

00364<sup>2</sup><sub>309</sub>



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA  
DE MEXICO

Facultad de Ciencias  
División de Estudios de Posgrado

SECUENCIA VOLCANOSEDIMENTARIA JURASICO SUPERIOR-CRETACICO ARCELIA  
OTZOLOAPAN (TERRENO GUERRERO), AREA VALLE DE BRAVO-ZACAZONAPAN,  
ESTADO DE MEXICO: PETROGRAFIA, GEOQUIMICA, METAMORFISMO E  
INTERPRETACION TECTONICA.

T E S I S  
QUE PARA OBTENER EL GRADO ACADEMICO DE  
MAESTRO EN CIENCIAS (GEOLOGIA)  
P R E S E N T A  
JOSE LUIS SANCHEZ ZAVALA

MEXICO, D. F.

1 9 9 3

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 está protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

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

**SECUENCIA VOLCANOSSEDIMENTARIA JURASICO SUPERIOR-  
CRETACICO ARCELIA OTZOLOAPAN (TERRENO GUERRERO),  
AREA VALLE DE BRAVO - ZACAZONAPAN, ESTADO DE MEXICO:  
PETROGRAFIA, GEOQUIMICA, METAMORFISMO E  
INTERPRETACION TECTONICA.**

**C O N T E N I D O**

	Pags.
<b>RESUMEN</b>	
<b>CAPITULO I. INTRODUCCION.....</b>	<b>1</b>
<b>CAPITULO II. ESTRATIGRAFIA.....</b>	<b>5</b>
<b>II.1 Granito milonítico.....</b>	<b>7</b>
<b>II.2 Secuencia Teloloapan-Tejupilco (STT).....</b>	<b>9</b>
<b>II.3 Rocas ígneas intrusivas.....</b>	<b>13</b>
<b>II.3.1 Batolito de Tingambato.....</b>	<b>13</b>
<b>II.3.2 Diorita.....</b>	<b>14</b>
<b>II.3.3 Cuarzomonzonita.....</b>	<b>15</b>
<b>II.3.4 Dacita.....</b>	<b>15</b>
<b>II.3.5 Porfido riolítico.....</b>	<b>16</b>
<b>II.2 Cubierta cenozoica.....</b>	<b>16</b>
<b>CAPITULO III. SECUENCIA ARCELIA-OTZOLOAPAN (SAO).....</b>	<b>18</b>
<b>III.1 Litología y petrografía.....</b>	<b>20</b>
<b>III.2 Paquete calcáreo.....</b>	<b>20</b>
<b>III.1.2 Paquete volcánico.....</b>	<b>23</b>
<b>III.1.3 Caliza fosilífera.....</b>	<b>30</b>

III.2	Edad.....	32
III.2	Geoquímica del paquete volcánico.....	38
III.3	Metamorfismo de la SAO.....	51
<b>CAPITULO IV. INTERPRETACIONTECTONICA.....</b>		<b>68</b>
<b>CAPITULO V. CONCLUSIONES.....</b>		<b>78</b>
<b>REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS.....</b>		<b>81</b>
<b>APENDICE PETROGRAFICO.....</b>		<b>A-1</b>

## ILUSTRACIONES

	Pags.
<b>Figura 1A.-</b> Terreno Guerrero y subterrenos en la porción sudoccidental de México.....	6
----- <b>1B.-</b> Mapa geológico simplificado de la región Tejupilco-Zitácuaro.....	6
----- <b>2.-</b> Detalle litológico del paquete calcáreo donde se muestran intercalaciones de estratos de caliza laminada con lutita parcialmente filitizada.....	22
----- <b>3.-</b> Detalle microscópico de un horizonte de arenisca de la SAO con clastos de roca metamórfica.....	22
----- <b>4.-</b> Crucero de fractura en sectores mas incompetentes del paquete calcáreo, con crucero pizarroso en las intercalaciones arcillosas.....	24
----- <b>5.-</b> Pliegues isoclinales recumbentes y desarrollo de foliación en horizontes de caliza en la base del paquete calcáreo.....	24

----- 6.-	Lava almohadillada del paquete volcánico en su parte inferior.....	25
----- 7.-	Roca piroclástica del paquete volcánico.....	25
----- 8.-	Textura glomeroporfídica en lava masiva del paquete volcánico.....	27
----- 9.-	Lava masiva con textura amigdaloidal.....	27
----- 10.-	La Peña de Valle de Bravo.....	31
----- 11.-	Detalle de la caliza fosilífera de la Peña.....	31
----- 12.-	Diagrama alcalis-sílice que presenta la clasificación química de las rocas volcánicas de la SAO.....	42
----- 13.-	Diagramas que muestran el límite entre la composición toleítica y calcialcalina con relación a las lavas de la SAO.....	43
----- 14.-	Contenido de elementos de Tierras Raras de las rocas volcánicas de la SAO.....	46
----- 15.-	Diagramas multielementales de las rocas volcánicas de la SAO.....	47
----- 16.-	Aspecto microscópico de lava brechoide.....	56
----- 17.-	Otro detalle microscópico de lava brechoidal.....	57
----- 18.-	Lava masiva con fracturamiento intenso.....	57
----- 19.-	Diagramas quemográficos que muestran las paragénesis minerales de metamorfismo de muy bajo grado en metabasitas.....	61
----- 20.-	Diagramas P-T simplificados que muestran algunas de las reacciones univariantes importantes con relación a facies metamórficas de muy bajo grado para rocas basálticas.....	63
----- 21.-	Modelo geodinámico propuesto para la evolución geológica precenozoica de la región de Tierra Caliente, Estados de México, Guerrero y Michoacán.....	71

<b>Lámina 1.-</b>	Mapa geológico del área Valle de Bravo-Zacazonapan, Estado de México.....	en sobre	
<b>----- 2.-</b>	Columnas litoestratigráficas esquematizadas de diferentes partes de Tierra Caliente.....	en sobre	
<b>Tabla 1.-</b>	Datos isotópicos de Pb de la mena de sulfuros masivos de Tizapa.....		11
<b>----- 2.-</b>	Correlación de las unidades estratigráficas preterciarias de la porción suroccidental del Estado de México y regiones adyacentes.....		37
<b>----- 3.-</b>	Análisis químicos de lavas almohadilladas y masivas de la SAO.....		39
<b>----- 4.-</b>	Microanálisis semicuantitativos de pumpellyita de dos muestras de lava de la SAO.....		59

## RESUMEN

El área de Zacazonapan-Valle de Bravo se localiza en la porción sudoccidental del Estado de México, en la cuenca del río Cutzamala, afluente del río Balsas. El área estudiada (970 km<sup>2</sup>) está caracterizada por rocas metamórficas mesozoicas de bajo y muy bajo grado correspondientes al terreno Guerrero, subterreno Teloloapan, y están intrusionadas por pequeños troncos de composición diorítica, cuarzomonzonítica y riolítica del Terciario inferior y medio, y por el batolito de Tingambato del Cretácico Superior-Paleoceno(?). Las rocas mesozoicas están cubiertas por la Formación Balsas del Terciario inferior, rocas volcánicas del Terciario medio y superior, y derrames de basalto cuaternario.

Las rocas metamórficas consisten de un granito milonítico, y dos secuencias volcanosedimentarias: secuencia Teloloapan-Tejupilco (STT) y secuencia Arcelia-Otzoloapan (SAO). El granito milonítico está afectado por una deformación no coaxial heterogénea, varía de granito masivo a augengneis a esquistos blastomilonítico de cuarzo-muscovita; la milonitización ocurrió bajo condiciones de epidota-anfibolita y representa una zona de cizalla dúctil en niveles corticales medios. El granito es peraluminoso y posiblemente representa un borde continental permotriásico sobre el cual se depositó, en parte, la STT.

La STT está en contacto tectónico sobre el granito milonítico, consiste de metasedimentos intercalados con metavolcánicos con metamorfismo de facies de esquistos verde, y está fuertemente deformada con una foliación de plano axial penetrante asociada a un plegamiento isoclinal recumbente. La edad de estas rocas calculada a partir de relaciones isotópicas de Pb de sulfuros singenéticos es de 227.5 Ma (Carniano) y 188.3 Ma (Toarciano). El ambiente de depósito de la STT corresponde a una cuenca marginal asociada a un arco volcánico, y su deformación y metamorfismo posiblemente estuvieron relacionadas con el cierre de esta cuenca y la acreción del arco al continente durante el Jurásico Medio, con el desarrollo de un decollement con deformación milonítica del basamento granítico.

La SAO sobreyace tectónicamente a la STT, consiste de un paquete calcáreo inferior formado por caliza arcillosa interestratificada con terrigenos finos parcialmente filitizados y horizontes de arenisca y sedimentos tobáceos, y un paquete volcánico superior constituido por grandes espesores de lava masiva y almohadillada con intercalaciones de rocas volcánicas y horizontes tobáceos y silíceos, y con algunos bancos calcáreos fosilíferos en la porción superior de este paquete. Por correlación con rocas similares con amonitas en áreas cercanas a la estudiada, se le infiere una edad del Tithoniano al Albiano inferior al paquete calcáreo. Datos de <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar y K-Ar de las rocas volcánicas

de la SAO, y algunas rocas intrusivas máficas relacionadas genéticamente con estas, definen un intervalo de 114-92.4 Ma (Albiano-Cenomaniano) para el paquete volcánico, el cual es consistente con algunas determinaciones paleontológicas a partir de radiolarios y con el contenido fosilífero de los bancos calcáreos de la parte superior. Lo anterior define un alcance estratigráfico del Tithoniano al Cenomaniano para la SAO.

La SAO presenta mesopliegues disarmónicos abiertos con poco o nulo desarrollo de foliación, hacia la parte inferior la deformación es intensa con pliegues isoclinales recumbentes cerca del contacto con la STT, lo que pone en evidencia el contacto tectónico entre ambas secuencias. La relación pretectónica fue discordante. La SAO manifiesta un metamorfismo no penetrante de facies de prehnita-pumpellyita desarrollado bajo condiciones de 2 a 2.5 kb y de 250 a 340°C. Las características de este metamorfismo con relación al metamorfismo de la STT no indican una continuidad del zoneamiento metamórfico de una secuencia a otra.

Las características litológicas de la SAO, aunadas a la afinidad toleítica ligeramente transicional a calciocalcina de los componentes volcánicos de la secuencia, sugieren un ambiente de depósito de arco magmático desarrollado sobre una corteza continental delgada. La deformación de la SAO y su relación tectónica con la STT se interpreta como resultado de la acreción de este arco al continente durante el Cretácico Tardío, tiempo en el cual la STT ya formaba parte de la masa continental. El metamorfismo de la SAO fue consecuencia de esta acreción, aunque también fue producto de la interacción de las rocas volcánicas con la carga hidrostática del ambiente marino en el cual se depositaron.

## I. INTRODUCCION

El terreno Guerrero, el mas extenso de la faja cordillerana mexicana, es un terreno compuesto (Campa y Coney, 1983; Coney y Campa, 1987), y quiza el menos conocido en términos de su evolución geológica. Un terreno compuesto se define como un terreno tectonoestratigráfico constituido de dos o mas terrenos asociados por una historia geológica común, anterior a la acreción (Howell, 1989, p. 209). En la porción sudoccidental de México, que comprende parte de los estados de Jalisco, Colima, Michoacán, Guerrero y Estado de México, el terreno Guerrero ha sido dividido en esquisto Arteaga, y los subterrenos Zihuatanejo, Huetamo y Teloloapan (Figura 1A). De acuerdo a esta división, las rocas volcanosedimentarias preterciarias del área estudiada quedan incluidas en el subterreno Teloloapan (Figura 1A y B).

El subterreno Teloloapan, según Campa y Coney (1983), consiste de una secuencia volcanosedimentaria del Jurásico Superior-Cretácico Inferior, caracterizada por una deformación severa con metamorfismo regional de bajo grado y sin basamento continental. Este subterreno, en su borde oriental, está cabalgando a la plataforma calcárea cretácica Morelos-Guerrero (Campa et al., 1976). Su límite occidental, de acuerdo a Campa y colaboradores (1981), tiene una orientación aproximada norte-sur y está definido por fallas que ponen en contacto al subterreno con capas rojas cretácicas del valle de Cutzamala. La traza del límite entre los

subterrenos Huetamo y Teloloapan coincide aproximadamente con el borde occidental del área estudiada y no se observan las relaciones de contacto antes mencionadas. En el mejor de los casos, el límite estaría representado por el batolito cretácico de Tingambato, el cual tiene una burda orientación norte-sur (Figura 1B y Lámina 1).

El subterreno Teloloapan, de acuerdo a otras opiniones, corresponde al basamento metamórfico pre-Jurásico y a la cobertura cretácica descritos por de Cserna y Fries (1981), y de Cserna (1982; 1983), lo cual pone en evidencia la controversia existente en la litoestratigrafía e interpretación tectónica de las rocas preterciarias en la región de Teloloapan-Tejupilco.

Apreciaciones diferentes de muchas de las relaciones estratigráfico-estructurales y cronoestratigráficas del terreno Guerrero han dado pie a interpretaciones geológicas diversas y problemas de nomenclatura, lo que de alguna manera ha generado cierta confusión en el entendimiento de la evolución geológica de la región. Aspectos tan importantes como la existencia de un basamento pre-Jurásico no ha sido documentada convincentemente; sin embargo, en el área de estudio, datos geológicos apoyan fuertemente su existencia (Eliás-Herrera y Sánchez-Zavala, 1992), lo que trae implicaciones tectónicas interesantes que son discutidas.

Las rocas preterciarias de la región, consideradas como un solo paquete y agrupadas como subterreno Teloloapan (Campa y Coney,

1983), ó Complejo Tierra Caliente (Ortega-Gutiérrez (1981), en el presente estudio, con base en los datos litológicos, petrográficos, geoquímicos y estructurales, se diferencian en dos secuencias cuya relación es tectónica y discordante (Figura 1B): la secuencia inferior denominada informalmente secuencia Teloloapan-Tejupilco (STT), con una edad probablemente ubicada entre el Triásico Tardío-Jurásico Temprano, y la superior, Arcelia-Otzoloapan (SAO), con una edad del Jurásico Tardío-Cretácico.

La secuencia STT, solo localmente, ha sido documentada con suficiente detalle petrográfico y estructural en áreas ubicadas entre Tejupilco y Zacazonapan (Parga-Pérez, 1981; Elías-Herrera, 1981; 1989; Tolson, 1990). La SAO, objetivo central de este trabajo, fue estudiada con detalle en el área de Valle de Bravo-Zacazonapan. Se documentan sus características petrográficas, geoquímicas y metamórficas en relación a la STT y se discuten sus implicaciones geológicas. Para los propósitos de este estudio se hicieron 10 determinaciones isotópicas de K-Ar y tres de  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , las cuales se discuten a lo largo del texto.

## AGRADECIMIENTOS

El autor desea expresar su agradecimiento al M. en C. Mariano Elías Herrera por su acertada intervención como director de esta tesis, por sus consejos y comentarios durante el desarrollo de la

misma.

Le doy las gracias también al Dr. Fernando Ortega Gutiérrez, director del Instituto de Geología, por permitir el desarrollo de esta tesis durante su gestión, así como por sus atinados comentarios en la revisión crítica de este manuscrito.

De manera especial agradezco al Dr. Zoltan de Cserna quien, con su invaluable experiencia geológica, hizo importantes señalamientos y saludables críticas al presente trabajo.

Al Dr. Dante Morán Zenteno , así como a los M. en C. Jerjes Pantoja Alor y Gerardo Sánchez Rubio y al Dr. Victor Malpica Cruz por la revisión crítica, valiosos comentarios y sugerencias al manuscrito.

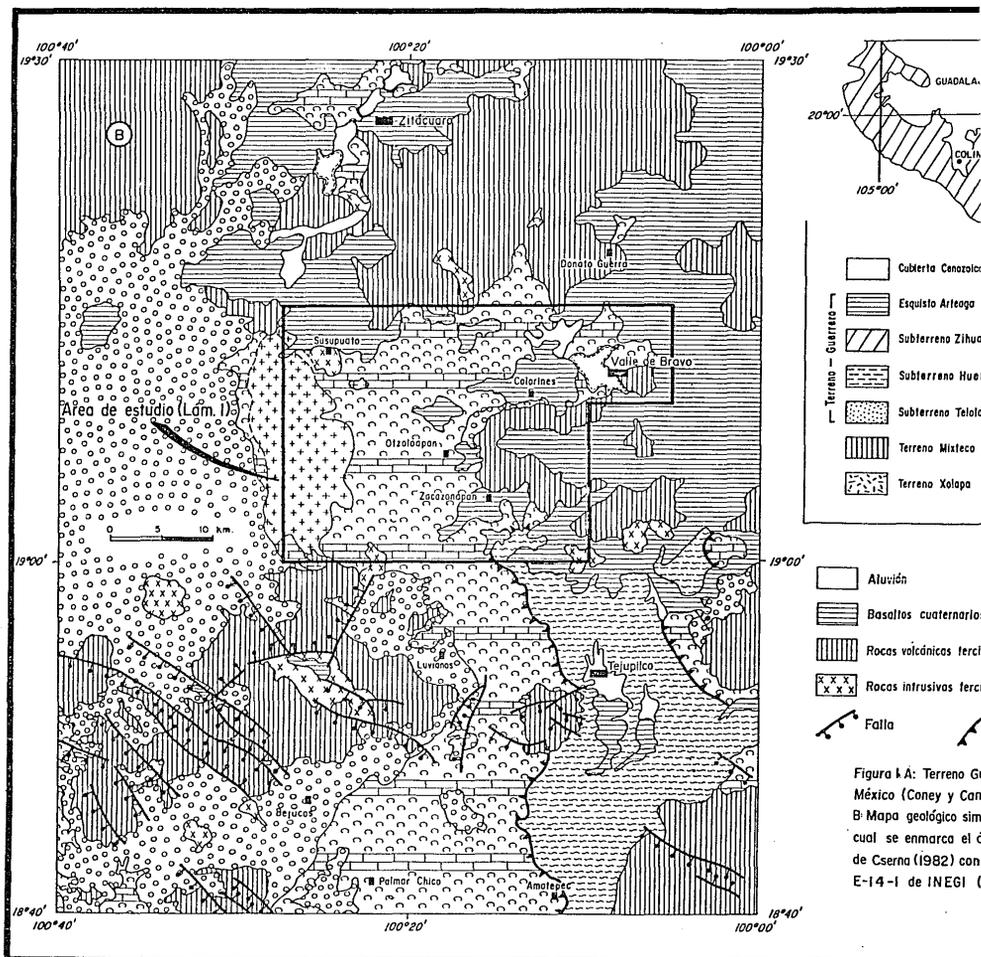
A las siguientes personas del Instituto de Geología que participaron en algunas actividades de las diferentes etapas del estudio: Luis Burgos Peralta, Fernando Vega López, Margarita Reyes Salas, Arturo y Javier Osorio.

Agradezco también a todos aquellos que intervinieron de manera directa e indirecta en la realización de esta tesis y que por causas ajenas a mi voluntad fueron omitidas.

## II. ESTRATIGRAFIA

El área de estudio (970 km<sup>2</sup>) se ubica en la porción sudoccidental del Estado de México, dentro de la cuenca del río Cutzamala en la región de Tierra Caliente, y comprende las partes aledañas a Zacazonapan-Otzoloapan y Valle de Bravo (Figura 1B y Lámina 1). En el área, las rocas preterciarias que afloran constituyen un complejo metamórfico basal formado por un granito milonítico, esquisto y filita, y una secuencia volcanosedimentaria con metamorfismo de muy bajo grado. Estas rocas están intrusionadas por pequeños troncos terciarios, esencialmente dioríticos, y en la porción occidental, por un cuerpo granodiorítico de dimensiones batolíticas denominado informalmente batolito de Tingambato. La cubierta cenozoica incluye capas rojas de la Formación Balsas, ignimbritas y andesitas del Terciario medio y superior, respectivamente, y derrames de basalto cuaternario.

Parte de la geología del área ya ha sido estudiada a nivel de tesis de licenciatura con objetivos mineros (Vazquez y Vélez, 1979) y estratigráficos (Contreras-Rodriguez *et al.*, 1989); en ambos casos no se abordaron detalles petrográficos y estructurales de las rocas preterciarias; únicamente la estratigrafía de la porción sudoriental del área, partes aledañas al prospecto de sulfuros masivos volcanogénicos de Tizapa, ha sido documentada con detalle, aunque con interpretaciones geológicas distintas (Parga-Pérez, 1981; Elías-Herrera y Sánchez-Zavala, 1990).



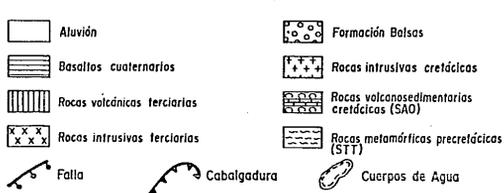
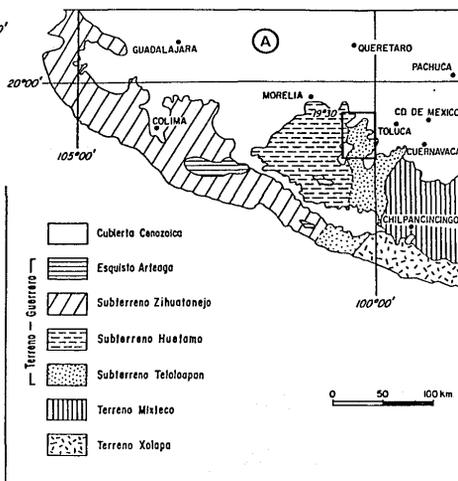
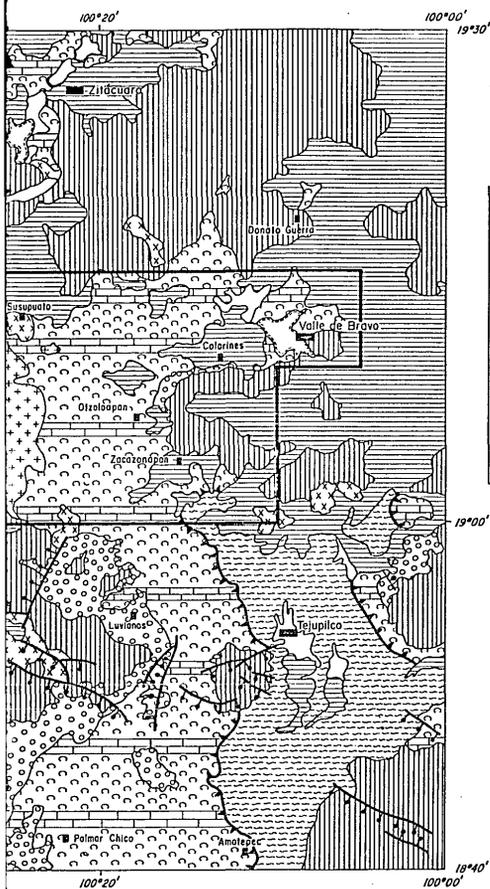


Figura 1A: Terreno Guerrero y subterrenos en la porción suroccidental de México (Coney y Campa, 1987). El recuadro corresponde a la Figura 1B. B) Mapa geológico simplificado de la región Tejuapico-Zitácuaro, en el cual se enmarca el área estudiada (Lámina I). Mapa compilado de de Cserna (1982) con ligeras modificaciones, y la hoja geológica E-14-I de INEGI (1983) con modificaciones

## II.1 Granito milonítico

El granito está expuesto en la porción sudoriental del área con una superficie de afloramiento relativamente pequeña (Lámina 1). Está delimitado por una falla normal a través de la cual se emplazaron cuerpos riolíticos terciarios. También está intrusionado por una diorita de hornblenda terciaria. El contacto del granito con las rocas metamórficas de la STT es tectónico e implica corrimientos subhorizontales importantes (Elías-Herrera y Sánchez-Zavala, 1990).

