

Leji 14

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

Facultad de Ciencias



DETERMINACION DEL CONTENIDO RADIOGENICO

(U, Th. y K) EN ROCAS.

TESIS PROFESIONAL

Que para obtener el Título de:

F I S I C O

P r e s e n t a:

ELSA LETICIA FLORES MARQUEZ

México, D. F.

1983



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 esta 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.

I N D I C E

Introducción.

Capítulo I. Generales sobre Elementos Radiogénicos.

- Fuentes de calor en la tierra
- Modelos básicos para la composición geoquímica del manto.
- Distribución de elementos radiactivos en rocas de la corteza.

Capítulo II. Instrumentación.

- Detección
- Análisis de la señal eléctrica
- Procesamiento de la información

Capítulo III. Determinación de Uranio, Torio y Potasio en Rocas.

- Clasificación de la roca y recolección
- Preparación de muestras y estándares
- Calibración de intensidad
- Calibración a energías
- Análisis de datos
- Manejo y procesamiento de datos

Capítulo IV. Resultados y Conclusiones

- Resultados
- Conclusiones

Apéndices.

Apéndice I. Diagrama de flujo para la identificación de rocas.

Apéndice II. Equilibrio Secular

Apéndice III. Interacción de la radiación gamma con la materia.

Apéndice IV. Programas.

Bibliografía.

INTRODUCCION

El estudio de elementos radiactivos en geofísica es de gran importancia por varias razones, dentro de las principales se encuentran: la importancia económica de estos elementos por su utilización en reactores nucleares, su comportamiento en los procesos de diferenciación del manto y corteza terrestres, y su contribución al flujo de calor global.

En el presente trabajo dedicaremos nuestra atención a este último aspecto, que es fundamental para el conocimiento del régimen térmico de la tierra. Para ello, primeramente se hace un análisis general de los elementos radiactivos en la tierra y su distribución en las rocas. A continuación se estudia el instrumental requerido para la detección de radiación por la técnica de espectrometría gamma aplicada a la determinación de U, Th y K en rocas ígneas de Laguna Verde, Veracruz, que incluye la preparación de muestras y estándares. Después, utilizando el método de ajuste por mínimos cuadrados propuesto por Rybach, se obtiene el contenido de Uranio, Torio y Potasio; y de ahí el calor producido por el decaimiento radiactivo de estos elementos. Finalmente, se hace una correlación de los datos obtenidos con los estudios geofísicos anteriormente efectuados en esa zona.

CAPITULO I

GENERALES SOBRE ELEMENTOS RADIOGENICOS

Uno de los métodos geofísicos utilizados para conocer la estructura interna y el estado del planeta, es la medida del flujo térmico terrestre. La cuantificación del mismo se hace en la corteza y por lo tanto es la suma de todas las contribuciones de las fuentes de calor conocidas, a saber: el calor disipado por mareas, el disipado por la compresión adiabática por la diferenciación de los materiales terrestres, y por la radiactividad natural.

El calor proveniente del núcleo provee información directa del estado y la evolución térmica del planeta. Para saber cual es el calor que proviene del núcleo es necesario hacer correcciones al valor medido del flujo térmico, que eliminen el calor debido a otras fuentes. Si se cuantifican las fuentes de mayor contribución al calor medido, aun cuando se desconozcan las de contribución despreciable, es posible hacer una buena estimación del calor proveniente del manto. De acuerdo a estudios recientes (De la Cruz, et. al., 1980), la mayor parte del calor medido se debe al decaimiento de elementos radiactivos. Para cuantificar en forma correcta el calor proveniente de esta fuente es necesario conocer la distribución de estos elementos en las distintas capas de la tierra. Por lo que se han formulado modelos acerca de la distribución de éstos en el planeta.

La única forma de medir elementos radiactivos en la tierra, es mediante análisis de la corteza, dentro de los que se encuentran: 1. espectrometría γ aérea, 2. espectrometría γ con detectores de centelleo, 3. activación por neutrones, 4. espectrometría de masas, 5. detección por trazas y algunas otras de menor importancia.

Para hacer los análisis de este tipo, se toman muestras de roca y se analizan en el laboratorio. De manera que es necesario conocer los elementos radiactivos y su distribución en las rocas.

A pesar de que en la naturaleza están presentes varios elementos radiactivos: ^{87}Rb , ^{235}U , ^{232}Th , ^{115}I , ^{138}La , ^{235}Sa , ^{17}Lu , ^{138}Re , y ^{40}K , sólo contribuyen apreciablemente al calor los de mayor abundancia y de vidas medias largas (10^9 años), siendo éstos solamente: ^{235}U , ^{238}U , ^{232}Th , y ^{40}K .

La determinación de estos elementos será la que determinará la corrección por radiactividad del flujo térmico terrestre.

FUENTES DE CALOR EN LA TIERRA.

Dado que los valores del flujo térmico terrestre se miden en la superficie de la corteza, donde la transferencia de calor es esencialmente por conducción, se enumeran a continuación las fuentes de calor que contribuyen al valor medido en la superficie.

Fuentes locales de calor. Es posible que lleguen a la superficie de la corteza pequeñas cantidades de calor transportadas por lava volcánica, agua caliente o vapor; sin embargo estas aportaciones son muy pequeñas por su limitación a intervalos muy cortos de tiempo y espacio (Smith, 1968), es decir son fuentes locales.

Calor producido durante la formación del planeta. De acuerdo a las teorías más aceptadas (Sass, 1971) en el primigenio estado de la tierra, ésta era una masa a baja temperatura formada por un proceso de agregación de materia. Durante este proceso colisiones y fusiones de este material dieron origen a un cuerpo de considerable tamaño.

Bajo esta hipótesis el calor puede tener dos contribuciones distintas: el impacto de los materiales al chocar con una tierra en crecimiento y la compresión adiabática sufrida por los constituyentes del planeta durante el proceso de agregación de los mismos. Si consideramos que el gradiente observado cerca de la superficie es de $30^{\circ}\text{C}/\text{km}$, puede concluirse que cerca de la superficie el gradiente es superadiabático, y el efecto de la compresión es muy pequeño. En tanto que en el manto, en donde la temperatura puede exceder a 3000°k , el incremento de la temperatura debido a la compresión adiabática durante el acrecentamiento del planeta pudo haber alcanzado unos 10^3°k . Es decir un tercio de la temperatura total (Tozer, 1970).

Calor disipado en la producción de mareas. La velocidad de la tierra decrece gradual y lentamente, lo que indica períodos menores de rotación durante su proceso de formación (Smith, 1968). La energía perdida en el frenado de la tierra se disipa en la producción de corrientes oceánicas (mareas), y de corrientes sobre tierra firme.

Calor producido durante los procesos de diferenciación en la tierra. Actualmente la tierra se encuentra estructurada en núcleo, manto y corteza; sin embargo, al ser formada por agregación debió tener una constitución relativamente homogénea (De la Cruz, et. al., 1980); en consecuencia tuvo que producirse un proceso de diferenciación que la llevara a su estado actual. La formación del núcleo a partir de materiales fierro-níquel de elevada densidad en el centro del planeta liberó una cantidad considerable de la energía potencial gravitacional, la cual también fué parcialmente disipada en forma de calor. Tozer (1965) calculó que esta energía es de 1.18×10^{38} ergs; Flasar y Birch (1973) obtuvieron 1.5×10^{38} ergs.

Calor debido a la radiactividad natural. La fuente que más contribuye al flujo de calor en la tierra es la radiactividad natural de las rocas. Ya que si el gradiente geotérmico observado en la superficie de los continentes se extrapolara hacia el interior de la tierra, se obtendrían valores de temperatura tan altos que resultarían incompatibles con otras evidencias geofísicas entonces puede suponerse que, en gran parte, el calor se genera por radiactividad en una capa relativamente delgada en la

corteza (Lachenbruch, 1959).

El proceso de generación de calor es como sigue, un átomo radiactivo se desintegra emitiendo partículas α , β , rayos γ , neutrinos, fermiones, aniones, muones, etc., estas partículas pierden energía al colisionar con los otros átomos del medio circundante, hasta perder esencialmente toda su energía. La energía cinética de las partículas que se transfiere a los átomos del medio se manifiesta como un aumento en la temperatura (Birch, 1954). Para tiempos geológicos, sólo los elementos cuyos isótopos radiactivos sean de vida larga (10^9 años) serán significativos en el proceso de producción de calor.

En la tabla I se muestran las constantes de decaimiento, las vidas medias y la cantidad de calor de los elementos radiactivos que ocurren en la naturaleza. Como se dijo al iniciar el capítulo, los elementos radiactivos más abundantes en la tierra y que influyen en la producción de calor, son: el Uranio, el Torio y el Potasio, su distribución espacial es determinante en los valores del flujo de calor. La abundancia de esos elementos en la corteza puede medirse por muestreo directo de las rocas superficiales, pero los valores así obtenidos son muy altos para ser representativos de todo el volumen del planeta, ya que si lo fueran, se obtendrían valores del flujo de calor mucho más altos que los observados, por lo que, los elementos radiactivos no están repartidos homogéneamente y su distribución está afectada por fenómenos de fusión, cristalización, diferenciación, transporte magmático y convección en estado sólido.

TABLA I

Isótopo	Constante de decaimiento (1/año)	vida media (10 ⁹ años)	Producción de calor (cal/gm año)
U ²³⁸	1.55 x 10 ⁻¹⁰ (1)	4.51	0.71 (2)
U ²³⁵	9.85 x 10 ⁻¹⁰ (1)	9.71	4.3 (2)
Th ²³²	4.94 x 10 ⁻¹¹ (1)	13.9	0.20 (2)
K ⁴⁰	4.72 x 10 ⁻¹⁰ (2)	1.47	0.22 (2)

Constantes de decaimiento, vidas medias y producción de calor de los elementos radiactivos que se presentan con mayor frecuencia en la Naturaleza.

(1) Steiger y Jager, 1977

(2) Birch, 1954.

Como se ha dicho es importante conocer la distribución espacial de los elementos radiactivos en el manto y la corteza terrestres, para ello se han formulado modelos que intentan situar la acumulación de estos elementos en las diferentes capas de la tierra procurando que sean compatibles con las otras evidencias geofísicas.

MODELOS BASICOS PARA LA COMPOSICION GEOQUIMICA DEL MANTO.

En el desarrollo de estos modelos se supone generalmente que la composición geoquímica media de la tierra es la misma que la de los meteoritos condriticos o la de los meteoritos acondriticos. Estas suposiciones se apoyan en la hipótesis de que esos meteoritos tienen el mismo origen que el material básico que constituyó la tierra en sus primeras etapas de formación.

Modelo condritico. algunos autores sostienen que las condritas se formaron como resultado de varios estados de fraccionamiento o refusión de materia más primitiva y no constituyen un grupo homogéneo (Lovering & Morgan, 1964; Ringwood, 1961); en tanto que otros (Gast, 1960; Pinson, et. al., 1965; Murthy & Compston, 1965) sostienen que las condritas y las acondritas se formaron a partir de un origen común hace aproximadamente cuatro billones de años; más aún, bajo la hipótesis de una agregación fría de materia cósmica, se supone que ésta generó primero la formación de condritas carbonosas y posteriormente, bajo un ensamblado a alta temperatura se transformaron en condritas y acondritas. ✓

Este modelo es especialmente atractivo desde el punto de vista del flujo térmico, ya que la concentración medida de elementos radiactivos en las condritas es $U = 1.1 \times 10^{-8} g_U g_C^{-1}$ (gramos de Uranio por gramos de condrita), $Th = 4.0 \times 10^{-8} g_{Th} g_C^{-1}$ y $K = 8.0 \times 10^{-4} g_K g_C^{-1}$, de aquí se deduce que la tierra condrítica puede producir calor radiactivo en una proporción de 7.4×10^{12} cal/s; comparado este valor con el valor observado 8.4×10^{12} cal/s, se desprende que una tierra condrítica puede producir la mayor parte del calor observado en el planeta. Si recordamos que la pequeña parte del calor adicional requerido puede derivar de otras fuentes presentes en el momento de formación del planeta, el modelo condrítico es aceptable en términos generales.

Modelo Acondrítico. Siguiendo la misma línea del modelo condrítico, el modelo acondrítico pretende dar una estimación de abundancias de elementos radiactivos en la tierra y su producción de calor.

La composición de las acondritas es considerablemente más variable que de las condritas, tanto en elementos radiactivos como en otros elementos. Su bajo contenido en Rb y su promedio del cociente de los isótopos de Sr^{87} entre Sr^{86} (0.701), hace que este modelo sea satisfactorio desde este punto de vista, sin embargo, el modelo acondrítico provee un manto superior tan rico en U y Th que no es posible igualar esta composición con rocas existentes en la tierra.

Una posible mezcla de materiales terrestres, como lo mues-

TABLA II

	corteza continental g x 10 ²⁰	tierra condrítica g x 10 ²⁰	tierra Orgueil g x 10 ²⁰	tierra acondrítica g x 10 ²⁰
U	0.462	0.309	0.675	1.407
Th	1.944	1.120	1.829	5.629
K	4.870	23,790	11,800	9,850
	(a)	(b)	(c)	(d)

Se muestran contenidos promedio de U, Th y K natural en:

- a) Medidos en la corteza continental,
- b) Calculados bajo la hipótesis del modelo condrítico,
- c) Calculados con el modelo propuesto por Orgueil, y
- d) Calculados bajo la hipótesis del modelo acondrítico.

Datos Condríticos aceptados por Wasserburg et al., (1964), Datos Orgueil de Lovering & Morgan (1964) y Murthy and Compston (1965), Datos Acondríticos de Clark et al., (1966).

TABLA III

Concentraciones en el manto superior sub-continental				
	tierra condrítica	tierra Orgueil	tierra acondrítica	Mezcla 5D + 1A
U $g_u/g_u \times 10^{-8}$	--	3.7	16	15
Th $g_{Th}/g \times 10^{-8}$	--	---	64	64
K $g_K/g_K \times 10^{-4}$	33	12	8.7	16
K/U 10^{-4}	--	3.3	0.5	1.1
	(a)	(b)	(c)	(d)

Masas de U, Th, K en 3 modelos de la tierra y sus concentraciones en todo el manto superior más la corteza oceánica, después de la formación de los continentes. Las columnas muestran concentraciones calculadas:

- a) si los materiales del manto corresponden a materiales condríticos,
- b) si el manto sub-continental tuviera materiales del tipo propuesto por Orgueil,
- c) si los materiales fueran del tipo acondrítico y
- d) mezclando 5 partes de dunita con una de 6 basaltos alcalinos.

TABLA IV

Concentraciones en el manto superior sub-oceánico más la corteza oceánica				
	tierra condrítica	tierra Orgueil	tierra acondrítica	Mezcla 3D + 3E + 1A
U $g_U/g \times 10^{-8}$	5.3	12	24	25
Th $g_{Th}/g \times 10^{-8}$	19	32	97	103
K $g_K/g_K \times 10^{-4}$	41	20	17	28
K/U 10^{-4}	7.7	1.8	0.7	1.1

En esta tabla se hacen las mismas consideraciones que en la anterior, en el mismo orden, pero sumando las contribuciones del manto superior sub-oceánico más las de la corteza oceánica. Y en la última columna se muestra la contribución que daría una mezcla de 3 partes de dunita más 3 partes de ecogilita y una de seis basaltos alcalinos.

E - Eclogitas de una recopilación de Clark et al. (1966, Tablas 24-4).

D - Dunita analizadas por Tilton & Reed, en Clark et al. (1966).

