

6
2ej.



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE MÉXICO

Universidad Nacional Autónoma de México

Facultad de Ingeniería

Estudio Petrológico y Geoquímico del
Complejo Intrusivo de Xaltianguis,
Guerrero, México.

TESIS PARA OBTENER EL TÍTULO
DE INGENIERO GEOLOGO

PRESENTA:

Francisco Correa Mora

MEXICO, D.F.
1997

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis 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.



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERIA
DIRECCION
60-I-006

SR. FRANCISCO CORREA MORA
Presente

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso el profesor Dr. Peter Schaaf, y que aprobó esta Dirección, para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de Ingeniero Geólogo:

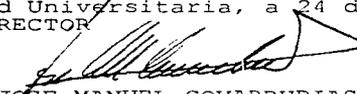
**ESTUDIO PETROGRAFICO Y GEOQUIMICO DEL COMPLEJO INTRUSIVO DE
XALTIANGUIS, EDO. DE GUERRERO**

	RESUMEN
I	INTRODUCCION
II	MARCO GEOLOGICO
III	PETROGRAFIA
IV	GEOQUIMICA
V	DISCUSION DE RESULTADOS
VI	CONCLUSIONES
	REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS
	ANEXOS E ILUSTRACIONES

Ruego a usted cumplir con la disposición de la Dirección General de la Administración Escolar en el sentido de que se imprima en lugar visible de cada ejemplar de la tesis el título de ésta.

Asimismo le recuerdo que la Ley de Profesiones estipula que se deberá prestar servicio social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito para sustentar examen profesional.

Atentamente
"POR MI RAZA, HABLARA EL ESPIRITU"
Ciudad Universitaria, a 24 de enero de 1995
EL DIRECTOR


ING. JOSE MANUEL COVARRUBIAS SOLIS

JMCS*EGLM*tjh.



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE MÉXICO

SR. FRANCISCO CORREA MORA
Presente

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso el profesor M. en C. Gilberto Silva Romo, y que aprobó esta Dirección, para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de Ingeniero Geólogo:

**ESTUDIO PETROGRAFICO Y GEOQUIMICO DEL COMPLEJO INTRUSIVO
DE XALTIANGUIS, EDO. DE GUERRERO**

- RESUMEN
- I INTRODUCCION
- II MARCO GEOLOGICO
- III PETROGRAFIA
- IV GEOQUIMICA
- V DISCUSION DE RESULTADOS
- VI CONCLUSIONES
- REFERENCIA BIBLIOGRAFICAS
- ANEXOS E ILUSTRACIONES

Ruego a usted cumplir con la disposición de la Dirección General de la Administración Escolar en el sentido de que se imprima en lugar visible de cada ejemplar de la tesis el título de ésta.

Asimismo le recuerdo que la Ley de Profesiones estipula que se deberá prestar servicio social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito para sustentar examen profesional.

Atentamente
"POR MI RAZA, HABLARA EL ESPIRITU"
Ciudad Universitaria, a 5 de enero de 1995
EL DIRECTOR


ING. JOSE MANUEL COVARRUBIAS SOLIS



UNIVERSIDAD NACIONAL
AVENIDA DE
MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA
DIVISION DE INGENIERIA EN
CIENCIAS DE LA TIERRA

ASUNTO: Solicitud de Jurado para Examen
Profesional.

ING. JOSE MANUEL COVARRUBIAS SOLIS
Director de la Facultad de Ingeniería
de la U.N.A.M.
Presente

El señor FRANCISCO CORREA MORA registrado con número de cuenta 8537815-7 de la carrera de Ingeniero Geólogo, habiendo satisfecho los requisitos académicos necesarios para realizar sus trámites de examen profesional, le ruega atentamente autorizarle el siguiente jurado:

PRESIDENTE: **ING. JORGE NIETO OBREGON**
VOCAL: **ING. GILBERTO SILVA ROMO**
SECRETARIO: **ING. ALFREDO VICTORIA MORALES**
1ER. SPTE.: **DR. PETER SCHAAF**
2DO. SPTE. : **ING. GERMAN ARRIAGA GARCIA**

Atentamente
"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"
Ciudad Universitaria, a 16 de junio de 1997
EL JEFE DE LA DIVISION

M. en C. ROLANDO DE LA LLATA ROMERO

ENTERADO

Francisco Correa Mora

FRANCISCO CORREA MORA

Agradecimientos

A mis directores de tesis...

Dr. Peter Schaaf
M. en C. Gilberto Silva Romo
por su increíble paciencia.

A mi esposa....

Lic. Lorena Tavares,
simplemente por existir.

A mi familia...

Ma. Guadalupe Mora
Francisco Correa
Angelina Mora
Juan de la Vega
Ma. Xochitl Correa
Rafael Correa
Aida Tavares Ramos
Jorge Tavares,
que siempre me han apoyado.

A mis amigos y guías...

Dr. Dante Morán Zenteno
Ing. Teodoro Hernández
Dr. Enrique Cabral
Dr. Raymundo Martínez
Dr. Gustavo Tolson
M. en C. Gabriela Pichardo Soliz
Lic. Gabriela Soria,
que les seguiré dando lata.

y a la invaluable ayuda de DGPA.

Indice

Resumen

1. Introducción, 1

- 1.1 Localización, 1
- 1.2 Antecedentes, 3

2. Marco Geológico, 5

- 2.1 Tectónica, 5
- 2.2 Geomorfología, 8
- 2.3 Estratigrafía, 9
 - Complejo Xolapa, 10
 - Intrusivo Xaltianguis, 11
 - Intrusivo Tierra Colorada, 12
 - Formación Morelos, 12
- 2.4 Geología Estructural, 12

3. Petrografía, 14

Resultados obtenidos, 15

4. Geoquímica Fundamentos Teóricos, 17

- 4.1 Procedimiento, 18
 - Preparación de la muestra, 19
 - Fragmentación, 19
 - Trituración, 20
 - Pulverización, 20
 - Concentración de minerales, 20
 - Fluorescencia de rayos X, 21
 - Estudio isotópico, 21
 - Dilución isotópica, 22
- 4.2 Clasificación de la roca, 24
 - Diagrama TAS, 24
 - Norma, 25
 - Ab-An-Or, 25
 - Q'(F')-ANOR, 26
- 4.3 Diagramas de variación, 27
- 4.4 Discriminación de ambientes tectónicos, 28
- 4.5 Fechamiento por Rb-Sr, 30
- 4.6 Tierras Raras, 31

5. Discusión de Resultados, 32

Comparación del Intrusivo Xaltianguis con los plutones Acapulco y Tierra Colorada, 37

Conclusiones, 43

Referencias Bibliográficas

ANEXOS

- A Caminamientos
 - B Datos de petrografía
 - C Datos Geoquímicos
- MAPA

Lista de Figuras

- 1-1 Localización, 2
- 2-1 Terrenos tectonoestratigráficos, 6
- 2-2 Tabla de correlación estratigráfica, 9

- 2-3 Datos estructurales, 13

- 3-1 Streckeisen (1976), 15

- 4-1 Dilución isotópica, 22
- 4-2 Diagrama TAS, 24
- 4-3 Diagrama An-Ab-Or, 26
- 4-4 Diagrama Q'(F')-ANOR, 26
- 4-5 Diagrama de ambiente tectónico, 29

- 5-1 Clasificación del intrusivo, 33
- 5-2 Oxidos del intrusivo, 34
- 5-3 Diagramas tipo Harker, 34
- 5-4 Ambiente de formación, 35
- 5-5 Gráficas de Rb/Sr, 35
- 5-6 Gráfica de REE en Xaltianguis, 36
- 5-7 Clasificación de los intrusivos, 38
- 5-8 Diagramas Harker de los intrusivos, 39
- 5-9 Harker de k_2O y Alcális de los intrusivos, 39
- 5-10 Diagrama AFM de los intrusivos, 40
- 5-11 Ambiente tectónico de los intrusivos, 40
- 5-12 Gráficas de REE de los intrusivos, 41

Lista de Tablas

- 1. Fechamientos del Intrusivo Xaltianguis, 4
- 2. Edades para el Complejo Xolapa, 11
- 3. Cantidades de muestra, 18
- 4. Muestra utilizadas, 37
- 5. Edades de los intrusivos, 42

RESUMEN

En este trabajo se presenta la caracterización petrológica y geoquímica del cuerpo ígneo "Intrusivo de Xaltianguis" localizado a 35 km al NE de Acapulco, en el Estado de Guerrero, México. El intrusivo es un plutón petrológicamente heterogéneo constituido principalmente por granodiorita y cuarzdiorita, encajonado por las rocas metamórficas del Complejo Xolapa.

El Intrusivo Xaltianguis es un cuerpo leucocrático con cristales de 2 a 5 mm, en su mayoría subhedrales (90%). Contiene ortoclasa (es común la pertita), plagioclasas (andesina, oligoclasa y en algunos casos labradorita), cuarzo, biotita e hiperstena, como constituyentes principales. Los minerales accesorios comunes son el zircón, la titanita y el apatito. Es común encontrar magnetita dentro del intrusivo.

El contenido de potásio es intermedio razón por la cual se ubica dentro del campo subalcalino y como un granito de tipo I. El patrón de las Tierras Raras muestra un ligero enriquecimiento en las Tierras Raras Ligeras y una suave anomalía negativa de Eu, características de un magma primitivo con poca contaminación cortical.

Los valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ medidos en nueve muestras son relativamente bajos (entre 0.70455 y 0.708695). Un primer cálculo de la edad por medio de una isocrona de Rb-Sr en tres muestras dió un valor de 28 ± 1.5 Ma interpretado como la edad del emplazamiento. Así el intrusivo es parte de un arco continental dentro de una margen activa durante el Oligoceno constituyendo la porción central de dicho arco.

Por medio de criterios petrológicos es posible aislar al intrusivo Xaltianguis de los cuerpos ígneos de sus alrededores (Tierra Colorada y Acapulco), sin embargo la tendencia geoquímica y en algunos casos la edad de formación son muy similares por lo que se puede pensar que son apófisis de un solo batolito, en el que cada intrusivo forma una fase de diferenciación distinta.

El intrusivo de Xaltianguis emplazado después del desplazamiento sinistral del bloque de Chortis es miembro de un cinturón de rocas plutónicas formado durante el Mioceno hasta el Cenomaniano a lo largo de la margen Pacífica en el Sur de México en un límite de placas de tipo convergente.

1

INTRODUCCIÓN

El objetivo principal de este trabajo es la caracterización petrológica y geoquímica de un intrusivo denominado inicialmente como "Tronco Xaltianguis" (De Cserna, 1965), localizado en el estado de Guerrero cerca de la costa pacífica de México, y su comparación con los intrusivos de Tierra Colorada y Acapulco cercanos al área de estudio. Se incluye dentro de cada tema la siguiente metodología: descripción general del marco teórico a utilizar, relación de éste con el trabajo realizado y su aplicación en la tesis.

Se pretende también dar a conocer de forma general el proceso a seguir para el análisis y tratamiento geoquímico de una roca ígnea.

1.1 Localización

El nombre del cuerpo ígneo se tomó de la población más grande que se ubica dentro del área de afloramiento: Xaltianguis. Esta se localiza en las coordenadas 17°06´ de latitud Norte y 99°43´ de longitud Oeste (Fig. 1-1), a 35 Km al NE de Acapulco y a 23 Km al WSW de Tierra Colorada en el Estado de Guerrero.

Se tiene acceso a esta población por la carretera Federal No. 95 en el tramo de Tierra Colorada-Acapulco. Xaltianguis actualmente cuenta con aproximadamente 6 000 habitantes.

De acuerdo a la nomenclatura que el INEGI utiliza para subdividir el territorio nacional en cartas a escala 1: 50,000, el 95% del intrusivo se encuentra en la hoja Xaltianguis a la que le corresponde la clave E14-C47.

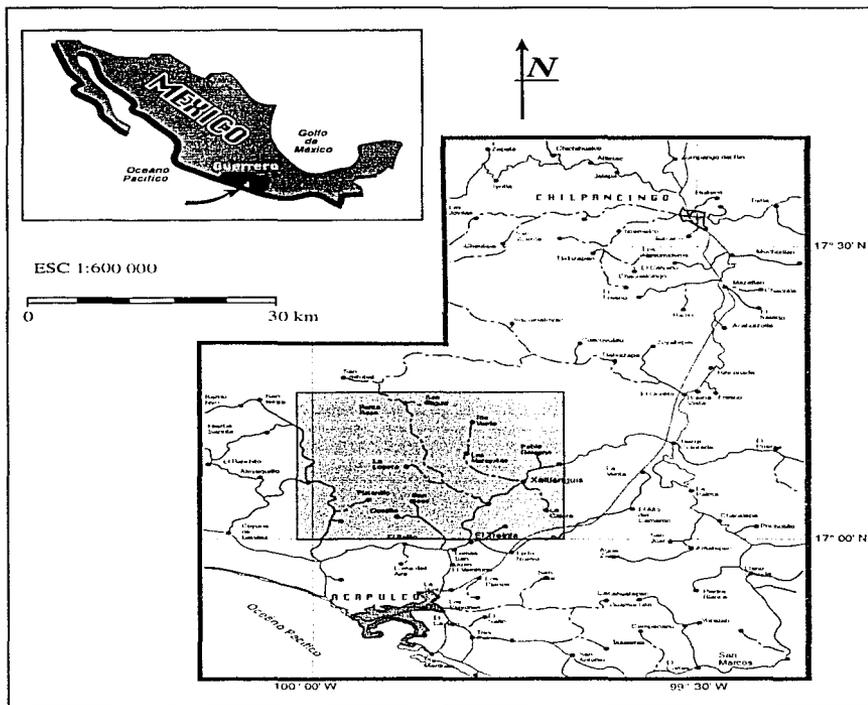


Fig. 1-1. Localización de la zona de estudio, el recuadro gris en el gráfico inferior muestra el área de la carta topográfica Xaltianguis (E14-C47 de INEGI).

El cubrimiento fotográfico del área lo constituyen las fotografías con la siguiente clave: zona 36, líneas 27 (20-35), 28 (26-21) y 29 (13-16), tomadas en 1979 a una escala de 1:80,000 por el INEGI.

1.2 Antecedentes

El intrusivo de Xaltianguis fue caracterizado por De Cserna (1965) quien le dió el adjetivo de tronco. Aún cuando, en su cartografía sobrepasa los límites de superficie fijados por Billings (1954) para este tipo de cuerpos, De Cserna prefiere utilizar ese término en lugar de batolito (que sería el adecuado tomando en cuenta su extensión ($\approx 250\text{km}^2$), con la idea de subrayar el hecho de que el Tronco de Xaltianguis no tiene relación genética alguna con el Complejo Xolapa, compuesto por rocas metamórficas y cuerpos granitoides deformados. En el presente estudio se denomina como Intrusivo Xaltianguis.