El granito está afectado por una deformación no coaxial heterogénea representada por cambios mineralógicos, texturales y estructurales notables; varía de granito masivo a augengneis a esquisto blastomilonítico de cuarzo-muscovita hacia el contacto con la STT (Elías-Herrera y Sánchez-Zavala, 1990). El esquisto blastomilonítico tiene un espesor de alrededor de 70 m, el cual aunado a un espesor mínimo de alrededor de 300 m de augengneis milonítico, representa una zona de cizalla dúctil originada por el corrimiento de la STT sobre el plutón. La asociación mineralógica cuarzo-muscovita-biotita-almandino en los xenolitos de esquisto pelítico del granito milonítico, así como la presencia de almandino en las rocas metapelíticas de la STT adyacente, y la asociación albita-microclina y los intercrecimientos mirmequíticos de oligoclasa-cuarzo en el granito indican que la deformación de este ocurrió bajo condiciones de presión-temperatura equivalentes a la

facies de epidota-anfibolita ( $\approx 500^{\circ}\text{C}$  y 4 kb) (Elías-Herrera y Sánchez-Zavala, 1990).

El granito milonítico tiene afinidad de corteza continental, contiene biotita como único mineral ferromagnesiano, xenolitos de esquistos pelíticos en facies de anfibolita, y es peraluminoso. Esta afinidad no es congruente con las partes plutónicas internas de un arco de islas, donde normalmente corresponden a cuerpos tonalíticos y dioríticos ricos en anfibolita, por lo que se infiere que el granito corresponde a un borde continental sobre el cual se depositó, en parte, la STT, secuencia con afinidad de arco volcánico, con el desarrollo posterior de un décollement, involucrando la deformación del basamento granítico (Elías-Herrera y Sánchez-Zavala, 1990).

La edad del granito se desconoce. Sin embargo, su posición estructural sugiere una edad prejurásica. Actualmente se tiene un dato preliminar de Rb-Sr que indica una edad de 258 Ma (Elías-Herrera y Sánchez-Zavala, 1990). El granito milonítico subyace, aunque tectónicamente, a las rocas metamórficas de la STT, cuya probable edad es del Triásico Tardío-Jurásico Temprano, aunque para otros autores estas rocas, conjuntamente con las de la SAO, constituyen un solo paquete de edad Jurásico Tardío-Cretácico Temprano (Campa et al., 1974; Campa, 1978; Campa y Ramírez, 1979). A reserva de datos geocronométricos posteriores, al granito se le infiere provisionalmente una edad permotriásica (Elías-Herrera y

Sánchez-Zavala, 1990).

## II.2 Secuencia Teloloapan-Tejupilco (STT)

La STT corresponde a las rocas metamórficas en facies de esquisto verde expuestas desde las partes aledañas a Teloloapan, hasta las inmediaciones de Tejupilco. Estas rocas han sido cartografiadas como Esquisto Taxco, con una edad inferida del Paleozoico tardío, y Roca Verde Taxco Viejo con una edad, también inferida, del Triásico Tardío-Jurásico Temprano (Fries, 1960; de Cserna, 1978; de Cserna y Fries, 1981; de Cserna, 1982; 1983). Las mismas rocas, con base en algunos datos paleontológicos dispersos, se han considerado del Jurásico Superior-Cretácico Inferior (Campa et al., 1974; Campa, 1978; Campa y Ramírez, 1979).

En el área de estudio, la STT está expuesta en su porción sudoriental. La secuencia sobreyace tectónicamente al basamento granítico, y está cubierta, también tectónicamente, por la SAO (Lámina 1). La STT consiste de filita grafitica con intercalaciones de esquisto verde de naturaleza volcaniclástica, esquisto de sericita, esquisto de actínolita y cuerpos lenticulares de metarriolita, cuyo espesor estructural calculado, para el área de San Lucas del Maíz, ubicado 12 km al sur del área estudiada, es de 2000 m aproximadamente (Elías-Herrera, 1989). La secuencia está severamente deformada, presenta una foliación de plano axial penetrante, con un plegamiento cerrado e isoclinal recostado, y un

metamorfismo en facies de esquistos verdes (Parga-Pérez, 1981; Elías-Herrera, 1981; Elías-Herrera y Sánchez-Zavala, 1990). Aunque se ha considerado que las rocas de esta secuencia han sufrido varias etapas de deformación (Parga-Pérez, 1981; Elías-Herrera, 1981; 1989; de Cserna, 1982, Tolson, 1990), los elementos estructurales y geométricos de cada una de ellas no han sido claramente documentados. Es posible que la STT haya sufrido dos deformaciones de las cuales la segunda probablemente fue menos intensa y no penetrante en todo el espesor de la secuencia (Elías-Herrera, 1989).

Tomando en consideración las características litológicas de la secuencia, en donde se intercalan sedimentos pelíticos carbonosos con unidades volcánicas y volcanoclásticas, cuya composición varía desde basáltica hasta riolítica (Elías-Herrera, 1989), con predominancia de sedimentos, las cuales son comunes en cuencas marginales asociadas a arcos volcánicos, se deduce un ambiente de mar marginal asociado a un arco con productos volcánicos magmáticamente bien diferenciados de afinidad calcialcalina. La notoria ausencia de carbonatos aunada a la abundancia de piritita y material grafitico en los metasedimentos, indica un ambiente de depósito anóxico ( $Eh \approx -0.3$ ) y con pH ácido.

Con relación a la edad de la STT, aún no claramente establecida, en el área de estudio los únicos datos concretos que se tienen son tres edades isotópicas de Pb de la mena del depósito

de sulfuro masivo de Tizapa, <sup>11</sup> localizado a 5 km al sudeste de Zacazonapan. Los datos isotópicos de la mena de Tizapa, la cual es de tipo "Kuroko", singenética y concordante con las rocas metamórficas de la STT, se muestran en la Tabla 1. JICA-MMAJ (1991), a partir de los valores isotópicos de Pb, y por medio del modelo de etapa simple, obtuvo las siguientes edades: 156.3 Ma (Oxfordiano tardío), 128.7 Ma (Hauteriviano) y 103.4 Ma (Albiano). En el caso de la muestra Mex-3 (Tabla 1), la edad oxfordiana, de acuerdo al procedimiento matemático descrito por Faure (1986, p.315) para el calculo de la edad a partir de los valores isotópicos de Pb, es incorrecta; el dato correcto es de 114.1 Ma (Aptiano), por lo que la edad del depósito de sulfuros masivos de Tizapa, calculada por este modelo, se restringe al Cretácico Temprano.

Tabla 1. Datos isotópicos de Pb de la mena de sulfuros masivos de Tizapa.

Muestra	Isótopos de Pb (% átóm)				m*	Edad* (Ma)	m**	Edad** (Ma)
	204Pb	206Pb	207Pb	208Pb				
Mex-1	1.354	25.199	21.216	52.231	0.57773	103.4	0.35811	156.3
Mex-2	1.348	25.187	21.207	52.258	0.5799	128.85	0.3629	227.5
Mex-3	1.351	25.191	21.206	52.250	0.5823	156.3	0.3602	188.3

Los valores isotópicos fueron tomados de JICA-MMAJ (1991), p. 79). \* Edad calculada por JICA-MMAJ (1991) usando los valores de Doe y Stacey (1974) para la determinación de edades modelo de plomo por el modelo de etapa simple, donde  $m^* = \frac{(207Pb/204Pb) - 10.2941}{(206Pb/204Pb) - 9.3071}$  \*\* Edad calculada en el presente trabajo usando los valores de Stacey y Kramer (1975) para la determinación de edades modelo de plomo por el modelo de dos etapas, donde  $m^{**} = \frac{(207Pb/204Pb) - 12.9981}{(206Pb/204Pb) - 11.1521}$

Actualmente, sin embargo, está claramente documentado que las edades isotópicas de Pb de depósitos minerales concordantes, calculadas por el modelo de etapa simple, discrepan notablemente de las edades de las rocas encajonantes (Faure, 1986, p. 310-324). Además, este modelo considera una edad de la Tierra de 4 430 Ma, edad menor a la actualmente asumida que es de 4 570 Ma, consideración que influye directamente en el modelo evolutivo de los isótopos de Pb. Las edades isotópicas de Pb obtenidas por el modelo de dos etapas (Stacey y Kramer, 1975) son más consistentes con las edades geológicas (Faure, 1986, p. 320-324).

En el presente estudio, a partir de los valores isotópicos de Pb reportados por JICA-MMAJ (1991, p. 79), y empleando el modelo de dos etapas, se obtuvieron edades de 227.5 Ma (Carniano), 188.3 Ma (Toarciano) y 156.3 Ma (Oxfordiano tardío) para el depósito de sulfuros masivos de Tizapa (Tabla 1), y consecuentemente, tomando en cuenta su naturaleza singenética, para las rocas metamórficas de la STT que lo encajonan. Estas edades, considerando un alcance cronoestratigráfico del Tithoniano al Cenomaniano de la SAO indican, aparentemente, una continuidad estratigráfica desde el Carniano hasta el Cenomaniano de las rocas preterciarias de la región de Tejupilco. Sin embargo, la presencia de clastos de roca metamórfica de la STT y del granito milonítico en algunos horizontes psamíticos de la parte inferior de la SAO indican una relación discordante; aunado a esto las características de deformación y metamorfismo de la STT, que contrastan notablemente

con las de la SAO, son mas consistentes con una edad carniana-toarciana para la STT y no sustentan la aparente continuidad con la SAO.

La SAO en el área de estudio, que cubre tectónicamente a la STT, y es el tema central del presente trabajo se describe en capítulo aparte.

## **II.3 Rocas ígneas intrusivas**

### **II.3.1 Batolito de Tingambato (Kbt)**

Se asigna informalmente con este nombre a la masa plutónica de dimensiones batolíticas ( $> 100 \text{ km}^2$ ) que está expuesta en la porción occidental del área estudiada (Lámina 1) y se extiende mas alla del límite de esta. El batolito intrusiona al paquete volcánico de la SAO; el contacto, en algunos lugares, es tajante; en otros, es gradual y algo difuso con zonas de asimilación magmática y desarrollo local de "hornfels". En las partes aledañas a Tingambato, se observan varios apófisis del batolito, de los cuales el de mayor dimensión es el del Guayabo (Lámina 1). En la Pluma, localidad cercana al límite occidental del área, el plutón está cubierto por conglomerado rojo de la Formación Balsas.

El batolito de Tingambato es de grano medio a grueso, de composición predominantemente granodiorítica con variaciones

tonalíticas hacia su borde. Mineralógicamente consiste de plagioclasa (65.8 - 35.12%), cuarzo (26.4 - 56.42%), ortoclasa (4.04 - 16.11 %), hornblenda parcialmente cloritizada (0.36% - 4.7%), biotita y otros accesorios. En las partes marginales del plutón los xenolitos de rocas volcánicas basáltico-andesíticas son abundantes y en algunos casos, por sus dimensiones llegan a ser verdaderos colgantes.

Con base en las relaciones de campo y a la edades del paquete volcánico de la SAO, la cual es Albiano-Cenomaniano (ver capítulo III), y de la Formación Balsas del Paleoceno (?) - Eoceno, se considera que el emplazamiento del batolito tuvo lugar durante el Cretácico Tardío.

### II.3.2 Diorita (Tid)

Se cartografiaron tres pequeños troncos dioríticos, de los cuales el de mayor tamaño es el de Hermiltepec, ubicado en parte sobre el borde meridional del área. Es de grano medio, rico en hornblenda y está cortando a brecha volcánica y aglomerado del paquete volcánico de la SAO; otro se localiza en el área de Tizapa, el cual es de grano medio a grueso, también rico en anfíbol, y corta al granito milonítico. El último es de grano fino, ubicado cerca de la presa de Santa Barbara, y está emplazado en el paquete calcáreo de la SAO con desarrollo parcial de mármol.

Es probable que el emplazamiento de estos troncos haya sucedido durante el Paleoceno tardío-Eoceno temprano, ya que, en el área de Tizapa, con el propósito de fechar la deformación milonítica del granito, se obtuvieron dos edades radiométricas de muscovita del esquistó blastomilonítico, de 59 Ma (K-Ar) y 57 Ma ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ). Estas edades seguramente corresponden al emplazamiento del tronco diorítico de esa área, ya que la localidad muestreada del esquistó se ubica solo a unos 800 m de este tronco.

### II.3.3 Cuarzomonzonita (Tet)

La mayor parte de este intrusivo aflora sobre la carretera Temascaltepec-San Pedro Tenayac. Es una roca de grano medio a grueso con fenocristales de feldespato de varios centímetros, tiene una composición cuarzomonzonítica con abundante biotita. El plutón corta a filita grafitica de la STT, aunque en su mayor parte está cubierto por ignimbrita del Terciario medio y coladas de basalto cuaternario. En el área estudiada solo queda incluida una pequeña parte de esta unidad y se ubica en la esquina suroriental. Dos fechamientos K-Ar de biotita del intrusivo dieron edades de  $51 \pm 3$  y  $48.6 \pm 2$  Ma (Eoceno Medio).

### II.3.4 Dacita (Tos)

Este tronco corresponde a un intrusivo hipabisal, tiene una textura porfídica con matriz microcristalina y fenocristales

euhedrales de plagioclasa, es de composición dacítica; aflora en las partes aledañas a Susupuato, está intrusionando a las rocas volcánicas cretácicas, y coladas de basalto cuaternario lo cubren parcialmente. Se infiere una edad oligocénica para este tronco.

### **II.3.5 Porfido riolítico (Tor)**

Estas rocas son cuerpos pequeños e irregulares que representan intrusiones muy someras. Están caracterizados por una textura porfídica con matriz microcristalina, y en algunos casos, por estructura de flujo. En el área de Tizapa los cuerpos riolíticos fueron emplazados a lo largo de la falla normal que trunca al granito milonítico. Una edad K-Ar de  $31 \pm 2$  Ma del cuerpo riolítico subvolcánico El Peñon, ubicado 12 Km al oriente del área de Tizapa, es correlacionable con estos troncos riolíticos. El intrusivo dacítico de Susupuato y los troncos riolíticos son cuerpos subvolcánicos probablemente relacionados a la actividad ignimbrítica del Terciario medio.

## **II.4 Cubierta cenozoica**

La cubierta cenozoica en el área estudiada comprende rocas clásticas de la Formación Balsas, cuya edad probable para el grueso de estas rocas es Paleoceno-Eoceno (Fries, 1960; de Cserna y Fries, 1981; de Cserna, 1982), paquetes de ignimbrita correlacionables con la Riolita Tilzapotla del Oligoceno (de Cserna y Fries, 1981), lavas andesíticas del Terciario superior, derrames basálticos

**cuaternarios y aluvi6n.**

### III. SECUENCIA ARCELIA-OTZOLOAPAN (SAO)

La SAO es una secuencia volcanosedimentaria que, para fines cartográficos y descriptivos, se diferenci6 en dos paquetes: el predominantemente calc6reo y el volc6nico. La relativa homogeneidad litol6gica en cada paquete no permiti6 diferenciaciones cartogr6ficas adicionales o, en el mejor de los casos, hubiesen sido err6ticas. Las rocas cret6cicas de las formaciones Amatepec, Xochipala y Arcelia descritas por de Cserna y colaboradores (1978) y por de Cserna(1982) en la regi6n de Tejupilco-Teloloapan, fueron agrupadas informalmente como SAO debido a que no fue posible diferenciarlas por la carencia de f6siles y horizontes litol6gicos gu6a.

Los dos paquetes presentan un marcado contraste litol6gico, el inferior es predominantemente calc6reo, con intercalaci6n de material cl6stico y volc6nico. El superior es predominantemente volc6nico, con horizontes de sedimentos silíceos y tob6ceos. El contacto es aparentemente concordante, implicando continuidad estratigr6fica, aunque en muchos casos se observan fallas inversas locales que interrumpen esta continuidad.

El contacto inferior de la SAO es tect6nico y est6 definido por una cabalgadura que yuxtapone a la SAO sobre la STT. La relaci6n pretect6nica entre ambas secuencias fue discordante, la cual posteriormente sirvi6 como una superficie de corrimiento, cuya

magnitud de desplazamiento se desconoce. La discordancia es evidenciada por la presencia de clastos de roca metamórfica de la STT y del granito milonítico en algunos horizontes de arenisca de grano grueso en la parte inferior de la SAO y por la presencia de pequeños lentes muy locales de metaconglomerado debajo del contacto tectónico con la SAO en el área del Cirian, 5 km al sur del área estudiada. Este tipo de metaconglomerado también se presenta en el área del Taxco El Viejo cerca del contacto tectónico con la Formación Morelos (Elías-Herrera y Sánchez-Zavala, 1990). El contacto superior es discordante con la cubierta cenozoica.

La SAO se puede seguir, en continuidad de afloramiento, desde las inmediaciones de Arcelia hasta el área de Otzoloapan, lugar donde el paquete volcánico tiene una distribución amplia (Lámina 1), y en donde se estudio con detalle sus características petrográficas, geoquímicas y metamórficas como objetivo del presente trabajo.

En la Lámina 2 se muestra de manera esquemática las características litoestratigráficas de la SAO, así como su alcance cronoestratigráfico conforme a los datos actualmente disponibles. Con fines de correlación, también se incluyen las columnas estratigráficas de la región de Huetamo, del área Tejupilco-Zacazonapan, y de la porción que comprende al Estado de Morelos y la parte centro-septentrional del Estado de Guerrero. Los espesores de las diferentes unidades en las columnas de la Lámina 2 no están

a escala.

### III.1 Litología y petrografía

#### III.1.1 Paquete calcáreo (Kc)

Este paquete consiste de caliza arcillosa con estratificación láminar a delgada (1-10 cm), ocasionalmente gruesa (0.5-1 m), interestratificada con caliza grafitica laminada, lutita parcialmente filitizada (Figura 2) y horizontes de arenisca en estratos de 10 a 30 cm; esporádicamente también se observa limolita intercalada. En las cercanías a la presa Santa Barbara y en el borde meridional del área, al oriente de San Juan Acatitlán, se cartografiaron dos cuerpos de lava almohadillada de composición andesítico-basáltica dentro del paquete calcáreo (Lámina 1). El espesor de este paquete, de acuerdo a las secciones estructurales de la Lámina 1, puede ser del orden de los 1000 a 1500 m.

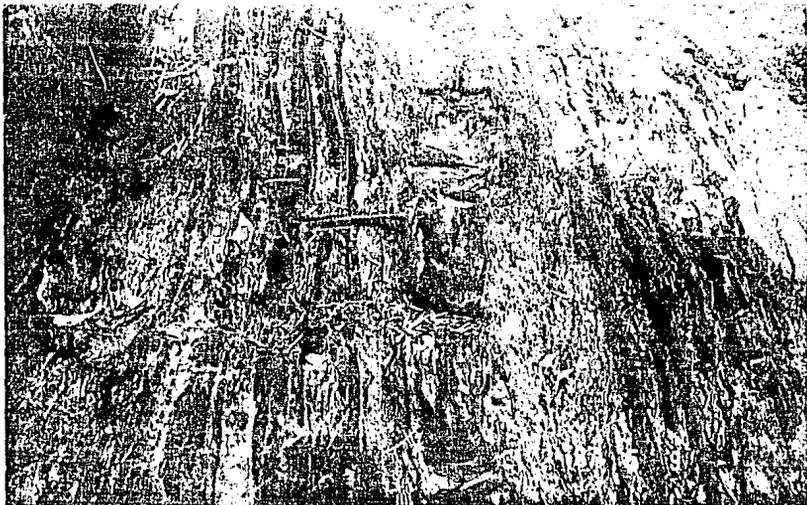
La caliza arcillosa consiste de micrita pelágica, recristalizada, constituida de espatita, microespatita, cuarzo autigénico y hematita, con estructuras estilolíticas incipientes y "microboudinage" (formas lenticulares) espatizadas en su mayoría. También se observan microfracturas rellenas de espatita y hematita.

La arenisca, en el paquete calcáreo, de acuerdo a sus principales componentes y a la proporción de la matriz, se clasifica como grauvaca lítica, litarenita feldespática y arcosa lítica; en algunos lugares las areniscas son conglomeráticas. Los componentes principales consisten de granos de cuarzo monocristalino, fragmentos líticos cuarzosos policristalinos, y granos de feldespato monocristalino que incluyen plagioclasa y feldespato potásico, biotita y mica blanca detríticas, y fragmentos líticos de roca volcánica, pizarra y esquisto (Figura 3). En el caso de la arcosa lítica, se observan fragmentos líticos de roca granítica constituidos por granos policristalinos de feldespato potásico perfitico y cuarzo mirmequítico, además de granos policristalinos de cuarzo con bordes suturados con extinción ondulante, sugiriendo un aporte de terrenos graníticos deformados. La matriz en todos los casos, está constituida por cuarzo microcristalino, calcita y material arcilloso recristalizado a mica blanca en diminutas hojuelas.

