

17
2^o



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA

"FECHAMIENTO GEOLOGICO POR EL METODO: 40 Ar - 39 Ar"

T E S I S
QUE PARA OBTENER EL TITULO DE:
INGENIERO GEOLOGO
P R E S E N T A :
MARCIA ERIKA VOLLBERT ROMERO

Dirección de Tesis: Dr. David Terrell. I.M.P.
Dr. Miguel Balcázar I.N.I.N.
Ing. Jorge Nieto U.N.A.M.

MEXICO, D. F.

1992

TESIS CON
FALSA FE ORIGEN



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas Tesis Digitales Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS © PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis está protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

INDICE

RESUMEN	1
I. INTRODUCCION.	3
-Objetivo.	
II. FECHAMIENTO GEOLOGICO RADIOMETRICO.	5
-Fundamento de la teoría de decaimiento.	
-Ecuación básica para determinar la edad "t".	
III. PRINCIPIOS DEL METODO RADIOMETRICO K-Ar.	12
-Constante de decaimiento.	
-Ecuación de la edad "t".	
-Diagrama de flujo del desarrollo experimental.	
IV. USO DE ESTANDARES GEOLOGICOS Y CALIBRACION.	23
-Tabla de edades por el método convencional para muestras estándares: HD-B1 Y BIOT-133.	
V. METODO $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ POR ACTIVACION DEL POTASIO.	25
-Principios	
-Parámetros del reactor: valor de "J".	
-Ecuación para el cálculo de la edad.	
-Espectrometría de masas.	
Representación gráfica de los espectros registrados.	
-Irradiación.	
Actividad inducida.	
Cálculo de la actividad total previo a la irradiación.	

**VI.DETERMINACION DE LA EDAD DEL VULCANISMO CENOZOICO
DE LA REGION DE TRES VIRGENES, BAJA CALIFORNIA SUR.**

45

-Características Generales.

Localización.

Tectónica Regional.

Geología Estructural.

Geología Regional.

Rocas Pre-Tres Vírgenes.

Basamento (Pre-Terciario).

Grupo Comondú (Tmc).

Andesita Santa Lucía (Tmv).

Rocas Sedimentarias (Tar).

Basaltos Tolefíticos (Tm/fg).

Vulcanismo Cuaternario (Qv).

Yacimientos Económicos.

VII.DISCUSION DE RESULTADOS.

61

A)Procedimiento experimental.

a)Preparación y empaquetamiento de muestras.

b)Etapa de Irradiación.

c)Espectrometría de masas.

B)Análisis, discusión y representación de resultados.

a)Muestras estándar (espectros e isocronas) y valores de "J".

b)Muestras de Tres Vírgenes (espectros e isocronas).

VIII.CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.

84

BIBLIOGRAFIA

ILUSTRACIONES

RESUMEN

El potasio (K) es uno de los elementos más abundantes en la corteza terrestre y por lo tanto un principal constituyente de rocas y minerales. Se encuentra en la naturaleza formado por los isótopos ^{39}K , ^{40}K y ^{41}K siendo, el segundo radiactivo.

El ^{40}K , elemento radiactivo decae a ^{40}Ar estable a través de el tiempo, independientemente de las condiciones físicas y químicas naturales en las que se encuentra. Entonces, el número de átomos de ^{40}Ar producidos a partir del ^{40}K medido de forma independiente, permite calcular la edad de una roca o mineral desde su formación hasta el presente; suponiendo que la roca o mineral no contiene ^{40}Ar al inicio de su formación.

El método de fechado que se basa en estos principios es el *método convencional K-Ar*.

El método de fechamiento $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ descrito por Merrihue y Turner (1965) permite calcular la edad de una roca o mineral salvando algunas de las limitantes del método convencional K-Ar; calculando los concentrados de potasio y argón en una sola medición de razón de argón. Para esto, se estableció el procedimiento de la formación de ^{39}Ar por irradiación con neutrones rápidos de muestra con contenido potásico en un reactor nuclear. El ^{39}Ar se obtiene a partir de la reacción $^{39}\text{K}(n,p)^{39}\text{Ar}$.

Así la razón $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ que permite obtener la edad de una roca o mineral, es medida en un espectrómetro de masas en un solo experimento. Esto permite fechar muestra de pequeños volúmenes; además, de medir la concentración de argón en etapas a diferentes temperaturas de fusión de la muestra.

El número de átomos ^{39}Ar esta en función del número de átomos del isótopo ^{39}K , del tiempo de irradiación (ΔT), del flujo de neutrones ϕ en energía ϵ , de la sección eficaz σ de captura del ^{39}K para neutrones de una energía ϵ , integrando sobre todo el espectro de energía de neutrones. Estas variables son difíciles de calcular directamente, ya que se requiere de exactitud en un lapso de tiempo.

Una manera indirecta de calcular dichos parámetros es determinando el "*valor de J*" por medio de un mineral estándar (muestra de edad conocida) que se irradia junto con muestras de edad desconocida. Las muestras estándar utilizadas para este trabajo son aquellas con clave HD-B1 y Biot-133.

Los valores de *J* obtenidos para las muestras HD-B1 y Biot-133 se encuentran en un rango de 2.85 a 3.03 ($\times 10^{-3}$) J/h, valores compatibles con aquellos reportados para diferentes reactores.

La irradiación de las muestras cuyos análisis se reportan en este trabajo, se llevo a cabo en el reactor nuclear Triga Mark III del I.N.I.N. en Salazar, Estado de México. La razón $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ es medida en el espectrómetro de masas VG-MM1200B localizado en el Instituto Mexicano del Petróleo.

Las muestras de roca total de la región de Tres Vírgenes fechadas por el método experimental descrito en este trabajo, presentan fechas compatibles con aquellas edades convencionales K-Ar reportadas por diferentes autores para estas rocas. Las edades obtenidas caen dentro del Cenozoico principalmente abarcando el período mioceno.

Así mismo, las fechas producidas para los minerales estándar son comparables con aquellas presentadas por el método K-Ar.

Para el cálculo de la edad por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ se aplicó la corrección de argón atmosférico.

En este mismo trabajo, se describe, el método gráfico de isocrona $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ contra $^{39}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$. Este procedimiento permite, a través de los datos obtenidos por este método, complementar los resultados obtenidos por $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$, como son los casos de las muestras HD-B1, Biot-133, TV18.4 y TV18.1.

I. INTRODUCCION.

Los métodos isotópicos utilizados para el cálculo de edades ofrecen la ventaja fundamental de estar basados en la desintegración natural que sufren algunos átomos bajo una ley exponencial como si fueran un "reloj", independientemente de los acontecimientos geológicos; lo cual permite medir la edad absoluta de la Tierra, de una roca e incluso de un solo mineral. Estos métodos han tenido un gran desarrollo dentro de la geología por su extensa aplicabilidad. En particular, el método de fechamiento ^{40}Ar - ^{39}Ar es una técnica muy reciente desarrollada por primera vez por Merrhue (1965).

El método de fechamiento ^{40}Ar - ^{39}Ar es una derivación del método de fechamiento convencional K-Ar. Ambos son aplicables.

El método ^{40}Ar - ^{39}Ar presenta algunas ventajas sobre el método convencional. Por ejemplo: la técnica de calentamiento por pasos, la cual, permite interpretar historias térmicas en diferentes ambientes geológicos. Además, de presentar ventajas durante el desarrollo experimental. Aunque este es un poco más complejo y costoso que el método convencional de K-Ar. De aquí, la importancia que adquiere el método de fechamiento ^{40}Ar - ^{39}Ar . El método será descrito en el presente trabajo, desde los principios fundamentales, hasta el procedimiento experimental necesario. De una manera breve se describe el método de fechamiento convencional K-Ar y el uso del mineral estándar para permitir una introducción a lo que es el método de fechamiento ^{40}Ar - ^{39}Ar . A manera de ejemplo de aplicación del método, en los capítulos se presentan los resultados obtenidos de rocas volcánicas cenozoicas de la región de Tres Virgenes, Baja California Sur, zona de gran importancia por la relación que guarda con la evolución geodinámica que ha desarrollado la península de Baja California; además, de ser una península rica en yacimientos minerales.

El presente trabajo tiene la doble intención de: a) describir una de las técnicas isotópicas de fechamiento, en este caso ^{40}Ar / ^{39}Ar como una herramienta más en el desarrollo de investigaciones geológicas y b) su aplicación a un problema particular para demostrar su factibilidad.

Objetivo

El objetivo de este trabajo es planteado en dos partes principales:

- a) Describir y comentar las características del método de fechamiento ^{40}Ar - ^{39}Ar y resaltar los procesos geológicos, que por sus características, pueden ser fechados con mayor precisión por éste método.
- b) Fechar rocas volcánicas de la localidad de Tres Vírgenes, B.C.S. Este segundo objetivo fue seleccionado con base en la disposición de las muestras de la localidad de Tres Vírgenes, fechadas anteriormente por el método K-Ar, las cuales, sirven como punto de comparación en la obtención de los resultados obtenidos en esta tesis. Además, de la importancia que esta zona tiene en su evolución geodinámica.

II. FECHAMIENTO GEOLOGICO RADIOMETRICO.

En este capítulo se introducen los conceptos y métodos de medición de eventos geológicos, edad de yacimientos minerales, termocronología de cuencas sedimentarias, evolución de la tierra, etc.

Dentro de la geocronología existen dos métodos de determinación de edades; siendo estos:

a) Bioestratigráficos. Es un método relativo, se basa en la evolución de especies marinas (fósiles) ya que estos yacen en determinado orden en la serie sedimentaria, esto aunado a la sucesión estratigráfica de las rocas, permitió por una parte la división geológica del tiempo. Las edades geológicas o tiempos determinados de esta manera, son llamadas "edades relativas" (Brinkman, 1966).

b) Físicos o Geología Isotópica. Es un método absoluto, se basa en la transformación de los elementos radiactivos (decaimiento natural), cuyos átomos están en continua desintegración, independientemente de los agentes externos. Estos constituyen el reloj más importante y exacto para el cálculo de edades en las rocas; ya que el proceso de desintegración se efectúa de acuerdo a una ley exponencial conocida para cada elemento proporcionando un dato que puede ser atribuido como un cierto número de años. A la edad registrada de esta forma se le llama "*edad absoluta*".

Las edades o tiempos absolutos son de gran importancia, ya que estos proporcionan un dato, que indica los años transcurridos entre eventos desde la formación de la Tierra hasta el presente.

El decaimiento radiactivo posee características que permiten considerarlo como un reloj para medir tiempos geológicos. Dicha característica se basa en que los isótopos radiactivos decaen en forma constante a través del tiempo. La vida media de cada radioisótopo es una constante y se mantiene invariable a través del tiempo, de sus condiciones físico químicas, su temperatura, su presión, etc.

Para poder utilizar el reloj geológico se requiere de conocer la concentración del material radiactivo cuando se inició el proceso cuya edad se desea estimar. También se requiere conocer la concentración del material radiactivo en el momento actual. Utilizando la vida media característica del isótopo se puede calcular el tiempo transcurrido.

Ahora, suponiendo que la edad de la Tierra es aproximadamente 4,600 m.a. (Brinkmann, 1966) para medir eventos geológicos muy antiguos, se requiere de isótopos radiactivos de vidas medias muy largas.

Existen muy pocos átomos radiactivos con vidas medias del orden de la duración de tiempos geológicos. Los geocronólogos usan principalmente tres relojes, los cuales, se caracterizan por un par de átomos: *el padre*, siempre *radioactivo*, y *el hijo*, que *puede o no ser radiactivo*. Algunos métodos son conocidos con los nombres de *potasio-argón*, *rubidio-estroncio* y *uranio-plomo*, y el primer isótopo de cada par es el átomo padre, y el segundo su descendiente.

El potasio-40 al decaer da lugar al nacimiento de argón-40, que tiene una vida media de más de 1 260 000 000 de años; el rubidio-87 da lugar al nacimiento del estroncio-87, con una vida media de 4.9×10^{10} años; y por último, el uranio-235 y el uranio-238 tienen por últimos descendientes dos isótopos estables del plomo, de peso 207 y 206, respectivamente con una vida media de 0.7129×10^9 y 4.510×10^9 en el mismo orden.

Al analizar una muestra de acuerdo con la presencia del isótopo hijo, sea radiactivo o no, puede determinarse, con ayuda de las leyes del decaimiento radiactivo, el tiempo transcurrido desde la formación del yacimiento, roca o mineral. Para este caso, se tiene que, una mayor cantidad del isótopo hijo por unidad de padre indica una mayor antigüedad de la muestra.

De acuerdo a lo mencionado anteriormente y a la teoría desarrollada por Rutherford y Soddy (1902), la *taza de decaimiento* de un núcleo padre inestable es *proporcional* a el número de átomos N restantes en algún tiempo t .

Matemáticamente:

$$-\frac{dN}{dt} \propto N \quad 2.1$$

donde dN/dt es la variación del número de átomos padre con respecto al tiempo y el signo menos indica que decrece en función del tiempo.

Si a la razón (2.1) se le introduce la constante de proporcionalidad λ , tenemos que:

$$-\frac{dN}{dt} = \lambda N \quad 2.2$$

donde el valor numérico λ es característico de un radionúcleo particular y está expresado en unidades de tiempo recíproco.

Físicamente λ representa la probabilidad de que un átomo decaiga dentro una unidad de tiempo establecida, y se le conoce como constante de decaimiento.

Integrando la ecuación (2.2),

$$-\int \frac{dN}{N} = \lambda \int dt \quad 2.3$$

Esto resulta:

$$-\ln N = \lambda t + C \quad 2.4$$

donde $\ln N$ es el logaritmo para la base "e" de N
y C es la constante de integración.

Si la constante de integración C es valuada bajo la condición $N=N_0$ cuando $t=0$, se tiene de (2.4) el valor de la constante:

$$C = -\ln N_0 \quad 2.5$$

Sustituyendo en la ecuación (2.4):

$$-\ln N = \lambda t - \ln N_0 \quad 2.6$$

Resolviendo:

$$N = N_0 e^{-\lambda t} \quad 2.7$$

Ecuación básica del proceso de decaimiento radioactivo total, proporciona el número de átomos padres radiactivos N y remanentes en un tiempo t de un número original de átomos N_0 que estuvieron presentes cuando $t=0$ (fig. 2.1).

Si se asume la condición ideal, que el número de átomos hijos es cero cuando $t=0$, entonces, el número de átomos hijos D^* producidos por el decaimiento del padre en algún tiempo t, esta dado por:

$$D^* = N_0 - N \quad 2.8$$

Sustituyendo la ecuación (2.7) dentro de la ecuación (2.8), se obtiene:

$$D^* = N_0 - N_0 e^{-\lambda t} \quad 2.9$$

$$D^* = N_0(1 - e^{-\lambda t}) \quad 2.9a$$

Ecuación que proporciona el número de átomos hijos radiogénicos estables o inestables D^* , que fueron formados por decaimiento de un padre radiactivo en algún tiempo t , cuyo número inicial fue N_0 cuando $t=0$.

Anteriormente se habló de que a partir de la vida media de un isótopo, se puede calcular el tiempo transcurrido desde la cristalización de un mineral hasta el presente. Para lo cual se introduce el concepto de vida media.

La vida media $T_{1/2}$ es el tiempo requerido para que la mitad del número de núcleos radiactivos inicialmente presentes N_0 decaiga. Por consiguiente cuando $t=T_{1/2}$, $N=(1/2)N_0$.

Sustituyendo estos valores en la ecuación (2.7):

$$T_{1/2} = \frac{(\ln 2)}{\lambda} = \frac{0.693}{\lambda} \quad 2.10$$

Ecuación que provee una relación conveniente entre la vida media de un radionúcleo y su constante de decaimiento.

La siguiente figura ilustra el decaimiento hipotético de un radionúcleo (N) a un hijo estable (D^*).

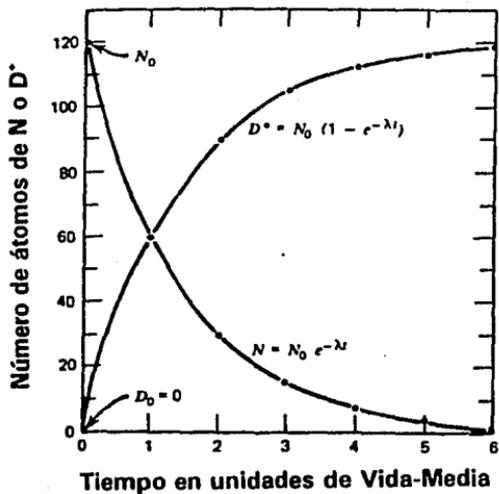


Fig. 2.1 Muestra la desintegración de n núcleo hipotético (N) a un hijo radiogénico estable (D^*) en función del tiempo medido en unidades de vida-media. Esto es, $N \rightarrow 0$ cuando $t \rightarrow \infty$, mientras $D^* \rightarrow N_0$ cuando $t \rightarrow \infty$ (Faure, 1977).

Para muchas aplicaciones prácticas de radiactividad al estudio de rocas y minerales, es más conveniente, relacionar el número de hijos radiogénicos D^* al número de átomos padres remanentes N y no a los que estuvieron inicialmente presentes N_0 . Ya que el número de átomos iniciales en el $t=0$ no es conocido y difícil de determinarse directamente.

Retomando la ecuación (2.8): $D^* = N_0 - N$ y reemplazando N_0 por $N e^{\lambda t}$ la cual es obtenida de la ecuación (2.7), y sustituyendo en (2.9a), se encuentra que:

$$D^* = N e^{\lambda t} - N = N(e^{\lambda t} - 1) \quad 2.11$$

El número total de átomos hijos (D) presentes en un sistema en el cual el decaimiento está ocurriendo es:

$$D = D_0 + D^* \quad 2.12$$

donde D_0 es el número de átomos hijos inicialmente presentes al tiempo $t=0$ y D^* es el número de átomos hijos producidos dentro del sistema por decaimiento del padre. Entonces:

$$D^* = N(e^{\lambda t} - 1) \quad 2.13$$

$$D = D_0 + N(e^{\lambda t} - 1) \quad 2.14$$

Ecuación básica que es usada para determinación de edades en rocas y minerales basada en el decaimiento de un padre radioactivo a un hijo estable.

Cuando D y N han sido medidos y un valor apropiado sustituido por D_0 , entonces la ecuación (2.14) puede ser resuelta para t , siendo t la "edad" del sistema. Las siguientes suposiciones son básicas para la aplicación de esta ecuación de la edad:

- 1.- Ninguno de los sistemas ya sea roca o mineral tienen ganancia o pérdida de átomos padres o hijos. Así que la razón de D^*/D ha cambiado solamente como un resultado del decaimiento radioactivo. Dicho de otra manera, la roca o mineral debe de ser un "sistema cerrado" con respecto a los padres e hijos.
- 2.- Se debe poder asignar un valor realista a D_0 , especialmente cuando D^* es mucho mayor que D_0 .
- 3.- El valor de la constante de decaimiento λ debe ser conocida en forma precisa.
- 4.- Las mediciones de D y N deben ser precisas y representativas de la roca o mineral a ser fechado.

Cuando las 4 suposiciones anteriores son satisfechas, la solución de la ecuación (2.14) produce un dato que representa la edad de la roca o mineral.

Antes de concluir cuando la ecuación que determina una fecha se puede relacionar a un evento geológico, se definirán las palabras *dato*, *fecha* y *edad*, las cuales tienen significados diferentes, y que sin embargo, algunas veces son utilizadas indistintamente.

Dato es cualquier información obtenida de un resultado, el cual, permite llegar al conocimiento de una cosa.

Fecha es un indicador del tiempo. En el caso específico, es un resultado producido por la ecuación "t" (2.14).

Edad tiempo de una roca o mineral desde que se ha formado o ha existido. En este caso es representada por una fecha producida por la ecuación t(2.15), solamente cuando las cuatro suposiciones son satisfechas y cuando la fecha puede ser asociada con un evento geológico significativo en la historia de la roca o mineral.

Considérese el decaimiento hipotético de un núcleo radiactivo N a un hijo radiogénico estable D'; entonces la razón D'/N, es una función que se incrementa con el tiempo y es el concepto básico que fundamenta todos los métodos de determinación de edades basados en el decaimiento de radionúclidos de ocurrencia natural en rocas y minerales.

Por lo cual, la ecuación (2.14) puede ser puesta explícitamente en "t" para dar:

$$\frac{(D - D_0)}{N} = e^{\lambda t} - 1$$
$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \frac{(D - D_0)}{N} + 1 \quad 2.15$$

III. PRINCIPIOS DEL METODO RADIOMETRICO K-Ar.

En este capítulo se describirán de una manera breve los principios del método de fechamiento ^{40}K - ^{40}Ar , así como, el desarrollo experimental que se sigue para el fechado de rocas y minerales.