A - Promedio de seis basaltos alcalinos oceánicos, Tatsumoto (1966, Tabla I).

Tablas tomadas de Shaw (1968).

g_U/g - gramos de uranio por gramos de material.

g_{Th}/g - gramos de torio por gramos de material.

g_K/g - gramos de potasio por gramos de material.

tra la última columna de la tabla III, da una razón K/U aceptable de acuerdo a los datos recopilados por Tatzumoto (1966, tabla I) y Clark, et. al., (1966, tabla 24-4).

Un modelo fundamentado en las consideraciones anteriores es el Orgueil, que se basa en el promedio condritico y en un tipo especial de condritas carbonosas (Lovering & Morgan, 1964; Compston, 1965). En las tablas II, III y IV se muestran concentraciones medidas en rocas de la corteza, en una mezcla de dunitas con basaltos alcalinos; y una mezcla de dunitas, ecoglitas, y basaltos alcalinos, con la finalidad de mostrar comparativamente las concentraciones estimadas por estos modelos y las concentraciones de materiales existentes.

Modelo propuesto por McDonald (1965). Considera tres distribuciones distintas en las capas de la tierra: uniforme, oceánica y continental; en la primera, el uranio está uniformemente distribuido en la corteza y el manto, en la segunda, la actividad se encuentra concentrada uniformemente en una capa de 150 km de espesor a partir de la superficie, y en la tercera, igual que en la anterior, pero se divide en tres regiones con diferencias de concentración muy marcadas.

Sin embargo estos modelos no consideran efectos de convección. Recientemente han surgido modelos que toman en cuenta nuevas hipótesis y observaciones más completas, como los que son consistentes con el transporte advectivo y convectivo de calor, de acuerdo con los modelos geodinámicos vigentes.

Un modelo sencillo, mostrado por Lachenbruch (1959), permite

el cálculo del espesor de un estrato de la tierra, que de acuerdo a los argumentos anteriores es donde la mayor parte del calor se genera.

Para estudiar esta suposición, considérese el modelo de un estrato de espesor h en el que la generación interna de calor es A , el flujo de calor en la superficie es Q_0 y en la base Q_1 (Fig.1).

De las expresiones del flujo de calor estacionario y el principio de conservación de la energía, en una dimensión, se tiene que:

$$Q = -K \frac{dT}{dz} \quad y \quad (1)$$

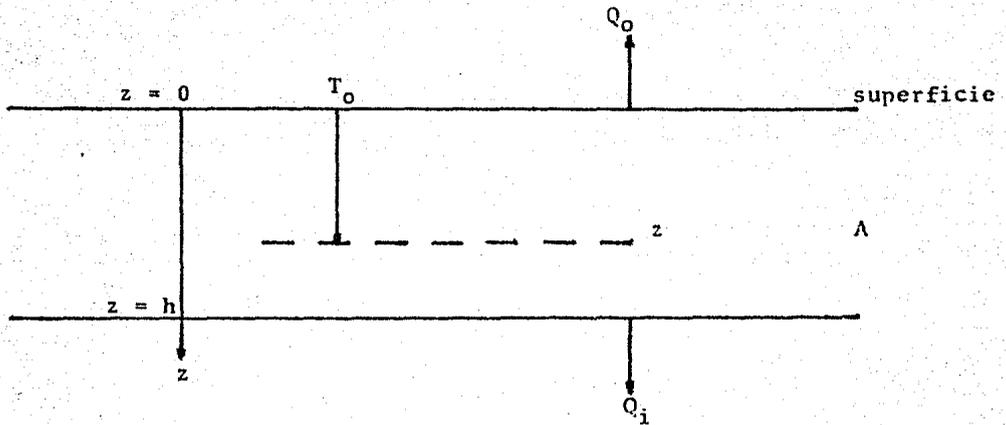
$$\frac{\partial T}{\partial t} = \alpha \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + \frac{A(x,y,t)}{K} \quad (2)$$

Con Q flujo de calor por unidad de área, K conductividad térmica, dT/dz gradiente geotérmico $\alpha = \frac{K}{\rho C_p}$, ρ - densidad, C_p - calor específico a presión constante.

$$T_x = T_0 + \frac{A}{K} \left(h x - \frac{x^2}{2} \right) + \frac{Q_1 x}{K} \quad (3)$$

En esta ecuación si hacemos $x = h$ y suponemos que el flujo de calor (Q_1) en la superficie proviene de la generación de calor en el estrato y que $Q_0 = hA$, tendremos que

$$T_h - T_0 = \frac{Ah^2}{2K} \quad (4)$$



Modelo sencillo de un estrato en un medio para calcular el efecto de la generación interna de calor.

Fig. 1

Si ahora se supone que todo el Q_c medido en la superficie proviene de abajo del estrato $z = h$, entonces, como $Q_i = Ah$, se tiene

$$T_h - T_o = \frac{Ah^2}{K} \quad (5)$$

Por consiguiente cuando se supone que el calor proviene de abajo, la temperatura en el fondo del estrato es dos veces la que se obtiene cuando se supone que proviene del estrato mismo.

Suponiendo un estrato de 50 km con una generación interna de calor de 2×10^{-13} cal/cm³s, una conductividad de 0.005 cal/cm s°C y un flujo de calor de una unidad de flujo térmico, se tiene en la base del estrato una temperatura de 500°C para la ecuación (4) y de 1000°C para la ecuación (5). El segundo valor implicaría fusión parcial en la corteza, que sólo se observa en zonas volcánicas y por lo tanto se puede explicar el flujo de calor observado como proveniente, principalmente, de un estrato radiactivo de un espesor de aproximadamente 50 km. Se esperaría entonces que el flujo de calor fuera menor en los océanos, pues en éstos el espesor de la corteza es menor y, de acuerdo con la tabla II, el contenido radiogénico de rocas basálticas es también menor. Sin embargo, esto no ocurre; se ha encontrado que el valor promedio del flujo de calor en ambos casos es muy semejante. Estas aparentes contradicciones sólo pueden explicarse en el contexto de un análisis global.

DISTRIBUCION DE ELEMENTOS RADIOACTIVOS EN ROCAS DE LA CORTEZA.

En la sección anterior se han descrito teorías acerca de la abundancia global de elementos radiactivos en la tierra, sin embargo no es posible hacer muestreos a más de algunos miles de metros de profundidad, de hecho sólo tenemos acceso directo a la parte más superficial de la corteza terrestre, limitando la cuantificación del calor producido por fuentes radiactivas, a una fracción de la corteza. Más aún, estos estudios sólo pueden efectuarse en las muestras disponibles de la corteza. Es por ello que primero se estudian las características genéricas de las rocas.

Torio y Uranio en rocas ígneas. Para su estudio las rocas se dividen en varios tipos dependiendo de las características físicas y químicas que presenten. Se distinguen tres grupos básicos: sedimentarias, metamórficas, e ígneas, los cuales se subdividen en otros, en los que se agrupan rocas con características más específicas, como tamaño de grano y contenido de silicatos entre otras. (Apéndice I).

De estos tres grupos en el que se reporta mayor concentración media de U, Th, y K es el de rocas ígneas. (Kaula, 1968, McDonald, 1965).

Para su estudio las rocas ígneas se subdividen en: 1) silícicas intrusivas, 2) silícicas extrusivas, 3) intrusivas básicas, 4) extrusivas básicas, 5) ultrabásicas, 6) alcalinas y 7) pegmatitas silícicas.

TABLA V

	U(total)	Th	K (ordinario)	K/U
Granito	4.75	18.5	37 900	8 x 10 ³
Basalto	0.6	2.7	8 400	1.4 x 10 ⁴
Diorita	2.0	7.4	18 000	
Peridotita	0.016	0.06	12	7.5 x 10 ³
Dunita	0.001	0.004	10	10 ⁴
Condrita	0.012	0.04	845	2 x 10 ⁴

Concentraciones medias de U, Th y K medidas en rocas superficiales*

* Basada en Kaula (1968) y MacDonald (1965).

En esta subdivisión también se presentan marcadas diferencias en las concentraciones de U, Th, y K reportadas, como lo muestra la tabla V.

1) Silícicas intrusivas. Se consideran en este grupo a las rocas portadoras de cuarzo (granitos o tonalitas), senitas y monzonitas. Muchos estudios muestran que el U y el Th en estas rocas se presentan como concentraciones "adjuntas en minerales", también como granos separados o inclusiones en el mineral principal. La monazita y la xenotima son también importantes fuentes de radiactividad, y son usualmente más activas que las asociadas al zirconio. Además, en rocas ordinarias granos de Uraninita y posible Torbenita contienen importantes fracciones de radiactividad de las rocas. Por otra parte, en rocas ácidas el contenido de feldespato potásico aumenta y por lo tanto es mayor el contenido de potasio.

2) Silícicas extrusivas. La abundancia promedio de U y Th en estas rocas está aproximadamente en el intervalo de 10-20 ppm y 3-6 ppm respectivamente. Los minerales como el zirconio, el cual probablemente cristaliza tempranamente como la monazita y la xenotima, son menos frecuentes o de grano mucho más fino en rocas intrusivas que en rocas extrusivas. Consecuentemente, en rocas extrusivas el U y Th se encuentran más dispersos que en rocas intrusivas. El Th en las rocas extrusivas y el U en cuarzos, feldespatos y minerales ferromagnéticos pueden ser atribuidos a inclusiones submacroscópicas de minerales accesorios o simplemente pueden representar el atrapamiento

de dos iones por la rápida cristalización sucedida en la extrusión. Aparentemente la fracción de Th y U es menor en rocas extrusivas que en rocas intrusivas.

- 3) Intrusivas básicas. La abundancia de minerales accesorios en este tipo de rocas sólo está dada por minerales opacos. Ninguno de estos minerales contiene comúnmente grandes cantidades de Th y U, por tanto el valor esperado de radiactividad en estas rocas es pequeño.
- 4) Extrusivas básicas. El U y Th en este tipo de rocas se encuentran uniformemente distribuidos en varios constituyentes o concentraciones de fases cristalinas. El rápido enfriamiento de las lavas provoca que el Torio y el Uranio sean atrapados en cristales. Lo cual no ocurre normalmente si se mantiene el equilibrio durante el crecimiento de los cristales.
- 5) Ultrabásicas. Los análisis de rocas ultrabásicas (dunitas y peridotitas) muestran un manto con una concentración extremadamente pequeña de material radiactivo. El bajo contenido de U y Th en rocas ultrabásicas confirma la tendencia general del material radiactivo de concentrarse más en rocas silícicas que en rocas básicas.
- 6) Alcalinas. En estas rocas hay mucha variación en la abundancia de material radiactivo, va desde 0.1 ppm hasta concentraciones mayores que en los granitos.

7) Pegmatitas silíceas. La presencia y abundancia de Th y U está dada por la ocurrencia de minerales portadores de Th y U, tales como: monazita, uraninita, alanita, sanarskita y muchos otros. Los contenidos promedio de U y Th varían mucho de las pegmatitas a cualesquiera de las otras rocas ígneas..

CAPITULO II

Como se mencionó en el capítulo anterior es necesario determinar el contenido de U, Th y K en la superficie de la corteza para hacer el análisis del calor producido por estos elementos y de esta manera conocer su contribución al flujo térmico medido. Por lo cual se requiere de un sistema de análisis, que puede ser por espectrometría, ésta es una de las técnicas que permite determinar la distribución de las energías de la radiación midiendo cada una de las partículas o de los fotones emitidos por un elemento radiactivo y construyendo una gráfica del número de ellos en función de su energía, a esta curva de distribución se le denomina "espectro".

INSTRUMENTACION

En general el análisis por espectrometría se efectúa de la siguiente forma:

Primeramente se tiene una etapa de detección de la radiación, otra de análisis de la señal y finalmente el manejo de los datos, como lo muestra la Figura 2.1.

La radiación es recibida en un transductor (detector) que la transfiere a información eléctrica, a continuación una serie de dispositivos electrónicos analizan la señal y finalmente el dispositivo de procesamiento de datos cuantifica y selecciona la información.

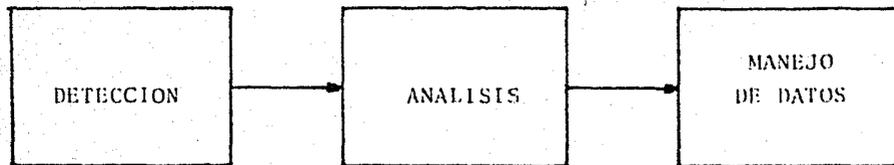


fig. 2.1

Diagrama de bloques del análisis por espectrometría gamma.

DETECCION

El transductor es un dispositivo en el cual la magnitud de un estímulo aplicado es convertido en una señal eléctrica. El proceso de detección lo efectúa el transductor.

El tipo de detector a ser usado depende: del tipo de partículas que se desean analizar, de la energía de las mismas y de la aplicación que se quiere dar al análisis. Dentro de los diversos tipos de detectores que se pueden emplear tenemos: los semiconductores, los de ionización en gas y los de centelleo.

ANALISIS DE LA SEÑAL ELECTRICA

Los impulsos eléctricos que salen del detector no tienen las condiciones adecuadas para ser acoplados al módulo de procesamiento, por lo que estas señales deben ser acondicionadas por dispositivos electrónicos que las ajusten a los niveles adecuados (voltaje y corriente) para poder ser alimentadas al circuito de procesamiento. Este acondicionamiento se lleva a cabo mediante dos etapas, la primera está constituida de dos fases pre-amplificación y amplificación y la segunda por el análisis de la señal, ya sea analógico o digital, dejando la señal lista para obtener información de ella.

PROCESAMIENTO DE LA INFORMACION

El procesamiento de información implica la selección y cuantifi

cación de la señal, este paso puede ser efectuado por diversos sistemas electrónicos que van, desde los sencillos contadores, hasta complejos sistemas como multicanales computarizados. Dependiendo del sistema electrónico de análisis la señal proveniente será manejada adecuadamente para obtener la información necesaria.

En este caso la detección fue efectuada por un detector de centelleo.

El principio de detección por centelleo se basa en la emisión de fotones por ciertos materiales al incidir en ellos radiación, estos destellos luminosos son convertidos en pulsos, debido a la corriente producida en el tubo fotomultiplicador. Los efectos producidos fundamentalmente por la radiación en el centellador son ionización y excitación. Siendo fundamental el de excitación.

En el centellador se usan materiales fluorescentes, es decir que tengan tiempo de desexcitación del orden de 10^{-8} seg. Los materiales fluorescentes pueden dividirse en 5 clases: cristales orgánicos, líquidos orgánicos, soluciones inorgánicas sólidas, cristales inorgánicos y gases nobles (Curran, 1953).

Una vez efectuado el proceso luminiscente, el fotón resultante incide en el fotocátodo de un fotomultiplicador que suele ser de antimonio y cesio; al chocar los fotones luminosos en el fotocátodo se produce un electrón, el cual es atraído al primer dinodo debido a una diferencia de potencial, este electrón llega con la energía suficiente para arrancar 2 ó más electrones de la

superficie del material por cada electrón incidente, los cuales viajan al segundo dinodo que tendrá un voltaje mayor que el primero, produciéndose nuevamente una aceleración y nuevas colisiones en el dinodo siguiente y así sucesivamente hasta producir una multiplicación de electrones del orden de 10^6 a 10^8 electrones por electrón inicial. La multiplicación total estará dada por:

$$M = \delta_1 \delta_2 \dots \delta_n$$

donde n es el número de dinodos y δ la razón de emisión secundaria.

