

20/11



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO  
FACULTAD DE INGENIERIA

"GEOQUIMICA DE SEDIMENTOS Y ROCAS  
IGNEAS DE LA TRINCHERA MESOAMERICANA,  
SUR DE ACAPULCO ( POZOS 487 y 488  
DEL PROYECTO DE PERFORACION  
DE MARES PROFUNDOS )"

T E S I S  
QUE PARA OBTENER EL TITULO DE  
INGENIERO GEOLOGO  
P R E S E N T A  
MARIA DEL CARMEN MENDOZA CARBAJAL

MEXICO, D. F.

1987



## **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

	Pág.
<u>RESUMEN</u>	
<u>INTRODUCCION</u>	4
<u>CAP. I ANTECEDENTES</u>	9
I.1 Estudios efectuados en el 'Leg' 66.	11
I.2 Localización y Litología de los Pozos 487 y 488.	14
<u>CAP. II TECNICA ANALITICA</u>	20
II.1 Produccion de Rayos-X.	21
II.2 Análisis por fluorescencia de Rayos-X.	23
II.3 Geometría del Espectrómetro de Rayos-X.	26
<u>CAP. III CURVAS DE CALIBRACION PARA EL ANALISIS QUIMICO DE SEDIMENTOS Y ROCAS IGNEAS MARINAS</u>	29
III.1 Condiciones Experimentales	29
III.1.1 Rocas utilizadas para la calibración del Espectrómetro de Rayos-X.	29
III.1.2 Preparación de muestras.	31
III.1.3 Condiciones de medición.	32
III.2 Curvas de Calibración	32
III.2.1 Elaboración de las curvas de calibración.	38
<u>CAP. IV RESULTADOS DE ELEMENTOS MAYORES EN SEDIMENTOS Y ROCAS IGNEAS MARINAS</u>	40
IV.1 Presentación de resultados del Análisis Químico y Perfiles Geoquímicos. Pozos 487 y 488.	40
IV.2 Diagramas de comportamiento geoquímico aplicados a sedimentos marinos de la TMA.	51
IV.3 Diagramas de clasificación y asociación magnética para las rocas ígneas del pozo 487.	55

IV.3.1	Diagrama Q-F de Debon-Le Fort (1988).	56
IV.3.2	Diagrama $K_1$ - $K_2$ de La Roche et.al.(1980)	56
IV.3.3	Diagrama $SiO_2/Na_2O$ .	61
IV.3.4	Diagrama $SiO_2/K_2O$ .	61
IV.3.5	Diagrama ternario $MsO-Al_2O_3-FeO$ .	64
CAP.V	<u>DISCUSION DE RESULTADOS</u>	66
CAP.VI	<u>CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES</u>	76
	Conclusiones	76
	Recomendaciones	79
	<u>BIBLIOGRAFIA</u>	80
	<u>APENDICE</u>	

## RESUMEN

Considerando la importancia que la geoquímica ha tenido en las últimas décadas, en el campo de la investigación científica y de la exploración, se llevó a cabo el análisis químico de elementos mayores en muestras recuperadas de la trinchera Meso-Americana (TMA).

Las muestras en estudio fueron extraídas al sur de Acapulco, Gro. y pertenecen a los pozos 487 y 488 del crucero 'Leg' 66, del Proyecto de Perforaciones de Mares Profundas (PMP, por sus siglas en inglés).

El análisis químico elemental se efectuó en el Instituto de Investigaciones Eléctricas (IEE) empleando el método de fluorescencia de rayos-x. Se establecieron las condiciones óptimas de medición para cada uno de los elementos, utilizando un espectrómetro SIEMENS, SRS-200 y varios programas de computación. A su vez, se desarrolló una serie de curvas de calibración para conocer las concentraciones de las muestras en cuestión, basándose en 19 estándares (ígneos y sedimentarios) de referencia geoquímica internacional.

Se estudiaron un total de 17 muestras de lodo sedimentario y 6 de roca ígnea extrusiva, a diferentes niveles de profundidad de los pozos 488 y 487. Los resultados

analíticos permitieron elaborar perfiles geoquímicos de los sedimentos y definir las características químicas de las rocas del piso oceánico.

Los perfiles de los sedimentos depositados en la zona más baja del talud de la trinchera (pozo 488) indican un ligero aumento de Mn y descenso de Al en la base de la secuencia, mientras que en los sedimentos de la placa oceánica (pozo 487) se registran anomalías positivas de Mn, Fe y P asociadas con un déficit de Al y Ti.

El diagrama denominado "Triángulo de rocas totales" de La Roche (1972) que involucra a los óxidos  $\text{SiO}_2$ - $\text{Fe}_2\text{O}_3$ + $\text{TiO}_2$ + $\text{CaO}$ - $\text{Al}_2\text{O}_3$  y el de Moine (1974) que relaciona  $\text{K}/(\text{Al}-\text{Na})$  vs.  $\text{Fe}+\text{Mg}/(\text{Al}-\text{Na})$ , señalan las tendencias de composición sedimentaria. Una fué hacia el campo de las illitas (pozo 488), otra hacia el campo de las cloritas y una más, cercana al área de las glauconitas (pozo 487), de lo cual se proponen en el presente trabajo los posibles procesos que dieron lugar a tal comportamiento.

Por otra parte, complementando con la petrografía descrita por Dmitriev (1981) para las rocas volcánicas recuperadas del pozo 487, los datos analíticos obtenidos de 6 muestras, se graficaron en diversos diagramas de clasificación y asociación magmática. Tales como el diagrama Q-P de Debon-Le Fort (1983) cuyos parámetros en forma catiónica son  $Q = \text{Si}/3 - (\text{K}-\text{Na}+2\text{Ca}/3)$  y  $P = \text{K} - (\text{Na}+\text{Ca})$ ; el diagrama  $R_1$ - $R_2$

de La Roche et al. (1980) en donde participan todos los elementos mayores:  $F_1 = 4Si - 11(Na+K) - 2(Fe+Ti)$  y  $K_2 = 6Ca + 2Mg + Al$ . Además se emplearon diagramas tradicionales ( $Na_2O/SiO_2$ ,  $K_2O/SiO_2$ ), así como un diagrama ternario ( $MgO-Al_2O_3-FeO$ ) que relaciona la química con diferentes ambientes tectónicos, utilizado por Pearce et al. (1977).

Finalmente todos estos diagramas definieron a las rocas marinas como basaltos telefíticos de bajo contenido potásico y alto en alúmina.

## INTRODUCCION

En 1979 se efectuó el crucero "Log" 66 dirigido por el Proyecto de Perforaciones de Mares Profundos (Deep Sea Drilling Project, DSDP), en el que se perforaron ocho sitios a través de la trinchera Meso-Americana (TMA) al sur de Acapulco, Gro. De estos, dos fueron del talud superior, pozos 493 y 489; uno oceánico, pozo 487; uno en la trinchera, pozo 486 y cuatro más de referencia, pozos 488, 490, 491 y 492. La zona se encuentra localizada entre las coordenadas: 16°45' a 15°30' de latitud N y 99°30' a 98°20' de longitud W (Fig. 1).

Las perforaciones realizadas al sur de México a bordo del Glomar Challenger, tuvieron como propósito investigar la naturaleza de la transición oceano-continente a través de una zona en subducción.

Recientemente este proyecto ha proporcionado al Instituto de Investigaciones Eléctricas (IIE, de Cuernavaca, Mor.) muestras recuperadas de los pozos 487 y 488, facilitando la realización de un estudio geoquímico de rocas volcánicas y sedimentos marinos pertenecientes al piso oceánico.



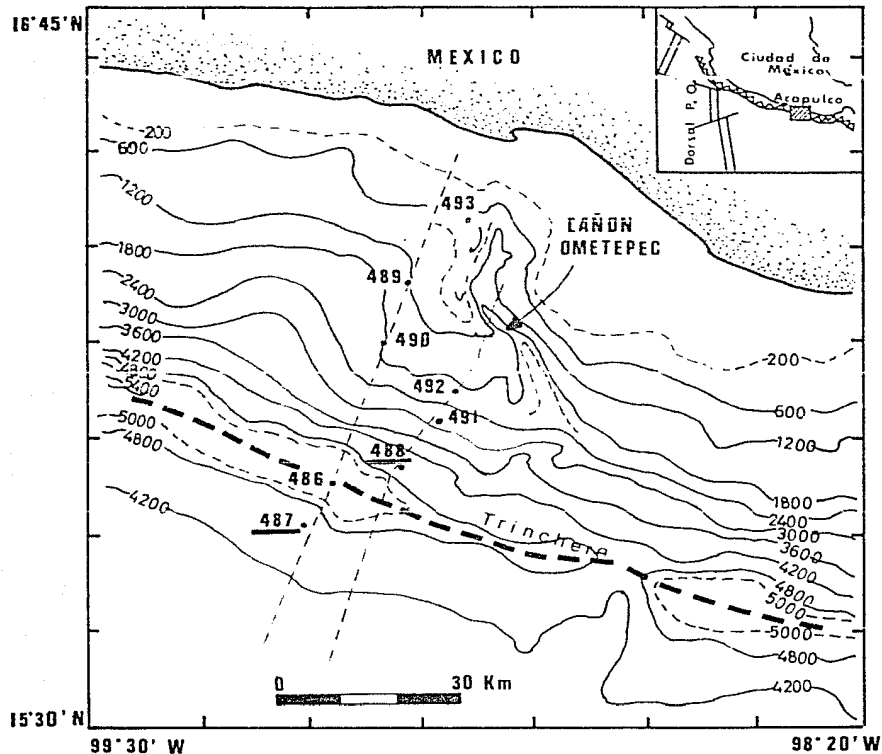
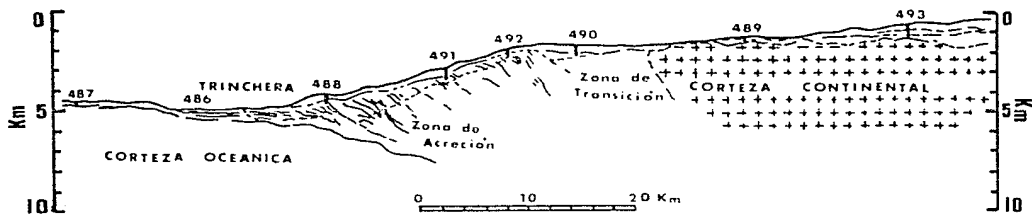


Fig.1 Plano de localización y sección transversal de los sitios perforados en el cruce "Leg" 66. Los pozos 487 y 488 son estudiados en el presente trabajo.

(Tomado de Lundberg y Moore, 1981).

En el área que cubrió el "Leg" 66, la TMA se caracteriza por una plataforma estrecha y un talud de trinchera escarpado. Con datos de reflexión sísmica se ha estimado un espesor máximo de 625 m de turbiditas, que sobreyacen a 200 metros de sedimentos pelágicos y hemipelágicos, depositados en una corteza oceánica Miocénica (Lundberg y Moore, 1981).

Minster y Jordan en 1978 han deducido que la Placa de Cocos converge con la Placa Norteamericana a una velocidad de 7 cm por año, con un ángulo aproximado de  $38^\circ$  (citado en Lundberg y Moore, 1981). La reconstrucción tectónica y la historia del magmatismo en el margen continental sugieren que la convergencia se ha manifestado intermitentemente al menos hace 100 m.a. (Coney, 1973; citado en Karig et al., 1978). Se piensa, por la morfología del interior de la trinchera, que una zona de acreción y una cuenca de post-arco pudieron haber sido desarrolladas y posteriormente removidas del margen continental SW de México; este último mecanismo aún no está bien definido (Karig et al., 1978).

En base a estos planteamientos el Proyecto de Perforaciones de Mares Profundos se enfocó hacia aspectos tales como: la dinámica de acreción en la trinchera, el consumo de sedimentos oceánicos, la erosión tectónica de la corteza continental en la zona convergente y el principio y evolución de la subducción.

En la formación de una roca ígnea intervienen una serie de cambios físico-químicos que se rigen por leyes termodinámicas, no obstante, el producto final reflejará los caracteres químicos más importantes que han sido heredados, siendo éstos la base para interpretar los procesos formativos. De esta manera, la obtención de análisis químicos en rocas ígneas y sedimentos marinos ha permitido dilucidar la génesis de magmas y tendencias de variación química en sedimentos del piso oceánico.

De manera particular la geoquímica de rocas y sedimentos pertenecientes a una zona en subducción ha sido un apoyo a la construcción de modelos petrogenéticos. Como los que explican la importancia de considerar los procesos de diferenciación magmática y su interacción con el material sílico de la corteza oceánica y continental (Ryabchikov et al., 1981).

Desde otro punto de vista, los datos geoquímicos han sido de utilidad sobre estudios del vulcanismo en la costa (cálculo de balance de masas) que sugieren que los sedimentos que entraron en la Placa de Cocos fueron subducionados durante el Mioceno (Watkins et al., 1981), pudiendo haber contribuido a la génesis de los magmas en el Cinturón Volcánico Mexicano (CVM), (Leggett, 1981). Siendo esta hipótesis una de las más ampliamente difundidas, entre numerosas interpretaciones sobre el origen del CVM.

Los objetivos del presente trabajo son: 1) aportar una estimación cuantitativa de los elementos mayores en las muestras marinas, aplicando una técnica analítica de alta precisión (fluorescencia de rayos-X); 2) efectuar la primera calibración del equipo para muestras sedimentarias en base a estándares geoquímicos de referencia internacional y 3) aplicar los resultados analíticos en diagramas de comportamiento químico y clasificación de sedimentos y rocas ígneas.

Los análisis químicos obtenidos en este trabajo aumentarán el número de datos para una investigación estadística, considerando que ya se tienen algunos resultados geoquímicos de rocas ígneas y de sedimentos presentados por investigadores del crucero "Lag" 66 (Leggett, 1981 y Dmitriev, 1981). Además colaborará con la correlación de variaciones químicas entre los pozos situados a diferentes distancias del margen continental y con trabajos más especializados sobre elementos traza e isótopos que se realicen en el futuro.

## I. ANTECEDENTES

Una contribución relevante para las Ciencias Geológicas, en particular enfocada a zonas tectónicamente activas (márgenes continentales, ejes de expansión, etc.) ha sido la recuperación de núcleos en mares profundos, que han dado testimonio de las diversas condiciones de depósito y presencia de lavas en el fondo marino.

Muchos han sido los trabajos efectuados a cerca de la investigación geoquímica en muestras extraídas del piso oceánico en distintos sitios del mundo. Por su alcance, los más significativos son los estudios en el barco oceanográfico Glomar Challenger, que ha perforado más de 500 sitios desde 1968 (Davies, 1981), llegando a establecer uno de los mayores avances sobre el conocimiento geológico de la corteza oceánica.

Durante las expediciones dirigidas por el DSDP a través de los océanos Atlántico, Pacífico, Índico, el Golfo de México, Mar Caribe, Mediterraneo y aguas Antárticas (desde 1968 a 1985) se han realizado importantes estudios geoquímicos. Ejemplos de estos estudios han sido: la determinación de las variaciones composicionales entre los pozos perforados en la Placa Nazca (Lymond et al., 1976); el conocimiento de los cambios mineralógicos y geoquímicos en

rocas marinas causados por procesos de alteración y petrogénesis de muestras extraídas del océano Atlántico (Frey et al., 1974); el establecimiento de las series magmáticas en el flanco oeste de la Dorsal del Pacífico Oriental y cuenca de Panamá (Yeats et al., 1973) entre muchos otros.

Respecto a la aplicación geoquímica en muestras marinas, especialmente en mares mexicanos, se pueden mencionar los siguientes trabajos: Walby (1958) estimó concentraciones y variaciones químicas en muestras del Golfo de México; Angino et al. (1972) reportó el análisis de elementos traza en núcleos colectados de la Plataforma de Yucatán; Tien (1972) hizo un reconocimiento a profundidad de las concentraciones de elementos en diferentes ambientes del Golfo de México; Pal (1974) presentó un análisis de sedimentos del Golfo de California. Durante la travesía del "Leg" 63 se recuperaron sedimentos marinos de Baja California para establecer similitud de litofacies y su diagénesis (Grechin et al., 1981), así como las características petroquímicas de los basaltos abisales (Shivata et al., 1981). Por otro lado, en el Golfo de California, el "Leg" 64 obtuvo datos mineralógicos de elementos mayores y traza para conocer las características químicas similares entre éstos basaltos y los de la dorsal Pacífica Oriental y Placa Nazca (Perrit et al., 1982); además se estudió el comportamiento geoquímico de sedimentos hemipelágicos en una zona de flujo térmico alto y velocidad de depósito rápido (Niemitz, 1982).

Amplias han sido las investigaciones sobre la TMA y la Placa de Cocos que se han efectuado desde un punto de vista tectónico, los propositos han sido: interpretar su evolución por medio de modelos geométricos que se basan en perfiles de reflexión sísmica (Karig et al., 1978; Lynn y Lewis, 1976; Truchan y Larson, 1973) y comprender la génesis del CVM en relación a la subducción de la litósfera oceánica en la TMA (Currotia y del Castillo, 1977; Nixon, 1982; Shurbet y Cebull, 1984; Lehr et al., 1983). Sin embargo, los mayores estudios de carácter geoquímico en la zona de convergencia mexicana han sido realizados durante el crucero del "Leg" 66.

#### 1.1 Estudios efectuados en el "Leg" 66.

Debido a que son extensas las investigaciones del "Leg" 66, aquí solo se dará una síntesis de los aspectos de mayor interés para los fines del presente estudio, tales como, datos petrológicos y de sedimentación de las muestras recolectadas durante el crucero. Todos estos datos fueron presentados por Watkins y colaboradores (1981), quienes participaron durante el crucero "Leg" 66.