Este método de fechamiento se considera como la base para el desarrollo de la técnica de fechado por la medición de la razón $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$, objetivo principal de este trabajo, y el cual será descrito en el capítulo V.

Los principios del método de fechamiento convencional K-Ar están basados en la presencia del isótopo natural radiactivo ^{40}K (Nier, 1935), el cual sufre un decaimiento a los isótopos ^{40}Ca y ^{40}Ar (Von Weizsäcker, 1937).

La forma natural del decaimiento del núcleo de ^{40}K a ^{40}Ar estable, se efectúa por dos modos de decaimiento: captura de un electrón o por la emisión de una β^+ (positrón) con una energía de 1.51 MeV. Cabe señalar que solamente 11.2% de los átomos del ^{40}K se desintegran a $^{40}\text{Ar}^*$, el restante 88.8% de los átomos del ^{40}K sufren un decaimiento al isótopo radiogénico Ca-40 mediante emisión β^- . El esquema completo de decaimiento se puede observar en la figura 3.1.

Diagrama de la desintegración del ^{40}K

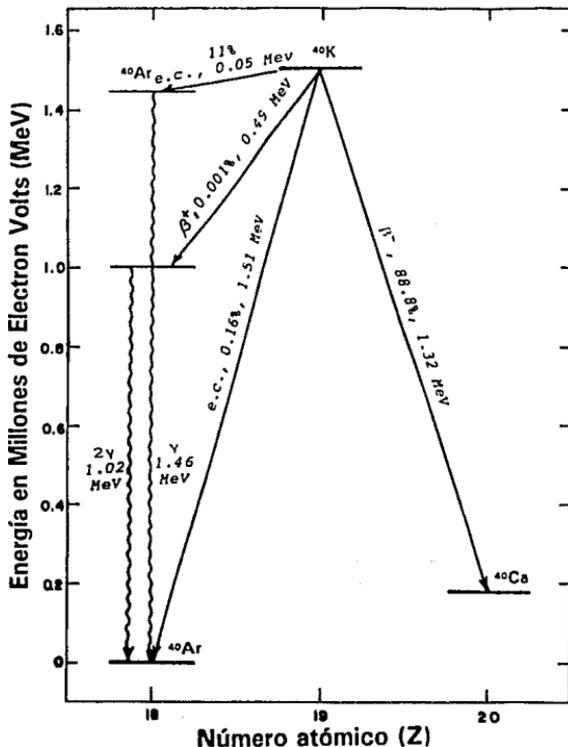


Fig. 3.1 Diagrama esquemático de la desintegración ramificada del ^{40}K a ^{40}Ar por captura de electrón y por emisión de positrón; y a ^{40}Ca por emisión de partículas beta negativas (McDougall, 1989).

A continuación se ilustra la abundancia de los isótopos de ocurrencia natural de potasio, argón y calcio.

Tabla 1. Abundancias isotópicas de potasio y argón (Nier, 1950) y las referentes a calcio (Holden y Walker, 1972), de acuerdo a su abundancia natural. Otros isótopos como el ^{37}Ar , ^{39}Ar , etc., pueden ser producidos de manera artificial, como se verá mas adelante.

ABUNDANCIA ISOTOPICA	%
Potasio	
^{39}K	93.0800
^{40}K	0.0119
^{41}K	6.9100
Argón (atmosférico)	
^{36}Ar	0.3370
^{38}Ar	0.0630
^{40}Ar	99.600
Calcio	
^{40}Ca	96.9400
^{42}Ca	0.6500
^{43}Ca	0.1400
^{44}Ca	2.0800
^{46}Ca	0.0030
^{48}Ca	0.1900

El método de fechamiento convencional ^{40}K - ^{40}Ar se basa en los principios de decaimiento que sufren los átomos descritos en el Capítulo II. A continuación se desarrollará la fórmula principal de determinación de edades.

La expresión que representa el crecimiento radiogénico de ^{40}Ar y ^{40}Ca en un sistema potásico cerrado, durante su tiempo de vida es la siguiente:

$$^{40}\text{Ar}^* + ^{40}\text{Ca}^* = ^{40}\text{K}(e^{\lambda t} - 1) \quad 3.1$$

donde λ es la constante de decaimiento del ^{40}K . λ es la suma (fig. 3.1) de λ_e , constante de decaimiento de ^{40}K a ^{40}Ar por captura electrónica, más λ_β , que es la constante de decaimiento de ^{40}K a ^{40}Ca , por emisión de una partícula β^- .

Los valores anteriormente considerados para las constantes del ^{40}K eran:

$$\lambda_e = 0.585 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$$

$$\lambda_\beta = 4.72 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$$

o sea,

$$\lambda = \lambda_e + \lambda_\beta$$

$$\begin{aligned} \lambda &= (0.585 + 4.72) \times 10^{-10} \\ &= 5.305 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1} \end{aligned}$$

nota: a=Años

Durante el 25^{vo} Congreso Geológico Internacional la Subcomisión en Geocronología recomendo la adopción de nuevos valores para las constantes de decaimiento del ^{40}K (Steiger y Jäger, 1977), siendo estos:

$$\lambda(^{40}\text{K}_\beta) = 4.962 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$$

$$\lambda(^{40}\text{K}_e) + \lambda(^{40}\text{K}_\beta) = 0.581 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$$

$$\lambda = \lambda_\beta + \lambda_e = 5.543 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$$

Dicha constante corresponde a una vida media de:

$$T_{1/2} = \frac{0.693}{5.305 \times 10^{-10}} = 1.31 \times 10^9 \text{ a}$$

Tomando en cuenta que solo una fracción de átomos de ^{40}K sufre un decaimiento a ^{40}Ar y que esta fracción esta dada por la relación (λ_r / λ) ^{40}K , entonces el crecimiento de átomos de ^{40}Ar radiogénico en una roca o mineral con contenido potásico, esta dada por:

$$^{40}\text{Ar}^* = \frac{\lambda_r}{\lambda} \quad ^{40}\text{K} (e^{\lambda t} - 1) \quad 3.2$$

Si considera que el número total de átomos del ^{40}Ar es: $^{40}\text{Ar} = ^{40}\text{Ar}_0 + ^{40}\text{Ar}^*$ y suponiendo que el ^{40}Ar no esta presente en el mineral en el tiempo de su formación, entonces:

$$^{40}\text{Ar}_0 = 0.$$

Concluyendo, la ecuación que calcula el valor de la edad de la roca y/o mineral; t , requiere, además de los conceptos mencionados en los capítulos anteriores, de medir la concentración tanto de potasio como de argón-40 radiogénico que se ha acumulado de manera independiente (véase diagrama de flujo, pag. 25). Dicha ecuación es:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left[\frac{^{40}\text{Ar}^* \left(\frac{\lambda}{\lambda_r} \right) + 1}{^{40}\text{K}} \right] \quad 3.3$$

Para que el valor de t pueda representar la edad de la roca o mineral, debe cumplir con las siguientes condiciones:

- 1.- Que no exista pérdida de ^{40}Ar radiogénico producido por el decaimiento de ^{40}K en el mineral a partir de su cristalización.
- 2.- Que el mineral deba tener un rápido enfriamiento después de la cristalización.
- 3.- Que no deba haber exceso de ^{40}Ar dentro del mineral en el tiempo de su formación o durante un evento metamórfico posterior.
- 4.- Debe realizarse una corrección apropiada para la presencia de ^{40}Ar atmosférico.
- 5.- El mineral en su formación debe contener potasio.
- 6.- La composición isotópica del potasio en el mineral no debe cambiar por fraccionamiento u otros procesos, excepto por decaimiento del ^{40}K .

- 7.- Que la constante de decaimiento del ^{40}K sea conocida con precisión, y esta no sea afectada por condiciones de presión y temperatura (Cap. 4.1, Faure); tales como, sepultamientos, metamorfismo de elevadas temperaturas (Shafiqullah y Damon, 1974).

La medida para la edad en un mineral por K-Ar incluye dos etapas:

a) *determinación de la concentración de potasio.*

b) *evaluación de la concentración de argón.*

En el inciso a, la determinación de la concentración de potasio se realiza por uno de varios métodos incluyendo fotometría de flama, espectrometría por absorción atómica, dilución isotópica e inclusive por activación de neutrones.

El inciso b, la concentración de argón se determina en un espectrómetro de masas por fusión total.

Espectrometría de Masas.

El *espectrómetro de masas* es un instrumento que ioniza al átomo del isótopo, dejándolo con una carga eléctrica positiva; lo acelera hacia un campo magnético, pasa por éste y llega a un colector, siguiendo un camino definido por la masa del átomo; de esta manera queda identificado y cuantificado.

El proceso de análisis de ^{40}Ar radiogénico se realiza de la siguiente manera:

Una cantidad conocida de muestra es fundida dentro de un crisol sellado en un sistema de vacío. Después de realizada la fusión, una cantidad conocida de Ar-38 es mezclada con el gas extraído desde el mineral. Esta mezcla es purificada por medio de reacción química de gases, incluyendo H_2 , CO_2 , O_2 y N_2 , dejando solamente una mezcla de gases nobles, incluyendo argón (fig.3.2). La mezcla de gas residual es introducida en la fuente del espectrómetro de masas y las proporciones de $^{40}\text{Ar}/^{38}\text{Ar}$ y $^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ de la mezcla son determinadas (fig.3.3). El valor medido de la razón $^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ son usados, para corregir la presencia de argón atmosférico cuya composición isotópica es conocida (Merrihue, 1965; Farrar, 1964; Reynolds, 1956). La razón $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ atmosférico es igual a 295.5.

A este método de identificación y cuantificación de isótopos es llamado *"dilución isotópica"*.

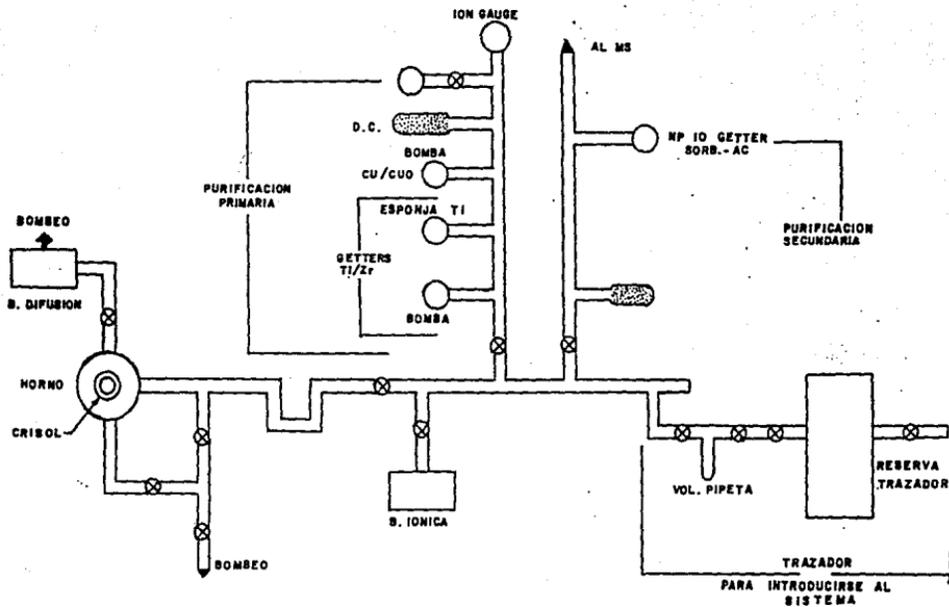


Fig. 3.2 Esquema de un sistema de extracción de argón.

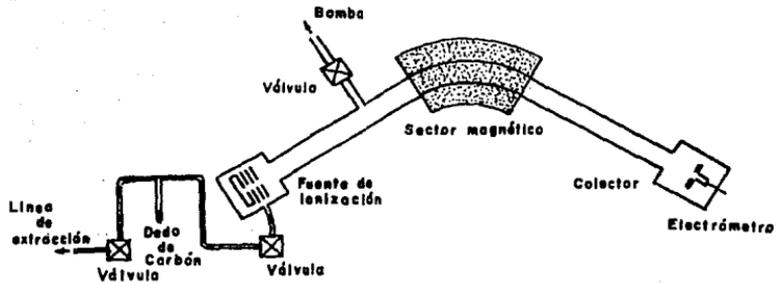
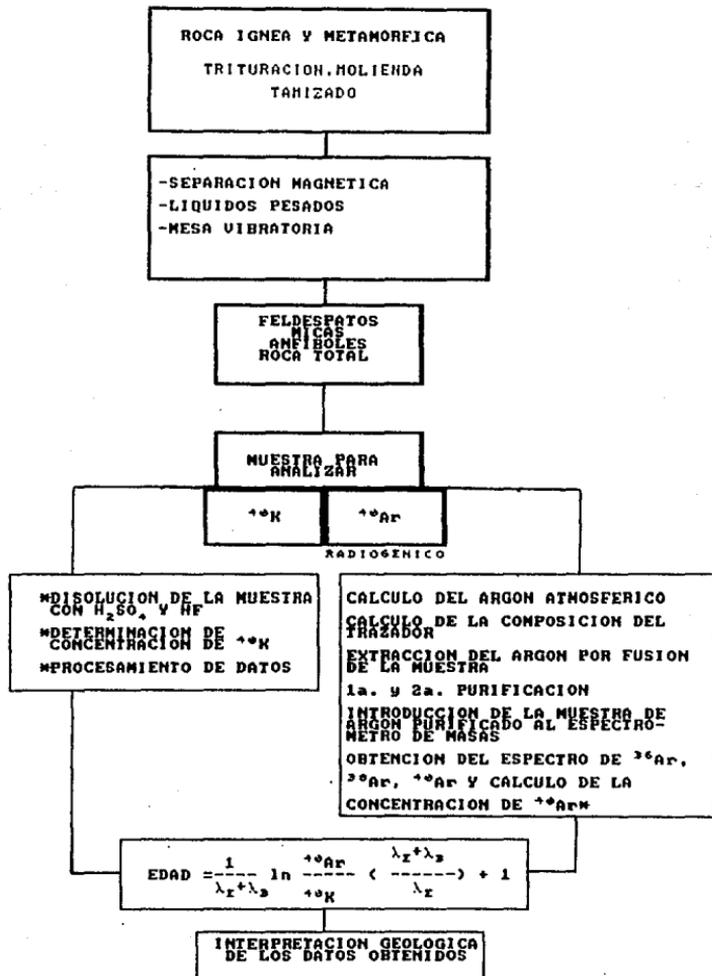


Fig. 3.3 *Diagrama de un espectrómetro de masas para una fuente de gas de la clase usada para análisis de argón (McDougall, 1989).*

DETERMINACION DE EDAD POR EL METODO K-Ar



Descripción:

El diagrama de flujo presenta en forma esquemática el procedimiento experimental del método de fechamiento K-Ar.

Primer cuadro. Delinea los 3 pasos: trituración, molienda y tamizado que se requieren para la obtención de las muestras de roca total.

Segundo cuadro. Muestra el procedimiento de separación y concentración de minerales, estos son: separación magnética, líquidos pesados y mesa vibratoria. Estos se requieren para obtener la pureza (95-100 %) de los minerales.

Tercer cuadro. Muestra la variedad de rocas y minerales que pueden ser aprovechables para determinación de edades por ^{40}K - ^{40}Ar . Dentro de cada una de las clasificaciones, se tiene:

- feldespatos (sanidino, anortoclasa, plagioclasa).
- micas (biotita, muscovita, flogopita, lepidolita, glauconita).
- Anfiboles (horblenda).
- Roca total (Rocas volcánicas: basaltos, andesitas, riolitas, etc.; rocas metamórficas de grano fino y en ocasiones rocas sedimentarias).

Cuarto cuadro. Indica que para analizar la muestra por este método se realiza por dos caminos diferentes, descritos a continuación:

Primero: Determinación de ^{40}K .

-Disolución de la muestra con H_2SO_4 y HF.

(alícuotas: 100-1000 ml; homogenización: ultrasonico; filtración)

-Medición por espectrofotometría de concentración de K.

-Procesamiento de datos en programa de cálculo (para obtener concentración de K-40).

Segundo: Determinación de ^{40}Ar radiogénico, de la siguiente manera:

-Cálculo de argón atmosférico (y factores de análisis y discriminación).

-Cálculo de la composición del trazador (^{38}Ar -99,6%).

-Extracción del Ar por fusión de la muestra (a temperaturas de 1700°C).

-Primera purificación del Ar con trampas.

(Carbón activado, nitrógeno líquido, cobre y óxido de cobre, esponja de titanio)

-Segunda purificación del Ar Sorb-Ac (Absorción de gases activos).

-Introducción de la muestra de Ar purificado al espectrómetro de masas.

-Obtención del espectro de masas de los isótopos ^{36}Ar , ^{38}Ar , ^{40}Ar y cálculo de concentración de Ar-40 radiogénico.

Quinto cuadro. Las concentraciones obtenidas tanto de ^{40}K y ^{40}Ar , son sustituidas en la ecuación de la edad, la cual proporcionará un dato para su interpretación en base a conceptos geológicos.

Sexto cuadro. Interpretación Geológica.

Como se puede observar en el diagrama de flujo la parte experimental para calcular edades por el método K-Ar, requiere relizar dos trayectorias por separado: un cálculo para determinar la concentración del K y otro para determinar la concentración de Ar radiogénico, para lo cual de una cantidad de muestra conocida roca total y/o mineral puro, se necesita dividir la muestra en dos fracciones, lo cual acarriaría problemas de homogenización en la muestra con resultados no muy precisos.

Estos problemas son minimizados por el método de fechamiento $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ el cual será tratado en el capítulo V siendo uno de los objetivos principales de este presente trabajo.

IV. USO DE ESTANDARES GEOLOGICOS Y CALIBRACION.

Estándar - patrón o modelo que cumple con dos características principales: es *accesible e invariable*. Ejemplo: *metro patrón*.

En la Geología, como en la Física y en otras ciencias, se requiere o se trabaja bajo un estándar o patrón. El estándar es útil como unidad de comparación para determinar una serie de elementos que constituyen las características propias de ese estándar.

Se puede considerar como estándar geológico a una unidad litológica o roca, un ambiente geológico, que cumpla con características propias, como son: color, composición mineralógica, dureza, parámetros de formación, edad, etc.; las cuales sirven para identificar y concentrar en grupos a diferentes rocas o ambientes geológicos de cualquier lugar de la tierra.

Las rocas y/o unidades litológicas están caracterizadas por una etapa de formación o "edad geológica", la cual ha sido determinada por su posición con respecto a las rocas depositadas antes o después a ella, por alteraciones de minerales o roca encajonante, por evolución de especies. Como ya se había indicado anteriormente, estas características indican "**tiempos relativos**".

Sin embargo, existen los métodos isotópicos y físicos de fechado, los cuales, determinan de una manera más exacta y precisa la edad geológica de un mineral o roca dando "**tiempos absolutos**". Algunos de estos métodos son: K-Ar, Rb-Sr, U-Pb, entre otros. En estos métodos de fechado el uso de un estándar geológico es de gran ayuda para el cálculo de edades desconocidas en muestras de mineral y/o roca total.

El estándar geológico dentro de los métodos isotópicos es un mineral de edad conocida determinada en los laboratorios dedicados al fechado geológico. El estándar es aceptado entre laboratorios a nivel internacional; además de servir como un calibrador en el manejo del instrumental utilizado.

El estándar o patrón dentro del método convencional K-Ar es útil como unidad de comparación en el fechado de minerales de edad desconocida; además, permite la calibración del proceso experimental al inicio de cada uno de los experimentos alcanzando una mayor precisión del método convencional.

La tabla numero 2 muestra la edad calculada por K-Ar para dos muestras estandar internacionales con claves biot-133 y HD-B1.

La calibración de la instrumentación utilizada para realizar el fechado de rocas y minerales es indispensable para obtener una mayor precisión en los espectros registrados.

La calibración del espectrómetro de masas debe ser hecha, así como una corrección apropiada a las razones medidas para el análisis de argón. Esta es ejecutable por análisis de argón atmosférico, frecuentemente introducido directamente a la máquina desde un tubo de gas unido al espectrómetro de masas.

El procedimiento normalmente adoptado es medir la razón de $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ en una parte de argón atmosférico y entonces para calcular la discriminación por comparación del valor medido con aquel dado por Nier (1950), 295.5. La discriminación de masa es calculada desde la medición $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ y aplicada a la razón medida en la suposición que esto es lineal con respecto a la masa. Dependiendo del tipo de aparato, puede ser favorecida la ligereza o pesades del isótopo. Esto es importante para determinar la extensión de las cantidades de gas sobre la cual la discriminación mantenida esencialmente es constante y entonces para restringir el tamaño de la muestra de gas analizada dentro de este rango; esto asegura que algún efecto de presión o no linealidades del sistema de medición sean minimizados (Mc Dougall, I. y Harrison, M.T., 1988).