De Cserna (op. cit) describe a la roca predominante como "una monzonita cuarcífera de color gris claro hasta blanco. Su textura es granular hipidiomórfica en la que la ortoclasa y la oligoclasa se presentan como granos subhédricos variando desde uno hasta tres milímetros de largo. La ortoclasa frecuentemente muestra sobrecrecimiento de oligoclasa que a su vez, muy a menudo, muestra saussuritización; la hornblenda verde y la biotita café son los minerales ferromagnesianos que también se presentan en granos subhédricos. El cuarzo rellena los intersticios dejados por otros minerales." En algunos casos De Cserna observó mirmekita desarrollada en el contacto entre ortoclasa y cuarzo. También encontró algunos diques aplíticos y pequeñas segregaciones de minerales ferromagnesianos (Schlieren), que son abundantes principalmente en la monzonita cuarcífera cuando tiende a ser blanca.

El análisis químico y petrográfico lo hizo en una sola muestra con clave Cs-106-G, recolectada durante el reconocimiento geológico que realizó en la Sierra Madre del Sur.

Por su parte, Negendank et al. (1987) con base en dos muestras: A-13 y A-14, hizo un análisis del intrusivo Xaltianguis durante un estudio de los complejos granitoides del sur de México, clasificándolo como un cuerpo de composición granítica a granodiorítica, también refieren que al utilizar el diagrama de Chappell and White (1974) este granitoide es de tipo I, perteneciendo a la serie de magnetita de Takahashi et al.(1980) por tener un carácter calcoalcalino. Utilizan además, el diagrama de discriminación de Rb/Y + Nb que de acuerdo a Pearce et al. (1984) esta roca correspon el campo de rocas asociados a un arco volcánico (VAG).

Dichos autores encuentran que los minerales accesorios incluyen clorita, epidota, clinozoisita, zoisita, zircón, xenotima, monazita, thorgummita, alanita, apatita, ytrosfena, thortveitita, varios silicatos de cesio y fosfatos. La asociación de las tierras raras muestra un ligero enriquecimiento de estos elementos con una suave anomalía negativa de Europio. A este tipo de comportamiento los autores lo asocian

como resultado de un proceso de alto grado de diferenciación, aunque una suave anomalía en el Europio no es normal en rocas diferenciadas.

Morán-Zenteno (1992) considera al grupo de plutones no deformados (incluyendo al intrusivo Xaltianguis) como parte del Complejo Xolapa. Estos plutones son de carácter calcoalcalino y los asocia a un arco magmático edificado en un límite convergente de placas. Analiza también las relaciones isotópicas de neodimio y estroncio para este grupo de plutones, encontrando que las relaciones de neodimio se apartan de los valores que se pueden esperar para arcos magmáticos continentales primitivos por lo que sugiere una contaminación cortical. Para el segundo tipo de relaciones se observa una homogeneización isotópica regional, lo que sugiere, que este grupo de plutones constituyeron fracciones diferenciadas de una misma masa batolítica, o que los diferentes cuerpos se derivaron de una fuente en el manto con relaciones isotópicas homogéneas.

Urrutia-Fucugauchi y Molina-Garza (1995) analizan al intrusivo desde un punto de vista paleomagnético. Los datos se originaron a partir de cinco muestras que fueron recolectadas por Böhnell et al. (1988). En el artículo Urrutia y Molina mencionan que se pueden distinguir dos sectores, caracterizados por valores altos y bajos en la intensidad de magnetización y de susceptibilidad, respectivamente. Estas variaciones —mencionan— podrían estar relacionadas a un zonamiento petrográfico o a un patrón de alteración posterior al emplazamiento.

En la siguiente tabla se muestran las edades que se han obtenido para el intrusivo Xaltianguis, en la que se refleja no solo la evolución de las técnicas empleadas en geocronología, sino también, la congruencia en la edad del intrusivo para los sistemas rubidio-estroncio y potasio-argón, indicando una edad de formación entre los 30 y 32 Ma.

Año	Autor	Método	Material	Edad en Ma
1956	De Cserna	Plomo-alfa	Granito	97 ± 10
1958	Larsen et al.	Plomo-alfa	Monzonita cuarcífera	98
1962	De Cserna et al.	Plomo-alfa	Esquistos de Bio y Qz	37 ± 2
1974	De Cserna	Plomo-alfa	Granito	90 ± 9
1975	Guerrero-García	Rb / Sr	Granitoide	31.5 ± 0.3
1983	López y Grajales	K / Ar	Bio y Fel potásicos	32 ± 3
1990	Schäaf	Rb / Sr	Bio	30.5 ± 0.6
1992	Morán-Zenteno	Rb / Sr	Isocrona de PND	55 ± 1

Tabla 1. Fechamientos para el intrusivo Xaltianguis. Es importante mencionar que el método de plomo alfa considera a todo el plomo como de origen radiogénico, y que el contenido de plomo común en las muestras oscila entre el 1 y el 75 %, por lo que es inadecuado su uso para fechar al intrusivo.
Bio: biotita Qz: cuarzo Fel: feldespatos PND:plutones no deformados (Acapulco, Tierra Colorada y Xaltianguis)



MARCO GEOLOGICO

2.1 Tectónica

El Sur de México es un mosaico formado por seis bloques que se distinguen por sus características litológicas y temporales, considerados como terrenos tectonoestratigráficos (Campa y Coney, 1983), los que forman la corteza continental en esta región, estos son: Guerrero, Oaxaqueño, Mixteco, Xolapa, Maya y Juárez (Fig. 2.1).

Esta distribución espacio-temporal de los componentes de la litósfera hace difícil pero a la vez interesante la evolución geológica de esta parte de México, ya que tanto en el tiempo como en el espacio los límites de cada terreno en algunos casos llegan a trasladarse o no se encuentran bien definidos.

El terreno más antiguo de este conjunto es el complejo Oaxaqueño que se formó durante el Proterozoico medio, este terreno se puede asociar como una continuación de la deformación de la faja Grenville, bien definida en el Norte de la Placa Norteamericana. Después sigue el complejo Acatlán que es la base del terreno Mixteco y se ubica del Paleozoico Temprano hasta el Paleozoico Medio, asociándose en este caso a otro período de orogénesis, mismo que desarrolló las franjas Apalachiana y Acadiana. Se debe notar que estos complejos tienen una configuración inversa a la que se debe de esperar al compararlos con el resto de Norteamérica presentando el terreno Grenville al este del terreno Paleozóico (Yañez et al., 1991).

El terreno Guerrero que es uno de los más grandes, está compuesto por rocas ígneas y sedimentarias del Mioceno del Cretácico Temprano, cuyas características hacen pensar que representa a un ambiente de arco de islas activo durante aproximadamente 40 Ma (Arco Alisitos-Teloloapan). De acuerdo a varios autores, a finales del Cretácico Temprano este arco colisionó con Norteamérica y fue sobre impuesto al borde continental (Gastil et al., 1981; Rangin, 1981; Urrutia y Valencio, 1986; Freydl et al., 1993).

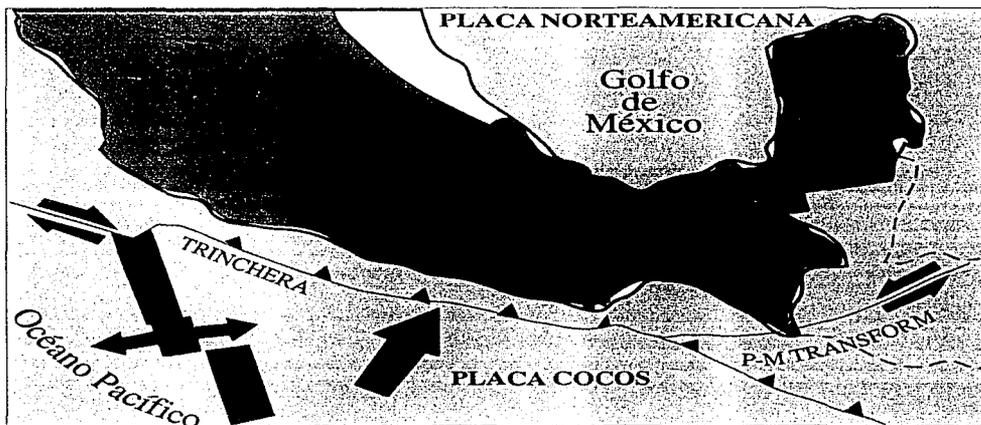


Fig. 2-1 Compuesto de los terrenos tectonoestratigráficos según Campa y Coney (1983) en el Sur de México y los plutones terciarios no deformados (en negro) en la costa Sur. Se indican también las principales características tectónicas del área, así como el movimiento relativo entre las placas.

GUE: Guerrero MIX: Mixteco OAX: Oaxaqueño XOL: Xolapa JUA: Juárez MAY: Maya SMOC: Sierra Madre Occidental SMOR: Sierra Madre Oriental P-M: Polochic-Motagua

Para ubicar en el tiempo el resto de los terrenos es necesario apoyarse en un estudio paleomagnético de los terrenos Guerrero, Xolapa y Mixteco, realizado por Böhnell et al. (1989) en el que encuentra que esta zona no ha experimentado grandes rotaciones o translaciones latitudinales desde el Cretácico Medio y que las rotaciones existentes están relacionadas a una cizalla lateral izquierda a lo largo de la margen continental, lo que permite pensar que esta zona del país ha tenido un comportamiento estático.

Existe otro punto a favor de esta teoría, a partir de un estudio hecho en la región, en el que se compara un paleopolo de unas calizas del Albiano - Cenomaniano en Oaxaca con otro en el Norte de México, por Urrutia (1981) donde los dos son paleopolos afines, lo que indica así la ausencia de grandes movimientos regionales.

Si se considera que en la región ocurrieron translaciones, estas sucedieron antes del Jurásico Superior, lo que ubicó a las formaciones prejurásicas en su actual posición, y desde entonces no han cambiado, al menos latitudinalmente, descartando en general, la idea de traslado y colisión de bloques más jóvenes.

Uno de los bloques con más motivos de discusión, es el terreno Xolapa, este se ha ubicado en diversos lugares del registro geológico, a lo largo de diversos estudios. Sin embargo, debido a la distribución de facies metamórficas y la presencia de rocas cristalinas calcialcalinas cercanas a la actual trinchera diversos autores han interpretado que el límite SW del terreno Xolapa se encuentra truncado (De Cserna, 1965; Moore et al., 1982), aunque no hay evidencias claras que indiquen cuál fue el bloque removido, se puede pensar que el complejo no colisionó con la placa Norteamericana, sino que forma parte del grupo de terrenos que han estado sin movimiento desde el Jurásico Superior.

Se han presentado muchos modelos para explicar la migración de este bloque uno de ellos es el propuesto por Schaaf et al. (1995) en el cual describe el desplazamiento del bloque Chortis (que actualmente forma América Central) durante el Cenozoico; su teoría se basa en el análisis de relaciones isotópicas en intrusiones granitoides localizadas entre Puerto Vallarta y Tehuantepec.

Estos cuerpos presentan edades de formación que varían entre los 100 y los 22 Ma, lo que refleja un magmatismo que empezó en el Cretácico Temprano y continúa hasta el presente, con la idea, de que ha existido un límite convergente a lo largo de la margen continental del Sur de México, en el que tanto la velocidad como la inclinación de la placa que subductaba no eran constantes; de esta forma se origina, a partir del Eoceno el desprendimiento del bloque Chortis y su migración hasta su posición actual, como el desplazamiento del magmatismo hacia el Sur, manifiesto en las edades decrecientes al oriente de los plutones del sur de México entre las cuales se encuentra el Intrusivo Xaltianguis.

2.2. Geomorfología

En el área de investigación, el relieve esta controlado por el factor litológico, como se podría esperar, este contraste es realmente muy marcado para los cuerpos de roca que encajonan al intrusivo Xaltianguis, así se tiene que las rocas metamórficas en el Norte del área (Complejo Xolapa) forman las montañas más altas de la zona, mismas que están disectadas por profundos cañones.

También la porción Este es una región elevada pero está formada por una parte del cuerpo intrusivo; es de mencionarse que este tipo de relieve no suele presentarse en rocas granitoides, ya que se observan grandes paredes y formas muy drásticas en la topografía, lo que puede llevar a pensar que posiblemente el intemperismo es muy reciente en esta parte del batolito. Las cotas de elevación en las regiones mencionadas varían entre los 300 y 2100 m.s.n.m..

Por el contrario la región Sur formada por el resto del intrusivo Xaltianguis y cuerpos metamórficos cristalinos desarrollaron un lomerío ondulante, característico de los granitos, es decir, la roca tiende a formar domos de exfoliación -característica que lo hace fácilmente identificable-; esta zona es la más baja del área ya que se encuentra entre los 200 y 1000 m.s.n.m. resultado de una avanzada etapa de erosión.

El relieve está configurado principalmente por las rocas metamórficas e ígneas, pero también existen en el área dos grupos de calizas, uno al norte que forma promontorios con elevaciones hasta de 1000 m.s.n.m. con una incipiente topografía kárstica y otro al Sur que forma un pequeño grupo de montañas con la misma elevación pero en este caso forma algunos escarpes.

No existe un drenaje característico en el área y esto se debe a la diversidad de formas topográficas presentes en un área relativamente pequeña.

2.3 Estratigrafía

El registro estratigráfico del área no es complejo puesto que sólo se tienen tres grupos: uno que es el basamento formado por rocas metamórficas (Complejo Xolapa), una secuencia sedimentaria (Formación Morelos) acumulada sobre las rocas metamórficas y un cuerpo ígneo (Xaltianguis) que intrusionó a los dos grupos anteriores. Se puede considerar a la última fase como una etapa erosiva, representada por material aluvial (Fig. 2-2).

