de tritio incorporado por este medio se puede estimar entre 0,7 y 1,1 kg por megaton de fusión. Hacia fines de la década del 60, se puede calcular que se produjeron alrededor de 220 kg de esta manera, lo que se depositaron en su mayor parte en el hemisferio Norte. También se produce cierta cantidad de este isótopo en los reactores de potencia, en el agua de refrigeración y/o moderador, pero en este caso, su escape a la atmósfera está controlado.

El tritio formado por las reacciones nucleares en la naturaleza o el formado por las explosiones termomucleares se incorpora a las moléculas de agua por oxidación y por intercambio isotópico:



Esta marcación natural del agua, permite estudiar el ciclo hidrológico sobre los continentes y los mares, el origen del agua, así como también determinados parámetros que gobiernan los mecanismos de descarga y recarga de cuerpos de agua.

Las concentraciones de tritio en agua de lluvias del hemisferio Norte después del año 1954, pueden variar entre algunos cientos

de unidades de tritio (U.T.; ver 10,3.), hasta varios miles de U.T. En cambio, en el hemisferio Sur las concentraciones de tritio en aguas de lluvias, son en general 100 veces menores.

En aguas superficiales su concentración es menor que en las de lluvia debido a diluciones que pueden ocurrir con aguas más antiguas. En aguas subterráneas la concentración puede llegar desde 0 hasta cerca de 100 o 200 U.T.

10.3. Datos nucleares y expresión de la concentración

El tritio es un isótopo del hidrógeno y se desintegra por emisión β^- a un isótopo del helio (He^3), según la ecuación:



Su período de semidesintegración es de 12,263 a. y no emite radiación γ . La energía máxima de las partículas β emitida es de 18,0 KeV, con una energía media de 5,5 KeV. El alcance máximo de las partículas β es del orden de 0,6 mg/cm² y por esta razón no se puede medir con contadores Geiger-Müller de ventana fina de mica (mayor de 1,5 mg/cm²).

Generalmente la concentración de tritio se expresa en Unidades de tritio: U.T., siendo:

$$1 \text{ U.T.} = \frac{1 \text{ átomo de tritio}}{10^{18} \text{ átomos de hidrógeno}}$$

Una U.T. equivale a 7,1 des/min por litro de agua.

10.4. Técnicas experimentales

10.4.1. Generalidades

Siendo el tritio un emisor β puro de muy baja energía, su medición presenta algunos problemas especiales. Por ello, se debe recurrir necesariamente a la medición con contadores gaseosos, en los cuales la muestra de tritio se introduce en el detector en la forma de un gas o bien con contadores de centelleo líquido. En este caso la muestra de tritio se puede medir en fase líquida mezclada con una solución centelleadora.

Cuando la muestra a medir proviene de aguas naturales o en otras palabras se quiere medir al tritio como isótopo ambiental, la actividad contenida en las muestras es muy pequeña, del orden de 10 a algunas centenas de U.T. y se debe recurrir al método de enriquecimiento por electrólisis del agua.

Las cantidades mínimas medibles con un contador de fase gaseosa y con el contador de centelleo líquido son del orden de 5 U.T. y 500 U.T., respectivamente.

Esto indica que un sistema de enriquecimiento, que pueda dar un factor de 10, es suficiente para medir la mayoría de las muestras en el hemisferio Norte con un contador de centelleo líquido y prácticamente todas las muestras si se utiliza un contador de fase gaseosa.

Las muestras de agua del hemisferio Sur, tienen una concentración de tritio más baja, y por lo tanto es necesario factores de concentración del orden de 10-100.

10.4.2. Enriquecimiento por electrólisis

A pesar de que se han postulado diferentes métodos para enriquecer las muestras de agua, hoy en día el que se utiliza corrientemente es la electrólisis. Para esto, las muestras (generalmente 250 ml de agua), se colocan en celdas de enriquecimiento, similares a las utilizadas por Bainbridge, de las cuales actualmente se utilizan diversos tipos.

Los materiales usados para construir estas celdas generalmente es el acero inoxidable, pero se usa también frecuentemente el vidrio. El tamaño de las celdas es del orden de 49 cm de largo con un diámetro de 33 a 40 mm. En el caso de las celdas de acero inoxidable, el ánodo está constituido por las paredes y fondo del tubo. El cátodo consiste de otro tubo de diámetro más pequeño (26 mm) que tiene varios agujeros a fin de dejar pasar libremente el líquido y gases que se producen en la electrólisis. En la parte superior de este tubo se adapta un tubo de cobre o plástico para el escape al exterior de los gases. Un aislador amular de PVC "O"ring entre el ánodo y cátodo cierran herméticamente la celda.

En la parte inferior, algunos tipos de celda se estrechan a fin de reducir el volumen de líquido en las etapas finales de la electrólisis y prevenir una densidad de corriente demasiado alta. La aislación del cátodo y ánodo, en la parte inferior se asegura con un aislador de teflon en algunos casos.

Los electrodos, en el caso de ser de acero inoxidable, se tratan previamente a ser usados con ácido fosfórico a fin de producir una superficie uniforme que mejore las variaciones de los factores de enriquecimiento.

Las celdas así construidas trabajan en serie, y se colocan en una heladera especial; a veces cada celda va a su vez colocada en un tanque metálico sumergida en agua que contiene un anticongelante.

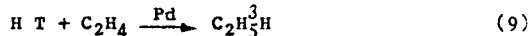
Los tanques se colocan luego en la heladera. Sistemas de 24 celdas en serie son comunes en la actualidad.

Cada celda se llena con 250 ml de agua conteniendo 1 % de Na_2O_2 (en peso) y se hace pasar corriente eléctrica (8-9 amperes/celda), a una temperatura cercana a 1 °C. Después del pasaje de 700 amperes/horas, el volumen se reduce de 250 ml a alrededor de 14 ml.

La muestra reducida se destila. En este procedimiento, se obtiene un 80 % del contenido de tritio que existe originalmente en la celda.

10.4.3. Sistema de medición

En el sistema de contaje por fase gaseosa, el hidrógeno/tritio del agua de la muestra se reduce a hidrógeno elemental y luego se transforma a etano, según la siguiente ecuación:



Existen diversos tipos de tubos contadores, los más usados son los de Oeschger y los de Johnston. Estos contadores trabajan en la zona de proporcionalidad y a fin de disminuir el fondo están blindados por un anillo o corona de tubos Geiger-Müller que trabajan en anticoincidencia.

El sistema a su vez debe ser instalado bajo un blindaje de hierro o plomo viejo.

Contadores de centelleo líquido de bajo fondo, marca Packard o Nuclear Chicago, pueden ser utilizados para el contaje de las muestras enriquecidas de tritio.

En este caso el agua de la muestra enriquecida, después de la destilación se mezcla con una cantidad de solución centelleadora. La solución centelleadora utilizada originalmente, era el dioxano purificado; actualmente se utiliza Instagel.

10.5. Bibliografía

- IAEA, 1963. Radioisotopes in Hydrology. Proceed. Symp. Tokio 1963. IAEA
- IAEA, 1967. Radiative Dating and methods of Low Level Counting. Proceed. Symp. Mónaco 1967. IAEA
- IAEA, 1967. Isotope Hydrology. Proceed. Symp. Viena 1966. IAEA
- IAEA, 1970. Isotope Hydrology. Proceed. Symp. Viena 1970. IAEA
- IAEA, 1973. Isotope Techniques in Hydrology. Bibliog. Series N° 41. V. I y II. IAEA
- IAEA, 1974. Isotope Techniques in Groundwater Hydrology. Proceed. Symp. Viena 1974. IAEA
- U.S.A.E.C., 1965. Proceedings of Sixth Conference on Radiocarbon and Tritium Data. Washington State Univ. Dw. of Tech. Inf. USAEC. Code 650652

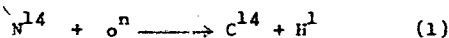
11. METODO DE DATACION CARBONO-14

Leopoldo Magram

- 11.1. Introducción y Generalidades
- 11.2. Ecuación fundamental para el cálculo de edad. Vida media del C¹⁴
- 11.3. Métodos de medición
- 11.4. Rango y errores de medición
- 11.5. Materiales útiles para la datación
- 11.6. Variaciones en la concentración del C¹⁴
- 11.7. Bibliografía

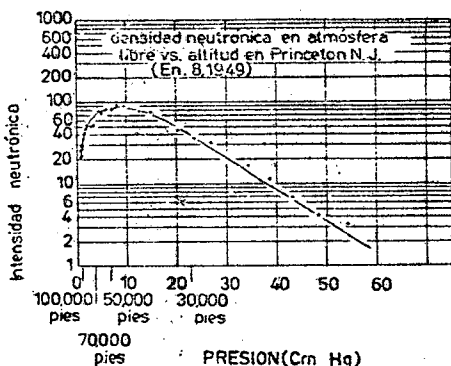
11.1. Introducción y generalidades

Al chocar con la atmósfera terrestre los rayos cósmicos producen diferentes reacciones nucleares en las cuales son emitidos neutrones, protones y otras partículas. Parte de estos neutrones secundarios interaccionan con el nitrógeno atmosférico produciendo el isótopo radiactivo del carbono, C¹⁴, de acuerdo a la ecuación:



El C¹⁴ así producido reacciona rápidamente con el oxígeno formando CO₂.