De manera general la litología predominante en los ocho sitios perforados durante la expedición es la siguiente, llevando una secuencia de pozos del margen continental hacia el mar: en el Sitio 493 se perforaron 670.5 m de sedimentos que incluyen lodo, lodolita y arenas interestratificadas (Mioceno temprano al Cuaternario con 4 hiatus) y basamento

diorítico. En el Sitio 489 fueron 300 m de arena, lodo y lodolita (Mioceno temprano al Cuaternario) que sobreyacen a un basamento esquistoso (Pre-terciario). En el Sitio 490 se extrajeron 588.5 m de lodo y lodolita (Mioceno tardío al Cuaternario). Del Sitio 492 se nuclearon 279 m de lodo y lodolita con arenas interestratificadas (Mioceno medio al Cuaternario). En el Sitio 491 se penetró 542 m de lodo y lodolita interestratificados con capas de arena (Plioceno temprano al Cuaternario). En el Sitio 493, se perforaron 428 m de sedimentos compuestos por lodo, lodolita y capas de limo y arena (Cuaternario). El Sitio 486 consistió de 38 m de arena lodosa (Cuaternario) y, por último, en el Sitio 487 se penetró 181.7 m de lodo, lodolita y arcilla pelágica que sobreyacen a un basamento ígneo. Las columnas litológicas de cada pozo se presentan en la Figura 2.

La petrología de las arenas del margen de Guerrero fue reportada por Bachman y Leggett (1981), quienes mencionan que las arenas son de grano medio y las areniscas arcósicas y subarcósicas de edad Miocénica al Cuaternario. Su mineralogía (cuarzo, feldospatos, fragmentos de roca metamórfica, plutónica y sedimentaria, anfíboles, micas, epidotas, granates y ortopiroxenos) indica una procedencia metamórfica y plutónica de un bloque continental levantado y se le atribuye a la cuenca de drenaje del Río Ometepec la vía principal de transporte de estos sedimentos.



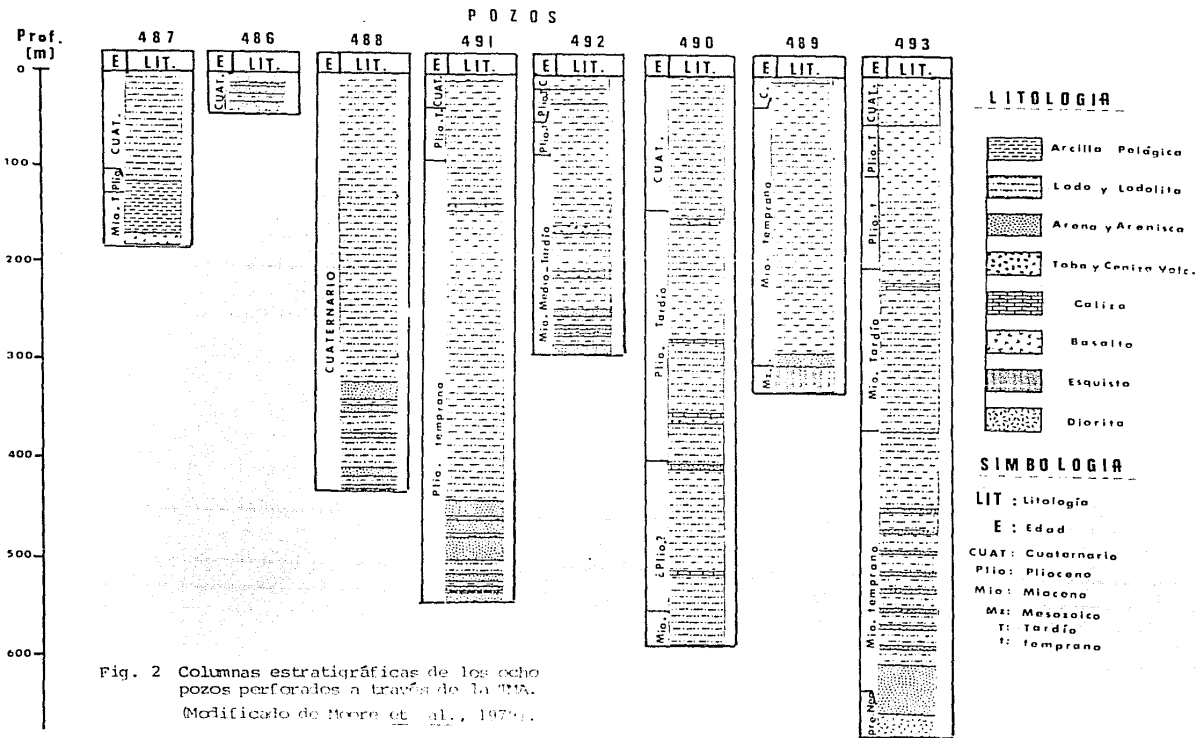


Fig. 2 Columnas estratigráficas de los ocho pozos perforados a través de la YMA.  
Modificado de Moore et al., 1974.

Las velocidades de sedimentación del margen continental fueron calculadas por Shephard y McMillen (1981) llegando a la conclusión, por medio de modelos, de que las más altas velocidades ocurrieron en la trinchera y parte inferior del talud, lo cual indicó un desvío de sedimentos en los ambientes superior y medio del talud a través de cañones submarinos con subsiguiente depositación en la parte inferior de este.

Con el análisis geoquímico de capas de ceniza (fragmentos de vidrio, de minerales y micropóres) intercaladas en sedimentos de diferentes edades y sitios del "Leg" 66, Cadet et al., (1981) consideran que estos materiales proporcionan un registro confiable de la actividad volcánica explosiva en México (de la Sierra Madre Occidental, Sierra Madre del Sur, del CVM y el este de Baja California), y proponen una evolución cronológica por medio de diagramas (edad vs  $K_2O$ ), concluyendo que la actividad volcánica fué moderadamente potásica, con dos manifestaciones extrusivas intensas, durante el Mioceno temprano y Cuaternario.

## I.2 Localización y Litología de los Pozos 487 y 488

Las características litológicas y bioestratigráficas de los pozos 487 y 488 fueron descritas por el equipo científico del "Leg" 66, cuyos aspectos más relevantes han sido resumidos por Watkins et al. (op. cit.).

El pozo 488 se localiza en los  $15^{\circ}57.10'$  de latitud norte y  $99^{\circ}01.66'$  de longitud oeste, aproximadamente a 65 Km del margen continental mexicano (Fig.1, pág. 5). Este sitio se encuentra en la base del talud de trinchera y representa la primer cresta del talud a partir del eje de trinchera hacia la plataforma continental (Fig. 3). Tuvo una profundidad en agua de 4254 m y fue penetrado 428 m de sedimentos, recuperando 46 núcleos. Comprende dos unidades litológicas, definidas en base a su descripción granulométrica y atributos bioestratigráficos. La primera consiste de 312 m de lodo y lodolita con locales capas de limo y arena lodosa (Cuaternario medio-superior) y la segunda con 115 m de limo lodoso y arena (Cuaternario medio-inferior). La mineralogía dominante en los sedimentos fue: minerales arcillosos, cuarzo, feldespatos, micas, minerales pesados, vidrio volcánico y material biogénico.

El pozo 487 se encuentra en los  $15^{\circ}51.21'$  de latitud norte y  $99^{\circ}10.52'$  de longitud oeste, aproximadamente a 11 Km al suroeste del eje de la trinchera (Fig.1, pág.5). Pertenece a la Placa de Cocos y yace en una pequeña cuenca con tendencia paralela al eje de trinchera (Fig. 3), fue perforado 4764 m de agua y 181.7 m de sedimentos y roca ígnea. Los sedimentos consisten de 115 m de lodo (Pleistoceno y Plioceno tardío) y 55 m de arcillas pardas pelágicas (Mioceno tardío al Plioceno) que sobreyacen a un basamento ígneo extrusivo. En la primer unidad Cuaternaria los materiales

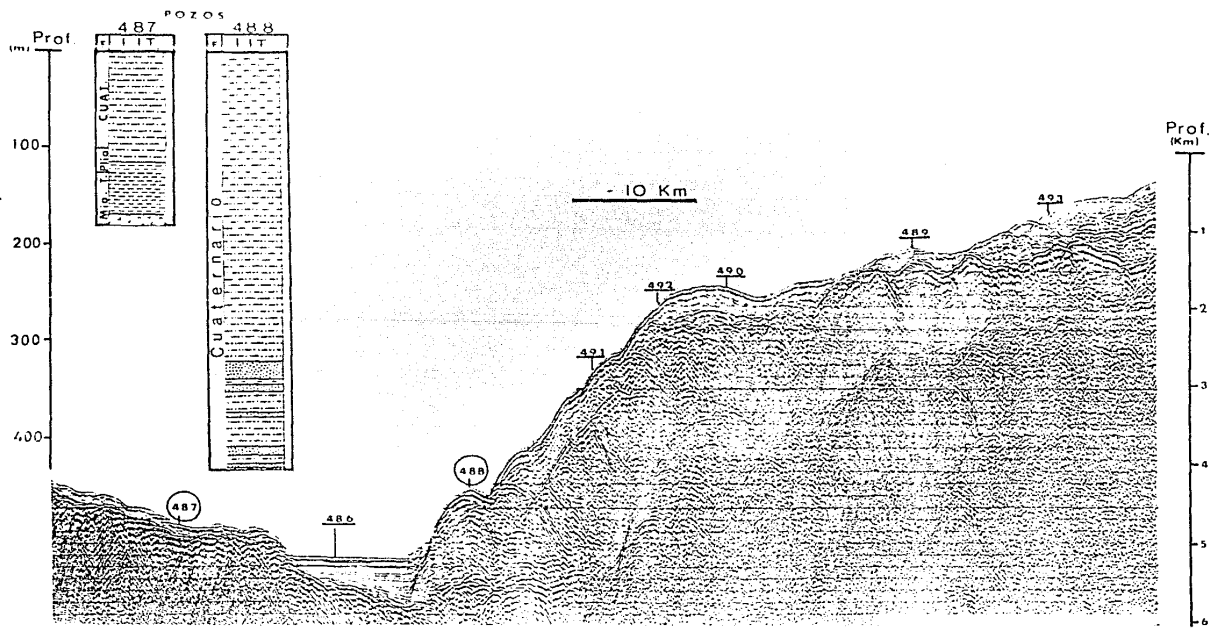


Fig. 3 Perfil sísmico del transecto 66 y secuencia estratigráfica de los pozos en estudio.  
(Modificado de Moore *et al.*, 1979).

dominantes son limo y arcilla cuarzo-feldespática con presencia de microfósiles calcáreos y silíceos, la segunda unidad está compuesta por más del 95 % de arcillas pardas que contienen microfósiles silíceos.

Es importante mencionar que las edades en ambos pozos se establecieron en base a estudios bioestratigráficos. Para el sitio 486 la presencia de radiolarios *Axonidium angelinum* y de *Gephyrocapsa ozeánica* indicaron las edades Cuaternarias de las dos unidades, y para el sitio 487 los foraminíferos planctónicos y nanoplanctónicos en la parte basal, señalaron una depositación Miocénica de las arcillas pelágicas, mientras que la presencia de microfósiles calcáreos (posiblemente preservados debido a un rápido sepultamiento) indicaron la edad Cuaternaria de la secuencia hemipelágica.

El "Leg" 66 presenta una detallada descripción litológica de los núcleos en los ocho sitios perforados. En la Tabla I se sintetizan las características más representativas de las muestras sedimentarias que se encuentran bajo estudio.

TARLA I.

Características Litológicas de sedimentos marinos.

Pozo 488

muestra	Descripción	Edad	Granulometría			Composición						
			A	L	Ar	Q	F	M	MP	Ar	V	MO
2-3-39-41	Limo lodoso, color negro verdoso	Cuaternario superior	-	20	80	10	1	tr	-	49	15	tr
4-4-37-39	Lodo negro verdoso	Cuaternario superior	1	29	60	26	-	3	tr	60	-	1
6-2-19-21	Lodo negro	Cuaternario superior-medio	3	22	75	15	3	2	tr	75	-	3
9-1-20-22	Limo lodoso diatomáceo negro verdusco	Cuaternario medio-superior	3	20	75	35	12	8	3	15	5	17
9-2-39-41	Limo lodoso silíceo	Cuaternario medio-superior	2	38	60	16	5	2	-	60	-	16
22-2-88-90	Limo lodoso negro olivo	Cuaternario	8	62	30	55	5	5	-	30	-	5
34-3-50-52	Limo lodoso olivo grisáceo	Cuaternario	-	65	35	57	tr	3	-	35	-	3
42-2-24-26	Lodo gris verde oscuro	Cuaternario	1	19	80	65	10	3	1	20	-	tr

TABLA I. (Continuación)

Pozo 487

Muestra	Descripción	Edad	Granulometría			Composición						
			A	L	Ar	Q	E	M	MP	Ar	V	MO
2-4-94-96	Lodo hemipelá-gico,olivo gris	Pleistoceno medio-superior	-	70	30	50	1	5	-	30	-	1
6-3-52-54	Lodo hemipelá-gico,olivo gris	Pleistoceno medio	1	20	79	10	10	-	tr	79	1	tr
7-2-40-42	Limo lodoso hemipelá-gico, verde amarillo	Pleistoceno medio	5	65	32	tr	tr	tr	tr	33	73	tr
9-4-19-21	Lodo hemipelá-gico,verde olivo	Pleistoceno inferior-medio	-	15	85	10	3	tr	-	85	2	tr
9-4-69-71	Lodo hemipelá-gico,gris olivo	Pleistoceno inferior-medio	-	15	85	10	3	tr	-	85	2	tr
14-3-61-63	Arcilla pelá-gica parda gris	Plioceno	-	3	97	tr	tr	-	-	97	-	-
15-1-39-41	Arcilla pelá-gica,parda rojiza	Mioceno superior	-	2	98	tr	-	-	-	98	2	-
17-2-51-53	Arcilla pelá-gica de parda a naranja	Mioceno superior	-	5	95	2	tr	1	1	95	-	0.5
19-2-14-16	Arcilla pelá-gica parda oscura	Mioceno superior	-	5	95	2	-	-	-	94	2	1

Nota: La textura y composición de las muestras marinas, está representada por las siguientes abreviaciones: (A):arena, (L):limo, (Ar):arcilla, (Q): cuarzo, (F):feldespatos, (M):micas, (MP): minerales pesados, (V):vidrio volcánico, (MO): materia orgánica, (tr): trazas.

## II. TECNICA ANALITICA

En este trabajo la técnica utilizada para realizar el análisis cuantitativo de los elementos mayores en sedimentos y rocas ígneas marinas fue la fluorescencia de Rayos-X, considerada como un método rápido de alta precisión y exactitud (Norrish y Chappell, 1977; Cullity, 1978) para el análisis químico de una amplia variedad de muestras.

Las bases fundamentales sobre la fluorescencia de rayos-X ha sido conocida a través de la literatura especializada, por ejemplo: Birks, 1969; Willard, 1974; Norrish y Chappell, 1977; Cullity, 1978 y Johnson y Maxwell, 1981, entre otros.

Durante las últimas décadas, la aplicación de esta técnica en muestras de origen geológico ha dado lugar a numerosas publicaciones en las que se han desarrollado diversos métodos de preparación de muestras, así como el establecimiento de ecuaciones que han ayudado a corregir los efectos interelementales (Leake et al., 1968; Norrish y Hutten, 1968). Esto ha permitido considerar los errores que envuelven un análisis químico optimizando los resultados.

Uno de los propósitos del presente escrito es llevar a cabo la calibración del Espectrómetro de rayos-X para determinar las concentraciones de elementos mayores en



muestras marinas. Por ello a continuación se describen brevemente los principios básicos del análisis por fluorescencia de rayos-X.

### II.1 Producción de Rayos-X

Los rayos-X son radiación electromagnética de igual naturaleza que la luz visible, pero de longitud de onda mucho más corta (0.1 a 50 Å). Los rayos-X ocupan la región entre los rayos gamma y los rayos ultravioleta en el espectro electromagnético completo. Son producidos cuando un haz de electrones choca con la materia, los electrones son desacelerados por la colisión y parte de su energía perdida es convertida en radiación electromagnética. La mayoría de la energía cinética de los electrones que chocan con un "blanco" metálico es convertida en calor, menos del 1% es transformada en rayos-X.

El proceso de generación de rayos-X consiste en la excitación de los electrones a partir de un alto voltaje aplicado. Cuando la radiación es producida en un tubo de rayos-X, el cual contiene una fuente de electrones y 2 electrodos metálicos, el alto voltaje mantenido a través de esos electrodos rápidamente dirige los electrones hacia el ánodo o "blanco" del tubo, en donde chocan a una alta velocidad y se producen los rayos-X en el punto de impacto.

Considerando un átomo del "blanco", cuyo núcleo se encuentra rodeado de electrones en diferentes niveles (K,L,M, etc), si uno de los electrones que bombardea el "blanco" posee suficiente energía cinética éste puede desprender un electrón de la capa interna del átomo, dejándolo en estado de excitación. Consecuentemente habrá una transferencia de otro electrón de una capa externa al lugar vacante, emitiendo energía en forma de rayos-X. (Fig. 4).

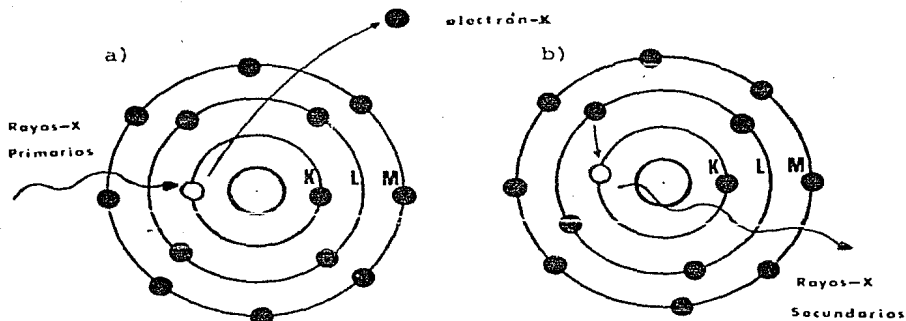


Fig. 4 Modelo simple del efecto de fluorescencia:

- a) Expulsión de un electrón de la capa más interna de un átomo, al incidir en él un haz de rayos-X primarios.
- b) Transición de un electrón del nivel L al K y consecuente emisión de rayos-X secundarios.

## II.2 Análisis por fluorescencia de Rayos-X

El método de análisis se basa en que al incidir un haz de rayos-X sobre una muestra, todos los elementos presentes emiten su propia radiación de longitud de onda característica, con una intensidad proporcional a la concentración del elemento.