Ed.	SISTEMA	SERIE	Ed.	AL SUROESTE DEL RÍO PAPAGAYO	REGIÓN DE CHIHPANCINGO Y EL CUICUITLO	REGIÓN NOROCCIDENTAL DEL GUERRERO	
CENOZOICA	CUATERNARIO	RECIENTE		ALUVIÓNICOS Y DEPÓSITOS CUATERNARIOS	ALUVIÓNICOS	ALUVIÓNICOS	
		PLEISTOCENO	1				
		PLIOCENO	13			CUERNAVACA	
		MIOCENO	25	PAPAGAYO	CHIHPANCINGO ALQUITRAN ACUA DE ORISIN	BUENAVISTA	
		OLIGOCENO	36			BUENA VISTA	
MESOZOICA	TERCIARIO	EOCENO	58			BALSAS	
		PALEOCENO	63				
		SUPERIOR	GOLFIANA	90			MEXCALA
			CUMANICHEANA	110		MEXCALA	CUATLA
		INFERIOR	COMATELANA		MORELOS	MORELOS ACAHUATZOTLA	MORELOS
SABINAMANANA					MORELOS ACUTILAPAN		
PALEOZOICA	JURÁSICO	MEDIO					
		INFERIOR					
			181				
		SUPERIOR	200	CHAPOLAPA	CHAPOLAPA	ESQUISTO TAXCO	
		MEDIO					
PERMIANO	INFERIOR						
	MEDIO	280					
	SUPERIOR						
PENSIIVANIANO	INFERIOR						
	MEDIO						
	SUPERIOR						
MISSISIPICANO	INFERIOR						
	MEDIO						
	SUPERIOR						
DEVONIANO	INFERIOR	365					
	MEDIO						
	SUPERIOR						
SILURIANO	INFERIOR						
	MEDIO						
	SUPERIOR						
ORDOVICIANO	INFERIOR	500					
	MEDIO						
	SUPERIOR						
CAMBRICO	INFERIOR			COMPLEJO XOLAPA			
	MEDIO						
	SUPERIOR						

Fig. 2-2 Tabla de correlación estratigráfica del Sur de México tomada de De Cserna (1965). Las zonas en gris son interpretadas por el autor como un período de no depósito. En la columna de la izquierda queda incluida el área de tesis, mientras que la columna intermedia y derecha reflejan el registro estratigráfico hacia el continente.

Complejo Xolapa

Este conjunto litológico representa el basamento, es una unidad petrológica que se extiende como una faja de 600 Km de largo y con un ancho variable de 50 a 150 Km (en la zona de tesis es de aproximadamente 60 Km). El cuerpo está dispuesto a lo largo de la margen continental Pacífica en el Sur de México; consiste de rocas metamórficas de diversos tipos —cabe mencionar que se puede encontrar en él hasta un 80 % de todos los que existen—; sin embargo, gran parte del Complejo está formado por plutones no deformados (Morán-Zenteno, 1992; Hernández-Bernal, 1995; Solís-Pichardo, (en preparación).

Antecedentes

Cuando De Cserna (1965) realizó el reconocimiento geológico de la Sierra Madre del Sur fijó en la barranca de Xolapa a 20 km al este del poblado de Xaltianguis, la localidad tipo y asignó al Complejo Xolapa todos los cuerpos metamórficos que afloran a lo largo de la carretera Federal México - Acapulco.

En trabajos posteriores se consideraron como parte del Complejo Xolapa todos los cuerpos metamórficos que se extienden a lo largo de la margen continental pacífica, desde Acapulco hasta la zona del Itsmo de Tehuantepec (Guerrero-García, 1975; Ortega-Gutierrez, 1981; Campa y Coney, 1983), aunque la litología de dichos cuerpos en muchos casos no coincide con la descripción original de la localidad tipo; sin embargo, se pueden explicar con un mismo origen, ya que se considera al complejo como la parte inferior de un paleoarco.

Caracterización Local

En los alrededores del intrusivo Xaltianguis las rocas metamórficas que se observan son las siguientes :

-Esquistos de biotita, se localizan al norte de Xaltianguis; esta secuencia es de grano fino constituida por cuarzo y biotita principalmente, en ocasiones está atravesada por aplitas y pegmatitas; en algunas partes, cuando existe la magnetita como mineral accesorio, la textura predominante es lepidoblástica.

-Gneiss de biotita, se encuentran principalmente al suroeste de Xaltianguis, consiste de feldespato, biotita y cuarzo, el tamaño de grano varía de 0.8 a 1 mm para los feldespatos y de 0.6 a 0.8 mm para la biotita, la textura es granoblástica.

-Mármol, se localiza cerca al poblado de Santa Rosa al noroeste de Xaltianguis, aquí no se encontraron minerales índices que hicieran pensar que se trata de un

mármol, como en el caso del poblado El Treinta que si contiene minerales que lo pueden caracterizar así.

-Anfibolita, aflora en varios lugares de la secuencia metamórfica y en la mayoría de los casos está acompañada por una roca leucocrática de grano grueso, constituida por cuarzo y feldespato.

-Granito deformado, aflora al SW de Xaltianguis, se puede observar a lo largo de la carretera federal 95 por aproximadamente 7 kilometros, es un cuerpo ígneo intrusivo incluido en la secuencia metamórfica constituido por cuarzo, plagioclasas y micas, con una tendencia fácilmente observable en los máficos a foliarse, el grano de la roca varía de medio a grueso, está altamente intemperizado y contiene fracturas rellenas de calcita; es esencial la presencia muscovita para la caracterización de este cuerpo, petrográficamente se asocia al grupo de granodioritas de los plutones deformados reportados por Morán-Zenteno (1992) quien define una edad para estas rocas que oscila entre 144 y 101 ma, obtenida con Rb/Sr por roca total (tabla 2).

Edad del Complejo

Se han obtenido los siguientes fechamientos para el complejo:

Año	Autor	Método	Material	Edad en Ma
1965	De Cserna	Estratigrafía	-----	Paleozoico
1992	Morán-Zenteno	Rb/Sr	Granodioritas	144 -101 Ma
1994	Herrmann et al	U/Pb	Zircones	66 - 46 Ma

Tabla 2. Edades para algunas rocas del Complejo Xolapa

Las rocas ígneas que se visitaron fueron el intrusivo Xaltianguis y el intrusivo Tierra Colorada, las características de cada uno son las siguientes.

Intrusivo Xaltianguis

Es un cuerpo leucocrático, de textura fanerítica, contiene ortoclasa, cuarzo, biotita e hiperstena dentro de sus componentes principales, es frecuente encontrar zircon, titanita y apatito como minerales accesorios. Se observan enclaves máficos a lo largo de la superficie del intrusivo y solo en su porción SE se presentan pegmatitas cuarzo feldespáticas con biotitas, diques máficos y una ligera tendencia tanto en la biotita como en la hiperstena a alinearse. La edad del intrusivo se calcula entre los 30.5 y 31.5 Ma (Schaaf, 1990 y com. per.).

Intrusivo Tierra Colorada

El intrusivo Tierra Colorada, es una roca leucocrática, con textura fanerítica, tiene una tendencia hacia la granodiorita, presenta cuarzo, oligoclasa (An 25-30), ortoclasa, hornblenda y biotita, los minerales en general son subhedrales de 1 a 3 mm, frecuentemente se observan enclaves máficos. Contiene enjambres de diques aplíticos, en algunas partes se observa una deformación dúctil, que se ve reflejada en la alineación de los minerales, también existe la textura rapakivi. La edad de este cuerpo es de 26.3 Ma (Schaaf, 1990).

Formación Morelos

En el área se encuentran dos afloramientos de caliza, uno al noroeste de Xaltianguis constituidas por estratos bien definidos, de color gris claro, con pedernal y con alto contenido de fósiles y otro grupo al suroeste de la misma población, que se caracterizan por ser masivas. Estas secuencias se pueden relacionar con la Formación Morelos, propuesta por Fries (1960).

Con base en su contenido fósil, De Cserna (1965) ha considerado que la Formación Morelos en esta región tiene un alcance estratigráfico que va del Albiano Medio al Albiano Superior.

2.4 Geología Estructural

La caracterización del comportamiento estructural del cuerpo intrusivo se llevó a cabo en dos estaciones de trabajo, debido a la escasez de lugares accesibles a la toma de datos estructurales. Estas estaciones son los puntos marcados en el mapa anexo como GE-1 y GE-2.

Para el tratamiento estadístico de los datos se utilizó el programa SPHERISTAT; por este procedimiento se obtiene un despliegue gráfico de los datos en la red de Kalsbeek y el tratamiento estadístico de Fisher.

Los datos y las gráficas obtenidas para cada estación se observan en la figura 2-3, en la página siguiente.

La Figura 2-3a se creó a partir de datos de fracturas en el intrusivo (punto GE-1 en el mapa anexo) y dentro de los primeros 30 metros del límite con el cuerpo metamórfico. El plano principal es de 79.4° con 78.6° de inclinación cuya dirección

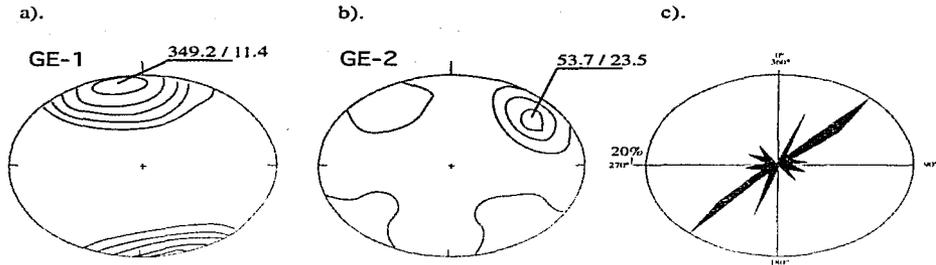


Fig. 2-3 Representación gráfica de los datos estructurales del área de estudio. Los diagramas a y b son redes estereográficas en los que se incluyen los datos de los polos de fracturas; c, es una roseta mostrando el porcentaje de las direcciones de los rasgos estructurales en el área mayores a un kilómetro observados en fotografías aéreas, usando segmentos de 10°.

no concuerda con el comportamiento estructural observado en las rocas del complejo Xolapa, con foliación gneíscica y esquistosa (presentes en el área) en los que los rumbos dominantes WNW-SSE y lineaciones en dirección al NW (Alaniz-Alvarez, 1988). Seguramente, las fracturas reflejan entonces el comportamiento del intrusivo después de su emplazamiento y obedece solo a cambios de temperatura locales.

La Figura 2-3b representa los datos de las fracturas de un afloramiento tomados en el norte del intrusivo (GE-2); la distribución de los polos mostrada indica que se trata de un conjunto de diaclasas con dos planos preferenciales en las siguientes direcciones 143.7° y 229.3°, con inclinaciones respectivas de 64.5° y 74.3°, que en este caso es similar a la dirección de los rasgos estructurales mayores a un kilómetro mostrados en la roseta de la figura 2-3c y al comportamiento regional del área antes citado.

La deformación frágil común para el intrusivo y el cuerpo que lo encajona indica que Xaltianguis se emplazó antes o durante los últimos estados de la deformación tectónica regional.



PETROGRAFIA

Para el análisis petrográfico del intrusivo Xaltianguis se tomó como base la descripción petrográfica de 20 láminas delgadas elaboradas a partir de las muestras (FC 01 a FC 20) debido a los escasos afloramientos que se observan en el área a causa de la erosión y la vegetación presentes, los lugares de muestreo se ubican en el mapa anexo, también se utilizaron láminas de las rocas que lo encajonan (sólo como referencia). La forma de tratarlas fue el procedimiento usual, es decir, se obtuvo de ellas la composición mineralógica, observando además las características y relaciones interminerales tanto en las láminas como en la muestra de mano. Para cuantificar los porcentajes modales se aplicó el método de conteo de puntos con $n=1000$.

La clasificación de las muestras se hizo por medio de la composición modal y el resultado obtenido se recalculó para poder graficarlo en un diagrama de tipo triangular doble (Streckeisen, 1976). Este diagrama tiene por vértices las componentes QAPF (iniciales en inglés de cuarzo, feldespato alcalino, plagioclasa y feldespatoideas) y es uno de los métodos de uso más frecuente para clasificar rocas ígneas. En el caso particular de este estudio sólo fue necesario el triángulo superior del diagrama (Fig. 3.1), con los vértices QAP que representan a los siguientes grupos, para Q, cuarzo; A, feldespatos alcalinos (ortoclasa, microclina, pertita, anortoclasa, albita $an00-05\%$) y P, plagioclasa ($an06-100\%$).

Resultados obtenidos

El intrusivo Xaltianguis es en gran parte de sus afloramientos leucocrático, presenta una textura fanerítica, el tamaño de los cristales varía entre dos y cinco milímetros, de los que un 90% son subhedrales, mientras que el resto es anhedral. Macroscópicamente, el intemperismo no ha afectado mucho a la roca, por lo que no presenta gran alteración y se puede decir que el intrusivo se muestra sano.

En campo la roca se clasifica de forma muy general como un cuerpo granitóide con tendencia a la granodiorita.

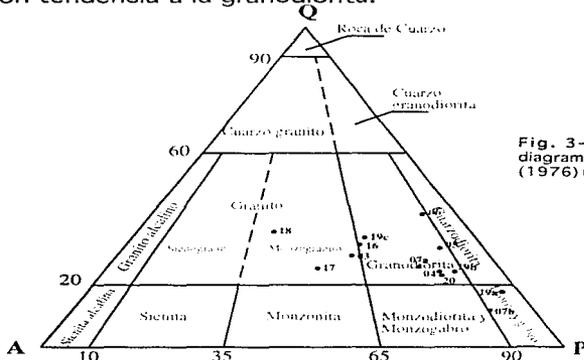


Fig. 3-1 Clasificación del intrusivo Xaltianguis en el diagrama para las rocas plutónicas de Streckeisen, (1976) utilizando la composición modal mineralógica.

En lámina tanto las biotita como la hornblenda se encuentran con dos grados de intemperismo: uno que causa poca alteración y otro que las intemperiza completamente, lo que dificulta su clasificación; en ambos casos se presentan como minerales secundarios: clorita y sericita. Dichos minerales se presentan desde subhedrales hasta anhedrales y generalmente se encuentran asociados.

Es común la presencia de pertita y cuando el feldespato alcalino no se observa de esta forma, lo hace como ortoclasa, que algunas veces presenta maclas. Las maclas de plagioclasas forman contornos bien definidos, pero existen casos en que el maclado no es perfecto y es difícil obtener el tipo de la plagioclasa. En los ejemplares se determinó que el feldespato sódico alcalino más abundante es la andesina (an30-35) aproximadamente un 60-70%, seguida por la oligoclasa (an20-

25) con un total de 30-35% y sólo en algunas muestras se observó labradorita (an50-55). Existe una alteración común en los feldespatos que es la sericitización y afecta a casi todos los minerales de esta composición. Las plagioclasas se presentan en formas que van desde euhedrales hasta subhedrales.

El cuarzo comúnmente se encuentra relleno de espacios entre los minerales, debido a esto, la forma predominante en este mineral es la anhedral. Gran parte del cuarzo contiene un alto número de pequeñas inclusiones sólidas.

Los minerales accesorios comunes son el zircón, la titanita y el apatito, los que son más abundantes en la región central del intrusivo. El tamaño de estos minerales es muy variable pero en general son pequeños (<1 mm).

El mineral opaco que se presenta en el cuerpo ígneo es la magnetita que es también muy frecuente encontrarla en el centro del intrusivo.



GEOQUIMICA

Fundamentos Teóricos

La caracterización geoquímica de las muestras aquí estudiadas se realizó con el análisis de 10 elementos mayores (Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, y P) tradicionalmente listados como óxidos.