En el caso de que una muestra requiera solamente de la corrección F de la contaminación de Ar atmosférico, se tiene:

$$F = A - C_1 B$$

donde "A" es la razón medida de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, "B" es la razón medida de $^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, y " C_1 " = 295.5, el cual es la razón $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ en la atmósfera (Nier, 1950).

Tabla 2. Muestra la edad calculada por K-Ar para dos muestras de mineral concentrado, considerados minerales estándar internacionales.

Número Muestra	Material	K (% peso)	$^{40}\text{Ar}_{\text{md}}$ (10-12 mol/g)	% Rad	Edad (ma) Calculada	Método
133	Biotita	7.84	18429	98.5	1,001.00	K-Ar
HD-B1	Biotita	7.98	344.5	85.0	24.7	K-Ar

V. METODO Ar-40/Ar-39 POR ACTIVACION DEL POTASIO.

En el capítulo III se habló acerca de los principios del método de fechamiento convencional K-Ar, el cual se basa en la suposición de que la muestra no contiene argón en el tiempo de su formación y que todo el argón radiogénico producido posteriormente dentro de la muestra fue retenido; sin embargo, también se mencionan algunos factores que producen pérdida o exceso de argón los cuales pueden proporcionar datos poco confiables en relación a los eventos geológicos.

La técnica reciente de fechamiento $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ descrita por Merrihue and Turner en el año de 1966, tiene algunas ventajas sobre el método convencional K-Ar, estas son: el potasio y el argón son determinados en una misma muestra, solamente se requiere de mediciones de razones isotópicas de argón, el problema de inhomogeneidad es eliminado y se reduce el número de mediciones requeridas. Por lo cual, este método se adapta para el fechamiento de muy pequeñas o valiosas muestras como meteoritos, rocas lunares, terrestres y minerales (Turner, 1966, 1970, 1971; York, 1970; Dalrymple, 1974, 1981).

El método de fechamiento $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ incluye dos técnicas experimentales:

-La técnica de fusión total y

-La técnica de calentamiento gradual, calentamiento por pasos, o técnica del espectro de edad.

PRINCIPIOS.

Este método de fechado se deriva de los conceptos de decaimiento mencionados en el Capítulo II y esta basado en la activación de ^{39}K contenido en la muestra convirtiéndolo a ^{39}Ar por medio de irradiación con neutrones rápidos via la reacción $^{39}\text{K}(n,p)^{39}\text{Ar}$. Por lo tanto, la edad del mineral es calculada mediante la relación $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, medida en un espectrómetro de masas (Merrihue, 1965; Farrar, 1964; Reynolds, 1956).

El número de átomos de ^{39}Ar formados en la muestra irradiada con neutrones, se determina con la siguiente fórmula (Mitchell, 1968):

$$^{39}\text{Ar} = ^{39}\text{K} \Delta T \int \phi(E) \sigma(E) \partial E \quad 5.1$$

donde: ^{39}K es el número de átomos de este isótopo.

ΔT es el tiempo de irradiación.

$\phi(\epsilon)$ es la fluencia de neutrones con una energía dada ϵ .

$\sigma(\epsilon)$ es la sección eficaz de captura del ^{39}K para neutrones de una energía ϵ .

y la integración en ϵ , se lleva a cabo sobre todo el espectro de energía de neutrones.

Como ya se había mencionado antes, ésta técnica para el cálculo de la edad requiere de medir la relación de isótopos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$; para lo cual, se necesita conocer del número de átomos ^{40}Ar . La fórmula para determinar el número de átomos producidos es:

$$^{40}\text{Ar}^* = \frac{\lambda_e}{\lambda} \quad ^{40}\text{K} (e^{\lambda t} - 1) \quad 5.2$$

donde: λ_e es la constante de desintegración del ^{40}K (por captura electrónica) y λ es la constante de desintegración total del ^{40}K .

Para obtener el argón-39, la muestra es irradiada con neutrones, y entonces el cálculo de la relación $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$ está dada por:

$$\frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{39}\text{Ar}} = \frac{\lambda_e}{\lambda} \frac{^{40}\text{K}}{^{39}\text{K}} \frac{1}{\Delta T} \int \frac{e^{\lambda t} - 1}{\phi(E) \sigma(E) \partial E} \quad 5.3$$

La fluencia de neutrones y la sección eficaz son difíciles de evaluar, debido tanto a la energía de los neutrones incidentes como a la sección eficaz de captura de neutrones, la cual, varía con la energía. Para poder eliminar este problema Mitchell (1968) determinó el *parámetro J*:

$$J = \frac{\lambda}{\lambda_e} \frac{^{39}\text{K}}{^{40}\text{K}} \Delta T \int \phi(E) \sigma(E) \partial E \quad 5.4$$

Sustituido en la ecuación (5.3), se obtiene:

$$\frac{{}^{40}\text{Ar}^*}{{}^{39}\text{Ar}} = \frac{e^{\lambda t} - 1}{J} \quad 5.5$$

donde J es determinada por irradiación de una muestra de edad conocida denominada mineral estándar, junto con muestras de edad desconocida; después que la relación ${}^{40}\text{Ar}/{}^{39}\text{Ar}$ del monitor ha sido medida, el valor de J puede ser calculado, así:

$$J = \frac{e^{\lambda t_m} - 1}{{}^{40}\text{Ar}^*/{}^{39}\text{Ar}} \quad 5.6$$

donde "tm" es la edad del estándar, y ${}^{40}\text{Ar}^*/{}^{39}\text{Ar}$ es el valor medido de esta relación en el monitor.

La tabla número 3 presenta valores de "J"; calculados para diferentes reactores en distintos países, así como, parámetros de irradiación (McDougall, 1989).

Después de la irradiación, las relaciones de ${}^{40}\text{Ar}/{}^{39}\text{Ar}$ son medidas para el estándar con el espectrómetro de masas y se calculan los valores de "J" a partir de la ecuación (5.6). Entonces las relaciones ${}^{40}\text{Ar}^*/{}^{39}\text{Ar}$ de las muestras desconocidas son usados en la siguiente ecuación:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(\frac{{}^{40}\text{Ar}^*}{{}^{39}\text{Ar}} J + 1 \right) \quad 5.7$$

Según Dalrymple y Lanphere (1971), el error analítico estimado en el cálculo de datos, es:

$$\sigma_t = \left[\frac{J^2 F^2 (\sigma_{F^2} + \sigma_{J^2})}{t^2 \lambda^2 (1 + FJ)^2} \right]^{1/2} \quad 5.8$$

donde: $F = {}^{40}\text{Ar}^*/{}^{39}\text{Ar}$, σ_{F^2} y σ_{J^2} , son las varianzas de F y J, respectivamente, expresados en porcentaje; t es la edad de la muestra y λ es la constante de decaimiento total de ${}^{40}\text{K}$.

Los datos así obtenidos son referidos como "datos de liberación total de argón".

Se supone que todo el argón contaminante es de origen atmosférico, la relación de isótopos medidos de ${}^{40}\text{Ar}^*$ a ${}^{39}\text{Ar}$ se puede corregir:

$$\frac{{}^{40}\text{Ar}^*}{{}^{39}\text{Ar}} = \left(\frac{{}^{40}\text{Ar}}{{}^{39}\text{Ar}} \right)_m - 295.5 \left(\frac{{}^{36}\text{Ar}}{{}^{39}\text{Ar}} \right)_m \quad 5.9$$

donde el subíndice "m" denota valores medidos y 295.5 es la relación ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar}$ de argón atmosférico corregida.

Tabla 3. Valores de "J" calculados para diferentes reactores.

Reactor and location (irradiation position)	J/h ($\times 10^{-4}$)	$^{39}\text{Ar}_K$ production (mol $^{39}\text{Ar}/\text{g K} - \text{h}$ $\times 10^{-10}$)	$^{37}\text{Ar}_K$ production ($\mu\text{mol } ^{37}\text{Ar}/\text{g Ca} - \text{h}$ $\times 10^{-10}$)	Fast flux ($\mu\text{g}/\text{cm}^2/\text{s}$ $\times 10^{13}$)	Slow/fast neutron flux	References
HFBR (Brookhaven, NY) (core)	35	12	6	14	0.65	Husain (1974)
RRF (Columbia, MO) (flux trap)	29	9	10	—	—	Bernatowicz et al. (1978)
BR-2 (Mol, Belgium) (core)	7.4	2.5	1.3	3.7	—	Kirsten et al. (1972); Kirsten et al. (1973b)
Herald (Aldermaston, U.K.) (core)	7.2	2.4	1.3	3.7	1.7	Turner (1970b,d; 1971b); Turner et al. (1973)
GETR (Pleasanton, CA) (shuttle tube)	4.0	1.4	0.76	1.7	7.5	Turner et al. (1971, 1972); Podosek et al. (1973); Alexander and Davis (1974)
Melusine (Grenoble, France)	3.4	0.88	0.49	—	—	Féraud et al. (1982)
Herald (Aldermaston, U.K.) (core edge)	2.8	0.88	0.44	1.3	3.3	Roddick (1983)
GSTR (TRIGA) (Denver, CO) (core, centerline)	2.5	0.86	0.42	1.7	0.9	Dalrymple et al. (1981)
49-2 (Beijing, China) (H4)	1.7	0.52	—	0.6	—	Wang et al. (1986)
JMTR (Tohoku, Japan)	1.4	0.45	0.24	~0.6	—	Kaneoka et al. (1979)
McMaster University (Hamilton, Canada) (core)	1.1	0.4	—	~0.08	~19	Berger and York (1970)
JMTR (Tohoku, Japan)	0.93	0.29	0.15	0.5	—	Kaneoka (1983)
Ford (Ann Arbor, MI) (H-5)	0.78	0.24	—	—	—	Harrison and Fitz Gerald (1986)
FR-2 (Karlsruhe, Germany) (core, isotope channel)	0.68	0.22	0.12	0.34	—	Kirsten et al. (1972, 1973a); Sietler et al. (1974)
RRF (Columbia, MO) (reflector pool)	0.56	0.19	0.11	0.3	~13	Hohenberg et al. (1981); Dalrymple et al. (1981)
HIFAR (Lucas Heights, Australia) (next to core X33, X34)	0.20	0.060	0.031	~0.1	~50	McDougall (1985); Tetty et al. (1980); this work

$$^*J = (\lambda/\lambda_0 + \lambda_1^*) \chi^{39}\text{Ar}_K / ^{40}\text{K}$$

Cabe señalar la presencia de varias interferencias de isótopos de argón, por las reacciones que los neutrones inducen en otros elementos, tales como, ^{36}Ar y ^{39}Ar que se derivan del calcio y ^{40}Ar del potasio; así como ^{37}Ar también derivado del calcio (ver tabla 4 de interferencias). Esto ha sido discutido detalladamente proponiendo una serie de correcciones (Mitchell, 1968; Brereton, 1970; Turner, 1971; Dalrymple and Lanphere, 1971), sobre todo a muestras jóvenes, menores 10^6 años y aquellas con contenidos $\text{K}/\text{Ca} < 1$.

Tabla 4. INTERFERENCIA DE REACCIONES NUCLEARES CAUSADAS POR IRRADIACION DE NEUTRONES EN MUESTRAS DE MINERAL (BRERETON, 1970).

Argón Producido	Calcio	Potasio	Argón	Cloro
^{36}Ar	$^{40}\text{Ca}(n, n\alpha)$	-----	-----	-----
^{37}Ar	$^{40}\text{Ca}(n, \alpha)$	$^{39}\text{K}(n, nd)$	$^{36}\text{Ar}(n, \gamma)$	-----
^{38}Ar	$^{42}\text{Ca}(n, n\alpha)$	$^{39}\text{K}(n, d)$ $^{41}\text{K}(n, \alpha, \beta^-)$	$^{40}\text{Ar}(n, nd, \beta)$	$^{37}\text{Cl}(n, \gamma, \beta^-)$
^{39}Ar	$^{42}\text{Ca}(n, \alpha)$ $^{43}\text{Ca}(n, n\alpha)$	$^{39}\text{K}(n, p)^a$ $^{40}\text{K}(n, d)$	$^{38}\text{Ar}(n, \gamma)$ $^{40}\text{Ar}(n, d, \beta^-)$	-----
^{40}Ar	$^{43}\text{Ca}(n, \alpha)$ $^{44}\text{Ca}(n, n\alpha)$	$^{40}\text{K}(n, p)$ $^{41}\text{K}(n, d)$	-----	-----

a Reacción principal en la cual el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ esta basada.

Algunos factores de corrección ya han sido calculados, como aquellos medidos por Dalrymple y Lanphere (1971), donde ellos determinaron factores de corrección tanto para el calcio como para el potasio que produjeron Ar en el reactor TRIGA del U.S. Geological Survey, siendo estos:

$$(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = (2.72 + 0.014) \cdot 10^{-4}$$

$$(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = (6.33 + 0.043) \cdot 10^{-4}$$

$$(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{K}} = 0.0059 + 0.00042$$

La razón de producción de $^{40}\text{Ar}/^{37}\text{Ar}$ debido a calcio es $4.6 \cdot 10^{-3}$.

Para realizar estas correcciones importantes, se han desarrollado ecuaciones que relacionan la edad de una muestra irradiada a su razón $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ corregida por las reacciones de interferencia (Brereton, 1970).

Toda reacción de interferencia puede ser corregida por la expresión desarrollada por Dalrymple y Lanphere (1971) que a continuación se da:

$$\frac{^{40}\text{Ar}'}{^{39}\text{Ar}_k} = \frac{(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}) - 295.5 \left(\frac{^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}}{1 - (^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{ca}} \right) - \left(\frac{^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar}}{^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}} \right)_{ca} \left(\frac{^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}}{1 - (^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{ca}} \right) - \left(\frac{^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}}{^{39}\text{Ar}_k} \right)_k}{1 - (^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{ca} \left(\frac{^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}}{1 - (^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{ca}} \right)}$$

5.10

donde $(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{ca}$, $(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{ca}$ y $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_k$ son constantes determinadas experimentalmente dadas por un reactor.

En el caso de que una muestra requiera solamente de la corrección F de la contaminación de Ar atmosférico, se tiene:

$$F = A - C_1 B \quad 5.11$$

donde "A" es la razón medida de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, "B" es la razón medida de $^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, y "C1" = 295.5, el cual es la razón $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ en la atmósfera (Nier, 1950).

Alexander y Davis (1974) determinaron los criterios para un mineral monitor adecuado, siendo estos:

1.-El mineral debe contener una proporción uniforme de ^{40}Ar radiogénico a ^{40}K . 2.-Las distribuciones tanto del potasio como del argón-40 radiogénico deben ser homogéneas. 3.-El mineral monitor debe ser similar en edad y en su razón K/Ca a la muestra por datar. 4.-El mineral debe ser de grano grueso.

Estos 4 requerimientos deben cumplirse lo más exactamente posible, ya que la edad desconocida de las muestras es calculada mediante la razón $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ con referencia a la proporción $^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}/^{39}\text{Ar}_k$ del monitor. Para lo cual: el criterio uno es necesario para minimizar errores debido a la inhomogeneidad del mineral monitor. El criterio dos es requerido porque el monitor es calibrado por mediciones convencionales K-Ar, dichas mediciones son hechas en partes separadas de una misma muestra. El criterio 3 surge porque los parámetros óptimos, principalmente tiempo de irradiación y tamaño de la muestra para una irradiación son una función de edad y K/Ca. El criterio 4 elimina dificultades de seguridad radiológica contenidas en el manejo de polvo radiactivo, el cual puede transportarse en el aire.

Durante el desarrollo de la ecuación de la edad y su aplicabilidad por el método de fechamiento ^{40}Ar - ^{39}Ar se mencionan dos etapas experimentales sobresalientes dentro de este método de fechado y son:

Espectrometría de Masas.

Como se vio anteriormente en el método convencional K-Ar, el análisis de los isótopos de ^{40}Ar , ^{38}Ar y ^{36}Ar , se realiza bajo el procedimiento llamado dilución isotópica y es en una sola etapa de calentamiento (fusión total), esto se debe a la comparación que se hace entre la concentración total de argón y concentración total de potasio que se obtienen en forma independiente para la ecuación (3.3). Sin embargo, en el método de fechamiento ^{40}Ar - ^{39}Ar , existe una ventaja, ya que la razón 40/39 de la ecuación (5.7) se mide directamente utilizando la misma muestra en el espectrómetro de masas. En este análisis 40/39, el uso del espectrómetro de masas como un aparato de medición, es indispensable, de él se obtiene la medición de las razones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, $^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, etc. Un ejemplo de registro de las masas de argón se observa en la figura 5.1.

Por lo tanto, la liberación de argón dada en forma fraccionada por calentamiento gradual proporciona mayor información.

Los resultados son una serie de edades aparentes en función de temperaturas sucesivamente mayores, conocidas como espectro de edad o curva de liberación de argón, de la cual, se obtiene información útil acerca de la historia geológica, infiriéndose datos como: la edad de la muestra, su historia térmica y su condición de alteración que presenta.

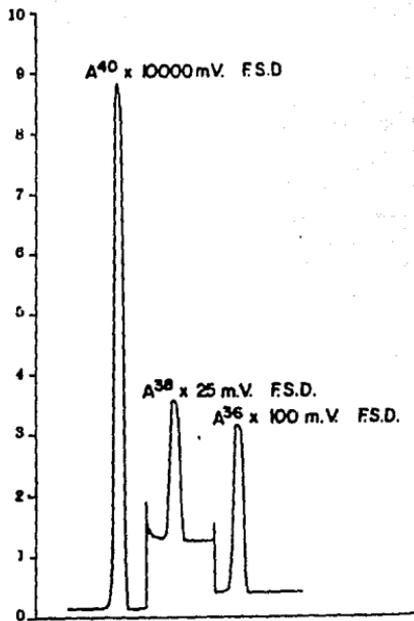


Fig. 5.1 Registro de argón atmosférico mostrando la resolución en el rango de masas 36-40 (Farrar, 1964).

Representación Gráfica de los Espectros Registrados.

Esta se puede realizar de dos maneras diferentes :

La primera como un *espectro de edad* y la segunda como un *método de isocrona* $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ contra $^{39}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$. Siendo ligeramente diferentes en sus pretensiones, pero complementarios.

Para el *espectro de edad* (o diagrama de liberación de argón) (Fig. 5.2a) una "edad aparente" es calculada independientemente para cada fracción de gas liberado, y los resultados dibujados en un diagrama de "espectro de edad", son representados con una edad aparente en la ordenada y el porcentaje acumulativo de ^{39}Ar liberado sobre la abscisa. Donde convenientemente, la *meseta* que representa la edad se calcula por promedio de los resultados de aquellas fracciones de gas liberadas contiguamente, las cuales, tienen edades aparentes similares. La selección de que dato incluir en la meseta es considerablemente subjetivo. La fecha representada por la meseta debe ser promediada por el cálculo de una simple media aritmética (tp') y un peso promedio (tp) importando cada uno de los datos por lo inverso de su variación estimada. El peso promedio debe ser referido porque este toma en consideración la calidad analítica de cada una medición.

Los principios del *método de la isocrona* $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ vs $^{39}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ (Fig. 5.2b) fueron descritos por Merrihue y Turner (1966); Berger y York (1970); Brereton (1972) y Dalrymple y Lanphere (1974).

Las razones $^{40}\text{Ar}_{R+A}/^{36}\text{Ar}_A$ y $^{39}\text{Ar}_K/^{36}\text{Ar}_A$ son encontradas para cada incremento de gas; donde los subescritos indican radiogénico (R), atmosférico y externo (A) e isótopos de argón derivados de potasio (K). El componente externo (A) incluye el argón total tales como radiogénico, atmosférico y aquel generado por reacción de neutrones con calcio y potasio; en un sistema ideal, esto no estaría presente. Estas razones son dibujadas en un diagrama de isocronas con la razón $^{40}\text{Ar}_{R+A}/^{36}\text{Ar}_A$ en el eje de las ordenadas y $^{39}\text{Ar}_K/^{36}\text{Ar}_A$ en el eje de las abscisas. La razón $^{40}\text{Ar}_R/^{39}\text{Ar}_K$, desde la cual la edad de la isocrona es calculada, es dada por la pendiente (coeficiente de regresión) y la razón $^{40}\text{Ar}_A/^{36}\text{Ar}_A$ es la intercepción de la línea sobre la ordenada. La principal ventaja de este método es que no es necesaria la corrección, o hacer alguna suposición acerca de la composición isotópica de argón atmosférico. La importancia de la isocrona $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ comienza con el calentamiento incremental, la división del gas en fracciones es inducido en el laboratorio por difusión, mientras que para otros tipos de isocronas, el dato representa análisis separados de mineral diferente o fase de roca.