La muestra que va a ser analizada es irradiada con rayos-X primarios que se generan en un tubo de rayos-X (Figs. 5 y 6), produciendo la excitación de los electrones y emisión de rayos-X secundarios o radiación fluorescente, característica de los elementos contenidos en la muestra. Debido a que son emitidos en todas direcciones, los rayos secundarios pasan a través de un colimador en donde son concentrados. Después de pasar por el colimador, la radiación policromática incide con un cristal analizador, cuya función es la de difractar los rayos-X de acuerdo a la ecuación de Bragg:  $n\lambda = 2d \sin e$  (Fig. 7).

En donde :

$n$  = es el orden de difracción (número entero)

$\lambda$  = longitud de onda en Å

$d$  = distancia interplanar del cristal

$e$  = ángulo entre la radiación incidente y la superficie del cristal

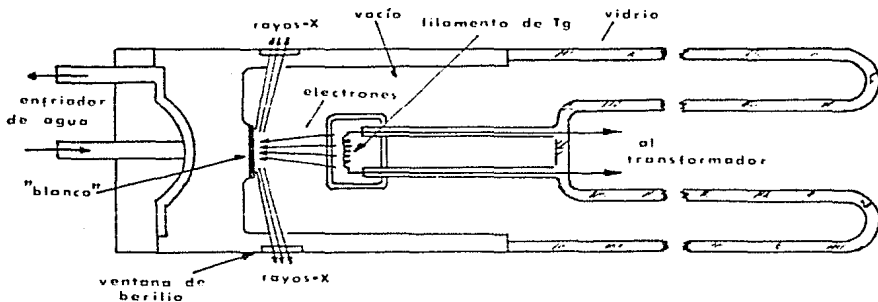


Fig. 5 Sección de un tubo de rayos-X.

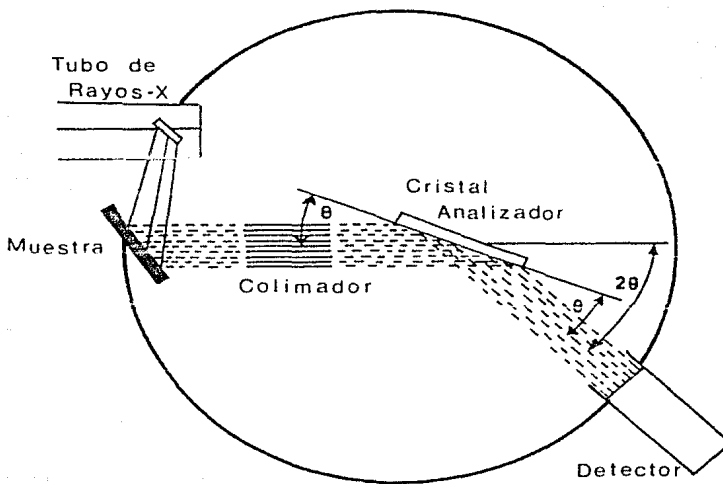


Fig. 6 Geometría sencilla de un Espectrómetro de rayos-X.

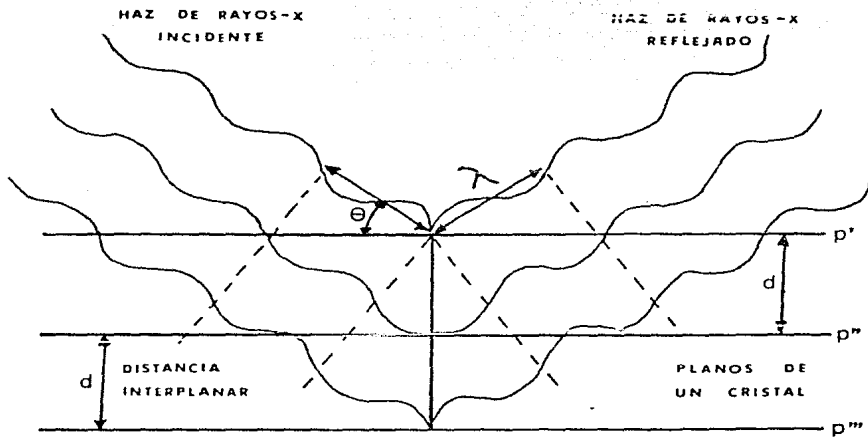


Fig. 7 Representación esquemática de la Ley de Bragg.

Dependiendo de la distancia interplanar del cristal analizador, la radiación policromática es separada en sus longitudes de onda, componentes que debido a su posición son captados por un detector. Este convierte la energía de los fotones de rayos-X en impulsos eléctricos o cuentas que aparecen en un dispositivo de registro.

Para medir todo el espectro de la muestra, el espectrómetro tiene un goniómetro para que el cristal sea girado en un rango de  $2\theta=2.5^\circ$  hasta  $2\theta=75^\circ$  y el detector gira simultáneamente dos veces la velocidad del cristal. Así midiendo el ángulo  $2\theta$  en las líneas de un espectrograma y conociendo el espaciamiento del cristal analizador, se podrán identificar los elementos presentes en la muestra. La intensidad expresada en cuentas (en un tiempo determinado) se relaciona directamente con la concentración del elemento por medio de una curva de calibración.

### II.3 Geometría del Espectrómetro de Rayos-X

En la figura 6 se presentó el arreglo más sencillo de los componentes de un espectrómetro de rayos-X. Está compuesto principalmente de tres secciones:

a) Fuente primaria de emision de rayos-X

El tubo de rayos-X es una unidad de alto vacio, sellada para evitar colisiones entre las partículas del aire y los rayos-X emitidos. está provisto de un filamento de tungsteno (cátodo) y un blanco metálico (ánodo). Una variedad de ánodos pueden ser usados (W, Cr, Cu, Mo, etc.) y son seleccionados de acuerdo al propósito del análisis. La salida del haz de rayos-X en el tubo es a través de una ventana de berilio.

b) Espectrómetro

El colimador está formado por un arreglo de placas paralelas con espaciamento desde 0.005 hasta 0.05 pulgadas. La divergencia angular del haz varia entre 0.07 y 0.7° dependiendo del espaciamento. La utilidad de un cristal analizador está gobernado por dos propiedades básicas, su dispersión angular y su poder de reflexion. Los cristales comunmente usados se resumen en la tabla II.

c) Electrónica de medición

Dos tipos de detectores son utilizados, el de centelleo y el de gas de flujo proporcional. El primero es eficiente para longitudes de onda corta, y para longitudes de onda larga el segundo es el más apropiado.

TABLA II. Cristales Analizadores.

Cristal	Planes	Espaciamiento d (Å)	Comentario
Lif	420	1.79	Mejor dispersión
Lif	220	2.84	Mejor intensidad
Lif	200	4.02	Buena intensidad
FeI	002	8.76	Buena intensidad
ADP	110	10.64	Buena intensidad



### III. CURVAS DE CALIBRACION PARA EL ANALISIS QUIMICO EN SEDIMENTOS Y ROCAS MARINAS

#### III.1 CONDICIONES EXPERIMENTALES

##### III.1.1 Rocas utilizadas para la calibración del Espectrometro de Rayos-X

Siendo el análisis cuantitativo por fluorescencia de Rayos-X un método comparativo, se requiere del uso de estándares confiables para lograr un análisis exitoso. Su selección implica que puedan igualar o ser semejantes a las muestras desconocidas tanto como sea posible, esto significa, que pertenezcan a la misma familia de rocas y que sean similares en su composición química.

Para establecer las condiciones óptimas de medición y elaborar los 10 curvas de calibración, para cada elemento, se emplearon 19 estándares geoquímicos de referencia internacional, 12 sedimentarios y 7 de naturaleza ígnea. Estos patrones geoquímicos son muestras producidas por diversos organismos de investigación ('The United States Geological Survey', 'The National Institute for environmental studies, Japan', Geological Survey of Canada'), para su estudio colaboran diferentes laboratorios utilizando una variedad de métodos analíticos (espectrometría de absorción atómica, espectrometría de emisión, fluorescencia de rayos-X,

activación de neutrones, espectrometría de masas, colorimetría y flamometría), además llevan un estricto control estadístico (Abbey, 1983).

En vista de que no fue posible disponer de estándares marinos, solo se utilizaron los siguientes materiales sedimentarios de referencia: ocho muestras de arroyo procedentes de China (GSB-1 a GSB-8), tres sedimentos de arroyo de Sudáfrica (S-14, S-19 y S-20) y una muestra de lago (NIES) que proviene de Japón. El análisis químico de las muestras son referidos por: Xuejing et al., 1985; Steele y Hansen, 1979 y Abbey, 1983, respectivamente para cada región mencionada, y presentado en la tabla III.

Por otro lado, los estándares ígneos son rocas basálticas que provienen de diferentes países: BE-N y BR (Francia); BCR-1, RIK-1 y BHVO-1 (USA); JB-1 (Japón) y BCU-1 (México). La elección de estándares basálticos para el estudio de las rocas ígneas marinas, se hizo con el propósito de contar con el intervalo de concentración más próximo al esperado y de minimizar los efectos de matriz. Los análisis son referidos en Abbey (op. cit.) y se encuentran en la tabla III.

### III.1.2 Preparación de muestras.

Las muestras sólidas que se analizan por fluorescencia de rayos-X pueden prepararse de diversas formas, tales como, polvo suelto, pastillas y discos vitreos. Cada una presenta ciertas ventajas y desventajas, por lo que el método de preparación que se elija depende de las facilidades con que cuenta el laboratorio y de la cantidad de muestra disponible.

Para la preparación de las muestras se emplearon dos métodos, denominados Método 1 para elaborar pastillas y Método 2 para formar discos vitreos.

El primer método consiste en efectuar una mezcla de muestra pulverizada con cera de alta pureza (Hoechst), la cual funciona como aglutinante para dar mayor compactación a la pastilla. Esta mezcla se homogeniza manualmente en un mortero de ágata. Posteriormente se comprime en una prensa (Herzog HTP 40) durante 1 minuto a 30 toneladas de presión, obteniéndose una pastilla de 3.8 cm de diámetro.

En el segundo método se hace una mezcla homogénea de muestra pulverizada y un fundente (tetrafluorato de litio, Spex). La fusión se realiza en una cápsula de platino que es introducida a una mufla a 1050°C durante 15 min. El líquido formado se vacía sobre un molde de acero inoxidable, el cual se mantiene a una temperatura cercana a los 200°C para

evitar un choque térmico. La pastilla de vidrio se coloca en una placa de asbesto para su enfriamiento total, quedando así un disco vítreo de 3 cm de diámetro aproximadamente. Para obtener una superficie completamente lisa, el área que va estar expuesta a los rayos-X se pule con varios abrasivos de carburo de tungsteno y finalmente con alúmina (1 $\mu$ ).

Para el análisis de los elementos mayores en las muestras sedimentarias (estándares y todos marinos) se siguió el método 1. En la preparación de estándares se mezcló 5 g de muestra y 1.65 g de cera. En el caso de los sedimentos marinos (secados a 30°C) se formaron pastillas con 3 g de muestra y 0.99 g de cera, guardando la misma relación de dilución en ambas. Por otra parte, las rocas ígneas en estudio se pulverizaron en un molino de discos vibratorios (Herzog, HSM 100), destinando 3 gr de muestra y 0.99 gr de cera para formar pastillas (Método 1) con las cuales se analizó el Ni. Por otro lado se mezclaron 2 gr de muestra con 10 gr de fundente para elaborar discos vítreos (Método 2) y llevar a cabo el análisis del resto de los elementos. De igual manera fueron preparados los estándares ígneos.

### III.1.3 Condiciones de medición.

El análisis cuantitativo se realizó en un espectrómetro secuencial de Rayos-X, Siemens SRS 200 (en el Instituto de Investigaciones Eléctricas de Cuernavaca, Mor.), utilizando un ánodo de cromo.

Se formaron dos grupos de elementos mayores, aquellos que son pesados y que en general se encuentran en mayores concentraciones (Fe, Si, Ti, Ca y K). A éstos les fue aplicada una potencia de 15 mA y 35 Kv, y para los elementos ligeros (Al, Mn, Mg, P y Na) de 40 mA y 40 Kv. Se usaron 4 cristales analizadores y un detector de gas (de flujo proporcional) cuya mezcla fue de 90%Ar y 10%CH<sub>4</sub>.

Las condiciones de medición (tipo de cristal, medio dispersivo de rayos-X, detector, colimador, etc.) se seleccionaron con el fin de obtener la mejor respuesta o máxima intensidad para cada elemento, tales condiciones son presentadas en la tabla IV.

De los 12 estándares de origen sedimentario, se eligieron aquellos que presentaban la máxima y mínima concentración de cada elemento, con el propósito de obtener espectrogramas y precisar las posiciones angulares de los fondos (bajo y alto) y picos, indicadas en la tabla V.

Respecto a las posiciones angulares de estándares ígneos fueron utilizadas las establecidas por M. Guevara en el IIE.

TABLA III  
ESTANDARES GEOQUIMICOS INTERNACIONALES DE SEDIMENTOS Y ROCAS IGNEAS

ANALISIS QUIMICO DE ESTANDARES SEDIMENTARIOS (%).

MUESTRA:	GSD-1	GSD-2	GSD-3	GSD-4
SiO <sub>2</sub>	56.48	69.94	71.34	52.68
TiO <sub>2</sub>	0.58	0.23	1.07	0.90
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.86	15.75	12.09	15.77
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.34	1.90	6.53	5.90
MnO	0.12	0.03	0.05	0.11
MgO	4.15	0.21	0.68	1.01
CaO	4.64	0.31	0.25	7.48
Na <sub>2</sub> O	3.49	3.10	0.32	0.29
K <sub>2</sub> O	2.78	5.18	2.44	2.16
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.34	0.04	0.14	0.11

MUESTRA:	GSD-5	GSD-6	GSD-7	GSD-8
SiO <sub>2</sub>	56.44	61.22	64.70	82.92
TiO <sub>2</sub>	0.90	0.78	0.75	0.61
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.47	14.17	13.46	7.70
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.83	5.85	6.50	2.20
MnO	0.15	0.13	0.09	0.04
MgO	0.96	2.98	3.08	0.26
CaO	5.30	3.85	1.66	0.26
Na <sub>2</sub> O	0.41	2.32	1.23	0.50
K <sub>2</sub> O	2.14	2.43	3.49	2.75
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.14	0.23	0.19	0.02

MUESTRA:	S-14	S-19	S-20	NIES
SiO <sub>2</sub>	35.82	33.69	58.68	44.96
TiO <sub>2</sub>	0.60	0.81	1.30	1.07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.68	11.9	9.4	20.04
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27.9	18.39	20.0	9.35
MnO	1.14	0.2	0.27	0.10
MgO	3.20	0.91	0.55	----
CaO	1.29	0.86	0.37	1.13
Na <sub>2</sub> O	0.25	----	----	0.77
K <sub>2</sub> O	0.35	0.33	0.25	0.82
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.1	0.22	----	0.32

TABLA III. (Continuación)

ANÁLISIS QUÍMICO DE ESTÁNDARES IGNEOS (2)

MUESTRA:	REN	RCK-1	JR-1	RIR-1
SiO <sub>2</sub>	38.39	54.53	52.69	47.94
TiO <sub>2</sub>	2.62	2.26	1.34	0.94
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.12	13.72	14.62	14.76
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.90	13.41	9.01	11.06
MnO	0.20	0.18	0.15	0.17
MgO	12.22	3.48	7.76	9.70
CaO	13.94	6.97	9.35	13.02
Na <sub>2</sub> O	3.20	3.30	2.79	1.63
K <sub>2</sub> O	1.40	1.70	1.42	0.017
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.06	0.36	0.26	0.021

MUESTRA:	BHVO-1	RCU-1	BR
SiO <sub>2</sub>	49.90	50.02	38.39
TiO <sub>2</sub>	2.69	1.70	2.61
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.85	14.66	10.25
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.23	9.37	12.90
MnO	0.17	0.15	0.20
MgO	7.31	9.23	12.35
CaO	11.33	10.14	13.37
Na <sub>2</sub> O	2.29	2.95	3.07
K <sub>2</sub> O	0.54	1.48	1.41
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.28	0.51	1.05

NOTA: La procedencia de los estándares es la siguiente: GSD-1 a GSD-8, originarios de China, son sedimentos de arroyo; S-14, S-19 y S-20 son sedimentos de arroyo y provienen de Sudáfrica; NIES es sedimento de lago y proviene de Japón. Todos los estándares igneos son rocas basálticas: RE-N y BR (Francia); RCK-1, RIR-1 y BHVO-1 (USA); JR-1 (Japón) y RCU-1 (México).

TABLE IV.

Condiciones de Medición para el análisis cuantitativo de Elementos  
Mayores en un Espectrómetro de Rayos-X.

Elemento	Tiempo (seg)	Cristal	Detector/ Colimador	Apertura	medio	Voltaje (Kv)	Corriente (mA)
Ti	20	Lif(100)	Flujo/0.15	no	vacío	35	15
Ca	20	Lif(100)	Flujo/0.15	si	vacío	35	15
Fe	40	Lif(100)	Flujo/0.15	si	vacío	35	15
Si	40	PET	Flujo/0.15	no	vacío	35	15
K	40	Lif(100)	Flujo/0.15	si	vacío	35	15
Al	40	PET	Flujo/0.15	no	vacío	40	40
Mn	200	Lif(100)	Flujo/0.4	filtro	vacío	40	40
Hg	200	ABP	Flujo/0.4	no	vacío	40	40
P	200	PET	Flujo/0.4	no	vacío	40	40
Na	200	TLAP	Flujo/0.4	no	vacío	40	40



TABLA V.

Posiciones Angulares del Espectro de Rayos X para el análisis  
de elementos mayores en muestras geológicas

Elemento	Fondo Bajo °2 $\theta$	Pico °2 $\theta$	Fondo Alto °2 $\theta$
Ti	83	86.185	90
Ca	109	113.115	116
Fe	55	57.495	60
Si	106	109.335	112
K	132	136.745	141
Al	141	145.354	147
Mn	61	62.950	65
Mg	133	136.600	139
P	87	89.70	93
Na	53	55.018	59

## III.2 CURVAS DE CALIBRACION

### III.2.1 Elaboración de las curvas de calibración.

La finalidad de elaborar curvas de calibración de elementos mayores en muestras geológicas, es la de relacionar un rango de concentraciones conocidas con sus correspondientes intensidades y así poder obtener concentraciones desconocidas de muestras similares. Las concentraciones de muestras patrón deberán cubrir los límites de interés para el análisis químico.