Los elementos mayores se pueden utilizar principalmente de tres formas: para clasificar, para la construcción de diagramas de variación y en las reconstrucción de las condiciones de formación al comparar los datos del análisis con otros obtenidos experimentalmente. Además se pueden utilizar elementos trazas para identificar el ambiente tectónico original de la roca. El estudio de los elementos mayores es ampliamente empleado en la petrología ígnea.

El segundo uso de estos elementos permite desplegar los datos en diversos tipos de gráficas; se construyen diagramas de variación que permiten mostrar la relación entre los minerales y los procesos geoquímicos que los originaron. Para el tercer uso es necesario asumir que la composición química de la roca es la misma que la del magma ígneo original, en este caso al comparar la composición de la roca con materiales experimentales con idéntica composición y bajo un rango de condiciones físicas definidas, permite inducir las condiciones de fusión y/o la subsecuente historia de cristalización del magma.

4. 1 Procedimiento

Para la obtención de datos geoquímicos se necesita realizar un tratamiento físico y químico de las muestras para lograr que el dato que se busca sea obtenido por el instrumento adecuado. Este proceso es interesante y dado que no se considera actualmente en los planes de estudio de la carrera de geología, en la Facultad de Ingeniería, UNAM, es entonces necesaria una descripción de dicho procedimiento. A continuación se muestran los pasos que se siguen para la obtención de datos geoquímicos e isotópicos en el Instituto de Geofísica.

Protocolo de muestreo

Para obtener un análisis geoquímicamente confiable se necesita tener un protocolo de muestreo, el que incluye tanto la selección de la muestra como su transporte al lugar en donde será analizada. Dependiendo del método de fechamiento que se requiera, es necesario tomar en cuenta una serie de cuidados para no afectar la relación isotópica natural de la muestra.

Por ejemplo, para la utilización del método rubidio-estroncio, la roca no debe estar intemperizada y no se deben tomar muestras que estén en contacto con el agua ni de ríos o del mar, porque puede modificar el contenido original del estroncio de la muestra; también se deben evitar muestras con calcita (secundaria) ya que puede aumentar la concentración de estroncio, hasta en un 2000 %.

Si se ha elegido utilizar el método Potasio-Argón, la muestra debe ser lo más fresca posible, es decir, sin alteración. El mismo cuidado se debe tener para los métodos de Samario-Neodimio y Uranio-Plomo; para éste último la roca no debe tener una fuente externa de plomo que pueda alterar la relación natural.

La cantidad de muestra está en función del tamaño de los cristales que presenta y del método a utilizar. Esto se ejemplifica en la siguiente tabla.

Tamaño de grano	Rb/Sr	K/Ar	U/Pb	Sm/Nd
Cristales mayores a 2 mm	20 Kg	20 Kg	10-50 Kg	5-10 Kg
Cristales menores a 2 mm	5-10 Kg	5-10 Kg	10-50 Kg	5-10 Kg

Tabla 3. Cantidad de muestra inalterada necesaria para los diversos métodos de fechamientos isotópicos.

Si se desea hacer un concentrado de minerales, se tiene la opción de aislar (en casos excepcionales) los minerales en el campo. Por ejemplo, en algunas pegmatitas las micas pueden ser de varios centímetros, lo que permite muestrear este mineral fácilmente. En estos casos es necesario sólo de tres a cinco gramos del mineral de interés. Las cantidades mencionadas en la tabla están consideradas para realizar un concentrado mineral y un análisis por roca total. Otros cuidados que se deben de observar durante el muestreo son los siguientes:

No se considera la muestra de mano en la cantidad enunciada, por lo que se debe de tomar a parte del material, que se utilizará durante el análisis geoquímico, otro fragmento, para el estudio petrográfico.

Para hacer un análisis por el método de isocronas de Rb-Sr con el proceso de roca total se necesitan como mínimo tres muestras cogenéticas pero con diferente mineralogía, es decir, las muestras deben tener diferentes relaciones isotópicas de Rb/Sr.

Se requiere de hacer un descoste en la muestra "in situ", lo que significa remover la capa externa aproximadamente un centímetro, con el objetivo de ver si el intemperismo no afecta a la muestra internamente y facilitar el trabajo en el taller de molienda. Es necesario identificar a la muestra con una nomenclatura sencilla, la que se escribe con tinta permanente sobre la superficie de la roca, también se ubica en un mapa, se hace una descripción tanto de la muestra como de su afloramiento y se introduce en una bolsa de plástico.

El siguiente paso es hacer un estudio petrográfico en lámina delgada para verificar si es factible o no hacer el análisis isotópico. También es recomendable utilizar un microscopio electrónico o una microsonda para mejorar el control petrográfico. Si se desea fechar una muestra, también es necesario realizar un análisis de elementos mayores y elementos traza que permita ver si es posible utilizar el método que se escogió.

Preparación de las muestras.

Fragmentación

El objetivo es pulverizar la muestra por lo que es necesario primero fragmentarla con un marro o una prensa hidráulica, en pequeños bloques cuyo tamaño puede variar dependiendo de los molinos utilizados, en general son de 5 cm de diámetro.

Los fragmentos obtenidos se lavan con detergente y agua corriente, después se enjuagan con agua destilada. Estos se colocan en un vidrio limpio para secarse.

Si es necesario esperar mucho tiempo deben protegerse con plástico para evitar contaminar el material.

Trituración

La muestra ya está lista para pasarla por la quebradora y después por uno o varios molinos, para obtener así, un rango en el tamaño del material, que varíe entre 0.1 a 2.0 mm, el que se coloca en bolsas de plástico con su respectiva identificación.

Pulverización

La siguiente etapa es obtener tres fracciones homogéneas de 50 gramos cada una usando un cuarteador, se pasan por el pulverizador, con el fin de reducir el tamaño de la muestra hasta aproximadamente 60 micras. Una de las tres partes se utiliza en el equipo mecánico de molienda y separación, con la idea de eliminar cualquier contaminación y siempre previa limpieza del equipo, por parte de muestras tratadas anteriormente. Otra para el análisis químico de elementos mayores y traza, y la última para el análisis isotópico. Es importante seguir el orden citado en el tratamiento mecánico para no perder la precisión de la medición.

Concentración de minerales

El resto de la muestra (de 0.1 - 2 mm) se puede utilizar para hacer un concentrado mineral, es necesario primero separarla en fracciones de varios tamaños, por lo que se emplean mallas con diversos diámetros. La fracción con la que se trabajará depende de la muestra misma, ya que se selecciona la que contenga la mayor concentración del mineral de interés.

Una vez tamizada la muestra y seleccionada la malla se utiliza una mesa vibradora inclinada, para lograr un preconcentrado del mineral de interés. Después se pasa por un separador magnético (Frantz) para mejorar la pureza del concentrado. También puede ser necesario usar líquidos pesados.

Se debe revisar el concentrado obtenido con un microscopio binocular, con el objeto de verificar que tenga un 99 % de pureza. Si no es así, es necesario molerlo en un mortero manual de ágata o automático de corundo, para lograr que el mineral libere el material no deseado. A continuación se utiliza nuevamente el Frantz y el microscopio y, de ser necesario se repite el proceso hasta obtener la pureza adecuada. Se requieren entre 100 y 300 miligramos de concentrado según el método isotópico.

Fluorescencia de Rayos X

Para la determinación de los óxidos mayores y elementos traza por el método de fluorescencia de rayos X, la muestra se prepara como sigue: Se toma una porción de 15 gramos del material pulverizado y se muele en el mortero de agata hasta que tenga un tamaño aproximado de 200 micras, lo cual se valora al tacto hasta que presente una granulometría similar a la del talco.

Se utilizan 1.2 gramos del material molido para elaborar una pastilla por fundición, en la que se identifican los óxidos mayores. Se emplean 4.0 gramos para realizar una pastilla prensada para la identificación de los elementos trazas; y 5.0 gramos para obtener el porcentaje de FeO por vía húmeda y el sobrante queda como material de reserva.

Las pastillas se procesan en un espectrómetro de Fluorescencia de rayos X.

Estudio Isotópico

Para estudios isotópicos de dilución y relación isotópica es recomendable tener cuatro porciones de 100 mg cada una. Estas se denominan con la clave de la muestra añadiendo además, por ejemplo, los números I, II, III y IV.

Las muestras son tratadas en bombas de teflón con ácido fluorhídrico (HF, =45%) para disolver los silicatos. Se le añade ácido perclórico con el fin de evaporar el ácido fluorhídrico que quede, ya que es tóxico y agresivo al vidrio de los recipientes y columnas. Después de 3 días se abre la tapa de la bomba y se evapora el HF en una campana a temperatura constante de 40°C. A continuación se echan de 7 a 8 ml de ácido clorhídrico 6N (HCl), con el objeto de tener una solución de cloruros del material que se está tratando. Se evapora el ácido 6N y se agrega de 0.5 a 1 ml HCl 2N, para mantener el material en solución, la bomba se cubre y se mantiene a temperatura ambiente. Aquí se debe decidir si se va a realizar una dilución isotópica o únicamente la determinación de la relación isotópica natural o las dos.

Si se decide por el primer camino es necesario agregar a la muestra un trazador artificial (spike), el que tiene una composición y concentración conocidas, para alterar la relación isotópica; si se opta por el segundo camino no es necesario añadir el spike. La muestra se introduce en una centrífuga para sedimentar el material que no se pudo digerir en los ácidos y ser eliminado. Posteriormente se pasa por las columnas de intercambio iónico, para separar el o los elementos que se van a analizar (por ejemplo rubidio y estroncio), así el material está listo para su medición en el espectrómetro de masas.

Dilución Isotópica

El análisis de dilución isotópica se utiliza para tener una alta precisión ($\leq \pm 1\%$) al determinar las concentraciones de elementos individuales en sólidos, líquidos o sustancias gaseosas. Se puede aplicar a todos los elementos que tengan más de un isótopo natural. Para determinar la cantidad desconocida del elemento (N_p) en términos de número atómico de la muestra, se añade una cantidad conocida del elemento (N_s); esta cantidad que se agrega se llama spike o trazador. El spike contiene el elemento por analizar con una relación isotópica artificial (R_s) bien conocida (casi monoisotópica) de los isótopos 1 y 2, y es diferente de la composición isotópica natural (R_p).

Para las muestras sólidas, el spike es añadido antes o después de la digestión de la muestra en ácido. La muestra y el spike son mezclados hasta obtener una composición homogénea (N_p+N_s), y así una nueva relación isotópica (R_m), la cual es medida. Cuando los isótopos 1 y 2 utilizados para la determinación cuantitativa tienen abundancias más o menos similares, se reducen los errores de medición y cuantificación de la concentración en el espectrómetro de masas. La cantidad del spike agregada debe de ser la necesaria para obtener dicha relación isotópica entre los isótopos. El caso de Rb/Sr se ilustra en la Fig. 4-1.

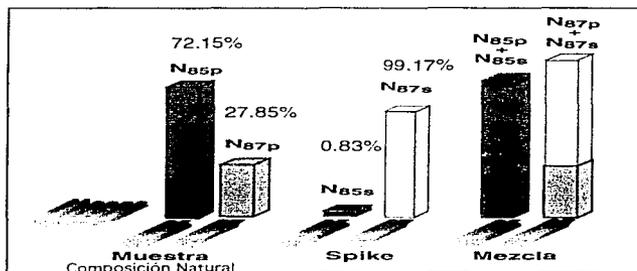


Fig. 4-1 Análisis de dilución isotópica (utilizando al rubidio como ejemplo): Una cantidad conocida N_s (en términos de su número atómico) de un spike de composición isotópica conocida (en el caso de rubidio: N_{85s} y N_{87s} ; 85 y 87 = número de masa; s = spike) es añadido a la muestra con cantidad desconocida N_p que contiene a los isótopos 85 y 87 (N_{85p} y N_{87p} ; p = muestra). La mezcla tiene que tener aproximadamente la misma proporción de ambos isótopos para obtener la máxima precisión en el espectrometro de masas.

Para un elemento con dos isótopos naturales, la cantidad desconocida N_p del elemento en la muestra se obtiene usando:

$$N_p = N_s (R_m - R_s) (1 + R_p) / (R_p - R_m) (1 + R_s)$$

donde:

R_m = la relación isotópica N_1/N_2 en la mezcla (por determinarse)

R_p = la relación natural isotópica N_1/N_2 en la muestra (por determinarse)

R_s = la relación isotópica N_1/N_2 del spike (conocida), y

N_s = cantidad del elemento en el spike (en términos del número atómico)

Cuando R_p , R_s y N_s son conocidas, ésto es suficiente para medir la relación isotópica de la mezcla R_m , con el objeto de determinar la cantidad original del elemento en la muestra. Si el elemento tiene más de dos isótopos, hay sistemas de ecuaciones que se pueden resolver para corregir cualquier fraccionamiento isotópico de masas que pueda ocurrir durante la medición en el espectrómetro.

Las principales ventajas de la dilución isotópica pueden resumirse como sigue:

- Es el método más preciso para determinar concentraciones de elementos.
- El tratamiento químico no necesita ser cuantitativo. Después de pesar el spike, la muestra, y la mezcla de éstos, sólo es necesario determinar la relación de cualquier parte de la muestra, lo que se puede hacer de forma muy precisa en el espectrómetro de masas o se puede corregir matemáticamente la influencia de isóbaros.
- El análisis está libre de cualquier influencia de otros elementos: la interferencia de isótopos de otros elementos son removidos químicamente antes de la medición en el espectrómetro de masas.
- Es posible medir más de dos isótopos naturales de un elemento al mismo tiempo: la composición isotópica natural se calcula con las relaciones isotópicas del elemento en la muestra. Si se utiliza un spike doble (por ejemplo Sr y Nd), no es necesario dividir el material. Esto minimiza el error analítico, debido a que se requiere pesar pocas veces y ambos elementos son medidos en la misma alícuota de la muestra.

Las principales desventajas son el tiempo que consume este método, el alto costo de los spikes y el cuidadoso tratamiento mecánico y químico de la muestra.

4. 2 Clasificación de la roca

Los análisis de elementos mayores y algunos traza, se realizaron con el equipo de fluorescencia de rayos X del Laboratorio de Geoquímica Isotópica del Instituto de Geología, UNAM. Para la clasificación se utilizaron los esquemas de uso corriente. El criterio principal para la elección de estos esquemas son su fácil aplicación, amplio uso y una construcción basada en criterios mineralógicos.

Esquemas de clasificación utilizados en rocas ígneas:

Gráficas óxido - óxido

- Diagrama TAS

Basados en normas

- Ab-An-Or
- Q' (F')-ANOR

Basados en cationes

- R1- R2

Se menciona en las siguientes líneas una descripción general de estos métodos, con el objeto de justificar el uso de ellos y descartar algunos que se consideran inadecuados, aunque han sido utilizados en trabajos previos del área de estudio.

