

24.1



Universidad Nacional Autónoma de México

FACULTAD DE INGENIERIA

"GEOLOGIA Y PETROLOGIA DEL COMPLEJO XOLAPA, EN
LA BARRANCA DE XOLAPA, EDO. DE GUERRERO"

T E S I S

Que para obtener el título de
INGENIERO GEOLOGO
p r e s e n t a

SUSANA ALICIA ALANIZ ALVAREZ



Director: Dr. Fernando Ortega Gutiérrez

Cd. Universitaria

1988



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.

TESIS CON FALLA DE ORIGEN

RESUMEN

La Barranca de Xolapa se localiza entre el puente sobre el Río Papagayo y el poblado de El Playón en la parte centromeridional del Estado de Guerrero. Abarca un tramo de 12 km sobre el Río Xaltianguis, afluente del Río Papagayo, paralelamente a la Carretera Federal México-Acapulco y fue designada como la localidad-tipo del Complejo Xolapa (de Cserna, 1965).

La presente investigación permitió distinguir las siguientes unidades en la secuencia: 1. Un granito de dos micas con facies pegmatíticas que cubre alrededor del 60 % del Área (granito pegmatítico deformado). 2. Cinco unidades metamórficas representadas por anfibolitas, esquisto pelítico, esquisto de biotita, gneis granodiorítico y metagranito. 3. Dos unidades de roca ígnea generalmente en forma de diques; una de composición félsica variable de traquita-sienita de cuarzo a riolita; y otra formada por multitud de diques de diabasa andesítica y un cuerpo diorítico que intrusieron al Complejo Xolapa.

Las rocas más antiguas fueron originalmente grauwacas intercaladas con rocas pelíticas. Antes o durante el metamorfismo, fueron intrusionadas por cuerpos ígneos, de composición granodiorítica, granítica y por algunos diques pequeños de diabasa.

El metamorfismo se ubicó en la facies de anfibolita en la zona de la estaurólita, con base en la asociación diagnóstica estaurólita+muscovita+biotita+almandino+cuarzo, presente en algunos de los intervalos pelíticos. La intensidad del metamorfismo aumenta en dirección suroeste.

La foliación presente y contemporánea con el metamorfismo fue plegada en una etapa posterior, formándose una sinforma asimétrica, cuyo eje tiene una dirección de N50°W y buzamiento de 25°. En general se reconocieron dos fases de deformación compresiva, en la primera se formó la foliación y en la segunda el plegamiento.

Los diques que intrusieron al Complejo Xolapa indican una etapa posterior (Terciario?) de distensión sumamente importante, debido a que ocupan más del 15% del área estudiada.

Estas características litológico-estructurales del Complejo Xolapa indican un ambiente tectónico de margen continental activa durante su depósito, deformación y metamorfismo.

Dada la diversidad litológica y amplitud del Complejo Xolapa se propone el establecimiento de secciones de referencia auxiliares y complementarias para una mejor caracterización que lleve a su división en unidades litoestratigráficas o litodémicas de menor rango.

INDICE

INTRODUCCION	... 1
ANTECEDENTES SOBRE EL COMPLEJO XOLAPA	... 1
Localización y definición	... 1
Relaciones de contacto	... 2
Litología	... 4
Edad	... 5
TECNICAS EMPLEADAS	... 5
OBJETIVOS DEL TRABAJO	... 6
UNIDADES LITOLÓGICAS	... 7
ANFIBOLITAS	... 8
ESQUISTO PELÍTICO	...10
ESQUISTO DE BIOTITA	...11
GNEIS GRANODIORÍTICO	...11
METAGRANITO	...12
GRANITO PEGMATÍTICO DEFORMADO	...13
DIQUES FELSICOS	...14
DIQUES MÁFICOS	...16
PETROGRAFIA	...17
ANFIBOLITAS	...17
Esquisto de plagioclasa y hornblenda	...17
Esquisto de biotita y hornblenda	...19
Gneis de hornblenda	...20
Anfibolita	...21
ESQUISTO PELÍTICO	...22
Esquisto pelítico de estauroлита	...22
Esquisto pelítico de cordierita	...23
ESQUISTO DE BIOTITA	...25
GNEIS GRANODIORÍTICO	...26
METAGRANITO	...27
Ortogneis	...27
Gneis granítico	...27
GRANITO PEGMATÍTICO DEFORMADO	...28
DIQUES FELSICOS	...29
DIQUES MÁFICOS	...29
PETROLOGIA	...31
PETROGENESIS	...31
Anfibolitas	...31
Esquisto pelítico	...32
Esquisto de biotita	...32
Gneis granodiorítico	...33
Metagranito	...34

METAMORFISMO	...35
Paragénesis mineral	...35
Facies metamórfica	...37
Condiciones de presión/temperatura	...39
Gradiente geotérmico	...40
ESTRUCTURAS	...41
RASGOS GENERALES	...41
FOLIACION	...42
CARACTER TECTONICO DEL GRANITO	...43
ORIENTACION DE LOS DIQUES POSTECTONICOS	...44
DISCUSION Y CONCLUSIONES	...45
BIBLIOGRAFIA	...50

ILUSTRACIONES

TABLAS

- I Edades registradas en el Complejo Xolapa
- II Unidades litodémicas de la localidad tipo del Complejo Xolapa
- III Modas de Anfibolitas
- IV Análisis Químico y Norma CIPW de la muestra GH

FIGURAS

- 1 Localización del Área estudiada
- 2 Terrenos cristalinos del sur de México
- 3 Columnas estratigráficas del Complejo Xolapa
- 4 Diagramas triangulares ACF, AFM y AKF
- 5 Diagrama presión/ temperatura
- 6 Gradiente geotérmico
- 7 Diagrama de densidad de polos de foliación y lineación
- 8 Roseta de diques de diabasa andesítica
- 9 Mapa geológico de la localidad tipo del Complejo Xolapa, escala 1:10,000

FOTOGRAFÍAS

- 1 Contacto entre el gneis granodiorítico y la anfibolita
- 2 Dique intrusivo de diabasa metamorfoseado
- 3 Esquisto de hornblenda
- 4 Segregaciones minerales de la anfibolita
- 5 Esquisto pelítico de estauroлита
- 6 Segregaciones minerales de el gneis granodiorítico
- 7 Vetilla de aplita en el metagranito
- 8 Vetas de pegmatita y aplita plegadas
- 9 Fotomicrografía de sillimanita en el esquisto pelítico de estauroлита
- 10 Fotomicrografía de almandino en el esquisto pelítico de estauroлита
- 11 Fotomicrografía de estauroлита en el esquisto pelítico de estauroлита
- 12 Fotomicrografía del zoneamiento composicional de la plagioclasa en el ortogneis
- 13 Anfibolita con grados diferentes de deformación

I N T R O D U C C I O N

Este primer capítulo trata de manera general lo que se ha publicado respecto al Complejo Xolapa, con el fin de que pueda ser comparado con este estudio más detallado de su localidad tipo.