En este estudio se requirió preparar una serie de curvas para conocer el porcentaje en peso de los elementos mayores en 17 sedimentos y 6 muestras de roca ígnea de naturaleza oceánica, utilizando 19 estándares cuyas concentraciones se presentaron en la tabla III.

La elaboración de las curvas de calibración para el grupo ígneo, por un lado, y el grupo sedimentario por otro, se llevó a cabo mediante programas de cómputo (desarrollados y adaptados para muestras geológicas por M. Guevara en el IIE).

El espectrómetro que se manejó cuenta con un programa SPECTRAL 310 que automáticamente nos proporciona las intensidades netas de cada elemento. Estos valores se utilizaron para formar gráficas bivariadas (Intensidad medida vs Concentración conocida), correspondientes a cada elemento (ver Gráficas en el Apéndice). Estas gráficas están basadas en regresiones lineales, y de ellas se seleccionó el grupo de muestras que representaron el mejor coeficiente de correlación para la recta en cuestión, eliminando aquellas que mostraran una gran desviación o se encontraran fuera de dicha recta.

Posteriormente se crearon dos series de archivos, una para los sedimentos y otra para las rocas ígneas. Cada serie contiene los datos de los estándares: peso de la muestra, peso de la cera y/o fundente,  $H_2O$ -, dos lecturas del fondo bajo, pico y fondo alto. Estos archivos se encuentran asociados a un programa de cómputo que permite agrupar las muestras seleccionadas para cada elemento, además considera concentraciones diluidas y proporciona los coeficientes de la ecuación que define cada curva de calibración. Así, las ecuaciones determinadas se utilizaron para obtener las concentraciones desconocidas de las muestras oceánicas. El programa también calcula la desviación estándar y un porcentaje de error para las mediciones.

#### IV. RESULTADOS DE ELEMENTOS MAYORES EN SEDIMENTOS Y ROCAS IGNEAS MARINAS

##### IV.1 Presentación de resultados del Análisis Químico y Perfiles Geoquímicos. Pozos 487 y 488.

Los resultados analíticos de elementos mayores para las sustras de los pozos 488 y 487 se presentan en las tablas VI, VII y VIII. El análisis químico se efectuó en 17 lotes sedimentarios y 6 muestras de roca ígnea extrusiva a diferentes niveles de profundidad. Ocho muestras sedimentarias pertenecen al pozo 488 y el resto al pozo 487.

Las mediciones de todos los elementos en los estándares, tuvieron un porcentaje de error menor al 1% y los coeficientes de correlación en las curvas de calibración variaron de 0.9428 a 0.9998, asegurando que los resultados obtenidos en las muestras marinas son confiables.

En las muestras sedimentarias de ambos pozos se puede observar que en general, la suma total del porcentaje de óxidos mayores en cada análisis químico es bajo (tablas VI y VII). Esto se debe a que la pérdida por ignición ( $H_2O+$ ,  $CO_2$ , materia orgánica, etc.) en sedimentos marinos representa un importante porcentaje en peso de la suma de elementos mayores. En este estudio, no fue posible determinar la pérdida por ignición en las muestras sedimentarias debido a

que se presentó una resaca de la muestra (de alto contenido en hierro) con la cápsula de platino a 1050°C.

Diversos estudios sobre el análisis de sedimentos marinos (Emelyanov y Shirshov, 1977; Niemitz, 1983; Kurnosov, et al., 1983; Ross, 1985) permiten comparar estos resultados y observar que la pérdida por ignición o la determinación del  $H_2O+$  fluctúa desde el 7 al 20% en promedio.

Las figuras 8 y 9 muestran los perfiles geoquímicos de los sedimentos de los pozos 488 y 487 respectivamente. Sus concentraciones químicas ilustran las variaciones composicionales en dos condiciones diferentes de depósito, una de talud continental y la otra de planicie abisal.

Los perfiles del pozo 488 presentan un ligero incremento de Mn (0.48 a 1.50 %) y decremento de Al (20.06 a 16.10 %) hacia la base de la secuencia sedimentaria. Mientras que en el resto de los elementos no se manifiestan variaciones importantes, permaneciendo sus valores casi constantes a través del pozo.

Los resultados observados en los perfiles geoquímicos del pozo 487, demuestran que el contenido de todos los elementos son constantes hasta los 68.9 m de profundidad. Aproximadamente a los 108 m se presentan anomalías positivas de Fe, Mn, P y un ligero aumento de Ca, asociadas a anomalías negativas para el resto de los elementos. Un descenso de

ambas anomalías surge a la profundidad de 114 m, a partir de este nivel, comienza nuevamente un incremento en el contenido de Fe, Mn, P, así como del Mg y K, y un decremento para el Si, Ti, Al y Na.

Las variaciones en por ciento para los elementos que muestran anomalías son las siguientes: para el Fe de 6.81 a 15.75 %, para el Mn de 1.04 a 45.15 %, para el P de 0.14 a 1.09 %; por otra parte el Al tuvo un decremento de 19.62 a 5.01 %, el Ti de 0.55 a 0.20 % y el Si de 50.67 a 28.54 %

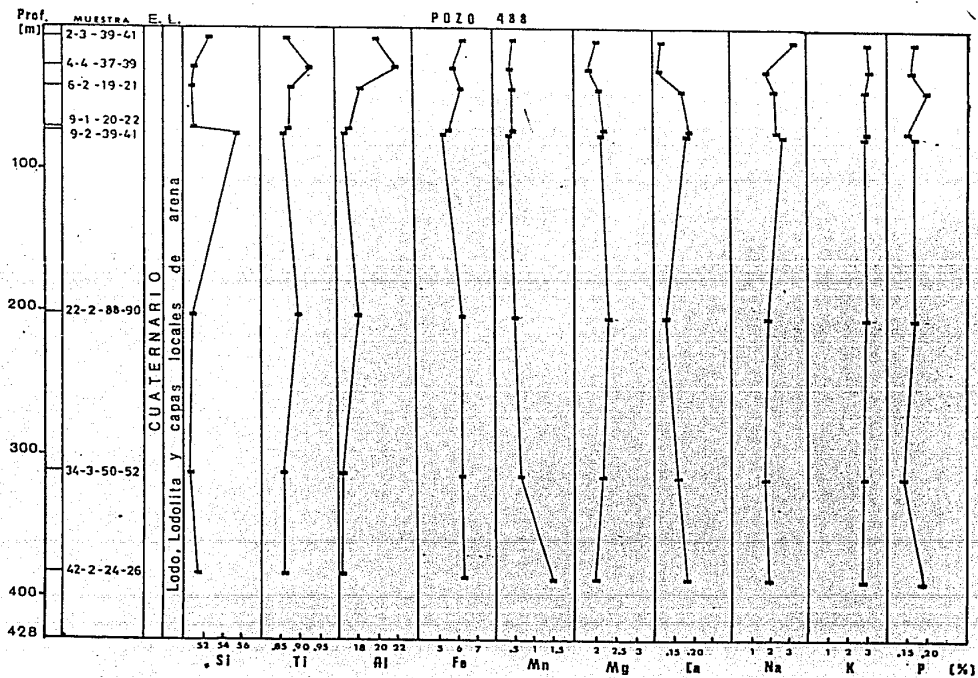


Fig. 8 Perfiles geoquímicos de los sedimentos depositados en la zona inferior del talud de trinchera.

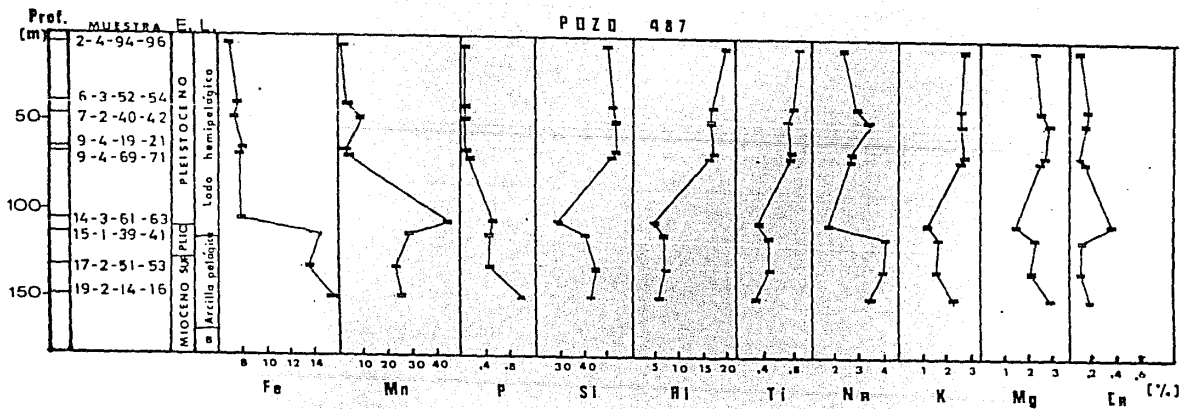


Fig. 9 Perfiles geoquímicos de los sedimentos depositados en la planicie abisal



TABLE VI.

Análisis Químico de sedimentos, pozo 488.

Muestra:	2-3-39-41	4-4-37-39	6-2-19-21	9-1-20-22
SiO <sub>2</sub>	52.66	50.85	50.41	50.64
TiO <sub>2</sub>	0.87	0.93	0.88	0.88
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.06	22.39	18.66	17.58
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.50	5.88	6.37	5.65
MnO	0.48	0.44	0.48	0.48
MgO	1.99	1.78	2.04	2.16
CaO	0.12	0.11	0.17	0.19
Na <sub>2</sub> O	3.24	1.80	2.36	2.39
K <sub>2</sub> O	2.60	2.69	2.54	2.58
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.17	0.16	0.20	0.15
H <sub>2</sub> O-	0.41	0.32	0.40	0.45
Total	89.10	87.35	84.51	83.15

TABLA VI. (Continuación)

Muestra:	9-2-35-41	24-2-88-90	34-3-50-52	42-2-34-26
Si <sub>2</sub> O	55.12	50.88	50.31	51.22
Ti <sub>2</sub> O	0.86	0.90	0.86	0.86
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.87	18.06	16.49	16.10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.27	6.25	6.34	6.36
MnO	0.43	0.50	0.65	1.50
MgO	2.08	2.23	2.12	1.95
CaO	0.18	0.13	0.16	0.18
Na <sub>2</sub> O	2.73	1.97	1.75	1.90
K <sub>2</sub> O	2.56	2.70	2.65	2.62
F <sub>2</sub> O <sub>2</sub>	0.17	0.17	0.14	0.19
H <sub>2</sub> O-	0.46	0.51	0.64	0.31
Total	86.73	84.30	82.01	83.19

Tabla VII.

Análisis Químico de sedimentos, poco 487.

Muestra:	2-4-94-96	6-3-52-54	7-2-40-42	9-4-19-21	9-4-69-71
SiO <sub>2</sub>	50.67	52.37	52.83	52.97	51.72
TiO <sub>2</sub>	0.83	0.80	0.75	0.78	0.77
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.62	16.54	16.11	16.94	15.55
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.81	7.41	7.04	7.99	7.51
MnO	1.04	2.03	3.46	2.05	2.13
MgO	2.34	2.56	2.89	2.70	2.55
CaO	0.08	0.16	0.12	0.08	0.12
Na <sub>2</sub> O	2.41	2.92	3.50	2.70	2.71
K <sub>2</sub> O	2.76	2.63	2.60	2.67	2.53
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.15	0.14	0.14	0.14	0.18
H <sub>2</sub> O-	0.20	0.25	0.18	0.73	0.32
Total	86.91	88.13	94.64	89.75	86.09

TABLA VII. (Continuación)

Muestra:	14-3-61-63	15-1-39-41	17-2-51-53	19-2-14-16
$\text{SiO}_2$	28.54	40.60	44.90	43.36
$\text{TiO}_2$	0.30	0.43	0.43	0.22
$\text{Al}_2\text{O}_3$	4.48	6.94	6.95	5.01
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	7.67	14.49	13.40	15.75
$\text{MnO}$	45.15	28.34	23.52	25.52
$\text{HgO}$	1.44	2.32	2.05	2.95
$\text{CaO}$	0.35	0.09	0.09	0.18
$\text{Na}_2\text{O}$	1.75	4.11	3.94	3.43
$\text{K}_2\text{O}$	1.10	1.67	1.54	2.27
$\text{P}_2\text{O}_5$	0.51	0.44	0.40	1.09
$\text{H}_2\text{O-}$	0.60	0.10	0.31	0.12
Total	91.89	99.53	97.53	99.90

TABLA VIII.

Análisis Químico de rocas ígneas. pozo 487

Muestra:	20-1-6-8	20-1-65-68	20-1-110-113
SiO <sub>2</sub>	49.07	48.94	48.43
TiO <sub>2</sub>	0.80	0.82	0.79
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.30	16.52	16.56
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.63	9.17	8.87
MnO	0.12	0.13	0.13
MgO	6.79	8.15	7.66
CaO	12.52	12.55	12.46
Na <sub>2</sub> O	2.34	2.12	2.39
K <sub>2</sub> O	0.16	0.15	0.14
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.99	0.92	0.94
H <sub>2</sub> O-	0.01	0.01	0.01
H <sub>2</sub> O+	0.02	0.01	0.02
Total	99.05	99.49	98.40

TABLE VIII. (Continuación)

Muestras:	20-2-44-46	20-2-65-66	21-CC-14-17
SiO <sub>2</sub>	49.01	49.20	47.16
TiO <sub>2</sub>	0.84	0.79	0.84
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.04	17.34	17.74
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.38	8.79	9.42
MnO	0.14	0.13	0.14
MgO	6.79	7.61	6.74
CaO	12.79	12.48	13.15
Na <sub>2</sub> O	2.55	2.50	2.50
K <sub>2</sub> O	0.16	0.14	0.17
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.91	0.86	0.91
H <sub>2</sub> O-	0.01	0.01	0.02
H <sub>2</sub> O+	0.02	0.01	0.02
Total	99.64	99.86	98.81

#### IV.2 Diagramas de comportamiento geoquímico aplicados a sedimentos marinos de la TMA.

Los resultados de un análisis químico se pueden manejar desde diversos puntos de vista. incluyendo: diagramas de variación entre óxidos mayores, diagramas ternarios simples, diagramas tetragonales y diagramas multielementales, entre otros. Estos diagramas se han aplicado a una diversidad de materiales tanto ígneos como sedimentarios, teniendo una mayor profusión los empleados en la interpretación de rocas ígneas. Esto se debe posiblemente a que las rocas sedimentarias y sedimentos son más complejos en su composición química y por lo tanto, sus análisis son generalmente más delicados.

No obstante, se conocen algunos diagramas útiles en la interpretación de datos analíticos de sedimentos, como el de La Roche (1972) y el de Moine (1974) en los cuales se graficaron los resultados obtenidos, a fin de observar sus tendencias composicionales.

El primero es el diagrama ternario  $SiO_2(k) - Fe_2O_3 + TiO_2 + CaO - Al_2O_3$ , denominado "Triángulo de rocas totales" por de La Roche, 1972 (Fig.10). Este diagrama nos permite hacer un reconocimiento global de la composición en diferentes dominios sedimentarios. El empleo de estos parámetros químicos para el conjunto de rocas

comunes, se debe a que la suma de  $Al_2O_3 + [Fe_2O_3 \text{ total} + TiO_2 + CaO] + k/100SiO_2$  es aproximadamente igual a una constante K, que varía entre 70 y 73 %. Los óxidos están expresados en porcentajes en peso.

En el diagrama ternario cuatro dominios están presentes: el de sílice libre, el de hidróxidos de aluminio, el de carbonatos-óxidos-sulfuros y el de los silicoaluminatos; así como una distribución mineralógica que nos permite observar tendencias de composición más particulares.

En el diagrama de la figura 10 se presentan los datos químicos graficados de los pozos 488 y 487. Los sedimentos depositados al pie del talud de trinchera llevan una tendencia hacia el campo de las illitas, mientras que los sedimentos hemipelágicos de la planicie abisal (muestra 2-4-94-96 a la 9-4-69-71) conservan una tendencia hacia la zona de las cloritas y el resto de la secuencia se encuentra en el dominio de los óxidos (área cercana a las glauconitas)

El comportamiento químico de los sedimentos marinos se reafirma en un segundo diagrama (Fig. 11), el cual relaciona los siguientes elementos mayores representados en forma catiónica:  $K/(Al-Na)$  vs.  $Fe+Mg/(Al-Na)$  (de Moine, 1974). Este diagrama permite conocer la fase arcillosa de los sedimentos de acuerdo a las concentraciones de estos elementos y sitúa zonas más discriminativas de los grupos arcillosos.