En general los factores importantes en la selección del detector son:

- a) Tipo de radiación
- b) Eficiencia de detección
- c) Linealidad de la respuesta a la energía de radiación.
- d) Selectividad del nivel de fondo deseado
- e) Resolución
- f) Estabilidad

Otro factor que se debe considerar es el compromiso que existe entre eficiencia y resolución; generalmente en un detector de alta eficiencia la resolución es pobre comparativamente con algún otro de menor eficiencia para el mismo tipo de radiación (Quintanar, 1977, Espinoza, 1975).

El equipo usado en la detección por centelleo en nuestro análisis es el siguiente:

- 1) Detector de centelleo con un cristal de NaI con impureza de Tl de 4 pulgadas de diámetro y 4 pulgadas de altura, marca Bricon. Unido a este cristal se encuentra otro cristal de Ioduro de Sodio puro de 4 pulgadas de diámetro y 2 pulgadas de altura, el tubo fotomultiplicador, al cual este detector está unido y herméticamente sellado.
- 2) Una fuente de alto voltaje marca Ortec modelo 456.
- 3) Un preamplificador marca Ortec modelo 113.
- 4) Un amplificador marca Ortec modelo 570.
- 5) Un analizador multicanal Northern serie NS-700 con capacidad de análisis en 8182 canales.
- 6) Dos teletipos marca Teletype corporation modelos KSR-33 y KSR-33 modificado.
- 7) Un blindaje cilíndrico de plomo, bloques de plomo y seis contenedores de aluminio para las muestras y los estándares.
- 8) Una interfaz 20mA-RS232 fabricada en el laboratorio.
- 9) Una interfaz RS232-C acoplada a la microcomputadora.
- 10) Una microcomputadora marca Radio Shack modelo I con microprocesador Z-80.

Todos ellos como lo muestra la Figura 2.2.

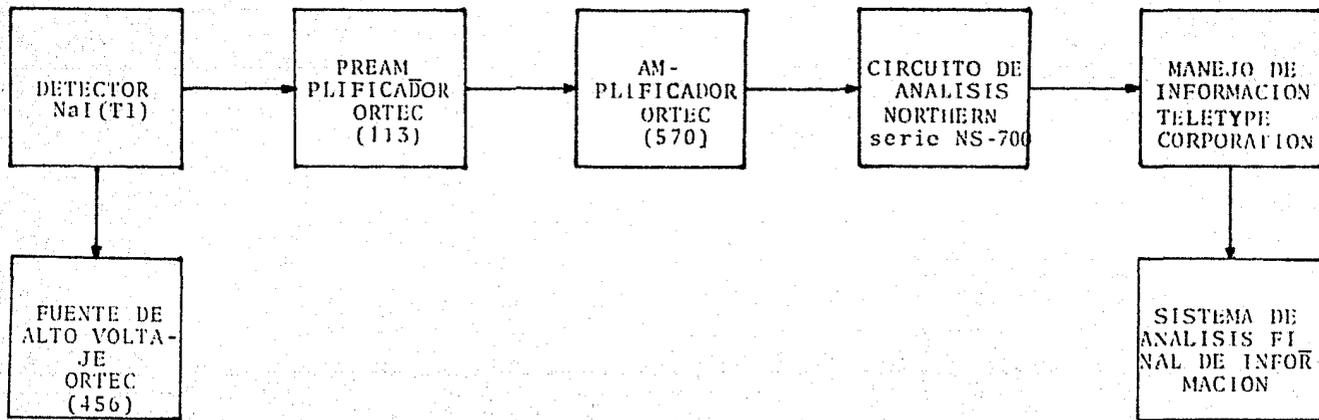


fig. 2.2

Diagrama del sistema de análisis de espectrometría gamma por centelleo.

El primer paso se inicia en el detector que en el presente caso es un cristal inorgánico fluorescente. Este tipo de cristales son principalmente sales como los halogenuros alcalinos, con pequeñas cantidades de impurezas que activan el proceso luminescente, se usó un cristal de NaI con impurezas de Talio. Unido a este detector es necesario un tubo fotomultiplicador que como se mencionó anteriormente produce una corriente de electrones por cada electrón inicial.

La señal proveniente del fotomultiplicador, pasa a los dispositivos que a continuación se describen:

Preamplificador: Es un amplificador que sirve fundamentalmente de acoplamiento entre el detector y el amplificador lineal además de darnos una pequeña ganancia en el tamaño de la señal.

Amplificador: El amplificador lineal de pulsos tiene como objeto incrementar las señales que provienen del preamplificador a los niveles requeridos por el analizador multicanal de altura de pulsos.

Los factores a considerar en un amplificador son:

- a) Ganancia
- b) Señal máxima de salida
- c) Linealidad
- d) Estabilidad de ganancia
- e) Acoplamiento de impedancia
- f) Ancho de banda o respuesta a pulsos
- g) Nivel de ruido.

La información pasa directamente al analizador multicanal. Este tiene como principal finalidad la transformación de información analógica (altura de pulsos) a información digital (número digital equivalente), la codificación y el almacenamiento de la misma. Teniéndose múltiples opciones para la salida de la información.

Para análisis cuantitativos el multicanal cuenta con los siguientes módulos internos:

1. Discriminador de pulsos
2. Convertidor Analógico-digital
3. Codificador
4. Memoria
5. Puertos de salida de datos

El discriminador de pulsos tiene como función básica responder sólo a pulsos de entrada de una cierta amplitud y tiene como característica principal un bajo tiempo de resolución.

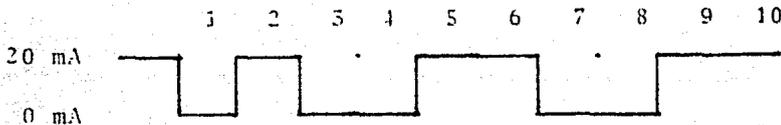
Los pulsos que pasan por el discriminador llegan a un convertidor analógico-digital a través de una compuerta analógica, con la finalidad de que mientras un pulso esté presente no sea aceptado ningún otro. En el momento que el pulso llega al convertidor, un generador manda un tren de pulsos periódicos que se interrumpe cuando la señal del primer pulso termina; el número de pulsos periódicos determina las características de la señal. En cuanto ésta se interrumpe la compuerta se habilita y puede entrar otro pulso, y así sucesivamente.

La información proveniente del convertidor analógico/digital llega al codificador que clasifica las señales y de ahí pasa a la memoria en donde es almacenada.

Los analizadores multicanales tienen diversos dispositivos para mostrar la información o enviarla a otros instrumentos de análisis, como por ejemplo: osciloscopio, despliegue numérico, teletipo, graficador, cinta magnética o de papel, disco y un puerto adicional para interconexión con computadora.

De los dispositivos anteriores el más comúnmente usado es el teletipo que en algunas ocasiones tiene la posibilidad de enviar y recibir la información del multicanal, (operación duplex) en tanto que en otras sólo la recibe.

La forma en que la información sale del multicanal para ser aceptada por un teletipo es una serie de pulsos o "bits" que tarda del orden de milisegundos. El protocolo de comunicación es el de 20 mA (Manual Tracor Northern, Inc.), que como se dijo en el párrafo anterior puede efectuarse en operación "duplex" o sencilla. En este protocolo los "bits" están distribuidos de la siguiente manera:



un "bit" de inicio (start bit), que es una interrupción de co-

rriente, siete "bits" correspondientes a datos, que están en código ASCII*, un bit de paridad, que sirve para corroborar los datos y dos "bits" de finalización (stop bits) (Osborne, 1980).

Existen analizadores multicanales con computador integrado (microprocesador) que realizan funciones como: integración de la curva del espectro, suma y resta de espectros e incluso sistemas de memoria permanente y permiten obtener resultados finales del análisis como el contenido en partes por millón de elemento radiactivo o la presencia de un elemento en particular.

Otros analizadores multicanales sólo pueden comunicarse con una computadora por medio de un puerto de interconexión con una interfaz que transforma la señal proveniente del multicanal en protocolo 20 mA o en el tipo de señal que acepte la computadora (v.g. RS-232C).

Y finalmente, los analizadores multicanales en los que la información puede ser mandada a un teletipo, del que se obtiene la información en una cinta de papel perforada y en un listado de papel en el que se imprimen el número de canal y el número de cuentas correspondientes, para todos los canales.

En nuestro caso se usaron cintas de papel perforadas para la impresión y el almacenamiento de los datos. Esta forma de impresión nos permitió pasar la información a una computadora para su análisis final, como se verá en el siguiente capítulo.

* American Standard Code for Information Interchange.

Otro factor importante en la espectrometría por centelleo es la protección del detector a la radiación de fondo, que bastará con mantener esta radiación constante.

Para que la radiación de fondo sea constante se debe evitar que lleguen al detector las componentes de ésta que pueden ser variables, ésto se logra con un blindaje de plomo que absorbe gran parte de las radiaciones del exterior. Y para asegurarse que la radiación de fondo no varíe de uno a otro conteo hay que obtener espectros de ésta continuamente durante todo el desarrollo del experimento.

De manera que con todo el instrumental anteriormente descrito ya se puede efectuar un buen análisis por espectrometría gamma de muestras que contengan elementos radiactivos.

CAPITULO III

DETERMINACION DE URANIO, TORIO Y POTASIO EN ROCAS

En los capítulos anteriores vimos: Primero la importancia de los elementos radiactivos en la producción del calor terrestre, y segundo la instrumentación necesaria para detección por espectrometría, de manera que ahora podemos proceder a la determinación por espectrometría gamma de elementos radiactivos en muestras de rocas terrestres, para posteriormente calcular el calor producido por los elementos radiactivos presentes en las rocas.

En este capítulo se describen los pasos experimentales necesarios para obtener los contenidos de Uranio, Torio y Potasio en muestras de rocas, así como el procedimiento computarizado de análisis de datos.

El método de detección por espectroscopía gamma en rocas implica los siguientes pasos:

Clasificación del tipo de roca y su recolección, preparación de muestras y estándares, calibración del equipo electrónico, análisis por espectrometría γ de las muestras y finalmente manejo y procesamiento de datos.

Clasificación de la roca y recolección. Primero se selecciona la zona de estudio de acuerdo al tipo de interés que se tenga, en este caso fue con la finalidad de aportar nuevos datos pa

ra la determinación del flujo térmico. Y posteriormente se recolectan muestras de roca de esta zona. El tipo de muestra a recolectar dependerá del problema particular para el que se desea conocer el contenido de elementos radiactivos. Maksimov (1975), hace una clasificación del material de recolección y lo divide en: rocas o vetas mineralizadas, sedimentos no consolidados, aguas naturales, gases y materiales de naturaleza tanto vegetal como animal.

En nuestro caso y de acuerdo a la clasificación anterior, las muestras recolectadas son rocas mineralizadas, particularmente rocas ígneas provenientes de diversos afloramientos de Laguna Verde, Veracruz. Las muestras pertenecen a afloramientos recientemente dinamitados y a núcleos de perforación también recientes, de esta manera la contaminación por minerales accesorios y el intemperismo son mínimos.

Preparación de muestras y estándares. Después de recolectadas las muestras son lavadas y secadas, para eliminar contaminaciones fortuitas que pudieran tener o las adquiridas durante su transporte y almacenamiento, el lavado se efectúa con agua y cepillos de alambre y son secadas a temperatura ambiente.

Como el método usado para determinar la cantidad de elementos radiactivos presentes en una muestra es por comparación directa con estándares cuya cantidad de elemento radiactivo es conocida es necesario que las muestras se encuentren en las mismas condiciones de forma geométrica y compactación, ésto se lo-

gra pulverizando y tamizando las muestras. El siguiente paso es la trituration de las muestras mediante una quebradora mecánica, a la que se introducen trozos largos de aproximadamente 200 gr, repitiendo la operación al menos tres veces, variandola abertura de la quebradora. Al finalizar la trituration, la textura de la muestra es de grano grueso de aproximadamente 0.5 cm de "radio". Se continúa con la pulverización por medio de un molino mecánico de abertura regulable hasta que la textura de la muestra es de arena menor a aproximadamente 2 mm de radio. Finalmente las muestras son tamizadas en una malla de 60 mesh (60 divisiones por pulgada) quedando un grano regular de aproximadamente .5 mm de radio, y son almacenadas en bolsas selladas y numeradas, para su análisis en el detector de centelleo. Parte de las muestras se almacenó sin triturar, para otro tipo de estudios, como por ejemplo el petrológico.

Aproximadamente 600 gr del material tamizado y pulverizado es colocado en centenedores cilíndricos de aluminio (Figura 3.1) adecuados para las dimensiones del detector. De esta manera se garantiza que todas las muestras sean analizadas bajo las mismas condiciones, al igual que los estándares.

Preparación de los estándares. Para su preparación fueron utilizadas: mezclas de Carnotita (U_3O_8 al 0.18%) para el estándar de Uranio y Monazita (ThO_2 9.7%) para el estándar de Torio, obtenidas del New Brunswick Laboratory de la U.S. Atomic Research and Development Administration; y para el Potasio Per

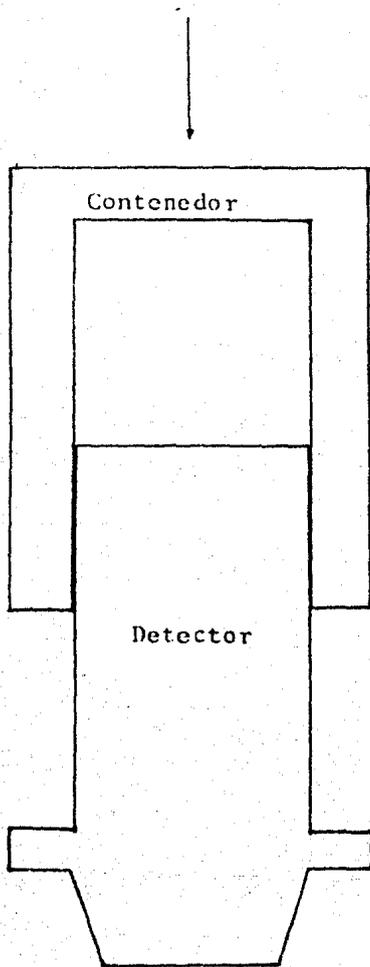


Fig. 3.1

Contenedor de las muestras

sulfato de Potasio cuya composición es $K_2S_2O_8$ (100%) obtenido en los laboratorios Merck. Posteriormente estos estándares fueron mezclados con rocas pulverizadas de muy baja actividad, en nuestro caso se utilizó calcita pulverizada bajo las mismas condiciones que las muestras, lo que garantiza que tanto las muestras como los estándares presentan la misma autoabsorción.

Calibración de intensidad. Para todos los estándares, la mezcla de material radiactivo (U_3O_8 , ó $K_2S_2O_8$) con calcita fue disminuida en calcita varias veces para obtener una curva de calibración en la que se graficaba la cantidad de elemento radiactivo en gr contra número de cuentas de su fotopico principal, lo que permite conocer la relación entre el número de cuentas y la concentración. Los isótopos considerados fueron ^{214}Bi , ^{208}Tl y ^{40}K , que son los principales emisores de radiación gamma de las series de U, Th y K respectivamente y cuyos fotopicos corresponden a las energías 1.76 MeV, 2.62 MeV, y 1.46 MeV.

Para poder usar estos isótopos como representantes de las cantidades de U, Th y K hay que asegurarse de que la muestra esté en equilibrio secular. Es decir, que el número de átomos que decaen del padre sea igual al número de átomos que decaen de cualquiera de sus productos hijos.