Para una razón conocida ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$)_u y edad t_s una gráfica de ($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$)_u contra ($^{39}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$)_u producirá una línea recta con intercepción de y ($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$)_c y pendiente = ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$)_s.

$$\frac{e^{\lambda t_u} - 1}{e^{\lambda t_s} - 1}$$

La edad de una muestra desconocida puede ser calculada de la expresión:

$$t_u = \frac{1}{\lambda} \ln \left\{ 1 + \frac{m (e^{\lambda t_s} - 1)}{(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_s} \right\}$$

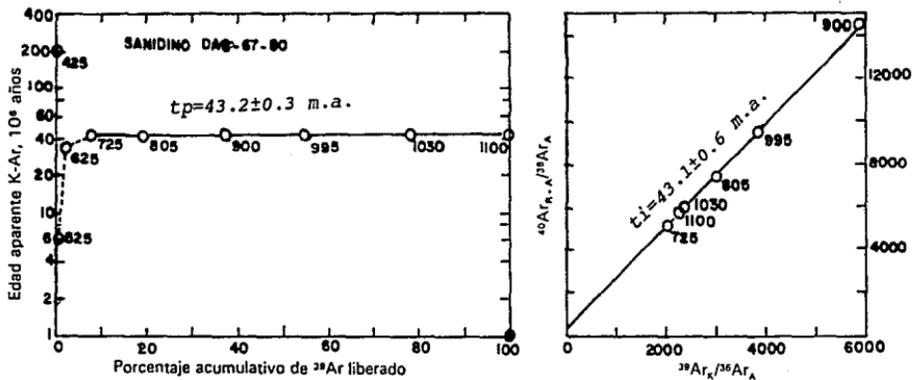


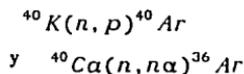
Fig. 5.2 Espectro de Edad del método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e Isocrona para una muestra de sanidino con clave DAS 67-80. En las gráficas los círculos en blanco representan las temperaturas de fusión a las que fue sometida la muestra (Dalrymple, 1973).

Irradiación.

Esta etapa tiene gran importancia en el fechado de muestras por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$; ya que por medio de la irradiación con neutrones a la muestra con contenido potásico (^{39}K) se producirá ^{39}Ar requerido para el cálculo de edades en este método. Y como la relación de $^{39}\text{K}/^{40}\text{K}$ es constante en la naturaleza, el cociente $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de la ecuación (3.3) queda determinado (Balcázar, 1992).

La irradiación de la muestra se efectúa dentro del núcleo de un reactor nuclear donde el flujo de neutrones rápidos reaccionarán con los átomos del ^{39}K contenido en las muestras para así obtener ^{39}Ar . Junto a las muestras de edad desconocida deben irradiarse las muestras de edad conocida (mineral estándar) en un solo experimento (Dalrymple, Alexander, Jr., Lanphere, Kraker, 1981). Como siguiente paso al de la irradiación, se tiene la fusión de la muestra por etapas en un sistema de extracción de argón convencional (Dalrymple y Lanphere, 1969); y así, con las medidas de concentración de Ar-40 y Ar-39 y su razón con las respectivas correcciones, la edad de la roca o mineral de edad desconocida puede ser calculada por la ecuación.

La optimización de una irradiación esta basada en las siguientes condiciones: producción de suficiente ^{39}Ar y minimizar las interferencias desde las reacciones



Una parte esencial para la irradiación de las muestras es el núcleo del reactor nuclear TRIGA MARK III del I.N.I.N., el cual será descrito a continuación.

Núcleo del Reactor. Es un cilindro en el que se encuentran acomodados los elementos moderador-combustible, las barras de control, y una fuente de neutrones de polonio-berilio. Todos estos componentes tienen forma de barra y se encuentran en posición paralela al eje del cilindro. Visto desde uno de los extremos, el núcleo tiene el aspecto de un panal, en el que cada orificio esta ocupado por uno de los elementos antes mencionados. Estos componentes están soportados por dos placas de aluminio, una en el fondo y otra en la parte superior. La de arriba tiene 126 agujeros arreglados en 6 anillos concéntricos. En estos agujeros es en donde entran los elementos combustibles y las barras de control. Dentro del núcleo, en el espacio que queda entre los elementos, circula el agua de la alberca, con lo cual se permite el enfriamiento por convección natural. Una tercera parte del volumen del núcleo esta ocupado por agua. Como se puede observar en las figuras 5.3 y 5.3a.

NUCLEO DEL REACTOR

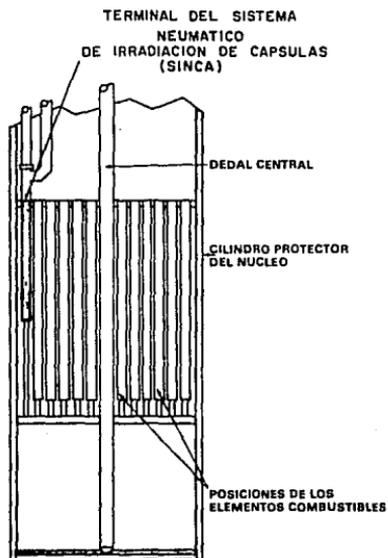


Fig. 5.3 Muestra sección trnsversal del núcleo del reactor, donde se irradiaron las muestras con un flujo neutrónico térmico del orden de 10^{13} n/cm²·seg (Ponce, 1980).

DISPOSICION DE LOS ELEMENTOS DEL NUCLEO DEL REACTOR TRIGA MARK III

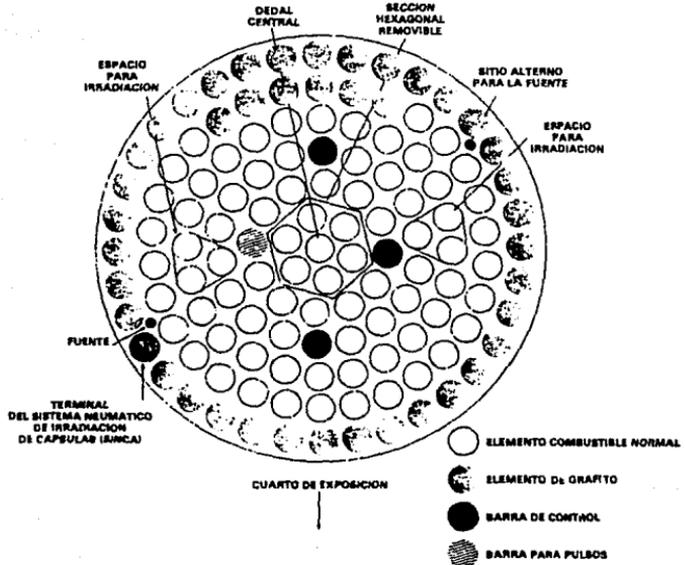


Fig. 5.3a Sección de planta. Disposición de los elementos del núcleo del reactor TRIGA MARK III (Ponce, 1980).

Actividad Inducida y/o Radiactividad.

Cuando los núcleos producto de una variedad de elementos de una muestra dejan de ser estables por irradiación de neutrones, ésta se convierte en radioactiva, con el decaimiento del núcleo padre y todas sus características de vida-media, de aquí el nombre de **activación de neutrones**.

La unidad básica para medir la radioactividad y/o actividad es el curie (Ci), el cual, es definido como la cantidad de algún núcleo radiactivo en el cual el número de desintegraciones es de 3.700×10^{10} por segundo. Para algunas aplicaciones prácticas es más conveniente expresar la radiactividad en milicurios (mCi) o microcurios (μ Ci), definidas como sigue:

$$1 \text{ mCi} = 10^3 \text{ Ci}$$

$$1 \mu \text{Ci} = 10^6 \text{ Ci}$$

Dado, que un reactor nuclear opera como una fuente constante de neutrones, puede obtenerse mediante una reacción nuclear el número de núcleos radioactivos (P) producidos a un ritmo constante (R).

Los átomos producidos (P) en una irradiación pueden ser a su vez radiactivos. Si es así, decaerán con su propia vida media (o características de desintegración); si se considera constantes tanto al flujo de neutrones como al número de átomos blanco (^{39}K) la razón de producción (R) será constante.

Por lo tanto, una expresión que proporciona el número de átomos producto (P) como una función del tiempo de irradiación, asumiendo la no existencia de átomos producto en el comienzo de la irradiación ($P=0$ en $t=0$).

Será:

$$P = \frac{R}{\lambda} (1 - e^{-\lambda t})$$

donde R es el ritmo de producción de P en una reacción nuclear de irradiación con decaimiento de (P) caracterizado por λ , que es la constante de decaimiento del núcleo producto (P) y t es el tiempo transcurrido desde que comenzo la irradiación.

Si el tiempo de irradiación se incrementa y se aproxima a infinito,

$$\lim_{t \rightarrow \infty} (1 - e^{-\lambda t}) = 1$$

Así, el ritmo de producción de la desintegración de un núcleo eventualmente se aproxima a un nivel de saturación. Entonces,

$$\lambda P = R$$

Como existe un nivel de saturación para el ritmo de producción, se requiere del cálculo del límite de tiempo de irradiación en relación al tiempo requerido para llevar a cabo una saturación.

Por lo cual, la ecuación puede ser reescrita como:

$$\frac{\lambda P}{R} = (1 - e^{-\lambda t})$$

donde $\lambda P / R$ es el grado de desintegración del producto expresado como una fracción del máximo grado alcanzable.

Cuando se ha terminado el tiempo de irradiación t_i , no existe más producción de núcleos radiactivos y entonces el número de átomos en algún tiempo t_d después de finalizada la irradiación, será:

$$P = \frac{R}{\lambda} (1 - e^{-\lambda t_i}) e^{-\lambda t_d}$$

donde t_i es el tiempo de irradiación de la muestra y t_d es el tiempo medido de desintegración desde que la irradiación fue terminada. Este comportamiento se puede apreciar gráficamente en la figura 5.4.

La actividad de la muestra tiempo después de la terminación de la irradiación, esta dada por:

$$A = P\lambda c = Rc(1 - e^{-\lambda t_i}) e^{-\lambda t_d}$$

El grado de desintegración es medido por un contador de centelleo Geiger-Müller cuya eficiencia esta indicada por la detección del coeficiente "c".

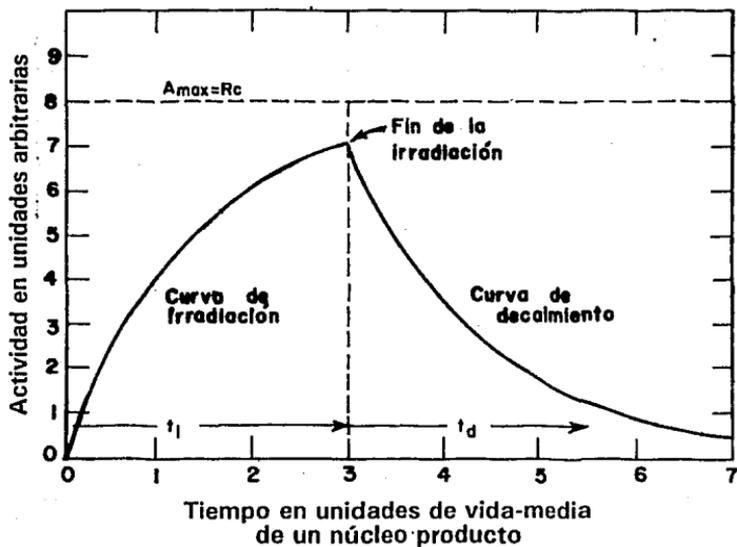


Fig. 5.4 El diagrama muestra el incremento en el ritmo de desintegración (A) observado de un núcleo producto por una reacción nuclear por irradiación. Se observa que la irradiación fue terminada después de 3 vidas-medias y que la actividad comienza a decrecer a un ritmo determinado por la vida-media del radionúcleo (Faure, 1977).

Cálculo de la Actividad, previas a la Irradiación.

Las muestras seleccionadas para fecharse por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ están compuestas por una serie de elementos, algunos de estos al ser irradiados llegan a ser altamente radiactivos. Por razones de seguridad radiológica, es necesario para el manejo de la muestra durante y después de la irradiación, el cálculo de la actividad total de la roca o mineral.

Estos cálculos de actividad están basados, en el grado de formación R_f de un producto de activación cuando la cantidad del elemento objeto es bombardeado por neutrones rápidos. Siendo el grado de formación,

$$R_f = \frac{\phi n L f \sigma}{m_a} = \phi n \sigma$$

donde ϕ es el flujo de neutrones ($\text{n}/\text{cm}^2 \cdot \text{s}$), m es la masa del elemento en gramos, L es el número de Avogadro (6.0225×10^{23} átomos/mole), f es la abundancia fraccional del isótopo objeto, σ es la sección eficaz de la reacción nuclear ($\text{cm}^2/\text{átomo}$), m_a es la masa atómica del elemento (g/mol) y n es el número de átomos objeto. El ritmo de desintegración del núcleo radiactivo producido, es:

$$R_d = \lambda N$$

donde λ es la constante de decaimiento (s^{-1}) y N es el número de átomos padres radiactivos. Por consiguiente, el ritmo de cambio de un núcleo radiactivo producido, es:

$$\frac{dN}{dt} = R_f - R_d = \phi n \sigma - \lambda N$$

Después de un tiempo t de irradiada la muestra, la actividad A del núcleo producido es:

$$A_t = \phi n \sigma (1 - e^{-\lambda t})$$

donde A_t es la desintegración por segundo.

La actividad de la muestra después de terminada la irradiación en un tiempo t' , está dada por:

$$A_{t'} = \phi n \sigma (1 - e^{-\lambda t}) e^{-\lambda t'}$$

Siendo que la actividad es expresada en curies, se tiene que:

$$A_{t'} = \frac{\phi n \sigma (1 - e^{-\lambda t}) e^{-\lambda t'}}{3.7 \times 10^{10}}$$

En la tabla 5 se observa los datos utilizados para el cálculo de la actividad total de las muestras cuando estas sean irradiadas. En la primera parte (1) tenemos los compuestos (óxidos) y el porcentaje de cada uno de estos para la biotita, hornblenda y basalto. En la segunda parte, se encuentra el isótopo considerado para el cálculo de la actividad, su sección eficaz, la vida-media de cada isótopo y el flujo calculado para el mismo isótopo.

Tabla 5. Datos utilizados para el cálculo de la actividad total.

Oxidos	wt % ⁽¹⁾			Isótopo	Seccion eficaz ⁽²⁾ σ (cm ²)	$t_{1/2}$ ⁽³⁾	Flujo ⁽⁴⁾ (10 ¹³ n/cm ² .s) a 1,000 KW.
	biotita	hornblenda	basalto				
SiO ₂	38.3	42.68	54.66	²³ Na	5.3x10 ⁻²⁵	15.0h	1.7
TiO ₂	3.6	1.88	1.55	²⁴ Mg	2.2x10 ⁻²⁵	15.0h	0.1
Al ₂ O ₃	13.99	8.87	15.04	²⁷ Al	2.1x10 ⁻²⁵	2.31min	1.7
Fe ₂ O ₃	3.98	2.37	1.68	²⁸ Si	3.7x10 ⁻²⁵	2.31min	0.2
FeO	20.24	22.46	8.40	³¹ P	1.9x10 ⁻²⁵	14.3d	1.7
MnO	0.09	1.3	0.14	³² S	3.0x10 ⁻²⁵	14.3d	1.4
MgO	7.96	5.48	6.10	⁴¹ K	1.1x10 ⁻²⁴	12.4h	1.7
CaO	0.90	10.95	9.26	⁴¹ Ca	1.0x10 ⁻²⁴	22.4h	1.3
Na ₂ O	0.5	1	2.96	⁵⁰ Cr	1.35x10 ⁻²³	27.8d	1.7
K ₂ O	8.31	0.29	0.21	⁵⁵ Mn	1.33x10 ⁻²³	2.58	1.7
H ₂ O ⁺	0.32	1.89	----	⁵⁴ Fe	2.5x10 ⁻²⁴	2.6a	1.7
H ₂ O ⁻	1.63	0	----	⁶³ Cu	4.3x10 ⁻²⁴	12.9h	1.7
F	0	0	----	⁸⁵ Rb	8.0x10 ⁻²⁵	18.8d	1.7
P ₂ O ₅	----	----	0.13	⁴⁶ Ti	4.1x10 ⁻²⁷	83.8d	0.9
				⁵⁸ Ni	3.2x10 ⁻²⁶	71.3d	1.7

1 biotita: del batolito, sur de California. Deer, Howie y Zussman (1962, v.3, p.59).

hornblenda: de granodiorita, Tuzo, Yamaguti, Japón. Deer, Howie y Zussman (1962, v.2, p.281).

basalto: de Tres Virgenes, Baja California Sur, México. Terrell (1988).

2,3,4 datos tomados de Dalrymple, Alexander, Jr, Lanphere an Kraker (1981), P.17.

VI. Determinación de la Edad del Vulcanismo Cenozoico de la Región de Tres Vírgenes, Baja California Sur.

A. Características Generales.

La península de Baja California, se encuentra dentro de la región noroeste de México, división utilizada en la Geología de la República Mexicana (Dante, 1984).

La parte sur de la península se caracteriza por una sucesión de Sierras (Sierra de Santa Lucía, Sierra de las Palmas, Sierra de la Giganta) rodeando al Golfo de Cortés desde Santa Rosalía hacia bahía de la Paz. Le corresponde al cerro de la Giganta (sur de Rosarito) la mayor altitud, con 1780 m; la Sierra de la Giganta disminuye gradualmente de altura hacia el sur. Los relieves meridionales, Sierra de la Victoria (Cerro Miraflores 2140 m) y Sierra de la Trinidad, corresponden a un macizo granítico y metamórfico. En la parte noroccidental los relieves son más suaves (Sierra de Santa Clara y Sierra Vizcaíno); estas limitan una gran depresión cuaternaria, que forma el desierto de Vizcaíno. Se localiza una llanura reciente al pie occidental de la Sierra de la Giganta, al nivel del Llano de Huray o Llano de la Magdalena. Las cuencas son funcionales desde el Cretácico (F.Mina, 1957).

La orografía que se presenta en ésta zona es responsable de la irrigación hacia el Océano Pacífico.

A.1. Localización.

La región de Tres Vírgenes se encuentra ubicada aproximadamente a 33 km al NE del puerto de Santa Rosalía, en la parte norte de Baja California Sur, con un área alrededor de 100 Km². Esta limitada al norte por el volcán el Azufre, al este por la Caldera la Reforma y al Sur por la carretera federal no.1. La región estudiada representa un rectángulo (fig. 6.1), que se encuentra entre los paralelos 26° y 28° latitud N y los meridianos 112° y 114° longitud oeste. Tectónicamente se localiza en un área activa, con fallamiento asociado a la apertura del Golfo de California. Asimismo, a la prolongación sur del sistema de fallas de San Andrés.

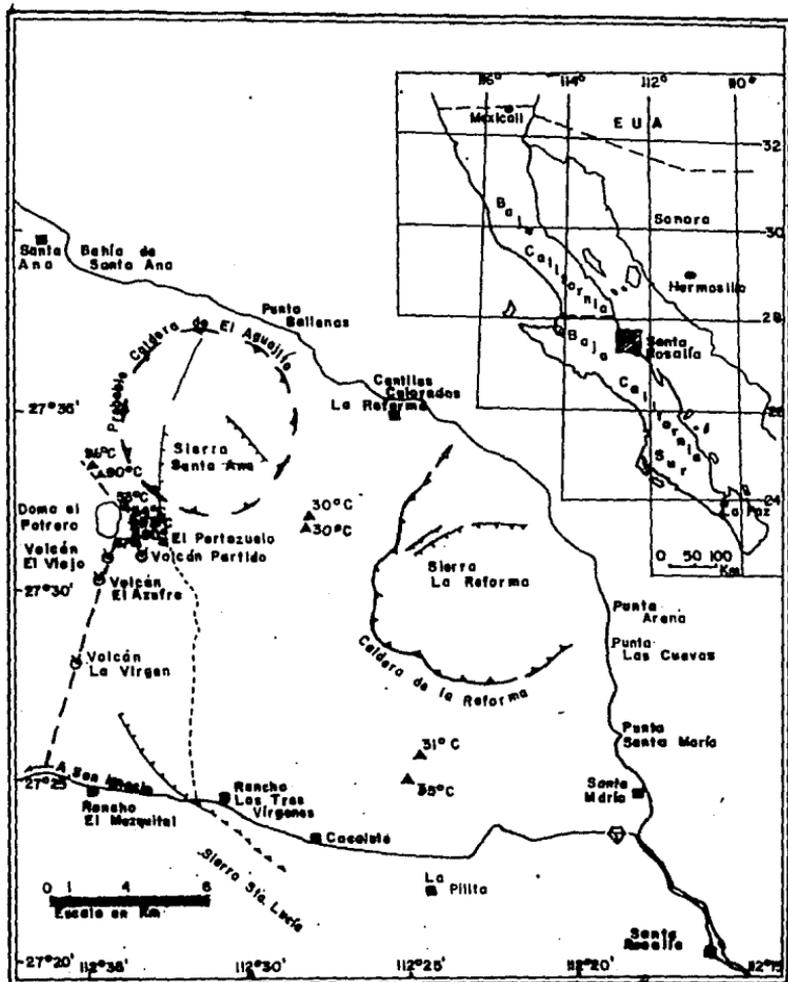


Fig. 6.1 Localización de la zona de Tres Virgenes, Baja California Sur. Tomado de Gutiérrez Negrín, 1990.