Diagrama TAS

Las gráficas para elementos mayores de óxido-óxido son posiblemente los más utilizados. El diagrama TAS (total de álcalis contra sílice, Cox et al. (1979)) permite separar las rocas en ultrabásicas, básicas y ácidas con base en su contenido de sílice y el de elementos alcalinos (Fig. 4-2). Generalmente se utiliza para dar una

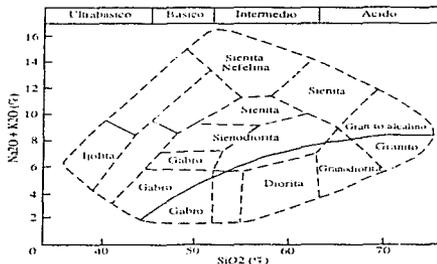


Fig. 4-2 Clasificación química y nomenclatura de rocas plutónicas usando el diagrama total de álcalis contra el sílice (TAS) de Cox et al. (1979) adaptado por Wilson (1989) para rocas plutónicas. La curva sólida subdivide las rocas alcalinas de las subalcalinas.

clasificación preliminar, debido a que sus límites se basan en una versión de rocas volcánicas.

El diagrama utiliza la suma de Na_2O y K_2O que caracteriza el contenido de álcalis (TA) y el porcentaje de SiO_2 (S), que son tomados directamente del análisis de porcentajes de óxidos. No se utiliza en este estudio debido a su carácter general.

Norma

El cálculo de la norma es una forma de evaluar la composición mineralógica teórica de una roca a partir de un análisis químico.

La norma CIPW es la más ampliamente utilizada y puede ser sustancialmente diferente de la mineralogía real, ya que para su cálculo se asume que el magma es anhídrico, así que los minerales tales como biotita y hornblenda no están permitidos, Tampoco se toman en cuenta pequeñas cantidades de elementos tales como Ti y Al en ferromagnesianos, y que el cociente de Fe/Mg de todos los minerales ferromagnesianos es siempre el mismo.

Una ventaja es que la norma está basada enteramente en la química, de tal forma, que una roca de cualquier tamaño de grano o inclusive metaígneas, tendrán la misma composición normativa.

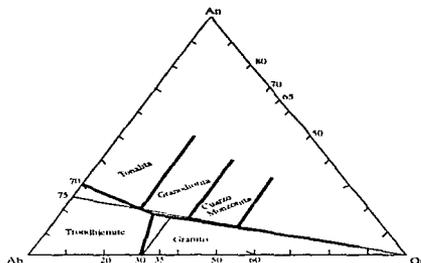
Una variación a la norma CIPW, es la norma de cationes, conocida como norma de Barth - Niggli o norma Molecular. En este caso el cálculo se hace utilizando el peso equivalente de los óxidos, logrando así que la proporción de los minerales opacos sea cercana a su porcentaje real.

Una dificultad con el cálculo de esta última norma es su sensibilidad al estado de oxidación del Fe, con el consiguiente problema en rocas ricas en este elemento.

Diagrama Ab-An-Or

Este tipo de diagrama se puede utilizar para la clasificación de cuerpos granitoides con más del 10% de cuarzo normativo, que es el caso del intrusivo Xaltianguis. Se basa enteramente en la composición normativa de feldespatos, recalculando éstos al 100%, y representa la proyección del cuarzo dentro de la cara de los feldespatos, en el tetraedro granítico constituido por Q-Ab-An-Or en la figura 4-3 se muestra esta proyección.

Fig. 4-3 Clasificación de un granitoide de acuerdo su composición de An-Ab-Or después de Barker (1979) (líneas gruesas). Se muestra también los campos originales de O'Connor (1965) separados por las líneas delgadas.



La composición del feldespato es calculada con la norma molecular de Barth - Niggli, ésta provee una mejor aproximación a la composición feldespática que una clasificación modal y permite además, estimar el tipo original de magma y en algunos casos se puede utilizar con rocas metaígneas.

Diagrama Q'(F') - ANOR

Este diagrama se basa en la norma de Barth-Niggli, es de coordenadas rectangulares en el cual el eje Y, representa el grado de saturación de sílice, y al mismo tiempo una medida del contenido de cuarzo ($Q' = Q/Q+Or+Ab+An$) o del contenido de feldespatoideos: [$F' = (Ne+Lc+Kp)/(Ne+Lc+Kp+Or+Ab+An)$]. El eje X refleja el cambio en la composición de feldespatos [$ANOR = 100 * An / (Or+An)$] (Fig. 4-4).

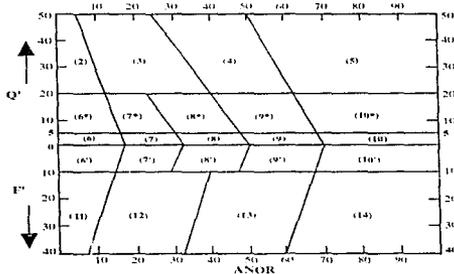


Fig. 4-4 Clasificación de las rocas plutónicas utilizando su composición normal molecular (después de Streckeisen y Le Maître, 1979).

- | | |
|--------------------------|-----------------------------|
| (2) Granito alcalino | (9*) Monzodiorita de cuarzo |
| (3) Granito | (9) Monzodiorita |
| (4) Granodiorita | (10*) Diorita de cuarzo |
| (5) Tonalita | (10) Diorita |
| (6*) Sienita de cuarzo | |
| (6) Sienita alcalina | |
| (7*) Sienita de cuarzo | |
| (7) Sienita alcalina | |
| (8*) Monzonita de cuarzo | |
| (8) Monzonita | |

La exclusión de la albita del eje de los feldespatos evita las dificultades de colocarle dentro de las plagioclasas del feldespato alcalino.

El diagrama intenta ser un reflejo de la clasificación de QAPF de Streckeisen y antes de los 80's era muy utilizado. No se ajusta a la realidad, ya que algunos tipos de roca y en especial en la tonalita, los campos se traslapan por lo que no será empleado en este estudio debido a que el intrusivo incluye muestras que caen en el campo de tonalita.

4. 3 Diagramas de variación

Un conjunto de datos geoquímicos de una provincia geológica en particular, puede a primera vista mostrar una variación incomprensible en la concentración individual de los elementos, es necesario entonces, organizar de tal manera la información para que las variaciones entre rocas individuales puedan ser identificadas. La herramienta más utilizada y que ha resultado invaluable en el análisis de datos geoquímicos es el diagrama de variación.

Este es un diagrama bipolar o diagrama de dispersión, de tal forma que dos variables son graficadas al mismo tiempo, en particular un diagrama de variación, en el cual SiO_2 está en el eje X, es conocido como diagrama de Harker. Tradicionalmente la fuerte coherencia geoquímica entre los elementos mayores, ha sido utilizada para sugerir que hay un proceso fundamental, que puede explicar las relaciones entre un grupo de elementos.

Así la mayoría de las tendencias en un diagrama de variación son el resultado de la fusión. En rocas ígneas esta fusión puede presentarse en varias formas, una de ellas es que tenga su origen en dos magmas, otra puede ser la adición y la sustracción de fases sólidas durante la contaminación o cristalización fraccionada, o inclusive la adición de incrementos en el grado de fusión durante un proceso de fusión parcial; los procesos reconocibles por los diagramas de variación son:

- Cristalización fraccionada
- Asimilación y cristalización fraccionada
- Fusión parcial
- Movilidad de elementos
- Intemperismo
- Tendencias artificiales

La determinación de si el cuerpo intrusivo es producto de la cristalización

fraccionada, se puede dilucidar con el análisis de los feldespatos y el comportamiento de los óxidos en el intrusivo, de tal forma que si se hace un diagrama de tipo Harker, con los dos componentes anteriores y si la roca siguió una cristalización fraccionada aislada de otro proceso, se debe de sobreponer la curva que describen los óxidos y la que se forma con el análisis de los feldespatos.

El análisis de los feldespatos se realiza con un microscopio electrónico en minerales zonados. Sólo se realiza este método para determinar como se dijo antes si el intrusivo se formó a partir de un proceso de cristalización fraccionada.

4.4 Discriminación de Ambientes Tectónicos

La idea de caracterizar los magmas de los diferentes ambientes tectónicos se le atribuye a Pearce and Cann (1971,1973). En dos de sus más importantes publicaciones, estos autores muestran que es posible utilizar la geoquímica para diferenciar basaltos producidos en diferentes ambientes tectónicos.

Con esta base se crearon los actuales diagramas de discriminación tectonomagmática, que son diagramas de variación geoquímica en los cuales se distinguen los tipos de ambientes tectónicos basados en su geoquímica.

El análisis de discriminación es una técnica estadística utilizada para clasificar muestras en grupos predefinidos. Un gran número de variables son examinadas para aislar las que más efectivamente clasifiquen a las muestras.

Muchos de los diagramas utilizan elementos trazas incompatibles tales como Ti, Zr, Y, Nb y P los que tienden a ser relativamente inmóviles y acuosos a menos que exista una alta actividad de F (como anión). Esto significa que estos elementos serán estables bajo condiciones hidrotermales, en el intemperismo del piso oceánico y en metamorfismo hasta de grado medio (facies anfibolíticas).

En resumen un diagrama de discriminación tectónica significativo debe ser construido con elementos no sensibles a procesos secundarios, y que estos elementos sean fácilmente medibles con buena precisión aun en concentraciones pequeñas. El primer estudio sistemático de este tipo de diagramas para granitos fue hecho por Pearce et al. (1984). En donde clasificaron los granitos en diferentes ambientes tectónicos: cresta oceánica (ORG), de arco volcánico (VAG), intraplacas (WPG) y colisional (Syn-COLG); figura 4-5.

Un estudio de la concentración de los elementos traza graficados contra el

contenido de sílice de un grupo de seiscientos granitos revelaron que los elementos Y, Yb, Rb, Ba, K, Nb, Ta, Ce, Sm, Zr y Hf pueden ser utilizados para clasificar a los granitos dentro de un ambiente tectónico específico.

De los elementos listados anteriormente, Y y Nb, y sus análogos Yb y Ta respectivamente, además de Rb son seleccionados para hacer diagramas discriminantes más eficientes, graficándolos dentro de un diagrama bivalente en el que el eje X es la suma de Y+Nb y el eje Y esta representado por el Rb, en ambos casos las unidades son ppm (Fig. 4.5), en algunos casos es necesario utilizar otro tipo de diagrama de discriminación para observar o verificar el tipo de ambiente en

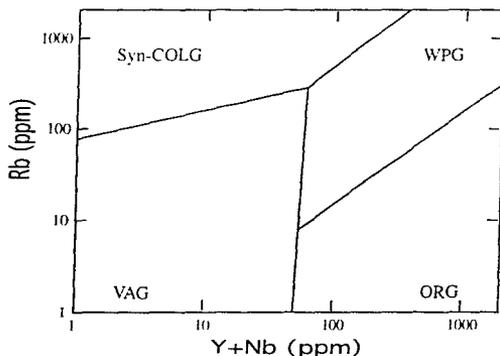


Fig. 4-5 Diagrama de discriminación de ambientes tectónicos (Pearce et al., 1984) en los que se define los campos sincolisionales (syn-COLG), intra placas (WPG), arco volcánico (VAG) y ridge oceánicos (ORG).

el que se formó la roca.

Para el presente estudio se utilizaron los siguientes tipos de esquemas, en primer lugar, para clasificar geoquímicamente a la roca se usó el diagrama Ab-An-Or de O'Connor en virtud de su especificidad para rocas granitoides; en segundo término se empleó el diagrama de Rb y Y+Nb (Pearce et al., 1984) para ubicar al intrusivo dentro de un marco tectónico; también se utilizaron diagramas de uso común en geoquímica tales como los de tipo Harker, describiendo algunas características que pueden resultar interesantes para los objetivos de este trabajo.

4.5 Fechamiento por Rb-Sr

El rubidio es un metal alcalino con el radio atómico de 1.48 Å que es suficientemente similar al del potasio (1.33 Å), característica que le permite sustituirlo en todos los minerales ricos en este elemento. Consecuentemente el rubidio es un elemento que se encuentra en minerales tales como micas (muscovita, biotita, flogopita y lepidolita), feldepatos potásicos (ortoclasa y microclina), en ciertos minerales arcillosos y en minerales evaporíticos como la silvita y la carnalita. El rubidio tiene dos isótopos naturales con masas atómicas de 85 y 87. El rubidio 87 decae con una vida media de 48.8×10^9 a un isótopo estable de estroncio con masa atómica de 87.

El estroncio es un elemento alcalino con radio iónico de 1.13 Å que es un poco más grande que el del calcio (0.99 Å) por lo cual puede reemplazarlo. Así el estroncio es un elemento que se encuentra en minerales ricos en calcio como la plagioclasa, la apatita y en minerales carbonatados, en especial la aragonita. El estroncio tiene cuatro isótopos naturales todos estables: cuyas masas son 84, 86, 87 y 88. La abundancia de los isótopos del estroncio es variable respecto a su abundancia natural, debido a la formación de un isótopo radiogénico (estroncio 87) a partir de un isótopo de rubidio (87). Por esta razón la determinación de la composición exacta del estroncio en una roca o mineral que contenga rubidio depende de la edad y de la relación Rb/Sr en la roca o mineral.

Para este estudio se utilizó el sistema isotópico de Rb-Sr para la obtención de la edad de intrusión, aplicándolo a tres muestras cogenéticas (FC 19A, 19B y 19C).

Durante la cristalización fraccionada del magma, el estroncio tiende a concentrarse en las plagioclasas, mientras que el rubidio se mantiene en la fase líquida. Consecuentemente la relación Rb/Sr del magma residual puede incrementarse gradualmente en el curso de la cristalización, por lo que las rocas ígneas diferenciadas tienden a tener un incremento en la relación Rb/Sr con el incremento en el grado de diferenciación.

Así se conoce que existen diferencias en la relación Rb/Sr tanto verticales como horizontales e inclusive durante el tiempo, con lo que se puede establecer un criterio para distinguir entre rocas graníticas derivadas del manto o de la corteza. Esta idea se emplea en las últimas partes del siguiente capítulo, con el

fin de conocer la procedencia del material que formó al intrusivo.

La determinación de las relaciones isotópicas y de la dilución isotópica se realizaron en el LABORATORIO UNIVERSITARIO DE GEOQUÍMICA ISOTÓPICA (LUGIS), dentro del Instituto de Geofísica de la UNAM.