Partiendo de la suposición de que inicialmente sólo existen átomos de ^{238}U y ^{235}U y de las ecuaciones de Betamen (Apéndice I) se encuentra que existe equilibrio secular para ambas series

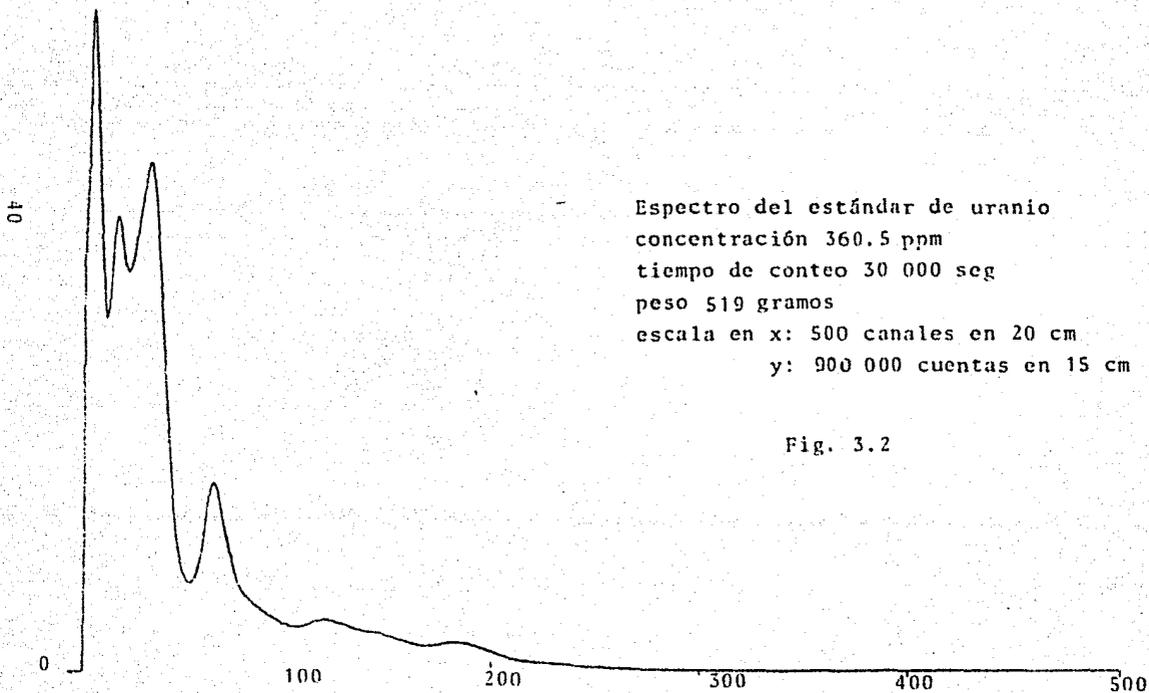
a partir de 10^6 años (Gamboa, 1983). De la misma manera el Torio se encuentra en equilibrio secular a partir de 10^6 años. El ^{40}K emite gammas al decaer por captura electrónica a ^{40}Ar por lo que la determinación de éste por espectrometría gamma es directa.

Como las muestras y los estándares fueron tomados de rocas de la superficie terrestre se considera que los elementos radiactivos han estado presentes desde la formación de las mismas ($\approx 1 \times 10^6$ años) y por lo tanto se encuentran en equilibrio secular. Lo que permite inferir a partir de cualquier elemento hijo la cantidad de elemento radiactivo padre. Con lo que es totalmente válido usar ^{214}Bi y ^{208}Tl para determinar las cantidades de Uranio y Torio presentes en una muestra.

Como el método de análisis que se describe posteriormentees por comparación directa de muestras y estándares sólo fue necesario tomar una de las mezclas de material radiactivo con calquita para cada estándar y así relacionar el número de cuentas con el contenido de elemento radiactivo en gramos. Los espectros de los estándares utilizados se muestran en las Figuras 3.2, 3.3, y 3.4.

Calibración a energías. Para la calibración y ajuste del equipo electrónico se analizaron fuentes radiactivas emisoras de gammas, cuyas energías son conocidas, siendo éstas: ^{60}Co con energías de 1.173 MeV y 1.332 MeV, ^{137}Cs con una energía de 0.662 MeV, ^{40}K con energía de 1.46 MeV. Graficando la energía contra

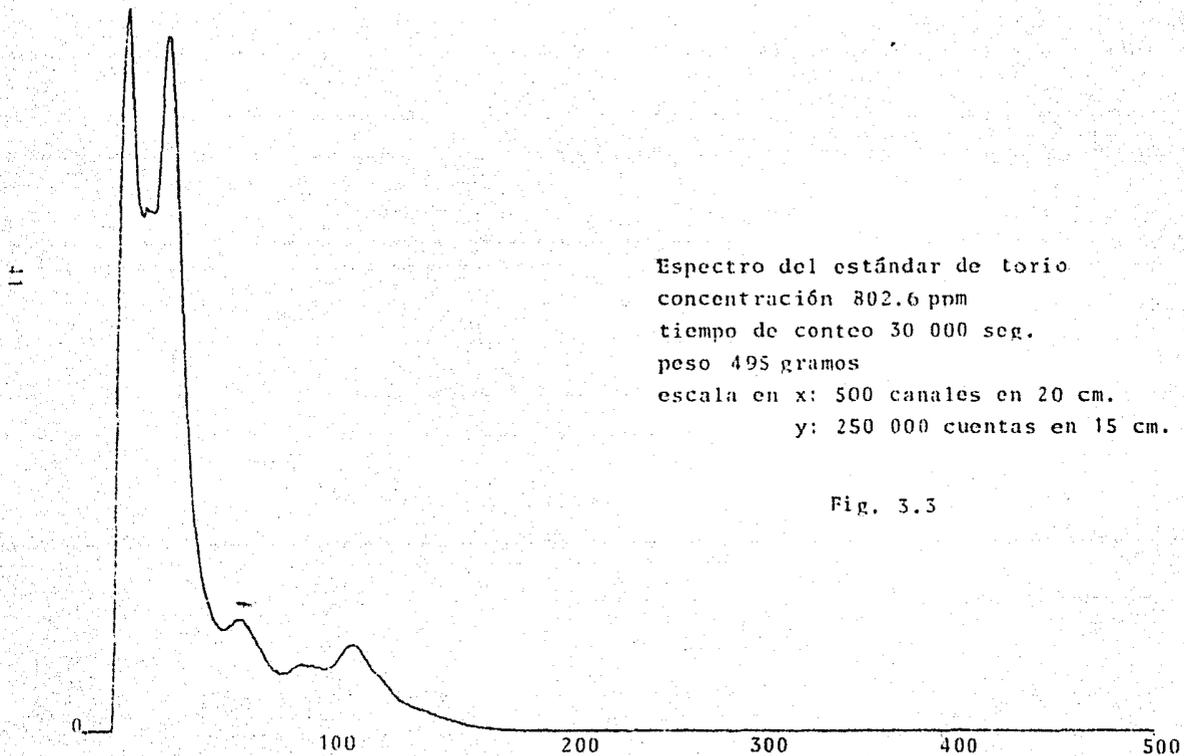
900 000 -



Espectro del estándar de uranio
concentración 360.5 ppm
tiempo de conteo 30 000 seg
peso 519 gramos
escala en x: 500 canales en 20 cm
y: 900 000 cuentas en 15 cm

Fig. 3.2

250 000 -

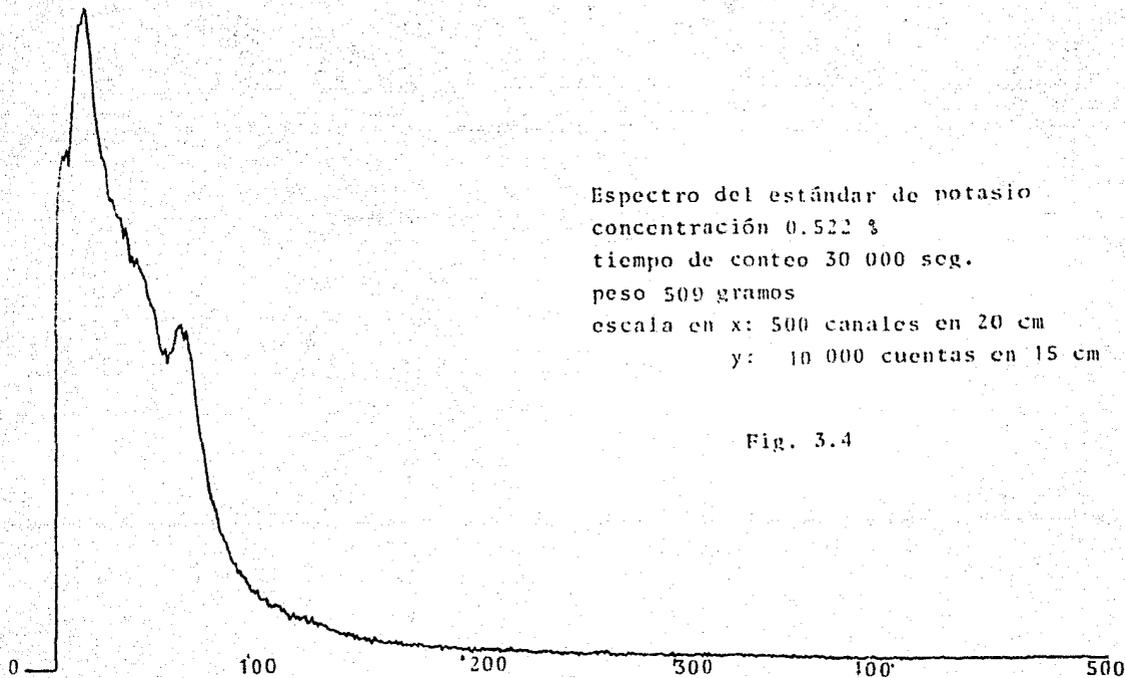


Espectro del estándar de torio
concentración 802.6 ppm
tiempo de conteo 30 000 seg.
peso 495 gramos
escala en x: 500 canales en 20 cm.
y: 250 000 cuentas en 15 cm.

Fig. 3.5

10 000

10



Espectro del estándar de potasio
concentración 0.522 %
tiempo de conteo 30 000 seg.
peso 509 gramos
escala en x: 500 canales en 20 cm
y: 10 000 cuentas en 15 cm

Fig. 3.4

el número de canal en que se encuentra el fotopico se obtiene la curva de calibración que asocia la energía de las gammas con los números de canal (Figura 3.5). De manera que variando los parámetros del equipo como: Ganancia, tiempo de muestreo, y nivel cero los canales correspondientes a las energías de interés queden dentro del rango de análisis. Una vez que han sido fijados estos parámetros ya no se cambian, y la lectura cotidiana de las fuentes en cuestión sólo nos servirá para verificar que las muestras son leídas bajo las mismas condiciones.

De manera que los fotopicos correspondientes a las energías de las gammas conocidas se situaron como sigue:

Fuente	Energía	No. Canal
137Cs	0.662	39
60Co	1.173	64
60Co	1.332	70
40K	1.46	76

Obteniéndose una relación lineal entre los números de canal y las energías, siendo $E = 0.02C - 0.02$ la ecuación que describe esta relación; con E la energía y C el número de canal. Se hace énfasis en que esta calibración sólo se usó como rutina para verificar la linealidad en la operación del analizador.

Una vez fijados los parámetros del equipo se procedió al análisis espectrométrico de estándares y muestras durante un tiempo de conteo de 30 000 segundos y un peso aproximado de 600 grs.

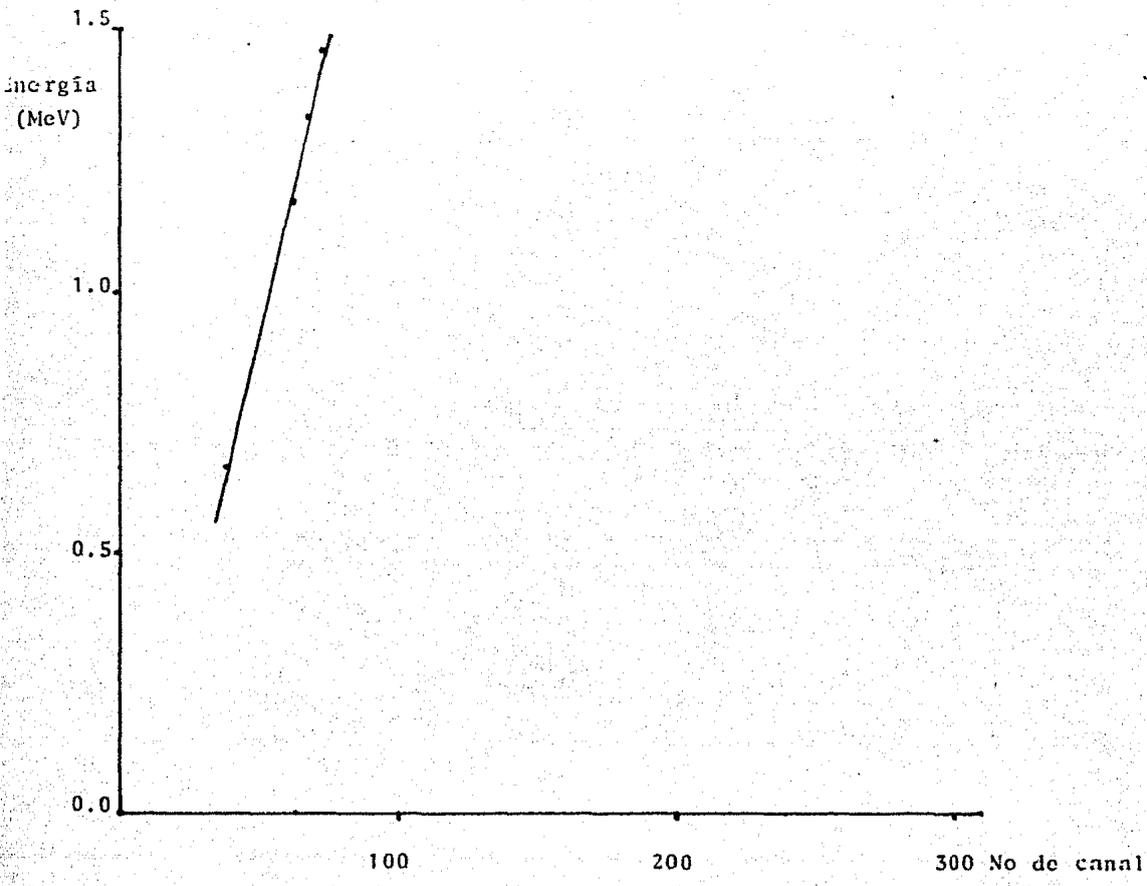


fig. 3.5

Gráfica de la calibración a energías con ^{40}K , ^{60}Co , y ^{137}Cs .

Análisis de Datos. Los datos de las muestras obtenidos del analizador multicanal de altura de pulsos son comparadas con los estándares mediante el análisis de espectros por computadora desarrollado por Rybach (1972) usando el método de mínimos cuadrados.

En este método se supone que el número total de cuentas medido en cada canal del espectro de la muestra se puede expresar como una combinación lineal del número de cuentas de los espectros de los estándares de U, Th y K en el canal correspondiente. Lo que, definiendo los siguientes símbolos, se puede expresar como a continuación se describe.

en cpm

- n - número de canales
- a_i - cuentas del estándar de U en el canal i
- b_i - cuentas del estándar de Th en el canal i
- c_i - cuentas del estándar de K en el canal i
- d_i - cuentas de la muestra en el canal i
- w_i - factor de peso del canal i

m_U, m_{Th}, m_K - contenidos de U, Th, y K en la muestra respectivamente (en g).