Como los neutrones producidos por los rayos cósmicos son más abundantes a alturas considerables, la producción de C¹⁴ está confinada a altitudes de 4.000 m. y



mayores. El CO₂ derivado del C¹⁴ llega a la superficie de la Tierra en un tiempo relativamente corto. El CO₂ que contiene C¹⁴ es sólo una pequeña fracción del CO₂ atmosférico total, siendo la relación C¹⁴/C¹² de aproximadamente 10⁻¹².

A través del proceso de fotosíntesis las plantas adquieren pequeñas cantidades de C¹⁴, mientras que los animales lo hacen a través de sus alimentos; por consiguiente todos los seres vivos tienen una cierta cantidad de C¹⁴. Asimismo, grandes cantidades de C¹⁴ entran en los océanos primero como CO₂ disuelto y también como carbonatos y bicarbonatos, debido al intercambio de los componentes con el dióxido disuelto.

Cuando la planta o animal muere, el intercambio de CO₂ con el medio termina y el C¹⁴ no es más agregado al organismo. Desde este momento el contenido de C¹⁴ disminuye con el tiempo debido al proceso de decaimiento radiactivo del mismo: C¹⁴ → N¹⁴ + e (2)

Surge así claramente que de poder medirse la cantidad remanente de C^{14} en una muestra, en base a la ecuación del decaimiento radiactivo puede calcularse el tiempo transcurrido desde su muerte.

La primera suposición sobre la que se basó el método de datación radicarbónica, fue que todos los organismos adquieren durante su vida igual cantidad de C^{14} por gramo de carbono que poseen, sea recientemente o miles de años atrás. Dicho de otra manera, la producción de C^{14} por la radiación cósmica debe haberse mantenido constante durante los últimos 70.000 años. La segunda suposición es que los distintos reservorios -atmósfera, biósfera y océanos- mantuvieron iguales características en el intercambio de carbono.

Los datos con que se cuenta actualmente, indican que a pesar de ciertas desviaciones, estas dos condiciones se cumplen.

Debe recordarse que el método de datación radicarbónica salió a la luz a fines de la década del 40, gracias a las investigaciones del profesor William Libby y colaboradores, por lo cual fue merecedor del premio Nobel de Química en 1960.

11.2. Ecuación fundamental para el cálculo de la edad. Vida media del carbono-14.

El número de átomos de una sustancia radiactiva que se desintegra durante un cierto tiempo, es proporcional al número de átomos presentes en la sustancia y al intervalo de tiempo considerado.

$$-\Delta N = \lambda N \Delta t \quad (3)$$

Si hacemos Δt suficientemente pequeño y se integra a la ecuación anterior, se obtiene la siguiente expresión: $N = N_0 e^{-\lambda t}$ (4) donde: N_0 número de átomos activos presentes al tiempo t_0 ; N número de átomos activos presentes al tiempo t y λ constante de desintegración.

Despejando t , resulta: $t = \frac{1}{\lambda} \ln \frac{N_0}{N}$ (5)

El período de semidesintegración $t^{1/2}$ es el tiempo necesario para que un número estadísticamente significativo de átomos se reduzca a la mitad.

$$t^{1/2} = \frac{\ln 2}{\lambda} = \frac{0,693}{\lambda} \quad (6)$$

La vida media indica el promedio de vida de los átomos de una fuente

$$\theta = \frac{1}{\lambda} = 1,44 t^{1/2} \quad (7)$$

El último valor establecido de $t^{1/2}$ para el radiocarbono es de 5.730 años. Sin embargo, todas las edades publicadas hasta el momento usan el valor anterior de 5.568 años; para convertir estas edades al nuevo valor de $t^{1/2}$ se la debe multiplicar por 1,03. El valor de 5.568 años seguirá siendo usado para la publicación de edades hasta que se

llegue a un acuerdo sobre un valor definitivo de esta constante.

De la ecuación (5) surge al usar ese valor:

$$t = - \frac{5,568}{\ln 2} \ln \frac{N}{N_0} \quad (8)$$

$$t = - 8,035 \ln \frac{N}{N_0} \quad (9)$$

Siendo el número de átomos que decaen por unidad de tiempo directamente proporcionales a la cantidad de C^{14} en el material que se investiga, este valor llamado actividad se usa en la fórmula (9)

$$\text{actividad } A = \frac{dN}{dt} = \lambda N \quad (10)$$

La actividad correspondiente a $t = 0$ se toma igual a la de madera del año 1890 corregida para el año 1950, que es tomada como edad cero. La necesidad de contar con un patrón de este tipo se debe al hecho de que elementos más recientes están afectados por las variaciones en la concentración de C^{14} debidas al uso de combustibles fósiles y a las explosiones nucleares.

En la práctica se utiliza como estándar el ácido oxálico del National Bureau of Standards (USA), del cual el 95 % de su actividad corresponde a la actividad de la madera antes mencionada.

Si se miden las actividades con un contador de fondo F, de una cierta muestra S, y del ácido oxálico, S_0 , la edad está dada por la siguiente ecuación:

$$t = -8,035 \ln \frac{S - F}{0,95(S_0 - F)} \quad (11)$$

que es la ecuación fundamental para el cálculo de la edad.

11.3. Métodos de medición

El problema fundamental de la medición de la radiactividad del C^{14} es debido a las pequeñas cantidades del mismo que se encuentra en las muestras, acentuándose esto para materiales muy viejos.

Se puede comprender más claramente con un ejemplo. 1 gramo de C contemporáneo tiene una actividad de aproximadamente 14 dpm (desintegraciones por minuto); transcurrido un período de semidesintegración, la actividad se reduce a la mitad; para $t = 2 \cdot t_{1/2}$ se reduce a la cuarta parte y en general para $t = n \cdot t_{1/2}$ la actividad será

$$A = \left(\frac{1}{2}\right)^n \cdot 14 \text{ dpm} \quad (12)$$

Así, una muestra de 46.000 años tendrá 0,004 de su actividad original.

Para medir estas actividades actualmente se usan dos métodos: contadores sproporcionales y espectrómetro de centelleo líquido. La muestra debe convertirse en gas o líquido para su medición, siendo en

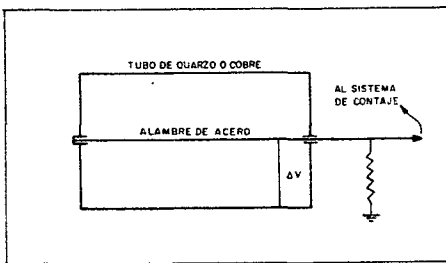
ambos casos el primer paso la combustión de la muestra para obtener CO_2 .

Este gas puede usarse directamente como gas de contaje luego de un delicado proceso de purificación. Otros gases utilizados son el metano, CH_4 , y el acetileno, C_2H_2 . En fase líquida se usa el benceno, C_6H_6 .

Resumiendo los distintos métodos con sus problemas inherentes se tiene

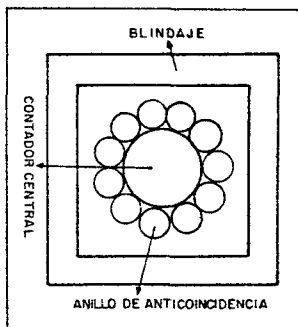
contador proporcional	{	CO_2 muy sensible a las impurezas
		CH_4 contaminación por tritio
		C_2H_2 explosivo
centelleo líquido	{	C_6H_6 baja eficiencia

En el primero de los métodos se coloca la muestra dentro de un tubo construido generalmente de cuarzo, de volúmenes variables, que posee un alambre de acero de muy pequeño diámetro colocado en el centro del mismo. Entre las paredes del tubo y el alambre se usa comúnmente una diferencia de potencial de 6.000 V. Cada vez que un átomo se desintegra, emitiendo una partícula β^- , ésta ioniza el gas produciendo un pulso factible de detectar, midiendo de ese modo la actividad de la muestra.