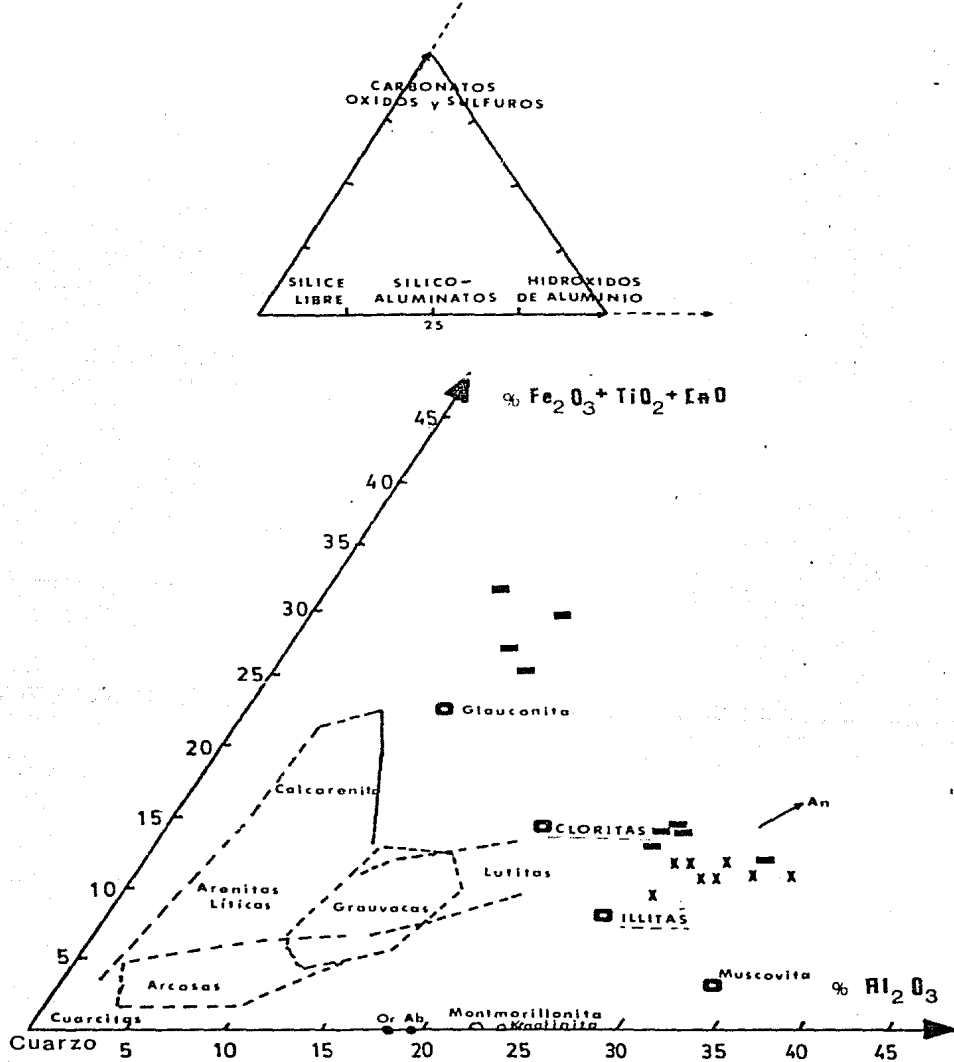


Fig. 10 El diagrama ternario de La Roche (1972) indica los diferentes dominios sedimentarios y señala las ten composicionales de las muestras del pozo 488 ( X ) y del pozo 487 ( = ).

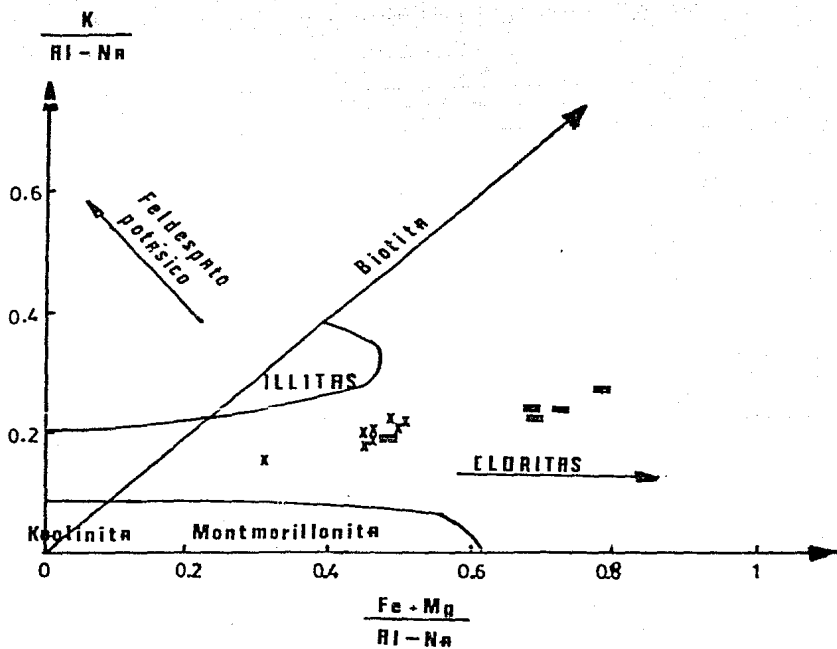


Fig. 11 El diagrama de Moine (1974) muestra el comportamiento geoquímico de las muestras en estudio; para los pozos 488 ( x ) y 487 ( = ).

#### IV.3 Diagramas de clasificación y asociación magmática para las rocas ígneas del pozo 487.

Los criterios esenciales para clasificar una roca ígnea son cuatro: las características observadas en el terreno, la composición química, el contenido mineralógico y sus relaciones texturales. Tomando en cuenta que el primero es de carácter muy general, que la mineralogía de una roca está en función de su composición química y que sus relaciones texturales están condicionadas a la temperatura y presión reinantes durante la formación de la roca, las clasificaciones más utilizadas son aquellas que están basadas cuantitativamente en la composición química de las rocas ígneas.

Existen dos categorías de diagramas, los que clasifican a las rocas de acuerdo a los principales familias de estas y los que permiten la discriminación de series magmáticas que nos muestran tendencias de evolución a través de curvas. Con los datos analíticos de las 6 muestras de roca oceánica (Tabla VIII.) se construyeron diversos diagramas de ambas categorías.

#### IV.3.1 Diagrama Q-P de Debon-Le Fort (1983)

El diagrama de nomenclatura para rocas ígneas plutónicas y sus equivalentes extrusivos de Debon-Le Fort (1983) está basado en datos analíticos de elementos mayores. Se fundamenta en el diagrama normativo cuarzo-plagioclasas-feldespatos potásico, que es la base de las clasificaciones de Streckeisen (1976b). Este diagrama está constituido de dos parámetros  $Q=Si/3-(K-Na+2Ca/3)$  y  $P=K-(Na+Ca)$ , y cada elemento está expresado en átomos-gramo ( $\times 1000$ ) en 100 g de roca o mineral (la transformación catiónica se puede encontrar en Debon-Le Fort, 1983.) Las muestras de la planicie abisal se graficaron en el diagrama Q-P (Fig. 12), y nos indica que pertenecen a la familia de rocas basálticas.

#### IV.3.2 Diagrama $R_1-R_2$ de La Roche et al. (1980)

El diagrama bivalente  $R_1 - R_2$  incluye todos los elementos mayores expresados en su forma catiónica (porcentaje de óxidos a milicaciones). Deriva del tetraedro clásico de Yoder y Tilley (1962), (citado en La Roche et al., 1980) y contiene en sus polos [Fig. 13 (a)] los siguientes parámetros:

Cuarzo (Q) =  $Si + 3Al/4 - (Mg+Fe+Ti)/2 - 3Ca/2 - 7(Na+K)/4$   
 Olivino (P) =  $3Al/4 + 3(Mg+Fe+Ti)/2 - 3Ca/2 - 3(Na+K)/4$   
 Biópsida (B) =  $-2Al + 4Ca + 2(Na+K)$   
 Nefelina (N) =  $3Al/2 + 3(Na+K)/2$

que corresponden a una transformación químico-mineralógica de las fórmulas de los minerales normativos a cationes. En este tetraedro un plano crítico de saturación de sílice está presente (BP) y cuando la función  $F=4Q-8N/3$  es convertida a milicaciones e igualando a cero, da lugar a

$$F = 4Si - Al - 2(Mg+Fe+Ti) - 6Ca - 11(Na+K) \quad (\text{Roche et al., op.cit.}).$$

Esta función puede convertirse a otra de la forma

$$F = R_1 - R_2 \quad \text{en donde } R_1 = 4Si - 11(Na+K) - 2(Fe+Ti) \text{ y}$$

$R_2 = 6Ca + 2Mg + Al$  que constituyen los parámetros del diagrama bivariente de La Roche. El plano crítico ( $R_1 = R_2, F=0$ ) es proyectado a lo largo de una línea bisectriz del diagrama.

En base a una distribución estadística, el diagrama de clasificación está dividido en casillas y es aplicable a rocas volcánicas y plutónicas. Sucesivas franjas dividen dos campos, uno básico y otro ácido, separados por una banda andesítica o de composición intermedia.

La Roche et al. (1980) consideran que la red para las rocas basálticas (saturadas y subsaturadas) es una de las más extensas y mejor definidas. Esto se observa con las rocas en estudio, en donde el diagrama de la figura 13(b) nos indica que son basaltos telefticos. Como observación, la muestra que pertenece a la zona más profunda del pozo 487 (21-CC-14-17) se encuentra en un campo menos diferenciado que el resto.

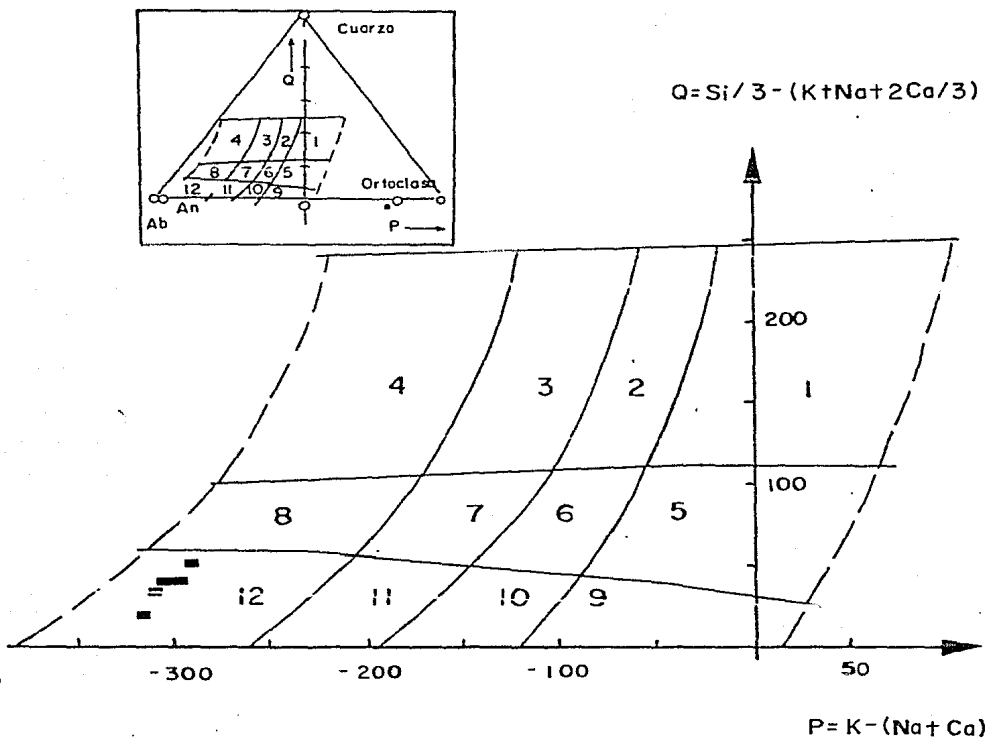
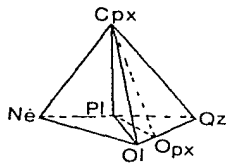
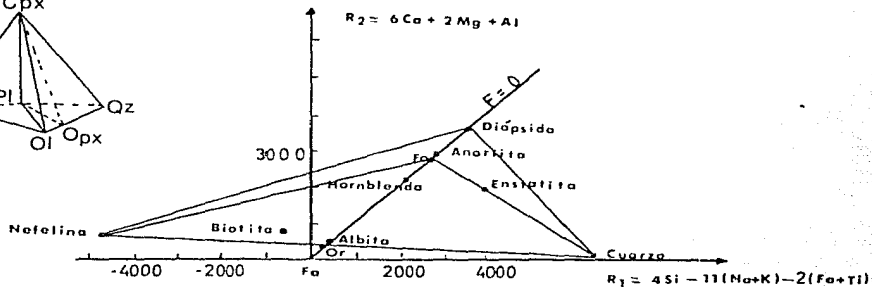


Fig.12 El diagrama Q-P de Debon-Le Fort (1983) presenta la siguiente nomenclatura correspondiente a rocas ígneas volcánicas: (1)riolita, (2)delenita, (3)riodacita, (4)dacita, (5)traquita de cuarzo, (6)latita de cuarzo, (7)latiandesita de cuarzo, (8)andesita de cuarzo, (9)traquita, (10)latita, (11)latibasalto, (12)basalto.



a)



b)

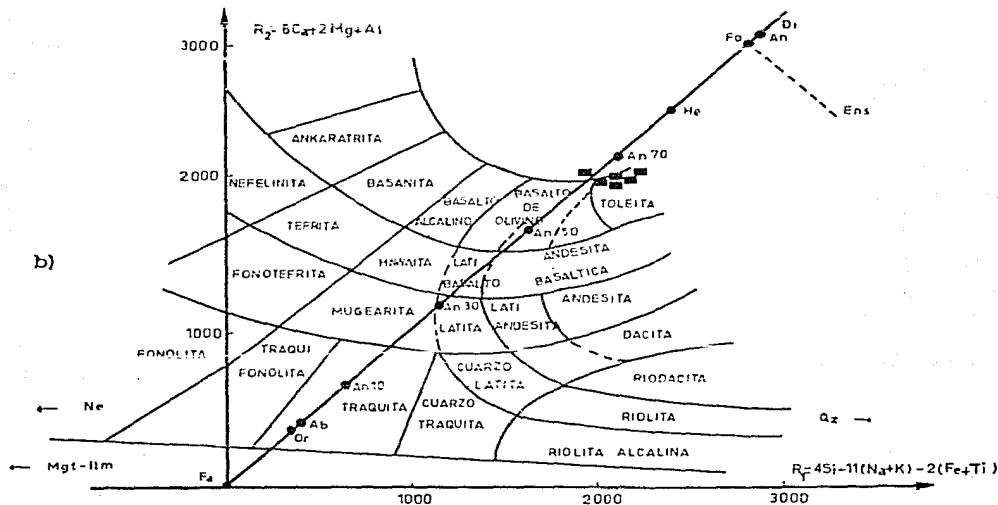


Fig. 13 a) El diagrama químico-mineralógico  $R_1 - R_2$  (de La Roche, et al., 1980) deriva del tetraedro clásico de Yoder y Tilley. La bisectriz del diagrama constituye la línea crítica de saturación de sílice. Solo se ilustra la ubicación de algunos minerales esenciales.

b) Diagrama  $R_1 - R_2$  subdividido en rejillas, ilustra la nomenclatura de las rocas volcánicas, así como el carácter toleítico de las rocas en estudio.



#### IV.3.3 Diagrama $\text{SiO}_2/\text{Na}_2\text{O}$

Solo conociendo las características mineralógicas y principalmente químicas, se puede definir claramente la serie o asociación magmática a la que pertenecen las rocas.

Utilizando un diagrama clásico de variación química, denominado diagrama de Harker (1909), en donde los óxidos son graficados contra el  $\text{SiO}_2$ , nos permite confirmar la serie correspondiente a los basaltos de la placa oceánica.

En el diagrama de la figura 14 se puede observar que las muestras presentan una relación baja de alcalia contra sílice, característica química particular de la serie toleítica.

#### IV.3.4 Diagrama $\text{SiO}_2/\text{K}_2\text{O}$

Las relaciones entre el contenido de  $\text{SiO}_2$  (%) y  $\text{K}_2\text{O}$  (%) en las rocas basálticas de la TMA se observan en el diagrama  $\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$  (Fig.15), utilizado por Peccerillo y Taylor (1976). Las líneas divisorias del  $\text{K}_2\text{O}$  marca los límites entre diferentes series (toleítica, calcoalcalina, calcoalcalina de alto K y shoshonítica) y nos muestra que las rocas forman parte de la serie toleítica de bajo contenido potásico, el cual fue menor al 0.2%.

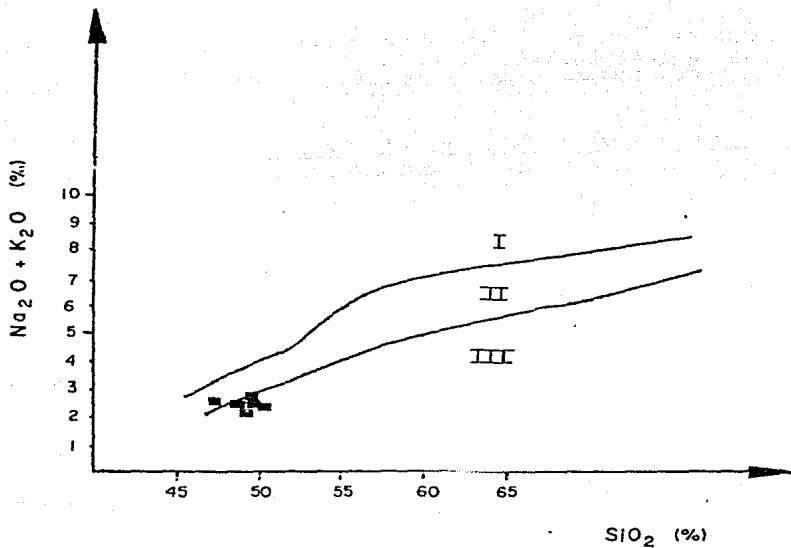


Fig.14 Diagrama Alcalis vs. SiO<sub>2</sub> (utilizado por Kuno, 1966) muestra las series de diferenciación magmática: I) serie alcalina, II) serie calco-alcalina III) serie toleítica.

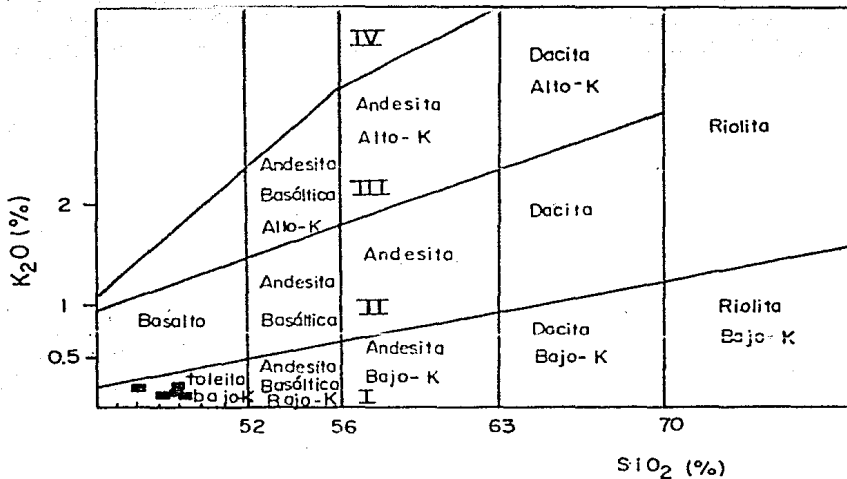


Fig.15 Diagrama que relaciona el contenido de  $K_2O$  vs.  $SiO_2$  marca los límites entre: (I) serie tofeítica, (II) serie calco-alcalina, (III) serie calco-alcalina de alto K y (IV) serie shoshonítica.