El paquete calcáreo está caracterizado por la presencia de abundantes pliegues mesoscópicos cuya geometría es variada. Se observa pliegues disarmónicos y pliegues armónicos abiertos y cerrados moderadamente inclinados hacia el noreste. La vergencia del plegamiento varía de 10 a 50° hacia el noreste. En las partes incompetentes del paquete, donde hay predominancia de caliza arcillosa en estratos delgados con intercalación de sedimentos pelíticos, un crucero de fractura paralelo, a los planos axiales de

Figura 2. Detalle litológico del paquete calcáreo donde se muestra intercalaciones de estratos de caliza laminada con lutita parcialmente filitizada. Localidad: Río Temascaltepec, confluencia con el Arroyo Chiquito, cerca de San Juan Acatitlán. Notese la estratificación vertical debido al plegamiento mesoscópico del paquete calcáreo, los estratos, en este caso, no muestran deformación interna.

Figura 3. Detalle microscópico de un horizonte de arenisca de la SAO con clastos de roca metamórfica. El detalle microscópico corresponde a una lámina delgada de litarenita feldespática con un fragmento alargado de pizarra carbonosa; los demás componentes de la litarenita son granos de cuarzo, feldespato seritizado, mica detrítica, no clara en la microfotografía, y fragmentos de óxidos ferrotitaníferos. La microfotografía fue tomada con nicols paralelos.



los pliegues, está bien desarrollado (Figura 4), con crucero pizarroso en las rocas de grano fino.

En la base del paquete calcáreo, cerca del contacto con la STT, la intensidad de la deformación aumenta. Se observa pliegues isoclinales recumbentes en la caliza, la cual está completamente recrystalizada y foliada (Figura 5). El incremento gradual de la deformación de este paquete hacia su base, ha sido uno de los elementos importantes en el entendimiento de su relación tectónica con la STT subyacente. El truncamiento de las estructuras de la STT por el paquete calcáreo de la SAO es otro elemento clave que es indicativo inequívoco de la naturaleza tectónica del contacto (Eliás-Herrera y Sánchez-Zavala, 1990, fig.2). Esta relación se observa en el área de Tizapa (ver Lámina 1).

### III.1.2 Paquete volcánico (Kv)

Esta unidad es la que está mas ampliamente expuesta en el área, y es donde posiblemente el volcanismo submarino cretácico de la región tiene una de sus mejores expresiones en términos de volumen de roca expuesta, con un espesor del orden de 2000 m. El paquete volcánico consiste de lava masiva y almohadillada, (Figura 6), con intercalaciones de aglomerado y brecha volcánica (Figura 7), sedimento tobáceo, lutita negra silícea, con radiolarios mal conservados, y caliza arcillosa en estratos delgados.

Figura 4. Crucero de fractura en partes mas incompetentes del paquete calcáreo, con crucero pizarroso en las intercalaciones arcillosas. Estas partes incompetentes también están caracterizados por la presencia de pliegues disarmónicos notables. Localidad: carretera Valle de Bravo-Colorines.

Figura 5. Pliegues isoclinales y desarrollo de foliación en horizontes de caliza en la base del paquete calcáreo. La deformación interna de la caliza en estos niveles es evidente, y está caracterizada por recristalización completa con foliación penetrante debida, seguramente, a la relación tectónica por cabalgadura del paquete calcáreo con la STT. Localidad: La Fundadora, cerca de la confluencia del Arroyo del Ahogado con el Río Temascaltepec.

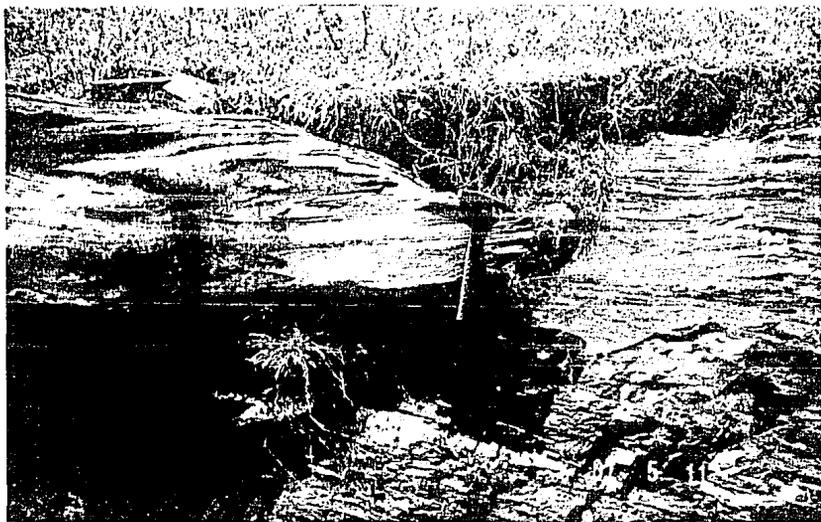
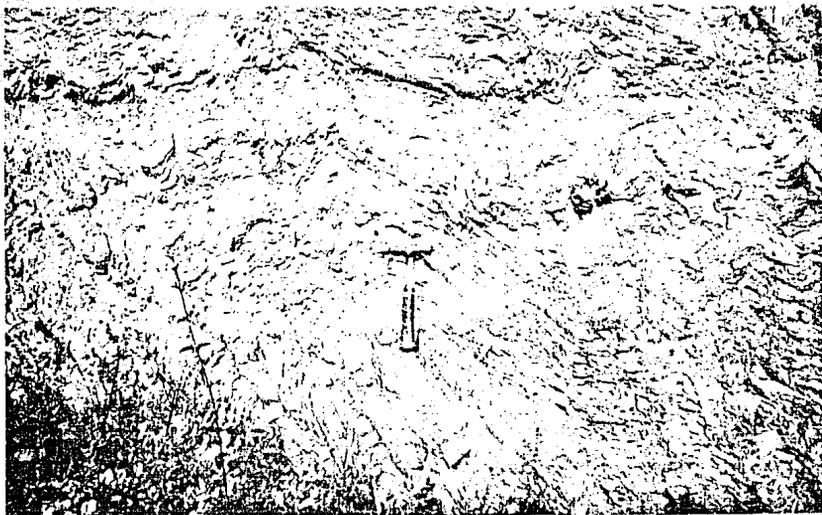
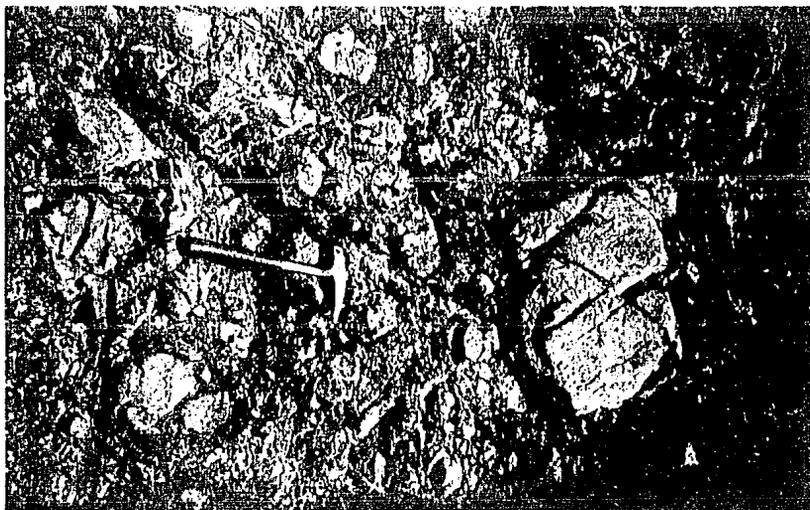


Figura 6. Lava almohadillada en la parte inferior del paquete volcánico. Notese el aplastamiento de las estructuras almohadilladas cuya dirección de elongación es perpendicular a la dirección de los esfuerzos de compresión que burdamente es E-W. El material intersticial gris oscuro a negro es predominantemente palagonita; en algunos casos estos intersticios están rellenos también por caliza mudstone. Localidad: Río Temascaltepec, carretera Zacazonapan-Luvianos.

Figura 7. Roca piroclástica del paquete volcánico. Afloramiento de aglomerado con fragmentos de lava andesítico-basáltica; este aglomerado está estrechamente intercalado con brecha volcánica. En algunas partes la matriz del aglomerado presenta una foliación burda con poca continuidad como se puede observar en el borde izquierdo de esta fotografía. Localidad: Rancho Terreros, carretera Zuluapan-La Punta Tingambato.



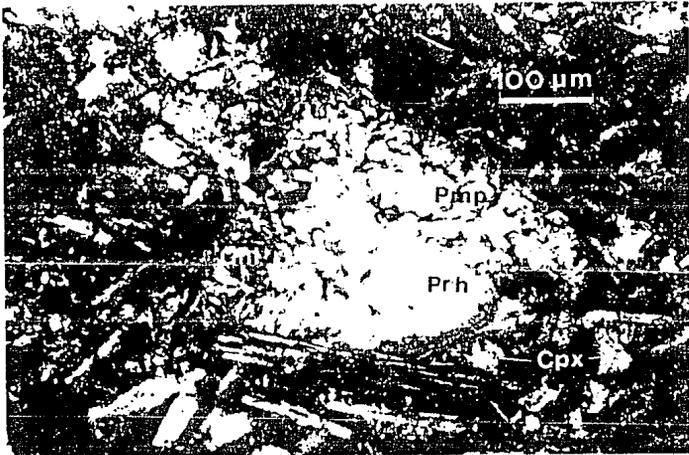
La lava microscópicamente presenta diferentes texturas: porfídica, amigdaloidal, intersectoral, intersticial, intergranular y esferulítica. Consiste de fenocristales euhedrales y subeuhedrales de plagioclasa (oligoclasa-andesina y labradorita) y clinopiroxena (augita) embebidos en una matriz con una textura intersectoral compuesta de microlitos de plagioclasa, clinopiroxena y pequeñas cantidades de epidota, pumpellyita, calcita y clorita intersticiales, además de palagonita (Figura 8). La mayoría de los cristales de plagioclasa están sericitizados y en algunos casos, total o parcialmente albitizada; ocasionalmente se observa pseudomórfos de plagioclasa totalmente reemplazados por clorita, pumpellyita y epidota.

Las amígdalas están rellenas de clorita, cuarzo, calcita, pumpellyita, epidota y albita. La matriz que las rodea está compuesta por microlitos de clinopiroxeno, plagioclasa, (Figura 9), ocasionalmente por olivino y minerales opacos. En algunos casos en la matriz también se observa clorita, prehnita, pumpellyita, cuarzo y albita intersticial, además vidrio desvitrificado. Los núcleos de los cristales de clinopiroxena están reemplazados, en algunas ocasiones, por pumpellyita y clorita.

La textura intergranular presenta una mineralogía que consiste de plagioclasa en una matriz desvitrificada. La matriz también presenta pumpellyita, prehnita, clorita, calcita, cuarzo y albita intersticiales. La asociación mineralógica cuarzo-albita-calcita

Figura 8. Textura glomeroporfídica de algunas lavas del pquete volcánico. Esta es una variedad de la textura porfídica de las lavas, la cual conjuntamente con la amigdaloidal son las texturas mas comunes en estas rocas. En este caso la matriz es microcristalina con amigdalas rellenas de clorita y vetillas de calcita como se observa en la esquina inferior derecha. Fotomicrografía con nicoles cruzados.

Figura 9. Lava basáltica con textura amigdaloidal. Detalle de una amigdala rellena de clorita (Chl), pumpellyita (Pmp) y prehnita (?) (Prh). Se hace notar la presencia de clinopiroxena (Cpx) con una relación intergranular con la plagioclasa. Microfotografía con nicoles cruzados.



define una foliación. La plagioclasa y el cuarzo granulado también están alineados, paralelos a la foliación. La textura esferulítica esta constituida por plagioclasa aglutinada en forma radial rodeada por una matriz de clorita; en otros casos las esferulitas están formadas de palagonita.

La brecha volcánica está compuesta por fragmentos de roca volcánica con texturas heterogéneas y xenocristales de plagioclasa y cuarzo. Su matriz es intergranular e intersticial compuesta de microlitos de plagioclasa y minerales opacos. Posee además clorita, epidota, pumpellyita y palagonita intersticiales. Los fragmentos de roca volcánica tienen textura porfídica, intergranular y amigdaloidal. Los fenocristales son de plagioclasa sericitizada y/o parcial o totalmente albitizada. Las amígdalas estan rellenas de clorita, pumpellyita, albita y cuarzo. La asociación mineralógica clorita-pumpellyita-epidota también define una foliación incipiente. Los aglomerados presentan una mineralogía similar, variando solo el tamaño de los fragmentos de roca.

El sedimento tobáceo está compuesto de fragmentos de roca volcánica con textura amigdaloidal, porfídica e intergranular incluidos en una matriz desvitrificada y cloritizada, con minerales opacos. Los fenocristales de los fragmentos de roca son de plagioclasa y clinopiroxena, ocasionalmente se observa pumpellyita y epidota intersticiales en la matriz; las amígdalas estan rellenas de clorita. También posee fragmentos de cuarzo policristalino.

Dentro de los horizontes de sedimento silíceo y tobáceo se encontraron radiolarios mal conservados, los cuales no pudieron ser identificados plenamente.

En el área de Palmar Chico, localizada 40 km al sur del límite meridional del área cartografiada, y como parte de este paquete, afloran algunos cuerpos ultramáficos serpentinizados y troncos dioríticos con facies cumulíticas ricas en hornblenda. Estos cuerpos pudieran estar relacionados a raíces plutónicas del arco magmático. La descripción de los cuerpos ultramáficos ha sido muy poco documentada García-Calderón (1978) solo describió algunas características de la serpentinita de Palmar Chico (San Francisco de los Pinzanes). Salas Castellanos (1982) únicamente mencionó la presencia de fases ultrabásicas (piroxenita) en la porción oriental de San Pedro Limón mientras que Delgado-Argote y colaboradores (en prensa) describen con detalle las características petrográficas y de isótopos de D/H y discuten las posibles implicaciones petrogenéticas y tectónicas. Estos últimos autores determinan una transición en las rocas ultrabásicas, desde herzolita (?) → wehrlita (?) → piroxenita → piroxenita de hornblenda → hornblendita → diorita, y consideran que las rocas dioríticas están asociadas genéticamente a las rocas volcánicas cretácicas del área.

Ortiz-Hernández y Lapierre (1991) también documentaron algunas características petrográficas y geoquímicas de las rocas

ultramáficas del área, clasificandolas como wehrlitas y clinopiroxenitas con texturas cumúlíticas y con diferentes grados de serpentización antigorítica; mencionan también la presencia de rocas hornblendíticas y dioríticas en el área.

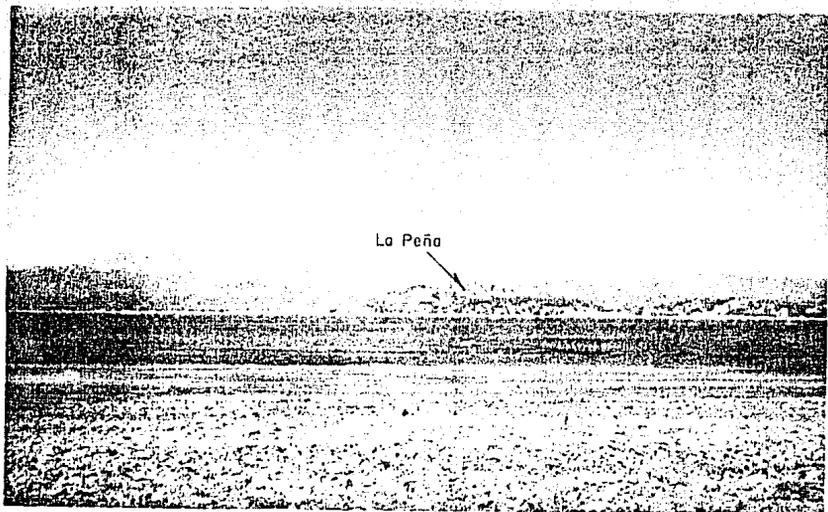
### III.1.3 Caliza fosilífera (Kcm)

En algunos lugares, la parte superior del paquete volcánico presenta bancos de caliza con estratificación gruesa y masiva fosilífera. La caliza, por el tamaño de sus afloramientos, solo fue cartografiada en dos lugares, en Valle de Bravo, y en las inmediaciones de Susupuato, en la porción nodoccidental del área estudiada (Lámina 1). En Valle de Bravo, los afloramientos de la caliza masiva conforman lo que es el rasgo topográfico mas característico de esa ciudad, la Peña (Figura 10). En este lugar, el contacto entre la caliza y las rocas volcánicas circundantes, que son parte del paquete volcánico ya descrito, no se observa, dando la impresión de que la relación puede ser tectónica. Sin embargo, en el área de Susupuato, un cuerpo lenticular de varias decenas de metros de caliza fosilífera en estratos gruesos a masivos, similar a la caliza de la Peña, está interestratificado con lavas masivas del paquete volcánico, por lo que se asume que la caliza fosilífera de Valle de Bravo tiene esta misma relación estratigráfica con las rocas volcánicas que le subyacen.

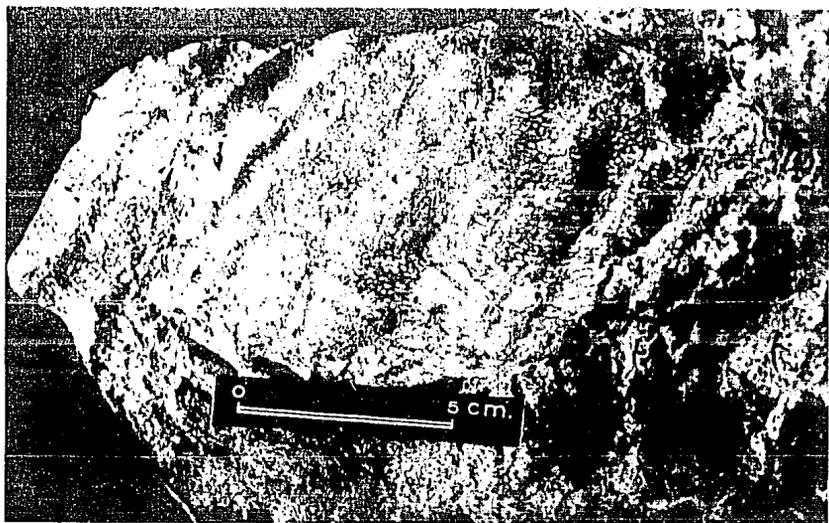
La caliza posee abundante fauna mal preservada debido a la

Figura 10. La Peña de Valle de Bravo. Caliza fosilífera circundada por rocas piroclásticas y lavas del paquete volcánico. La relación de contacto entre ambos tipos de roca no es clara en este lugar, aunque parece ser tectónica. Sin embargo, en otras localidades del área estudiada se observan lentes de caliza similar a la de la Peña, intercaladas con rocas volcánicas, por lo que se asume que estos lentes calcáreos son parte integral de este paquete.

Figura 11. Detalle de la caliza fosilífera de la Peña. Fragmento de lo que corresponde a un bioherma, en donde se muestra parte del contenido fosilífero que en este caso corresponde al Género Acanthochaetetes, cuyo alcance cronoestratigráfico es de el Oxfordiano-Cenomaniano (Drs. G. Alencaster y B. E. Buitrón, comunicación escrito, 1991).



La Peña



recristalización que presenta (Figura 11). El contenido faunístico consiste de fragmentos de moluscos y algas; conchas delgadas abundantes, probablemente de bivalvos no identificables; colonias grandes y globosas constituidas de tubos cilíndricos de sección poligonal, circular u oval, cuya determinación mas probable, según G. Alencaster y B. E. Buitrón (comunicación escrita, 1991), es Phylum Coelenterata (Cnidaria); Clase Hydrozoa; Orden Chaetetida; Familia Acanthochaetetidae; Género Acanthochaetetes.

Dada la mala preservación de los fósiles, no fue posible establecer con claridad la edad de la caliza, con la cual se hubiese podido conocer mejor el alcance estratigráfico de la SAO. No obstante, la mayor parte de la fauna indica una probable edad cenomaniense (G. Alencaster y B. E. Buitrón, comunicación escrita, 1991). Los cuerpos calcáreos masivos en la parte superior del paquete volcánico implican un ambiente marino de aguas someras, mientras que los sedimentos silíceos, en la parte inferior, indican un deposito abisal, lo que sugiere cambios bruscos en el ambiente de deposito de la secuencia, probablemente debidos a la gran actividad volcánica submarina típica de arco magmático.

### **III.2 Edad de la SAO**

En el área estudiada los únicos fósiles que se encontraron son radiolarios totalmente recristalizados, no identificables, en algunos horizontes de sedimento silíceo y macrofósiles de la caliza

masiva ya descrita. No obstante, diferentes autores han reportado datos paleontológicos en rocas de áreas cercanas que se correlacionan con la SAO (Campa et al., 1974; Cantú-Chapa, 1968; Dávila-Alcocer y Guerrero-Suástegui, 1990; Ortiz-Hernández y Lapiere, 1991). Por otro lado, en este estudio se reportan y discuten varias edades isotópicas del paquete volcánico.

Cantú-Chapa (1968) reporta amonitas del Aptiano superior-Albiano inferior en varias localidades en el área de Zitácuaro. Las amonitas corresponden a: Acanthohoplites sp., Hamites sp., Cheloniceras sp., Pozosia sp., Phylloceras sp., Austroliceras sp., Hypacanthoplites sp., Uhligella sp., Diadocheras sp., Parahoplites sp., y Peñaceras sp. Dos de las localidades fosilíferas se encuentran en las cercanías del poblado de Benito Juárez, a 10 km del límite septentrional del área de estudio. Según la descripción de este autor, la litología de dichas localidades consiste de caliza ligeramente metamorfizada, en estratos delgados y medios, ocasionalmente con estructura láminar, con intercalaciones de arenisca. Esta litología es similar a la del paquete calcáreo de la SAO y seguramente, por su cercanía, corresponde a la continuidad de este paquete hacia el norte, por lo que es probable una edad aptiano-albiana para la parte inferior calcárea de la SAO.