ANTECEDENTES SOBRE EL COMPLEJO XOLAPA

Localización y definición

El Complejo Xolapa fue definido por de Cserna (1965), situándolo en el sur del Estado de Guerrero, a lo largo de una franja de 20 km de ancho y 45 km de longitud, desde El Ocotito hasta Acapulco. Lo consideró formado principalmente por una secuencia de rocas metasedimentarias (esquistos de biotita, gneis de biotita, mármol cipolino y anfibolitas) junto con diques, pegmatitas y cuerpos plutónicos; a las rocas metamórficas les asignó una intensidad de metamorfismo variable de la facies de esquistos verdes a la de epidota-anfibolita. En este mismo trabajo designa como localidad tipo a la región comprendida entre el puente El Papagayo y el poblado El Playón, abarcando 11 km sobre un afluente del río Papagayo conocido como río Xaltianguis -y como Barranca de Xolapa en este trabajo-, que en este tramo corre paralelo a la carretera Chilpancingo-Acapulco.

Los límites geográficos de la localidad tipo del Complejo Xolapa son los meridianos $99^{\circ} 43' - 99^{\circ} 38'$ longitud oeste, y los paralelos $17^{\circ} 07' - 17^{\circ} 09.5'$ latitud norte y se encuentra a una altitud promedio de 300 m.s.n.m. (Fig. 1).

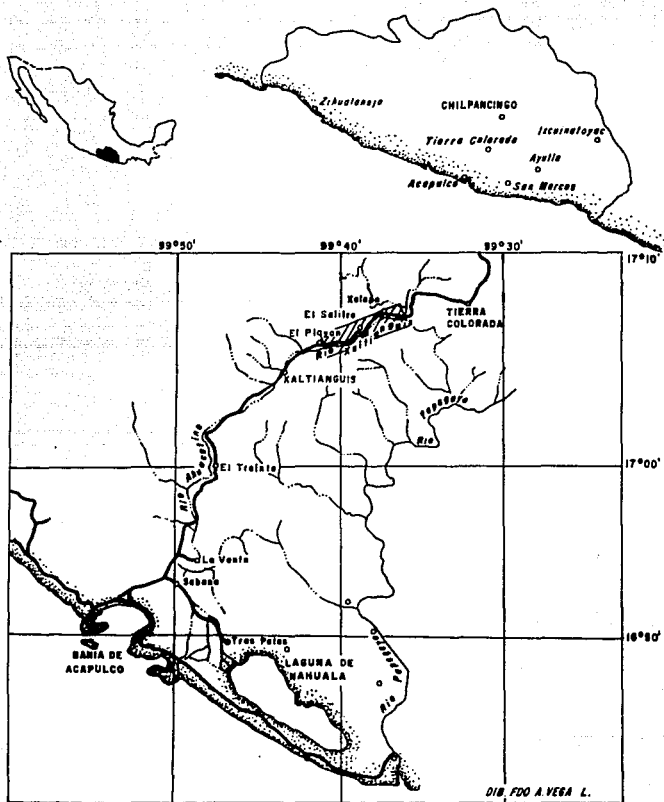


Fig1.-Ubicación de la Localidad Tipo del Complejo Xalapa.

Ortega-Gutiérrez (1976, 1981) delimitó al Complejo Xolapa de los otros terrenos cristalinos que conforman el sur de México (Oaxaqueño, Acatlán y Tierra Caliente), extendiéndolo desde el sur de Zihuatanejo, hasta antes de Salina Cruz, como una franja paralela a la costa pacífica de más de 600 km de longitud por 50 a 150 km de ancho, incluyendo parte de los Estados de Guerrero y Oaxaca (Fig. 2).

Relaciones de contacto

Contactos Estratigráficos Discordantes

De Cserna (1965) observó que la Formación Chapolapa (Triásico ?) y la Formación Morelos (Cretácico) descansan con discordancia angular sobre el Complejo Xolapa. La Formación Alquitrán (Terciario) también sobreyace discordantemente al Complejo Xolapa al oriente y poniente de la Barranca de Xolapa. Con base en sus relaciones estratigráficas de Cserna (1965) presentó la columna estratigráfica correspondiente a esta área (Fig. 3).

Klesse (1970) observó -sobre el valle del río Papagayo, entre los poblados El Ocotito e Ixcuinatoyac- que la Formación Ixcuinatoyac de edad paleozoica (?), compuesta de filitas y cuarcitas impuras, descansa discordantemente sobre el Complejo Xolapa compuesto por gneises y esquistos de biotita.

Contactos Intrusivos

Entre los poblados El Ocotito y Acapulco, el Complejo Xolapa está intrusionado por tres troncos graníticos: El Ocotito, Xaltianguis y Acapulco. De Cserna (1965) estudió estos troncos y menciona que

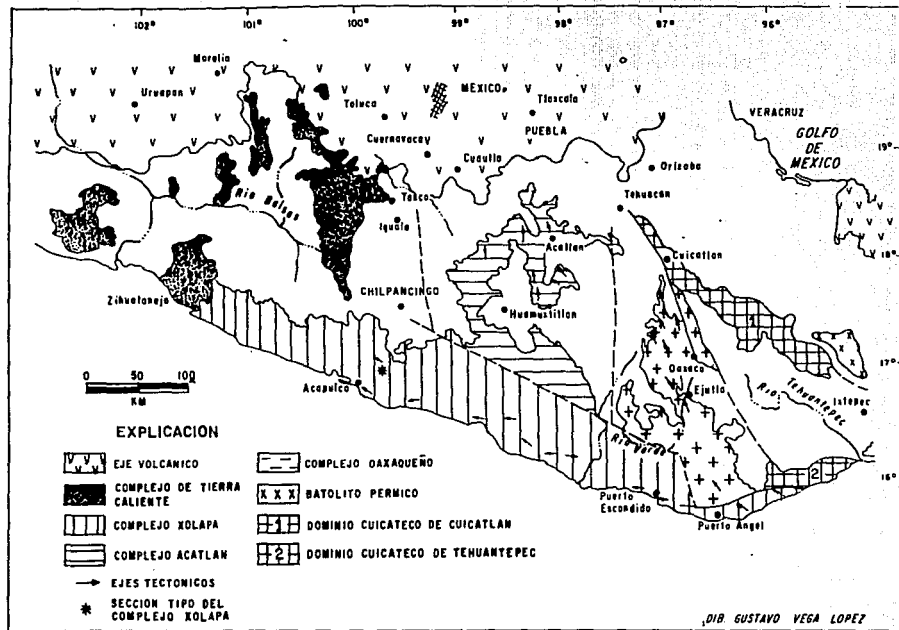


Fig 2.-Terrenos Cristalinos del Sur de México (Tomada de Ortega-Gutierrez, 1981)