Dado los bajos niveles con que se trabaja es imprescindible, a fin de obtener resultados satisfactorios contar con un muy bajo fondo. Este se debe fundamentalmente a la radiación cósmica, radiación gamma y a la radiación propia de los elementos usados en la construcción de los contadores.

La radiación cósmica es absorbida con un blindaje de hierro o plomo de aproximadamente 20 cm de espesor. Neutrones secundarios producidos por la radiación cósmica en el blindaje, se absorben con una capa de parafina y ácido bórico. Los mesones más energéticos de la radiación cósmica no pueden ser absorbidos por el blindaje. Debido a esto se ideó un sistema mediante el cual el tubo contador propiamente dicho se encuentra en el interior de un anillo formado por otros tubos contadores interconectados entre sí, conteniendo un



gas que no posea C^{14} . De esta manera se pueden cancelar los pulsos que ocurren simultáneamente en el contador central y en el anillo de protección, debidos obviamente a causas ajenas a la desintegración de la muestra.

Con un sistema de este tipo, denominado de anticoincidencia, se logra disminuir el fondo a niveles adecuados. Un contador típico de un litro de volumen, tiene un fondo de 1 a 2 cuentas por minuto.

El segundo método se utiliza sólo para análisis de muestras con alta actividad donde los requerimientos son menores.

11.4. Rango y errores de medición

El error estadístico en el cálculo de edad por radicarbono depende del número total de desintegraciones contadas y es inversamente proporcional a la raíz cuadrada del mismo. El error de conteo usualmente dado como desviación estándar, es expresado directamente como error en la edad como resultado final. Cuanto más joven sea la muestra menor será el error, dado su alta actividad; también se puede disminuir el mismo contando por períodos de tiempo relativamente largos. De cualquier manera, la práctica fija los límites de este período en 48 horas, pues para disminuir aún más el error de manera significativa, debería contarse la muestra por tiempos excesivamente largos, tal vez semanas.

En un período de conteo de uno o dos días, un contador típico dará una edad de 10.000 años con un error de ± 100 años y una de 30.000 años con un error de ± 800 años.

En promedio, los laboratorios actualmente pueden datar muestras de hasta 40.000 años; pocos de ellos pueden llegar a 50.000 años. Con un proceso de enriquecimiento isotópico por difusión térmica, se puede llegar a 65.000 ó 70.000 años.

En muestras muy viejas, el problema de contaminación por C contemporáneo se torna practicamente insoluble. Un 1 % de contaminación en una muestra de 38.000 años daría por resultado una edad 5.500 años más joven, mientras que el mismo porcentaje de contaminación en una de 5.570 años, daría solamente 80 años más joven.

11.5. Materiales útiles para la datación

Requisito importante en la técnica de datación radicarbonica es que el material que ha de medirse contenga átomos del carbono original que estuvo presente en la muestra al momento de su muerte. Esto significa que la forma química en que se halla combinado el C puede influir sobre la validez de los resultados obtenidos. En general se recomiendan los siguientes elementos, en el orden de preferencia dado:

madera bien preservada
materiales orgánicos carbonizados
sedimentos de lagos
conchillas bien preservadas

En cuanto a la cantidad que es necesaria depende del tipo de muestra, del contenido de carbón luego del pre-tratamiento de la misma, el tamaño del contador y de la presión de trabajo. Para un tubo contador de 2,5 lt. y una presión de trabajo de 3 atmósferas, se necesitan 7,5 lt. de CO_2 o sea alrededor de 4 gramos de carbono. Para esta cantidad serían necesarios aproximadamente 10 g de madera y de 40 a 80 g de conchillas marinas.

11.6. Variaciones en la concentración de C^{14}

La creciente importancia del método de datación por radicarbono no ha hecho imperiosa la necesidad de estudiar las limitaciones inherentes al mismo, especialmente en lo que se refiere a las variaciones en la concentración de C^{14} en la atmósfera durante el pasado.

A través de pacientes investigaciones en muchos laboratorios se ha encontrado que existen desviaciones entre las edades obtenidas y las reales, dependiendo del período del cual se trate. Se han datado muestras de edades conocidas del antiguo Egipto, hasta alrededor de 5.000 años atrás y las edades radicarbonicas resultaron algo más jóvenes.

Estudios realizados sobre anillos de árboles en secuoias gigantes y en pinos, permitieron establecer una cronología muy exacta que se remonta a 7.500 años AP (AP: antes del presente; presente: año 1950).

H.E. Suess realizó una curva de calibración de las edades obtenidas por C^{14} en función de la cronología antes mencionada. La evidencia mostró definitivamente que las edades por C^{14} son cada vez más jóvenes que la edad real, alcanzando una desviación máxima de un 14 % para alrededor de 7.000 años AP. Esta diferencia es atribuida a variaciones en la concentración inicial de C^{14} en la atmósfera y biósfera.

Las investigaciones llevadas a cabo sobre varves en la península escandinava indican que existe perfecto acuerdo entre esta cronología y la radicarbonica para el período comprendido entre 8.000 AP y 12.000 AP. Por otro lado el Prof. Minze Stuiver realizó estudios sobre la secuencia de varves en Minnesota, (USA) y sus resultados indican una discrepancia de 600 a 800 años con la cronología escandinava, siendo las edades radicarbonicas más jóvenes.

Por lo tanto, no se cuenta aún con una curva de calibración para este período, aunque estudios realizados permiten suponer que las

posibles desviaciones no superarían el 10 %.

Las causas de las variaciones en la actividad del C^{14} , serían:

- a- Cambios en la velocidad de producción de C^{14} debido a la variable modulación ejercida sobre la radiación cósmica por el campo magnético asociado a los vientos solares.
- b- cambios en la velocidad de producción debido a cambios en el campo geomagnético.
- c- cambios en la velocidad de intercambio del carbono en los distintos reservorios.

Las variaciones que se observan en la curva de calibración de Suess en los últimos 8.000 años, con períodos de una a dos centurias y con un máximo de 2 ó 3 %, son debidos, según el consenso general, a la primera de las causas antes mencionadas. El incremento que se da en el período 2.500 AP-7.500 AP, con un máximo de un 13-14 %, no tiene hasta el momento una explicación fehaciente. Podría ser debido a las causas b- o c-, o tal vez a ambas.

Resumiendo, puede decirse que a pesar de estas variaciones el método de C^{14} se está aplicando en muchos campos. Numerosos trabajos en geología, antropología, arqueología, hidrología, etc., dan cuenta de la importancia del mismo.

11.7. Bibliografía

- HAMILTON, E.T., 1965. Applied Geochronology. Academic Press.
- IAEA, 1967. Radiactive dating and methods of low level counting. Proceedings. Symp. Mónaco, 1967. IAEA
- LIEBY, W., 1970. Datación radiocarbónica. Editorial Labor.
- NOBEL SYMPOSIUM, 1970. Radiocarbon variations and Absolute Chronology

APENDICE 1. ESCALA GEOCRONOLOGICA

Enrique Linares

- A.1.1. Construcción de la escala geocronológica. Consideraciones generales. Historia.
- A.1.2. Escala geocronológica para el Precámbrico.
- A.1.3. Escala geocronológica para el Fanerozoico.
- A.1.4. Bibliografía.
- A.1.1. Construcción de la escala geocronológica. Consideraciones generales. Historia.
- A.1.1.1. Consideraciones generales

La idea de construir una escala de tiempo geológico ha sido siempre una de las metas ansiadas por los geólogos. El desarrollo de una escala tal, en la cual los diferentes acontecimientos geológicos se definan en unidades de tiempo o en otras palabras, el establecimiento de una escala geocronológica en la cual los distintos eventos geológicos, su iniciación, duración y finalización, se fijen en términos de años, es uno de los logros de este último siglo.

La escala de tiempo relativa para la historia geológica fue establecida en el curso del siglo pasado utilizando para ello datos estratigráficos y paleontológicos. De ese modo, las secuencias locales halladas por medio de la sucesión estratigráfica eran correlacionadas entre sí en escala continental y/o mundial, en base al contenido fosilífero o a la similitud de elementos litológicos. Se obtuvo así la primera división en Eras, Períodos, Sistemas, etc., por todos conocida, pero de ningún modo esa escala fijaba en término de unidades de tiempo, la extensión, principio y finalización de cada una de sus subdivisiones.