TECTONICA

La evolución geológica de Baja California Sur esta ligada intimamente con la geodinámica de la margen continental Pacífico de México.

La parte sur de la península están expuestas principalmente rocas volcánicas. Las rocas plutónicas y metamórficas observadas en esta parte sur de la península afloran unicamente al sur de la Paz (Demant, 1975).

Segun Demant (1975) el vulcanismo en esta parte de la península, se puede dividir en dos fases principales: calco-alcalina y alcalina y relacionarlo en función de la evolución del margen continental pacífico de México.

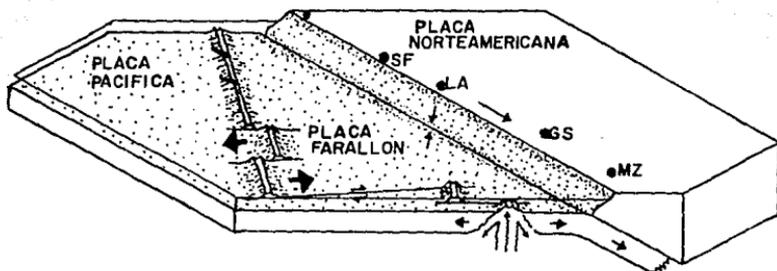
La tectónica que envuelve a la península es de gran interés y esta ligada a la evolución geodinámica de la margen America del Norte-Pacífico desde el Cretácico (Atwater, 1970).

Mackenzie y Morgan (1969) y Atwater (1970) establecieron que durante el Terciario Temprano la placa Farallon (consumida) inicia un hundimiento bajo la placa Americana (fig. 6.2), produciendo esta compresión vulcanismo de tipo calco-alcálico que se encuentra presente en Baja California Sur (Formación Comondú).

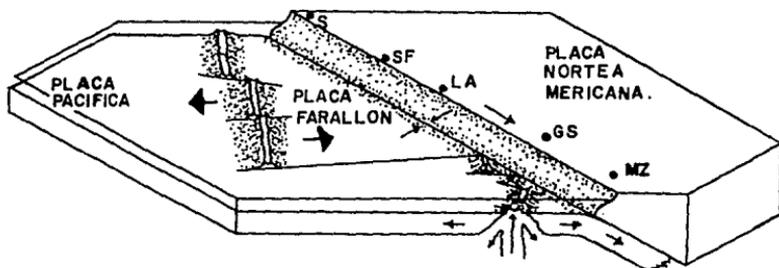
La interacción entre la cordillera oceánica de la placa Pacífico-Farallón con el límite de Subducción de la placa Norte Americana hace aproximadamente 29 m.a. creó una zona de fallamiento horizontal lateral derecho a lo largo de la costa hacia el norte, convirtiendo progresivamente el límite de la placa de subducción en una zona de cizallamiento transcurrente interplacas, identificada como las fallas San Benito y Tosco-Abrejos (Spencer y Normark, 1979).

La suspensión simultánea de la subducción (aproximadamente 12.5 m.a.) a lo largo de la península entre los meridianos 29.5° y 23.5° fue afectada por la geometría del borde oceánico y fallas transformes.

El borde entre las placas Guadalupe-Pacífico fragmentado y rotado en una orientación paralela a la trinchera (Menard, 1978; Mammertx y Klitgord, 1982) y al borde a lo largo de la falla transforme fueron pequeñas (Klitgord y Mammertx, 1982).



40 millones de años antes del presente



30 millones de años antes del presente

Fig. 6.2 Evolución tectónica del noroeste de México en el Terciario. Diferentes etapas en la colisión de la cresta oceánica del Pacífico del Este y el desarrollo del movimiento lateral derecho entre la Placa Norteamericana y la Placa del Pacífico. SF=San Francisco, LA= Los Angeles, GS=Guaymas, MZ=Mazatlán (según Atwater, 1970). Dibujos tomados de Morán, 1984.

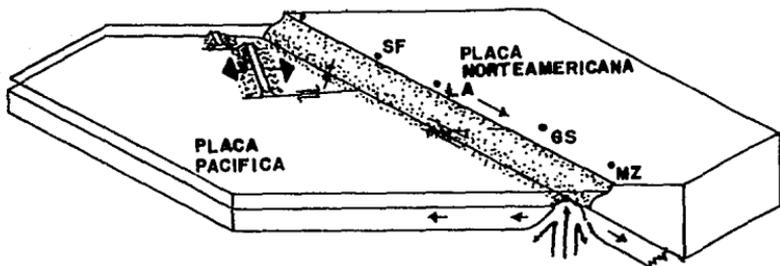
Como un segundo periodo de evolución de placas, se tiene el desprendimiento de lo que es ahora la Península de Baja California, la que a su vez esta representada por una segunda etapa de vulcanismo alcalino pliocuaternaria, el cual se localiza alrededor del golfo de California y por lo tanto esta relacionado a la extensión del mismo (Demant, 1975).

La distensión del Golfo de Baja California se inició con el deslizamiento de la placa Pacífica hacia el NW con respecto a America del Norte.

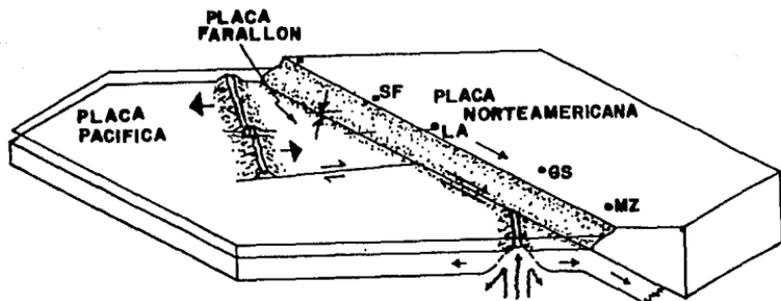
Las fallas transformes de orientación paralela al movimiento relativo entre las placas contiguas, tenía un azimut de aproximadamente 325° . Después de la formación de la falla lateral-derecha hace 12.5 m.a. el azimut del movimiento relativo entre las dos placas se movió progresivamente hacia el oeste.

La extensión que dio origen al Golfo de California tuvo lugar a lo largo del eje de este, iniciándose un proto golfo o zona de formación de Graben. Esta distensión comenzo por el NE de Baja California entre 17 y 8 m.a. a lo largo de la costa adyacente a Sonora entre 14 y 10 m.a. (Dokka y Merriam, 1982) y en la parte central del Golfo en el intervalo de 10 a 8 m.a. (Colleta y Angelier, 1983). (fig. 6.2a).

El núcleo del arco volcánico Comondú se localiza en el lugar de iniciación del protogolfo, por consiguiente es una zona de calentamiento, fracturada y generalmente de corteza débil. La península de Baja California perteneció a la placa Norte Americana, siendo ahora parte de la placa Pacífico. Los basaltos del piso marino comenzaron a emerger en la cordillera oceánica del Golfo de California y un nuevo campo de fallas transforme orientadas hacia el oeste y cuencas de extensión fueron generadas a lo largo de desarrollo de la península de Baja California.



10 millones de años antes del presente



20 millones de años antes del presente

Fig. 6.2a Evolución tectónica del noroeste de México en el Terciario. Diferentes etapas en la colisión de la cresta oceánica del Pacífico del Este y el desarrollo del movimiento lateral derecho entre la placa Norteamericana y la Placa del Pacífico. SF=San Francisco, LA=Los Angeles, GS=Guaymas, MZ=Mazatlán (según Atwater, 1979). Dibujos tomados de Morán, 1984.

Geología Estructural.

Las principales estructuras presentan una dirección NW-SE, relacionadas con la tectónica de la apertura del Golfo de California y son activas hasta el presente (Gutiérrez Negrín, 1990); a este sistema pertenece la importante falla el Azufre (fig.6.3), de tipo lateral izquierdo y probable juego normal. Se presentan también fallas y fracturas de dirección NNE-SSW, que parecen ser más antiguas aunque tienen correspondencia con el alineamiento regional de los tres volcanes de la zona.

La orientación de las fallas y pliegues sugieren que estas estructuras pueden ser producto de un doble cizallamiento lateral derecho dando por resultado una dirección NW-SE. Las chimeneas de las Tres Vírgenes están alineadas en un arreglo N-S a lo largo de la margen oeste de la zona de falla el Aguajito.

Esta zona abarca una extensión de 1-2 km hacia el N, existen múltiples horts y grabens en el norte de Aguajito de 6-8 km al este de Mezquital. Los desplazamientos verticales son pequeños, aproximadamente 1-10 m. Los ejes de los pliegues dentro de los bloques fallados buzan a ángulos grandes hacia el NW (Sawlan, 1981a).

Según Hausback (1984), Baja California Sur es un bloque de corteza coherente que ha sufrido pequeñas deformaciones desde el Terciario Temprano. Generalmente en esta parte sur de la península las pendientes son suaves aproximadamente de 1° hacia el oeste (Ej. formación Comondú).

Durante el Terciario ocurrieron varios eventos deformacionales, cada uno en menor inclinación a la estratigrafía. Los contactos entre las formaciones del Terciario son generalmente concordantes, pero donde la formación subyacente, ha sido plegada en flexiones suaves, se observan localmente discordancias angulares (Ej. Formación San Gregorio).

Mediciones hechas sobre los lados lisos de los planos de falla subhorizontales (al sur de San Juan de la Costa) indican una dirección de cizallamiento NE-SW.

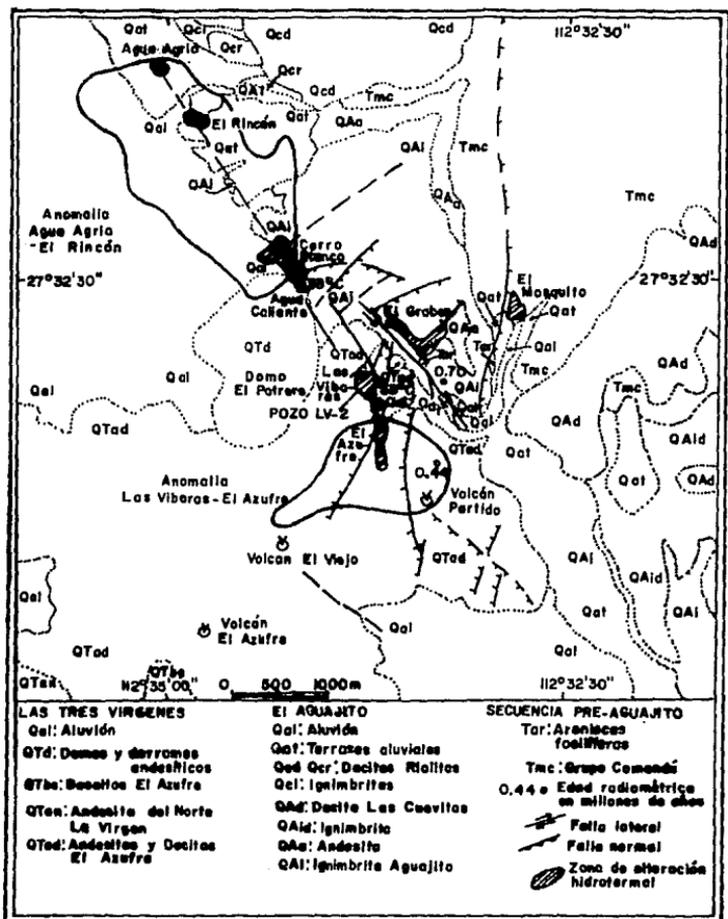


Fig. 6.3 Geología de la zona de estudio. Tomado de Gutiérrez Negrin, 1990.

A.2. Geología Regional.

En el área se encuentran tres complejos volcánicos cuaternarios: la Caldera de la Reforma, la Sierra del Aguajito y las Tres Vírgenes. En este último se localizan 3 centros eruptivos alineados en dirección norte-sur a lo largo de una zona de debilidad que se intersecta con una falla de tipo transforme de orientación NW-SE que probablemente forma parte a la prolongación sur del sistema de fallas de San Andres; de sur a norte, tales centros eruptivos son los volcanes, la Virgen, El Azufre y el Viejo, cuya composición varía de andesítico basáltica a dacita. En la falda norte del volcán el viejo se formó un domo dacítico llamado el Potrero, que corresponde a las últimas etapas del vulcanismo en la zona.

En los alrededores de la zona de las Tres Vírgenes afloran rocas con edades que van desde el Mioceno Medio hasta el Holoceno (Gutiérrez Negrín, 1990).

Rocas Pre-Tres Virgenes.

Dentro de la región de Tres Vírgenes y lugares próximos, las rocas aflorantes son:

Basamento (Pre-Terciario).

Rocas graníticas de edad Cretácica afloran en el área entre la carretera federal no. 1 y la Caldera la Reforma. Estas rocas probablemente forman un basamento plutónico en el área de Tres Virgenes (Sawlan, 1981a).

Estudios geotérmicos (Gutiérrez Negrín, 1990) realizados en el área de Tres Vírgenes, en la zona de alteración conocida como Las Víboras, muestran que en el pozo LV-2 entre los 1126 m y el fondo, se cortó un paquete de rocas intrusivas clasificadas como granodioritas de hornblenda y biotita (fig. 6.4). Estas son correlacionables con los intrusivos cuarzomonzoníticos cretácicos (Kig) que afloran 18 km al oriente de la zona, dentro de la Caldera de la Reforma como producto de resurgencia (Gutiérrez Negrín, 1990).

Grupo Comondú (Tmc).

Definida por Heim (1922) como un paquete de rocas de mas de 1500 m en espesor: este paquete esta formado por una secuencia interestratificada de areniscas y conglomerados volcánicos, tobas (riolíticas), lahares andesíticos y flujos de lava de edad Mioceno Medio (Hausback, 1984). Este grupo es localizado en la pendiente oeste de la Sierra la Giganta.

EDAD. La edad de la Formación Comondú es asignada tanto a relaciones estratigráficas observadas como a análisis isotópicos.

Gastil, et. al. (1979) determina la edad de la Formación Comondú por el método convencional K-Ar, entre 6.6 a 13.3 m.a.; fechando los basaltos que se encuentran en esta formación. Los datos fueron obtenidos por análisis de roca total.

Otros datos, son aquellos obtenidos por Albarrán y Terrell (1988) de la siguiente manera: se fecharon los diques traquíticos y basálticos emplazados en su base representados por las muestras SLG-125 y 108, así mismo, se dataron las coladas intercaladas en niveles estratigráficos superiores con clave SLG-84 y 97, analizadas por un concentrado de roca total. Obteniendo los siguientes resultados:

MUESTRA	EDAD
SLG-125	23 ± 1.0 m.a.
SLG-108	21 ± 2.0 m.a.
SLG-84	16 ± 0.8 m.a.
SLG-97	15 ± 0.7 m.a.

(Tomados de Albarrán y Terrell, 1988).

Andesita Santa Lucía (Tmv ?)

Esta se encuentra sobreyaciendo al Grupo Comondú. Las andesitas de la Sierra Santa Lucía son alternantes con tobas pumicíticas, con una edad probable del Mioceno Tardío (Gutierrez Negrón, 1990). Es expuesta principalmente al sur del camino federal No.1. Comprendiendo un suave buzamiento menor a los 10°. Los derrames andesíticos y mudflows están alternados con tobas pumicíticas asociados en menor cantidad a sedimentos fluviales y eólicos que incrementan en abundancia hacia el oeste. La andesita es clasificada respecto a las variaciones en FeO/Mg contra SiO₂ como una andesita calco-alcalina, aunque existe la presencia de dacitas y basaltos (Sawlan, 1981a).

Edad. Estudios realizados por el método convencional K-Ar designan una edad de 17 a 22 m.a. (Mioceno) fechando la "capa andesítica de hornblenda" que se encuentra dentro de esta unidad (Gastil, et. al., 1979).

Rocas Sedimentarias (Tar).

Estas son consideradas como las rocas sedimentarias aflorantes más antiguas y son representadas por areniscas fosilíferas estratificadas, en ocasiones conglomeráticas. Corresponden a la Formación La Gloria (Plioceno Medio); cubren a las andesitas de la Sierra Santa Lucía según Gutierrez Negrón (1990).

Basaltos Toleíticos (Tmige ?).

Este es representado por el "Basalto de Esperanza", el cual es expuesto en el área Tres Virgenes-San Ignacio a lo largo de la costa Pacífico desde el sur de San Ignacio a Punta Pequeña. Las principales rocas aflorantes de esta unidad se encuentran aproximadamente a 2 km al este del Rancho Esperanza, 1 km al norte del camino federal No.1 y al oeste de los volcanes Tres Virgenes en la región del mismo nombre (Sawlan y Smith, 1984). Consiste de flujos basálticos formando mesas que aparentemente provienen de conos monogenéticos de lugares próximos. Los flujos de lava tienden a ser lateralmente muy extensivos. El Basalto de Esperanza descansa discordantemente sobre la andesita de la Sierra Santa Lucía; el contacto entre estas dos unidades es observado solamente en un área al sur del volcán la Virgen. De acuerdo a estudios petrográficos el tipo de roca mas común es de andesita basáltica mas bien que un basalto puro (Sawlan, 1981a).

Los basaltos toleíticos al sur de Batequí de San Juan, son cubiertos por sedimentos marinos del Plioceno (Sawlan y Smith, 1984).

Edad. La edad calculada para el Basalto de Esperanza usando el método convencional K-Ar es de 10.3 a 11.3 m. a., datos reportados por (Sawlan y Smith, 1984).

Otras edades utilizando el mismo método son aquellas reportadas por Gastil, et. al., 1979. Obteniendo edades de 11.1 ± 0.8 m.a. por análisis de roca total.

VULCANISMO CUATERNARIO (Qv).

El vulcanismo cuaternario se inició regionalmente en la Caldera de la Reforma, hace aproximadamente 1.6 a 1.5 millones de años, con depositos ignimbriticos y plinianos que afloran al sur y sureste de la zona. El vulcanismo en el complejo del Aguajito empezó hace unos 700 mil años, con la erupción de ignimbritas (QAI), concluyendo hace unos 500 mil años con derrames dacíticos y riolíticos. Contemporáneamente con estos eventos finales del Aguajito, hace medio millon de años empezó la última fase del vulcanismo en el complejo de Las Tres Virgenes, con la emisión de las andesitas y dacitas del Volcán el Azufre (QTad), concluyendo en el Holoceno con la extrusión de

domos y derrames dacíticos como el domo El Potrero (QTd) y como el derrame del Volcán La Virgen extruido en 1746, siendo este derrame la última evidencia del vulcanismo en la zona (Gutiérrez Negrón, 1990).

Edad. La edad determinada para el área de Tres Virgenes por el método K-Ar utilizando roca total es de aproximadamente 11.2 m.a. (Sawlan y Smith, 1984). Otras edades producidas por el mismo método son de: 1.5 m.a. para andesita alterada y colectada en las faldas de Tres Virgenes (Albarran y Terrell, 1988) y 5.0 a 6.0 edades correspondientes al vulcanismo basáltico fisural que cubre gran parte de la región de Tres Virgenes (Albarran y Terrell, 1988).

Sawlan y Smith (1984) hacen referencia a unos basaltos subcalinos que cubren una sección de 5 Km al oeste de Tres Virgenes produciendo una edad de 11.2 m.a. Estos directamente sobreyacidos por una andesita fechada en 10.3 m.a.

En la tabla 6 se resumen algunas edades calculadas con el método K-Ar por diferentes autores para la zona de Tres Virgenes y sus alrededores.