Hacia el sur, el paquete calcáreo corresponde a las formaciones Amatepec y Xochipala, a las cuales de Cserna y colaboradores (1978) y de Cserna (1982), con base en algunos

fósiles mal conservados de localidades diversas, y por su posición estratigráfica, les asignaron edades del Albiano-Cenomaniano temprano (?) y Cenomaniano tardío-Turoniano, respectivamente. Sin embargo, las edades isotópicas  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de  $103 \pm 1$  Ma (Albiano) y  $92.4 \pm 0.4$  Ma (Cenomaniano) de dos muestras de lava almohadillada de la parte inferior del paquete volcánico, son indicativos de una edad aptiano-albiana para el paquete calcáreo subyacente, lo que sugiere una continuidad estratigráfica desde el Aptiano hasta el Cenomaniano. Las localidades muestreadas para las determinaciones isotópicas  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , cuyos datos se están reportando se localizan en la presa Santa Barbara, sobre la carretera Santo Tomás de los Plátanos-Zuluapan, y Los Epazotes, sobre el camino Viejo Luvianos-Tejupilco. Las muestras colectadas para este propósito corresponden a la formación Arcelia, a la cual se le había asignado una edad coniaciana (de Cserna, 1982). De acuerdo a lo anterior el alcance cronoestratigráfico de las formaciones Amatepec, Xochipala y Arcelia, descritas por de Cserna (1982), es del Aptiano al Cenomaniano y no del Albiano al Coniaciano. Estos datos isotópicos también están en armonía con la probable edad cenomaniana de los cuerpos de caliza fosilífera de la parte superior del paquete volcánico, la cual se correlaciona con la caliza arrecifal de la formación Huetamo del Cenomaniano-Turoniano (Pantoja-Alor, 1990; García-Barrera y Pantoja-Alor, 1991).

En el área de nuevo Copaltepec, en las inmediaciones a la presa Vicente Guerrero, 75 km al sur del área del presente trabajo,

varios géneros de radiolarios del Albiano-Cenomaniano han sido reportados en una secuencia volcanosedimentaria (Dávila-Alcocer y Guerrero-Suástegui, 1990). Los radiolarios fueron colectados de horizontes silíceos que se alternan con lutita negra, grauvaca, horizontes tobáceos y lava almohadillada, secuencia que, por continuidad de afloramiento, y de acuerdo con la tendencia estructural regional, es correlacionable con el paquete volcánico de la SAO.

En el área de Palmar Chico, las edades  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de 100, 105 y 114 Ma, obtenidas a partir de anfíboles de rocas dioríticas y hornblendíticas asociadas genéticamente a las lavas almohadilladas (Delgado-Argote et al., 1990), y la edad K-Ar de 108 Ma a partir de un anfíbol magnésico de un microgabro (Ortiz-Hernández y Lapierre, 1991) son congruentes también con la edad albiano-cenomaniana para el paquete volcánico.

En esta misma área, en las localidades de Mastlacúa y los Amoles, Ortiz-Hernández y Lapierre (1991) mencionan vagamente la presencia de amonitas tithonianas (Protancyloceras sp.) en lutita negra apizarrada alternada con caliza negra micrítica, grauvaca y lutita. Estas rocas, según Ortiz-Hernández y Lapierre (1991), están cubiertas, por medio de una cabalgadura, por rocas volcánicas albianas, las cuales corresponden claramente al paquete volcánico de la SAO en el área de Valle de Bravo-Zacazonapan. Las rocas con fauna tithoniana no son correlacionables con rocas de la STT,

puesto que esta secuencia, en sus afloramientos mas próximos, localizados en las inmediaciones de Tlatlaya, Santa Ana Zicatecoyan y el Gavilán, a unos 15 km al oriente del área de Palmar Chico-San Pedro Limón, consiste predominantemente de filita, esquisto sericítico con algunas intercalaciones de esquisto verde de naturaleza volcanoclástica, y con ausencia de caliza. Las rocas del tithoniano, litológicamente, son mas correlacionables con el paquete inferior calcáreo de la SAO y, a reserva de establecer claramente las relaciones estratigráficas del área de Palmar Chico-san Pedro Limón, el alcance estratigráfico de la SAO es desde el Tithoniano hasta el Cenomaniano. La correlación de las unidades preterciarias descritas en el presente trabajo se muestran en la Lámina 2 y Tabla 2.

Tabla 2. Correlación de las unidades estratigráficas preterciarias de la porción sudoccidental del Estado de México y regiones adyacentes.

ERATÉMA	SISTEMA	SERIE	ETAPA	REGION DE SAN LUCAS-HUETAMO (1)	REGION DE TEJUPILCO VALLE DE BRAVO (2)	REGION DE TEJUPILCO (3)	REGION DE TAXCO (4)	
MESOZOICO	CRETACICO	SUPERIOR	MAASTRICHTIANO	?			FM. TETELCINGO (?)	
			CAMPANIANO	FORMACION				
			SANTONIANO	CUTZAMALA				
			CONIACIANO					
			TURONIANO					
		CENOMANIANO	FORMACION HUETAMO					
		INFERIOR	ALBIANO	FORMACION MAL PASO				
			APTIANO	FORMACION EL CAJON				
			NEOCENO	BARREMIANO	FORMACION			
				HAUTERVIANO	SAN LUCAS			
	VALANGINIANO							
	BERRIASIANO							
	JURASICO	SUPERIOR	TITHONIANO	FORMACION				
			KIMMERIGDIANO	ANGAO				
		MEDIO	OXFORDIANO					
			CALLOVIANO					
			BATHONIANO					
			BAJOCIANO					
			AALENIANO					
			TOARCIANO					
		INFERIOR	PLEINSBACHIANO	FORMACION				
			SINEMURIANO					
	HETTANGIANO							
NORIANO	RIO PLACERES							
TRIASICO	SUPERIOR	CARNIANO						
		LADINIANO						
	MEDIO	ANISIANO						
		SCYTHIANO						
		GRANITO						
PALEOZOICO	PERMIICO	SUPERIOR	TATARIANO					
			KAZANIANO					
			UFIMIANO					

(1) Pantoja-Alor (1959 y 1990); (2) en este trabajo; (3) De Cserna (1982), modificada de acuerdo a los datos del presente trabajo; (4) De Cserna y Fries (1981), modificada de acuerdo a los datos del presente trabajo.

### III.3 GEOQUIMICA DEL PAQUETE VOLCANICO

Con el objeto de caracterizar geoquímicamente las rocas volcánicas de la SAO se colectaron 30 muestras de lavas para análisis químicos en el área de Valle de Bravo-Zacazonapan. Dado que las rocas están metamorizadas (espilitizadas), fue difícil coleccionar muestras completamente frescas. No obstante, se seleccionaron 14 muestras para análisis químicos, que fueron las menos alteradas, y cuyos resultados se presentan en la Tabla 3.

En trabajos anteriores, con base en datos geoquímicos de rocas basálticas y andesíticas cretácicas del área de Palmar Chico-Arcelia, se les determinó una afinidad toleítica (Ortiz-Hernández et al., 1991; Ortiz-Hernández y Lapierre, 1991). Sin embargo, las características geoquímicas de las rocas volcánicas submarinas de Valle de Bravo-Zacazonapan, son ambiguos en términos de su carácter toleítico o calcialcalino. Ante esta inconsistencia y debido a que las rocas volcánicas de las dos áreas son parte de la misma secuencia cretácica ( Figura 1B), para propósitos comparativos, los datos geoquímicos reportados por Ortiz-Hernández y Lapierre (1991) se incluyen (Tabla 3) y se discuten en el presente estudio.

Las rocas volcánicas de la SAO, conforme a su contenido de sílice, el cual varía de 43 a 60% (Tabla 3), son rocas ígneas intermedias y básicas, aunque también hay cuerpos ultrabásicos que ya han sido mencionados. En términos del contenido de alcalis y

Tabla 3. Análisis químicos de lavas almohadilladas y masivas de la SAO.

Muestra	OP-11	OP-12	OP-19	OP-24	OP-27	OP-37	OP-39	OP-42	TC-25	TC-27
SiO <sub>2</sub> (%)	55.9	51.4	59.8	49.4	46.33	43	57.1	57.3	43.52	44.59
TiO <sub>2</sub>	1.04	0.9	0.66	2.1	1.98	1.6	0.75	1.2	1.25	1.25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.8	15.1	14.7	16.6	14.3	14.9	15.3	14.4	16.4	14.64
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.33	10.8	7.64	12.7	12.85	10.5	8.78	12.4	2.02	1.95
FeO	4.16	nd	3.2	nd	nd	6.91	5.82	nd	10.81	9.92
MnO	0.16	0.11	0.05	0.1	0.12	0.15	0.18	0.12	nd	nd
MgO	4.08	6.5	3.05	6.3	12.9	7.28	3.56	3	7.44	7.62
CaO	9.01	7.4	4.06	6.3	7.90	10	3.82	5	7.41	9.22
Na <sub>2</sub> O	2.47	4.6	4.18	6	0.75	2.99	2.39	5.9	1	2.9
K <sub>2</sub> O	0.32	0.3	1.88	0.35	3.3	0.26	3.03	0.20	3.2	0.85
H <sub>2</sub> O+	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	5.44	5.8
H <sub>2</sub> O-	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0.47	0.34
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.13	0.24	0.24	0.34	0.31	0.21	0.24	0.27	nd	nd
P.F.	na	na	na	na	na	nd	nd	nd	nd	nd
TOTAL	99.4	97.35	99.46	100.19	100.74	97.8	100.97	99.70	98.96	99.08
Ba(ppm)	40	na	270	na	na	140	910	na	na	na
Nb	6	na	nd	na	na	8	nd	na	na	na
Rb	5	na	36	na	na	6	50	na	na	na
Sr	310	na	350	na	na	291	1019	na	na	na
Y	23	na	25	na	na	27	27	na	na	na
Zr	98	na	93	na	na	109	607	na	na	na
La	7.9	na	8.8	na	na	6.10	7.40	na	na	na
Ce	19	na	20	na	na	19	18	na	na	na
Nd	12	na	12	na	na	15	13	na	na	na
Sm	2.88	na	3.11	na	na	4.19	3.51	na	na	na
Eu	1	na	0.9	na	na	1.40	1.2	na	na	na
Gd	3	na	3	na	na	4	4	na	na	na
Dy	3.4	na	3.2	na	na	5.40	3.80	na	na	na
Ho	0.8	na	0.7	na	na	1.10	1	na	na	na
Er	nd	nd	nd	na	na	nd	nd	na	na	na
Tm	0.4	na	0.4	na	na	.80	0.60	na	na	na
Yb	2.2	na	2.2	na	na	3.10	3	na	na	na
Lu	0.34	na	0.34	na	na	.46	0.45	na	na	na
*(La/Yb) <sub>N</sub>	2.4		2.67			1.31	1.65			

Los análisis de las muestras OP-11, OP-19, OP-37 y OP-39 fueron hechos en Bondar-Clegg Co., Canada, el de las demas muestras restantes en el Instituto de Geología, UNAM. Las muestra TX-92, CP-1A, TX-104, TX-105A, TX-107 corresponden a lavas basálticas y andesíticas del área de Palmar Chico (Ortiz-Hernández y Lapierre, 1991). \* relación normalizada con valores de Nakamura (1974); nd= no determinado; na= no analizado; P.F.= pérdida por fusión.

Tabla 3. Continuación.

Muestra	TC-35	TC-46	JP-L	J-1225	TX-92	CP-1A	TX-104	TX-105A	TX107
SiO <sub>2</sub> (%)	51.48	53.69	49.4	47.1	51.3	46.02	47.84	45.28	54.17
TiO <sub>2</sub>	0.95	0.94	1.79	1.65	0.44	1.60	1.97	0.79	1.10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.85	16.47	16.7	16.75	13.26	15.20	18.50	13.46	14.5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.50	4.69	1.08	2.44	8.92	9.62	8.39	9.80	10.63
FeO	nd	nd	5.79	5.04	nd	nd	nd	nd	nd
MnO	0.04	0.30	0.11	0.13	0.14	0.12	0.05	0.14	0.15
MgO	8.59	4.85	8.44	8.41	9.13	15.80	3.08	10.51	5.37
CaO	5.45	5	5.35	7.93	8.38	10.97	6.69	12.41	5.34
Na <sub>2</sub> O	5.52	4.14	3.90	2.47	2.34	3.79	4.48	1.46	4.80
K <sub>2</sub> O	0.48	0.70	1.71	1.68	0.96	0.07	2.41	0.65	0.01
H <sub>2</sub> O+	2.50	6.48	4.40	5.37	nd	nd	nd	nd	nd
H <sub>2</sub> O-	0.08	0.58	0.15	0.28	nd	nd	nd	nd	nd
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.26	0.27	0.33	0.30	0.20	0.27	1.91	0.26	0.14
P.F.	nd	nd	nd	nd	3.70	6.50	5.73	4.97	3.67
TOTAL	99.7	100.11	99.15	99.55	98.77	99.99	99.77	99.73	99.88
Ba(ppm)	na	na	na	na	52	160	240	36	40
Nb	na	na	na	na	na	na	na	na	na
Rb	na	na	na	na	5.4	48	15.6	11.6	0.4
Sr	na	na	na	na	136	420	300	396	72
Y	na	na	na	na	24.1	28	38	16	25
Zr	na	na	na	na	28	93	38	167	40
La	na	na	na	na	3.48	4.51	19.84	3.12	2.44
Ce	na	na	na	na	13.93	17.18	38.05	23.61	8.42
Nd	na	na	na	na	5.61	11.48	22.92	7.18	8.04
Sm	na	na	na	na	1.94	3.77	6.06	2.27	3.14
Eu	na	na	na	na	0.52	1.43	1.79	0.7	0.96
Gd	na	na	na	na	2.11	4.39	6.08	3	3.49
Dy	na	na	na	na	1.92	4.79	5.81	2.57	4.2
Ho	na	na	na	na	nd	nd	nd	nd	nd
Er	na	na	na	na	1.25	2.71	3.42	1.5	2.75
Tm	na	na	na	na	nd	nd	nd	nd	nd
Yb	na	na	na	na	1.13	2.57	3.03	1.37	2.56
Lu	na	na	na	na	0.16	0.36	0.53	0.16	0.45
*(La/Yb)N					0.637	2.059	1.17	4.37	1.52

silice (Figura 12), las rocas tienen una variación amplia y compleja, correspondiendo a andesita, andesita basáltica, basalto alcalino y subalcalino, traquiandesita, mugearita, hawaíta y basanita, variaciones que no definen una serie magmática clara. Lo mismo se puede decir, al graficar los datos en los diagramas AFM y  $Al_2O_3$  versus composición de plagioclasa normativa (Figura 13A y B), donde el carácter toleítico y calcialcalino es ambiguo.

La ambigüedad en la geoquímica de elementos mayores de las lavas de la SAO seguramente está relacionada con la movilidad del Na, K, Ca, Ba, Rb y Sr, debido al metamorfismo de muy bajo grado (esplitización) que manifiestan. La movilidad de estos elementos durante el metamorfismo y otros procesos secundarios está bien documentada (Smith, 1968; Smith y Smith, 1976; Humphris y Thompson, 1978; Seyfried et al., 1979), y probablemente la composición alcalina de muchas de las muestras (Figura 12) es debida al enriquecimiento relativo de alcalis durante la esplitización. El hecho de que una característica importante de las lavas de la SAO sea la abundancia de amigdalas y fracturas rellenas de cuarzo, albíta, clorita, prehnita, pumpellyita y calcita, evidencian, movilidad de varios elementos mayores, al menos, a escala microscópica, como lo señala Liou et al. (1987, p. 63), y que es consecuencia de la transferencia de iones a partir de la alteración metamórfica de los feldespatos y ferromagnesianos primarios de las lavas.

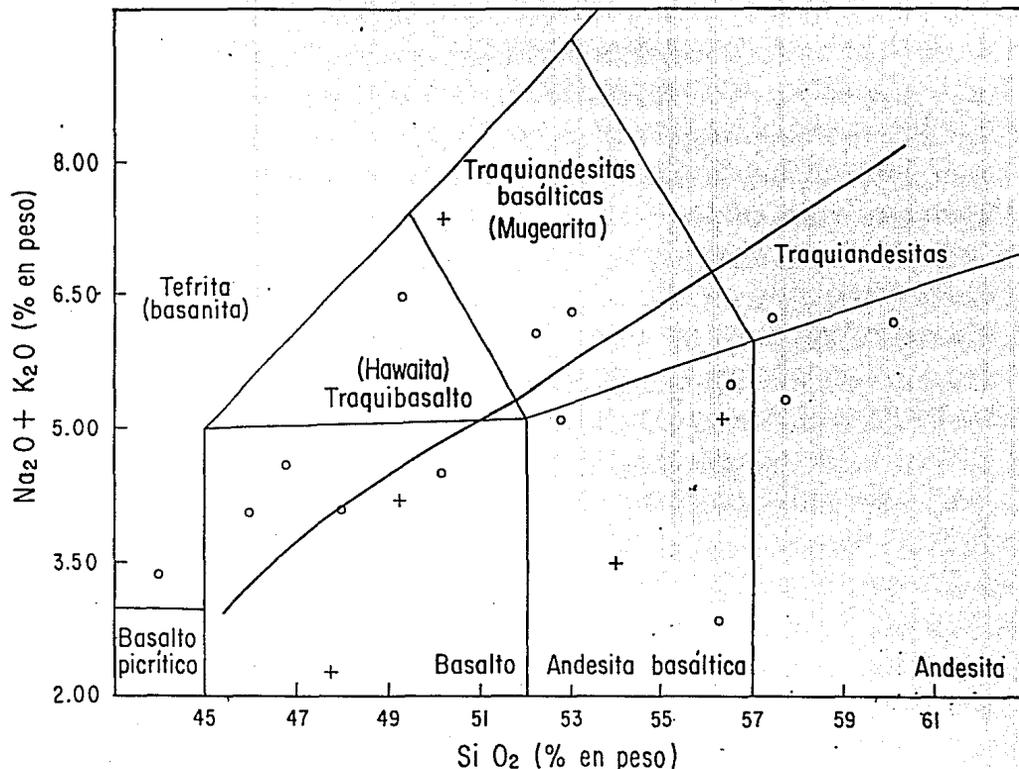


Figura 12. Diagrama alcalis-sílice (Le Bas *et al.*, 1986) que presenta la clasificación química de las rocas volcánicas de la SAO. Círculo abierto: rocas del área de Valle de Bravo-Zacazonapan; cruces: rocas del área de Palmar Chico-Arcelia. La línea de alcalinidad es de Irvine y Baragar (1971). Para su discusión ver texto.

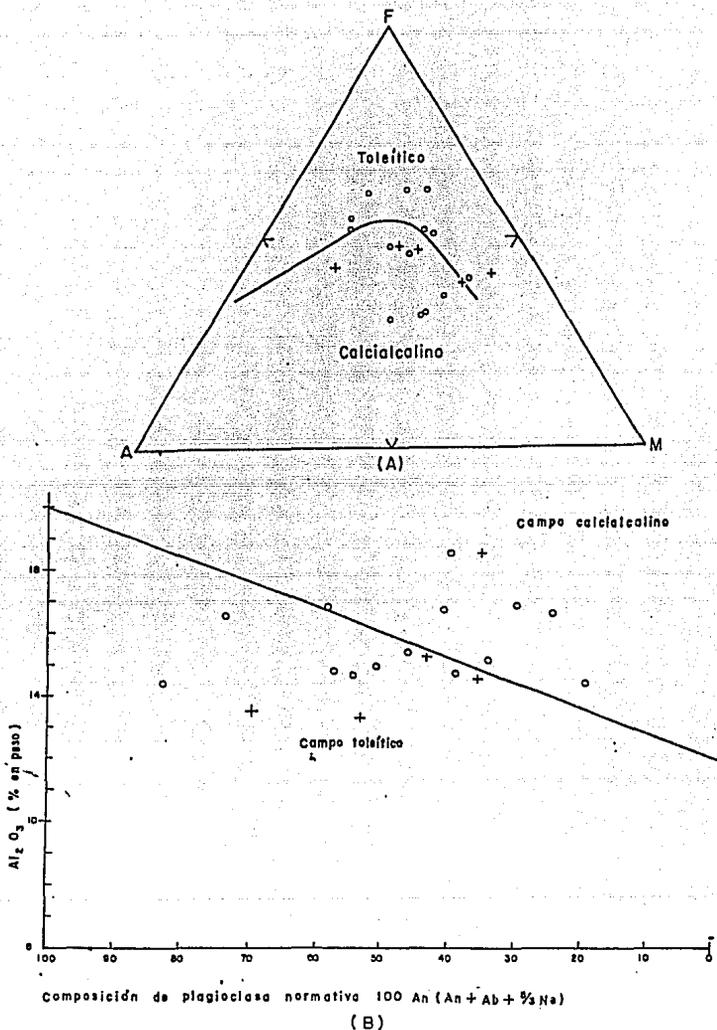


Figura 13. Diagramas de Irvine y Baragar (1971) que muestra el límite entre composición toleítica y calcicalcina con relación a las lavas de la SAO. (A) diagrama AFM; (B) diagrama  $Al_2O_3$  versus composición plagioclasa normativa. Círculo abierto, muestras del área Valle de Bravo-Zacazonapan; cruces muestras del área Palmar Chico-Arcelia. Para discusión ver texto.

Respecto a los elementos de tierras raras las lavas presentan una distribución mas homogénea (Figura 14A y B). El fraccionamiento de estos elementos en las rocas de Valle de Bravo-Zacazonapan es poco [ $1.3 < (La/Yb)_N < 2.67$ ], lo que se traduce en un patrón subhorizontal, con un pequeño enriquecimiento de tierras raras ligeras. Comparativamente el fraccionamiento y contenido de tierras raras de las lavas de esta área tienen similitud con el de basaltos de arco de islas toleíticas (Figura 14A). los cuales se caracterizan por sus patrones planos, poco fraccionados, y con una relación  $La/Yb < 3$ . Los basaltos calcialcalinos muestran, en promedio, una relación  $6 < La/Yb < 8$  (Jakes y Gill, 1970). La relación  $1.96 < La/Yb < 3.59$  de las lavas indica cierta transición de basalto de islas toleíticas a calcialcalinos. El fraccionamiento en los basaltos de arco de islas toleíticas es de  $1.15 < (La/Yb)_N < 1.36$  y el de los calcialcalinos es de  $3.22 < (La/Yb)_N < 5.23$  (Sun, 1980), lo que es consistente también con esta aseveración.