4.6 Tierras Raras

Las Tierras Raras (REE, en inglés) son los elementos más útiles de los considerados como trazas y su estudio tiene importantes aplicaciones no sólo en la petrología de las rocas ígneas sino también en la de las rocas sedimentarias y metamórficas. Las REE son una serie de metales con números atómicos comprendidos entre 57 y 71, tienen propiedades químicas y físicas similares. Las pequeñas diferencias en el tamaño y en el comportamiento permiten que los procesos geológicos cambien la relación natural relativa a sí mismas, haciendo posible diferenciar dicho proceso.

Para el análisis de las REE se requiere que previamente sean normalizadas de acuerdo a la abundancia de las REE encontrada en condritas o en MORBs (Middle Oceanic Ridge Basalts), y generalmente el diagrama más común es el que utiliza las abundancias normalizadas de las Tierras Raras de la roca en análisis contra su número atómico. El patrón de las REE en las rocas ígneas está controlado por su química en la fuente del material y el equilibrio cristal-fase líquida que ha tenido lugar durante la evolución de la roca. Las anomalías de Europio que se presenta en algunos patrones son principalmente controlados por los feldespatos, particularmente en magmas félsicos; el europio (presente en estado bivalente) es compatible con las plagioclasas y el feldespato potásico, en contraste de las REE trivalentes que son incompatibles con estos minerales.

Entonces la extracción de los feldespatos de un magma félsico a causa de la cristalización fraccionada o por fusión parcial de la roca (en la que los feldespatos son retenidos dentro de la fuente), origina un incremento en la anomalía negativa de europio en el diagrama de las REE del cuerpo ígneo. La anomalía positiva de europio de un magma félsico es causada por los siguientes minerales: hornblenda, esfena, clinopiroxeno, ortopiroxeno y granate; el proceso inverso al de una anomalía negativa es precisamente lo que origina este fenómeno.

Para este estudio se utiliza también la geoquímica de las Tierras Raras de cuatro muestras, cuyo análisis se realizó en el SERVICE D'ANALYSES DES ROCHES ET MINÉRAUX, CRPG-CNRS Nancy, Francia, con el apoyo económico de DGAPA.



DISCUSION DE RESULTADOS

En este capítulo se interpretan los resultados obtenidos para el intrusivo Xaltianguis con el fin de conocer sus características petrológicas y geoquímicas, para relacionar los resultados obtenidos con los datos existentes de los intrusivos de Acapulco y Tierra Colorada, tomados de De Cserna (1965), Negendank et al. (1987), Morán-Zenteno (1992), Schaaf et al. (1995) y Calva-Guerra (1996).

En campo, el intrusivo sólo puede ser clasificado como un cuerpo granitoide dada sus características megascópicas, para una clasificación más precisa se emplearon los datos de la petrografía y geoquímica del intrusivo (Fig. 5-1), en donde se distingue una clara tendencia a la granodiorita y cuarzodiorita que se pueden tomar como las composiciones esenciales del cuerpo ígneo. Las variaciones más ácidas observadas como el monzogranito, probablemente se deben a un proceso de asimilación de las rocas adyacentes ya que las muestras que presentan esta litología están próximas a rocas cuya constitución es principalmente cuarzo feldespática o el material original no tuvo tiempo de homegenizarse antes de su consolidación.

Del estudio petrográfico se puede apreciar lo siguiente:

a) Se observa un enriquecimiento de material potásico que afectó principalmente a las plagioclasas, permitiendo que se formaran sobre éstas feldespatos alcalinos.

b) Es importante remarcar el hecho de que no se encontraron indicios que evidenciaran procesos de re-absorción magmática, ni tampoco una alteración en particular del intrusivo.

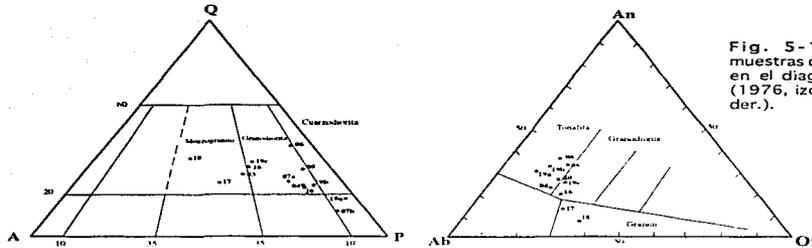


Fig. 5-1 Clasificación de las muestras del intrusivo Xaltianguis en el diagrama de Streckeisen (1976, izq.) y O'Connor (1965, der.).

c) La pertita observada en lámina delgada puede reflejar un proceso de enfriamiento de gradiente bajo (Cox et al., 1979) dentro del intrusivo. Otro elemento que favorece esta idea es que no se observan huellas que permitan evidenciar un recalentamiento del cuerpo, además de que el tipo de textura de exsolución se observa más frecuentemente en el centro del intrusivo. El proceso de enfriamiento lento se refleja en la textura equigranular de la roca que en general está formada por cristales subhedrales de grano medio a grueso.

Con el análisis petrográfico no se puede definir toda la evolución del intrusivo, ya que solo se observan algunas características de éste y ciertos comportamientos en los elementos que componen a la roca se ocultan, por lo que en los siguientes diagramas se muestran las variaciones de los principales óxidos dentro del intrusivo.

Estas variaciones pueden asociarse espacialmente (Fig.s 5.2 a y b), así el intrusivo se caracteriza por tener la tendencia de ser más máfico hacia la parte central y silíceo hacia la periferia. La variación en los otros óxidos (Fig.s 5.2 c, d, e y f) se relaciona con el cambio en la composición del SiO₂ presentando valores comunes para el tipo de roca al que pertenecen, y muestran una tendencia negativa con respecto al SiO₂.

Con los diagramas de la Fig. 5.3 se puede caracterizar al intrusivo de Xaltianguis como un cuerpo con contenido de potasio intermedio, razón por la cual se ubica dentro del campo subalcalino, y de acuerdo a Pitcher (1982) sería un granito de tipo I. Hasta el momento, estas características permiten pensar que el intrusivo de Xaltianguis se formó en un margen continental activo dentro de la zona intermedia del arco continental.

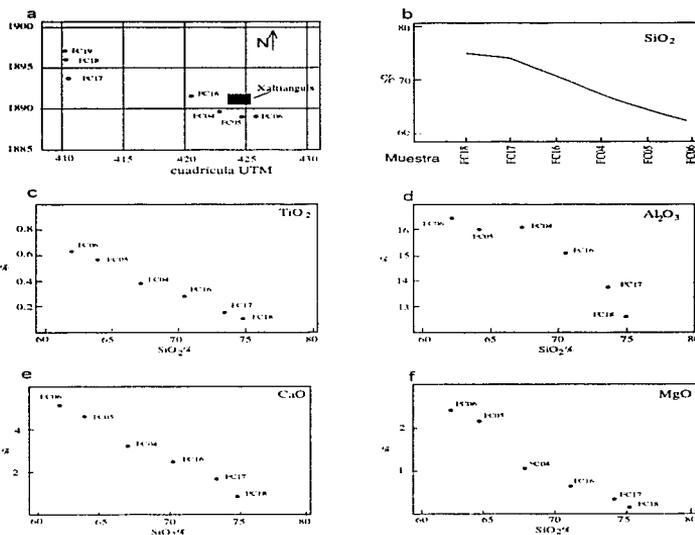


Fig. 5-2 Diagramas que muestran el comportamiento de los principales óxidos en el intrusivo. En (a) se muestra la ubicación de las muestras en coordenadas UTM, en (b) se puede observar el % SiO₂ versus núm. de muestra, los siguientes diagramas (c,d,e y f) muestran el porcentaje de SiO₂ contra el porcentaje del óxido mayor. Los resultados analíticos se encuentran en la tabla del anexo. No se incluyen en los diagramas las muestras FC 19a, FC 19b y FC 19c, por que son partes diferenciadas de un mismo ejemplar.

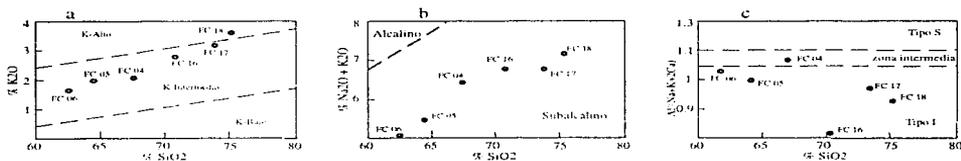


Fig. 5-3 Diagramas tipo Harker que muestran: (a) la saturación de potasio, (b) clasificación de las muestras dentro de los campos de alcalinidad y (c) el tipo de intrusivo de acuerdo a su composición molar (Pitcher, 1982)

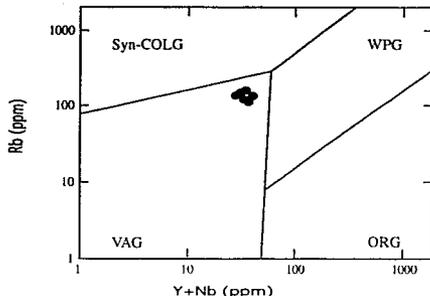


Fig. 5-4 Diagramas de discriminación de Pearce et al., 1984). Se muestran los siguientes campos: syn-COLG, granitos sincollisionales; WPG, granitos intra placas; VAG, granitos de arco volcánico y ORG, granitos de rigde oceánicos. Los círculos negros indican las muestras de intrusivo Xaltianguis.

Para comprobar esta tesis se utilizó el diagrama de discriminación de Pearce et al. (1984) (Fig. 5.4), en el que los valores de Rb, Y y Nb de Xaltianguis pertenecen al campo VAG, es decir, de granitos formados en un arco volcánico.

Los valores de $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ inicial recalculados para 30 Ma, están entre 0.704177 y 0.705009, son característicos para la mezcla del material del manto y zonas de la corteza empobrecidas en estos isótopos (Fig. 5.5a).

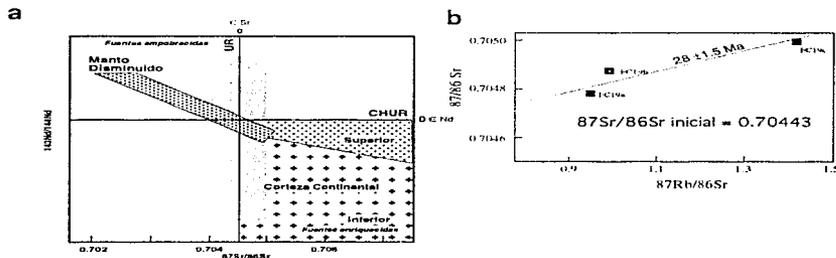


Fig. 5-5 La gráfica (a) muestra el rango de los valores iniciales de estroncio (recuadro gris); CHUR: Chondritic uniform reservoir; UR: Uniform reservoir. (b) muestra una línea de regresión del sistema Rb/Sr para el intrusivo Xaltianguis en la que se obtuvo 0.704431 para la relación $87\text{Rb}/86\text{Sr}$ inicial y un valor de edad de 28 ± 1.5 Ma.

La roca se fechó por el sistema isotópico de Rb-Sr por medio del método de roca total; de esta forma, en una primera aproximación la edad del intrusivo de Xaltianguis es de 28 ± 1.5 Ma usando las concentraciones de Sr por dilución isotópica y de Rb por XRF.

La isocrona está formada por tres puntos (Fig. 5.5b) y el cálculo se realizó con el programa Isoplot V2.5 de K. Ludwig (U.S. Geo. Survey). Se requiere todavía la determinación de Rb por dilución isotópica, para precisar esta edad.

La relación inicial de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ con 0.70443 permite caracterizar al intrusivo de Xaltianguis como un cuerpo granitoide que forma parte de un arco continental, formado en una margen convergente activa durante el Oligoceno.

La geoquímica de las Tierras Raras (Fig. 5-6) permite conocer si la roca se encuentra o no muy diferenciada. En la gráfica de REE para el intrusivo Xaltianguis se observa un aumento de la anomalía de Eu congruente con la variedad litológica de cada muestra y un enriquecimiento en los REE ligeros, a la par de una tendencia subhorizontal de los HREE indicando que la fusión parcial no jugó un papel de importancia durante su formación y que se originó a partir de un magma primitivo con poca contaminación cortical.

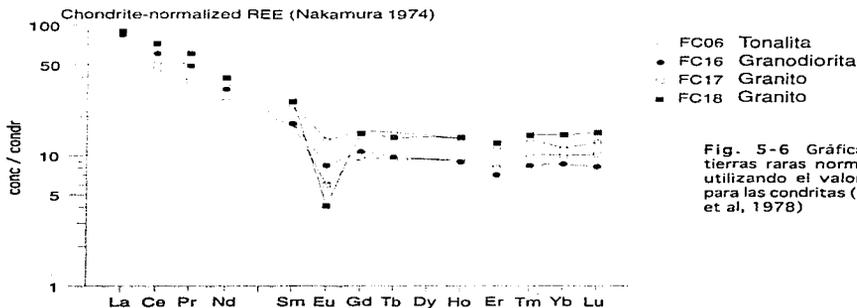


Fig. 5-6 Gráfica de las tierras raras normalizadas utilizando el valor de C1 para las condritas (Evensen et al, 1978)

Comparación del Intrusivo Xaltianguis con los plutones de Acapulco y Tierra Colorada.

En las siguientes páginas se relaciona los datos obtenidos del intrusivo Xaltianguis con los reportados previamente de los intrusivos de Acapulco y de Tierra Colorada, los que se encuentran a 30 Km al SW y al ENE respectivamente.

La comparación de estos intrusivos se hizo con base en las fuentes citadas en la tabla 4, en la cual se presenta además la aplicación de los datos.

Acapulco	Xaltianguis	Tierra Colorada
CS-210G :(1,EM)	CS-106G: (1,EM)	A2: (2,EM)
A6 : (2,EM)	A14: (2,EM)	A4: (2,EM)
A7-2: (2,EM)	A13: (2,EM)	A5: (2,EM)
A7-3: (2,EM)	MS48: (4,EM,RI)	A11-2: (2,EM)
A8-1: (2,EM)	FC04: (5,EM,RI)	FC10: (5,EM)
A16: (2,EM)	FC05: (5,EM)	DP-2: (6,EM,ET)
RA-13: (3,EM,ET)	FC06: (5,EM, ET)	DP-3a: (6,EM,ET)
RA-13a: (3,EM,RI)	FC16: (5,EM,ET,RI)	DP-9: (6,EM,ET)
RA-15: (3,EM,ET)	FC17: (5,EM,ET)	MS 49 (4,EM)
RA-22: (3,EM)	FC18: (5,EM,ET,RI)	
RA-28: (3,EM,RI)	FC19a: (5,EM,ET,RI)	
RA-30: (3,EM,ET)	FC19b: (5,EM,RI)	
RA-34: (3,EM,RI)	FC19c: (5,EM, RI)	
RA-39: (3,EM)	J1: (7,EM, ET, RI)	
	J4: (7,EM, ET, RI)	
	J4b: (7,EM, ET, RI)	

Tabla 4. Muestras utilizadas en el presente estudio. Referencias: 1, De Cserna (1965); 2, Nengendank et al., (1987); 3, Calva (1996); 4, Schaaf (1990); 5, Este trabajo (1996); 6, Schaaf (1996); 7, Schaaf et al. (comunicación personal).