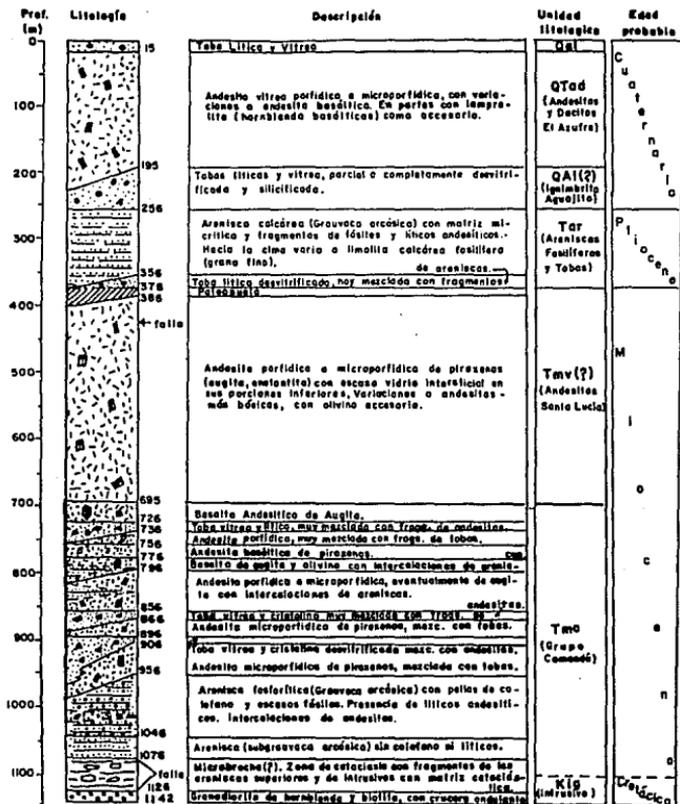


Fig. 6.4 Columna litológica del pozo LV-2. (Gutiérrez Negrín, 1990).

Tabla 6. Muestra edades calculadas por K-Ar de la zona de Tres Vírgenes y sus alrededores.

Número Muestra	Localización	Tipo de Roca	Material Fechado	% K	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ mol/g	^{40}Ar % Rad	Edad (Ma) K-Ar	Referencias
40	Fm. Comondú	Basalto	Roca total	1.12	0.2640×10^{-10}	12.53	13.2 ± 1.9	Gastil, et al., 1979.
42	Fm. Comondú	Basalto	Roca total	1.88	0.3010×10^{-10}	11.73	8.7 ± 1.3	
43	Fm. Comondú	Basalto	Roca total	0.17	0.0203×10^{-10}	6.34	6.6 ± 2.0	
383-11-1 429	Fm. Comondú Fm. Comondú	Basalto alcalino Lava andesítica	Roca total Roca total	1.267 ± 0.052 1.831 ± 0.014	3.189×10^{-11} 6.477×10^{-11}	57.4 76.2	14.5 ± 1.2 20.3 ± 0.4	Hausback, 1984.
SLG-125	Fm. Comondú	Dique traquítico	Roca total	1.11	4.54×10^{-11}	94	23 ± 1.0	Albarrán y Terrell, 1988.
SLG-108	Fm. Comondú	Dique basáltico	Roca total	0.96	3.57×10^{-11}	56	21 ± 2.0	
SLG-84	Fm. Comondú	Colada	Roca total	1.18	3.24×10^{-11}	65	16 ± 0.8	
SLG-97	Fm. Comondú	Colada	Roca total	1.76	4.5×10^{-11}	40	15 ± 0.7	
79BMS071	Sierra Sta. Lucía	Andesita	Roca total	1.805	2.789×10^{-11}	41	10.7 ± 0.3	Sawlan y Smith, 1984.
82BMS559	Sierra Sta. Lucía	Andesita	Roca total	0.890	2.286×10^{-11}	11	17.8 ± 0.7	
80BMS361	Basalto de Esperanza	Basalto	Roca total	0.099	1.439×10^{-12}	14	10.1 ± 0.4	Sawlan y Smith, 1984.
82BMS591	Basalto de Esperanza	Basalto	Roca total	0.439	6.152×10^{-12}	33	9.72 ± 0.29	
SLG-41	Basalto Mioceno	Basalto	Roca total	1.85	1.67×10^{-11}	26	5.0 ± 0.3	Albarrán y Terrell, 1988.
SLG-48	Sup-Plioceno	Basalto	Roca total	2.9	2.9×10^{-11}	17	6.0 ± 0.3	
SLG-38	Sup-Plioceno	Basalto	Roca total	0.76	1.2×10^{-11}	20	9.0 ± 1.0	
SLG-71	Vulcanismo de Tres Vírgenes	Andesita alterada	Roca total	2.70	0.7×10^{-11}	12	1.5 ± 0.2	Albarrán y Terrell, 1988.
SLG-41		Basalto fisural	Roca total	1.85	1.67×10^{-11}	26	5.0 ± 0.3	
SLG-48		Basalto fisural	Roca total	2.90	2.99×10^{-11}	17	6.0 ± 0.3	
383-16-1	Basaltos Jovenes	Basalto alcalino	Roca total	3.087 ± 0.117	0.2503×10^{-11}	4.4	0.47 ± 0.09	Hausback, 1984.
383-10-1A		Basalto	Roca total	0.948 ± 0.013	2.052×10^{-11}	55.5	12.4 ± 0.4	
383-10-1B		Basalto alcalino	Roca total	1.803 ± 0.041	3.492×10^{-11}	56.9	11.1 ± 0.8	
443		Basalto alcalino	Roca total	3.096 ± 0.002	2.232×10^{-11}	64.6	4.2 ± 0.1	
81BMS405	-----	Basalto Alcalino	Roca total	2.07	8.936×10^{-12}	10	2.99 ± 0.12	Sawlan y Smith, 1984.
82BMS585		Basalto alcalino	Roca total	4.125	2.134×10^{-11}	78	3.59 ± 0.12	
82BSJ121		Basalto alcalino	Roca total	3.960	1.586×10^{-11}	51	2.78 ± 0.10	
22		Diorita de hornblenda	Hornblenda	0.273 ± 0.001	5.622×10^{-11}	33.4	115 ± 2.4	Sawlan y Smith, 1984.

YACIMIENTOS ECONOMICOS.

En la porción sur de la península de Baja California, las manifestaciones de yacimientos minerales son poco frecuentes ya que las rocas mesozoicas están menos expuestas (Fig. 6.5).

En la costa del Golfo de California existen algunos yacimientos de manganeso, de pequeña importancia, en forma de óxidos que se encuentran conformando vetas hidrotermales. Las principales localidades son: Lucifer (loc. 1), Mulegé (loc.2) y Misión de San Juan (loc.3).

Entre los yacimientos de cobre, la manifestación más importante la constituyen los sulfuros de la mina El Boleo (loc. 4), desarrollados en rocas volcánicas cenozoicas del área de Santa Rosalía. Otros yacimientos metálicos están representados por los depósitos hidrotermales de oro y plata de la Región del Cabo (locs. 5, 6 y 7), así como los de la región de Vizcaíno.

Existen varias manifestaciones de yacimientos no metálicos, entre los que se encuentran los yacimientos de magnesita de la Bahía Magdalena (locs. 8 y 9) y Punta Eugenia (locs. 10 y 11), los yacimientos de talco de Comondú (loc.12) y los depósitos fosforíticos del área de San Hilario. Estos últimos constituyen los yacimientos de fosforita con mayores reservas en la República Mexicana.

En relación a lo petrolero, las más importantes manifestaciones se han localizado en sedimentos del Paleoceno de la Cuenca de la Purísima, en perforaciones de exploración, llevadas a cabo por Petróleos Mexicanos (Lozano, 1976), y en algunas chapopoterías de esta misma región.

Así mismo, en el área geotérmica, se han localizado algunas manifestaciones termales en la zona Geotérmica de Las Tres Virgenes, por exploraciones, llevadas a cabo por Comisión Federal de Electricidad.

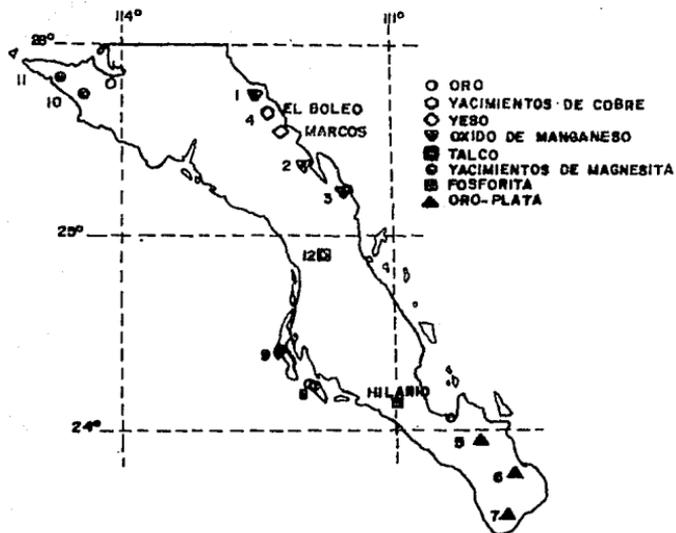


Fig. 6.5 Principales depósitos minerales conocidos de Baja California Sur (tomado del mapa metalogenético de la República Mexicana. Ing. Guillermo P. Salas, 1975). Yacimientos de manganeso, locs. 1, 2 y 3; yacimientos de cobre, loc. 4; yacimiento de oro y plata, locs. 5, 6 y 7; yacimientos de magnesita, locs. 8, 9 y 10, 11; yacimientos de talco, locs. 12. La región de Tres Virgenes se encuentra al NW de las locs. 1 y 4. (Morán, 1984).

VII. DISCUSIONES DE RESULTADOS.

A)PROCEDIMIENTO EXPERIMENTAL

Las muestras de roca total seleccionadas para fechamiento por el método ^{40}Ar - ^{39}Ar de la localidad de Tres Vírgenes, B.C.S., son rocas volcánicas clasificadas geoquímicamente como basaltos andesíticos. Su fechamiento por el método descrito en el presente trabajo es importante desde el punto de vista geológico. Estas han sido fechadas anteriormente por el método de datación convencional K-Ar (Terrell, 1988); además, se tienen edades de rocas cercanas a el área de estudio reportadas por otros autores, como se observa en la tabla número 6. De esta manera se tendrán edades que servirán para comparar los resultados obtenidos por la técnica ^{40}Ar - ^{39}Ar .

Estas rocas fechadas por K-Ar presentaron las edades ilustradas en la siguiente tabla (7), en donde se pueden observar dos aspectos principales. Primero, rocas de similar composición tienen edades que varían de 5 a 21 m.a. Segundo, que en los sitios en donde se colectaron muestras con control estratigráfico (TV18.1, TV18.4, TV20.1 y TV21.1), se presenta una incongruencia al tener edades mayores para las capas superiores, ya que la muestra TV18.1 fue colectada de un flujo superior a la muestra TV18.4 en el mismo sitio.

Para lograr el objetivo del trabajo, se considerarán como muestras de edad desconocida, por los motivos mencionados anteriormente, a las muestras con las siguientes claves: TV18.1, TV18.4, TV20.1 y TV21.1 clasificadas como basaltos andesíticos de acuerdo al análisis geoquímico de la muestra. También se consideraron, minerales puros como las muestras biotita HD-B1 de Bergell, Italia y biotita-133 de Newcastle, G.B. Estas muestras son estándares internacionales, fechadas anteriormente por los métodos K-Ar y Ar-Ar (Lippolt y Hess, comunicación personal, 1989; J.G.Michell, Universidad de Newcastle Upon Tyne, G.B.). Además, se introdujeron una biotita y una hornblenda de clave MGN-19 de la región de Jilatlán, Jalisco, las cuales se encuentran en proceso actualmente para calibración interna. Estas dos muestra han sido fechadas anteriormente por K-Ar.

Tabla 7. Muestra la edad calculada por el método K-Ar para 4 muestras de roca total de la localidad de Tres Vírgenes, Baja California Sur. Datos proporcionados por Terrell.

Muestra	%K	$^{40}\text{Ar}^*(10^{-12}\text{mol/g})$	Ar* (%)	Edad (m.a.)
TV18.1	0.43	8.76	4.6	14.0
TV18.4	1.10	16.2	1.8	10.2
TV20.1	0.18	5.53	7.3	21.2
TV21.1	2.08	17.5	2.3	5.8

¹ Asumiendo argón no radiogénico $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 295.5$.

² % de argón radiogénico.

³ Edad calculada usando las constantes (error 1σ

) propuestas por Steiger y Jäger (1977).

La técnica que se desarrollo para la aplicación del método de fechamiento $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ contempla dos etapas principales:

La primera etapa abarca 3 pasos experimentales, siendo estos:

a) Preparación y empaquetamiento de muestras.

La preparación de las muestras de roca total incluyó: trituración, molienda y tamizado; para la separación y concentración de las muestras de mineral, requiere de una separación magnética, uso de líquidos pesados, mesa vibratoria; despues, de lo cual se obtienen muestras, de aproximadamente 100 mg. Estas se envuelven en papel aluminio formando pequeños paquetes con diferentes formas geométricas que permiten su identificación durante la manipulación en el reactor y en el espectrómetro de masas. El peso de las muestras se efectuo con una báscula analítica de precisión marca Mettler. Modelo H34; en donde, se tiene una sensibilidad de 0.1 mg.

El siguiente paso fue empaquetar las muestras dentro de un contenedor de aluminio para su irradiación en el reactor (fig. 7.1). Se colocaron muestras (roca total) de edad desconocida junto con los minerales concentrados (biotita y horblenda) de edades conocidas. Se hizo una distribución vertical por niveles, como se observa en la figura 7.2. En el primer nivel se introdujo una muestra de roca total TV18.1 junto con dos muestras estándar biotita-133; segundo nivel, roca total TV18.4, junto con dos estándar biotita HD-B1 y -133; tercer nivel, dos muestras de roca total TV20.1 y TV21.1, junto con muestras de edad conocida horblenda, Jilotlán (Terrell, 1988) y por último en el cuarto nivel, dos muestras de mineral, el estándar biotita-133 y la biotita MGN-19 de edad conocida. Para terminar el empaquetamiento de las muestras, el contenedor de aluminio fue sellado con resina epóxica plástiacero marca Devcon.

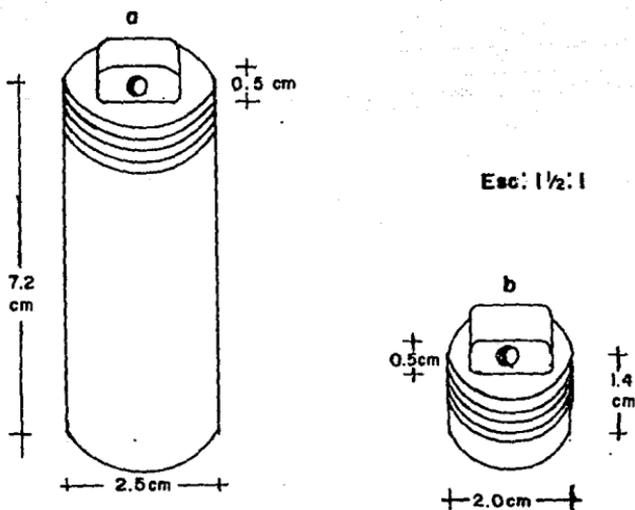


Fig. 7.1 Contenedores de aluminio utilizados para irradiar las muestras de roca total junto con mineral concentrado (estándares), el contenedor con mayor altura y diámetro "a", se utilizó para guardar pequeños contenedores "b" (4 en total) en los que se introdujeron las muestras entre 3 y 4 paquetes de aproximadamente 100 mg.

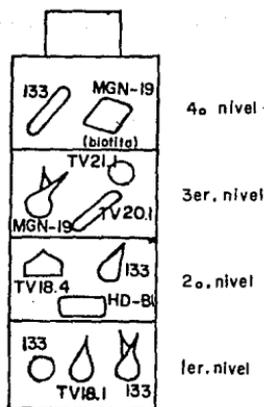


Fig. 7.2 Esquema que muestra la distribución vertical en que fueron dispuestas las muestras (aprox. 100 mg). Se distribuyeron a lo largo del contenedor aquellas muestras de edad conocida junto con las muestras de edad desconocida.

b) Irradiación.

La irradiación de las muestras (Balcázar, 1992) se llevó a cabo en el reactor TRIGA MARK III "General Atomic" que se localiza en las instalaciones del I.N.I.N. del Centro Nuclear de México en Salazar, estado de México.

Las muestras se irradiaron en el "dedal central", durante un tiempo de 10 h a una potencia del reactor 1 MW: en el dedal central se tiene un flujo neutrónico térmico del orden de 10^{13} n/cm² seg, la temperatura en este punto fluctua entre 80°C y 90°. El día que se irradiaron (4 de septiembre de 1991) se inició a las 10:04 h y terminando la exposición a las 20:04 del mismo día. La medición de la razón de dosis se realizó el día 5 de septiembre de 1991 con un teledetector dando una lectura mayor a 300 mR/h; el día 10 de septiembre de 1991 se repitió la medición con el mismo equipo dando una lectura de 120 mR/h, una tercera medición fue el día 11 de Septiembre de 1991 utilizando el mismo equipo y dio una lectura de 30 mR/h.

Las muestras se entregaron el día 17 de septiembre de 1991 a las 10:37 h, en un blindaje de plomo dando una lectura a contacto de 3 mR/h y a 10 cm 3 mR/h con el teledetector.

c) Espectrometría de masas.

El análisis de las muestras se efectuó en el espectrómetro de masas VG-MM1200B ubicado en las instalaciones del IMP, Subdirección de Tecnología de Exploración, dando inicio el día 23 de septiembre de 1991.

El análisis de las muestras se desarrolló de la siguiente manera: las muestras fueron colocadas en el portamuestra del espectrómetro, registrándose las posiciones. El portamuestras se monta al sistema de extracción con un vacío aproximado de 10^{-4} mBar. Las muestras se calientan durante 15 minutos aproximadamente entre 350°C-400°C, 770°C, 1009°C y 1252°C obteniendo cuatro etapas de calentamiento. Una cantidad de la misma muestra biotita-133 se fundió en una sola etapa (fusión total) subiendo al horno a 1252°C. Obsérvese la figura 7.3.

El gas que se desprende de la muestra es atrapado en un dedo de carbón activado, enfriado a 77.35°K(-195.8°C) con nitrógeno líquido, este gas se purifica con una esponja de titanio a unos 800°C-900°C e inmediatamente se le da una purificación con un sorbac (bomba de limpieza). El gas limpio se pasa al espectrómetro de masas y enseguida se procede a obtener las gráficas de los gases.

Cada paso de recorrido y concentración del gas desprendido a partir de la muestra se efectúa en lapsos de 15 minutos.

La fundición de la muestra se realiza en un horno de bombardeo electrónico. Cabe mencionar que antes de llevar a cabo un análisis de la muestra se requiere de hacer un blanco al horno y al sistema de extracción, o sea, determinar una cantidad de ^{40}Ar principalmente de origen atmosférico, siguiendo el procedimiento normal de extracción de argón incluyendo el calentamiento del crisol, esto es en ausencia de la muestra con el propósito de evitar contaminación de gases dentro del sistema.

La segunda etapa de la técnica, consistió en determinar la edad de las muestras, inclusive de aquellos minerales estándar cuya edad es conocida; desarrollándose esta etapa de la siguiente manera:

a) Se midieron las masas registradas de Ar-36, 39 y 40 a las diferentes temperaturas de fusión a las que fueron sometidas las muestras, siendo estas 4 temperaturas diferentes que van incrementándose gradualmente. Aunque se midieron otros picos como Ar-37, estos no fueron utilizados en este estudio para las correcciones mencionadas en el capítulo V.

b) A partir de las mediciones de las masas registradas, se obtienen las siguientes razones $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$, $^{39}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ y $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$, en esta última razón se aplica para $^{40}\text{Ar}^*$ la corrección del argón atmosférico, aplicando la ecuación $^{40}\text{Ar}^* = ^{40}\text{Ar}_{\text{Total}} - 295.5^{36}\text{Ar}_{\text{atmosférico}}$.

c) Utilizando los estándares de edad conocida se calcula el valor de "J", el cual será sustituido dentro de la ecuación de la edad para el método Ar-Ar, necesario para calcular la edad de muestras de edad desconocida. Algunos valores calculados para "J" son mostrados en la tabla no.8.

d) Por último ya obtenidos el valor numérico de la razón $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$ y el valor de "J", se procede a sustituirlos en la ecuación de la edad (5.7).