Las rocas volcánicas de Palmar Chico-Arcelia presentan un contenido de tierras raras más variable (Figura 14B). Tres muestras presentan una pequeña anomalía negativa de Eu ( $0.51 < Eu/Eu^* < 0.89$ ) lo que implica un ligero empobrecimiento de Eu en el líquido magmático a partir del cual cristalizaron estas rocas, debido a la cristalización de plagioclasa en niveles inferiores de la corteza. Dos de estas muestras tienen una pequeña anomalía positiva de Ce que puede ser debida a un error analítico inherente al método empleado (espectroscopía de emisión atómica) (Ortiz-Hernández y

Lapierre, 1991). De las muestras reportadas por Ortiz-Hernández y Lapierre (1991), cuatro de ellas, salvo pequeñas variaciones, tienen un fraccionamiento de tierras raras [ $0.64 < (La/Yb)_N < 2.06$ , Tabla 2] similar a basaltos toleíticos; otra de las muestras presenta un fraccionamiento [ $(La/Yb)_N = 4.37$ ] característico de basaltos de arco de islas calcialcalinos (Figura 14B).

En los diagramas multielementales de la Figura 15A, aunque no se tienen datos de Th, Ta, Nb y Hf, las rocas de Valle de Bravo-Zacazonapan presentan mucha variación y no coinciden con el patrón que presentan los basaltos toleíticos ni calcialcalinos. De acuerdo a Pearce (1982), los basaltos toleíticos tienen un ligero enriquecimiento de Rb y Ba con relación a MORB y un empobrecimiento de Th al Yb (Figura 15). Los basaltos calcialcalinos se caracterizan por un enriquecimiento de Sr, K, Rb, Ba, Th y un empobrecimiento de Ta a Yb, salvo el caso del Ce, cuyo contenido es ligeramente mayor que MORB. Los basaltos toleíticos, como se ilustra en la Figura 15, están mas empobrecidos en elementos litófilos de radio iónico grande (Sr, K, Rb, Ba y Th) y en elementos con fuerte enlace iónico (Ta, Nb, Zr, Hf, Ti, Y e Yb) que los calcialcalinos. Los patrones de dos de las muestras de Valle de Bravo-Zacazonapan tienen similitud con basaltos toleíticos de isla oceánica tipo Hawaii (Pearce, 1982), aunque el patrón de estas rocas no fue incluido en la Figura 15 para no complicarla mas. Las otras dos muestras se asemejan, salvo en un enriquecimiento de Zr, a rocas de arco de islas "anormales" (Pearce, 1982) en términos de

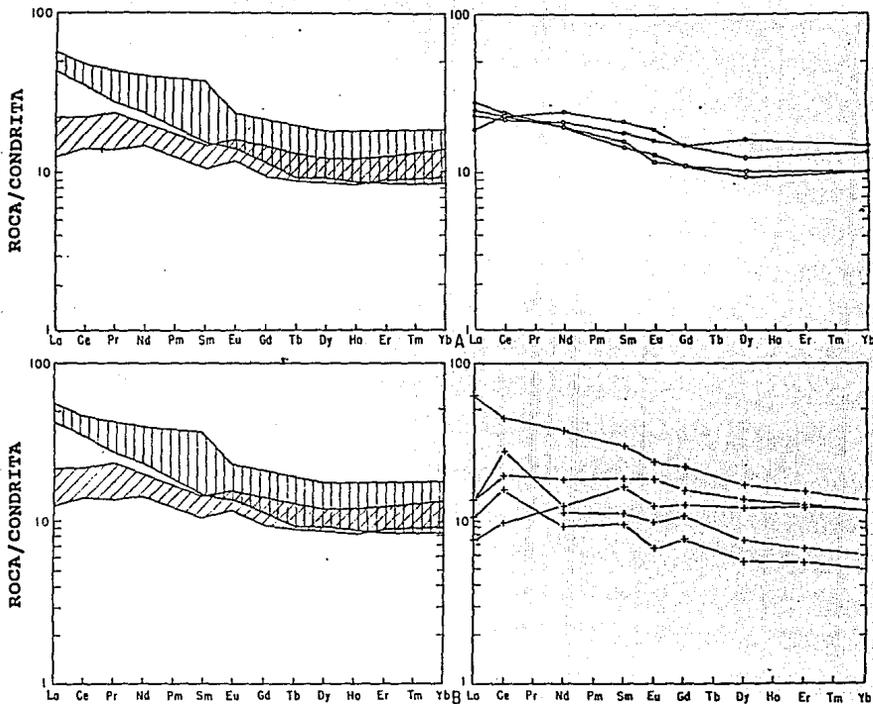


Figura 14. Contenidos de elementos de tierras raras, normalizados a condrita, según datos de Nakamura (1974), de las rocas volcánicas de la SAO. (A) datos del área Valle de Bravo-Zacazonapan (o—o); (B) datos del área Palmar Chico-Arcelia (+—+) (Ortiz Hernández y Lapierre, 1991). Para fines comparativos se incluye la abundancia de tierras raras en basaltos de arcos de islas toleíticas (////) y calcialcalinos (||||) (Sun, 1980).

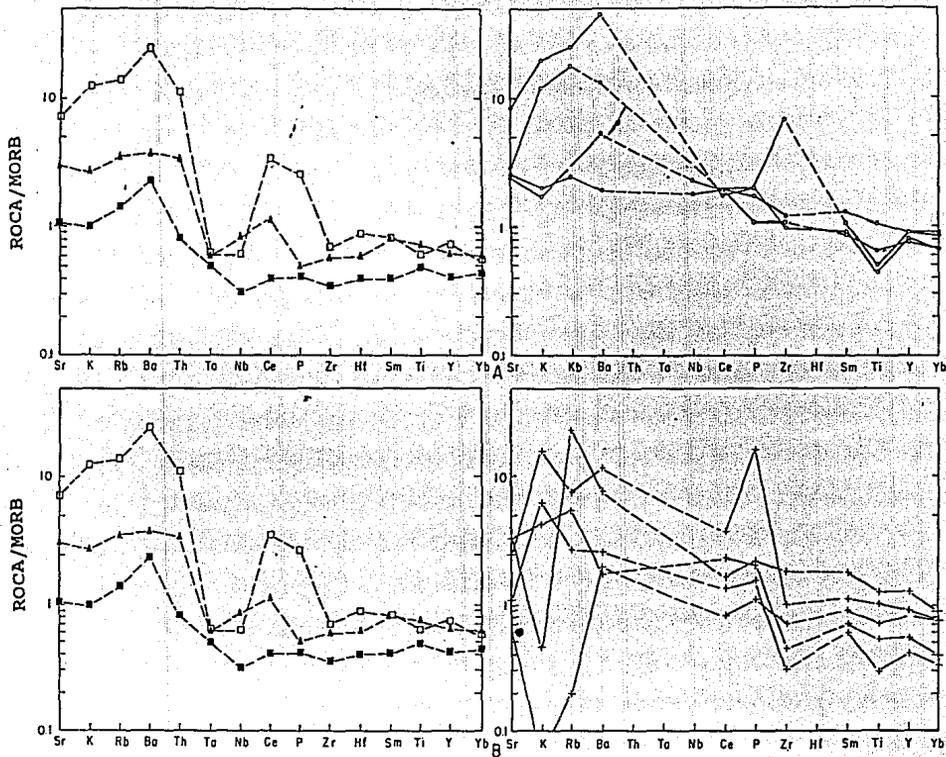


Figura 15. Diagramas multielementales, normalizado a basalto de dorsal mesoocéanica (MORB, según sus siglas en inglés), según datos de Pearce. (A) área de Valle de Bravo-Zacazonapan (o—o); (B) área de Palmar Chico-Arcelia (+—+) (Ortiz Hernández y Lapiere, 1991). Para fines comparativos se incluye el contenido de multielementos de basaltos de arcos de islas toleíticos (■—■) (Pearce, 1982), transicionales entre calcialcalinos y toleíticos (▲—▲) (Pearce, 1982) y calcialcalinos ricos en K (□—□) (Gorton, 1977).

su transición de toleíticos a alcalinos. El patrón correspondiente a este tipo de arcos tampoco fue incluido.

Respecto a las rocas de Palmar Chico-Arcelia, en términos de multielementos, tienen mas variación que las anteriores (Figura 15B), por lo que resultan ser mas ambiguas en términos de su contexto geológico. El comportamiento del Sr, K, Rb y Ba es muy heterogéneo, mientras que el del Zr, Sm, Ti, Y e Yb, aunque presentan una variación mas uniforme, es similar a los de los basaltos toleíticos, calcialcalinos y calcialcalinos ricos en K de arco de islas, y a los basaltos toleíticos de isla oceánica.

La heterogeneidad del Sr, K, Rb y Ba, ilustrada claramente en la Figura 15, está de acuerdo con la movilidad de estos elementos durante el metamorfismo, por lo que no reflejan las características primarias de las rocas volcánicas. En contraste, elementos como Nb, Zr, Sm, Ti, Y e Yb, por su relativa inmovilidad, durante este tipo de procesos, han demostrado ser mas útiles en la evaluación de afinidades petrogenéticas en términos de contextos tectónicos (Pearce y Cann, 1973; Wood et al., 1979; Pearce, 1982), sin embargo, y como ya se mencionó, no ofrecen buena resolución (Figura 15).

En suma, los datos de elementos mayores de las muestras incluidas en este análisis, probablemente no reflejan los contenidos originales de las rocas volcánicas de la SAO, por lo que no se puede deducir claramente su afinidad magmática. Sin embargo,

a juzgar simplemente por el contenido de  $Al_2O_3$ , en la mayoría de las rocas, que varía de 13.3% a 16.8%, salvo en dos muestras con 18.5% (Tabla 2), se define un carácter toleítico de acuerdo a uno de los criterios para clasificación de arco de islas de Jakes y White (1972) y de Middlemost (1975), aunque en los diagramas  $Al_2O_3$  versus alcalis el resultado es ambiguo.

En términos de elementos de tierras raras, las lavas sugieren también características de una serie magmática toleítica, aunque con un carácter ligeramente transicional hacia una naturaleza calcialcalina. La afinidad toleítica no obstante se ve reforzada por los datos de  $\epsilon Nd$  (+7, +8.7, +9) para algunas rocas volcánicas del área de Palmar Chico-Arcelia (Ortiz-Hernández et al., 1990; Ortiz-Hernández et al., 1991), lo que implica que estas rocas fueron originadas a partir de una fuente poco evolucionada con una alta relación Sm/Nd (empobrecida en tierras raras ligeras) similar a la del MORB y a las de basaltos de isla oceánica (De Paolo y Wasserburg, 1977). La mayoría de los arcos volcánicos construidos sobre corteza oceánica tienen valores de  $\epsilon Nd$  que varía de +6.5 a +10 (De Paolo, 1988, p. 124), mientras que los arcos magmáticos de margen continental tienen valores que oscilan desde -10 hasta +8 (De Paolo, 1988, p. 132). En este caso la amplia variación de los valores de  $\epsilon Nd$ , según De Paolo, es debida a la existencia de basamento continental antiguo (Precámbrico), o a gruesos espesores de rocas sedimentarias derivadas del basamento y su interacción con los magmas. Si los magmas interactúan con la corteza, por medio de

asimilación o inducción de fusión cortical, sus características se modifican de tal manera que valores de  $\epsilon Nd$  de arcos volcánicos de margen continental pueden ser positivos, similares a arcos primitivos, si la interacción magma corteza es mínima (De Polo, 1988, p. 132), y no implican necesariamente ausencia de sustrato continental. En este sentido, los valores de  $\epsilon Nd$  reportados por Ortiz-Hernández y colaboradores (1990; 1991) para las rocas volcánicas submarinas de Palmar Chico-Arcelia indican poca evolución magmática que no necesariamente pudo haberse dado en un contexto intraoceánico, sino que también pudo haberse originado por una mínima interacción de los magmas con una corteza continental de poco espesor.

### III. 4 Metamorfismo de la SAO

La SAO está muy deformada en su base. El paquete calcáreo en su base está caracterizado por una foliación penetrante con pliegues isoclinales subhorizontales y una recristalización completa de la caliza, con desarrollo de mica en las porciones mas arcillosas. Hacia los niveles stratigráficos superiores de la secuencia, la deformación disminuye notablemente, de tal manera que en los sedimentos clásticos solo se observa un crucero de fractura asociado a un peglamiento disarmónico. Unicamente en los horizontes de sedimentos arcillosos se observa foliación. En las rocas volcánicas solo esta presente una foliación en los sectores mas incompetentes. En el caso específico de las lavas, en muchos lugares, a nivel de afloramiento, no presentan rasgos claros de deformación, en otros, si hay desarrollo de foliación no penetrante, no obstante en todos los casos, en menor o mayor intensidad, el metamorfismo o la esplitización típica de lavas submarinas, es evidente.

Dado que la SAO está encima de rocas que, en términos de metamorfismo, están caracterizadas por asociaciones mineralógicas de facies de esquisto verde (Parga-Pérez, 1981; Elías-Herrera, 1989; Elías-Herrera y Sánchez-Zavala, 1990), en el presente estudio se hace un análisis detallado sobre el metamorfismo de la SAO, que aunque no es penetrante en algunos sectores de la secuencia, es otro criterio clave para evaluar y entender las relaciones

estratigráfico-estructurales de las rocas mesozoicas de la región. Para este propósito, se colectaron alrededor de 40 muestras para estudios petrográficos. La mayoría de estas muestras fue colectada en áreas donde, a nivel de afloramientos, la cristalización metamórfica es clara. En el apéndice petrográfico se anexa la descripción resumida de las muestras mas representativas.

En los horizontes pelíticos y pelítico-calcáreos con cristalización metamórfica, a nivel microscópico, se observa: cuarzo granoblástico, albita, clorita, mica blanca y calcita, asociación mineralógica cuyas relaciones texturales definen la foliación. En algunas muestras son comunes los cristales de piritita hematizada con sombras de presión asimétricas de clorita. Las paragénesis metamórficas reconocidas en los horizontes pelítico y pelítico-calcáreo y que claramente definen la foliación son las siguientes:

Cuarzo+mica blanca+clorita+hematita  
 Cuarzo+mica blanca+calcita+leucóxeno  
 Cuarzo+calcita+epidota  
 Cuarzo+albita+calcita  
 Cuarzo+mica blanca+clorita+calcita  
 Cuarzo+albita+mica blanca+calcita

Ninguna de estas asociaciones es diagnóstica de una facies en particular, ocurren en un amplio espectro de presión y temperatura,

desde la facies de prehnita-pumpellyita o metamorfismo de muy bajo grado (Frey, 1987), hasta la parte baja de la facies de esquisto verde o zona de clorita (Turner, 1981).

Sin embargo, las paragenésis observadas en las rocas metavolcánicas si permiten profundizar mas en las condiciones de metamorfismo que manifiestan. La presencia de minerales metamórficos, tales como la clorita, cuarzo, pumpellyita, calcita, epidota, prehnita y albita, con texturas amigdaloidal, esferulítica e intersticial, en las rocas metavolcánicas de la SAO, las cuales aún conservan muchos de sus rasgos originales, son características de rocas metavolcánicas básicas con un metamorfismo de muy bajo grado.

El metamorfismo de muy bajo grado se da en diversos contextos tectónicos: en piso oceánico por procesos hidrotermales (Humphris y Thompson, 1978), en secuencias ofiolíticas (Liou, 1979; Evarst y Schiffman, 1983), en sistemas geotermales (Browne, 1978), en metamorfismo por sepultamiento (Levi *et al.*, 1982), por termalismo, producto de emplazamientos magmáticos (Kuniyoshi y Liou, 1976), en zonas de subducción (Zen, 1974; 1976) y en arcos de islas (Aguirre y Athernon, 1987). En México, a pesar de que en toda la región costera del Pacífico, desde Baja California Norte hasta el estado de Guerrero, y en áreas de la parte central y centro-sudoriental del país, afloran secuencias volcánicas y volcanosedimentarias mesozoicas similares a las que aquí se describen, y muy poco se

sabe sobre sus características tectonotérmicas. La geología metamórfica de las rocas precenozoicas con metamorfismo de bajo y muy bajo grado han sido muy poco abordadas, a pesar de su abundancia en el país. Las asociaciones mineralógicas de las metabasitas son precisamente indicadores muy sensitivos del grado de metamorfismo y, sobre todo, han servido para definir y documentar con detalle las facies de zeolita (Cho et al., 1986; Liou et al., 1985; 1987) y la facies de prehnita-pumpellyita (Zen, 1974; 1976; Aguirre y Atherton, 1987) en muchos cinturones orogénicos.

En el caso del área estudiada las paragénesis metamórficas reconocidas son las siguientes:

Pumpellyita+albita+cuarzo

Clorita+albita+pumpellyita+cuarzo±leucoxeno

Clorita+albita+cuarzo

Pumpellyita+clorita+epidota

Calcita+pumpellyita

Pumpellyita+clorita+cuarzo

Albita+epidota+clorita+calcita+cuarzo

Albita+cuarzo+pumpellyita+calcita

Clorita+prehnita+pumpellyita+cuarzo+albita

Clorita+prehnita+calcita+cuarzo

Calcita+prehnita+cuarzo

Prehnita+albita+clorita+calcita

Estas asociaciones definen la facies de prehnita-pumpellyita, en la cual, las paragénesis típicas son: pumpellyita+prehnita, pumpellyita+epidota, prehnita+epidota  $\pm$  clorita+cuarzo+albita (Cho et al., 1986; Liou et al., 1987). La facies de prehnita-pumpellyita definida por Coombs (1960) y Seki (1961), es equivalente al metamorfismo de muy bajo grado, zona de prehnita+pumpellyita+clorita de Winkler (1976, p. 179), en la cual la asociación mas común en rocas máficas es pumpellyita+prehnita+clorita+albita+cuarzo, y la menos común es prehnita o pumpellyita+clorita+calcita+albita (Winkler, 1976, p. 179, 180). Ambas asociaciones están presentes en las rocas metavolcánicas de la SAO.

Las paragénesis metamórficas se presentan en forma de pseudomórfos, amigdalas, intersticial, en relleno de microfracturas y en forma alineada en sectores con foliación secundaria. En seguida se describen algunos detalles texturales importantes de estas asociaciones.

La albita, asociada a la epidota y pumpellyita, está reemplazando total o parcialmente a la plagioclasa. La albita también se observa en pequeños cristales prismáticos en las amigdalas (Figuras 16A y B). La clorita predominantemente se presenta en la matriz, estrechamente relacionada con material palagonítico, rellenando vesículas en asociación con prehnita, albita y  $\pm$  calcita (Figuras 9, 16 A y B, 17). La prehnita, mineral diagnóstico de esta

Figura 16(A). Aspecto microscópico de lava brechoidal con fragmentos de roca volcánica con matriz microcristalina y palagonítica, con textura amigdaloidal. Las amigdalas están rellenas principalmente de albita, cuarzo y clorita con desarrollo intersticial, donde resaltan los colores de interferencia de segundo y tercer orden, típicos de la prehnita (Prh)

Figura 16(B). Detalle del recuadro donde se ilustra la asociación prehnita (Prh)-clorita (Chl)-albita (Ab), paragénesis presente de forma intersticial. Notese el desarrollo incipiente de maclas de albita.

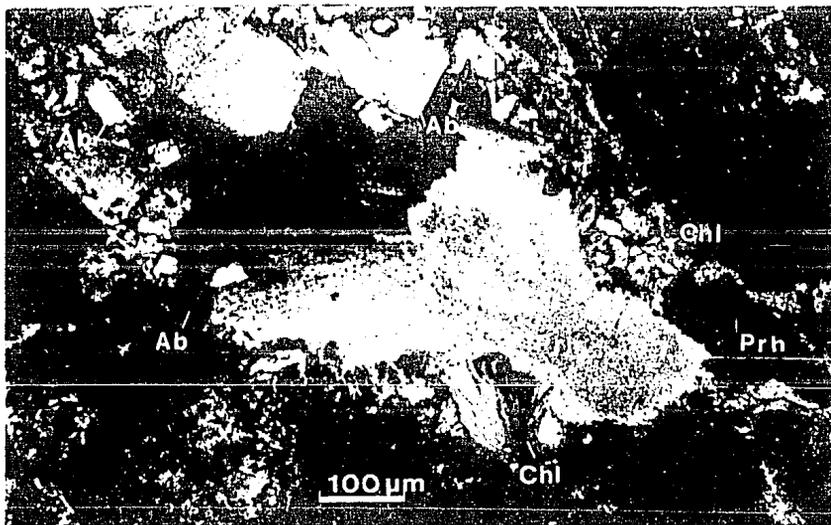
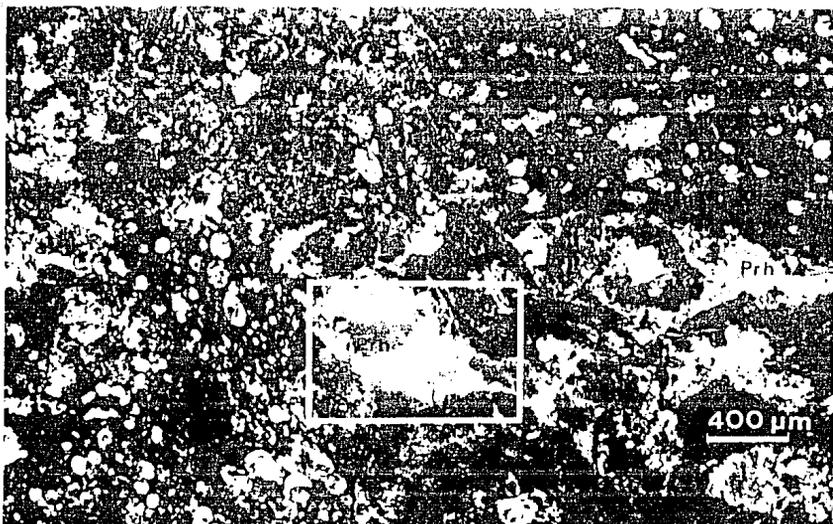
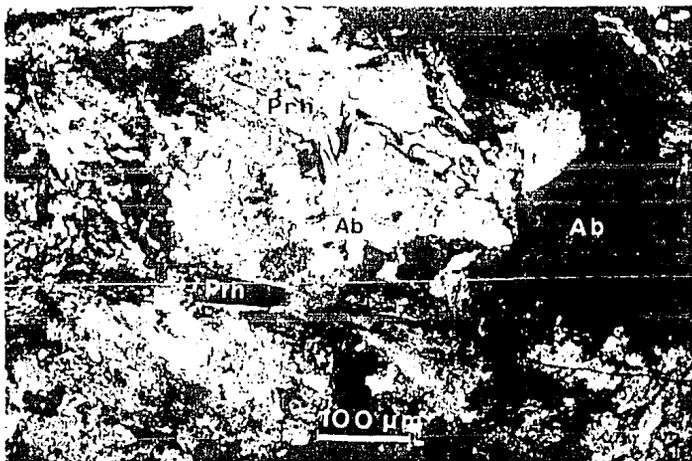
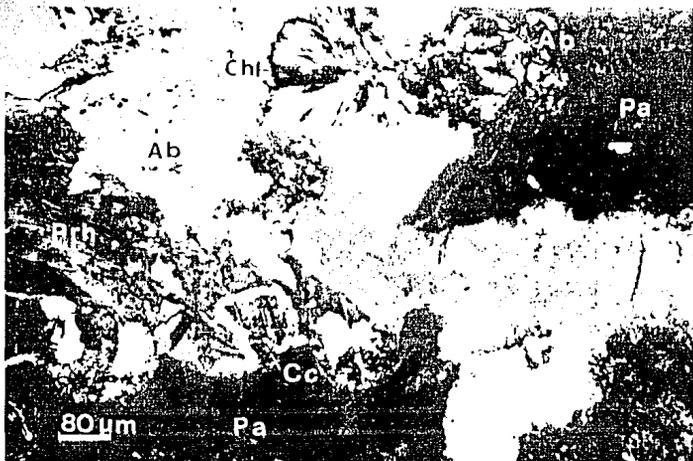


Figura 17. Detalle de la paragénesis metamórfica en lava brechoidal. La paragénesis en este caso consiste de prehnita (Prh)-albita (Ab)-clorita (Chl)-calcita (Cc), asociación típica de la facies de prehnita-pumpellyita en rocas básicas. Los sectores marrón corresponden a palagonita (Pa).