Esto último sólo se logra al comenzar a aplicarse los métodos geocronológicos a principios de este siglo y varios son los intentos que desde el primer trabajo de A. Holmes en 1913 se han llevado a cabo. Si bien una escala de este tipo debería cubrir todo el tiempo transcurrido desde el momento de la formación inicial de la Tierra hasta el presente, las dificultades halladas para correlacionar las rocas correspondientes al Precámbrico de diversos lugares del mundo, han hecho que la escala para esos tiempos, que representan las 7/8 partes del total de la historia geológica, sea de muy difícil elaboración. En cambio, para los comprendidos desde el Cámbrico a la actualidad o sea para el llamado Fanerozoico, la escala se ha construido con mayor facilidad, aun cuando ella no se halla libre de modificaciones sustanciales en algunas de sus divisiones.

Las principales dificultades para su construcción se deben a que:

- a- No es posible datar por medio de los métodos radiométricos la totalidad de las rocas. Actualmente esas técnicas sólo pueden aplicarse

a casi todas las rocas ígneas, algunas metamórficas y muy pocas sedimentarias.

- b- Las rocas datadas no siempre pueden ser correlacionadas con otras que se encuentran perfectamente ubicadas dentro de la escala estratigráfica.

Por otro lado las mejores determinaciones de edades que pueden usarse en su construcción, deben cumplir los siguientes requisitos:

- a- Los métodos experimentales utilizados deben presentar el mínimo error analítico posible.
- b- La constante de desintegración del proceso radiactivo empleado, debe ser bien conocida.
- c- Debe haber evidencias concretas que desde el inicio del "reloj" radiactivo, no han existido procesos geológicos que produjeron modificaciones en la edad.
- d- La asignación del mineral o roca datada a su posición en el tiempo geológico debe ser lo más precisa posible.

El número de edades radimétricas que satisfacen estos criterios es muy limitado; así por ejemplo, para la construcción de su escala geocronológica de 1959, Holmes sólo pudo utilizar 20 edades entre la gran cantidad de datos disponibles. Es debido a esto que la ubicación de algunos eventos geológicos no siempre es fácil y algunas discrepancias halladas en la construcción de la escala para diferentes lugares de la Tierra, se deben a varias de las causas mencionadas.

Las rocas y minerales más útiles para la construcción de una escala geocronológica, caen dentro de tres grupos:

- 1- Rocas volcánicas en capas y materiales piroclásticos. Las coladas, mantos de cenizas y de lava volcánica, son las mejores para utilizar como materiales datables para puntos de referencia. En general estas rocas se depositan muy rápidamente y muchas de ellas se encuentran interestratificadas con sedimentos portadores de fósiles o de posición estratigráfica bien conocida. Las edades encontradas sobre estas rocas casi siempre corresponden a las de las rocas sedimentarias que las incluyen.
- 2- Rocas intrusivas y vetas minerales que cortan rocas sedimentarias. Si la posición estratigráfica de estas últimas es bien conocida, el dato obtenido indicará la edad mínima de las rocas sedimentarias.
- 3- Rocas sedimentarias con minerales datables. En el caso de contarse con rocas de este tipo de posición estratigráfica bien determinada y que lleven minerales autigénicos datables, la edad hallada será la mínima de estos sedimentos.

Ciertas rocas cuyas edades han sido utilizadas en la construcción de la escala geocronológica son cuestionadas por ciertos investigadores, como es el caso de las mediciones en glauconitas, esquistos portadores de uranio y vetas uraníferas. En todos esos casos se ha comprobado la existencia de pérdida de alguno de los elementos

(padre y/o hijo) involucradas en la datación, por lo cual el uso de estos materiales debe ser aplicado con muchas precauciones.

A.1.1.2. Historia

A partir de las primeras dataciones radimétricas obtenidas en tre 1905 y 1910, el gran geólogo inglés A. Holmes intenta construir una escala de tiempo geológico. Es debido a su obra, desarrollada durante más de 30 años, que se inician e implementan las investigaciones para lograr tal fin. Ya en 1933 en su libro "La edad de la Tierra", presenta un primer intento que culmina en 1947 cuando da conocer su primera escala geocronológica completa. Con el desarrollo de las nuevas técnicas radimétricas operado a partir de la década del 50, aumenta notoriamente el número de datos útiles. Así, en 1959 Holmes publica su nueva escala, denominada Holmes B, en la cual los principales sucesos geológicos a partir del Cámbrico se ubican en la misma. Dos años más tarde, Kulp publica en base a un mayor número de resultados, otra que no difiere mayormente de la anterior. Durante el Simposio realizado en homenaje a Holmes en Londres en 1964, se lleva a cabo una revisión crítica de todos los datos disponibles y Harland et.al. en base a ellos presenta una escala conocida como Simposio 1964.

A.1.2. Escala geocronológica para el Precámbrico

Si bien el Precámbrico ocupa el 90 % del total del tiempo geológico y que además, sobre rocas de ese período se posee un gran número de dataciones radimétricas, hasta el presente no se ha podido construir una escala geocronológica satisfactoria para toda la Tierra.

La falta de evidencias estratigráficas, como así también la ausencia de fósiles hace difícil efectuar correlaciones de rocas de regiones separadas. Por lo general las escalas publicadas son de orden local y difícilmente pueden utilizarse en forma regional y menos universal.

Para el caso particular de América del Sur, Almeida (1971) y Harrington (1975) presentaron dos subdivisiones del Precámbrico, con muy pequeñas diferencias. Como éstas pueden ser de interés para los trabajos que se llevan a cabo en esta parte del mundo, se reproducen en este Apéndice.

A.1.3. Escala geocronológica del Fanerozoico

La escala geocronológica para el Fanerozoico ha sido construida en base a las edades radimétricas obtenidas sobre diversos tipos de rocas aplicando casi todos los métodos conocidos. Las de mayor uso en la actualidad son las conocidas como Holmes B (1959), Kulp (1961) y la correspondiente al Simposio sobre el Fanerozoico (1964). Las tres esca

Cuadro 1 - Escalas geocronológicas para el Precámbrico de América del Sur, según Almeida y Harrington.

ERA	Harrington (1975) ciclos	EDAD en m.a.	Almeida (1971) ciclos	ERA
		500		
PRECAMBRI- CO SUPERIOR	Panamericano	570	Brasiliano superior (Eocámbrico)	PRECAMBRI- CO
	Brasiliano	700		
	Uruaçuano	900	Brasiliano inferior	SUPERIOR
	Espinhaçuano	1.300	Uruaçuano	
		1.400	Espinhaçuano	
		1.800		
PRECAMBRI- CO INFERIOR	Transamazoniano	2.300	Transamazoniano	PRECAMBRI- CO MEDIO
	Guriano	2.600		PRECAMBRI- CO INFERIOR
	? ? ?		? ? ?	

las mencionadas se adjuntan con este Apéndice.

En la construcción de la escala geocronológica del Simposio se tuvieron en consideración unas 380 determinaciones; de ellas el 85% son edades K-Ar, 8% Rb-Sr y 4% U-Pb. De estas cifras surge que es necesario contar con más edades Rb-Sr y U-Pb para mejorar la calidad de algunos de los datos publicados. Además, la mayoría de los resultados hallados por el método K-Ar corresponden a rocas con edades menores de 300 m.a., por lo cual los sistemas más antiguos (Cámbrico, Ordovícico y Silúrico), son los que poseen menor información.

Resumiendo puede decirse que esta escala geocronológica es todavía imprecisa y necesita una revisión en muchos de los valores obtenidos.

Como ejemplo de lo mencionado se citan los límites Precámbrico-Cámbrico y Plioceno-Pleistoceno, que son los más discutidos.