ERA	PERIODO	EPOC.	EDAD	AREA ICUINATOYAC ¹	AL SUBO. STC. C.-L. RIO PAPAGAYO ²
CENOZOICO	CUATERNARIO		1	ALUVIAL ?	ALUVION Y DEPÓSITOS COSTEROS
		PLIOCENO	13	?	?
	TERCIARIO	MIOCENO	25	?	?
		OLIGOCENO	36	VULCANISMO TERCIARIO ?	FN. PAPAGAYO
		EOCENO	58		
		PALCOENO	63		
MESOZOICO	CRETACICO	SUPERIOR	90	?	?
			110	FN. MORELOS	FN. MORELOS
	JURASICO	INFERIOR		?	?
		SUPERIOR			
		MEDIO			
	TRIASICO	INFERIOR	180	?	?
SUPERIOR		200	FN. CHAPOLAPA	FN. CHAPOLAPA	
MEDIO			?	?	
PALEOZOICO	PERMIICO				
	PENSILVANICO		280	?	
	MISISIPICO			FN. ICUINATOYAC	
	DEVONICO		365	?	?
	SILURICO				
	ORDOVICICO			COMPLEJ. KOLAPA	COMPLEJO KOLAPA
	CAMBRIICO		500		
				?	?

Figura 3. Columnas estratigráficas tomadas de ¹Klesse (1970) y ²de Cisneros (1965).

en la zona de contacto hay una piritización marcada, y que en algunos sitios presenta metamorfismo de contacto, con desarrollo de corneanas, por lo que es evidente su naturaleza cortante.

Contactos Tectónicos

Los estudios que se han realizado sobre los límites del Complejo Xolapa con otros complejos han demostrado que son de carácter tectónico.

Carfentan (1983) señaló que el contacto entre el Complejo Xolapa y el Dominio Zapoteco- entre Puerto Escondido y Daxaca, en la región de Juchatengo y Ojo de Agua- corresponde a una zona estrecha y tectonizada en extremo.

Según Salinas (1984), al norte de Ayutla, Guerrero, el contacto entre el Complejo Xolapa y el Complejo Acatlán corresponde a una zona milonitizada con dirección WNW-ESE inclinada al norte, en la cual el Complejo Acatlán cabalga al Xolapa; mientras que en otros sitios no se puede ver el contacto directamente porque en el límite están emplazados batolitos graníticos terciarios.

Ortega-Gutiérrez y Corona-Esquivel (1986) estudiaron el contacto entre el Complejo Xolapa y el Complejo Daxaqueño, encontraron, a la altura de Huatulco, la presencia de un cinturón milonítico que forma una curva convexa a la costa. En este contacto, al igual que con el Acatlán, existen intrusiones graníticas que oscurecen la naturaleza del contacto; concluyeron, sin embargo, que en esa región el Complejo Xolapa se encuentra cabalgando sobre el Complejo Daxaqueño o verticalmente junto a éste.

Litología

Según de Cserna (1965), el Complejo Xolapa está compuesto principalmente por rocas metasedimentarias, metaígneas, migmatitas y mármol, con algunos plutones y diques sin deformar. Este complejo tiene la extensión superficial más amplia en el sur de México y de él solo se han hecho estudios litológicos en regiones aisladas.

De Cserna (1965), al norte del poblado Xaltianguís encontró esquisto de biotita atravesado por pegmatitas, y al sur gneis de biotita con diques de diabasa cortando estas unidades en toda la secuencia. En La Venta, Gro. describió gneis con cuerpos lenticulares de sillimanita-cordierita y corindón y en El Treinta mármol cipolino. Cerca del puente El Veintiuno observó migmatitas que pasan gradualmente a un granito gneisico, con algunos horizontes de milonitas.

Ortega-Gutierrez (1981) reportó las siguientes unidades en el tramo Tierra Colorada- Ayutla-San Marcos: ortogneis granítico, migmatita bandeada, metasedimentos pelíticos de sillimanita-cordierita-rutilo-biotita y una intrusión gabroide. Entre Pinotepa Nacional y Putla, migmatitas. De Puerto Escondido a Puerto Angel gneis y plutones sin deformar, de composición granítica-diorítica. De Puerto Angel a Pochutla migmatita rica en calcio, gneis bandeado, esquisto de biotita, mármol y una intrusión granitoide.

Edad

Un problema constante en el estudio del Complejo Xolapa es el desconocimiento preciso de su edad, a pesar de que se han realizado diversos estudios para determinarla.

Las edades obtenidas dentro del terreno que ocupa el Complejo Xolapa se resumen en la Tabla I, donde se observa que la mayoría pertenece a los troncos de Xaltianguis, El Ocotito y Acapulco, éstos, aunque no forman parte del Complejo Xolapa, pueden darnos una idea de su edad mínima con sus edades que varían del Albiano (de Cserna, 1974a) al Oligoceno (Guerrero, 1978). Sus rocas metamórficas que han sido fechadas radiométricamente tienen edades del Cámbrico al Oligoceno (de Cserna, 1962 y 1974a) Ortega-Gutierrez (1981) señaló que aunque las edades radiométricas obtenidas para este complejo son muy variables, por inferencias geológicas otros autores (Kessler y Heath, 1970) le han asignado una edad precámbrica o paleozoica; él le atribuye una edad mesozoica con base en su propia interpretación tectónica.

TECNICAS EMPLEADAS

El estudio geológico se realizó utilizando como base parte de la Hoja Topográfica Tierra Colorada E14C48 editada por el INEGI a escala 1:50,000, amplificada para este trabajo a escala 1:10,000.

En el campo se recogieron mas de 50 muestras de roca, se tomaron datos estructurales de la foliación, lineación de los diques, de los cuales se hizo un estudio estadístico.