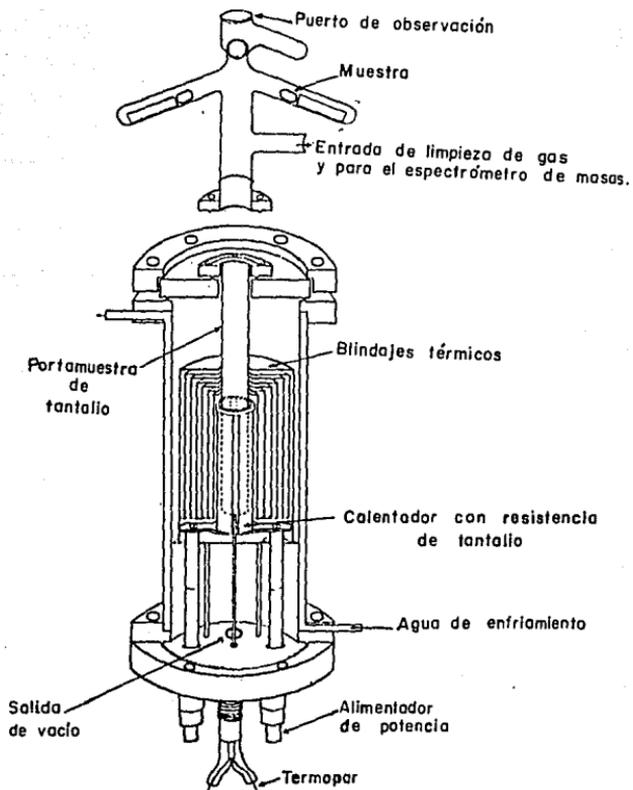


Fig. 7.3 Diagrama esquemático de una resistencia de un horno de calentamiento a doble vacío. (McDougall, 1989).

B) ANALISIS, DISCUSION Y REPRESENTACION DE RESULTADOS.

a) Estándares (espectros e isocronas) y valor de "J".

Los resultados registrados para las muestras estándar biot-133 y HD-B1 son representados gráficamente en un espectro de edad y el método de isocrona, para cada una de ellas.

El análisis de estos dos métodos revelan resultados satisfactorios dentro del primer objetivo establecido en este trabajo. Tomando en cuenta que no existió una etapa previa de calibración del método con la irradiación, ni estudio de interferencias antes mencionadas en el capítulo V.

Además, la tabla número 8 presenta los valores de "J" calculados para los minerales estándar internacionales para los diferentes niveles de irradiación dentro del contenedor. La irradiación se llevo a cabo en el Reactor TRIGA MARK III del Instituto de Investigaciones Nucleares en Salazar, estado de México y fueron analizadas en el Instituto Mexicano del Petroleo, utilizando el espectrómetro de masas VG-MM1200B. En la parte inferior a esta tabla se presenta una segunda tabla tomada de Terrell y Escudero, 1992; en donde, se puede observar y comparar la concordancia del valor de J obtenido para las muestras estándar en México en relación a los valores calculados para otros reactores en el extranjero.

BIOT-133

Esta muestra de Newcastle, Gran Bretaña, es una muestra estándar. Se utilizó como mineral monitor en este experimento, además de calcular su edad. Esta fue analizada en tres experimentos, ya que fue irradiada en 3 niveles diferentes dentro del contenedor junto con las muestras descritas arriba. Las muestras son la biot-133, biot-133.1 y biot-133.2 las dos últimas serán analizadas posteriormente.

El espectro que refleja la biot-133 es el de una meseta casi perfecta, lo que vendría siendo el espectro de un caso ideal, o sea, una muestra no perturbada, esto es, no existe ni pérdida ni ganancia de argón atmosférico. Además de que las fracciones de gas liberado están representadas casi por el mismo porcentaje.

La meseta representativa de esta muestra puede ser considerada por las primeras 3 fracciones, tomando en cuenta las condiciones arriba mencionadas y esta es de aproximadamente 905 ± 14 m.a. Dato ligeramente por debajo de la edad calculada para este patrón internacional de 1,001.00 m.a. por el método convencional K-Ar.

El método de isocrona responde en este caso como complementario en determinar una fecha de 992.69×10^6 años, dato que se encuentra entre el rango calculado por Ar-Ar y K-Ar.

BIOT-133.1

Este mineral muestra un espectro muy similar a la muestra descrita arriba: Se observan 3 fracciones de gas liberado con porcentajes casi equitativos, la última fracción menor al 1% se puede considerar despreciable. Las fracciones tienen edades aparentes que van de mayor a menor, pero sin que los cambios sean de consideración. Aquí como en el caso anterior la meseta representativa de la edad puede estar considerada por las 3 primeras fracciones con una edad de aproximadamente 926 ± 13 m.a., edad ligeramente por abajo de la calculada por el método convencional K-Ar de 1,001.00 m.a., edad establecida internacionalmente.

El método gráfico para determinar la edad de la muestra resultó satisfactorio al obtenerse una edad de $1,006.961 \times 10^6$ años edad muy similar a la establecida por K-Ar y ligeramente superior a la calculada por Ar-Ar. Sirviendo el método gráfico como una parte complementaria para determinar la edad de esta muestra estándar.

BIOT-133.2

Esta muestra a diferencia de las dos muestras anteriores, proyecta un espectro con notorias diferencias, siendo estas, que la primera fracción de gas liberado se encuentra muy por arriba de las dos fracciones restantes, además de presentar un menor porcentaje de gas liberado. Las dos fracciones restantes con una elevación similar así como un porcentaje de gas liberado también muy similar, pueden ser consideradas como la plataforma representativa de la edad siendo esta de aproximadamente 930 ± 18 m.a. edad muy similar calculada en biot-133 y biot-133.1 y ligeramente por debajo de la calculada por K-Ar de $1,001.00 \times 10^6$ años.

Así mismo, la gráfica del método isocrona para determinar el cálculo de la edad utilizando la pendiente proporciona un dato de 875.255×10^6 , dato que puede ser relacionado a la edad determinada para este estándar con la fecha antes mencionada.

BIOT-133

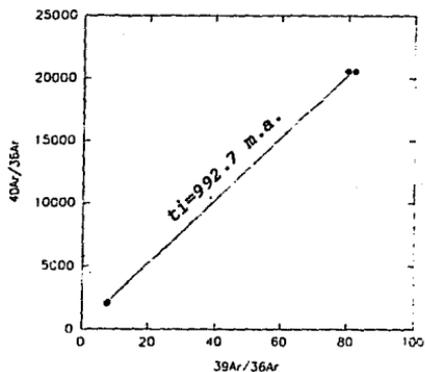
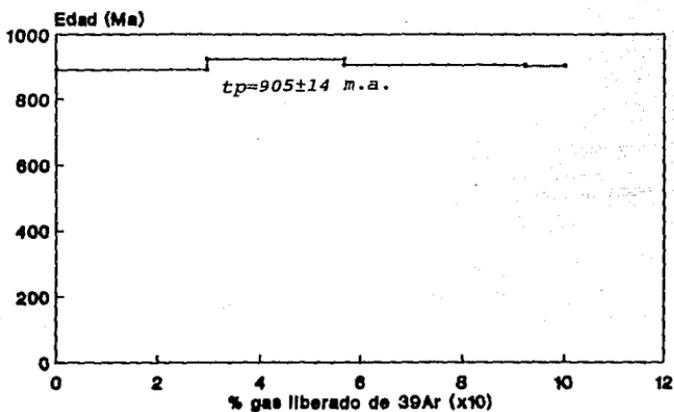


Fig. 7.4 Espectro de Edad del método ^{40}Ar - ^{39}Ar e isocrona para la muestra estándar Biot-133.

BIOT-133.1

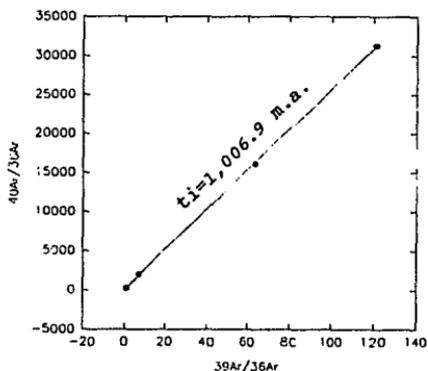
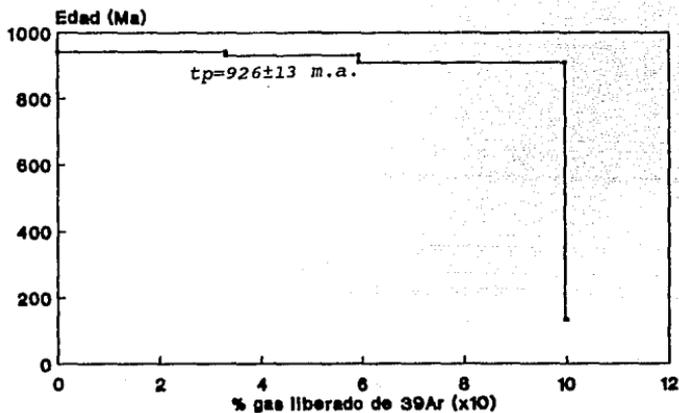


Fig. 7.5 Espectro de Edad del método ^{40}Ar - ^{39}Ar e isocrona para la muestra estándar Biot-133.1, irradiada en diferente posición dentro del contenedor.

HD-B1

Esta muestra estándar fue separada de una granodiorita desde el macizo Bergell al sur de los alpes italianos.

El espectro que proyecta esta muestra es un espectro de edad en el cual se observan cambios notables. Comenzando con la primera fracción de ^{39}Ar liberado que presenta una edad aparente por arriba de la meseta requerida para la interpretación de la edad. La primera fracción es menor al 1%. La siguiente fracción con el mayor porcentaje de gas liberado es considerada en este caso la meseta representativa de la edad que sería de aproximadamente de 22.5 ± 0.6 m.a., edad ligeramente por debajo de la calculada por K-Ar que es de 24.5 ± 0.3 m.a. y aquella calculada por Ar-Ar de aproximadamente 25.3 ± 0.8 m.a., la tercera fracción de gas liberado con un 40% de representatividad se encuentra muy por debajo de la meseta principal la cual sufre un aumento hasta llegar casi al nivel de la meseta principal.

El método de isocrona proporciona una edad de 23.282×10^6 años comparable con aquellas calculadas por K-Ar y Ar-Ar descritas arriba.

BIOT-133.2

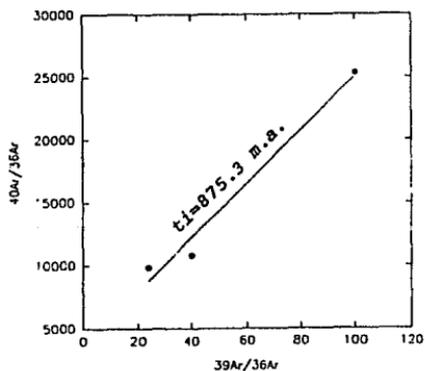
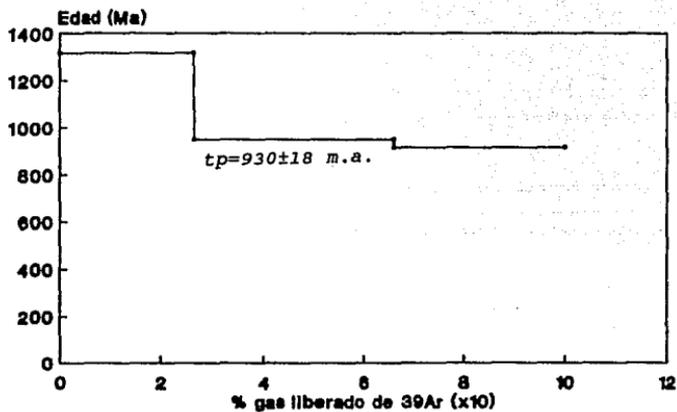


Fig. 7.6 Espectro de Edad del método ^{40}Ar - ^{39}Ar e Isocrona para la muestra estándar de mineral concentrado Biot-133.2

HD-B1

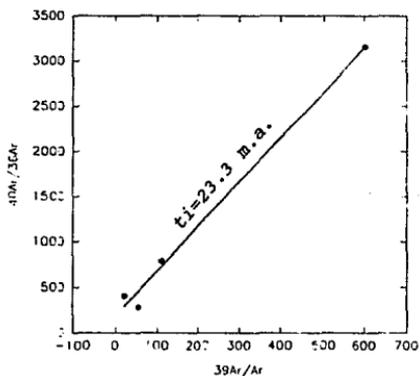
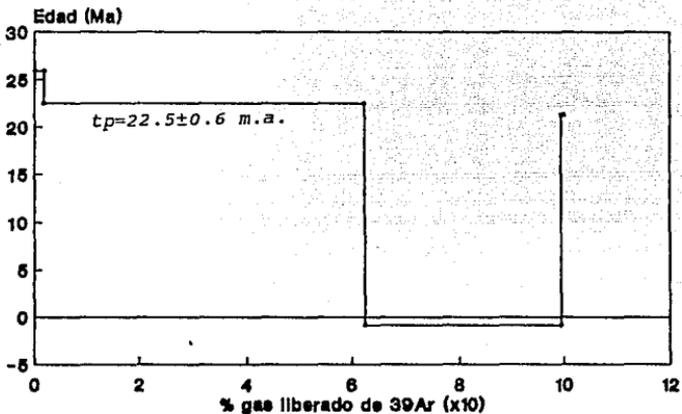


Fig. 7.7 Espectro de Edad del método ^{40}Ar - ^{39}Ar e Isocrona para la muestra estándar, de mineral concentrado de biotita con clave HD-B1.

Tabla 8. Presenta valores de J/h calculados para el reactor nuclear Triga Mark III.

Muestra ¹	Biot-133	Biot-133	Biot-133	Biot-133
Fecha ²	Oct. 1-91.	Oct. 11-91	Oct. 14-91	Oct. 16-91
Temperatura de fusión	1500°C	1500°C	1500°C	1000°C
masa-36 ³	0.009	0.015	0.013	0.041
masa-37	---	0.005	0.003	0.062
masa-38	0.075	0.064	0.081	0.82
masa-39	5.42	0.62	0.645	25
masa-40	135	163	171.5	131
40*/39	244.17	255.75	259.93	4.755
J(x10 ⁻³)	3.03	2.90	2.85	2.93

¹ Las muestras fueron colocadas en diferente lugar en el dedal central.

² La fecha corresponde a la medición en el espectrómetro.

³ La intensidad de la señal correspondiente a la masa esta expresada en unidades arbitrarias (mm en la gráfica correspondientes a 0.001 mV)

COMPARACION DE J/HORA MEDIDA EN EL REACTOR NUCLEAR SALAZAR (I.N.I.N.) RESPECTO A VALORES REPORTADOS EN LA LITERATURA¹⁴

Reactor	I.N.I.N.	GSTR Denver	Herald-Alderston G.B	
J/h(x10 ⁻⁴)	2.8 - 3.0	2.5	7.2	
Reactor	JMTR Japón	FR-2 Alemania	BR-2 Bélgica	HIFAR Australia
J/h (x10 ⁻⁴)	1.3	0.61	7.5	0.33

b) Muestras de Tres Virgenes (espectros e isocronas).

El análisis del espectro de edad, así como, del método de la isocrona para las muestras problema TV18.1, TV18.4, TV20.1 y TV21.1 arrojan resultados satisfactorios dentro del segundo objetivo del presente trabajo. Las muestras mencionadas pertenecen a la región de Tres Virgenes, Baja California Sur, zona representada por actividad volcánica que llega hasta el holoceno (con erupciones históricas). Petrologicamente varían desde riolitas, andesitas, basaltos. Desde el punto de vista químico, existen dos tendencias principales:

- serie calco-alkalina relacionada a márgenes continentales (durante la subducción)
- serie alcalina que responde a un movimiento de extensión en este caso el de la península de Baja California que lo realiza hacia el noroeste (posterior a la subducción).

Las muestras del presente estudio son basaltos de composición química (petrográfica) muy parecida cuyas edades presentadas en la tabla 7, parecen contradecir la estratigrafía. Por lo que se decidió profundizar en su estudio.

TV 18.1

Esta muestra fue dividida en dos partes para su análisis. Obteniendo los siguientes resultados observados tanto en el espectro como en la isocrona.

Para la muestra TV18.1 el espectro de edad que refleja es semejante a aquél que presenta una muestra que no ha sido perturbada, o sea, que no ha tenido recalentamientos que permitieran un exceso o pérdida de argón. La primera fracción de argón-39 liberado se encuentra ligeramente por arriba de las dos fracciones contiguas. La edad promedio representada por las 3 primeras fracciones de gas liberado, representan la meseta de este espectro y por lo tanto reflejan la edad de la roca de aproximadamente 10.4 ± 1 m.a., edad por abajo de la calculada por el método K-Ar de 14 m.a. La última fracción de aproximadamente 5% refleja una caída por muy debajo de la meseta representativa; la caída de la última fracción puede ser debido a una sobrecorrección del argón atmosférico o la medición de gas atmosférico de la línea de extracción.

El método de isocrona en este caso presenta una edad ligeramente por debajo de la calculada por calentamiento en etapas. La edad calculada por la isocrona es de 8.7×10^6 sirviendo como complemento en el cálculo de las edades por la técnica de calentamiento, indicando un exceso de argón para la muestra TV18.1.

TV 18.4

El espectro arrojado por el análisis de dicha muestra es muy similar al que presenta la muestra TV 18.1. El desarrollo de las fracciones de gas liberado comienza con la primera fracción con un 10% aproximadamente con una edad aparente mayor a la que registra la fracción de mayor liberación que es cerca de 45% para reflejar una edad aparente de aproximadamente 7.5 m.a. ligeramente por debajo de la calculada por K-Ar la cual tiene una edad de 10.2 m.a. Las dos últimas fracciones una de aproximadamente 38% baja ligeramente sin ser un cambio trascendental y la última fracción de 2% sufre una caída, este porcentaje puede considerarse no representativo y por lo tanto puede ser discriminado.

La edad para ésta muestra fue calculada por las 3 primeras fracciones, obteniendo una edad promedio de 7.2 ± 1 m.a.

El cálculo del método gráfico en este caso es satisfactorio el cual arroja un valor de 8.59×10^6 muy similar a el que refleja el espectro de edad.

TV 20.1

El espectro de esta muestra de roca total tiene un comportamiento para la primera fracción de una mayor elevación con un porcentaje mínimo de gas liberado en relación a la segunda fracción de gas con una edad aparente de 21.2 m.a. edad muy similar a la calculada por el método convencional de 21.1 m.a., la siguiente fracción de argón-39 liberado presenta un porcentaje representativo, pero el cual se eleva considerablemente por arriba de la meseta principal y la última fracción de aproximadamente 3% vuelve a tener una caída por debajo de la segunda fracción, tal vez dicha caída es ocasionada como en los casos anteriores por una sobrecorrección o la medición de gas atmosférico contenido en la línea de extracción. En general, se puede decir que el espectro presenta la forma de "U", espectro característico de muestras de roca volcánica con exceso de argón.

La isocrona realizada para esta muestra arroja edad de 14.4 m.a. indicando el efecto de argón heredado.

TV-18.1

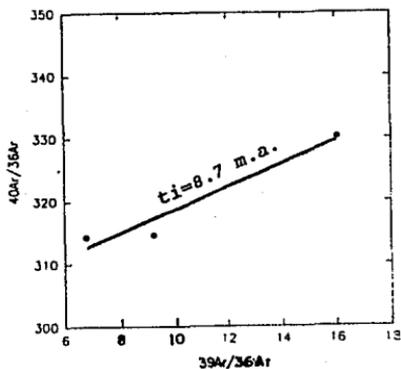
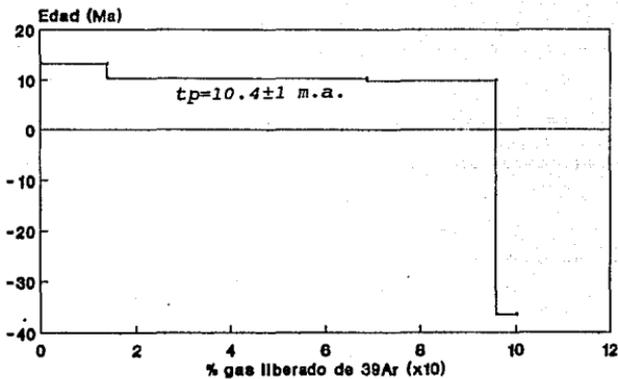


Fig. 7.8 Espectro de edad del método ^{40}Ar - ^{39}Ar e isocrona para la muestra de edad desconocida TV18.1.