Figura 18. Lava masiva con microfracturamiento intenso. Las microfracturas están rellenas de prehnita, albita y calcita con intercrecimientos texturales complejos; en la microfotografía se muestra el detalle de un intercrecimiento estrecho de prehnita (Prh) y albita (Ab) dentro de una microfractura. Esta es otra modalidad textural en la que se presentan las paragénesis metamórficas en las rocas volcánicas de la SAO.



facies, se presenta en amigdalas en asociación con pumpellyita, clorita, albita ± calcita (Figuras 9, 16A y B, 17). También se presenta rellenando microfracturas en asociación estrecha con albita y calcita (Figura 18) y en forma intersticial. Las características ópticas, clave para la identificación de la prehnita, a nivel de lámina delgada, fueron su naturaleza incolora, aunada a sus colores de interferencia de segundo y tercer orden y, en ocasiones, a su típica estructura en nudo de corbata ("bow-tie structure"). En esta etapa no fue posible documentar su presencia por medio de microanálisis debido a que las muestras preparadas para este propósito no resultaron ser adecuadas.

La pumpellyita, en asociación con la prehnita, es otro de los minerales diagnósticos de metamorfismo de muy bajo grado en rocas básicas. En las rocas volcánicas de la SAO se presenta en cristales fibrosos intersticiales, rellenando vesículas y reemplazando, en asociación con clorita, a la clinopiroxena. En algunos casos, la pumpellyita, en asociación con clorita y epidota, está alineada definiendo una foliación burda. La presencia de pumpellyita es más evidente y abundante que la prehnita en las rocas metavolcánicas del área y es el mineral metamórfico más abundante en las asociaciones reconocidas que, junto con la clorita, albita y epidota, constituyen los minerales más comunes. La pumpellyita fue identificada básicamente por su pleocroísmo, que varía de incoloro a amarillo pardusco, verde, amarillento a verde azulado pálido, por su índice de refracción y por su forma fibrosa, en ocasiones con

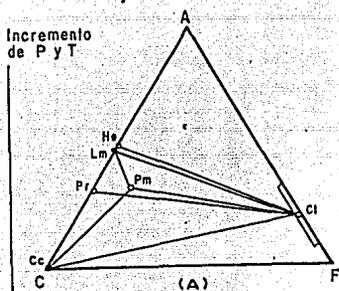
Tabla 4. Microanálisis semicuantitativos de pumpellyita de dos muestras de lava de la SAO. Para fines comparativos se incluyen dos análisis de pumpellyita de otras localidades

Muestra	OP-43A	OP-43B	(1)	(2)
SiO <sub>2</sub>	36.01	39.57	37.22	36.41
TiO <sub>2</sub>	0.09	nd	0.18	nd
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.81	18.63	18.84	18.53
FeO	18.68	15.38	12.41	13.74
MnO	0.37	nd	0.27	nd
MgO	1.89	nd	2.56	1.85
CaO	27.30	26.42	20.61	22.98
Na <sub>2</sub> O	nd	nd	0.45	nd
K <sub>2</sub> O	0.05	nd	0.04	nd
H <sub>2</sub> O+	nd	nd	6.87	nd
H <sub>2</sub> O-	nd	nd	0.06	nd
TOTAL	100	100	99.44	93.31

OP-43A, pumpellyita de lava masiva, área de Oztzolapan; OP-43B, pumpellyita de lava brechoide, área de Oztzolapan; (1), pumpellyita en facies de prehnita-pumpellyita, Nakatsu Hontanigawa, Tanzawa, Montañas Tanzawa, Japón (Seki, 1969 in Deer et al., 1986, p. 206); (2), pumpellyita en rocas metavolcánicas máficas, isla Lesvos, Grecia (Katagas y Panagos, Panagos, 1979 in Deer et al., 1986, p. 206), nd= no determinado. Los análisis semicuantitativos fueron hechos con un microscopio electrónico de barrido JOEL-35 C equipado con un espectrometro de energía dispersiva Tracor-Nortern

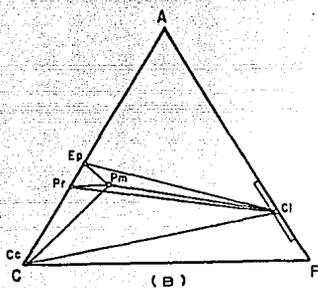
arreglos cristalinos en forma de "oak leaf", aspecto típico de este mineral. La presencia de pumpellyita fue corroborada por medio de algunos microanálisis semicuantitativos preliminares (Tabla 3). La naturaleza semicuantitativa de estos datos se debe a la falta de estándares adecuados para este caso; no obstante, son comparables a los análisis químicos de pumpellyita de otras localidades de rocas metavolcánicas con facies de prehnita-pumpellyita. Aunque la composición química de la pumpellyita es muy variable a nivel de zoneamiento metamórfico (Springer *et al.*, 1992), y a nivel de terrenos metamórficos de bajo grado (Offer *et al.*, 1981). La pumpellyita de las rocas metavolcánicas de la SAO, de acuerdo a los análisis preliminares, es rica en Fe (Fe total  $\approx$  17%), rasgo congruente con la pumpellyita característica de la facies de prehnita-pumpellyita que tiene un contenido de Fe total mayor a 10% (Liou, 1983; Schiffman y Liou, 1983; Frey *et al.*, 1991). En algunos sectores de rocas piroclásticas, la paragénesis albita-calcita-cuarzo definen una foliación mas marcada. Otro mineral metamórfico importante es la epidota, la cual se presenta en pequeños cristales granulares asociada a la clorita tanto en la matriz como rellenando vesículas; también se encuentra asociada a la saussuritización de la plagioclasa cálcica.

Las paragénesis o asociaciones mineralógicas características de las rocas analizadas se presentan en el diagrama quemográfico ACF (Figura 19), las cuales se comparan con las paragénesis características de la facies de zeolita y la de pumpellyita-



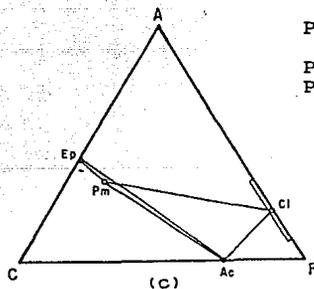
Paragénesis de facies de zeolita

Heulandit+calcita+clorita  
 Laumontita+calcita+clorita  
 Prehnita+calcita+clorita  
 Laumontita+pumpellyita+calcita  
 Laumontita+pumpellyita+clorita  
 Laumontita+pumpellyita+prehnita  
 Laumontita+prehnita+epidota  
 Laumontita+pumpellyita+epidota



Paragénesis reconocidas en la SAO, facies prehnita-pumpellyita

Clorita+albita+pumpellyita+cuarzo+leucoxeno  
 Pumpellyita+albita+cuarzo  
 Pumpellyita+clorita+epidota  
 Pumpellyita+calcita  
 Pumpellyita+clorita+cuarzo  
 Albita+epidota+clorita+calcita+cuarzo  
 Albita+cuarzo+pumpellyita+calcita  
 Clorita+prehnita+pumpellyita+cuarzo+albita  
 Clorita+prehnita+calcita+cuarzo  
 Calcita+prehnita+cuarzo  
 Prehnita+albita+clorita+calcita



Paragénesis de facies de pumpellyita-actinolita

Pumpellyita+actinolita+epidota  
 Pumpellyita+actinolita+clorita

Figura 19. Diagramas quemográficos que muestran las paragénesis minerales de metamorfismo de muy bajo grado en metabasitas. (A). facies de zeolita (Cho *et al.*, 1986 y Liou *et al.*, 1985; 1987); (B). facies de prehnita-pumpellyita (este trabajo); (C). facies de pumpellyita-actinolita (Liou *et al.*, 1985; 1987).

actinolita, deduciéndose que todas las asociaciones encontradas en las rocas metavolcánicas de la SAO corresponden a la facies de prehnita-pumpellyita.

Las asociaciones mineralógicas en rocas básicas con metamorfismo de muy bajo grado han sido analizadas, en términos de equilibrios minerales, en muchos diagramas petrogenéticos modelados en diferentes sistemas composicionales. De estos sistemas el más usado es el sistema  $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$  (NCMASH) (Liou et al., 1985; 1987; Frey et al., 1991), que involucra de 18 a 20 fases minerales, de las cuales las más importantes en condiciones de baja presión son: actinolita (Act), albita (Ab), clorita (Chl), epidota (Ep), heulandita (Hul), laumontita (Lmt), lawsonita (Lw), prehnita (Prh), pumpellyita (Pmp), cuarzo (Qtz), tremolita (Tr), zoisita (Zo), y agua ( $\text{H}_2\text{O}$ ). En la Figura 20 se representan algunas reacciones continuas en el sistema NCMASH, las cuales se discuten enseguida.

El límite inferior de la facies de prehnita-pumpellyita con la facies de zeolita está dado por la reacción  $\text{Lmt}+\text{Pmp}=\text{Zo}(\text{Ep})+\text{Chl}+\text{Qtz}+\text{H}_2\text{O}$  (Liou et al., 1985; 1987; Cho et al., 1986) (Figura 20, reacción 1). Esta reacción continua está relacionada con el punto invariante XII, que en el sistema basáltico sin  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , se localiza aproximadamente a 0.8 kb y 190°C (Figura 20 A). Es importante mencionar que los puntos invariantes XII y VI, lo mismo que los límites de facies se desplazan cuando es

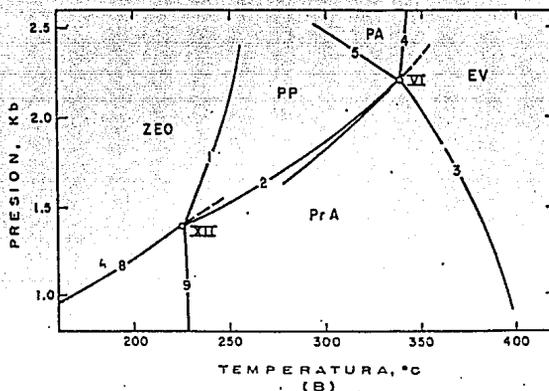
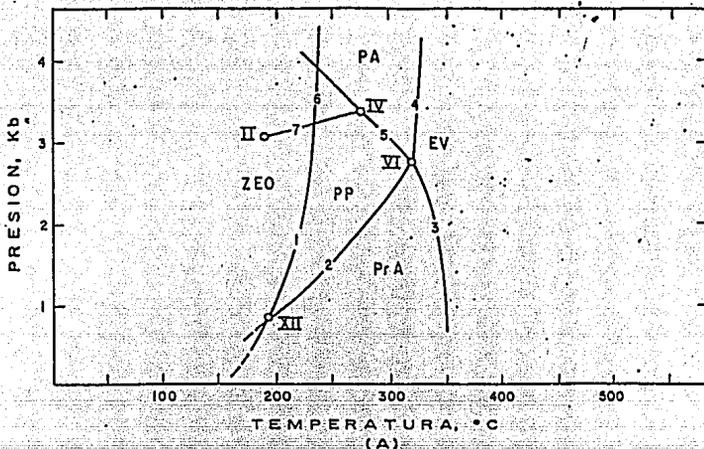


Figura 20. Diagramas P-T simplificados que muestran algunas de las reacciones univariantes importantes con relación a facies metamórficas de bajo grado para rocas basálticas (sistema modelo NCMASH). (A) ubicación de los puntos invariantes II, IV, VI y XII que limitan la facies de prehnita-pumpellyita (PP) (Liou *et al.*, 1985). (B) reacciones continuas alrededor de los puntos invariantes VI y XII, los cuales son los más relevantes en la facies de PP con introducción de  $Fe_2O_3$  en el sistema (Liou *et al.*, 1985; 1987). ZEO= facies de zeolita, PrA= facies de prehnita-actinolita, PA= facies de pumpellyita-acrinolita, EV= facies de esquistos verde.

Reacciones: (1)  $Lmt + Pmp = Zo(Ep, +Chl + Qtz + H_2O)$ ; (2)  $Pmp + Qtz = Zo(Ep) + Prh + Chl + H_2O$ ; (3)  $Prh + Chl + Qtz = Zo(Ep) + Tr(Act) + H_2O$ ; (4)  $Pmp + Chl + Qtz = Zo(Ep) + Tr(Act) + H_2O$ ; (5)  $Prh + Chl + Qtz = Pmp + Tr(Act) + H_2O$ ; (6)  $Lws + Pmp = Zo(Ep) + Chl + Qtz + H_2O$ ; (7)  $Lmt = Lws + Qtz + H_2O$ ; (8)  $Lmt + Pmp + Qtz = Prh + Zo(Ep) + Chl + H_2O$ ; (9)  $Lmt + Prh = Zo(Ep) + Qtz + H_2O$ . Para discusión de los diagramas ver texto.

introducido  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  en el sistema (Liou et al., 1985; 1987); estos desplazamientos se pueden observar si se compara la Figura 20 A y B, de tal manera que el punto invariante XII, bajo estas condiciones, y de acuerdo a los datos experimentales de Cho y colaboradores (1986), se ubica a  $1.4 \pm 0.5$  kb y  $228 \pm 30^\circ\text{C}$  (Figura 20 B). Para el caso de las rocas metavolcánicas de la SAO en el área estudiada, la presencia de epidota en lugar de zoisita y los datos de pumpellyita férrica (Tabla 3), sugieren que el Fe es un componente importante, por lo que los límites de la facies prehnita-pumpellyita de la Figura 20 B son más aplicables a estas rocas. La asociación de Pmp+Chl+Ep conjugada con la ausencia de laumontita u otro tipo de zeolita en las rocas metavolcánicas sugiere que la temperatura excedió los  $250^\circ\text{C}$ .

Por otro lado, la transición entre la facies de prehnita-pumpellyita y la facies de prehnita-actinolita está dada por la reacción  $\text{Pmp} + \text{Qtz} = \text{Zo}(\text{Ep}) + \text{Prh} + \text{H}_2\text{O}$  (Liou et al., 1985; 1987) (Figura 20, reacción 2), la cual está relacionada con los puntos invariantes VI y XII. En el sistema NCMASH, con introducción de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , se localiza a  $340^\circ\text{C}$  y a 2.2 kb (Figura 20B). En condiciones de presión menor a 2.5 kb y en términos comparativos de transición, las reacciones (2) y (3) de la Figura 20B, para Winkler (1976, p. 72), determinan el límite entre el metamorfismo de muy bajo grado y el del bajo grado con la desaparición casi simultánea de la pumpellyita y la prehnita, que según datos experimentales de Nistch (1971), ocurre a  $340 \pm 20^\circ\text{C}$  y 1 kb. La presencia de prehnita y

pumpellyita en prácticamente todas las muestras de metabasitas colectadas en el área, y de acuerdo a los datos anteriores, los cuales, en términos de temperatura, coinciden con el punto invariante VI de la Figura 20 B, indica que la temperatura del metamorfismo de la SAO fue inferior a los 340°C.

La reacción (5) define la transición entre la facies de prehnita-pumpellyita y la facies de pumpellyita-actinolita (Figura 20A y B). La asociación Prh+Chl+Qtz en esta última facies se rompe para dar lugar a la paragenesis Pmp+Tr(Act). Las paragénesis Prh+Chl+Qtz±Cc y Prh+Pmp+Chl+Qtz son comunes en las metabasitas de la SAO. En cambio, asociaciones de Prh+Tr(Act) o Pmp+Tr(Act) no se observan, por lo que se deduce que la facies de prehnita-actinolita y pumpellyita-actinolita están ausentes en el área.

En términos de presión, la reacción (7) de la figura 20A es significativa para el caso y sus datos de equilibrio no varían con la introducción de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> en el sistema NCMASH. La formación de lawsonita a partir de laumontita en metabasitas es una reacción cuyos resultados experimentales de diferentes autores son muy consistentes y los datos de estabilidad son de 200 a 300°C y 2.8±0.2 a 3.1±0.2 kb (Winkler, 1976, p. 187), en otras palabras, la presencia de lawsonita implica una presión por arriba de los 3 kb (Frey et al., 1991) y su ausencia en las metabasitas de la SAO restringe el metamorfismo del área por debajo de esta presión. En este mismo sentido la asociación Pmp+Chl+Qtz, común en el área,

sugiere condiciones de metamorfismo por abajo de los  $345 \pm 20^\circ\text{C}$  y 2.5 kb de acuerdo a datos experimentales de Nistch (1971).

En suma, con base a las paragenesis metamórficas observadas en las rocas metavolcánicas de la SAO en el área de Valle de Bravo-Zacazonapan, se deduce una temperatura de  $250-340^\circ\text{C}$  y una presión de 2 a 2.5 kb para la facies de prehnita-pumpellyita. Aunque se estudiaron muestras de todo el espesor de la SAO no se definió un zoneamiento metamórfico en el área, por lo que no se puede deducir el gradiente geotérmico durante el metamorfismo, sin embargo, la ausencia de la tremolita-actinolita en la SAO y la abundante presencia de esta anfibola en asociación con clorita y epidota, definiendo claramente la facies de esquisto verde en las metabasitas de la STT subyacente (Parga-Pérez, 1981; Elías-Herrera, 1981; 1989), tiene implicaciones importantes. Si se considera que las rocas de la SAO y de la STT corresponden a una sola secuencia se tendría una serie de facies donde la facies de prehnita-pumpellyita pasa directamente a la de esquisto verde, aspecto inusual en terrenos metamórficos de muy bajo grado (Liou *et al.*, 1987). La serie de facies normal en estos terrenos, bajo diferentes gradientes geotérmicos, son zeolita  $\rightarrow$  prehnita-pumpellyita  $\rightarrow$  prehnita-actinolita  $\rightarrow$  esquisto verde; o bien, zeolita  $\rightarrow$  prehnita-pumpellyita  $\rightarrow$  pumpellyita-actinolita  $\rightarrow$  esquisto verde (Liou *et al.*, 1987), por lo que en estos términos, la ausencia de la facies de prehnita-actinolita y/o pumpellyita-actinolita en el área estudiada es anormal y sugiere un truncamiento en el zoneamiento metamórfico,

el cual sustenta la relación tectónica entre la SAO y la STT deducida a partir de datos estructurales. Esto indica que el metamorfismo de facies de prehnita-pumpellyita de las rocas volcánicas de la SAO corresponde a otro evento posterior al metamorfismo de facies de esquistos verde de la STT.

#### IV. INTERPRETACION TECTONICA

El terreno Guerrero en la región de Tierra Caliente ha sido interpretado como la acreción de uno o dos arcos de islas intraoceánicas del Jurásico Superior-Cretácico Inferior, poco evolucionados y sin basamento continental prejurásico, a un borde continental y con plataforma calcárea, con una dinámica de una zona de subducción con polaridad hacia el oriente (Campa, 1978; Campa y Ramírez, 1979). Otros modelos visualizan un solo arco jurásico superior-cretácico inferior, con una cuenca oceánica que fue cerrada por la evolución de una zona de subducción con polaridad hacia el occidente y que produjo la colisión del arco al continente durante el Cretácico Tardío-Paleoceno (Urrutia-Fucugauchi y Valencio, 1986; Ortiz-Hernández y Lapierre, 1991; Ortiz-Hernández et al., 1991 y Tardy et al., 1991). En algunos modelos geodinámicos se considera que la deformación y el metamorfismo regional del arco del Jurásico Tardío-Cretácico Temprano ocurrió durante el Cenomaniano y su aloctonía sobre la plataforma calcárea Guerrero-Morelos durante el Paleoceno (Campa y Ramírez, 1979; Ortiz-Hernández y Lapierre, 1991; Ortiz-Hernández et al., 1991). En los modelos no se explica convincentemente el metamorfismo de la STT o secuencia volcanosedimentaria de arco volcánico Teloloapan-Tejupilco del Jurásico Superior-Cretácico Inferior, en relación a la plataforma calcárea Guerrero Morelos al oriente, que no tiene metamorfismo, y a la secuencia clástica-calcárea de la región de San Lucas-Huetamo del Jurásico Superior-

Cretácico Superior al poniente (Pantoja-Alor, 1959; 1990), la cual tampoco presenta metamorfismo. Otros autores consideran que el principal evento metamórfico de la región fue Aptiano-Albiano relacionada con una zona de subducción con inclinación hacia el surponiente que generó el arco volcánico entre el "bloque Guerrero-Morelos" y el "bloque Michoacán" (Urrutia-Fucugauchi y Valencio, 1986).