ESCALAS DE TIEMPO GEOLOGICO

(en millones de años)

ERAS	PERIODOS	HOLMES (1959)	KULP (1961)	SIMPOSIO (1964)
CENOZOICO	PLEISTOCENO	1	1	1,5-2
	PLIOCENO	11	13	7
	MIOCENO	25	25	26
	OLIGOCENO	40	36	37-38
	EOCENO	60	58	53-54
	PALEOCENO	70 ± 2	63	65
	MESOZOICO	CRETACICO	135 ± 5	135
JURASICO		180 ± 5	181	190-195
TRIASICO		225 ± 5	230	225
PERMICO		270 ± 5	280	280
PALEOZOICO	CARBONIFERO	350 ± 10	345	345
	DEVONICO	400 ± 10	405	395
	SILURICO	440 ± 10	425	430-440
	ORDOVICICO	500 ± 10	500	500
	CAMBRICO	600 ± 20	600 ?	570
	PRECAMBRICO			

En el primer caso se cuenta sólo con 15 datos, ninguno de ellos enteramente satisfactorio, que fijan las edades de 570 m.a. para la base de este sistema, 540 m.a. para el límite inferior-medio, 515 m.a. para su deslinde con el Ordovícico. El principal problema radica en fijar la base del Cámbrico o sea el límite Precámbrico-Cámbrico de tanto interés geológico y que según diversos autores oscila entre 520 m.a. y los 600 m.a. Los datos más recientes obtenidos por Rb-Sr (McCartney et.al., 1966) asignan a este límite una edad de 560 m.a. Pero en ningún caso se ha datado una roca que fehacientemente corresponda a la parte inferior del Cámbrico; en general se han encontrado valores para rocas que atraviesan esa parte del sistema o que están por debajo de ella y se ha inferido en base al resultado hallado el valor de ese límite.

El límite Terciárico-Cuartárico también es impreciso y es así como en el mismo Simposio se reconoció que podría ubicarse entre 1,5 y 3,5 m.a. y todas las investigaciones llevadas a cabo desde entonces caen dentro de ese rango, pero sin haber podido delimitarlo netamente por ahora.

Finalmente puede mencionarse que recientemente Armstrong (1974) propuso un refinamiento de la escala geocronológica del Fanerozoico en base a reajustes en los valores de las constantes de desintegración de los isótopos radiactivos. Salvo para el caso del límite Triásico-Pérmico, los valores presentados por dicho autor no cambian sustancialmente los anteriores.

A.1.4. Bibliografía

- ARMSTRONG, R.L., 1974. Proposed refinement of the Phanerozoic Time-scale. Inter. Meet. Geochron. Cosmochron. and Isotope Geology, París. (abstract)
- ALMEIDA, F.F.M. de, 1971. Geochronological division of the Precambrian of South America. Rev. Brasil. Geociencias, 1,1, 13-21. San Pablo.
- HARLAND, W.B., SMITH, A.G. y WILCOCK, B., 1964. The Phanerozoic Time-scale. Quart. Journ. Geol. Soc. London, Suppl. 120-S.
- HARRINGTON, H.J., 1975. South America en R.W. Fairbridge (ed.) Encyclopedia of Earth Sciences, VIII, the Encyclopedia of Regional Geology. Reinhold Book Corp., N. York.
- YORK, D. y FARQUHAR, R.M., 1972. The Earth's age and Geochronology. Pergamon Press, N. York.

APENDICE 2. LA EDAD DE LA TIERRA Y DEL UNIVERSO

Enrique Linares

A.2.1. Historia

A.2.2. Estimaciones modernas sobre la edad de la Tierra

A.2.3. Edad de los meteoritos

A.2.4. Edad de los elementos y del Universo

A.2.5. Bibliografía

A.2.1. Historia

Hacia fines del siglo XIX la pregunta sobre la presunta edad de la Tierra era motivo de agudos debates. Por un lado existían diversas estimaciones cercanas a 100 m.a. o menores, basadas en varias especulaciones. Por otra parte, la mayoría de los geólogos estimaban que en ese corto período no podía haberse depositado el enorme espesor de sedimentos acumulado desde los principios del Cámbrico, ni haberse producido la evolución de las especies conocidas.

Entre las primeras estimaciones se tiene la de Helmholtz que en base a la duración del calor del Sol, calculó en 22 m.a. la edad de la Tierra. Kelvin supuso que nuestro planeta tardó no menos de 20 m.a. ni más de 400 m.a. en llegar a la temperatura actual, desde la que poseía en su estado de fusión inicial. G. Darwin en sus estudios sobre la separación de la Luna de la Tierra, llega a la cifra de 57 m.a. para la edad de esta última. Finalmente, la acumulación de sales en los océanos, fue utilizada por Joly para calcular en 80-90 m.a. la edad de éstos.

En 1890 Charles Darwin en su obra "El origen de las Especies", opinaba que esas edades no podían explicar los grandes cambios y mutaciones operados desde los inicios del Cámbrico al presente. Tres años después, Reade en base a la velocidad de sedimentación y al espesor de sedimentos acumulados, estima en 600 m.a. el tiempo transcurrido desde el Cámbrico, mientras que Goodchild llega a la cifra de 700 m.a., utilizando la misma idea.

Poco después del descubrimiento de la desintegración de los elementos radiactivos, Rutherford en 1904 sugiere utilizar la relación U-He para calcular la edad de las rocas; poco después, Boltwood luego de encontrar que el plomo es el producto final de la desintegración del uranio, propuso usar la relación U-Pb para llevar a cabo ese cálculo. En una primera etapa el desarrollo fue lento debido sobre todo a las limitaciones de las técnicas analíticas. A pesar de ello se realizaron un cierto número de dataciones, en especial sobre minerales de uranio y torio, con las cuales Holmes construye la primera Escala Geocronológica. El mismo autor en 1931 concluye que la edad de la Tierra es mayor de 1.600 m.a. y probablemente menor de 3.000 m.a.

El avance operado en todas las técnicas analíticas y en la construcción de instrumental muy especializado a partir de la década del 50, ha dado un gran impulso a estas investigaciones, lo que permitió obtener edades para rocas de nuestro planeta que tienen una antigüedad mayor que la señalada.

A.2.2. Estimaciones modernas sobre la edad de la Tierra

En principio puede destacarse que las estimaciones actuales acerca de la edad de la Tierra se basan en la de las rocas más antiguas conocidas. Así por ejemplo, se han hallado edades mayores de 3.000 m.a. en diversos lugares del mundo, como se resume a continuación:

Edades de rocas mayores de 3.000 m.a. (York y Farquhar, 1972)

Localidad	Método	Mineral	Edad en m.a.
Congo Sur, Africa	Rb-Sr	microclino	3.520 ± 180
Península de Kola, Rusia	K-Ar	biotita	3.460
Zwazilandia, Africa	Rb-Sr	roca total	3.440 ± 300
Minnesota, USA	U-Pb	circón	≥ 3.300
Traansval, Africa del Sur	Rb-Sr	roca total	3.200 ± 70
Montana, USA	U-Pb	circón	≥ 3.100
Ucrania, Rusia	K-Ar	biotita	3.050

Es de señalar que la edad de 3.200 m.a. hallada para Traansval se obtuvo sobre un granito que intruye otras rocas que constituyen el basamento del área (esquistos, serpentinitas, etc.), que por lo tanto debe ser más antiguo. Del mismo modo, la edad del granito G-1 de Zwazilandia de 3.440 m.a. corresponde a una roca que corta el sistema de Zwaziland, con rocas metamórficas que también poseen una edad mayor. El resultado encontrado para el microclino de una pegmatita del sur del Congo, con 3.520 m.a. confirmaría la hipótesis de que en la Tierra existen rocas con edades superiores a los 3.000 m.a.

En base al método plomo-plomo sobre varias galenas, algunos autores lograron edades mayores de esa cifra, que se presentan en el cuadro siguiente.

El promedio de esas determinaciones arroja una edad media de 3.200 m.a.

Autor	Edad en m.a.
Collins, Russell y Farquhar, 1953	3.500
Holmes, 1947	3.350
Bullard y Stanley, 1949	3.290
Houtermans, 1947	2.900

Patterson (1953), en base al análisis isotópico del plomo de la fase de troilita de meteoritos, construye una isocrona con una edad de 4.550 ± 70 m.a. Como los plomos modernos terrestres se sitúan

bien sobre la misma línea isocrona, dicho autor concluye que la edad de la Tierra es igual a la hallada para los meteoritos. Estudios posteriores de Ostic (1963), en los que combina los datos del plomo de la troilita con los de 9 galenas terrestres, permiten a ese investigador asignar un valor de 4.530-4.540 m.a. como edad de nuestro planeta, que se halla en muy buena concordancia con el dado por Patterson. Asimismo, Tilton y Stieger (1965), utilizando la composición isotópica de una galena de Ontario, Canadá y la de la troilita, llegan a una edad de 4.750 ± 50 m.a.

Todos los datos obtenidos sobre plomo indican una muy pequeña variación, entre 4.530 y 4.750 m.a. para la edad de la Tierra, pero es necesario destacar que a ese valor se llega asumiendo que el plomo primitivo terrestre poseía la misma composición isotópica que la de los meteoritos, lo que debe tomarse con reservas. Sin embargo, la buena alineación de los plomos provenientes de los meteoritos férricos, meteoritos condriticos y modernos terrestres sobre la isocrona de 4.500 m.a., soportan fuertemente la validez de esta hipótesis.