- G - peso de la muestra
- M_U - Cantidad de U en el estándar de U
- M_{Th} - Cantidad de Th en el estándar de Th
- M_K - Cantidad de K en el estándar de K

- x - Razón m_u/M_u
- y - Razón m_{Th}/M_{Th}
- z - Razón m_k/M_k
- V_i - Desviación estándar o error

La combinación lineal del número de cuentas debidas a las contribuciones de U, Th y K serán:

$$d_i = a_i x + b_i y + c_i z + v_i$$

como tenemos n ecuaciones con tres incógnitas podemos aplicar el método de mínimos cuadrados para determinar el valor óptimo. De manera que la expresión:

$$\sum_{i=1}^n w_i v_i^2 = \sum_{i=1}^n w_i \left| d_i - (a_i x + b_i y + c_i z) \right|^2$$

sea mínima. Esto se obtiene derivando parcialmente la expresión respecto a x, y y z. Que son los parámetros de optimización

$$\begin{aligned} & \sum_{i=1}^n w_i \left| d_i^2 + a_i^2 x^2 + b_i^2 y^2 + c_i^2 z^2 + 2b_i c_i yz + 2a_i b_i xy + 2a_i c_i xz \right. \\ & \left. - 2a_i d_i x - 2b_i d_i y - 2c_i d_i z \right| \end{aligned}$$

Para un conteo constante en el tiempo para cada canal, el factor de peso se considera $w_i = \frac{1}{d_i}$ (L. Rybacki, 1972).

Considerando ésto en la ecuación anterior, tenemos:

$$\sum_{i=1}^n \left[d_i + \frac{a_i^2}{d_i} x^2 + \frac{b_i^2}{d_i} y^2 + \frac{c_i^2}{d_i} z^2 + 2 \frac{b_i c_i}{d_i} yz \right. \\ \left. + 2 \frac{a_i b_i}{d_i} xy + 2 \frac{a_i c_i}{d_i} xz - 2a_i x - 2b_i y - 2c_i z \right]$$

que al ser derivada respecto x , y y z nos da un sistema de tres ecuaciones con tres incógnitas

$$x \sum_{i=1}^n \frac{a_i^2}{d_i} + y \sum_{i=1}^n \frac{a_i b_i}{d_i} + z \sum_{i=1}^n \frac{a_i c_i}{d_i} = \sum_{i=1}^n a_i$$

$$x \sum_{i=1}^n \frac{a_i b_i}{d_i} + y \sum_{i=1}^n \frac{b_i^2}{d_i} + z \sum_{i=1}^n \frac{b_i c_i}{d_i} = \sum_{i=1}^n b_i$$

$$x \sum_{i=1}^n \frac{a_i c_i}{d_i} + y \sum_{i=1}^n \frac{b_i c_i}{d_i} + z \sum_{i=1}^n \frac{c_i^2}{d_i} = \sum_{i=1}^n c_i$$

la solución de la matriz del sistema es fácilmente calculable con un programa de computadora. (Programa 4, Apéndice IV).

El error (v) de la mejor aproximación se calcula como sigue:

$$d_i' = a_i x + b_i y + c_i z$$

$$v = \pm \left| \frac{1}{n-3} \sum_{i=1}^n \frac{(d_i' - d_i)^2}{d_i} \right|$$

$$\sigma_x = v Q_x^{1/2}, \quad \sigma_y = v Q_y^{1/2}, \quad \sigma_z = v Q_z^{1/2}$$

Las variables calculadas x , y y z nos dan como resultado las concentraciones de U, Th y K en la muestra, de acuerdo a:

$$U_{\text{ppm}} = x \pm \sigma_x \frac{M_U}{G} \times 10^6$$

$$Th_{\text{ppm}} = y \pm \sigma_y \frac{M_{Th}}{G} \times 10^6$$

$$K \% = z \pm \sigma_z \frac{M_K}{G} \times 10^2$$

El cálculo de las concentraciones se presenta como subrutina del programa principal que resuelve el sistema de 3 ecuaciones (Apéndice IV, Prog. 4), y el de las desviaciones estándar σ_x , σ_y y σ_z , se presenta en el capítulo IV.

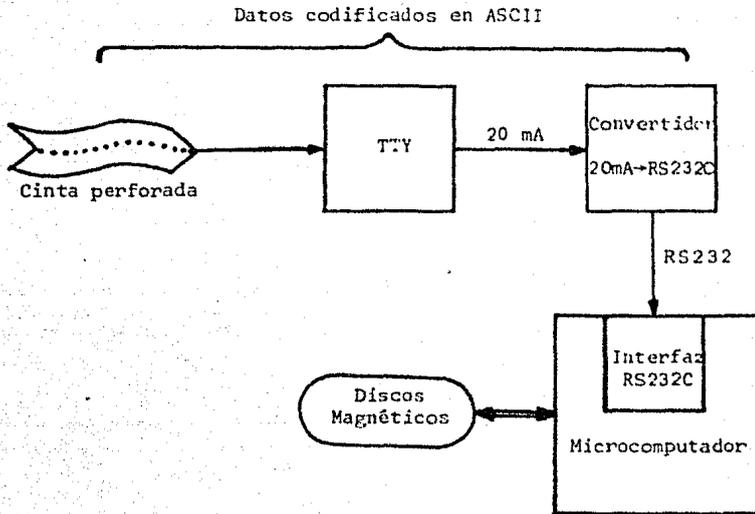
Las precauciones que deben tomarse al realizar el experimento son: 1) que la radiación de fondo sea constante, 2) que no haya corrimiento de las energías establecidas para cada canal, y 3) que el espectro del estándar sea medido con gran precisión.

Como el experimento fue realizado bajo condiciones controladas, los requerimientos anteriores se cumplieron, de manera que es posible usar el método de análisis por mínimos cuadrados en este caso.

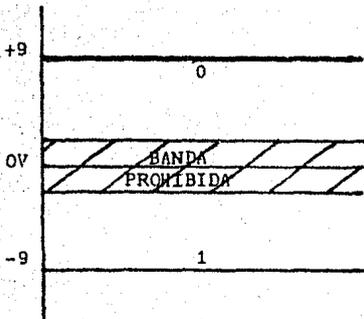
Una de las grandes ventajas del método de análisis de datos descrito anteriormente es que una vez establecidos los parámetros del equipo que se va a utilizar para analizar todas las muestras y estándares, y cuidando que éstos se mantengan cons-

tantes, al igual que las condiciones anexas de análisis, la comparación de los espectros es totalmente directa e incluso se puede hacer la determinación de otros elementos radiactivos emisores de rayos gamma, obteniendo los espectros de los estándares de esos elementos considerando bajo el mismo principio que el espectro de la muestra es una combinación lineal de las contribuciones de todos los elementos y aplicando el método de mínimos cuadrados. De manera que el sistema de ecuaciones resultante dependerá del número de elementos radiactivos emisores de gammas que se quiera determinar.

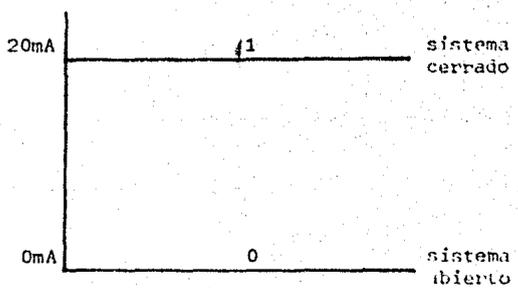
Manejo y procesamiento de Datos. En este caso debido a la imposibilidad de tener en el mismo lugar físico la microcomputadora y el sistema de análisis, se trasladó la información en cintas de papel perforadas. Posteriormente mediante otro teletipo con la función de lector de cintas conectado a la microcomputadora se pasó la información a discos magnéticos (Figura 3-5). Por la incompatibilidad de los protocolos de comunicación, se necesitó una interfaz que transformara del protocolo 20mA al RS-232, esto equivale básicamente a una conversión de variaciones de corriente en variaciones de voltaje, y otra RS232-C acoplada a la microcomputadora que recibiera la señal (Figura 3-6). Para recibir la información en la microcomputadora hubo necesidad de utilizar un programa (Figura 3-7 y Apéndice IV, Prog. 1) que configurara la interfaz RS232-C, integrada a la microcomputadora TRS-80, para recibir datos a la misma velocidad a la que los envía el teletipo (110 baud), con el mismo formato, y que además esperara un nuevo dato al termi



TRAYECTORIA DE LA INFORMACION
AL SALIR DEL MULTICANAL

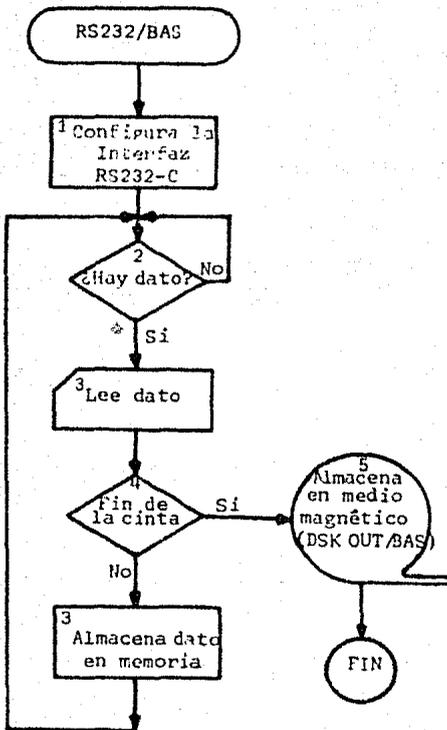


PROTOCOLO RS232C



PROTOCOLO 20 mA

Fig. 5-6



1. Configura la interfaz RS232C para recibir 110 "Baud" en el protocolo:

1 Start bit	1 parity bit (par)
7 data bits	2 stop bits
2. Revisa "status" (puerto 234) para ver si hay dato o no.
3. Recibe dato y lo manda a la pantalla y a memoria ya que no se pueden enviar los datos directamente a disco porque esta grabación se hace por bloques y el teletipo envía datos en forma continua.
4. Reconoce la clave de finalización de cinta que en código ASCII es 44H.
5. Llama al programa DSK OUT/BAS que guarda en disco los datos que están en la memoria.

Fig. 3-7

nar de recibir el anterior.

Al final de una cinta, es decir, al terminar el bloque de datos correspondiente a un espectro (información de 512 canales), la microcomputadora reconoce el carácter de finalización (end of tape) y finaliza el programa No. 1.

Como el disco guarda datos por bloques (sector), interrumpe a la microcomputadora cada vez que va a grabar uno de ellos. El teletipo transmite en forma constante, por lo que no se pueden almacenar los datos directamente en el disco, ya que cada vez que el disco graba a interrumpe a la microcomputadora se perderían los datos que llegan del teletipo. Por eso, primero se guarda la información de la cinta en la memoria de la microcomputadora, mediante el programa descrito y posteriormente con otro programa (Apéndice IV . Prog. 2) se graba la información en disco. Esta grabación se efectúa en paralelo, y se imprime en el disco modulando la frecuencia; un pulso de reloj está presente en forma continua durante la grabación y en cada transición del reloj se guarda un bit de información. Para cada número se usan nueve bits; de los cuales ocho son de información y uno es el bit de paridad.

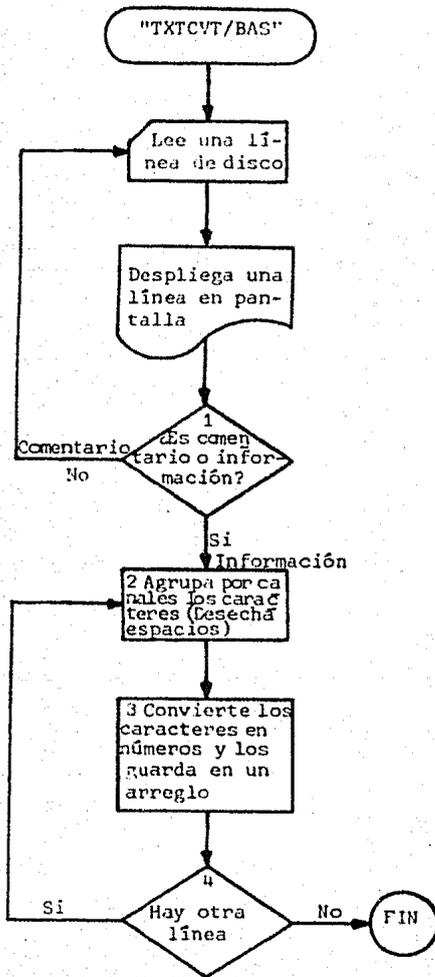
La grabación de la información en disco fue efectuada primeramente en forma de texto, debido a que la entrada de la información a la Microcomputadora no era como números sino como caracteres en código ASCII. Para poder procesar la información había que tenerla en forma numérica; por lo que se diseñó una

subrutina que a cada carácter ASCII le asignara su valor numérico (Figura 3-8, Apéndice IV, Prog. 3).

Teniendo los datos disponibles ya en forma de números se diseñó un programa en lenguaje de programación Basic, que calculara a partir de los espectros, los contenidos de U, Th y K en las muestras (Figura 3-9, Apéndice IV, Prog. 4).

Al finalizar este último paso tenemos los contenidos de U, Th y K en partes por millón o por ciento para cada muestra y estamos en la posibilidad de calcular el calor producido por el decaimiento de estos elementos en las rocas.

De manera que como parte final del proceso podemos situar estos resultados en los estudios geofísicos y geológicos existentes de la zona estudiada.



1. Al principio de cada cinta hay una leyenda que identifica de que muestra se trata, qué día fue leída y cuánto pesa, pero para el análisis numérico esta leyenda no es importante.
2. Sólo toma los caracteres de la línea que están inscritos entre delimitadores (espacios).
3. Asume que la cadena de caracteres representa en número y realiza la conversión, para expresarlo en la representación numérica interna, asociándolos a una variable de un arreglo.
4. Toma la siguiente línea y se repite el procedimiento hasta finalizar una cinta.