Hay dos elementos comunes en estos modelos tectónicos: la edad jurásico tardío-cretácica temprana de la STT y la acreción de estas rocas, ya metamorfizadas, sobre la plataforma Guerrero-Morelos durante el Cretácico Tardío-Paleoceno. El primer elemento es el que conlleva mas problemas de interpretación, debido a que no se explica satisfactoriamente la presencia relativamente cercana de la secuencia metamórfica con facies de esquisto verde de Tejupilco y la secuencia clástico-calcárea de San Lucas-Huetamo (~60 km al oriente de Tejupilco) no metamorfizada, ambas consideradas de la misma edad en estos modelos. De acuerdo a los datos presentados y discutidos en el presente estudio, se visualiza una evolución geológica que involucra elementos que no habian sido considerados en la interpretación tectónica de la región.

La existencia de un aparente borde continental granítico permotriásico (?) documentado en el área de Zacazonapan (Elías-Herrera y Sánchez-Zavala, 1990) indica que la evolución geológica de la región tiene un alcance cronoestratigráfico mas amplio. La

extensión del granito se desconoce; no obstante, se ha reportado fragmentos de granito en conglomerados y areniscas en una secuencia similar a la SAO en el área de Ixcateopan-Ixtapan de la Sal (Vidal-Serratos, 1991a), gneis cuarzofeldespático de edad incierta en contacto tectónico con una secuencia tipo flysch metamorfozada en el área de Petatlán (Vidal-Serratos, 1991b), fragmentos de esquisto en metareniscas triásicas del área de Arteaga (Centeno-García et al., 1991), clastos graníticos y de rocas metamórficas en conglomerados de las Formaciones Angao y San Lucas del Jurásico Superior-Cretácico Inferior (Guerrero-Suástegui et al., 1992), lo que apoya la existencia de un basamento permotriásico a nivel regional, que puede corresponder a un margen continental (placa Norteamericana) y/o bloques continentales antiguos.

Las características litológicas de la STT, aunadas a la afinidad calcialcalina de sus componentes volcánicos, a los valores negativos de  $\epsilon_{Nd}$  (-2.5) (Ruíz et al., 1991) de uno de estos componentes, y a su edad triásica tardía-jurásica temprana (carniana-toarciense), según datos isotópicos de Pb (Tabla 1), sugieren que su depósito fue en una cuenca marginal originada por el desarrollo de un arco volcánico generado por una posible zona de subducción con polaridad hacia al poniente. El desarrollo de la cuenca probablemente fue favorecido por el desgajamiento del sustrato continental, con la creación de piso oceánico donde la corteza continental fue más delgada. En este contexto, durante el Triásico Tardío-Jurásico Temprano el arco volcánico posiblemente se

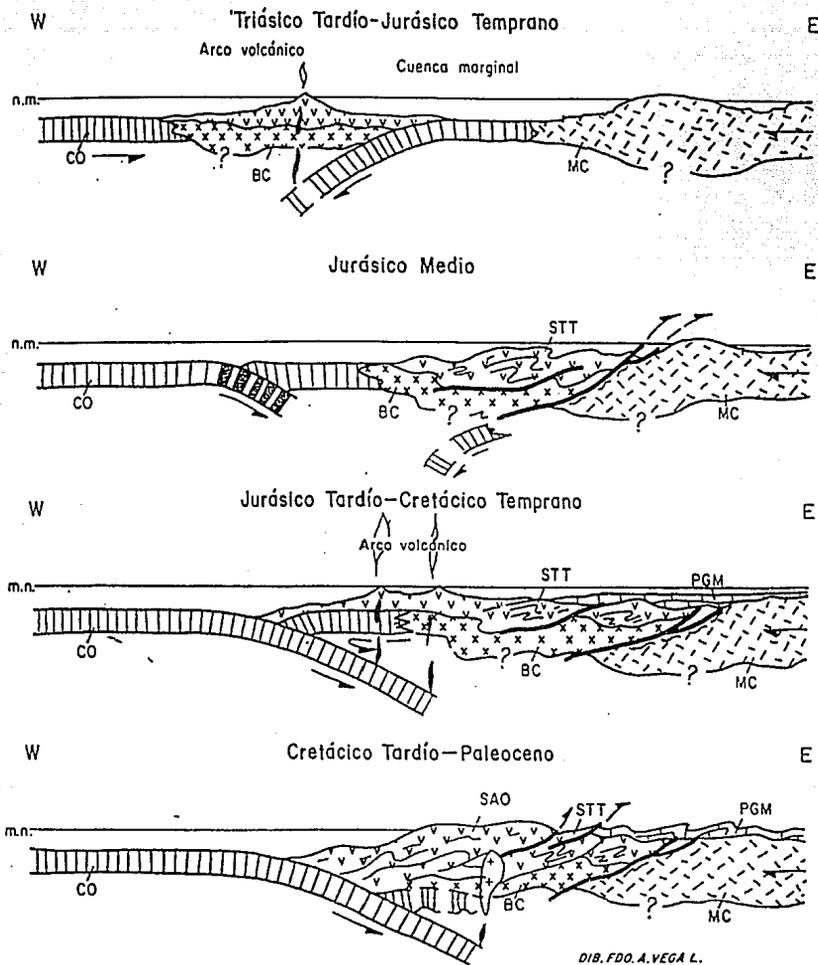


Figura 21. Modelo geodinámico propuesto para la evolución geológica precenozoica de la región de Tierra Caliente estados de México, Guerrero y Michoacán. CO= corteza oceánica, BC= bloque continental, MG= margen continental (placa Norteamericana), STT= secuencia metamórfica Teloloapan-Tejuplico, SAO= secuencia Arcelia-Otzoiloapan, PGM= plataforma Guerrero Morelos.

edificó sobre corteza continental y oceánica (Figura 21). Los esquistos pre-Jurásico Superior del área Placeres del Oro-Pinzán Morado referidos como formación Río Placeres (Pantoja-Alor, 1990), y las rocas metamórficas del Triásico Tardío del esquistito Arteaga (Centeno-García et al., 1991), correlacionables aparentemente con la STT, también pudieron haberse originado en esta u otras cuencas asociadas al arco volcánico. La existencia de este tipo de cuencas con piso oceánico durante el Jurásico Tardío-Cretácico Temprano propuesta por varios autores (Campa y Ramírez, 1979, Urrutia-Fucugauchi y Valencio, 1986; Tolson, 1990; Tardy et al., 1991; Ortiz-Hernández y Lapierre, 1991) para explicar la evolución geológica precenozoica de la región no es congruente con la presencia de rocas metamórficas prejurásicas en esta misma región.

Durante el Jurásico Medio (Figura 21), el piso oceánico de la cuenca marginal fue consumido por debajo del arco volcánico, propiciando el cierre de esta con la colisión del arco sobre el borde continental. Esta colisión causó el metamorfismo de facies de esquistito verde de las rocas pre-Jurásico Superior de la región, y la zona de sutura está representada por un decollement generando deformación milonítica de cerca de 400 m de espesor en el granito permotriásico (?) del área de Zacazonapan, la cual ocurrió en condiciones de facies de epidota-anfibolita. Este contacto tectónico puede ser el verdadero límite acrecional del terreno Guerrero (Elías-Herrera y Sánchez-Zavala, 1990). El metamorfismo de la STT no puede ser del Cenomaniano o del Aptiano-Albiano debido a

que en el área de estudio se ha reconocido una relación discordante entre esta secuencia y la SAO del Jurásico Superior-Cretácico. Además, como ya se ha mencionado, en muchas áreas de la región se han descrito conglomerados y areniscas del Jurásico Superior y Cretácico Inferior con fragmentos de rocas metamórficas, lo cual también invalida una edad cretácica para el metamorfismo de la STT.

El modelo geodinámico propuesto en este estudio para explicar la colisión durante el Jurásico Medio del arco volcánico del Triásico Tardío-Jurásico Temprano con el borde continental en la región de Tierra Caliente, es similar a las reconstrucciones geodinámicas en la acreción de arcos de islas miocénicas a las margenes continentales de China y Australia en la región del Pacífico sudoccidental (Howell, 1989, p. 159-162). En estas reconstrucciones, la colisión de los arcos de islas con el borde continental generó el cambio de polaridad en las zonas de subducción, como fue el caso del arco volcánico Banda colisionado durante el Plioceno con el borde septentrional del continente australiano debido a la dinámica de una zona de subducción con inclinación al nodoeste (Howell, 1989, fig. 6.5). Actualmente la zona de subducción en esta parte del Pacífico tiene una polaridad al sureste (Howell, 1989, fig. 6.5).

En la región de Tierra Caliente, la colisión del arco volcánico del Triásico Superior-Jurásico Inferior con el borde continental durante el Jurásico Medio, probablemente fue la causa

principal para el cambio de polaridad de la subducción. Posteriormente con la evolución de esta zona de subducción con inclinación al oriente, durante el Tithoniano-Cenomaniano se desarrolló un arco magmático (SAO), sobre la STT y, posiblemente, también sobre restos de corteza oceánica hacia el poniente, mientras que al oriente se desarrolló la plataforma calcárea Guerrero-Morelos (Figura 21). Las rocas volcánicas de la SAO, con base a su carácter toleítico y valores positivos de  $\epsilon Nd$  (Ortiz-Hernández et al., 1991; Ortiz-Hernández y Lapierre, 1991; Tardy et al., 1991), han sido consideradas, por estos mismos autores, como parte de un arco volcánico intraoceánico. Sin embargo, de acuerdo a los datos geoquímicos discutidos en el presente estudio, el carácter toleítico no está claramente definido; se deduce mas bien un carácter transicional toleítico-calcialcalino, lo que se puede explicar con el desarrollo del arco sobre una corteza continental delgada con poca interacción con la actividad magmática. Los valores positivos de  $\epsilon Nd$ , en este contexto, no se contraponen, puesto que estos no necesariamente implican ausencia de corteza continental, sino que mas bien están relacionados con la poca o nula interacción de la corteza con el magma, como es el caso de algunos arcos de margen continental (De Paolo, 1988, p. 132). La relación discordante entre la STT y la SAO deducida en el área estudiada, indica que el arco magmático del Jurásico Tardío-Cretácico se construyó sobre un basamento de poco espesor constituido en parte por la STT ya intergrada al margen continental. Hacia el occidente posiblemente el basamento de este

arco correspondio a remanentes de corteza oceánica (Figura 21).

La secuencia clástico-calcareá de San Lucas-Huetamo del Jurásico Superior-Cretácico constituida por las formaciones Ango, San Lucas, El Cajón, Mal Paso y Huetamo (Pantoja-Alor, 1990), correlacionable con la SAO (Lámina 2, Tabla 2), representa de acuerdo a Johnson y colaboradores (1991) y Pantoja-Alor (1992), una cuenca adyacente a un arco volcánico caracterizada por depositos distales y proximales de turbiditas, y abundancia de detritos volcanoclásticos . Esta secuencia, por su cercanía a los afloramientos de la SAO en el área de Palmar Chico ( $\approx 40$  km al oriente de San Lucas), y dada la gran abundancia de rocas volcánicas submarinas en esta área y en el área de Otzoloapan ( $\approx 70$  km al noreste), probablemente esta relacionada con el arco volcánico del Jurásico Tardío-Cretácico representado por la SAO, y corresponde principalmente a los depositos de talud generados durante el desarrollo del arco, donde se acumularon facies de agua profunda y de aguas someras con intercalación de carbonatos. Esta interpretación es congruente con el hecho de que tanto la SAO como la secuencia de San Lucas-Huetamo descansan sobre las rocas metamórficas pre-Jurásico Superior de la STT, las cuales no son correlacionables con las rocas de la secuencia San Lucas-Huetamo, como se ha considerado en algunas interpretaciones geológicas en las que no se explica satisfactoriamente el metamorfismo de facies de esquisto verde de la STT, y la ausencia de este en las rocas de San Lucas-Huetamo (Campa y Ramírez, 1979).

Debido a la dinámica de un sistema de borde continental-zona de subducción (con inclinación al oriente) durante el Cretácico Tardío-Paleoceno (?), el arco magmático del Jurásico Tardío-Cretácico fue deformado y cabalgado, en parte, sobre la STT. Durante esta deformación probablemente la STT, a su vez, cabalgó en estructuras imbricadas sobre la plataforma Guerrero-Morelos (Elías-Herrera y Sánchez-Zavala, 1990).

Parte del metamorfismo de facies de prehnita-pumpellyita de la SAO, documentado con detalle en el presente estudio, seguramente está relacionado con la deformación del Cretácico Tardío-Paleoceno (?). Este metamorfismo es diferente al de la STT, ya que no se reconoció una continuidad en el zoneamiento metamórfico de la STT a la SAO como cabría esperarse si fuese un solo evento metamórfico dinamotérmico. Las paragénesis metamórficas asociadas al desarrollo de foliación en las lavas y en los sedimentos, principalmente en la porción inferior de la SAO, indican que, al menos, parte de este metamorfismo fue dinámico, relacionado con la acreción del arco al continente. Aunque la presencia de asociaciones metamórficas en las rocas volcánicas sin deformación penetrante, predominantemente en la parte superior de la SAO, sugiere que la recristalización metamórfica también fue producida durante el desarrollo del arco magmático, por la acumulación de las lavas y volcanoclásticos en un ambiente marino ("hydrothermal-burial metamorphism), rasgo común en rocas volcánicas de arcos de islas con metamorfismo de bajo grado y muy bajo grado (e.g. Aguirre y

Atherton, 1987; Springer et al., 1992).

Durante el Paleoceno (?) culmina la deformación de la SAO, cambiando drásticamente el ambiente marino a un ambiente completamente continental, iniciándose la erosión intensa de las rocas mesozoicas con la acumulación de las rocas clásticas de la Formación Balsas en la región, la cual posteriormente fue cubierta por rocas volcánicas del Terciario medio.

## V. CONCLUSIONES

En el área estudiada se reconocieron tres elementos importantes de la estratigrafía precenozoica de la región de Tierra Caliente: un aparente basamento granítico con una posible edad pérmico-triásica, una secuencia metamórfica del Triásico Superior-Jurásico Inferior (STT), representando a una cuenca marginal asociada a un arco volcánico, y una secuencia volcanosedimentaria del Jurásico Superior-Cretácico (SAO), correspondiente a un arco magmático.

El granito tiene afinidad de corteza continental y está caracterizado por una deformación milonítica que ocurrió bajo condiciones de epidota-anfibolita, la cual representa una zona de cizalla dúctil en niveles corticales intermedios (Elías-Herrera y Sánchez-Zavala, 1990). La STT, cuya edad calculada a partir de algunas relaciones isotópicas de Pb es del Triásico Tardío-Jurásico Temprano (Carniano-Toarciario), consiste de metasedimentos intercalados con metavolcánicos con un metamorfismo de facies de esquistos verde, y está intensamente deformado con desarrollo de una foliación de plano axial penetrante. La deformación y el metamorfismo de la STT probablemente estuvieron relacionados con el cierre de la cuenca marginal y acreción del arco volcánico al continente durante el Jurásico Medio, con el desarrollo de un décollement produciendo la milonitización del basamento granítico, el cual posiblemente formó parte de un margen continental.

La SAO, de acuerdo a datos paleontológicos e isotópicos, tiene un alcance cronoestratigráfico desde el Tithoniano hasta el Cenomaniano y consiste, en general, de rocas calcáreas con intercalaciones clásticas en la parte inferior, grandes espesores de rocas volcánicas submarinas con intercalación de sedimentos tobáceos y silíceos en la parte media y superior, y algunos bancos calcáreos fosilíferos en la porción mas superior. Estas características litológicas, aunadas a la afinidad toleítica ligeramente transicional a calcialcalina de las rocas volcánicas, sugieren un ambiente de deposito de arco magmático poco evolucionado, generado sobre una corteza continental delgada y corteza oceánica hacia el poniente.

La SAO presenta mesopliegues abiertos con poco o nulo desarrollo de foliación, no obstante, hacia la parte inferior la deformación es severa y caracterizada por un plegamiento isoclinal recumbente cerca del contacto con la STT, lo que pone en evidencia la relación tectónica entre ambas secuencias. La relación pretectónica fue discordante, la cual posteriormente sirvió como una superficie de corrimiento, cuyo desplazamiento es desconocido. El contacto tectónico se interpreta como resultado de la acreción de la SAO sobre la STT, durante el Cretácico Tardío-Paleoceno (?), donde esta última ya estaba integrada al continente. El metamorfismo de facies de prehnita-pumpellyita no penetrante que manifiesta la SAO estuvo en parte realacionado con esta acreción y, en parte, fue producto de la interacción de las rocas volcánicas con la carga hidrostática de ambiente marino en el cual se

depositaron.

Esta evolución geológica involucra elementos que no habían sido considerados en la interpretación tectónica de la región. Sin embargo, hay algunos aspectos dentro de este modelo evolutivo que aún no están claramente definidos. La distribución del granito milonítico es muy local y su extensión en el subsuelo se desconoce, su edad pemotriásica es tenue. Las relaciones estratigráfico-estructurales de la STT, que aparentemente esta afectada por dos deformaciones, no están bien definidas, y su edad triásico tardío-jurásico temprano debe ser corroborada con mas datos isotópicos. La relación entre la STT y la SAO no está documentada con suficiente detalle, aspecto importante en la tectónica de la región, los detalles estratigráficos de la SAO, así como su alcance cronológico aún no están bien establecidos. Estos son los aspectos mas sobresalientes por resolver en aras de un mejor conocimiento de la geología precenozoica de esta región de México.

## BIBLIOGRAFIA

- Aguirre, L., Atherton, M.P., 1987, Low-grade metamorphism and geotectonic setting of the Macuchi Formation, western Cordillera of Ecuador: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 5, p. 473-494.
- Browne, P.R., 1978, Hydrothermal alteration in active geothermal field: *Ann. Rev. Earth Planetary Sci.*, v. 6, p.229-250.
- Campa-Uranga, M.F., 1978, La evolución tectónica de Tierra Caliente, Guerrero: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 39, p. 52-64.
- Campa-Uranga, M.F., Campos, M., Flores, R. y Oviedo, R., 1974, La secuencia mesozoica volcanosedimentaria metamorfizada de Ixtapan de la Sal, Méx.-Teloloapan, Gro.: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 25, p. 7-28.
- Campa-Uranga, M.F., Oviedo, A. y Tardy, M., 1976, La cabalgadura laramídica del dominio volcánico sedimentario (arco Alisitos-Teloloapan) sobre el Miogeosinclinal Mexicano en los límites de los Estados de Guerrero y México: *Congreso Latinoamericano de Geología*, 3, Acapulco, Gro., Resúmenes, p. 23.
- Campa-Uranga, M.F. y Ramírez-Espinoza, J., 1979, La evolución geológica y metalogénesis del noroccidente de Guerrero: *Universidad Autónoma de Guerrero, Serie Técnico Científica*, N. 1, 101 p., 5 mapas.
- Campa-Uranga, M.F., Ramírez-Espinoza, J., Flores, R. y Coney, P.J., 1981, Terrenos tectonoestratigráficos de la Sierra Madre del Sur, región comprendida entre los Estados de Guerrero, Michoacán, México y Morelos: *Universidad Autónoma de Guerrero, Serie Técnico Científica*, N. 10, 28 p.
- Campa-Uranga, M.F. y Coney, P.J., 1983, Tectonostratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico, *Canadian Journal Earth Science*, N. 20, p. 1040-1051.
- Cantú-Chapa, C.M., 1968, Las rocas eocretácicas de Zitácuaro, Michoacán: *Instituto Mexicano del Petróleo, tecnología de Exploración, Sección Geología, Monografía*, N. 2, p. 3-18.
- Centeno-García, E., Ruiz, J., Coney, P.J., Patchett, J.p., 1991, *Geology, sandstone petrofacies and geochemistry of the Guerrero terrane, western Mexico: Universidad de Chile, Comunicaciones*, v. 42, p. 39-43.

- CETENAL, 1983, [Hoja], Morelia (E14-1), Estados de Michoacán, México y Guerrero: México, D.F., Secretaría de la Presidencia, Comisión de Estudios del Territorio Nacional, Carta geológica escala 1: 250,000.
- Cho, M., Liou, J.G. and Maruyama, S., 1986, Transition from the zeolite to prehnite-pumpellyite facies in the Karmutsen metabasites, Vancouver island, British Columbia: Journal of Petrology, v. 27, p. 467-494.
- Coney, P.J. and Campa-Uranga, M.F., 1987, Lithotectonic terrane map of Mexico (west of the 91 st meridian): Misc. Field Studies, Map M F. 1874-D.
- Contreras-Rodríguez, L., Miranda-Molina, J.J. y Vargas-Montaña, M., 1989, Estudio geológico preliminar del área Valle de Bravo-Nuevo Santo Tomás de los Plátanos, Estado de México. Cartografía, Estratigrafía, Geología Estructural y Petrología: Instituto Politécnico Nacional, Tesis profesional, p. (inédita).
- Coombs, D.S., 1960, Lower grade mineral facies in New Zealand: Rept. 21 st International Geological Congress, Norden, Part 13, p. 339-351.
- Cserna, Zoltan de, 1978, Notas sobre la geología de la región comprendida entre Iguala, Ciudad Altamirano y Temascaltepec, estados de Guerrero y México: Sociedad Geológica Mexicana, Libro-guía de la excursión a Tierra Caliente, p. 1-25.
- Palacios-Nieto, M. y Pantoja-Alor, J., 1978, Relaciones de facies de las rocas cretácicas en el noroeste de Guerrero y en áreas colindantes de México y Michoacán: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, revista, v. 2, p. 8-18.
- 1982(1983), Hoja Tejupilco 14Q-g(9), con Resumen de la geología de la Hoja Tejupilco, estados de Guerrero, México y Michoacán: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Carta Geológica de México, Serie 1: 100,000, mapa con texto, 28 p.
- 1983, Hoja Iguala 14Q-h(10): Universidad Autónoma de México, Instituto de Geología, carta Geológica de México, Serie 1: 100,000, mapa con secciones estructurales.
- Cserna, Zoltan de, and Fries, Carl, Jr., 1981, Hoja Taxco 14Q-h(7), con Resumen de la geología de la Hoja Taxco, estados de Guerrero, México y Morelos: Universidad Autónoma de México, Instituto de Geología, Carta Geológica de México, Serie 1: 100,000, mapa con texto, 47 p.