Tabla I. EDADES REGISTRADAS EN EL COMPLEJO XOLAPA

AIOS	AUTOR	METODO	ROCA	LOCALIDAD	EDAD
1950	Larsen y otros	Pb- α	Igneo intrusivo	Ocotito Xaltianguis Acapulco	96 \pm 10 m.a. 97 \pm 10 m.a. 98 \pm 10 m.a.
1962	De Cserna <i>et al</i>	K-Ar	Esquisto Gneis	Km 34.3 carre- tera Mx-Ac La Venta	37 \pm 2 m.a. 43 \pm 7 m.a.
1962	De Cserna	Pb- α	Esquisto de biotita y cuarcita	N de Xaltian- guis	37 \pm 2 m.a.
1965	Fries y Rincón- Orta	Rb-Sr	Igneo intrusivo	Acapulco	Edad máxima 80 m.a.
1970	Kesler y Heath	Evidencias estructurales			Precámbrico
1974a	De Cserna <i>et al</i>	Pb- α	Pegmatita deformada Igneo intrusivo Monzonita de Qz.	4Km del Pte. Papagayo Xaltianguis Acapulco Huatulco	80 \pm 8 m.a. 90 \pm 9 m.a. 100 \pm 10 m.a. 97 \pm 10 m.a.
1974b	De Cserna <i>et al</i>	Pb- α	Granodiorita sódica Granito gneisico Gneis micaceo	El Veintiuno Rio Aguacatillo	290 \pm 29m.a. 345 \pm 35 m.a. 530 \pm 50 m.a.
1978	Guerrero-García	Rb-Sr	Igneo intrusivo Metasedimentos	Acapulco Xaltianguis Ocotito	48 m.a. 31.5 \pm .3m.a. 36.6 \pm 2 m.a. 195 \pm 44 m.a.
1984	Lopez Infanzón y Grajales M.	K-Ar	Igneo intrusivo Ultimo calenta- miento	Acapulco Xaltianguis Ocotito	50-27 m.a. 22-24 m.a.

Se hizo el estudio petrográfico de más de 40 láminas delgadas, incluyendo análisis mineralógicos modales y texturales, y se elaboraron tablas, gráficas y figuras petrológicas con los datos obtenidos. Con el fin de descifrar el origen primario de una de las unidades más característica del Complejo Xolapa en su sección tipo, se envió una muestra representativa para análisis químico de elementos mayores

OBJETIVOS DEL ESTUDIO

Los objetivos de este estudio fueron: 1. Realizar la cartografía a semidetalle (escala 1:10,000) del área que comprende la Barranca de Xolapa, que corresponde a la localidad tipo del Complejo Xolapa, 2. Diferenciar las unidades litológicas que la conforman, 3. Describir las características petrográficas de cada unidad, 4. Determinar el origen de las rocas metamórficas y su grado metamórfico y 5. Discutir sus características dentro de su contexto regional, como localidad tipo de un complejo cristalino.

TABLA II. Unidades litológicas de la localidad tipo del Complejo Xolapa

DIQUES MAFICOS

Diques tabulares de diabasa andesítica y un cuerpo irregular de diorita.

DIQUES FELSICOS

Diquestratos de traquita, sienita de cuarzo y riolita

GRANITO PEGMATITICO DEFORMADO

Rocas graníticas con facies pegmatíticas y aplíticas. Contienen cuarzo, feldspatos, biotita, muscovita y granate.

METAGRANITO

Está compuesto por un ortogneis de composición granítica, con vestigios de estructura ígnea y tamaño del grano grueso, y un gneis granítico con tamaño del grano de fino a medio.

GNEIS GRANODIORITICO

Roca foliada de composición granodiorítica con biotita, de color gris claro.

ESQUISTO DE BIOTITA

Esquisto plisado de cuarzo, feldspato y biotita cloritizada.

ESQUISTO PELITICO

Comprende dos tipos de esquistos ricos en biotita: uno con porfidoblastos de estaurocita y almandino "equisto pelítico de estaurocita", y el otro con porfidoblastos de cordierita "equisto pelítico de cordierita".

ANFIBOLITAS

Esta unidad consiste de anfibolitas, esquistos y gneises de hornblenda.

DESCRIPCIONES DE CAMPO

ANFIBOLITA

Esta unidad aflora en toda el área cartografiada. Al sureste del poblado Xolapa se presenta como un cuerpo de 500 m de espesor aparente, y al suroeste en cuerpos lenticulares de 10 a 250 cm de espesor o como pequeños mantos de hasta 200 m, rodeados por el granito pegmatítico.

Su contacto con el gneis granodiorítico es abrupto e irregular, puede ser paralelo u oblicuo con respecto a la foliación (Foto 1); también se observaron interdigitaciones y cambios graduales (?) entre estas dos unidades. Las relaciones estructurales de campo son complejas, pues en ocasiones el gneis granodiorítico sobreyace estructuralmente a la anfibolita, y en otras lo subyace.

El esquistito de biotita se encuentra rodeado por la anfibolita, su contacto es transicional (Fig. 9, localidad 9).

El contacto de la anfibolita con el esquistito pelítico de estauroлита es cortante y paralelo a la foliación (Fig. 9, localidad 19). Dentro del esquistito pelítico hay una pequeña vetilla deformada con hornblenda.

La anfibolita tiene un contacto estructuralmente discordante con el ortogneis; de éste se desprenden pequeños diques que intrusionan a la anfibolita. El contacto es brusco y paralelo a la foliación.



Foto 1. Contacto irregular entre el gneis granodiorítico (Gng) y la anfibolita(Anf). Dirección de foliación (↗)

FALLA DE ORIGEN

Dentro de las anfibiolitas se incluyó un dique máfico (diabasa ?) metamorfoseado, localizado cerca del Paraje de Zorra (Fig. 5, localidad 26, Foto 2), éste fue el único cuerpo claramente ígneo asociado con las anfibiolitas.

La unidad está formada por anfibolita sensu stricto y gneis y esquisto de hornblenda. Su color es verde grisáceo en superficie fresca. La textura que presenta es generalmente esquistosa, aunque a veces es gneílica; cerca del Paraje La Zorra los cristales de hornblenda están orientados al azar cortando la foliación (Foto 3), mientras que localmente se le encuentran definiendo una lineación. Muy frecuentemente se encuentran bandas formadas por segregación metamórfica, compuestas por minerales leucocráticos o melanocráticos, a veces rodeadas por hornblenda o plagioclasa respectivamente.

En la Foto 4 se puede observar la diferencia entre las segregaciones metamórficas y las de origen primario. En las primeras se puede apreciar la separación de minerales claros (cuarzo y feldespatos) en pequeñas capas paralelas a la foliación, mientras que las segundas están representadas por la banda plegada isoclinalmente con su plano axial paralelo a la foliación. Se presume que esta banda tuvo una composición más ácida desde su formación primaria, que al ser afectada por una deformación tectónica y tener mayor competencia, se plegó en vez de desarrollar una foliación como el resto de la roca.

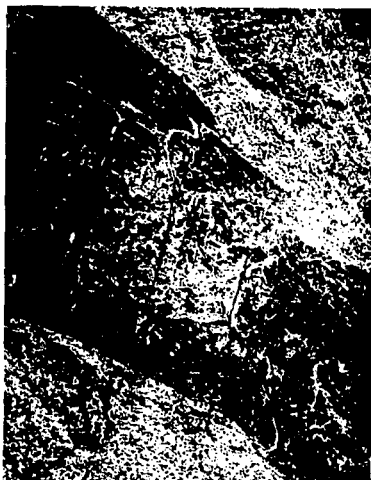


Foto 2. Dique intrusivo de diabasa (?) metamorfoseado. Nótese la vetilla de cuarzo plegada.