Resumiendo puede decirse que la aplicación de los métodos de datación U-Pb, Rb-Sr y K-Ar sobre rocas de la corteza terrestre, demuestra la existencia de edades cercanas a 3.500 m.a. Por otro lado, las investigaciones sobre la evolución de los isótopos del plomo indican que la Tierra puede tener una edad de 4.500-4.600 m.a. La duda que se presenta es la ausencia hasta el presente de dataciones de rocas corticales en el intervalo de 3.500 a 4.500 m.a.

Esto trae como consecuencia dos hipótesis con respecto a este último valor. La primera de ellas es si la cifra de 4.500 m.a. representa el momento en que la Tierra comenzó a crecer por acreción de planetésimos de composición meteorítica; la segunda, si ella data su inicio en estado de fusión. A pesar de esta incertidumbre, que es posible que pueda resolverse en el futuro, es remarcable que tanto el plomo meteorítico como el terrestre, comenzaron a divergir de una composición isotópica similar 4.500-4.600 m.a. atrás y que esa cifra puede tomarse como "edad de la Tierra". Los resultados encontrados por diversos métodos sobre la edad de los meteoritos y materiales de la Luna, apoyan fuertemente la validez de ese dato.

A.2.3. Edad de los meteoritos

En la datación de distintos tipos de meteoritos se utilizaron diversos métodos radimétricos. A continuación se da una breve reseña de los resultados alcanzados con cada uno de ellos.

Método K-Ar. Desde las primeras estimaciones de Gerling y Pavlova (1951), se han obtenido numerosas edades por este método. No todas ellas tie-

nen igual validez, en especial debido a las dificultades analíticas, dado los bajos contenidos de potasio y argón en meteoritos férricos y al hecho de que tanto el K^{40} como el Ar^{40} son producidos en los meteoritos por la radiación cósmica y no existe modo de efectuar la corrección por ese efecto, aún cuando el mismo influye poco en la edad.

Los resultados hallados demuestran un rango de dispersión de los datos que es bastante grande, entre 400 y 5.000 m.a., pero el histograma de los mismos destaca una significativa acumulación de edades entre 4.000 y 4.800 m.a.

Método U,Th-Ha. En este caso también se observa variación de edades, desde 400 a 5.000 m.a., pero con preponderancia de valores jóvenes. Todas las determinaciones realizadas se llevaron a cabo sobre condritos, dado que los meteoritos férricos poseen muy poco U y Th, por lo cual el helio que contienen se debe enteramente a los efectos del bombardeo por la radiación cósmica.

Si bien algunas edades son superiores a los 4.000 m.a., los condritos hipersténicos en general dan valores cercanos a los 500 m.a. (Anders, 1964), sugiriendo la presencia de un evento en ese tiempo. Esto parece ser confirmado por la aplicación del método Ar^{40}/Ar^{39} sobre el meteorito de Bruderheim, que demostró que el 90 % de su argón radiogénico se perdió en 495 ± 30 m.a.

Método Rb-Sr. Las primeras determinaciones se efectuaron alrededor de 1956 y ellas demostraron la existencia de edades entre 4.300 y 4.700 m.a. Utilizando el valor de las relaciones Sr^{87}/Sr^{86} y Rb^{87}/Sr^{86} de diversos meteoritos y en base al método de isocronas, Gast (1962) halló para cuatro acondritos y cinco condritos, una edad de 4.500 m.a. Compston et.al. (1965), realizaron la primera medición Rb-Sr utilizando diversas fases de un mismo meteorito, obteniendo un valor de 4.500 ± 200 m.a.

En el cuadro siguiente se presentan las edades Rb-Sr de meteoritos obtenidas por diversos autores.

Edades Rb-Sr de meteoritos (York y Farquhar, 1972)

Autor	Condritos m.a.	Acondritos m.a.	Férricos m.a.
Schumacher, 1956	4.800 ± 400		
Herzog y Pinson, 1956	4.700		
Webster et.al., 1957	4.600 ± 440		
Gast, 1962	4.300 - 4.700		
Marthy y Compston, 1965	4.460 ± 350		
Compston et.al., 1965		3.700 ± 200	
Pinson et.al., 1965	4.520 ± 120		
Shields et.al., 1966	4.450 ± 30		
Burnett y Wasserburg, 1967			3.800 ± 100

Edades Rb-Sr de meteoritos (York y Farquhar, 1972) (continuación)

Autor	Condritos m.a.	Accondritos m.a.	Férricos m.a.
Burnett y Wasserburg, 1967 Bogard et al., 1967 Shima y Honda	4.380-4.700	4.700 ± 100	4.250-4.750

De la observación del cuadro es evidente que la mayoría de estos cuerpos presentan resultados entre 4.300 y 4.800 m.a., con una edad media de 4.500 ± 200 m.a. También se nota la presencia de dos valores entre 3.700 y 3.800 m.a. halladas para condritos y meteoritos férricos; según los investigadores que los obtuvieron éstos indican un "importante fraccionamiento químico" en 3.700 m.a., lo que significativamente es similar a los datos más antiguos hallados sobre rocas de la corteza terrestre.

Método Pb-Pb. Los resultados de Patterson (1953, 1956) ya mencionados al hablar de este método, asignan a los meteoritos una edad de 4.550 ± 70 m.a. Con posterioridad, Murthy y Compston (1965) al incorporar nuevos datos construyeron una isocrona que corresponde a una edad de 4.550 m.a., concordante con la hallada por Patterson.

Dado el bajo contenido de plomo de los meteoritos, todos estos análisis deben efectuarse con técnicas muy especiales para evitar al máximo la contaminación.

Método Re-Os. En base a esta técnica Anders en 1963 obtuvo una isocrona Re^{187}/Os^{186} vs Os^{187}/Os^{186} de 4.000 ± 800 m.a. Aunque las limitaciones de este método debidas a las bajas concentraciones de renio y osmio y a la incertidumbre del valor de la constante de desintegración del Re^{187} , motivan que este dato debe tomarse con reserva, es sugestivo el valor hallado que concuerda con los obtenidos por otros métodos.

Resumiendo todos los datos presentados, es evidente que puede estimarse que la edad de los meteoritos se halla entre los 4.500 y 4.600 m.a., en base a los resultados encontrados por los métodos Pb-Pb y Rb-Sr principalmente y teniendo en cuenta la concentración de edades K-Ar alrededor de 4.000 a 4.800 m.a. Los resultados hallados por los métodos K-Ar y U,Th-He, sugieren un período de calentamiento ocurrido más tarde y parecen identificar tal episodio con el momento en que el uranio, plomo, rubidio y estroncio fueron fraccionados. Las edades más jóvenes encontradas por estos dos métodos parecen indicar perturbaciones sufridas por estos cuerpos con posterioridad. Según algunos autores, se deberían al pasaje cercano al Sol durante su trayectoria antes de la llegada a la Tierra.

A.2.4. Edad de los elementos y del Universo

Si la Tierra y los meteoritos se originaron 4.500 - 4.600 m.a.

atrás la pregunta que surge inmediatamente es la de la edad de los elementos químicos que intervienen en su composición.

Un primer intento para resolver este problema fue encarado por Rutherford utilizando el uranio. Si se tienen en cuenta las constantes de desintegración del U^{238} y U^{235} , la relación de abundancia actual de esos isótopos $U^{238}/U^{235} = 137,8$ y se asume un valor para la relación de producción o inicial de la misma igual a 1 , se obtiene una edad de 6.000 m.a. para la formación de los elementos.

Para esto se asume que todos los elementos se formaron en un mismo acontecimiento denominado "evento único", lo que no es aceptado por todos los investigadores, ya que algunos postulan que los elementos se originaron en diferentes momentos. Así, utilizando diversos pares de elementos radiactivos siguiendo la idea esbozada por Rutherford, se obtuvieron para el evento único las siguientes edades: Th^{232}/U^{238} : 7.000 m.a.; U^{238}/U^{235} : 6.800 m.a.; Pu^{244}/Th^{232} : 5.000 m.a.