#### IV.3.5 Diagrama ternario MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-FeO.

Pearce et al. (1977) dieron a conocer un método gráfico que relaciona la química de tres elementos mayores (MgO-FeO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, hierro total expresado como FeO) con diferentes ambientes tectónicos para rocas volcánicas básicas e intermedias. Con un extenso archivo de datos analíticos de rocas extrusivas, de diferentes edades y distribución geográfica, determinaron 5 ambientes tectónicos incluidos en el diagrama ternario: dorsal y piso oceánico, orogénico (arcos de isla y márgenes continentales activos), continental, islas oceánicas (intraplaca) y centros de expansión (islas interplaca).

Este diagrama (Fig.16) sitúa claramente el ambiente tectónico del cual derivan las rocas en estudio. Los datos analíticos graficados caen en la zona del piso y dorsal oceánico y límite del ambiente orogénico (margen continental activo).

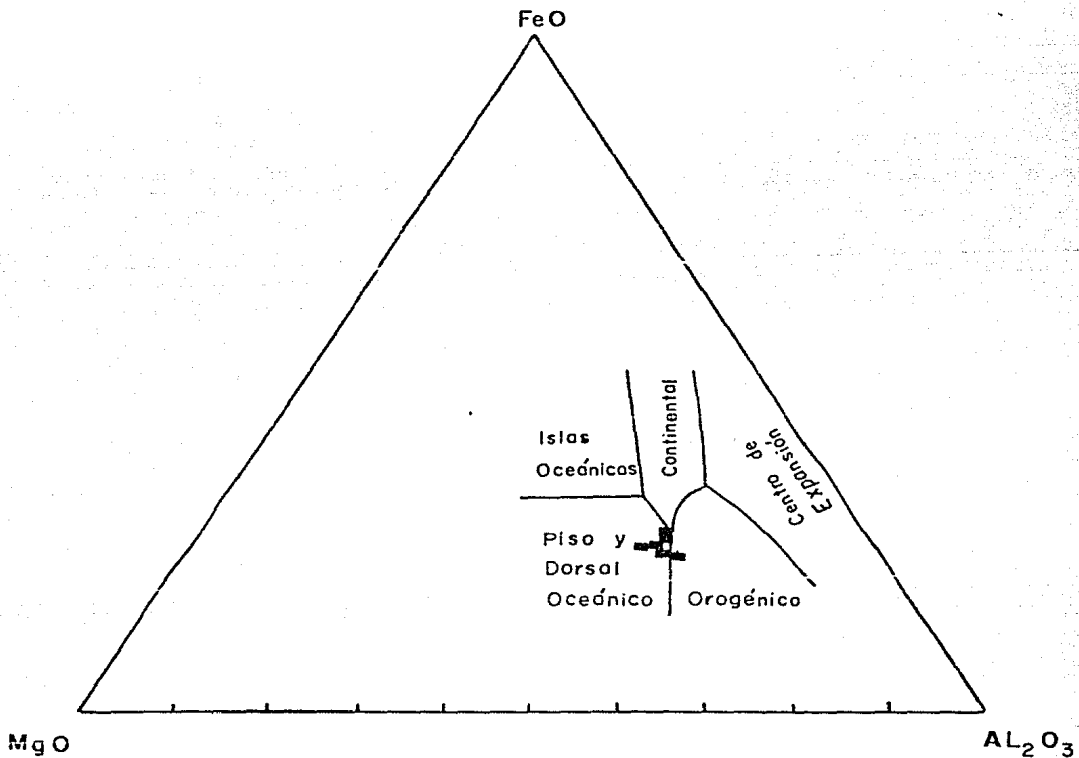


Fig.16 Diagrama ternario que relaciona 5 diferentes ambientes tectónicos y la química de 3 elementos mayores (MgO-FeO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), utilizado solo para rocas extrusivas básicas e intermedias (de Pearce et al., 1977).

## V. DISCUSION DE RESULTADOS

La confiabilidad de los resultados obtenidos a través de cualquier método de análisis, generalmente se basa en un gran número de pruebas experimentales, así como de su comparación con otras técnicas. La validación del análisis químico en muestras geológicas por el método de fluorescencia de rayos-X, está apoyada en los análisis efectuados en el IIE por Guevara y Verma (1985, 1986, 1987), quienes iniciaron con múltiples ensayos de laboratorio (en estándares geoquímicos de referencia internacional), la selección en la preparación de las muestras, las condiciones instrumentales apropiadas, así como la comparación de métodos para el análisis químico cuantitativo. Estos métodos son el de comparación directa (Intensidad-Concentración), el cual fue utilizado en el presente estudio, y el de corrección por efecto de matriz, descritos en Guevara y Verma (1985), demostrando que el primero da mejores resultados que este último.

La estimación en exactitud y precisión del método de comparación directa fueron definidas a partir de las divergencias en datos obtenidos de muestras patrón respecto a las recomendadas en literatura, teniendo así una exactitud del 6 % y una precisión del 1 % (Guevara y Verma, 1986).

Los patrones geoquímicos empleados para obtener las curvas de calibración fueron analizados a través de métodos por vía húmeda (fotometría de flama y colorimetría) por Domínguez (1986). Esto permitió comparar las ventajas y desventajas que ofrece el método por fluorescencia de rayos-X en muestras geológicas.

Las principales ventajas son: la rapidez para obtener un análisis multielemental simultáneo, detecta desde ppm hasta >100 de concentración del elemento, las formas de preparación de la muestra permiten reproducibilidad de mediciones, posee una alta precisión, entre otras. No obstante, la fotometría de flama es un equipo no costoso, fácil de conseguir y es un método muy eficaz para el análisis de elementos como el Na, K y Ca.

Debido a que las muestras en estudio pertenecen a dos condiciones oceánicas de depósito diferentes, su discusión se llevó a cabo de acuerdo a la naturaleza de la muestra.

#### Sedimentos marinos, pozo 488.

McMillen y Bachman (1981) consideran que la zona de acreción inferida en la TMA se formó principalmente por el empuje y elevación de depósitos de trincheras a lo largo del interior del talud, más que por el transporte o acarreo ('scrap') de sedimentos oceánicos. Estos dos mecanismos, se piensa, intervinieron en la depositación de los sedimentos del

pozo 488, por una parte la unidad superior carece de evidencias de depósitos turbidíticos, sus estratos no manifiestan deformaciones, por lo tanto se ha interpretado como una secuencia de sedimentos hemipelágicos que provienen directamente del continente (Watkins et al., 1981), mientras que en la segunda unidad, las arenas encontradas a 312 m de profundidad fueron definidas como arenas de trinchera (por su similitud con las del pozo 486), cuya dinámica de depósito propuesta por McMillen y Bachman (op.cit.) fue la siguiente: los sedimentos depositados en la trinchera fueron separados de la placa descendente a través de movimientos tectónicos de ascenso, incorporándose a la zona de acreción (Fig. 17). Cálculos de las velocidades de elevación fueron realizados a partir de la acumulación sedimentaria y control batimétrico, encontrándose para los sedimentos del pozo 488 las más altas, desde 400 a 500 m/m.a. y decreciendo hasta 200 m/m.a. o menos en los pozos 491 y 492 (Moore et al., 1979).

Los datos analíticos y perfiles geoquímicos obtenidos de los lodos del pozo 488, representan la composición química de la zona más baja del talud de trinchera, indicando ligero aumento de Mn y descenso de Al en los depósitos basales. Observando las variaciones de estos datos, en general son compatibles con el análisis promedio de sedimentos cuyos constituyentes esenciales son silicocaluminatos (Pettijohn, 1975).



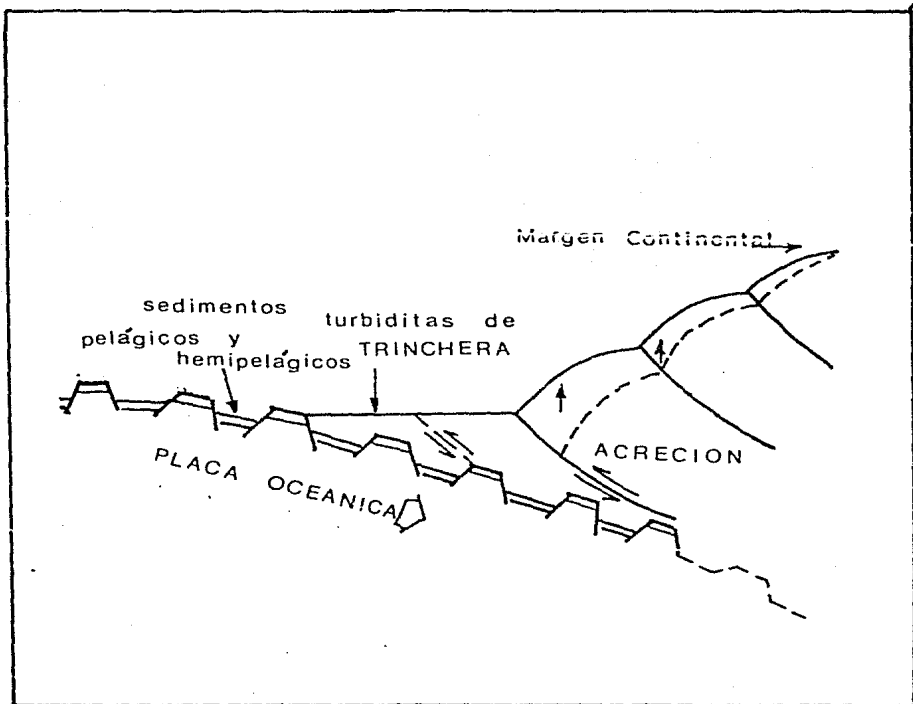


Fig. 17 Modelo expuesto por Mc Millen y Bachman (1981), que explica la dinámica de formación para la zona de acreción.

Por otro lado, los diagramas de las figuras 10 y 11 permitieron conocer el comportamiento químico de la fase arcillosa de los sedimentos, mostrando una tendencia hacia el campo de las illitas. En los trabajos de Weaver (1979) sobre estudios de minerales arcillosos, se describen los diversos modos de formación de las illitas en el ambiente marino: éstas se pueden formar por el intemperismo de feldespatos potásicos y quizá precipitación directa, durante la diagénesis de montmorillonita o como detritos que derivan de rocas de alto grado metamórfico.

Es muy probable que la tendencia hacia el campo de las illitas, en los sedimentos del pozo 488, se deba al producto de procesos diagénéticos en detritos que derivaron en una primera instancia de rocas de alto grado metamórfico. El apoyo a esta sugereencia es tomando en cuenta los siguientes aspectos: La fuente de origen de los sedimentos que se han acumulado en la trinchera y cubierta del talud, proviene de de las arenas del margen de Guerrero, compuestas principalmente por fragmentos de rocas metamórficas y plutónicas (Bachman y Leggett op.cit.) siendo la vía de transporte el cañon Ometepec. Los procesos diagénéticos se ven favorecidos porque los sedimentos se encuentran ubicados en la zona de mayor actividad tectónica, esto es, presenta los mayores esfuerzos (por una parte el empuje entre las placas y por otra el de

ascenso), las máximas velocidades de incorporación sedimentaria al prisma acrecionario, además posee una columna hidroestática de 4254 m y una secuencia de 438 m.

#### Sedimentos marinos, pozo 487.

Importantes son los análisis químicos como una guía para establecer diferentes depósitos sedimentarios. A pesar del número reducido de muestras se puede apreciar claramente en los perfiles geoquímicos del pozo 487 que todas las anomalías marcan el cambio litológico de lodo hemipelágico a arcilla pelágica. La variación en el tipo de sedimentación se explica considerando que las arcillas pelágicas fueron depositadas en el piso oceánico próximo a la dorsal (desde el Mioceno), mientras que los lodos hemipelágicos que cubren a los anteriores lo fueron en una zona más cercana al continente.

Aproximadamente a los 107 m de profundidad (zona basal del lodo hemipelágico), los sedimentos presentan un enriquecimiento de Fe, Mn y P, unido a un descenso en Al y Ti principalmente. Esta relación está considerada como una característica particular de sedimentos metalíferos del Pacífico (Leggett, 1981).

Las más altas concentraciones de Fe y Mn en la unidad pelágica (muestras 14-3-61-63, 15-1-39-41, 17-2-51-53 y 19-2-14-16) se pueden explicar por la interacción de diversos factores presentes en la depositación de elementos metálicos,

encontrados en sedimentos adyacentes a centros de expansión. La acumulación de estos elementos se atribuye a la circulación del agua de mar a través de fracturas en el material basáltico, que al percolar es calentada y retornada a la superficie, lixivando sílice, hierro y manganeso, así como otros iones en solución. La situación más común es que el agua caliente enriquecida de estos iones encuentra el agua oxigenada y fría del piso marino. Bajo esta condición el ion de Fe se deposita debido a su rápida velocidad de oxidación y baja solubilidad; por su parte el Mn al oxidarse más lentamente y poseer un poco más alto grado de solubilidad en agua marina se deposita más tardíamente (Bonatti, 1978).

Por otra parte, en los diferentes diagramas de las figuras 10 y 11 se observó el comportamiento químico del lodo hemipelágico, su tendencia hacia el campo de las cloritas nos puede señalar que quizá se esté produciendo una degradación de cloritas detríticas, siendo éste uno de los mecanismos de formación de las cloritas en el fondo marino (Weaver op.cit.). El apoyo a esto es que posee la misma procedencia sedimentaria, la cual se describió anteriormente. Respecto al comportamiento de las arcillas pelágicas se puede mencionar que su ubicación cercana al área de las glauconitas (en la figura 10) nos muestra una posible formación de éstas. Las bases para proponer la formación de glauconitas es que se forma únicamente en aguas marinas, requiere de condiciones reductoras, sectores de sedimentación lenta y que estén

constituidos por lóngos de fondo ricos en hierro. De acuerdo a los estudios de Takahashi (1939)(citado en Pettijhon, 1975) la glauconitización es un proceso de transformación submarina, que al parecer consiste en la hidratación de la sílice, absorción de bases y pérdida de alúmina, este último punto quizá se pueda asociar al descenso de Al que se observa en el perfil geoquímico del pozo 487.

Observando dentro de un mismo contexto las variaciones químico-mineralógicas de los sedimentos (pocoo 487 y 488) a través de los diagramas propuestos, se puede apreciar una posible evolución en cuanto a la composición de las arcillas. La línea evolutiva se inicia con sedimentos de tendencia illítica que da paso a las cloritas hasta llegar a una composición cercana a las glauconitas. Este cambio es consistente en cuanto a edad y fuente de los sedimentos, ya que los más jóvenes y más cercanos al continente se manifiestan hacia las illitas mientras que los más antiguos y pelágicos convergen hacia la glauconita. Este comportamiento quizá se pueda atribuir a una transformación de las arcillas en función del tiempo, siguiendo la secuencia montmorillonita-illita-clorita-glauconita.

### Rocas ígneas extrusivas de la corteza oceánica, pozo 487

El riguroso estudio petrográfico de Dairiev (1981) dio a conocer que las rocas oceánicas recuperadas del pozo 487 pertenecen a dos grupos: 1o.) basaltos porfídicos y aóricos de olivino y plagioclasa; 2o.) basaltos porfídicos de plagioclasa. Su constitución mineralógica general es la siguiente: fencristales de olivino y/o plagioclasas (oóicas) contenidos en una matriz microlítica y pilotaxítica, la cual consiste de granos de plagioclasa, clinopiroxenos, titanomagnetita, espinela y vidrio volcánico.

Los datos analíticos junto con los diagramas de clasificación y asociación magmática mostrados en el capítulo anterior, confirman que las rocas forman parte de la familia de basaltos toleíticos, de bajo contenido potásico.

El análisis químico (Tabla VIII) caracteriza a las rocas por presentar un déficit en el contenido de sílice y álcalis, y altas concentraciones en hierro, aluminio y calcio. Estos aspectos designan a las rocas marinas como basaltos toleíticos de alto contenido en alúmina.

Las investigaciones petroquímicas en basaltos nucleados de diversas morfoestructuras del Pacífico (centro de expansión Galápagos, Falla Transforme Siqueiros, flancos de la dorsal Pacífica Oriental), indican que se pueden presentar las siguientes rocas de la serie toleítica: basaltos de alta

alúmina, basaltos normales y Fe-basaltos. En particular, se piensa que los basaltos de alta alúmina en un ambiente de trincheras, constituyen los miembros más diferenciados de la serie teleítica (Dmitriev, 1981).

Finalmente, en el diagrama ternario de la figura 16, tres oxidos mayores confirman la procedencia de las muestras en estudio, con lo cual se puede decir que el ambiente tectónico es determinante en la química de las series volcánicas. Los estudios de Pearce et al. (1977) mencionan que el ambiente tectónico regional es más importante que las condiciones locales para definir el carácter químico de las rocas extrusivas.

## C A P I T U L O V I .

### CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES



## VI. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

### CONCLUSIONES

1.- La fluorescencia de rayos-X es un buen método para el análisis químico en muestras geológicas respecto a otras técnicas (vía húmeda). Sin embargo, su rapidez y precisión están supeditadas a las facilidades con las que cuente el lugar en donde se realice el análisis, tales como: en la preparación de las muestras, el uso de estándares de referencia geoquímica internacional y programas de cómputo que permitan calcular las concentraciones de muestras desconocidas.

2.- Durante el análisis químico de muestras marinas se establecieron satisfactoriamente:

- a) las condiciones óptimas de medición en el equipo de rayos-X.
- b) la selección de muestras patrón para elaborar las curvas de calibración.
- c) el análisis químico de los sedimentos y rocas ígneas marinas.