FALLA DE ORIGIN



Foto 3. Esquisto de hornblendas mostrando una superficie donde los cristales de anfíbois se encuentran orientados al azar.

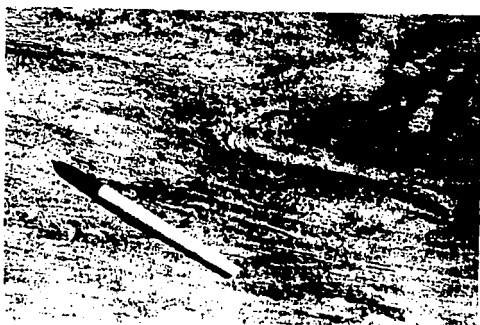


Foto 4. Diferencias composicionales en la anfíbolita. El cuerpo alargado, rico en material leucocrático, plegado isoclinalmente con plano axial paralelo a la foliación es de origen primario (SP); también se observa bandas de segregación metamórfica (SM) formadas en la misma dirección de la foliación.

La granularidad varía de fina a media de un afloramiento a otro. Donde el tamaño el grano es mayor que 2 mm, se pueden observar bandas composicionales de asociaciones minerales simples intercaladas.

La composición mineral dentro de esta unidad es variable y consiste en plagioclasa-hornblenda-cuarzo-biotita, hornblenda-plagioclasa-cuarzo-epidota y hornblenda-plagioclasa-cuarzo.

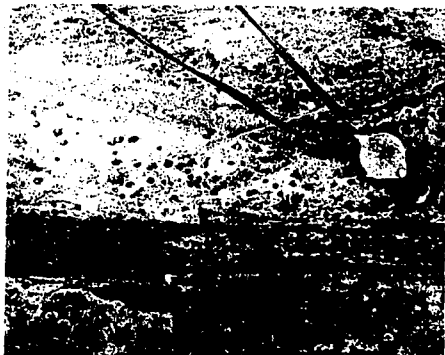
En esta última se observó con granate (Fig. 9, localidad 27).

ESQUISTO PELITICO

El esquistos pelítico es micáceo y granatífero, se localiza únicamente en dos sitios: el primero entre El Reparito y El Salitre (Fig. 9, localidad 28), consta de tres cuerpos alargados paralelos a la foliación, rodeados por granito y en contacto paralelo con la anfibolita. El esquistos en este lugar presenta porfidoblastos de 3 a 20 mm de diámetro de estauroлита y almandino (Foto 5). Los planos de esquistosidad están muy marcados y la biotita, concentrada en pequeñas capas, permite observar un microplegamiento. El tamaño del grano no es uniforme en todo el afloramiento.

En el segundo sitio, localizado en El Paraje de Zorra (Fig. 9, localidad 23), el esquistos pelítico forma un cuerpo lenticular de 10 m de espesor, limitado por dos diques de diabasa; en el contacto hay cloritización y epidotización, además se interdigita con el gneis granítico. Aquí los porfidoblastos son de cordierita, muy numerosos y de 1 a 2 mm de diámetro.

Foto 5. Esquisto pelítico de estaurolita con porfidoblastos de almandino numerosos.



FALLA 77

En ambos lugares el esquisto pelítico es de color gris-morado en roca fresca y al intemperizarse adquiere tonalidades doradas. Esta unidad se consideró pelítica por sus paragénesis minerales estauroлита-almándino-biotita y cordierita-almándino-biotita, que son características de esta clase química rica en alúmina.

ESQUISTO DE BIOTITA

El esquisto de biotita forma un afloramiento de 3 m de espesor (Fig.9, localidad 9), en contacto transicional con la anfibolita en sus dos extremos. Está compuesto por pequeñas capas intercaladas de cuarzo, plagioclasa y clorita. Se observó en el microscopio que la clorita se formó por retrogresión de la biotita, por eso se prefirió utilizar en el nombre a la biotita. Es de color gris verduzco en superficie fresca, al intemperizarse su color cambia a café-café rojizo; el tamaño del grano es menor que 1 mm y, al igual que con el esquisto pelítico y por ser estas rocas menos competentes, presentan microplegamiento, en este caso formando "kink bands".

Se diferenció del gneis granodiorítico en su textura, de la anfibolita por la ausencia de hornblenda y del esquisto pelítico por la falta de porfidoblastos y la menor abundancia de la mica.

GNÆIS GRANODIORÍTICO

Esta unidad ocurre en lentes de 10 a 200 cm de espesor al suroeste del poblado Xolapa rodeados por el granito y en dos mantos de 500 m de espesor aproximadamente, cerca de los poblados Xolapa y Paraje de Zorra.

Sus relaciones de contacto observadas son con la anfibolita y con el granito pegmatítico deformado. Cerca de Xolapa se puede observar como las vetillas de pegmatita y aplita, que intrusionan al gneis granodiorítico, aumentan de tamaño y número al aproximarse al poblado, hasta constituirse en un cuerpo irregular de composición granítica (granito pegmatítico deformado).

El gneis granodiorítico está compuesto esencialmente de cuarzo, plagioclasa y biotita. Su color varía de gris claro a gris, dependiendo del tamaño del grano, mientras menor sea más oscura será. Como la anfibolita, también forma bandas composicionales. En algunos sitios presenta una fábrica anisotrópica, formada por agregados minerales en forma de pequeños lentes, en los que el contenido de máficos es mayor que en la roca huésped (Foto 6). Si bien estas segregaciones son diferentes a las de las anfibolitas (Foto 4), es difícil determinar a que tipo de estructura corresponde, si a una segregación metamórfica o a una de tipo "schlieren".

METAGRANITO

Esta unidad está compuesta por un ortogneis y un gneis granítico, aparece únicamente en los primeros dos kilómetros del área cartografiada (Fig. 9, localidades 1 a 6). El ortogneis y el gneis granítico se intercalan con espaciamientos que varían de los 30 cm a los 300 m; ambos están afectados por pequeñas vetillas de pegmatita y aplita que pueden estar rectas o plegadas. También está intrusionada por los diques de diabasa, traquita, sienita de cuarzo y diorita. El rumbo de la foliación es casi constante con $N30^{\circ}W$ y 50° de inclinación al SW.



Foto 6. segregaciones minerales presentes en el gneis granodiorítico.

FALLA EN GNEIS

El ortogneis es una roca homogénea en el afloramiento, de color claro, textura gneisica con una foliación apenas perceptible. Es equigranular con un tamaño del grano de 3 mm; está compuesto por cuarzo, plagioclasa, feldespatos potásicos, biotita y allanita.