EM: Elementos mayores ET: Elementos trazas RI: Relaciones isotópicas.

Los criterios de selección fueron los siguientes:

- Se escogieron muestras representativas del cuerpo, es decir, que no se incluye alguna fase o estado en particular (enclaves, diques, muestras intemperizadas, etc.)

- No se incluyen muestras con datos químicos insuficientemente precisos y de preferencia analizadas por fluorescencia para elementos mayores, o con el ICP para el caso de elementos traza.

- No se tomaron en cuenta las muestras en las que existía duda de su origen.

Con la idea de obtener información lo más objetiva posible para la clasificación de los intrusivos se usó el diagrama triangular Ab-An-Or de O'Connor (1965), que utiliza la norma CIPW basada en el análisis químico de la roca (Fig. 5.7); se evitó la clasificación modal ya que en ella intervienen factores como el tamaño de grano, el número de puntos, el tamaño de la lámina y la evaluación de la persona, lo que puede modificar el valor porcentual del contenido modal entre el 3 y el 10% además, de que no se contaba con el 100% de los datos.

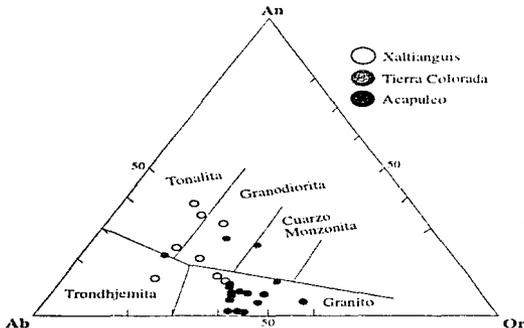


Fig. 5-7 Clasificación geoquímica (O'Connor, 1965) de los intrusivos Xaltianguis, Acapulco y Tierra Colorada.

En el diagrama se puede observar la homogenización del intrusivo de Acapulco frente a la heterogeneidad de los intrusivos de Xaltianguis y el de Tierra Colorada. Mientras que la roca de Acapulco se muestra como un granito franco, los otros intrusivos reflejan una variación en sus componentes, lo que muestra que existen fases que van desde granitos hasta tonalitas en estos cuerpos.

Lo anterior se refleja en las tendencias que presentan los óxidos en los diagramas de tipo Harker (Fig. 5.8). Las muestras para el granito de Acapulco se observan como "nube" en el rango de 70 a 75% de sílice principalmente, mientras que en los granitoides de Xaltianguis y Tierra Colorada, se presentan claras tendencias negativas dentro de una traza fácilmente reconocible.

Comportamiento inverso al del K₂O que presenta una correlación positiva y no se establece un comportamiento claro. Con el análisis del contenido de álcalis (Na₂O+K₂O) de los intrusivos es posible clasificarlos como cuerpos subcalcálicos o calcoalcalinos (Fig. 5.9).

ESTA TESIS NO DEBE
SALIR DE LA BIBLIOTECA

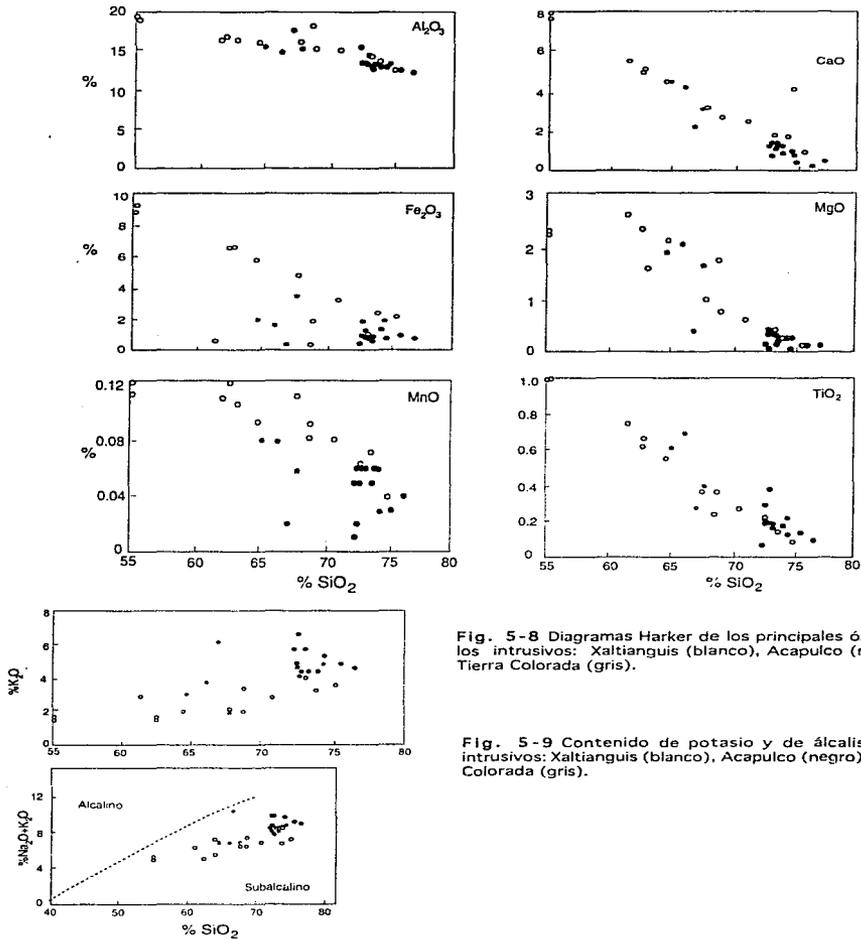


Fig. 5-8 Diagramas Harker de los principales óxidos de los intrusivos: Xaltianguis (blanco), Acapulco (negro) y Tierra Colorada (gris).

Fig. 5-9 Contenido de potasio y de álcalis en los intrusivos: Xaltianguis (blanco), Acapulco (negro) y Tierra Colorada (gris).

Ya que los intrusivos son subalcalinos se intentó encontrar una correlación entre ellos, por medio del diagrama AFM (Fig. 5-10) en el que no se define alguna tendencia, pero se caracteriza a los intrusivos como pertenecientes a la serie calcoalcalina.

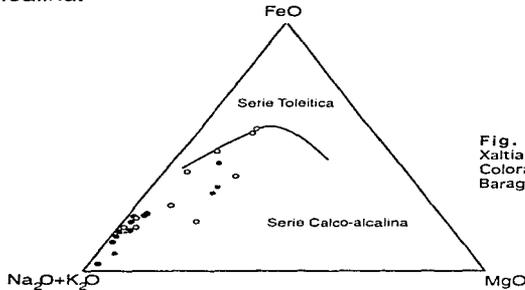


Fig. 5-10 Diagrama AFM de los intrusivos Xaltianguis (blanco), Acapulco (negro) y Tierra Colorada (gris) utilizando el límite de Irvine y Baragar (1971)

Respecto al ambiente de formación de las rocas se puede observar en la Fig. 5-11, que el granito de Acapulco y los intrusivos Xaltianguis y Tierra Colorada, tienen el mismo comportamiento, correspondiente a un arco volcánico. Se puede hablar inclusive de una cierta tendencia en enriquecimiento de Rb, Y y Nb conforme a la edad de los intrusivos (ver, pag. 42)

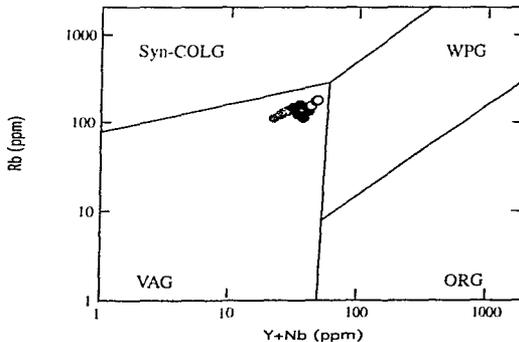


Fig. 5-11 Ambiente de formación de los intrusivos Xaltianguis (blanco), Acapulco (negro) y Tierra Colorada (gris), diagrama de Pearce et al. (1984).

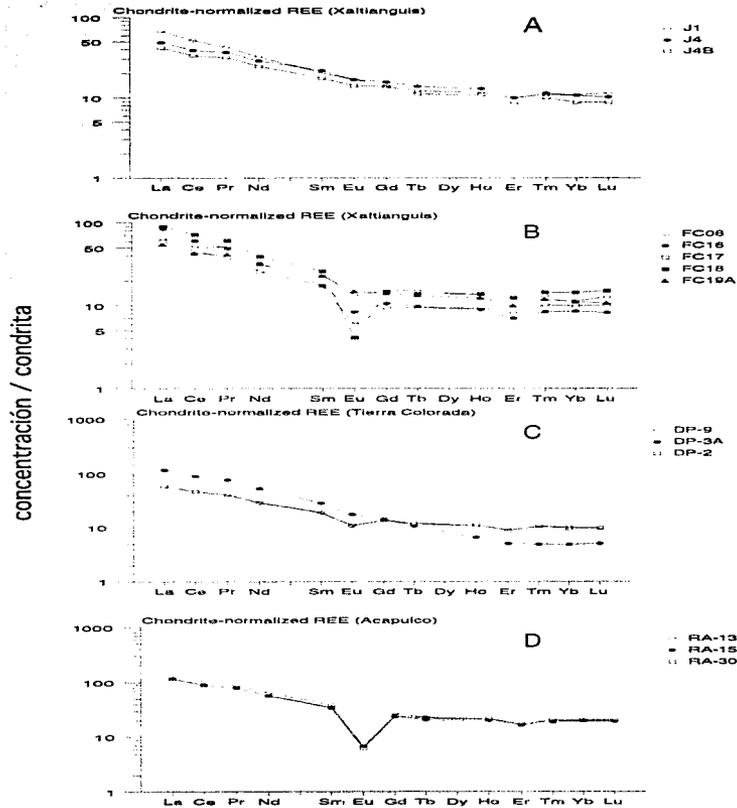


Fig. 5-12 Graficas de las REE de los intrusivos: A y B, Xaltianguis; C, Tierra Colorada y D, Acapulco.

Intrusivo	Método	Edad en Ma	Referencia
Tierra Colorada	WR-Bio	26.3±0.5	Schaaf, 1990
Xaltianguis	WR-Bio	30.5±0.8	Schaaf, 1990
	WR	28.0±1.5	Este trabajo, 1996
	WR-Bio	31.5±0.5	Schaaf, com. pers.
Acapulco	WR-Bio	43.0±0.9	Schaaf, 1990

Tabla 5. Edades isotópicas para los intrusivos Xaltianguis, Acapulco y Tierra Colorada. Para todas las edades se utilizó el método de Rb/Sr.

Las Tierras Raras (Fig. 5-12) muestran que el granito de Acapulco (Fig. 5-12d) es un intrusivo homogéneo muy bien diferenciado. Mientras que el intrusivo de Tierra Colorada (Fig. 5-12c) presenta el mismo comportamiento homogéneo pero con una anomalía de Eu pequeña, reflejo de su litología. Caso contrario al intrusivo Xaltianguis (Fig. 5-12a y b) que refleja varios estados de diferenciación, relacionados también con la petrología de la muestra.

Se observa también que para los intrusivos de Xaltianguis y Tierra Colorada existe un aumento similar en las Tierras Raras Ligeras y que el comportamiento para litologías similares es el mismo (muestras DP-9, DP-2 y FC-06) para tonalitas y granodioritas; e inclusive para muestras con mayor contenido de máficos (FC-19a y DP-3a), de tal forma que se puede establecer un espectro continuo entre las REE de Xaltianguis y Tierra Colorada.

Al relacionar los datos obtenidos con las edades de intrusión y enfriamiento (tabla 5), se puede decir que los intrusivos de Xaltianguis, Tierra Colorada y Acapulco se originaron en un ambiente tectónico similar pero, en dos eventos con características diferentes, primero hace 43 Ma se formó el granito de Acapulco y otro posterior ocurrido en el lapso entre 26 y 32 Ma, evento que dió origen a los cuerpos de Xaltianguis y Tierra Colorada, en el que la fase menos diferenciada corresponde al intrusivo de Tierra Colorada.

6

CONCLUSIONES

- El intrusivo de Xaltianguis es un cuerpo granitoide calcoalcalino con un espectro litológico que comprende a Cuarzodioritas, Granodioritas y Monzogranitos, su edad de intrusión esta entre 28 y 31.5 Ma.
- Los intrusivos Xaltianguis y Tierra Colorada representan muy probablemente fases diferentes de un solo batolito.
- Se puede diferenciar geoquímica y temporalmente al granito de Acapulco del batolito Xaltianguis-Tierra Colorada.
- El batolito Xaltianguis-Tierra Colorada se emplazó después del desplazamiento sinistral del bloque de Chortis forma parte de un cinturón de cuerpos plutónicos formados entre el Cenomaniano hasta el Mioceno a lo largo de la margen Pacífica en el Sur de México en un límite de placas de tipo convergente.