Otro intento para hallar la edad de ese acontecimiento, se realizó en base a la observación de Reynolds (1960), de la presencia de xenón en exceso en el meteorito condrítico Richardson, lo que fue luego confirmado en otros. En base a experiencias físicas se conoce que el isótopo del yodo, I^{129} (hoy extinguido), da origen a Xe^{129} . Por lo tanto, si los meteoritos se formaron dentro de un intervalo de tiempo que es pocos múltiplos del valor del período de semidesintegración del I^{129} (16,4 m.a.) a partir de la síntesis de éste, pueden haber atrapado I^{129} y por ende contener Xe^{129} . De esto surge que las edades I^{129}/Xe^{129} pueden utilizarse para estimar el tiempo transcurrido entre la finalización de la síntesis nuclear y el comienzo de la consolidación de los meteoritos que se considera contemporánea con la de la Tierra. Los resultados hallados para diversos meteoritos oscilan entre 50 y 200 m.a., aceptándose como valores más posibles el comprendido entre 100 y 200 m.a.

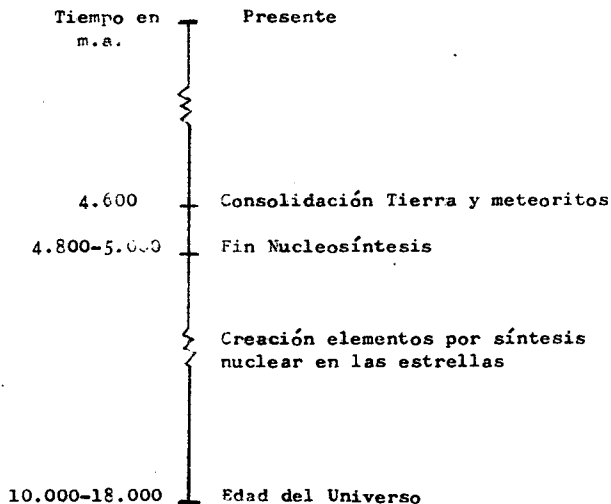
Del mismo modo, utilizando la fisión espontánea del Pu^{244} en Xe se obtuvo un valor de 100-200 m.a.

De los resultados señalados se desprende que el tiempo transcurrido desde la finalización de la síntesis nuclear de los elementos hasta el comienzo de la consolidación de la Tierra, meteoritos y probablemente de todo el Sistema Solar, no es menor de 100 m.a. ni mayor de 2.400 m.a. En otras palabras, ese evento puede extenderse desde los 4.800-5.000 m.a. a los 7.000 m.a., según el método que se aplique.

Finalmente, la probable edad del Universo se ha calculado por medio de los isótopos radiactivos de larga vida. En base a ellos según Schramm (1975), la mejor estimación mínima oscila entre 10.000 y

15.000 m.a. Esta cifra está de acuerdo con la obtenida por la aplicación de métodos astronómicos que dan valores comprendidos entre 10.000 y 18.000 m.a.

En la figura se presentan en forma esquemática los principales eventos comentados en este Capítulo.



A.2.5. Bibliografía

- MILLMAN, P.M., 1969. Meteorite Research. Springer-Verlag, N.York
- SCHRAMM, D.N., 1975. The Age of the Elements. Scientific American, 69-77.
- YORK, D. y FARQUHAR, R.M., 1972. The Earth's Age and Geochronology Pergamon Press, N.York.

APENDICE 3. BIBLIOGRAFIA GENERAL

- ABELSON, P.H. (ed.), 1959. Researches in Geochemistry. J. Wiley and Sons, New York
- BOWEN, R., 1966. Paleotemperatures Analysis. Elsevier, Amsterdam
- DALRYMPLE, G.B. y LANPHERE, M.A., 1969. Potassium-argon Dating. W.H. Freeman, S. Francisco
- DOE, B.R., 1970. Lead Isotopes. Springer-Verlag, New York
- FAURE, G. y POWELL, J.L., 1972. Strontium Isotope Geology. Springer-Verlag, New York
- FLEISCHER, R.L., PRICE, P.D. y WALKER, R.N., 1975. Nuclear Tracks in Solids. Univ. of California Press, Berkeley
- GOTTFRIED, D., JAFFE, H.W. y SENFTLE, F.E., 1959. Evaluation of the lead-Alpha (Larsen) method for determining ages of igneous rocks. W.S. Geol. Surv. Bull. 1097-A
- HAMILTON, E.I., 1965. Applied Geochronology. Academic Press, New York
- HAMILTON, E.I. y FARQUHAR, R.M., 1968. Radiometric dating for Geologists. Interscience Publishers, New York
- HARLAND, W.B., SMITH, A.G. y WILCOCK, B., 1964. The Phanerozoic Time scale. Quart. Journ. Geol. Soc. London, V. 120 S.
- HARLAND, W.B. y FRANCIS, E.H., 1971. The Phanerozoic Time-scales. A Supplement. Spec. Publ. 5 Geol. Soc. of London
- HOEFS, J., 1973. Stable Isotope Geochemistry. Springer-Verlag. New York
- IAEA, 1963. Radiative Dating. Proceed. Symp. Athens 1963. IAEA
- IAEA, 1963. Radioisotopes in Hydrology. Proceed. Symp. Tokio 1963. IAEA
- IAEA, 1967. Radiative Dating and methods of Low Level Counting. Proceed. Symp. Monaco 1967. IAEA
- IAEA, 1967. Isotope Hydrology. Proceed. Symp. Viena 1966. IAEA
- IAEA, 1970. Isotope Hydrology. Proceed. Symp. Viena 1970. IAEA
- IAEA, 1973. Isotope Techniques in Hydrology. Bibliog. Series N° 41. V. I y II. IAEA
- IAEA, 1974. Isotope Techniques in Groundwater Hydrology. Proceed. Symp. Viena 1974. IAEA
- JAEGER, E., GRUNENFELDER, M. y HERB, R. (ed.), 1970. Geochronology of Phanerozoic Orogenic Belts. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 63, 1. Suiza
- JENSEN, M.L. (ed.), 1962. Biogeochemistry of Sulphur Isotopes. Proceed. Symp. Sulphur Isotopes, Yale. Nat. Acad. of Sciences
- KISER, E.W., 1965. Introduction to Mass Spectrometry and its applications. Prentice Hall, N. Jersey
- KULP, L.J. (ed.), 1961. Geochronology of Rock Systems. Annals New York Acad. of Scien., New York
- LIBBY, W., 1970. Datación radiocarbónica. Ed. Labor

- RANKAMA, K., 1954. Isotope Geology. MacGraw Hill, New York
- RANKAMA, K., 1963. Progress in Isotope Geology. Interscience Publishers, New York
- RUSSELL, R.D. y FARQUHAR, R.M., 1960. Lead Isotopes in Geology. Interscience Publishers, New York
- SCHAEFFER, O.A. y ZHRINGER, J., 1966. Potassium-argon dating. Springer-Verlag. New York
- SMALES, A.A. y WAGER, F.R.S., 1960. Methods in Geochemistry. Interscience Publishers, New York
- SMILEY, T.L., 1955. Geochronology. Univ. Arizona Press. Tucson
- YORK, D. y FARQUHAR, R.M., 1972. The Earth's age and Geochronology. Pergamon Press. Oxford
- ZEUNER, F.E., 1956. Geocronología. Ed. Omega. Barcelona

APENDICE 4.

A.4.1. Constantes de desintegración λ y períodos de semidesintegración $t^{1/2}$ utilizados en los métodos geocronológicos.

Elemento		λ en $10^{-10} a^{-1}$			$t^{1/2}$ en $10^9 a$		
		Hemisf. Oeste	U.R.S.S.	Arms-trong *	Hemisf. Oeste	U.R.S.S.	Arms-trong *
K^{40}	λ_K	5,304	5,277	5,480	1,31	1,313	1,265
	λ_β	4,72	4,72	4,905	-	-	-
	λ_e	0,584	0,557	0,575	-	-	-
Rb^{87}	1	0,139	0,139	0,142	50,0	50,0	48,8
	2	0,147	-	-	47,1	-	-
Re^{187}		0,161	-	-	43,0	-	-
Th^{232}		0,499	0,4987	0,4948	13,89	13,90	14,01
U^{235}		9,71	9,722	9,8485	0,713	0,713	0,701
U^{238}		1,537	1,535	1,5525	4,51	4,50	4,46

* Armstrong (1974).

A.4.2. Relaciones de abundancias para isótopos del potasio y uranio

K^{40}/K_{total} : 0,0119 % (Hem. Oeste); 0,0118 % (URSS)

U^{238}/U^{235} : 137,8 (Hem. Oeste); 137,88 (URSS)

A.4.3. Constantes de desintegración λ y período de semidesintegración $t^{1/2}$ de carbono y tritio

Carbono: $\lambda = 1,22 \cdot 10^{-4} a^{-1}$; $t^{1/2} = 5.680 a$.