El gneis granítico es de grano mas fino, de composición granítica también, pero con una foliación muy marcada. Su contacto con el ortogneis es generalmente paralelo a la foliación y puede ser abrupto o gradual.

Algunas vetillas de aplita, al atravesar del ortogneis al gneis granítico, se desplazan dextralmente y vuelven a salir rectas en el ortogneis (Foto 7); esto y los contactos entre ellos, sugieren que el gneis granítico es una expresión del ortogneis en zonas donde sufrió mayor deformación. Aunque hay que aclarar que no siempre se desplazan las vetillas, y que la hipótesis de que provienen del mismo protolito tendrá que verificarse petrograficamente.

GRANITO PEGMATITICO DEFORMADO

El granito ocupa mas del 60 % del Área estudiada y mas del 80 % al suroeste del poblado Xolapa. El granito sustituye gran parte de la secuencia metamórfica y contiene, en forma de cuerpos lenticulares (inclusiones), a todas las rocas metamórficas descritas anteriormente, a excepción del esquisto de biotita y del metagranito; está intrusionado por todas las rocas no metamorfoseadas. Una parte importante de esta unidad son las vetillas y vetas de pegmatitas y aplitas que se desprenden del granito que ya se han mencionado.

Foto 7. Ventilla de aplita con un desplazamiento dextral al pasar del ortogneis (Ort) al gneis granítico (Gg).



FALLA DE CERRA

Donde las vetillas atraviesan a las rocas metamórficas perpendicularmente a la foliación, presentan plegamiento ptigmático e isoclinal con sus planos axiales paralelos a la foliación (Foto B), y cuando están paralelas presentan boudinage. Dentro del ortogneis donde no está tan marcada la deformación, las vetas, en general, son más rectas y casi no presentan plegamientos; hay vetas de aplita que no solamente están rectas sino que fueron emplazadas posteriormente a un rompimiento mecánico, donde había sido desplazada anteriormente una pegmatita. En general las aplitas atraviesan a las pegmatitas. Tanto el granito pegmatítico deformado como sus facies pegmatíticas y aplíticas están compuestos por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, muscovita, biotita y granate. Es de color muy claro, casi blanco, con tonalidades rosas en donde abunda el feldespato potásico como megacrístales, o verdes por una epidotización posterior. El tamaño del grano varia de 2 mm hasta 3 cm. Es isotrópico, pero presenta una débil foliación cerca de El Salitre donde el tamaño del grano es más fino.

DIQUES FELSICOS

Estas rocas intrusivas posttectónicas se observaron solamente en la mitad nororiental de la región estudiada. La unidad consiste en una docena de diques, principalmente diquestratos, que varían en espesor desde algunos metros, hasta 100 m. Su orientación general es NW-SE. Consta de traquitas, sienitas de cuarzo y riolitas.



Foto 8. Vetas de pegmatita y apatita formando pliegues ptigmáticos con planos axiales paralelos a la foliación.

FALLA DE ORIGEN

La traquita es un cuerpo igneo hipabisal, porfídico, de color gris claro en roca fresca y café rojizo al intemperizarse; la matriz es criptocrystalina y contiene fenocristales de feldespatos de hasta 4 mm de longitud. Generalmente se le encuentra como un diquestrato paralelo a la foliación. Está afectada por un arte diaclasamiento en forma de cuadrícula.

Si bien hay numerosos diques en la secuencia, no se observó que se cruzaran los traquíticos con otros cuerpos intrusivos. En el contacto con la diabasa las diaclasas contienen epidota proveniente del intrusivo máfico, por lo que se piensa que la traquita es anterior. Con la sienita no está en contacto, ya que entre ellas está un dique de diabasa, como es el caso al sur del poblado Xolapa.

La sienita de cuarzo ocurre entre el Puente Papagayo y el poblado El Chorro; se presenta como un diquestrato paralelo a la foliación y se diferencia de la traquita por el tamaño del grano y la composición mineralógica. Tiene bordes de enfriamiento y en el contacto con la diabasa la sienita presenta pequeñas intrusiones del dique máfico. Corta a todas las unidades metamórficas, pero no hay datos para correlacionarla con las igneas, a excepción de la diabasa que es más joven que ella.

La riolita se presenta en tres diques tabulares de pocos metros de espesor y en cuerpos irregulares pequeños. En estos últimos se observan líneas de flujo paralelas al contacto con el granito; la riolita no se presenta como diquestrato; sus afloramientos ocurren entre El Chorro y El Salitre.

DIQUES MAFICOS

Esta unidad está distribuida en toda el Área cartografiada, está representada por numerosos diques tabulares de diabasa andesítica y por un cuerpo de diorita.

La diorita consiste en un solo cuerpo intermedio que aflora sobre la carretera 1.5 km al poniente del Puente Papagayo; parece ser un cuerpo irregular de varias decenas de metros de espesor que se extiende hacia el norte. No se pudo apreciar su contacto con el metagranito. Su textura es holocristalina, donde los minerales máficos que contiene la roca en un 50 % son de 5 mm, mientras que los fésicos, la plagioclasa es de menor tamaño y mide de 1 a 2 mm; además se observan algunos sulfuros diseminados en la roca.

La diabasa andesítica es una roca ígnea hipabisal de color gris oscuro, afanítica. Hay más de 35 diques distribuidos en toda la secuencia; su espesor varía de 30 a 200 cm. Estos diques atraviesan a todas las rocas metamórficas, pero no a los diques fésicos; muchos de ellos se encuentran en el contacto entre éstos y el granito pegmatítico u otra unidad; en este caso el contacto fue la zona de debilidad que encontraron para emplazarse. Presentan muy pocas diaclasas y tienen una orientación preferencial WNW. Presenta bordes de enfriamiento, lo que hace suponer que su emplazamiento fue somero. Es la unidad más joven de toda las descritas.

P E T R O G R A F I A

ANFIBOLITAS

Dentro del grupo de las anfibolitas se describen cuatro tipos de roca que se consideran los más representativos de esta unidad. Corresponden a dos esquistos de hornblenda, una anfibolita, y un gneis de hornblenda. Los esquistos de hornblenda son de color gris oscuro por la gran cantidad de biotita que contienen, la anfibolita tiene esquistosidad muy marcada y la plagioclasa+hornblenda ocupan mas del 75 % en el análisis modal (Tabla III).

El gneis de hornblenda tiene como característica principal que en un plano las anfibolas están orientadas al azar, no contiene biotita y la plagioclasa y la hornblenda ocupan un 50 % del volumen total. Las proporciones modales de las cuatro muestras se incluyen en la Tabla III.

Nota. Las letras que están entre paréntesis corresponden a muestras ilustradas en la Figura 2 y 4 y en la Tabla III.

Esquisto de plagioclasa y hornblenda (EPH-1). Está compuesta de la siguiente asociación mineralógica: plagioclasa, hornblenda, cuarzo, biotita, zircón, esfena y apatita.