3.- Las interpretaciones geológicas basadas en datos analíticos, en gran parte dependen de la confiabilidad de los análisis químicos, ya que éstos:

- a) forman la base de los diagramas que mejor definen la nomenclatura y asociaciones magmáticas de las rocas ígneas.
- b) son el principal apoyo para establecer las tendencias de composición sedimentaria.
- c) muestran las variaciones composicionales a través de pozos nucleados.
- d) constituyen una importante guía para definir los cambios de depósito en una secuencia sedimentaria.

4.- Los perfiles geoquímicos marcan las variaciones de composición a profundidad en los núcleos sedimentarios, en donde las principales anomalías positivas (Mn y Fe) señalan la presencia de sedimentos metalíferos en la IMA.

5.- La exposición de diagramas como una aplicación al análisis de sedimentos (pozo 488 y 487), indican las siguientes tendencias: illítica, clorítica y glauconítica. De lo cual se sugiere sean producto de procesos diagenéticos en los dos primeros casos y una tentativa formación de glauconita en el último.

6.- El estudio químico de los basaltos oceánicos y su representación en diversos diagramas, demuestran su carácter toleítico de alto contenido en sílice y bajo en potasio. Esta particularidad cataloga a las rocas del piso oceánico como los miembros más diferenciados de la serie toleítica (Umitriev, 1981).

## RECOMENDACIONES

1.- Diversos trabajos de investigación geológica, no solo marina, están apoyados en datos químicos, por ello, es recomendable que el investigador en Ciencias de la Tierra conozca las ventajas y limitaciones de diversas técnicas de análisis. Esto dará lugar a tener un mejor criterio en su elección.

2.- Sería conveniente realizar un análisis estructural de los sedimentos marinos para definir más claramente las formaciones arcillosas. Esto podría ser por medio de difracción de rayos-X y microsonda.

3.- Para una investigación más completa, se recomienda realizar estudios geoquímicos en los pozos adyacentes, y así correlacionar las variaciones de composición a través de la TMA.

4.- Por otra parte es conveniente evaluar la zona de sedimentos metalíferos, para conocer si es potencialmente económico el depósito.

## B I B L I O G R A F I A

## BIBLIOGRAFIA

- ABBEY S., 1983. Studies in "Standard samples" of Silicate Rocks and Minerals 1969-1982. Geological Survey of Canada, Paper 83-15.
- ANGINO, E.E., M.R. BRYANT and J.L. HARDING, 1972. Trace element geochemistry of carbonate sediments, Yucatan shelf, Mexico, in Contribution on the Geological and geophysical oceanography of the Gulf of Mexico (editors, R. REZAK and U.J. HENRY). Texas A and M University Oceanographic Studies, 3: 281-290.
- BACHMAN, S.R., J.K. LEGGETT, 1981. Petrology of Middle America Trench and trench slope sands, Guerrero margin, Mexico. Init. Repts. DSDP, 66: 429-436.
- BIRKS, L.S., 1969. X-Ray Spectrochemical Analysis, in Chemical Analysis (editors, P.J. ELVING and I.M. KOLTHOFF), Interscience Publishers, Inc., USA, 11: 143 pp.
- BONATTI, E., 1978. The origin of metal deposits in the oceanic lithosphere. Sci.American, Feb.:54-61.
- CADET, J.P., Y. THISSE, A. POUCKET, J.M. BARDINZIEFF and J.E. STEPHAN, 1981. Thefra from Deep Sea Drilling Project Leg 66: Middle America Trench transect (southern Mexico). Init. Repts. DSDP, 66: 687-693.
- CULLITY, B.D., 1978. Chemical Analysis by X-ray Spectrometry,

- in Elements of X-Ray Diffraction, Addison-Wesley Publishing Company, Inc., 2nd.ed., USA, 421-446.
- DAVIES, T.A. and W.W. HAY, 1981. Drilling ocean margins in offshore sediments. Geotimes, 26: 19-21.
- DERON F. and P. Le FORT, 1983. A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. Transactions of the Royal Society of Edinburg: Earth Sciences, 22: 135-149.
- DMITRIEV, Y.I., 1981. Petrology and origin of basalts of the Middle America Trench, southern Mexico transect. Init. Repts. USRP, 66: 703-710.
- DOMINGUEZ, P.G.F., 1980. Evaluación de las técnicas de Fotometría de flama y Colorimetría para el análisis de algunos elementos en muestras internacionales de referencia geoquímica. Tesis de licenciatura. UAEM.
- DYMOND, J., J.R. CORLISS and STILLINGER, 1970. Chemical composition and metal accumulation rates of metalliferous sediments from sites 319, 320 and 321. Init. Repts. USRP, 34: 575-588.
- EMELYANOV E.M. and P.P. SHIRSHOV, 1977. Geochemistry of sediments in the western central Atlantic, USRP. Leg 39. Init. Repts. USRP, 39: 477-492.
- FREY, F.A., W.B. BRYAN and G. THOMPSON, 1974. Atlantic ocean floor: Geochemistry and Petrology of basalts from Legs 2 and 3 of the Deep-Sea Drilling Project. J. Geophys. Res., 79: 5507-5527.

- GUEVARA, M. y S.P. VERMA, 1985. Comparison of Matrix-Effect Correction and Direct Intensity-Concentration Relationship methods for major element analysis of geological materials by X-Ray Fluorescence Spectrometry. X-Ray Spectr. (en revisión).
- GUEVARA, M. y S.P. VERMA, 1986. Desarrollo del método de Fluorescencia de Rayos-X para el análisis de rocas. Bolet. Inst. Inv. Eléctr. (en preparación).
- GUEVARA, M. y S.P. VERMA, 1987. Análisis de Elementos mayores en rocas por Fluorescencia de Rayos-X: Método de Comparación Directa. Bolet. Inst. Inv. Eléctr. (en revisión).
- GRECHIN, O.I., K.A. PISCIDITO, J.J. MAHONEY and S.N. GORUSEVA, 1981. Neogene siliceous sediments and rocks off southern California and Baja California, Deep Sea Drilling Project Leg 63. Init. Repts. DSDP. 63: 579-589.
- HARKER, A., 1909. The Natural History of igneous rocks. New York: Macmillan.
- JOHNSON, W.M. and J.A. MAXWELL, 1981. Rock and Mineral Analysis in Chemical Analysis (editor, I.M. KOLTHOFF), A Wiley-Interscience Publication, 2nd.ed., USA, 27: 325-354.
- KARIG, D.E., R.K. CARDWELL, G.F. MOORE, D.G. MOORE, 1978. Late Cenozoic subduction and continental margin truncation along the northern Middle America Trench. Geol. Soc. America Bull. 91: 265-276.
- KUNG H., (1966). Lateral variation of basalt magma across



- continental margins and island arcs. Bull. Volcanol., 37: 195-223.
- KURNOSOV V.B., I.O. NURBMAA, V. KAZAKOVA, A. SHEVCHENKO and V. MIKHINA.. 1983. Mineralogy and Inorganic Geochemistry of sediments from the mouth of the Gulf of California. Init. Repts. BSRP. 65: 399-424.
- LA ROCHE H. de, 1972. Revue sommaire de quelques diagrammes chimico-minéralogiques pour l'étude des associations ignées ou sédimentaires et de leurs dérivés métamorphiques. Sci. de la Terre, Sér. XVII: 31-46.
- LA ROCHE H. de, J. LETERRIER, P. GRANDCLAUDE and M. MARCHAL, 1980. A Classification of volcanic and plutonic rocks using  $F_1R_2$ -diagram and major -element analyses - its relationships with current nomenclature. Chem. Geol., 29: 183-210.
- LEAKE, B.E., G.L. HENDRY, A. KEMP, A.G. PLANT, P.K. HARREY, J.R. WILSON, J.S. COATS, J.W. AUCOTT, T. LUNEL and R.J. HOWARTH, 1968. The chemical analysis of rock powders by automatic X-Ray fluorescence. Chem. Geol., 5: 7-86.
- LEGGITT, J.K., 1981. Geochemistry of Cocos plate pelagic-hemipelagic sediments in hole 487, Deep Sea Drilling Project Leg 66. Init. Repts. BSRP. 66: 683-686.
- LUHR, J.F., S.A. NELSON, J.F. ALLAN and I.S.E. CARMICHAEL, 1985. Active rifting in southwestern Mexico: Manifestations of an incipient eastward spreading ridge

- jump. Geology, 13: 54-57.
- LUNDBERG N. and J.C. MOORE, 1981. Structural features of the Middle America Trench slope off southern Mexico, Deep Sea Drilling Project Leg 66. Init. Repts. DSDP, 66: 793-804.
- LYNN W.S., and R.T.R. LEWIS, 1976. Tectonic evolution of the northern Cocos plate. Geology, 4: 718-722.
- McMILLEN K.J. and S.B. BACHMAN, 1981. Bathymetric and Tectonic Evolution of the southern Mexico active margin, Deep Sea Drilling Project Leg 66. Init. Repts. DSDP, 66: 815-821.
- MINSTER, J.B., and T.H. JORDAN, 1978. Present day plate motions. J. Geophys. Res., 83B: 5331-5354.
- MOINE, R., 1974. Caractères de sédimentation et de métamorphisme des séries précambriennes épizonales et catzonales du centre de Madagascar (région d'Ambato Fianarantana). Sciences de la Terre, N. No.31.
- MOORE, J.C., J.H. WATKINS, T.H. SHIPLEY., et al., 1979. Progressive accretion in the middle America Trench, southern Mexico. Nature, 281: 639-642.
- NIEMITZ, J.W., 1982. Geochemistry of sediments, Leg 64, Gulf of California. Init. Repts. DSDP, 64: 695-713.
- NIXON, G.T., 1982. The relationship between Quaternary volcanism in central Mexico and the seismicity and structure of subducted ocean lithosphere. Geol. Soc. Am. Bull., 93: 514-523.

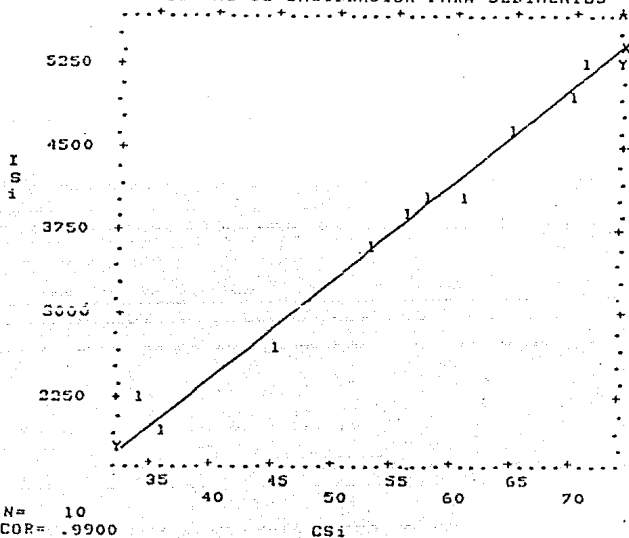
- NORRISH, K., R.W. CHAPPELL, 1977. X-ray Fluorescence Spectrometry, in Physical Methods in determinative Mineralogy (editor J. ZUSSMAN). Academic Press Inc., New York, 301-372.
- NORRISH, K. and J.T. HUTTON, 1968. An accurate X-ray spectrographic method for the analysis of a wide range of geological samples. Geochim. Cosmochim. Acta. 33: 431-453.
- PAL, S., 1974. The variation trend of Ba, Fe, Cu, Zn, Li, K, Na, Sr, Al, Mg and Cr in a box-core from the Gulf of California, Geofisica Internacional. 14: 245-251.
- PEARCE T.H., R.E. GORMAN and T.C. BIRKET, 1977. The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. Earth. Planet. Sci. Lett. 36: 121-132.
- PECCERILLO A. and S.K. TAYLOR, 1976. Geochemistry of Recent Calc-alkaline Volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. Contrib. Mineral. Petrol. 58: 63-91.
- PERFIT, M.R., A.B. SAUNDERS and D.J. FORNARI, 1982. Phase chemistry, fractional crystallization, and magma mixing in basalts from the Gulf of California, Deep Sea Drilling Project Leg 64. Init. Repts. USDP. 64: 649-666.
- PETTIJHON F.J., 1975. Sedimentary Rocks, 2nd. edition. Harper and Bros., New York, p.354.
- ROSS, H.G., R.B. KOVAR and C. LOPEZ, 1985. Geochemistry of sediments at sites 579, 580 and 581 Deep Sea Drilling

- Project Leg 86, Western North Pacific. Init. Repts. USDP.  
86: 657-670.
- RYABCHIKOV, I.B., A.D. BARANSKY and Y.I. DMITRIEV, 1981. Genesis of Calc-alkaline magmas: experiments with partial melting of mixed sediments and basalts from the Middle America Trench, southern Mexico transect. Init. Repts. USSR, 66: 699-702.
- SHEPHARD, L.E. and K.J. McMILLEN, 1981. Sedimentation rates of the southern Mexico continental margin, Deep Sea Drilling Project Leg 66. Init. Repts. USDP, 66: 445-452.
- SHIBATA, T., S.E. DeLONG and P. LYMAN, 1981. Petrographic and Chemical characteristics of abyssal tholeiites from Deep Sea Drilling Project Leg 63 off Baja California. Init. Repts. USDP, 63: 687-696.
- SHURBET, D.H. and S.E. CERULL, 1984. Tectonic interpretation of the Trans-Mexicano Volcanic Belt. Tectonophysics, 121: 159-165.
- STEEL, T.W. and K.G. HANSEN, 1979. Analysis of the NIMROC reference sample for major elements. National Institute of Metallurgy, South Africa Report No.2016.
- SIRECKEISEN, A.L., 1976b. Classification of the common igneous rocks by means of their chemical compositions. Neves Jahrb Mineral Monatsch 1: 1-15.
- TIEM, T.T. and T.E. PYLE, 1972. Distribution of elements in the Gulf of Mexico sediments in Contribution on the Geological and geophysical oceanography of the Gulf of

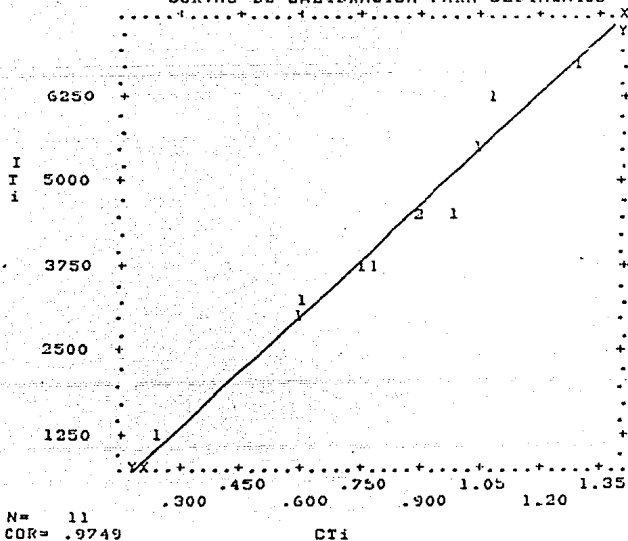
- Mexico (editors. R. REZAK and V.J. HENRY). Texas A. and M. University Oceanographic Studies, 3: 129-152.
- TRUCHAN, M. and R.L. LARSON, 1973. Tectonic lineaments on the Cocos Plate. Earth Planet. Sci. Lett., 17: 426-432.
- URRUTIA, J.H. y G.L. del CASTILLO, 1977. Un modelo del eje volcánico mexicano. Bol. Soc. Geol. Mexicana, 39: 18-24.
- YEATS, R.S., W.C. FORBES, B.K. HEATH and K.F. SCHNEIDER. 1973. Petrology and geochemistry of DSDF Leg 16 basalts, eastern equatorial Pacific. Init. Repts. DSDF, 16: 617-640.
- WATKINS, J.S., K.J. McMILLEN, S.R. BACHMAN, et al., 1981. Tectonic synthesis, Leg 66: Transect and vicinity. Init. Repts. DSDF, 66: 837-849.
- WEAVER CH.F., 1979. Geothermal alteration of clay minerals and shales: Diagenesis. Technical Report ONMI-21, 1-140.
- WELBY, C.W., 1958. Occurrence of alkali metals in some Gulf of Mexico sediments. J. Sedimenta. Petrol., 28: 431-452.
- WILLARD, H.H., L.L. MERRITT, Jr., J.A. DEAN, 1974. Métodos de Rayos X, en Métodos Instrumentales de Análisis, C.E.C.S.A., México, 287-311.
- XUEJIN X., 1981. A first set of usable values for eight GSD standard samples (Geochemical water system sediment); Report of the Institute of Geophysical Exploration. Beijing, September 1981. (In Chinese).