TV-18.4

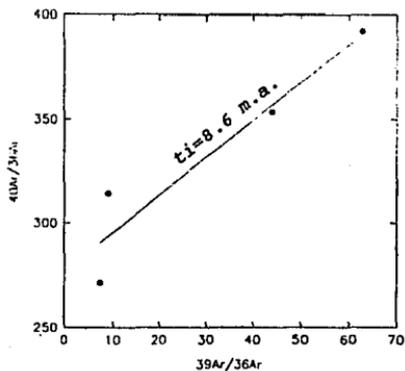
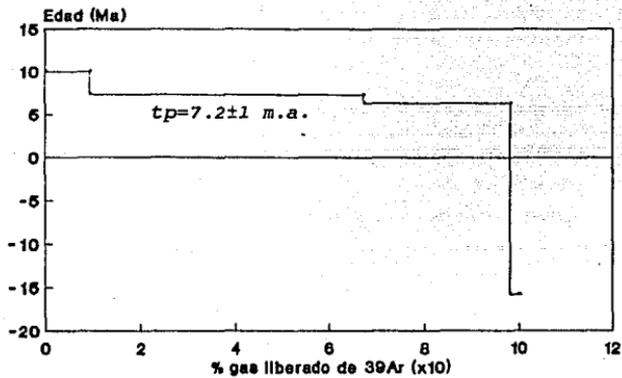


Fig. 7.9 Espectro de edad del método ^{40}Ar - ^{39}Ar e isocrona para la muestra de edad desconocida TV18.4.

TV-20.1

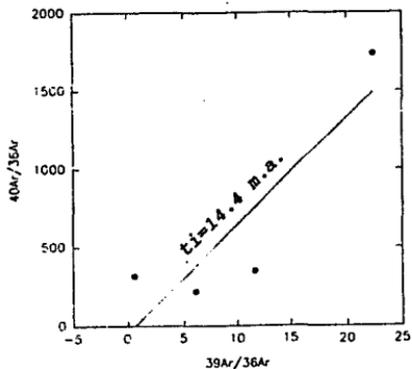
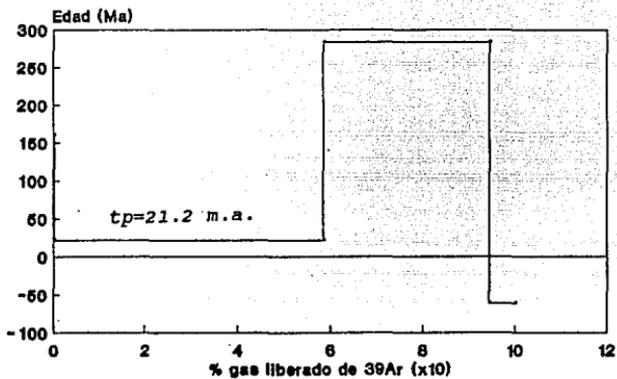


Fig. 7.10 Espectro de edad del método ^{40}Ar - ^{39}Ar e isocrona para la muestra de edad desconocida TV20.1.

TV 21.1

El espectro que presenta esta muestra es un espectro en forma de "U" en donde los extremos tienen mayor elevación, es característica de muestras que han acumulado un exceso de argón. Este tipo de espectros se presenta principalmente en rocas volcánicas. El comportamiento de las fracciones es de la siguiente manera: la fracción de mayor porcentaje de liberación de gas presenta una edad aparente de aproximadamente 6.6 m.a. siendo esta la edad representativa. Las fracciones que limitan a la meseta son de menor porcentaje y se encuentran a un mayor nivel.

La edad representativa por la meseta tomando en cuenta las 3 primeras fracciones de edades aparentes similares es de aproximadamente 7.2 ± 0.8 m.a.; ésta se encuentra ligeramente por arriba de la edad calculada por K-Ar que es de 5.8 m.a.

El método de la isocrona en este caso arroja un resultado de 2.84 m.a. valor por debajo de aquel calculado tanto por K-Ar como por Ar-Ar. Indicando el exceso de argón o presencia de argón heredado.

TV-21.1

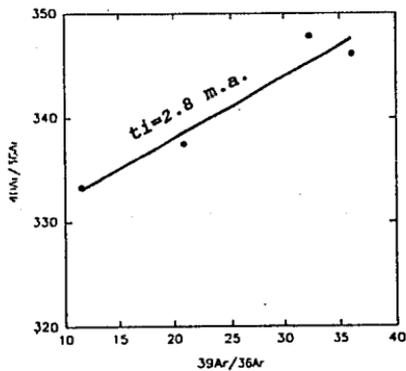
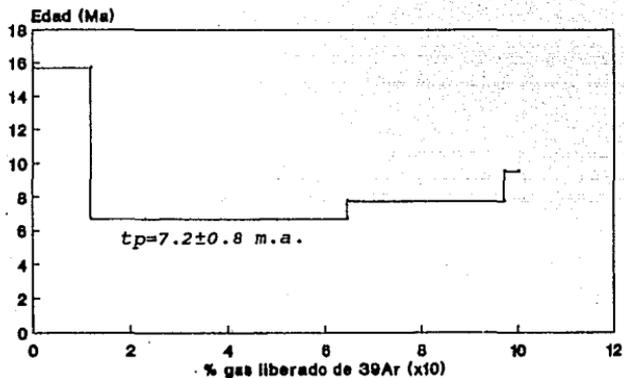


Fig. 7.11 Espectro de edad del método ^{40}Ar - ^{39}Ar y método de isocrona para la muestra de edad desconocida TV21.1.

VIII. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.

En general, los espectros que presentan las muestras en el experimento son aceptables, ya que estos muestran una meseta indicativa de la edad de la muestra, tanto de la edad conocida de las muestras estándar como de la edad esperada de las muestras de Tres Virgenes; además, de arrojar edades consistentes con las isocronas. La meseta es entendida en función del porcentaje representativo de gas extraído. Las anomalías que se llegan a presentar en estos espectros suelen ser en los extremos con porcentajes generalmente pequeños, aproximadamente de o inferior a un 3%. Estos porcentajes pueden ser considerados despreciables. A excepción las muestras TV20.1, TV21.1 Y HD-B1, presentan anomalías con porcentajes de consideración, así como, diferencias en las edades de los espectros y las isocronas.

Los resultados obtenidos en el experimento son satisfactorios dentro de los objetivos establecidos para las 8 muestras analizadas en el presente trabajo. Por lo cual se llega a concluir que:

Primero: que el método de fechado por la técnica de calentamiento incremental ^{40}Ar - ^{39}Ar es aplicable, ya que se cuenta con las instalaciones necesarias para la ejecución del método de ^{40}Ar - ^{39}Ar , el cual proporciona datos más precisos por las ventajas que este presenta en la parte experimental, además de tener una extensa aplicación a problemas geológicos.

Segundo: las rocas fechadas de la localidad de Tres Virgenes, Baja California Sur por el método ^{40}Ar - ^{39}Ar arrojaron resultados que son consistentes con la geología histórica de la zona. Tomando en cuenta que son rocas volcánicas del Cenozoico dentro del período Mioceno.

Los resultados obtenidos de las muestras TV18.1 y TV18.4 cuyas edades convencional (mencionadas anteriormente) son contradictorias, señalan que la edad de TV18.1 y TV18.4 son aproximadamente de 8.7 y 8.6 m.a. y no 14 y 10 m.a. como se obtuvo por el método convencional. La edad de las muestras TV20.1 y TV21.1 se acercan a las edades convencionales K-Ar. Sin embargo, el espectro en forma de "U" y la isocrona indican presencia de argón heredado. Por lo que sugiere que la edad del evento que produjo estas rocas de petrografía similar es menor a estas edades, posiblemente cerca de 8 m.a. Ya que las dos muestras del mismo sitio TV18 dan edades similares resolviéndose el conflicto antes mencionado de que la edad de TV18.1 es mayor a TV18.4, estando esta estratigráficamente abajo.

Finalmente se puede mencionar que este método es especialmente útil cuando las muestras no pueden ser preparadas por separación de minerales, ya que las muestras de Tres Virgenes fueron estudiadas sin preparación alguna.

Recomendaciones

Con base en los estudios realizados en el presente trabajo se sugieren las siguientes recomendaciones, pensando en obtener un conocimiento geocronológico que permita una mejor interpretación geológica.

En cuanto a la preparación de la muestra se recomienda:

- Llevar un control del lugar muestreado tanto regional como estratigráficamente, tomando varias muestras para apoyo estadístico.
- Realizar previo estudio petrográfico con el propósito de lograr una mayor relación de los datos obtenidos y la geología, tomando varias muestras para apoyo estadístico.
- Determinar la clasificación química de la roca.

Las recomendaciones a la metodología, son:

- Efectuar la calibración del método experimental: calibración del reactor (determinación de los factores de corrección) y del espectrómetro de masas para obtener una mayor precisión en los resultados.
- Aplicar los factores de corrección adecuados a las interferencias producidas por activación de otros isótopos para minimizar el error en los resultados finales.
- Utilizar minerales estándar de edad aproximada a las rocas de edad desconocida que permita comparar los resultados obtenidos para las muestra de edad desconocida así como del mismo estándar.
- Se recomienda realizar la técnica de calentamiento por pasos efectuando más de cuatro fusiones de la muestra con el propósito de obtener un espectro que proporcione mayor información.
- Ahondar en la determinación de J para este reactor, estudiando la variación de J en función de la posición.

Bibliografía

- 1 Abbot, P.L., and Gastil, R.G., 1979. **Baja California Geology**. (Fields Guides and Paper) Department of Geological Sciences. San Diego State University, p.228.
- 2 Albarrán, J.J., y Terrell, D.J., 1988. **Estudio Petrogenético y Radiométrico del Proyecto "La Giganta", Baja California Sur**. I.M.P. Subdirección de Tecnología de Exploración, Gerencia de Geología y Geocronología. Proyecto c-2014. pp.(Informe interno).
- 3 Atwater, T., 1970. **Implications of Plate Tectonics for Cenozoic Tectonic Evolution of Western North America**. Geol. Soc. Amer. Bull., v.81, p.3513-3536.
- 4 Balcázar, M., Terrell, D., Escudero, M., Vollbert, E. y Nieto, J., 1992. **El reactor TRIGA en la determinación de Paleotemperaturas**. VI Seminario IIE-IMP-ININ sobre Especialidades Tecnológicas, Salazar edo. de México. Septiembre.
- 5 Beckinsale, R.D., and Gale, N.H., 1969. **A reappraisal of the decay constants and branching ratio of ^{40}K** . Earth Planet. Sci. Lett. 6, 289-294.
- 6 Berger, G.W., 1975. **$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ step heating of thermally overprinted biotite, hornblende and potassium feldspar from Eldora, Colorado**. Earth Planet. Sci. Lett. 26, 387-408.
- 7 Berger, G.W., and York, D., 1970. **Precision of the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating technique**. Earth Planet. Sci. Lett. 9, 39-44.
- 8 Bogard, D.D., Husain, L., and Wright, R.J., 1976. **$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of collisional events in chondrite parent bodies**. J. Geophys. Res. 81, 5664-5678.
- 9 Brereton, N.R., 1970. **Corrections for interfering isotopes in the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating method**. Earth Planet. Sci. Lett. 8, 427-433.
----, 1972. **A reappraisal of the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ stepwise degassing technique**. Geophys. J. R. Astron. Soc. 27, 449-478.
- 10 Brinkmann, R., 1966. **Compendio de Geología Histórica**. Labor (ed), Barcelona, 337 p.
- 11 Bulbulian, S., 1987. **La Radiactividad**. Fondo de Cultura Económica (Ed), No. 42, 121pp.
- 12 Campbell, J.R., 1986. **Las Radiaciones: Reto y Realidades**. Fondo de Cultura Económica (Ed), No. 8, 176 pp.

- 13 Coppins, R., 1983. **La Radiactividad de la Rocas.** Ed. Universitaria de Buenos Aires, 55pp.
- 14 Dallmeyer, R.D., 1975b. **$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of biotite and hornblende from a progressively remetamorphosed basement terrane: their bearing on interpretation of release spectra.** *Geochim. Cosmochim. Acta* 39, 1655-1669.
- 15 Dallmeyer, R.D., Maybin, A.H, and Durocher, M.E., 1975. **Timing of Kenoran Metamorphism in the Eastern Abitibi Greenstone Belt, Quebec: Evidence from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Ages of hornblende and biotite from Post-Kinematic Plutons.** *Can. J. Earth Sci.*, 12, 1864-1873.
- 16 Dalrymple, G.B., Alexander, E.C., Jr., Lanphere, M.a., and Kraker, G.P., 1981. **Irradiation of samples for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating using the Geological Survey TRIGA reactor.** U.S. Geol. Surv., Prof. Paper 1176. U.S. Government Printing Office 5pp.
- 17 Dalrymple, G.B., and Clague, D.A., 1976. **Age of the Hawaiian-Emperor bend.** *Earth Planet. Sci. Lett.* 31, 313-329.
- 18 Dalrymple, G.B., and Lanphere, M.A., 1971. **$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ technique of K-Ar: A comparison with the conventional technique.** *Earth Planet. Sci. Lett.* 12, 300-308.
- 19 Dalrymple, G.B., and Lanphere, M.A., 1974. **$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra of some undisturbed terrestrial sample.** *Geochim. Cosmochim. Acta* 38, 715-738.
- 20 Deer, W.A., Howie, R.A. and Zussman, J., 1962. **Rock-Forming Minerals.** John Wiley and Sons Inc. New York. v. 1-4.
- 21 Demant, A., 1975. **Caracteres Químicos Principales del Vulcanismo Terciario y Cuaternario de Baja California Sur. Relaciones con la Evolución del Margen Continental Pacífico de México.** *Rev. Inst. Geol. U.N.A.M.* vol.1, p. 19-69.
- 22 Dokka, R.K. and Merriam, R.H., 1982, **Late Cenozoic extensión of northeastern Baja California, Mexico:** *Geological Society of America Bulletin*, v.93, p.371-378.
- 23 Farrar, E., Macintyre, R.M., Prof. York, D., and Kenyon, W.J., 1964. **A Simple Mass Spectrometer for the Analysis of Argon at Ultra-High Vacuum.** *Nature*, Vol.204, No.4958, p.531-533.
- 24 Faure, G., 1977, **Principles of Isotope Geology,** John Wiley and Sons, New York, 464 p.p.
- 25 Fleck, R.J., Sutter, J.F., and Elliot, D.H., 1977. **Interpretation of discordant $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra of Mesozoic tholeiites from Antarctica.** *Geochim. Cosmochim. Acta* 41, 15-32.

- 26 Gastil, G., 1985. **Terranes of Peninsular California and Adjacent Sonora**. Tectonostratigraphic Terranes of de Circum Pacific Region, D.C. Howell ed., 273-283.
- 27 Gastil, G., Krummenacher, D., Minch., 1979, **The record of Cenozoic volcanism around the Gulf of California**. Geol. Soc. of Amer. Bull., Part I, v.90, p.839-857.
- 28 Gutiérrez Negrín, L.C.A., 1990, **Litología, Mineralogía y Geotermomería del Pozo LV-2, Las Tres Vírgenes, Baja California Sur**. Revista de Geotermia, Geoenergía, v.6, no.2, p. 185-211.
- 29 Halliday, A.N., and Mitchello, J.G., 1976. **Structural, K-Ar and ^{40}Ar - ^{39}Ar age studies of Adularia K-feldespars from Lizard Complex, England**. Earth Planet. Sci. Lett.29, 227-237.
- 30 Harper, C.T., and Schamel, S., 1971. **Note on the isotopic composition of argon in Quarts veins**. Earth Planet. Sci. Lett.12, 129-133.
- 31 Hausback, B.P., 1984. **Cenozoic Volcanic and Tectonic Evolution of Baja California Sur, Méx.** In Frizzell, Virgil A. Jr., ed.: **Geology of the Baja California Peninsula: Pacific Section S.E.P.M.**, vol.39, p.219-236.
- 32 Ives, R.L., 1962, **Dating of Tres Vírgenes volcano, Baja California Sur, Méx:** Geological Society of America Bulletin, v.73, p.647-648.
- 33 Lamarsh, J.R., 1965. **Introduction to Nuclear Reactor Theory**. Addison-Wesley Publishing Company, 585p.
- 34 López, M., 1989. **El reloj de Argón**. Scientific Ameican. No.153.
- 35 López, M., and York, D., 1983. **Further thermochronometric unravelling of the age and paleomagnetic record of the southwest Grenville Province**. Can. J. Earth Sci.- 20, 953-960.
- 36 López, M., York, D., Hall, C.M., and Hames, J.A., 1984. **Oldest reliable $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages for terrestrial rocks: Barberton Mountain Komatiites**. Reprinted from Nature. vol.307, No. 5949, pp.352-354.
- 37 Mackenzie, D.P. and Morgan. W.J., 1969, **Evolution of triple junctions**. Nature. v.224, pp. 125-133.
- 38 McDougall, I., and T.M. Harrison, 1989. **Geochronology and Thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method**. Oxford Univ. Press. 272pp.
- 39 Mooser, F., and Lagos, A.R., 1961. **El grupo volcánico de la Tres Vírgenes, Mpio. de Santa Rosalía, Territorio de Baja California: México** Universidad Nacional. Instituto de Geología. Boletín, v.61, p.47-48.

- 40 Morán, D., 1984. **Geología de la República Mexicana**. INEGI-UNAM. México, D.F., p. 1-15.
- 41 Phelps, D. W., and Harrison, T. M., 1986. **Application of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronology on detrital potassium feldspars to the study of sedimentary basins**. in J. Burrus (Ed) *Thermal Modeling in sedimentary basins*. Editions Technip. pp.585-600.
- 42 Phillips, D., and Onstott, T. C., 1988. **Argon isotopic zoning in mantle phlogopite**. *Geology*, v.16, p.542-546.
- 43 Ponce, A., 1980. **El reactor TRIGA MARK III del Centro Nuclear de México**. ININ. Subdirección de Planeación y Formación de Recursos Humanos, Unidad de Publicaciones.
- 44 Renne, Paul R., 1991. **High Resolution $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Chronostratigraphy of the Late Cretaceous El Gallo Formation, Baja California del Norte, México**. *Geophys. Res. Letters*, v.18, No.3, p.459-462.
- 45 Saunders, A.D., Rogers, G., Marriner, G.F., Terrell, D.T., and Verma, S.P., 1987. **Geochemistry of Cenozoic Volcanic Rocks, Baja California, México: Implications for the Petrogenesis of Post-Subduction Magmas**. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 32, 223-245.
- 46 Sawlan, M. g., 1981a, **Late Cenozoic volcanism in the Tres Virgenes area**, in Ortlieb, Luc, and Roldán-Q., J., *Geology of northwestern México and southern Arizona: Field Guides and Papers: Geological Society of America Cordilleran section, 1981 annual meeting, Hermosillo*, p.309-319.
- 47 Sawlan, M.G., and Smith, J.G., 1984. **Petrologic Characteristics, Age and Tectonic Setting of Neogene Volcanic Rocks in Northern Baja California Sur, Méx.** In Frizzell, Virgil A. Jr., ed.; *Geology of the Baja California Peninsula: Pacific Section S.E.P.M.*, vol.39, p.237-251.
- 48 Shafiqullah, M., and Damon, P.E., 1974. **Evaluation of the K-Ar isochron methods**. *Geochim. Cosmochim. Acta*, Vol.38, pp.1341-1353.
- 49 Spencer, J.E., and Normark, W.R., 1979, **Tosco-Abreojos fault zone: A Neogene transform plate boundary within the pacific margin of southern Baja California, Mexico**: *Geology*, v. 7, p.554-557.
- 50 Steiger, R.H., and Jäger, E., 1977. **Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology**. *Earth Planet. Sci. Lett.* 36, 359-362.

- 51 Terrell, D., Escudero, M., Balcázar, M. y Vollbert, E., 1992. Fechamiento $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de Rocas Basálticas de la Región de Tres Virgenes, Baja California. XI Convención Geológica Nacional. Julio.
- 52 Turner, Grenville, Miller, J.A., and Grasty, R.L., 1966, The thermal history of the Bruderheim meteorite: Earth and Planetary Science Letters, v. 1, no.4, p.155-157.
- 53 Turner, Grenville, 1970b, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age determination of lunar rock 12013: Earth and Planetary Science Letters, v. 9, no. 2, p.177-180.
- 54 -----1971a, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages from the lunar maria: Earth and planetary Science Letters, v. 11, no. 3, p.169-191.
- 55 Wartho, Jo-Anne; Dodson, Martin H., Rex, David C., Guise, Philip G., 1991. Mechanisms of Ar release from Himalayan metamorphic hornblende. Amer. Mineralogist, vol.76, p.1446-1448.
- 56 York, Derek, and Berger, G.W., 1970, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age determinations on nepheline and basic whole rocks: Earth and Planetary Science Letters, v. 7, no.4, p.33-336.
- 57 York, D., and López, M., 1986. The Two-Faced Mica. Geophys. Res. Lett., Vol.13, No.9, p.973-975.