- Dávila-Alcocer, V.M. y Guerrero-Suástegui, M., 1990, Una edad basada en radiolarios para la secuencia volcánicasedimentaria al oriente de Arcelia, Edo. de Guerrero: Sociedad Geológica Mexicana, Convención Geológica Nacional, 10, México, D.F., Resúmenes, p. 83.
- Deer, W.A., Howie, R.A. and Zussman, J., 1986, Disilicates and ring silicates, 2<sup>th</sup> ed.: New York, John Wiley-Sons, v. 1B, 629 p.
- De Paolo, D.J., and Wasserburg, G.J., 19977, The sources of island arcs as indicated by Nd and Sr isotopic studies: Geophysical Research Letters, v. 4, p. 465-468.
- De Paolo, D.J., 1988, Neoymium isotope geochemistry: an introduction: Mineral and Rocks; 20, Berlin Heidelberg, Springer-Verlag, 187 p.
- Delgado-Argote, L.A., López-Martínez, M., York, D. y Hall, C.M., 1990, Geocronología del tronco ultramáfico de San Pedro Limón, Estado de México y sus implicaciones tectónicas en el Complejo Tierra Caliente: Sociedad Geológica Mexicana, Convención Geológica Nacional, 10, Resúmenes, p. 91.
- Delgado-Argote, L.A., Casar-Aldrete, I., González-Caver, E., Morales-Puente, P. and Girón, P., in press, Geologic controls on D/H variations of serpentinized ultramafic rocks from the area of San Pedro Limon-Palmar Chico, Tierra Caliente terrene, Mexico.
- Elías-Herrera, M., 1981, Geología del área Almoloya de las Granadas-San Lucas del Maíz, Municipio de Tejupilco, Estado de México: Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, tesis de maestría, 177 p. (inédita).
- Elías-Herrera, M., 1989, Geología metamórfica del área de San Lucas del Maíz, Estado de México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 105, 79 p.
- Elías-Herrera, M. and Sánchez-Zavala, J.L., 1990(1992), Tectonic implications of a mylonitic granite in the lower structural levels of the Tierra Caliente Complex (Guerrero Terrane), southern Mexico: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 9, p. 113-125.
- Evarts, R. C. and Schiffman, P., 1983, Submarine hydrothermal metamorphism of the del Puerto ophiolite, California: American journal of Science, v. 283, p. 289-340.
- Faure, G., 1986, Principles of isotope geology: New York, John Willey and Sons, 2a. edition, 589 p.

- Frey, M., Capitani de, C. and Liou, J.G., 1991, A new petrogenetic grid for low-grade metabasites: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 9, p. 497-509.
- Fries, Carl, Jr., 1960, Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México: Universidad Nacional autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 60, 236 p.
- García-Barrera, P. y Pantoja-Alor, J., 1991, Equinoides del Albiano Tardío de la Formación Mal Paso, de la región de Chumbitaro, estados de Guerrero y Michoacán, México: *Sociedad Mexicana de Paleontología, Revista*, v. 4, p. 23-41.
- García-Calderón, J., 1978, Asbestos de México, *Sociedad Geológica de México, Boletín*, v. 29, p. 154-161.
- Guerrero-Suástegui, M., Ramírez-Espinoza, J., Talavera, O. y Hiscott, R.N., 1992, Análisis de facies, paleocorrientes y proveniencia de los conglomerados de las Formaciones Angao y San Lucas en la región de Huetamo, Mich.: *Sociedad Geológica Mexicana, XI Convención Geológica Nacional, Veracruz, Ver., Resúmenes*, p.85-86.
- Humphis, S.E. and Thompson, G., 1978, Trace element mobility during hydrothermal alteration of oceanic basalt: *Geochim. Cosmochim. Acta*, V. 42, p. 127-136.
- Irvine, T.N. and Baragar, R.A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: *Canadian Journal Earth Science*, v. 8, p. 523-548.
- Jakes, P. and Gills, J., 1970, Rare earth elements and the island arc tholeiitic series: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 9, p. 17-28.
- Jakes, P. and White, A.J.R., 1972, Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas, *Geological of Society Bulletin*, v. 83, p.
- JICA-MMAJ, 1991, Informe de la exploración cooperativa de mineral en la región de Arcelia, Estados Unidos de México (Fase IV): *Japan International Cooperation Agency Metal Mining Agency of Japan*, 155 p., con Apartadas A1-A97 (Inédito).
- Kuniyoshi, S. and Liou, J.G., 1976, Burial metamorphism of the Karmutsen volcanic rocks, northeastern Vancouver Island, British Columbia: *American of Journal Science*, v. 276, p. 1096-1119.

- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Strckelsen, A. and Zanettin, B., 1986, A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram: *Journal of Petrology*, v. 27, p. 745-750.
- Levi, B., aguirre, L. and Nyström J.O., 1982, Metamorphic gradients in burial metamorphosed vesicular lavas: comparison of basalt and spilite in Cretaceous basic flows from Central Chile: *Contrib. Mineral. Petro.*, v. 80, 49-58.
- Liou, J.G., 1979, Zeolite facies metamorphism of basaltic rocks from the east taiwan ophiolite; *American mineralogical*, v. 64, p. 1-14.
- Liou, J.G., Kim, H.S. and Maruyama, S., 1983, Prehnite-epidote equilibria and their petrologic applications: *Journal Petrology*, v.24, p. 321-342.
- Liou, J.G. Maruyama, S. and Cho, M., 1985, Phase equilibria and mineral paragenesis of metabasites in low-grade metamorphism: *Mineralogical Magazine*, v. 49, p. 321-333.
- Liou. J.G., Maruyama, S. and Cho, M., 1987, Very low-grade metamorphism of metavolcanic and volcaniclastic rocks-mineral assemblages and mineral facies, in Frey M., ed., *Low temperature metamorphism*: New York, Chapman and Hall, p. 59-113.
- Middlemost, E.A.K., 1975, The basalt clan: *Earth Science Rev.*, v.11, p. 337-364.
- Nakamura, N., 1974, Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites: *Geochemica et Cosmochimica Acta*, v. 38, p. 757-773.
- Nistsch, K.H., 1971, Stabilitätsbeziehungen von prehnit und pumpellyithaltigen paragenesen: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 30, p. 240-260.
- Offer, R., Baker, C.K. and Gamble, J., 1981, Pumpellyites in two low grade metamorphic terranes north of Newcastle, NSW Australia: *Contrib. Mineral. Petro.*, v. 76, p. 171-176.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1981, Metamorphic belts of southern Mexico and their tectonic significance: *Geofísica Internacional*, v. 20-3 p. 177-202.
- Ortiz-Hernández., Lapierre, H. y Monod, O., 1990, The Guanajuato and Arcelia tholeiitic magmatic sequences of central-southern Mexico; remnants of Late Jurassic-Early Cretaceous

intra-Paleo Pacific island arc: congress Latin-american, Munich, Germany, abstract, p.

- Ortiz-Hernández, E., Yta, M., Talavera, O., Lapierre, H., Monod, O. and Tardy, M., 1991, Origine intra-océanique des deformations volcano-plutoniques d'arc du Jurassique Supérieur Crétacé Inférieur du Mexique centro méridional: C.R. Acad. Sci. Paris, 312, Série II, p. 399-406.
- Ortiz-Hernández E. y Lapierre, H., 1991, Un contexto magmático asociado al desarrollo de estratovolcanes submarinos, para el origen de sulfuros masivos estratiformes polimetálicos (Pb, Zn, Cu, Ag, Au) de la región de Tierra Caliente, Gro.: Asociación de Ingenieros Mineros Metalurgistas y Geólogos de México, Convención, 19, Acapulco, Gro., Memoria Técnica, p. 270-296.
- Pantoja-Alor, J., 1959, Estudio geológico de reconocimiento de la región de Huetamo, Estado de Michoacán: Consejo de Recursos Naturales no Renovables, Boletín 50, 36 p.
- Pantoja-Alor, J., 1990, Redefinición de las unidades estratigráficas de la secuencia Mesozoica de la región de Huetamo-Altamirano, Estado de Michoacán y Guerrero: Sociedad Geológica Mexicana, Convención Geológica Nacional, 10, México, D.F., Resúmenes, p. 66.
- Pantoja-Alor, J., 1992, La Formación Mal Paso y su importancia en la estratigrafía del sur de México: Sociedad Geológica Mexicana, Convención Geológica Nacional, 11, Veracruz, Ver., Resúmenes, p. 149-150.
- Parga-Peréz, J. J., 1981, Geología del área de Tizapa, Municipio de Zacazonapan, México: Universidad Autónoma de México, Facultad de Ciencia, Tesis de maestría, 135 p. (inérita).
- Pearce, J. A., 1982, Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries, *in* Thorpe, R.S. ed., Andesites: John Wiley and sons, p. 525-548.
- Pearce, J.A., and Cann, J.R., 1973, Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses: Earth and Planetary Science Letters, v. 19, p. 290-300.
- Ruiz, J., Centeno-García, E., Coney, P.J., Patchett, P.J. y Ortega-Gutiérrez, F., 1991, El terreno Guerrero y su posible correlación con el basamento de la región del Caribe: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Universidad Autónoma de Hidalgo, Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra, Sociedad Mexicana de Mineralogía, Secretaría de Educación Pública,

Subsecretaría de Educación Superior e Investigación Científica, Convención Sobre la Evolución Geológica de México y Primer Simposio Mexicano de Mineralogía, Pachuca, Hgo., Memoria, p. 192-193.

- Salas-Castellanos, J.E., 1982, Geología de la región de Amatepec y evaluación metalogenética del prospecto "La Sierra", Tlatlaya, Estado de México: Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, tesis profesional, 71 p. (inérita).
- Schiffman, P. and Liou, J.G., 1983, Synthesis of Fe-pumpellyite and its stability relations with epidote: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 1, p. 91-101.
- Seyfried, W.E.J., Mottl, M.J. and Bischoff, J.L., 1979, Chemistry and mineralogy of spilites from the ocean floor: effect of seawater/basalt ratio: *Nature*, v. 275, p.211-213.
- Seki, Y., 1961, Pumpellyite in lower grade metamorphism: *Journal of Petrology*, v. 2, p. 407-423.
- Smith, R.E., 1968, Redistribution of major elements in the alteration of some basic lavas during burial metamorphism: *Journal of Petrology*, v. 9., p. 191-219.
- Smith, R.E. and Smith, S.E., 1976, Comments on the use of Ti, Zr, Y, Sr, K, P and Nb in classification of basaltic magmas: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 32, p. 114-120.
- Springer, R.K., Day, H.W. and Beiersdorfer, R.E., 1992, Prehnite-pumpellyite to greenschist facies transition, Smartville Complex, near Auburn, California: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 10, p. 147-170.
- Stacey, J.S. and Kramer, J.D., 1975, Aproximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model: *Earth Planetary Science Letter*, v.26, p. 207-221.
- Sun, S.S., 1980, Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean island and island arc: *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, v. a297, p. 409-445.
- Swanson, S.E. and Schiffman, P., 1979, Textural evolution and metamorphism of pillow basalts from the Franciscan complex, western marin county California: *Contribution of Mineralogy and Petrology*, v. 69, p. 292-299.
- Tardy, M, Lapierre, H., Boudier, J.L., Yta, M. and Coulon, Ch., 1991, The Late Jurassic-Early Cretaceous arc of western Mexico (Guerrero terrane); origein and geodynamic evolution:

- Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Universidad Autónoma de Hidalgo, Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra, Sociedad Mexicana de Mineralogía, Secretaría de Educación Pública, Subsecretaría de Educación Superior e Investigación Científica, Convención Sobre la Evolución Geológica de México y Primer Simposio Mexicano de Mineralogía, Pachuca, Hgo., Memoria, p. 213-215.
- Tolson, G., 1990, Structural geology and tectonic evolution of the Santa Rosa area, SW State of Mexico, Mexico, University of Minnesota, Thesis Master of Science 51 p. (unpublished).
- Vazquez, E. M., Vélez, C.A., 1979, Estudio geológico-minero del área Valle de Bravo, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, tesis profesional (inédita).
- Urrutia-Fucugauchi, J. and Valencio, D.A., 1986, Paleomagnetic study of Mesozoic rocks from Ixtapan de la Sal, Mexico: Geofísica Internacional, v. 25, p. 485-502.
- Winkler, H.G.F., 1976, Petrogenesis of metamorphic rocks: New York, Springer-Verlag, 4a. edition, 334 p.
- Wood, D.A., Joron, J.L. and Treuil, M., 1979, A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings: Earth Planetary Science Letters, v. 45, p. 326-336.
- Zen, E-An, 1974, Prehnite and pumpellyite bearing mineral assemblages, west side of the appalachian metamorphic belt, Pennsylvania to newfoundland: Journal Petrology v. 15, p. 197-242.
- Zen, E-An, 1976, Discussion of E-An Zen: " Prehnite and pumpellyite bearing mineral assemblages, west side of the Appalachian metamorphic belt, Pennsylvania to Newfoundland " by Harold Williams and G.W. Einarson: a reply: Journal of Petrology, v. 17, p. 137.

APENDICE PETROGRAFICO DE LAS MUESTRAS MAS REPRESENTATIVAS DE LA  
SAO, AREA VALLE DE BRAVO-ZACAZONAPAN, ESTADO DE MEXICO

Muestra: OP-27 (Coord: 19°10'14'' y 100°17'33'')

Localidad: Presa Santa Barbara.

Observaciones de campo: lava almohadillada en contacto con sedimentos calcáreos.

Petrografía: basalto de textura porfídica e intersectal; con fenocristales euhedrales y subeuhedrales de plagioclasa, clinopiroxeno (augita) y olivino; su matriz es intersectal con vidrio y microlitos de augita y plagioclasa, presenta vesículas rellenas de cuarzo.

Muestra OT-2 (Coord: 19°07'00'' y 100°17'52'')

Localidad: Poblado de Otzoloapan.

Observaciones de campo: lava masiva fracturada.

Petrografía: basalto de textura intergranular con sectores porfídicos; con fenocristales de plagioclasa seritizada y una matriz palagónica, contiene algunos minerales metamórficos, de manera intersticial y como relleno de microfracturas tales como: pumpellyita, prehnita, clorita y albita.

Muestra: OP-38' (Coord: 19°05'05'' y 100°22'52'')

Localidad: Arroyo los Pinzanes.

Observaciones de campo: lava masiva amigdaloidal.

Petrografía: andesita de textura amigdaloidal; con cristales de plagioclasa y matriz palagónica que contiene algunos minerales metamórficos tales como: clorita, albita pumpellyita y epidota. Las amígdalas contienen cuarzo y calcita.

Muestra: OP-11 (Coord: 19°08'45'' y 100°22'32'')

Localidad: Río Tingambato.

Observaciones de campo: lava masiva

Petrografía: andesita de textura amigdaloidal, intergranular e intersticial; con andesina, clinopiroxena (augita), minerales opacos y ocasionalmente pequeños cristales de olivino, y matriz palagónica. El núcleo de la clinopiroxena, en algunos casos esta reemplazado por pumpellyita y clorita. Las amígdalas están rellenas de clorita, pumpellyita y cuarzo.

Muestra OP-43A (Coord: 19°05'19'' y 100°16'50'')

Localidad: Poblado de Agua Zarca.

Observaciones de campo: lava masiva fracturada.

**Petrografía:** andesita de textura porfídica, amigdaloidal e intersticial; con fenocristales de plagioclasa seritizada y parcialmente albitizada, ocasionalmente su núcleo contiene albita, epidota y pumpellyita, embebidos en una matriz palagonítica que contiene clorita, pumpellyita y microlitos de clinopiroxena y plagioclasa. Las amígdalas están rellenas de pumpellyita, calcita, cuarzo, albita y clorita.

**Muestra:** OP-43B (Coord: 19°05'19'' y 100°16'50'')

**Localidad:** Poblado de Agua Zarca.

**Observaciones de campo:** lava masiva amigdaloidal.

**Petrografía:** andesita de textura amigdaloidal y porfídica; con fenocristales de plagioclasa seritizada embebidos en una matriz de clorita y palagonita. Las amígdalas contienen clorita.

**Muestra:** OP-41 (Coord: 19°05;42'' y 100°18'47'')

**Localidad:** Arroyo de Agua Zarca.

**Observaciones de campo:** brecha volcánica fracturada.

**Petrografía:** brecha volcánica de textura brechoidal con fragmentos de roca volcánica de textura porfídica embebidos en una matriz de clorita, pumpellyita y epidota. Estos últimos minerales definen una foliación incipiente.

**Muestra:** OP-16 (Coord: 19°08'45'' y 100°22'32'')

**Localidad:** Río Tingambato.

**Observaciones de campo:** lava masiva fracturada.

**Petrografía:** andesita brechoidal de textura brechoidal con fragmentos de roca volcánica con textura porfídica e intergranular y fenocristales de plagioclasa, algunos zonados, y clinopiroxena (augita) subeuhedral, su matriz es intergranular e intersticial constituida por microlitos de plagioclasa y minerales opacos, clorita y epidota.

**Muestra:** ELCH-1 (Coord: 19°05'17'' y 100°22'32'')

**Localidad:** El Chilar.

**Observaciones de campo:** brecha volcánica.

**Petrografía:** brecha volcánica andesítica; los fragmentos son de roca volcánica con textura amigdaloidal y porfídica embebidos en una matriz palagonítica y de óxidos de hierro y titanio que contiene algunos minerales metamórficos tales como: pumpellyita, prehnita, cuarzo y albita. Los fenocristales de los fragmentos son de plagioclasa. Las amígdalas están rellenas de cuarzo, clorita y pumpellyita.

Muestra: OP-12 (Coord: 19°09'00'' y 100°21'43'')  
 Localidad: Río Tingambato.  
 Observaciones de campo: Brecha volcánica.  
 Petrografía: brecha volcánica andesítica de textura brechoidal con abundantes fragmentos de roca volcánica de textura amigdaloidal, porfídica e intergranular; su matriz es de palagonita y clorita. Los fenocristales de los fragmentos de roca son de plagioclasa y augita, ocasionalmente se observa pumpellyita en la matriz. Las amígdalas están rellenas de clorita y pumpellyita.

Muestra: EP-1 (Coord: 19°02'11'' y 100°17'49'')  
 Localidad: El Puerto.  
 Observaciones de campo: lava masiva.  
 Petrografía: basalto de textura intergranular y esferulítica; con plagioclasa euhedral (labradorita) embebida en una matriz palagonítica y de clorita. Presenta cristales de clorita, cuarzo, albita y calcita que definen una foliación burda.

Muestra: SJA-2 (Coord: 19°02''00'' y 100°18'06'')  
 Localidad: San Juan Acatitlan.  
 Observaciones de campo: lava amigdaloidal  
 Petrografía: andesita de textura amigdaloidal , intersectorial e intersticial, con plagioclasa intergranular y matriz palagonítica con calcita, epidota y clorita. Las vesículas y fracturas están rellenas de calcita y clorita.

Muestra: OP-40 (Coord. 19°06'06'' y 100°18'12'')  
 Localidad: Arroyo Agua Zarca.  
 Observaciones de campo: lava masiva.  
 Petrografía: andesita brechoidal de textura brechoidal con fragmentos de roca de textura intergranular e intersticial; su matriz es palagonítica con abundantes minerales opacos. Posee cuarzo policristalino. La matriz tiene algunos minerales metamórficos tales como: clorita, pumpellyita y epidota.

Muestra: OP-13 (Coord: 19°08'28'' y 100°20'17'')  
 Localidad: Río Tingambato.  
 Observaciones de campo: lava masiva.  
 Petrografía: andesita de textura amigdaloidal y porfídica; con fenocristales de plagioclasa embebidos en una matriz palagonítica con clorita. Las vesículas están rellenas de pumpellyita, clorita y epidota.

Muestra OP-15 (Coord: 19°06'05'' y 100°22'26'')

Localidad: Río Tingambato.

Observaciones de campo: lava masiva.

Petrografía: basalto de textura porfídica con fenocristales de plagioclasa, en ocasiones con zoneamiento normal, y clinopiroxena (augita) euhedrales y subeuhedrales y minerales opacos. Su matriz es microlítica con algunos minerales metamórficos tales como: clorita y pumpellyita.

Muestra: L-9 (Coord: 19°16'05'' y 100°19'15'')

Localidad: Los Ahuacates.

Observaciones de campo: arenisca de grano fino.

Petrografía: grawvaca lítica cuya mineralogía consiste de clastos de cuarzo, feldespato, fragmentos de pizarra y proporciones pequeñas de mica blanca.

Muestra: L-4 (Coord: 19°10'57'' y 100°16'19'')

Localidad: San Juan Tetipac.

Observaciones de campo: arenisca de grano fino.

Petrografía: litarenita feldespática cuya mineralogía consiste de fragmentos de roca metamórfica (pizarra, cuarzo policristalino e intercrecimiento de feldespato y cuarzo cn textura mirmequitica) y volcánica, clastos de cuarzo, feldespato y en menores proporciones mica blanca y biotita. Su matriz es de cuarzo microcristalino y calcita.

Muestra: OP-29 (Coord: 19°09'57'' y 100°17'09'')

Localidad: Presa Santa Barbara.

Observaciones de campo: arenisca de grano medio.

Petrografía: arcosa lítica cuya mineralogía consiste de clastos de plagioclasa, cuarzo, pertita, ortoclasa, biotita y fragmentos de roca volcánica y granítica (fragmentos de feldespato mirmequitico y cuarzo policristalino). Su matriz es de cuarzo microcristalino y calcita.