Fig. . -9
54

CAPITULO IV

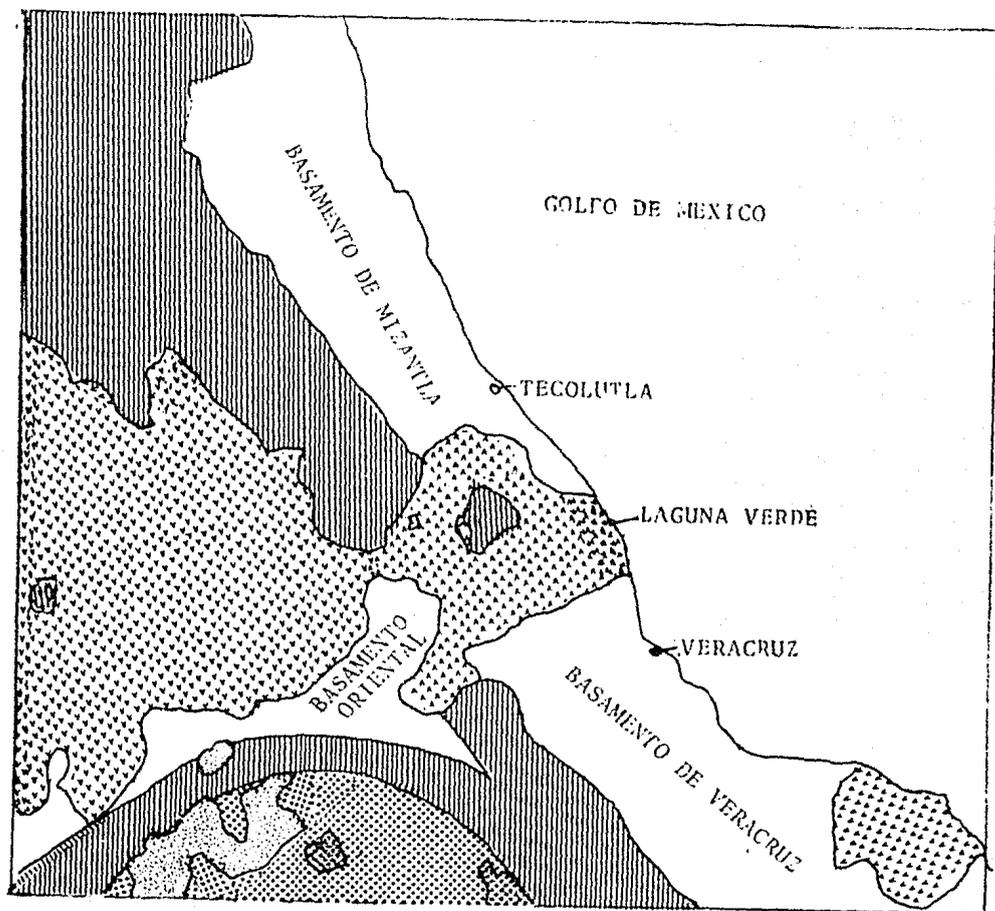
RESULTADOS Y CONCLUSIONES.

Para hacer un cálculo aceptable del calor producido por estos elementos en una zona, habría que hacer un muestreo de cada tipo de formación geológica, considerar sus dimensiones y calcular la contribución de calor de toda la formación geológica por elementos radiactivos. Sin embargo estos cálculos siempre son aproximaciones y se ven restringidos a una parte de la corteza.

Una correlación aceptable de los datos obtenidos, para concentraciones de U, Th y K en las muestras de rocas de Laguna Verde, Veracruz, con los datos geológicos y geoquímicos de las estructuras geológicas características de esta zona, así como su distribución al flujo de calor en la misma, puede efectuarse haciendo las siguientes consideraciones.

Características geológicas y geoquímicas de la zona. La región de Laguna Verde está contenida en la estructura del macizo de Palma Sola (Robin, 1982), en el cual se intersectan las estructuras del eje volcánico transmexicano con las de la provincia volcánica oriental.

Esta estructura se encuentra caracterizada por rocas de la serie calcoalcalina del mioceno medio (15 millones de años) que fueron reemplazadas hacia el plioceno superior (6.5 millones de años) por brechas dacíticas y riocitas características de la



- BASAMENTO
 REGIONES VOLCANICAS
 PLEGAMIENTOS
 PALEOZOICO Y PRECAMBRICO

0 40 80 100 km

ESTACION NUCLEAR DE LAGUNA VERDE
 COMISION FEDERAL DE ELECTRICIDAD
 Tomado del reporte preliminar de Laguna Verde

COMP.	FORMACIONES CALCOALCALINAS MIDCEMO				MACIZO DE PALMA SOLA					SERIE ALCALINA BASALTICA RECIENTE				LAVA	%
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	
SI02	52.75	53.68	57.68	65.43	48.22	52.27	51.14	47.81	46.89	46	47.45	46.97	46.75	43.48	41.4
TI02	.88	.84	.94	.53	.87	1.09	1.14	1.2	2.3	1.55	2.4	2.58	1.62	2.61	1.86
AL203	18.4	17.23	16.38	16.49	15.98	16.15	15.73	15.86	14.84	18.4	14.14	14.84	15.92	12.52	18.82
FE2O3	3.32	6	5.35	3.98	5.89	6.91	4.37	4.63	9.12	9.66	10.55	8.91	8.12	9.15	13
FEO	5.73	2.45	2.86	.97	7.83	2.61	5.57	6.94	3.82	3.19	5.73	6.54	4.5	5	2.73
MNO	.23	.86	.13	.15	.23	.16	.16	.21	.15	.22	.17	.16	.19	.22	.12
MGO	3.9	3.84	1.31	1.7	6.97	4.1	5.87	7.16	7.69	3.9	3.38	5.49	5.52	7.76	7.88
CAO	7.88	8.26	5.65	3.7	10.53	9.83	9.7	10.92	9.96	9.7	8.81	10.33	9.94	10.6	11.06
MA2O	3.5	3.95	4.1	3.25	2.6	3.82	3.48	3.3	3.48	4	4.5	3.18	3.54	5.3	3.75
K2O	.85	1.8	2.1	1.71	1.25	1.87	1.74	1.2	1.82	1.42	1.6	.95	1.38	1.85	.58
P2O3	.23	.24	.12	.33	.32	.13	.1	.15	.19	.3	.4	.2	.28	.19	.79
H2O+	1.39	1.59	1.38	1.18	.69	.2	1.81	1.52	1.85	1.38	.54	.6	1.36	1.85	2.24
H2O-	.29	.39	1.36	.18	.2	.72	.81	.42	.28	.88	.57	.4	.49	1.83	.23
TOTAL	9.35	99.73	99.36	99.61	99.98	99.86	100.02	99.72	99.99	99.8	100.24	99.85	99.61	99.96	99.55

TABLA 4.1

provincia volcánica oriental.

Los análisis químicos realizados por Robin (1982) Tabla 4.1 muestran una gran variación en la acidez de las rocas pertenecientes al macizo de Palma Sola, cuyo contenido de sílice va desde 43.48% en lavas del cuaternario hasta 65.43% para formaciones calcoalcalinas del mioceno.

En la Figura 4.2 se muestra un perfil esquemático de las estructuras geológicas correspondientes al macizo de Palma Sola. Las rocas que se muestrearon corresponden principalmente a andesitas basálticas y basaltos alcalinos de las formaciones del mioceno medio y del plioceno superior.

De acuerdo a los datos geocronológicos de los análisis de K-Ar efectuados en muestras de rocas del macizo de Palma Sola se obtuvieron edades que van de 3 mil años para basaltos alcalinos hasta 17 mil años para las granodioritas (Cantagrel & Robin, 1979).

Tanto los datos de los análisis geoquímicos como los geocronológicos sugieren que las lavas alcalinas de Palma Sola no se encuentran relacionadas con el eje volcánico transmexicano y se integran a la provincia oriental, en la cual el vulcanismo, en su evolución de norte a sur, alcanzó los tuxtlas en el cuaternario. Por lo tanto los resultados pueden ser considerados como representativos, únicamente del vulcanismo característico de la zona oriental de México.

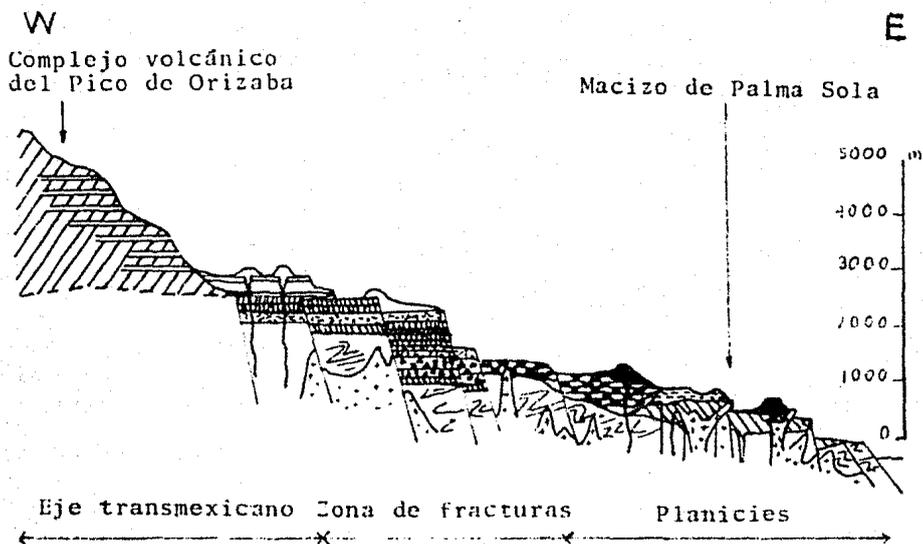


fig 4.2

El perfil esquemático muestra el volcanismo desde la zona de planicies hasta los altos planos al nivel del estado de Veracruz. Zona de las planicies (ejemplo del macizo de Palma Sola): andesitas miocénicas (achurado oblicuo) asociadas a las intrusiones de granodiorita (cruces) y recubiertas por un volcanismo alcalino (guiones) de basalto y nefelinitas. Conos recientes en negro. Zona de fracturas: volcanismo de entrapamiento alcalino asociado a ignimbritas (punteado) y a las series recientes de transición. Altiplano: corresponden a este nivel los complejos andesíticos de los grandes volcanes del eje: lavas andesíticas y transicionales asociados.

RESULTADOS

Una vez obtenidos los contenidos de U, Th y K en ppm por el análisis de espectros de radiación, que como se dijo en el capítulo III se hizo con el método propuesto por Rybach (1972), es necesario conocer la desviación estándar del ajuste efectuado por mínimos cuadrados para asociar una incertidumbre a los resultados obtenidos.

El cálculo se efectúa de acuerdo a la ecuación 8 del capítulo III, pero las desviaciones estándar de las variables dependen de las variancias de las observaciones; como en este caso las observaciones no son independientes y tienen la misma variancia, la desviación estándar de las variables estará dada por el producto del peso estadístico de la variable por la desviación estándar, que no es más que $v.(x,y,z)$ ver Capítulo III. Las desviaciones estándar calculadas se muestran en la Tabla 4.2 que reporta las correspondientes a U, Th y K.

Posteriormente se procede a calcular la producción de calor de estos elementos en las rocas. Para ello se multiplica la producción de calor de un átomo, debida a su decaimiento radiactivo, por el número de Avogadro/número atómico, su constante de decaimiento, y finalmente por la concentración en partes por millón ($\times 10^{-6}$) del elemento en la roca. Obteniendo los resultados de la Tabla 4.2 en donde se muestran la producción de calor de cada isótopo en las rocas y la produc

MUESTRA	PESO (g)	C O N T E N I D O			DESVIACIONES ESTÁNDAR			P R O D U C C I O N D E C A L O R					U/TH
		U(ppm)	Th(ppm)	K %	U	Th	K	U 238	U 235	Th 232	K 40	PROMEDIO (X10 ⁴ -6 cal/año)	
1	600	11.446	642.304	.123	.24	6.839	.018	8.105	.137	128.688	.027	136.957	.017
2	671.1	.503	10.855	.514	3E-04	3E-03	2E-03	35.634	6E-03	2.175	.113	37.928	.046
3	650.6	.064	1.621	.182	4E-05	5E-04	7E-03	.045	7.7E-04	.324	.04	.41	.039
4	571.4	.15	1.191	.123	7E-05	2.9E-04	4E-03	.106	1.8E-03	.239	.027	.384	.126
5	675.5	.737	2.48	.193	4E-04	6E-03	8E-03	.522	.089	4.17	.042	4.823	.354
6	665.5	.018	1.57	.197	1E-04	5E-03	8E-03	.013	2.3E-04	.315	.044	.373	.012
7	657.6	.114	.401	.331	3E-04	6E-04	7E-03	.081	2E-03	.08	.073	.237	.284
8	652.9	1.294	22.042	.88	1E-04	.087	.048	.916	.015	4.416	.193	5.54	.058
9	666.3	1.882	24.599	.614	2E-03	.107	.037	1.333	.022	4.928	1.351	7.634	.076
10	500.9	1.47	19.579	.966	5E-03	.037	.025	1.045	.017	3.922	.212	5.196	.075
11	649.05	.748	7.16	.12	9E-03	.43	9E-03	.529	9E-03	1.43	3E-03	1.976	.01
12	669.45	.243	6.222	.48	1E-03	.02	1E-03	.172	3E-03	1.247	.106	1.528	.039

R E S U L T A D O S

tabla 4.2

62

MUESTRA	PESO (g)	CONTENIDO			DESVIACIONES ESTÁNDAR			PRODUCCIÓN DE CALOR					U/TH
		U (ppm)	Th (ppm)	K %	U	Th	K	U 238	U 235	Th 232	K 40	PROMEDIO (X10 ⁴ -6 cal/g/año)	
13	710	.216	21.484	.572	4E-03	.177	.065	.153	3E-03	4.304	.126	4.593	.01
14	659.5	.134	23.228	.536	3E-03	.02	7E-03	.095	2E-03	4.653	.118	4.868	6E-03
15	643	3.731	4.02	.357	.05	.03	4E-03	2.642	.045	8.061	.079	10.827	.927
16	644.3	.95	13.09	.608	.02	.143	.01	.673	.011	2.622	.133	3.439	7E-03
17	600	.299	1.743	.77	6E-03	2E-03	.02	.212	4E-03	.349	.169	.734	.172
18	655	.186	9.154	.464	2E-03	.05	4E-03	.131	2E-03	1.834	.102	2.069	.02
19	657.5	.271	9.623	.523	9E-03	.154	2E-03	.192	3E-03	1.928	.115	2.238	3E-03
20	756.2	.813	8.23	.38	3E-03	.14	9E-03	.576	9E-03	1.649	.084	2.318	.1
STD U	519	360.501	0	0	0	0	0	255.282	4.333	0	0	259.615	0
STD TH	460	0	802.609	0	0	0	0	0	0	160.815	0	160.815	0
STD K	509.6	0	0	.522	0	0	0	0	0	0	.115	.115	0

RESULTADOS

tabla 4.2

ción promedio de calor para cada roca.

En la tabla de resultados también se incluyen las características de los estándares usados en el análisis.

El estándar de uranio contiene 0.3741 gr de uranio mezclados en 519 gr de carnotita y calcita que equivale a 360.5 ppm, el estándar de torio contiene 0.3692 gr de torio mezclados en 535 gr de calcita, que equivale a 802 ppm y el estándar de potasio contiene 2.661 gr de potasio mezclados en 510 gr de calcita, equivalente a 0.522 %.

Las muestras recolectadas en Laguna Verde, Veracruz pertenecen: al afloramiento denominado "La Pedrera" localizado a 18.5 km del entronque con la carretera Cardel-Jalapa, dentro del campamento de la Comisión Federal de Electricidad; al afloramiento perteneciente al municipio de Plan del Río y a los pozos de perforación de la Comisión Federal de Electricidad dentro del campamento. La localización de cada una de las muestras se da en el mapa de la Figura 4.3.