$\lambda = 1,21 \cdot 10^{-4} a^{-1}$; $t^{1/2} = 5.730 a$. (nuevo valor)

A.4.4. Estándars utilizados para determinación de composición isotópica del hidrógeno, carbono, oxígeno y azufre.

Elemento	Denominación	Abreviatura
H	Agua de mar media	SMOW (1)
C	Belemnitella americana de la F. PeeDee, Cretácico, S. Carolina, USA	PDB
O	Agua de mar media	SMOW (2)
S	Troilita (FeS) del meteorito Cañón Diablo	CD

(1) D/H SMOW = 1,050 D/H (NBS-1)

(2) O^{18}/O^{16} (SMOW) = 1,008 O^{18}/O^{16} (NBS-1)

C^{12}/C^{13} en PDB : 88,99

O^{18}/O^{16} en NBS-1 : 412,44

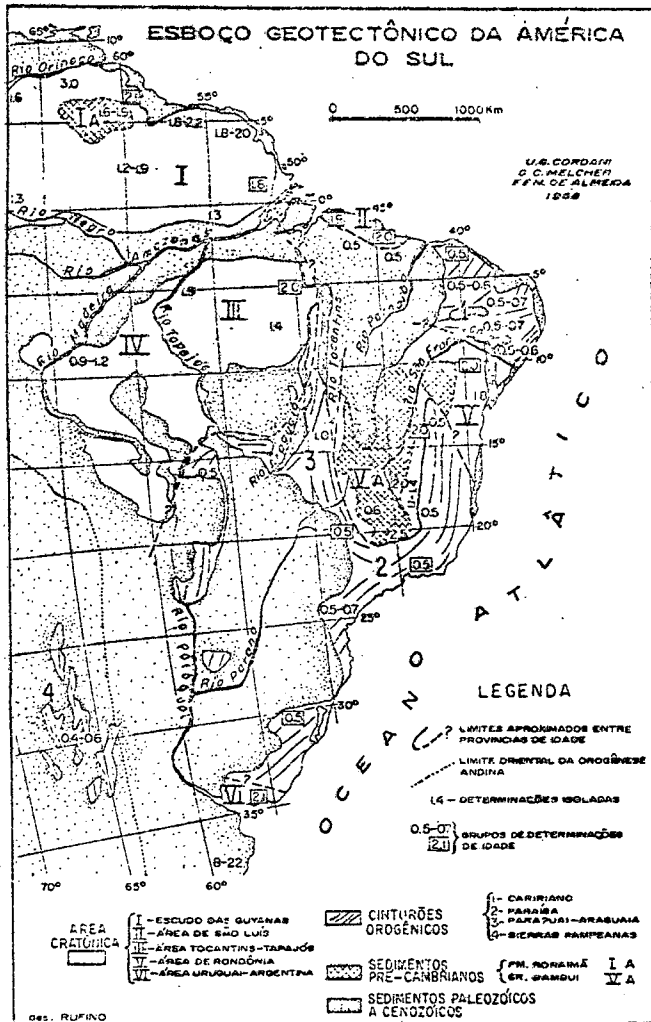
S^{32}/S^{34} en troilita C.D. : 22,22

TABLA 1. Tabla para la datación de plomos comunes utilizando el modelo Holmes-Houtermans

ϕ	t	ϕ	t	ϕ	t	ϕ	t
0.5946	0	0.6508	600	0.7229	1200	0.8171	1800
0.5962	20	0.6529	620	0.7257	1220	0.8207	1820
0.5979	40	0.6550	640	0.7285	1240	0.8243	1840
0.5996	60	0.6572	660	0.7313	1260	0.8280	1860
0.6013	80	0.6594	680	0.7341	1280	0.8317	1880
0.6030	100	0.6616	700	0.7370	1300	0.8354	1900
0.6047	120	0.6638	720	0.7399	1320	0.8392	1920
0.6065	140	0.6660	740	0.7428	1340	0.8430	1940
0.6083	160	0.6683	760	0.7457	1360	0.8468	1960
0.6101	180	0.6706	780	0.7486	1380	0.8507	1980
0.6119	200	0.6729	800	0.7516	1400	0.8546	2000
0.6137	220	0.6752	820	0.7546	1420	0.8586	2020
0.6155	240	0.6775	840	0.7576	1440	0.8626	2040
0.6173	260	0.6798	860	0.7606	1460	0.8666	2060
0.6191	280	0.6822	880	0.7637	1480	0.8707	2080
0.6210	300	0.6846	900	0.7668	1500	0.8748	2100
0.6229	320	0.6870	920	0.7699	1520	0.8789	2120
0.6248	340	0.6894	940	0.7731	1540	0.8831	2140
0.6267	360	0.6918	960	0.7763	1560	0.8873	2160
0.6286	380	0.6943	980	0.7795	1580	0.8916	2180
0.6305	400	0.6968	1000	0.7828	1600	0.8959	2200
0.6324	420	0.6993	1020	0.7861	1620	0.9003	2220
0.6344	440	0.7018	1040	0.7894	1640	0.9047	2240
0.6364	460	0.7044	1060	0.7927	1660	0.9092	2260
0.6384	480	0.7070	1080	0.7961	1680	0.9137	2280
0.6404	500	0.7096	1100	0.7995	1700	0.9183	2300
0.6424	520	0.7122	1120	0.8029	1720	0.9229	2320
0.6445	540	0.7148	1140	0.8064	1740	0.9276	2340
0.6466	560	0.7175	1160	0.8099	1760	0.9323	2360
0.6487	580	0.7202	1180	0.8135	1780	0.9370	2380
0.9417	2400	0.9921	2600	1.0485	2800	1.1100	3000
0.9465	2420	0.9975	2620	1.0543	2820	1.1166	3020
0.9513	2440	1.0030	2640	1.0602	2840	1.1232	3040
0.9562	2460	1.0085	2660	1.0661	2860	1.1299	3060
0.9611	2480	1.0141	2680	1.0721	2880	1.1366	3080
0.9661	2500	1.0197	2700	1.0782	2900	1.1434	3100
0.9712	2520	1.0254	2720	1.0844	2920	1.1503	3120
0.9764	2540	1.0311	2740	1.0907	2940	1.1573	3140
0.9816	2560	1.0369	2760	1.0971	2960	1.1644	3160
0.9868	2580	1.0427	2780	1.1035	2980	1.1716	3180
1.1788	3200	1.2357	3350	1.2969	3500		
1.1971	3250	1.2556	3400	1.3182	3550		
1.2159	3300	1.2760	3450	1.3409	3600		

$$* \phi = \frac{\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_m - \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_{t_0}}{\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_m - \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_{t_0}} = \frac{(e^{\lambda t_0} - e^{\lambda t_m})}{137.8(e^{\lambda t_0} - e^{\lambda t_m})}$$

$$t_0 = 4,560 \text{ m.a.}$$



Esbozo geocronológico de las áreas Precámbricas de América del Sur (según Cordani, Melcher y de Almeida, 1968).

**PERSONAL QUE INTEGRA EL
INSTITUTO DE GEOCRONOLOGIA Y GEOLOGIA ISOTOPICA
(INGEIS)**

Laboratorio Potasio-Argón

Dr. Enrique Linares
Sr. Carlos A. Corvalán
Srta. Patricia L. Facciuto
Téc.Quím. Gustavo A. Galante
Srta. Susana B. Gómez Morales

Laboratorio Rubidio-Estroncio

Dr. Carlos O. Latorre
Lic. Jorge R. Valvano
Sr. Miguel A. Gutierrez
Sr. Alberto E. Hurtado
Sra. Mirta Roa de Escobar

Laboratorio Trazas de Fisión

Dr. Carlos A. Rinaldi
Srta. Adriana M. Ramos

Laboratorio de Tritio

Téc.Quím. Augusto Bresba
Téc.Quím. Raúl G. Giovanelli

Laboratorio de Isótopos Estables

Lic. Héctor O. Panarello
Téc.Quím. Carlos M. García
Sr. Carlos Dorado

Laboratorio de Electrónica y Desarrollo

Ing. Leopoldo S. Magram
Téc.Elect. Alejandro Peña

Laboratorio de Separación y Preparación

Téc.Min. Aníbal E. Tricarico
Sr. Francisco Sebastián

Administración

Sr. Alí Roa
Srta. Cristina M. Lové

Secretaría de Dirección y Biblioteca

Sra. Susana A. Morales de Gómez