Referencias Bibliográficas

- ALANIZ-ALVAREZ, S.A., 1988. Geología y petrología del Complejo Xolapa, en la Barranca de Xolapa, Estado de Guerrero. Univ. Nac. Autón. de México. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería, 1-52.
- BARKER, F., 1979. Trondhjemite: Definition, environment and hypothesis of origin. In: *Barker F., Trondhjemites, eclogites and related rocks. Elsevier, Amsterdam*, 1-12.
- BOEHLEN, H., L. ALVA-VALDIVIA, J. GONZALEZ-HUESCA, J. URRUTIA-FUCUGAUCHI, D.J. MORAN-ZENTENO and P. SCHAAF, 1988. Paleomagnetism data and the location of the Guerrero Isthmus Southern Mexico continental margin, in *Deep structure and Fast Kinematics of Accreted Terranes. Geophys. Monogr. Ser., vol. 50*, edited by J.W. Hillhouse, American, AGU, Washington, D.C., 73-92.
- BOEHLEN, H., J.F.W. NEGDANDK and J. URRUTIA-FUCUGAUCHI, 1988. Palaeomagnetism and age paralogy of three Cretaceous-Tertiary batholiths of southern Mexico. *N. Jb. Geol. Palaeont. Mt., 1988 H-2*, 97-127.
- CALVA-GUERRA, R., 1996. Naturaliza petrología y geoquímica del Intrusivo de Acapulco, Edo. de Guerrero. Tesis de licenciatura, Fac. Ing. UNAM, México, 1-84.
- CAMP, M.F. and P.J. CONEY, 1983. Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distribution in Mexico. *Can. J. Earth Sci.*, 20:1549-1651.
- CHAPPEL, B. and A.J.R. WHITE, 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geol.* 8, 173-174.
- COX, K.G., J. D. BELL and R.J. PANKHURST, 1979. The interpretation of igneous rocks. *George, Allen and Unwin, London*.
- DE CSERNA, Z., ARMSTRONG R., YAÑEZ C. y SOLORIO J. J., 1978. Rocas metavolcánicas e intrusivas relacionadas paleozoicas de la región de Petatlán, Estado de Guerrero. *Univ. Nac. Autón. de México, Inst. de Geología, Bol. 64*, 71-84.
- DE CSERNA, Z., FRIES C., VALDEZ-MENDOZA F., RINCON-ORTA C., SILVER L.T., WESTLEY H., SOLORIO MUNJIA J. y SCHMITTER-VILLADA E., 1974. Datos geocronométricos adicionales para el magmatismo del Cretácico del sur de México. *Bol. Asoc. Mex. Geol. Petroleros*, 26, 225-235.
- DE CSERNA, Z., 1985. Reconocimiento geológico en la Sierra Madre del Sur de México, entre Chilpancingo y Acapulco. *Bol. Univ. Nac. Autón. Mex. Inst. Geol.*, 62, 1-77.
- DE CSERNA, Z., E. SCHMITTER-VILLADA, PE. DAMON, DE. LIVINGSTON and L.J. KULP, 1962. Edades isotópicas de rocas metamórficas del centro y sur de Guerrero y de una monzonita cuarcífera de Simatón. *Bol. Univ. Nac. Autón. México, Inst. Geol.*, 64, 71-84.
- DE CSERNA, Z., (1950) 1957. Ruta: Chilpancingo-Acapulco, Guerrero. 20a. Congreso Geológico Internacional, México. Librería guía de las excursiones A-9 y C-12. *Bol. Asoc. Mex. Geol. Petroleros*, 9, 409-431.
- DE CSERNA, Z., 1956. Tectónica de la Sierra Madre Oriental de México, entre Torreón y Monterrey. *XX Congreso Internacional*, 87.
- EVENSEN M. M., HAMILTON P.J. and O'NIONS R. K., 1979. Rare-earth abundances in chondritic meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42, 1199-1212.
- FREYDIER, C., O. TALAVERA-MENDOZA, M. TARDY, H. LAPIERRE, C. COULON, L. ORTIZ-HERNANDEZ, M. YTA and J. MARTINEZ-REYES, 1993. Birth, growth and accretion of the Mexico Isthmus oceanic island arc (Guerrero Terrane) in the Mexican cordillera. *Proceedings of the First Circum-Pacific and Circum-Atlantic terrane conference, Guanajuato, México*, 50.
- FRIES, C., 1960. Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México. *Bol. Inst. Geol. UNAM*, no. 60, 236.
- GASTIL, G., G. MORGAN and D. KRUMMENACHER, 1981. The tectonic history of peninsular California. In Ernest, W.G. *The geotectonic development of California. Rubiny*, vol 1, Princeton Hall, 285-305.
- GUERRERO-GARCIA, J.C., 1975. Contributions to paleomagnetism and Rb-Sr geochronology. *Ph.D. thesis, Univ. Texas, Dallas*, 1-131.
- GUERRERO-GARCIA, J.C., SILVER L.T. and ANDERSON T.H., 1978. Estudios geocronológicos en el Complejo Xolapa. *Bol. Soc. Geol. Mexicana*, 39, 22-23 (resumen).
- HARRIS N.B.W., PEARCE J.A. and TINDLE A.G., 1986. Geochemical characteristics of collision zone magmatism. In: Coward M.F. and Reis K.C. (eds.), *Collision tectonics. Spec. Publ. Geol. Soc.*, 10, 67-81.
- HERNANDEZ-BERNAL, M.S., 1995. Geoquímica y origen del batolito de Rio Verde, Oax. Terrano Xolapa. Tesis de maestría, UNAM-UACPY-CCH.
- HEHRMANN, U.R., B.K. NELSON and L. RATSCHBACHER, 1994. The origin of a terrane: U/Pb zircon geochronology and tectonic evolution of Xolapa complex (southern Mexico). *Tectonics*, vol. 13, No. 2, 445-474.
- LARSEN, E.S., D.J. GOTTFRED, H.W. JAFFE and C.L. WARRING, 1958. Lead-alpha ages of the Mesozoic batholiths of western North America. *U.S. Geol. Survey, Bul.* 1079-B, 35-62.
- LOPEZ-INFANZON Y GRAJALES-NISHIMURAM., 1984. Edades de K-Ar de rocas ígneas y metamórficas del Estado de Guerrero. VII Convención Geológica Nacional de la Sociedad Geológica Mexicana, México, D.F., *Resúmenes*, 215.
- MOORE, J.C., J.S. WATKINS, T.H. SHIPLEY, K.C. MCILLEN, S.B. BACHMAN and N. LUNDBERG, 1982. Geology and tectonic evolution of a juvenile accretionary terrane along a truncated convergent margin: Synthesis of results from Legg 66 of the Deep Sea Drilling Project, southern Mexico. *Geo. Soc. Am. Bull.*, 93, 847-861.
- MORAN-ZENTENO, D.J., 1992. Investigaciones isotópicas de Rb-Sr y Sm-Nd en rocas cristalinas de la región de Tlaxiaco-Cuicatlan-Acapulco-Cruz grande. *Ph.D. thesis, Geophis. Postgraduate Progr., UNAM*, 1-85.
- NAKAMURAN, 1974. Determination of REE, Ga, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 38, 767-775.
- NEGDANDK, J.F.W., R. EMMERMAN, N. NUN, B. SHULTZ-DUBRICK, H. TOBSCHALL and R. KRAWCZYK, 1987. The granitic complex of Acapulco, Xalisco and eclogite, Sierra Madre del Sur, Mexico. *Zbl. Geol. Paläont., Teil*, 1987 H, 7: 705-718.
- O'CONNOR, J.T., 1965. A classification of quartz rich igneous rocks based on feldspar ratios. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, Washington, 525.
- ORTEGA-GUTIERREZ, F., 1981. Metamorphic belts of southern Mexico and their tectonic significance. *Geol. Int.*, 20, 177-202.
- PEARCE, J.A. and CANN J.R., 1971. Ophiolite origin investigated by discriminant analysis using Ti, Zr and Y. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 12, 339-349.
- PEARCE, J.A., and CANN J.R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace elements analysis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19, 290-300.
- PEARCE, J.A., N.B.W. HARRIS and A.G. TINDLE, 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, 25, Oct., 956-993.
- PITCHER W.S., 1982. Granite type and tectonic environment. In: HSU K., Mountain Building processes. *Academic Press, London*, 19-40.
- RANGIN, C., 1981. Aspectos geodinámicos de la porción noroccidental de México. *Univ. Nac. Autónoma, Inst. Geol., revista 5*, 189-194.
- SCHAAF, P., D.J. MORAN-ZENTENO, M. S. HERNANDEZ-BERNAL, G. SOLÍS-PICHARDÓ, G. TOLSON and H. KOHLER, 1995. Migration of magmatism and Paleogene tectonic offset in SW Mexico: Evidence from igneous rock geochronology. *Ph.D. thesis, Univ. München*, 203 pp.
- SCHAAF, P., 1990. Isotopengeochemische Untersuchungen an granitoiden Gesteinen eines aktiven Kontinentalrandes: Alter und Herkunft der Tiefengesteinskomplexe an der Pazifikküste Mexikos zwischen Puerto Vallarta und Acapulco. *Ph.D. thesis, Univ. München*, 203 pp.
- STRECKEISEN, A. and R.W. LE MAITRE, 1979. A chemical approximation to the modal QAPF classification of igneous rocks. *N. Jb. Miner. Abh.*, vol 136, no 2, 169-206.
- STRECKEISEN, A., 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.*, 12: 1-53.
- TAKAHASHI, M., S. ARAMAKI and S. ISHIHARA, 1980. Magnetite series/ultramylonite series vs. ilynite-type granitoids. In: S. Ishihara and S. Takanohashi (Eds.) *Granitic Magmatism and Related Mineralization, Japan Mining Geol. Soc. Sp. Publ.*, 8, 13-28.
- URRUTIA-FUCUGAUCHI, J. and H. MOLINA-GARZA, 1995. Magnetic fabrics and rock magnetism of the Xalisco intrusive, southern Mexico: Implications for the emplacement mode. *Geol. Int.*, vol 34, num. 2, 201-211.
- URRUTIA-FUCUGAUCHI, J. and D. VALENCIO, 1986. Paleomagnetic study of Mesozoic rocks from Ixtapan de la Sal, México. *Geol. Int.*, 25, 485-502.
- URRUTIA-FUCUGAUCHI, J., 1981. Paleomagnetism and tectonics of Middle America and adjacent regions, part 1. *Geol. Int.*, vol 20, no 3, 139-270.
- WILSON, M., 1989. Igneous petrogenesis. *Unwin Hyman, London*.
- YAÑEZ, P., J. RUIZ, P.J. PATCHETT, F. ORTEGA-GUTIERREZ and G.E. GEHRELS, 1991. Isotopic studies of Acatlan complex, southern Mexico: Implications for Paleozoic North American tectonics. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 103, 817-828.

ANEXOS E ILUSTRACIONES

Caminamientos

El desarrollo del mapa geológico se realizó con base en los caminamientos que a continuación se resumen, y a la interpretación de fotografías aéreas e imágenes de satélite utilizando para las segundas el espectro infrarrojo. Los lugares de muestreo inician con la clave FC seguido con el número del ejemplar, los puntos de verificación son lugares de interés para el presente trabajo.

Se realizaron los siguientes caminamientos:

El Cuarenta y dos - Santa Rosa
 Xaltianguis - La Calera
 El Cuarenta y Ocho - Las Tranquillas
 El Treinta y nueve - Mayoapa
 El Cuarenta - Xaltianguis
 La Providencia - La Lobera
 Puente de Fierro - Pablo Galeana
 Los Potrerillos - La Sierrita
 El Treinta - Dos Arroyos

Puntos de verificación:

El Treinta
 Km 85

El Cuarenta y dos - Santa Rosa

En este transecto se puede observar un gran porcentaje de las litologías presentes en el área. Comienza con el granito deformado, que se encuentra incluido en el Complejo Xolapa, avanzando por la terracería hacia el NW se atraviesa una secuencia de esquistos, al terminar ésta, se observa nuevamente el granito deformado, que conforme se avanza se asemeja al intrusivo de Xaltianguis, este cambio no se aprecia totalmente, ya que la zona donde se encuentra el límite está cubierta por aluvión.

El intrusivo aparece al empezar a subir topográficamente y aflora a lo largo de la brecha por 8 Km; en este caminamiento se observa un cambio en el tamaño del grano que varía de fino a grueso.

Se tomaron muestras en tres lugares (FC-19a,b,c), con las que se fechó el intrusivo por el método de Rubidio-Estroncio en roca total, debido a que las muestras son cogenéticas.

Al continuar en la brecha una roca metamórfica bandeada aflora, en esta zona se observan apлитas y pegmatitas.

Al terminar esta secuencia comienza una secuencia sedimentaria compuesta por calizas y estratos de material clástico.

Xaltianguis - La Calera

El transecto abarca 7 Km de brecha de los cuales los dos primeros son de aluvión, en el trayecto restante se observa el intrusivo de Xaltianguis, en el cual algunos de los afloramientos están compuestos de grandes bloques aislados por intemperismo.

Se observó una pequeña variación en el grano que va de grueso a medio a lo largo de este transecto.

Cerca del pueblo de La María aumenta de forma considerable los enclaves tanto en tamaño como en porcentaje.

El Cuarenta y Ocho - Las Tranquillas

En este pequeño trayecto de aproximadamente 2 Km, a través del río de las Tranquillas hacia el sur, se observa el intrusivo deformado.

El Treinta y nueve - Mayoapa

El transecto es hacia el norte a través del río Mayoapan en el que se observa el intrusivo deformado y después de 200 metros, encontramos el complejo Xolapa, durante otros 100 metros.

El Cuarenta - Xaltianguis

El recorrido es sobre la carretera Federal Número 95, en este tramo aflora el intrusivo deformado, éste se observa mejor en el río que corre paralelo a la carretera, un kilómetro antes de llegar al poblado de Xaltianguis se encuentra el intrusivo del mismo nombre, en este transecto se recolectaron tres muestras.

La Providencia - La Lobera

Existen pocos afloramientos frescos donde se puedan observar la roca, durante todo el transecto mantiene la misma litología, que lo caracteriza como un cuerpo granitoide

Texca - Ocotillo - S.J. Tasajeras

La roca metamórfica es el componente principal en esta región y durante el camino se presenta de forma alternada el intrusivo deformado, gneiss y esquistos, siendo las características homogéneas dentro de cada cuerpo.

Puente de Fierro - Pablo Galeana

Se pueden observar bloques sanos del cuerpo intrusivo y se mantiene así hasta el pueblo, cerca del cementerio aflora un dique aplítico con turmalina; los cristales son euhedrales y tienen un tamaño que varía entre 1 y 2 mm, los afloramientos no son buenos y posiblemente sea ya la roca metamórfica, más adelante hacia el cuerpo metamórfico se encuentra un cuerpo granitóide con foliación magmática incipiente, y algunas decenas de metros después la roca metasedimentaria, no se observó claramente el contacto franco a la abundante vegetación.

Los Potrerillos - La Sierrita

Del intrusivo deformado se cambia de litología que presenta dos fases una leucocrática, compuesta por cuarzo y feldespato con cristales que varían en 2 y 3 mm, y una melanocrática, compuesta por una anfibolita de color gris con un tono verdoso este cuerpo aflora hasta el poblado de la Sierrita.

El Treinta - Dos Arroyos

Del mármol y la caliza se pasa a un esquisto, y de éste a un cuerpo granitoide; estos últimos se limitan por un contacto tectónico (coordenadas $99^{\circ}45.48'$ y $16^{\circ}59.2'$), el intrusivo que se observa tiene pegmatitas cuarzo feldespáticas con biotita y hornblenda con fenocristales hasta de 4 cm, también existen diques, y una foliación que se observa en los enclaves y en los minerales máficos, esta relación es clara en el punto con coordenadas $16^{\circ}59'0.6''$ y $99^{\circ}43'0.4''$, después del pueblo Dos Arroyos la carretera atraviesa por la roca metamórfica y el intrusivo.

El Treinta

En este lugar aflora el complejo Xolapa, se observan diques máficos, pegmatitas con hornblenda, todo esto se observó en la margen del río.

Km 85

En el Km 85 de la carretera federal número 95, se puede observar el contacto entre el complejo Xolapa y el intrusivo de Xaltianguis, el cual se aprecia mejor en el río. Se tomaron tres muestras.