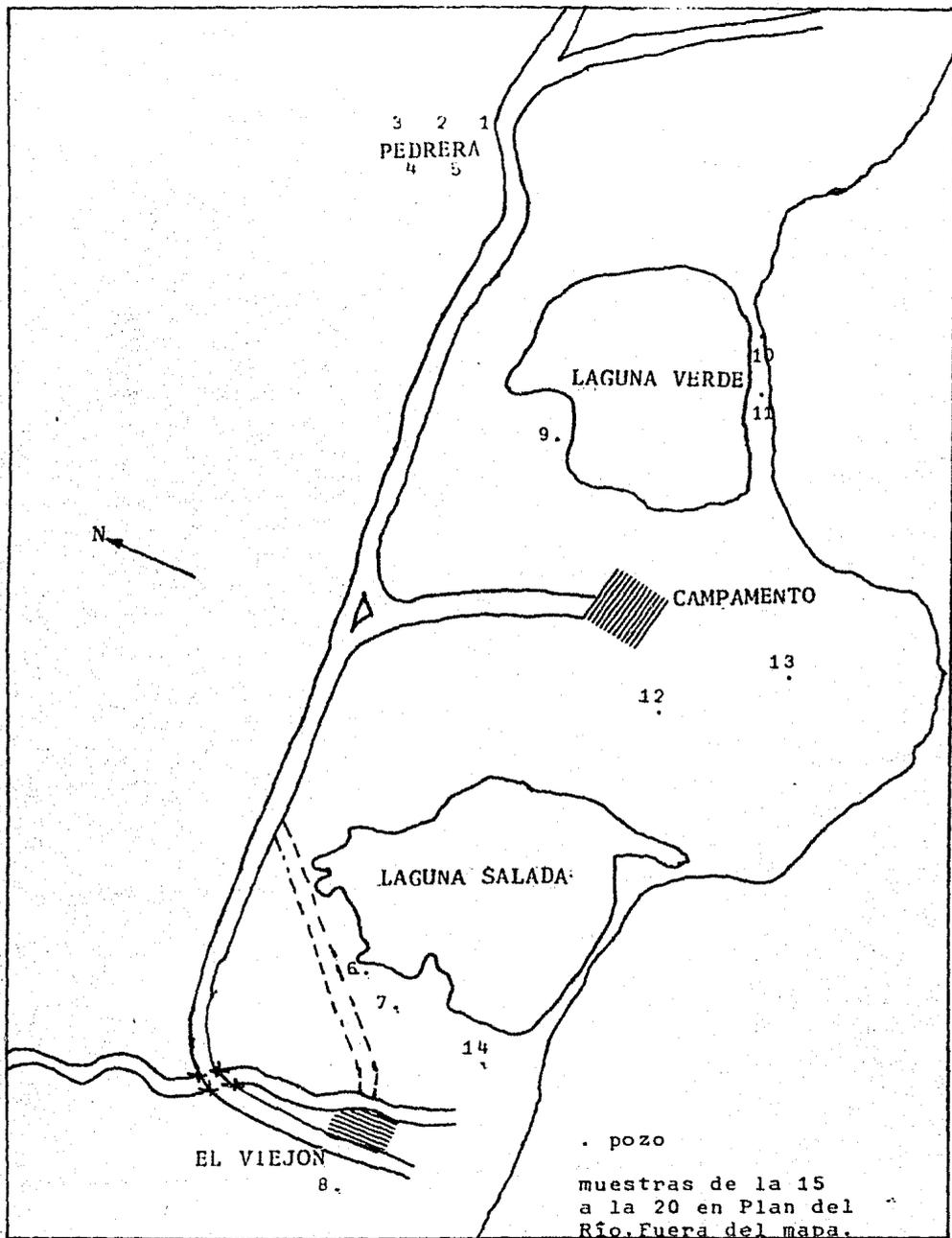


fig. 4.3
 Mapa de localización de muestras. Laguna Verde, Ver.
 Proporcionado por la C.F.E. proyecto nuclear Laguna Verde.

CONCLUSIONES

Nuestro objetivo fué cuantificar adecuadamente el contenido de elementos radiactivos en rocas como parte de un estudio de flujo térmico en Laguna Verde, Ver.

Del desarrollo del experimento puede concluirse que:

a) El método de análisis de espectros efectuado en una microcomputadora es de gran agilidad, ya que los datos pueden ser analizados inmediatamente después de obtenerse el espectro en el multicanal y el proceso dura escasos 15 minutos para cada muestra.

b) El método de análisis por mínimos cuadrados, propuesto por Rybach (1972) permite analizar el contenido de cualesquiera elementos radiactivos, no solo de uranio, torio, y potasio, con la única restricción de tener los estándares de los elementos que se desean analizar en las mismas condiciones en que se emplearon aquí, obteniéndose un sistema lineal de ecuaciones donde el número de variables es igual al número de elementos a determinar.

c) El almacenar los datos en disco magnético permite: graficar los espectros, analizarlos en la microcomputadora, y dado el caso, efectuar el conteo de una muestra por partes, es decir, sumando los espectros ó regresando los datos al multicanal para continuar un conteo. Además, la información puede ser borrada del disco magnético cuando ya no sea necesaria, en tanto que las cintas perforadas no son reutilizables.

d) A pesar de que existen métodos de detección en los que se pueden determinar concentraciones de hasta 10^{-3} partes por millón, como los de activación de neutrones y detección por trazas en sólidos (Cruz, 1977 y Gamboa, 1985), la detección por espectrometría gamma efectuada con el detector de NaI(Tl) presenta como principal atractivo su bajo costo, además de que con el método de análisis antes descrito se obtienen determinaciones de 10^{-1} partes por millón bastante aceptables desde el punto de vista estadístico y para los estudios geofísicos que se realizan con estos datos no es necesaria una exactitud mayor, de hecho basta con tener una buena aproximación en unidades de partes por millón.

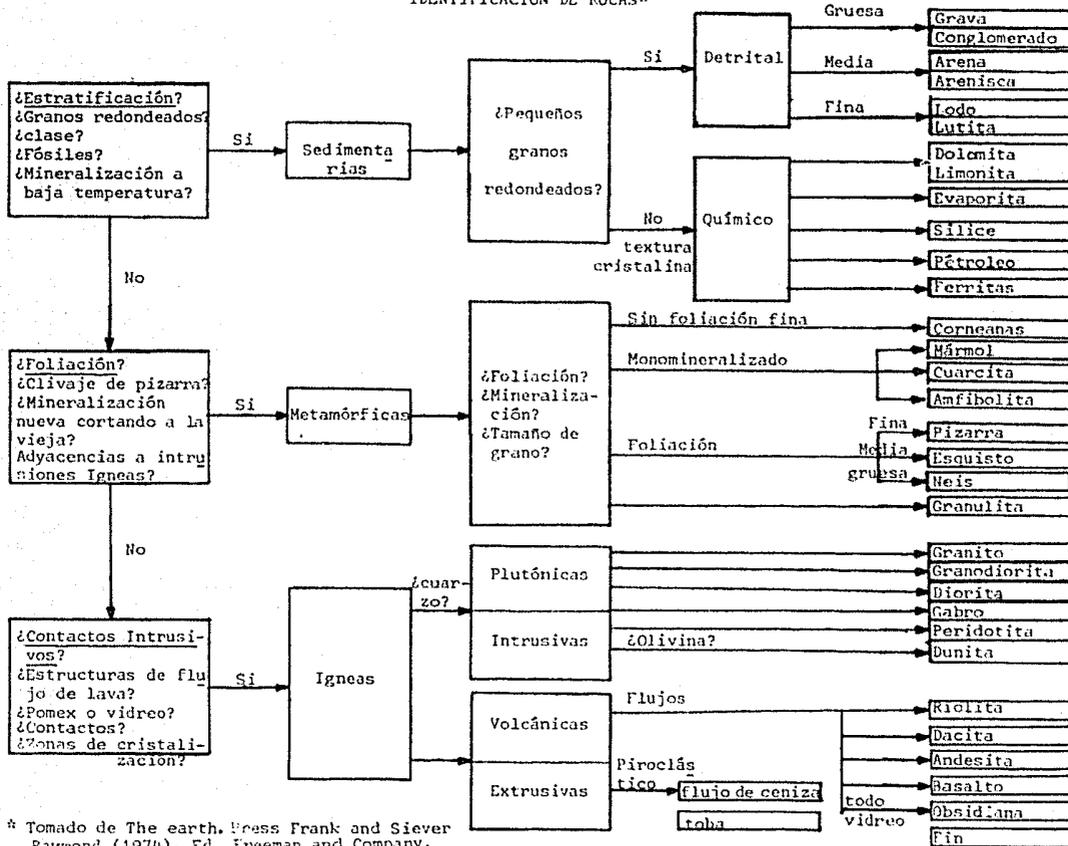
e) Los datos reportados en la tabla 4.2 muestran que las concentraciones contenidas son típicas de basaltos calcoalcalinos, concordando con los datos obtenidos por otros autores, entre ellos : Rybach(1966), Heier(1963), Mac Donald (1965), Birch (1954), García et. al. (1977), y Shaw (1968).

La insuficiencia de datos geológicos y geofísicos de la zona no permite hacer conclusiones más generales respecto al régimen térmico de las estructuras tectónicas de la región estudiada. Sin embargo, los datos obtenidos representan una base para el estudio posterior que exige tanto datos de gradiente de temperatura como perfiles geológicos detallados de Laguna Verde, Veracruz.

APENDICES

APENDICE I
 DIAGRAMA DE FLUJO PARA LA
 IDENTIFICACION DE ROCAS*

68



* Tomado de The earth. Press Frank and Siever
 Raymond (1974). Ed. Freeman and Company.

APENDICE II
EQUILIBRIO SECULAR

Para establecer las condiciones de equilibrio consideremos primero la ley de desintegración, formulada por E. Rutherford y F. Soddy en 1902, la cual queda expresada matemáticamente por:

$$\frac{dN}{dt} = -N\lambda \quad \int \frac{dN}{N} = - \int \lambda dt \quad \rightarrow \quad \ln \left(\frac{N}{N_0} \right) = -\lambda t \quad (3.1)$$

con λ constante e independiente del tiempo.

La expresión más usada para la ley de desintegración es

$$N = N_0 e^{-\lambda t} \quad (3.2)$$

y a partir de ella se puede calcular la vida media y la vida promedio de un elemento radiactivo.

Si consideramos un núcleo radiactivo (1) con constante de decaimiento λ_1 , que decae a otro núcleo, también radiactivo (2) con constante de decaimiento λ_2 y así sucesivamente. Consideremos la abundancia de los elementos hijos se calcula como sigue: sea N_1 el número de átomos del isótopo 1 en cualquier instante, N_0 el número de átomos inicial, N_2 el número de átomos del isótopo 2 y supongamos que el número inicial de átomos 2 es cero. Cada vez que un átomo 1 se desintegra aumenta el número de átomos 2 y cada desintegración de 2 los reduce, de la ecua-

ción (3.1) se tiene que el número de átomos, que entran a la categoría 2 es

$$- \frac{dN_1}{dt} = \lambda_1 N_1$$

y el número de átomos que dejan 2 es $\lambda_2 N_2$

Con lo que el cambio neto es:

$$\frac{dN_2}{dt} = \lambda_1 N_1 - \lambda_2 N_2$$

de la ecuación (3.2) e integrando

$$N_2 \lambda_2 = N_1 \lambda_1 \frac{\lambda_2}{\lambda_2 - \lambda_1} (1 - e^{-(\lambda_1 - \lambda_2)t})$$

Generalizando a n productos hijos, con constantes de decaimiento $\lambda_1, \dots, \lambda_n$, entonces en cualquier tiempo t el número de átomos de n presentes, está dado por:

$$\frac{dN_n}{dt} = N_{n-1} \lambda_{n-1} - N_n \lambda_n$$

integrando esta expresión se obtiene la ecuación de Bateman llamada así por haber sido H. Bateman, en 1910 quién efectuó el presente desarrollo.

$$N_n = N_0(h_1 e^{-\lambda_1 t} + h_2 e^{-\lambda_2 t} + \dots + h_{n-1} e^{-\lambda_{n-1} t} + h_n e^{-\lambda_n t})$$

donde los coeficientes son funciones adimensionales de las constantes de decaimiento (consultar Evans, 1955).

La razón de las actividades de padre e hijo bajo la condición de que el número inicial de elementos hijos sea cero tiene su valor máximo para grandes valores de t , dependiendo de la relación entre las vidas medias.

- i) Si la vida media del hijo es mayor que la del padre, la razón de actividades aumenta continuamente conforme t aumenta y no hay equilibrio.
- ii) Si la vida media del padre y del hijo son aproximadamente iguales, tampoco hay equilibrio.
- iii) Si la vida media del hijo es menor que la del padre la razón de actividades aumenta inicialmente con el tiempo y después se acerca a un valor constante, teniéndose lo que se llama equilibrio transitorio.
- iv) Si la vida media del hijo es mucho menor que la del padre la razón de actividades se vuelve sustancialmente uno, presentándose lo que se denomina, equilibrio secular.

$$\lambda_1 \ll \lambda_2 \quad \text{y} \quad t \gg t_{(1/2)1} \gg t_{(1/2)2}$$

$$N_2 \lambda_2 = N_1 \lambda_1 (1 - e^{-\lambda_2 t})$$

$$N_2 \lambda_2 = N_1 \lambda_1$$

$$\text{para } t \gg t_{(1/2)1}$$

La relación de esta condición se muestra en la figura AII-1

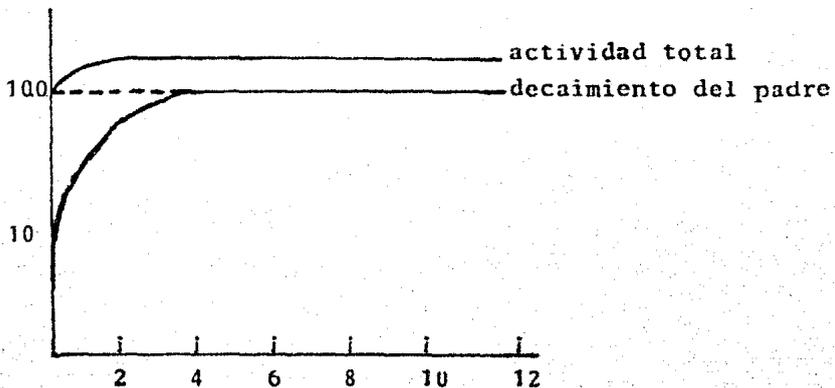


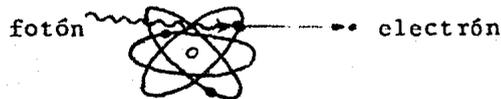
fig. AII-1

Relación padre-hijo en equilibrio secular
Radiation Protection Short Course, 1981
Georgia Institute of Technology, Atlanta.

APENDICE III

INTERACCION DE RAYOS GAMMA CON LA MATERIA

Efecto fotoeléctrico. Es la emisión de electrones de la materia por efecto de radiación electromagnética de ciertas energías. En sólidos, los electrones son sólo liberados cuando la longitud de onda de la radiación incidente es menor que cierto valor. Muchos sólidos emiten electrones cuando este valor está en la región vacío-ultravioleta. La energía de la radiación incidente es transferida en forma discreta por paquetes de magnitud $h\gamma$ (fotones), con h la constante de Planck y γ la frecuencia de la radiación. Cada fotón absorbido expulsará un electrón siempre que la energía del fotón sea mayor a la energía de ligadura del electrón.

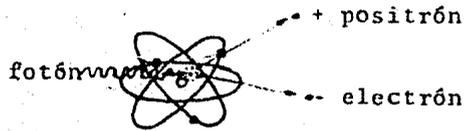


Efecto Compton. Es un incremento en la longitud de onda que ocurre cuando la radiación es desviada por un electrón libre. El cambio es $\Delta\gamma = \frac{2h}{mC} \sin^2 \left(\frac{1}{2}\phi\right)$ (ecuación Compton), donde ϕ es el ángulo entre la dirección de la radiación incidente y de la radiación deflectada, h es la constante de Planck, y m es la masa del electrón. El efecto puede ser observado por paso de rayos γ o rayos gamma a través de elementos de número atómico bajo, ya que las energías de ligadura de los electrones en estos elementos

son despreciable en comparación con la energía cuántica de la radiación.



Producción de pares. Es la formación simultánea de un Positrón y un electrón por un fotón. Esta ocurre cuando un fotón rayo gamma de alta energía (>1.2 MeV) pasa cerca de un núcleo atómico.