La plagioclasa se presenta en cristales xenomórficos de 0.4mm de diámetro aproximadamente. Si presenta macia es polisintética de tipo albita y albita y Carlsbad -albita combinada, en algunos granos deformada y con extinción irregular. Contiene numerosas inclusiones de zircón redondo (detritico ?) y algunas de apatita. La composición de la plagioclasa estimada por el método de Michel-Lévy queda en el rango de la andesina.

TABLA III. Modas de Anfibolitas

	EPH-1	EBH	GH	AN-1
Cuarzo	18.00	11.97	25.93	16.47
Horblenda	29.00	11.11	25.47	37.91
Feldespatos	31.20	32.10	22.52	40.17
Biotita	15.00	39.27		
Epidota		2.12	12.60	
Clinzoisita			5.98	
Clinopiroxeno			4.02	
Zircón	5.2	2.19	3.48	
Apatito	0.8	0.76		
Esfena	0.8	0.48		1.47
Clorita				3.41
Min. opacos				0.15
	100.00%	100.00%	100.00%	100.00%

Más de 2500 puntos contados en cada caso.

Se encontraron cristales de microclina identificados por su gemelación albita y periclina combinada (también deformada) y por su índice de refracción menor que el bálamo. Sus cristales, igual que los de plagioclasa, están alargados conforme al patrón de foliación.

La hornblenda tiene un color verde-verde azulado con fuerte pleocroísmo, los cristales son idioblásticos o hipidioblásticos, con su mayor elongación paralela a la foliación. Con la biotita forma bandas composicionales que alternan con las de feldespato y cuarzo. Se encuentra en contacto estable con la biotita, esfena y plagioclasa. Contiene inclusiones de cuarzo y su tamaño casi uniforme llega a alcanzar 1 mm de largo.

El cuarzo se presenta en cristales suturados xenoblásticos, algunos alargados, su extinción es ondulante y sus pocas inclusiones son de apatita principalmente.

La biotita es de color café castaño con fuerte pleocroísmo, tabular y alcanza más de un milímetro de longitud, está completamente fresca. Las bandas compuestas de biotita están débilmente plisadas.

El zircón se encuentra en pequeños cristales (de 0.01 a 0.05 mm de diámetro) su forma es redonda o alargada, se identificaron por su alto relieve y su fuerte birrefringencia. En el análisis modal, basado en más de 3500 puntos contados alcanzó el 5% del total (Tabla III).

Esquisto de biotita y hornblenda (EBH). En sección delgada este ejemplar muestra una textura lepidoblástica, ligeramente porfidoblástica, consiste esencialmente en biotita, plagioclasa, cuarzo y hornblenda; el feldespato potásico, esfena, epidota, zircón y apatita son minerales accesorios.

La biotita es muy abundante, se presenta sin alteraciones, es de color café castaño; se encuentra junto con el cuarzo y la plagioclasa rodeando burdamente a los porfidoblastos de hornblenda. A la biotita se le observa en contacto con equilibrio textural con la hornblenda, epidota, esfena, cuarzo y los feldespatos.

La plagioclasa corresponde al rango de la andesina, contiene inclusiones de epidota y zircón, su extinción es irregular y aparentemente presenta zoneamiento composicional oscilatorio.

El cuarzo contiene abundantes zircones. En un solo grano de cuarzo de 0.44 mm de diámetro, se observaron hasta siete 7 inclusiones de zircón.

La hornblenda tiene textura poiquiloblástica con numerosas inclusiones de cuarzo y epidota, alcanza hasta 2 mm de longitud, su color es verde bandera y en algunos cristales sus colores de interferencia son anómalos.

El feldespato potásico presenta gemelación según las leyes de Carlsbad y albita-periclina combinada, su extinción es irregular y difusa.

La esfena se presenta en pequeños cristales rómicos (de 0.05 mm de largo en promedio), o en racimos de granos en forma de gota.

La epidota casi incolora, se presenta en cristales xenoblásticos. El zircón, aunque no tan abundante como en otras partes, también se interpretó como detrítico por su forma subarredondeada.

Gneis de hornblenda (GH). Al microscopio sus minerales más importantes son el cuarzo, hornblenda, plagioclasa y clinopiroxena; los minerales accesorios más comunes son el feldespato potásico, epidota, clinozoisita y zircón.

El cuarzo se presenta en cristales xenoblásticos, suturados y con extinción ondulante, sus inclusiones son de zircón y de apatita.

La hornblenda tiene un color verde pasto pardo, con fuerte pleocroísmo, es poiquiloblástica y puede presentarse en forma euhedral o subhedral. Es casi cuatro veces más grande que el resto de los minerales, por lo que se le considera como porfidoblástica. Tiene inclusiones de cuarzo, zircón, epidota y clinozoisita; algunos de los límites de la epidota y la clinozoisita con la hornblenda son inestables.

La plagioclasa está débilmente maclada con el tipo albita ó periclina, en algunos casos está encerrada (Irving et al., 1965), los granos son xenoblásticos, alargados y en algunas zonas está muy alterada, su composición corresponde a la de la oligoclasa.

TABLA IV. ANALISIS QUIMICO DEL GNEIS DE HORNBLENDA.

Análisis Químico.		Norma CIPW
Muestra GH	%	
SiO ₂	57.94%	Ap 0.37
TiO ₂	.78	Il 1.49
Al ₂ O ₃	14.21%	Mt 4.54
Fe ₂ O ₃	3.12%	Or 26.11
FeO	3.97%	Ab 15.18
MnO	.10%	An 17.75
MgO	2.40%	Di 20.77
CaO	9.86%	Qz 11.31
Na ₂ O	1.79%	Wo 2.47
K ₂ O	4.41%	
P ₂ O ₅	.17%	
SO ₃	0.00%	
CO ₂	0.00%	
H ₂ O ⁺	1.02%	
H ₂ O ⁻	.06%	
TOTAL	99.83%	100.00

la clinopiroxena es incolora y sin pleocroísmo, sus colores de interferencia son del primer orden, tien 0.4 mm de tamaño en promedio, en algunos cristales presenta abundantes inclusiones de zircón , epidota y clinozoisita, sus límites con la hornblenda son estables, mientras que con la epidota son difusos.

Los cristales de feldespato potásico son alargados, anhedrales, su macla albita-periclina combinada tiene extinción irregular y es muy tenue, se clasificó como microclina. Los cristales de zircón tienen un diámetro menor a 0.05 mm, y generalmente están redondeados. La epidota y la clinozoisita son muy abundantes en esta roca, se les encontró reaccionando con la hornblenda y como minerales secundarios; se presentan en pequeños grános irregulares con un tamaño aproximado de 0.05 mm, están distribuidos en toda la roca, concentrándose en algunas franjas paralelas a la dirección de foliación.