A P E N D I C E

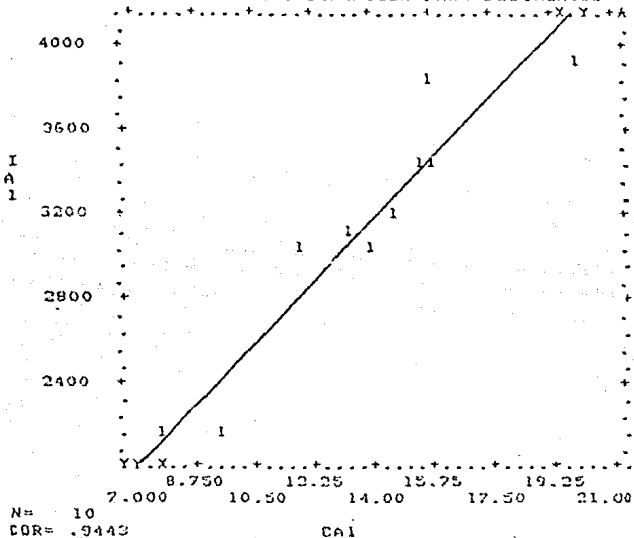
CURVAS DE CALIBRACION PARA SEDIMENTOS



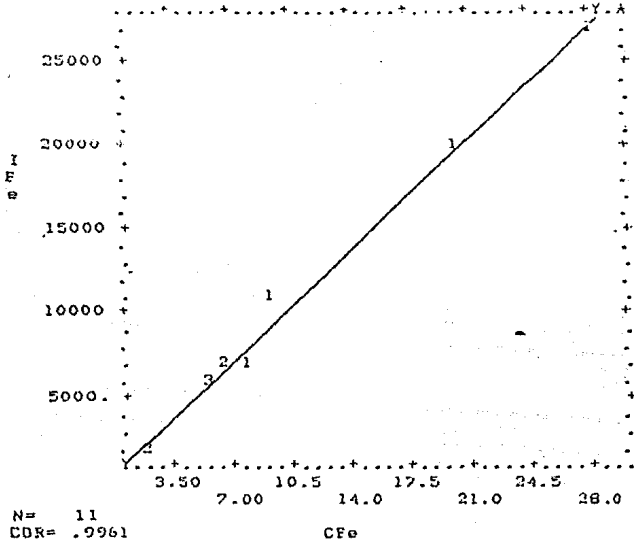
CURVAS DE CALIBRACION PARA SEDIMENTOS



CURVAS DE CALIBRACION PARA SEGIEMENTOS

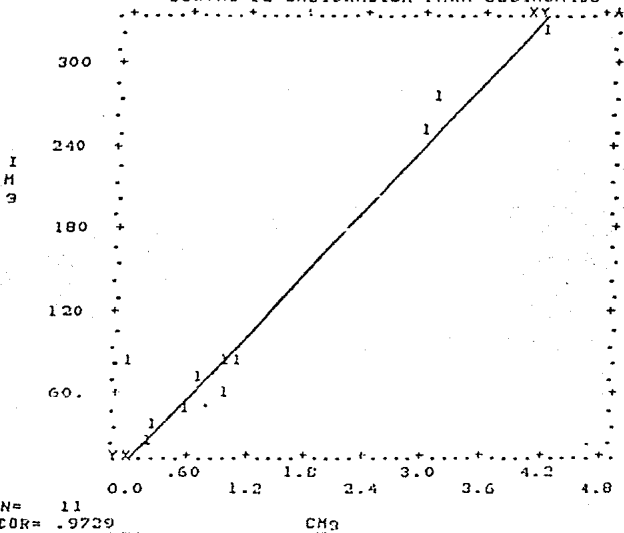


CURVAS DE CALIBRACION PARA SEGIEMENTOS

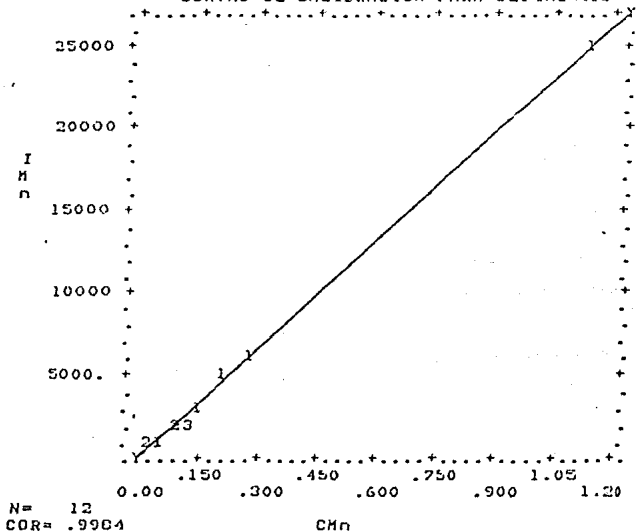




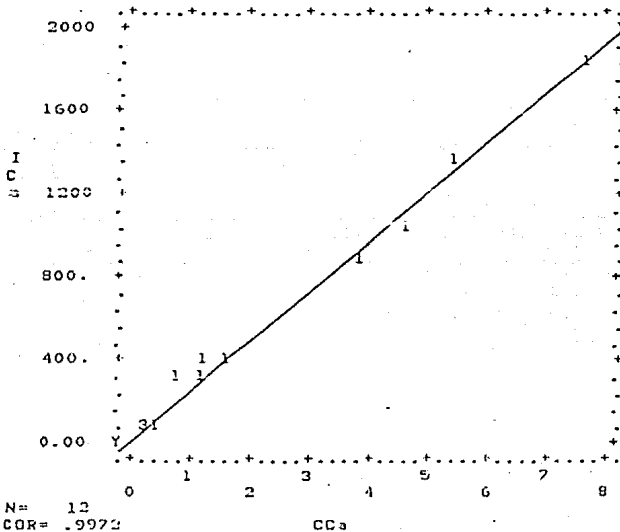
CURVAS DE CALIBRACION PARA SEDIMENTOS



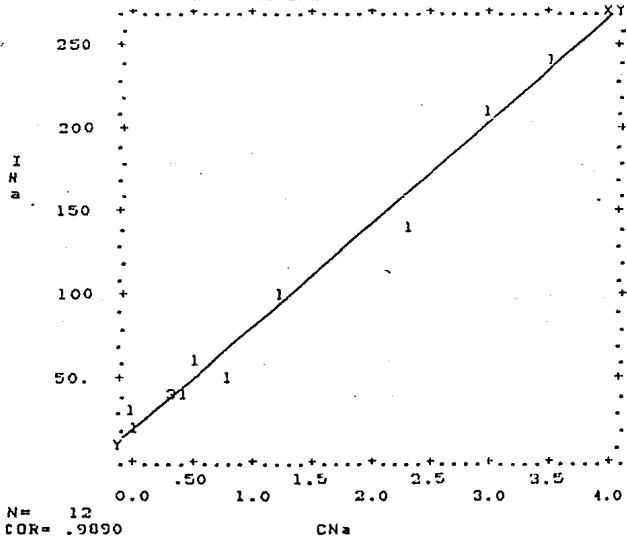
CURVAS DE CALIBRACION PARA SEDIMENTOS



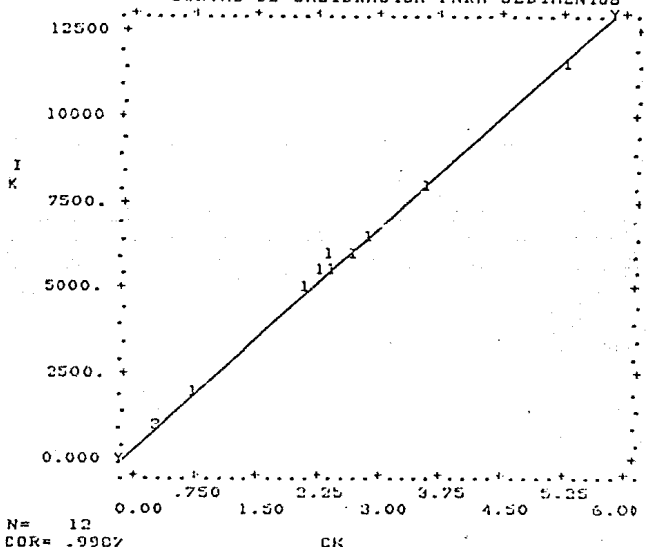
CURVAS DE CALIBRACION PARA SEDIMENTOS



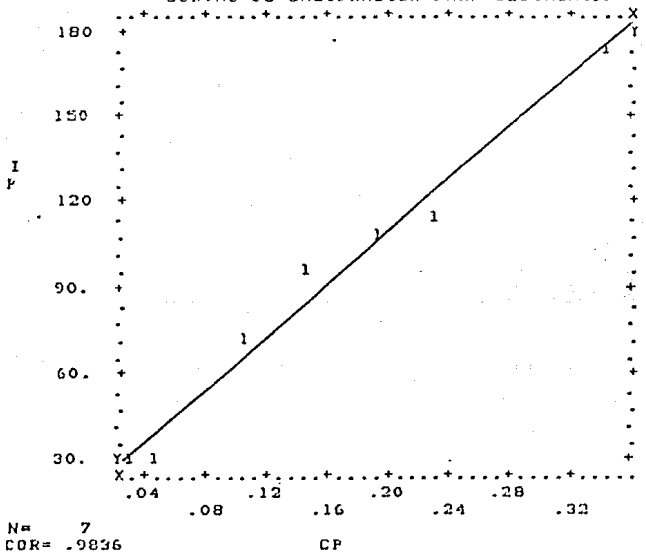
CURVAS DE CALIBRACION PARA SEDIMENTOS



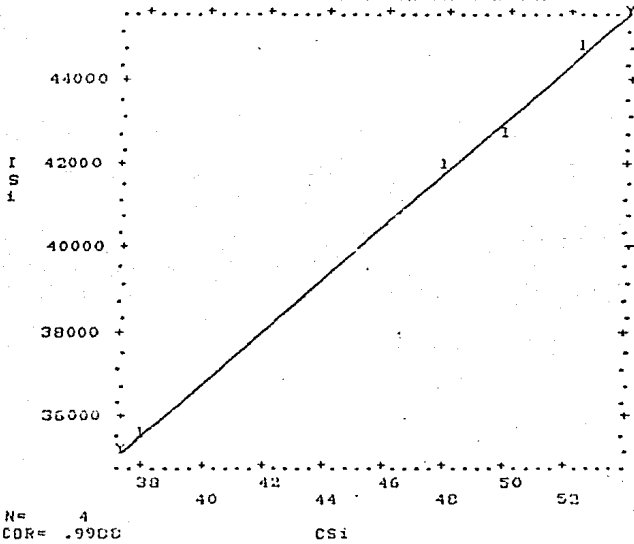
CURVAS DE CALIBRACION PARA SEDIMENTOS



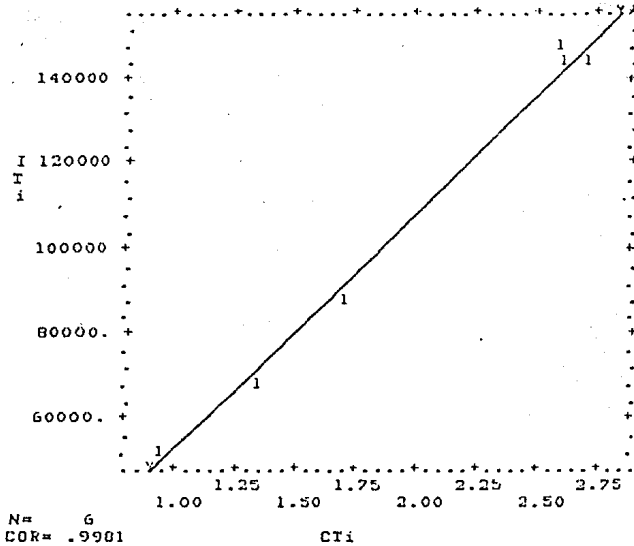
CURVAS DE CALIBRACION PARA SEDIMENTOS



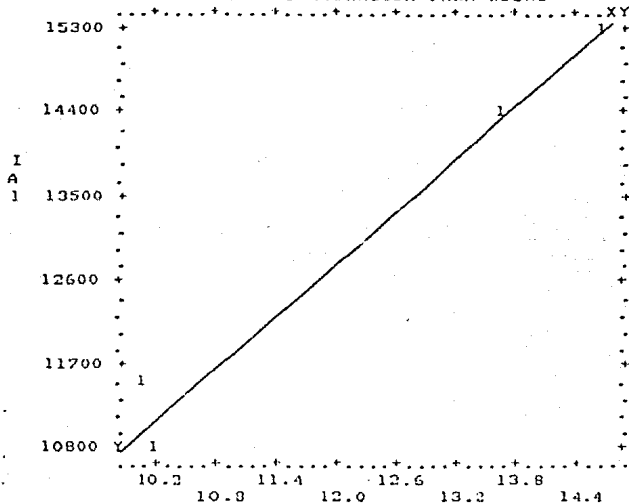
CURVAS DE CALIBRACION PARA ROCAS



CURVAS DE CALIBRACION PARA ROCAS



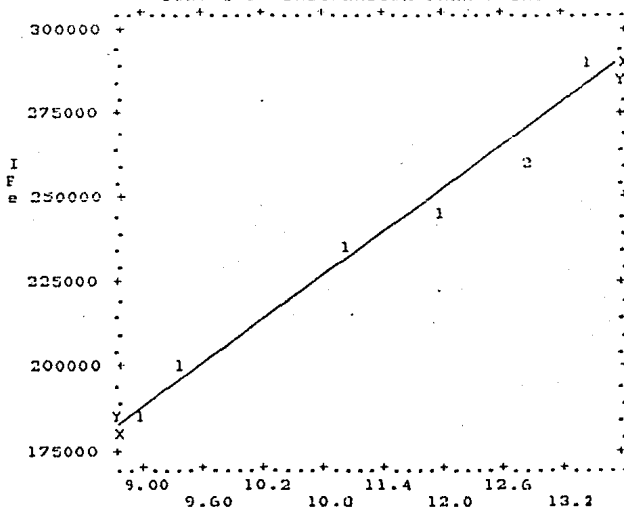
CURVAS DE CALIBRACION PARA ROCAS



N= 4  
COR= .9901

CA1

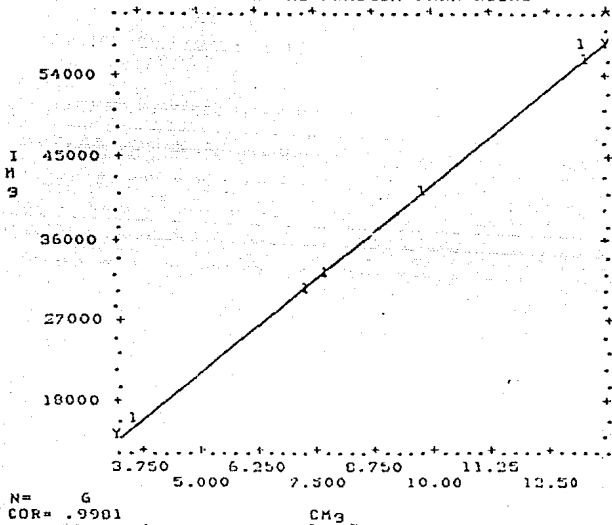
CURVAS DE CALIBRACION PARA ROCAS



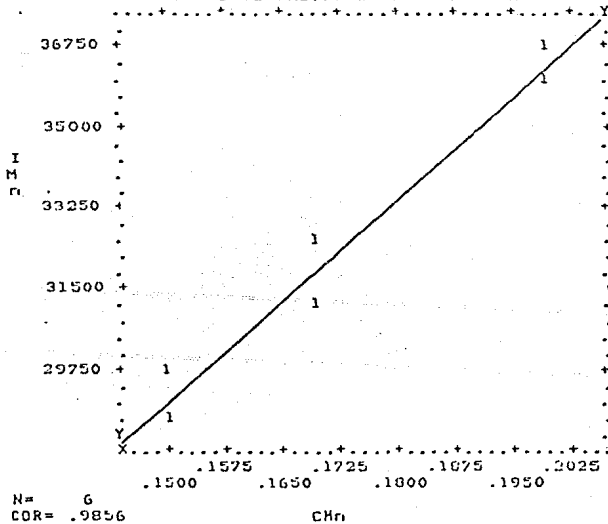
N= 7  
COR= .9707

CFa

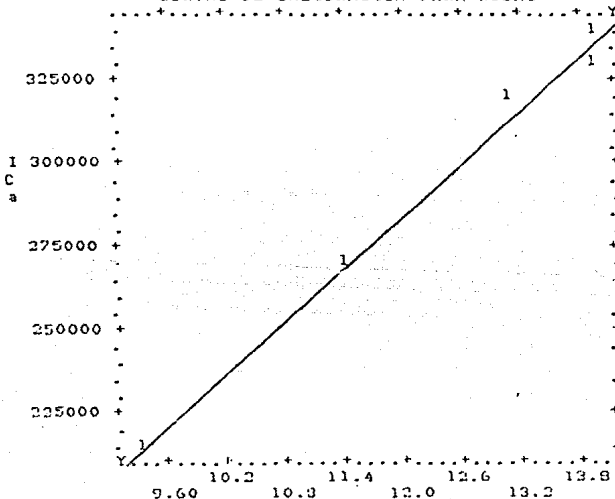
CURVAS DE CALIBRACION PARA ROCAS



CURVAS DE CALIBRACION PARA ROCAS



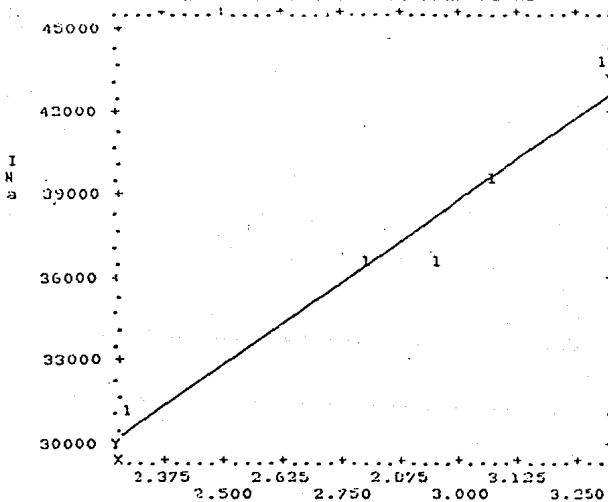
CURVAS DE CALIBRACION PARA ROCAS



N= 5  
COR= .9962

Ca

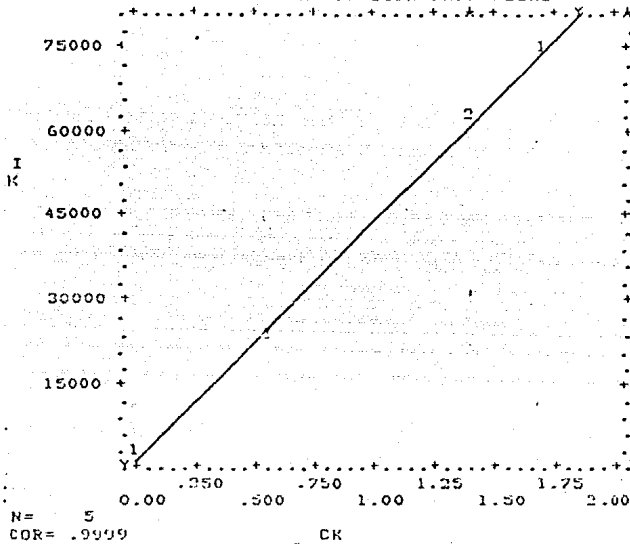
CURVAS DE CALIBRACION PARA ROCAS



N= 5  
COR= .9687

Ca

CURVAS DE CALIBRACION PARA ROCAS



CURVAS DE CALIBRACION PARA ROCAS