APENDICE IV

```

10 INPUT "FAVOR DE COLOCAR LA CINTA Y DAR 'ENTER'";Z
20 OUT 232,8
30 OUT 234,244
40 OUT 233,34
50 K=-5100
60 A=INP(234)
70 IF (A AND 128)=0 THEN 60
80 A=INP(235)
90 IF A>128 THEN A=A-128
100 POKE K,A
110 PRINT CHR$(A);
120 K=K+1;IF A>4 THEN 60
130 CLS:PRINT "VALOR DE K= ";K
140 RUN "OSKOUT/BAS",V

```

prog. 1

```

20 DIM A$(15),E$(8)
30 CLEAR 200
40 PRINT @192,"(1).....COPIA A DISCO"
50 PRINT @256,"(2).....LISTADO"
60 INPUT F
70 PRINT TAB(21);"-----"
80 INPUT "NOMBRE DEL ARCHIVO:";E$
90 A$=E$+"/DAT:1"
100 ON F GOTO 110,190;GOTO 40
110 INPUT "DIRECCION FINAL DEL ESPECTRO:";Z
120 OPEN "O",1,A$
130 FOR K=-5000 TO Z
140 A=PEEK(K)
150 PRINT CHR$(A);
160 PRINT @1,CHR$(A);
170 NEXT K
180 CLOSE
190 OPEN "I",1,A$
200 IF EOF(1) THEN 240
210 LINEINPUT@1,D$
220 PRINT @$
230 GOTO 200
240 CLOSE
250 INPUT "OTRA CINTA (S/N):";E$
260 IF E$="S" THEN RUN "RS232/BAS"

```

prog. 2

```

5 REN CARGA ESPECTROS EN ARREGLO E(512)
7 '***** TXTCUT/BAS-*****'
10 CLS:CLEAR 200
15 DIM E(512)
20 INPUT "NOMBRE DEL ARCHIVO";A$
30 A$=A$+"/DAT:1"
40 OPEN "I",1,A$
50 LINEINPUT@1, B$
60 PRINT B$
65 PRINT "ES UNA LINEA CON DATOS UTILIZABLES?"
70 INPUT "<1>...SI;<2>...NO";A
80 IF A=2 THEN 50
90 IF A<>1 THEN 70
100 I=0
110 GOTO 130
120 LINEINPUT@1, B$
125 PRINT B$
130 K=7
140 FOR Z=1 TO 5
150 C$=MID$(B$,K,6)
160 E(I)=VAL(C$):PRINT I,E(I)
170 K=K+7:I=I+1
180 IF I>511 THEN 210
190 NEXT Z
200 GOTO 120
210 CLOSE

```

prog. 3

```

10 CLS: CLEAR 200
20 DIM MA(2,2), MB(2,2), MC(2), A(512), B(512), C(512), D(512)
30 PRINT @192, "***** LECTURA DE ESTANDARES *****"
40 INPUT "NOMBRE DEL ARCHIVO DEL EST. DE URANIO:"; A$
50 GOSUB 1070
60 FOR I=1 TO 511
70 A(I)=D(I)
80 NEXT I
90 INPUT "NOMBRE DEL ARCHIVO DEL EST. DE TORIO:"; A$
100 GOSUB 1070
110 FOR I=1 TO 511
120 B(I)=D(I)
130 NEXT I
140 INPUT "NOMBRE DEL ARCHIVO DEL EST. DE POTASIO:"; A$
150 GOSUB 1070
160 FOR I=1 TO 511
170 C(I)=D(I)
180 NEXT I
190 FOR I=1 TO 511
200 A(I)=A(I)*60/30000
210 B(I)=B(I)*60/30000
220 C(I)=C(I)*60/30000
230 NEXT I
240 GOSUB 1060
250 CLS: PRINT @192, "***** INICIA PROGRAMA *****"
260 FOR J=0 TO 2
270 FOR I=0 TO 2
280 MA(I,J)=0
290 NEXT I
300 MC(J)=0
310 NEXT J
320 FOR I=1 TO 511
330 IF D(I)=0 THEN 440
340 B(I)=D(I)*60/30000
350 MA(0,0)=MA(0,0)+A(I)E2/A(I)
360 MA(0,1)=MA(0,1)+A(I)*B(I)/D(I)
370 MA(0,2)=MA(0,2)+A(I)*C(I)/D(I)
380 MA(1,1)=MA(1,1)+B(I)E2/D(I)
390 MA(1,2)=MA(1,2)+B(I)*C(I)/D(I)
400 MA(2,2)=MA(2,2)+C(I)E2/D(I)

```

```

410 MC(0)=MC(0)+A(I)
420 MC(1)=MC(1)+B(I)
430 MC(2)=MC(2)+C(I)
440 NEXT I
450 MA(1,0)=MA(0,1); MA(2,0)=MA(0,2); MA(2,1)=MA(1,2)
460 CLS
470 FOR I=0 TO 2
480 FOR J=0 TO 2
490 PRINT MA(I,J); " ";
500 NEXT J
510 PRINT " "
520 NEXT I
530 REM DETERMINANTE DEL SISTEMA
540 D1=MA(0,0)*(MA(1,1)*MA(2,2)-MA(2,1)*MA(1,2))
550 D2=MA(0,1)*(MA(1,0)*MA(2,2)-MA(1,2)*MA(2,0))
560 D3=MA(0,2)*(MA(1,0)*MA(2,1)-MA(1,1)*MA(2,0))
570 D5=D1-D2+D3
580 K=D
590 GOSUB 900
600 I=D/D5
610 PRINT "X="; I
620 K=I
630 GOSUB 900
640 T=D/D5
650 PRINT "Y="; T
660 K=2
670 GOSUB 900
680 I=D/D5
690 PRINT "Z="; I
700 FOR I=1 TO 511
710 IF D(I)=0 THEN 740
720 DF=A(I)*X+B(I)*Y+C(I)*Z
730 V=V+(DF-D(I))*E2/D(I)
740 NEXT I
750 V=V/500
760 PRINT "V="; V
770 LPRINT "VX="; V*X, "VY="; V*Y, "VZ="; V*Z
780 INPUT "PESO DE LA MUESTRA:"; P$
790 U=X*(P/671)/G*10E6
800 TH=Y*(P/3692)/G*10E6

```

```

810 K=2*(2.661)/G*10E2
820 LPRINT "U="; U, "TH="; TH, "K="; K
830 U1=U*0.9972
835 U2=U*0.0028
840 LPRINT "U/TH="; U/TH
850 CU1=0.7101299*U1*10E-6
855 LPRINT "CU1="; CU1
860 CU2=4.293133*U2*10E-6
865 LPRINT "CU2="; CU2
870 CTH=0.200353*TH*10E-6
875 LPRINT "CTH="; CTH
880 CK=0.2200390*K*10E-6
885 LPRINT "CK="; CK
890 GOTO 240
900 REM SUBROUTINA SUST. COLUMNA Y CALCULA DETERMINANTE
910 FOR I=0 TO 2
920 FOR J=0 TO 2
930 MB(I,J)=MA(I,J)
940 NEXT J
950 NEXT I
960 FOR I=0 TO 2
970 MB(I,K)=MC(I)
980 NEXT I
990 D1=MB(0,0)*(MB(1,1)*MB(2,2)-MB(2,1)*MB(1,2))
1000 D2=MB(0,1)*(MB(1,0)*MB(2,2)-MB(1,2)*MB(2,0))
1010 D3=MB(0,2)*(MB(1,0)*MB(2,1)-MB(1,1)*MB(2,0))
1020 D=D1-D2+D3
1030 RETURN
1040 REM CARCA ESPECTROS EN ARREGLO D(512)
1050 REM LEE MUESTRAS
1060 INPUT "NOMBRE DE LA MUESTRA:"; A$
1070 A$=A$+" /DAT:1"
1080 OPEN "I", A$
1090 FOR I=1 TO 511
1100 INPUT #1, D(I)
1110 NEXT I
1120 CLOSE
1130 RETURN
1140 SAVE "LETY/BAS:1"

```

BIBLIOGRAFIA

1. Adams, J.A. & Gaspirini D. (1970). Gamma Ray Spectrometry of rocks Methods in Geochemistry and Geophysics. 295.
2. Ahrens, L.H. (editor). Origin and Distribution of the elements Pergamon. Press Oxford & New York. 1968.
3. Beiser, A., (1970). Conceptos de Física Moderna. Mc. Graw H:4 NY.
4. Birch, F., 1954. "Heat from Radioactivity" in Nuclear Geology, A Paul Ed John Wiley & Sons, New York.
5. Bullard, E.C., 1965. "Historical introduction to Terrestrial Heat Flow", en Terrestrial Heat Flow, WHk Lee. Ed. American Geophysical Union, Washington).
6. Cantagrel, J.M. & Robin, C. (1979). K-Ar dating on eastern mexican volcanic rocks. Relations between the andesitic an the alkaline provinces. J. óf. volc. Geoth. Res. 5:99-114.
7. Clark, S.P. Jr., Peterman Z.E. and Heier, K.S. (1966). Abundances of U, Th and K. Handbook of. Physical Constants (rev. ed.) Geol. Soc. Amer. Mem. 97.
8. Curran S.C. (1953). Luminiscence & The Scintillation Counter Butterworths Scientific Publications.
9. Daly, S.F., & Richter, F.M., 1978. "Convection with Decaying Heat Sources: A Simple thermal Evolution Model", en Lunar and Planetary Science IX. The Lunar and Planetary Institute, Houston. 213-214.
10. Demant, A. & Robin, C. (1975). Las fases del Vulcanismo en México; una síntesis en relación con la evolución geodinámica desde el Cretacico. Revista del Instituto de Geología de la UNAM 75(1) 70-83.
11. Draper, N.R. & Smith, H. (1966). Applied Regression Analysis Ed. John Wiley & Sons, Inc. Cap. II 77-85.
12. Espinoza, G.G. (1974). Instrumentación Electrónica en Sistemas de Análisis de Partículas. IFUNAM-74-409.
13. Espinoza, G.G. (1973). Detectores de Centelleo. IFUNAM-73-403.
14. Evans, R.D. The Atomic Nucleus. Mc Graw Hill, N.Y. (1955).

15. Flasar F.M. & F. Birch, J. Geophys. Res. (1975) 78, 6101.
16. Gamboa MI de B (1983). Determinación de Uranio en agua por de tectores por trazas en sólidos (DTES) Tesis Profesional. UNAM.
17. García, R.M. (1976). Radiactividad y Calor en la depresión central del estado de Chiapas (Chiapa de Corzo). Tesis Profesional IPM.
18. García, R.M., Pal, S. y J. Terrel. Anales del Instituto de Geofísica, UNAM (1976).
19. Gast, P.W. (1960). Limitations on the composition of the upper mantle J. Geophys. Res. 65, 1287-1297.
20. Guzmán, E.J. (1965) (Editor) Simposium sobre yacimientos de petróleo y gas. XX Congreso Geológico Nacional Tomo III.
21. Heier, K.S. (1963). Uranium, Thorium and Potassium in ecoglitic rocks. Geochimica et Cosmochimica Acta Vol. 27, 849-860. Pergamon Press.
22. Heier, K.S. & Rogers, J.J. W. (1962). Radiometric Determination of Thorium Uranium and Potassium in basalts and in two magmatic differentiation series. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 27, 137-154. Pergamon Press.
23. Kaula W.M. (1968). An Introduction to Planetary Physics. The Terrestrial Planets. John Wiley & Sons, New York.
24. Kaula, W.M. J. Geophys Res (1979) 84, 999.
25. Knoll G.F. (1979). Radiation, Detection and Mesurement. John Wiley & Sons.
26. Lachenbruch AH y Brewer, US Geological Survey Bull (1959) 1083-C, 73.
27. Lovering TS & Goode HD, (1963). US. Geological Survey Bull. II, 72.
28. Lovering J.F. & Morgan J.W. (1964). Nature Vol. 197, pp. 138-140. Uranium and Thorium abundances in possible upper mantle materials.
29. Mac Donald, GJF (1965). "Geophysical Deductions from observations of Heat Flow", in Terrestrial Heat Flow, WHK Lee American Geophysical Union, Washington. pp. 191-210.
30. Maksimov A., (1975). Breve curso de prospección geológica EJ MIR, Moscú. 264.

31. Miyake Y, Sugimura Y. y Mirao Y. (1973). The Radiogenic Heat Generation in Earth's crust below the Japanese Islands In: The crust and upper mantle of the Japanese Area. PT. 2 Geol. Geochem. Kawasaki. pp.30-32.
32. Morgan, J.W. & Heier K.S. (1966), Uranium, Thorium and Potassium in six U.S.G.S. standard rocks. Earth & Planetary Science Letters. pp. 158-160.
33. Murthy R. & Compston W., (1965). Rb-Sr ages of chondrites and carbonaceous chondrites. J. Geophys. Res. 70, 5297-5307.
34. Multicanal Northern serie RS-700, manual de operación.
35. Osborne A., (1980). An Introduction to Microcomputers Vol. I. Basic Concepts, 2da. ed. McGraw-Hill.
36. Press F. & Siever R. (1974). Earth. Freeman & Company.
37. Quintanar R.L. (1977). Espectrometría gamma para determinar Uranio, Torio y Potasio en Rocas. Tesis Profesional UNAM.
38. Radiation Protection Short Course (1981). Georgia Institute of Technology U.S.A.
39. Reporte interno preliminar de la Planta Nuclear de Laguna Verde, Veracruz C.F.E.
40. Ringwood, A.E. (1961). Chemical & Genetic relationship among meteorites. Geochim. & Cosmochim. Acta 24, 159-197.
41. Robin, C. (1982). Annales Scientifiques de L' Université de Clermont-Ferrand II. Tesis Doctoral Publices par L' U.E.R. De Recherche Scientifique et Technique.
42. Rybach, L., (1972). Radiometric Techniques Cap. 10 301-310 Pergamon Press Oxford & New York.
43. Rybach, L., Von Raumer, J., & Adams J.A.S. (1966. A gamma Spectrometric Study of Mont-Blanc Granite Samples pp. 155-160. Proc. Int. Anal. Chem. Vol. 63 1966/I.
44. Sass, J.H. (1971). Terrestrial Heat Flow, Comments on Earth Sciences: Geophysics 1 8-13.
45. Scott, J.H., Dodd P.H., Drouillard, R.F., & Mudra, P.J. (19) Quantitative interpretation of Gamma-Ray logs.
46. Scott, J.H. (1963). Computer Analysis of Gamma-Ray Logs Vol. XXVIII No. 3, 457-465.

47. Shaw D.M. Radioactive elements in the Canadian Precambrian Shield and the Interior of the earth. 856-869.
48. Smith P.J. (1968). Temas de Geofísica. Ed. Reverte Barcelona
49. Stacey, F.D. (1977). Physics of the Earth. 2do. ed. John-Wiley and Sons, Inc.
50. Tatzumoto, M. (1966). Genetic relations of oceanic basalts as indicated by Pb isotopes. Science 153, 1094-1101.
51. Terrel, D.J. y S. Pal. (1977). Medición e importancia de los elementos radioactivos naturales, Folleto Técnico Núm. 50 (UASLP).
52. Tozer, D.C. (1965). Geophysics, J. Roy Astr. Soc. 9, 95.
53. Tozer, D.C. (1970). Phys Earth Planet Inter. 2, 393.
54. Tozer, D.C. (1972). Phys Earth Planet Inter. 6, 182.
55. Valerie, H.P. (1978) (editor) The penguin dictionary of Physics.