Anfibolita (AN-1). Este ejemplar de anfibolita está compuesto esencialmente de plagioclasa y hornblenda, ocupando más del 75% en el análisis modal (Tabla III), los minerales menos abundantes son el cuarzo y la esfena y como secundarios están clorita, calcita y minerales opacos.

La hornblenda tiene un color verde-verde parduzco, textura poiquiloblástica y está parcialmente alterada por retrogresión a clorita, calcita y hematita.

La plagioclasa está muy sericitizada, lo que permitió diferenciarla fácilmente de los granos de cuarzo. Estos, de forma ovalada, componen un mosaico suturado de subcristales que se desarrollaron posiblemente de un grano detrítico. La plagioclasa tiene la composición de la oligoclasa.

La esfera en cristales xenoblásticos contiene rutilo, ilmenita y leucoxeno como inclusiones.

ESQUISTO PELÍTICO

Esquisto pelítico de estauroлита. Esta roca tiene una textura porfidoblástica, sus componentes son biotita, cuarzo, plagioclasa, muscovita, rutilo e ilmenita. Los porfidoblastos son de estauroлита y almandino.

La biotita es de color café rojizo con hábito hojoso, cuando forma largas hileras se encuentran plisadas; en secciones donde hay porfidoblastos, los contornos de la biotita son difusos y en algunos contactos con el granate, su relación es inestable.

La plagioclasa tiene maclas acuñadas (similares a las del tipo periclina) deformadas y presenta zoneamiento oscilatorio; varía en tamaño de 0.1 a 0.4 mm, dependiendo del lugar donde se obtuvo la muestra.

La muscovita está asociada a la biotita, pero en las láminas donde hay porfidoblastos no está presente.

Como minerales accesorios se presentan el rutilo y la ilmenita. El primero forma pequeños granos xenocrífcos o tabulares. La ilmenita en algunas láminas está diseminada, pero siguiendo el patrón de foliación; ambos se encuentran dentro del granate.

Dentro de este esquisto se localizó un cristal de color neutro (casi incoloro), sin pleocroismo, de color de interferencia azul del segundo orden, con extinción recta, que se identificó como sillimanita (Foto 9); pequeños cristales en forma de agujas con secciones transversales rómbicas circundan a la biotita, éstas podrían pertenecer a una variedad de la sillimanita llamada "fibrolita".

Porfidoblastos.- El granate tiene dimensiones muy variables y llega a alcanzar más de 6 mm. En general, son idioblásticos en forma de hexágono, sus inclusiones son de cuarzo principalmente, en algunos casos llegan a ser tan numerosas que el granate pierde su forma y en otros las inclusiones están alineadas (Foto 10). En los metacristales más grandes los minerales que los rodean (cuarzo, plagioclasa y biotita) tienden a orientarse paralelos a las orillas del hexágono.

La estauroлита es poikiloblástica de color amarillo oro fuertemente pleocroica (Foto 11), de hasta 1 cm en su máxima dimensión.

Esquisto pelítico de cordierita. La foliación de esta roca está determinada por cristales alargados de cuarzo, feldespatos y láminas de biotita rodeando los porfidoblastos de cordierita; en algunos sitios exhibe alineamientos que atraviesan a la foliación y son evidencia de una deformación posterior.



Foto 9. Fotomicrografía de un cristal de zillimanita, observese su extinción recta y su crucero. Luz polarizada.

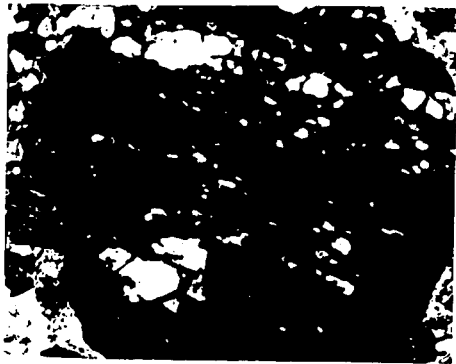


Foto 10. Fotomicrografía de un cristal de almandino, sus inclusiones de cuarzo están orientados paralelamente a la foliación.

FALLA DE ORIGEN



Foto 11. Fotomicrografía de la estauroлита poiquiloblástica (st).
La roliación está formada por minerales alargados de cuarzo, plagioclasa y biotita. Luz natural.

FALLA DE CERRILLO

La cordierita es xenoblástica, en granos alargados, tiene numerosas inclusiones de cuarzo, plagioclasa, opacos, biotita y granate, orientadas paralelamente a la foliación. Por la gran cantidad de inclusiones que tiene, a su textura poiquiloblástica se le da el nombre de "textura sieve" (Mason, 1978, pag. 65). La cordierita presenta macla polisintética irregular y mal definida, su extinción es ondulante, es biáxica, su alteración es "pinitica" (típica de la cordierita) a lo largo de microfracturas, y tiene un índice de refracción menor al de la plagioclasa.

La biotita es de color rojo castaño con contornos difusos, en algunas partes está cloritizada, no se observó que tuviera una relación inestable con la cordierita.

El cuarzo, presente en la matriz, está en cristales alargados (con una relación 5:1), divididos por suturas en subcristales. Dentro de la cordierita es de las inclusiones más numerosas y tiene una forma semicircular.

La plagioclasa está casi completamente sericitizada, presenta maclas muy raras veces y su índice de refracción es ligeramente mayor que el del bálamo.

El granate está casi invariablemente dentro de la cordierita, es idioblástico con tamaño muy uniforme entre 0.08 y 0.1 mm, sus inclusiones no se pudieron identificar.

ESQUISTO DE BIOTITA

Está compuesto por plagioclasa (38%), cuarzo (35%) y biotita (26%), formando argostas bandas composicionales producto de una diferenciación metamórfica; el 2% restante lo ocupan la epidota, turmalina, apatito y hematita. Como minerales secundarios están la clorita y la sericita (sausrita?).

La plagioclasa, de composición An₂₀, presenta maclas del tipo albita y periclina tiene textura granoblástica, está alterada a sausrita o sericita, sus granos están alargados y su tamaño varía de 0.5 a 1 mm de longitud.

El cuarzo está en granos ovalados (divididos en subcristales) o formando largas capas, tiene inclusiones muy pequeñas (menores que 0.05 mm) circulares o aciculares de zircón.

La biotita está completamente alterada a clorita y leucoxeno, pero se observaron vestigios de biotita en la clorita que sobrevivieron a la retrogresión. Su hábito tabular paralelo define la foliación; aunque a nivel de afloramiento se puede observar un microplegamiento, en sección delgada no se alcanza a distinguir.

La epidota es de color amarillo claro xenoblástica, está rodeada por la clorita o asociada a ella, su contacto es inestable.

La turmalina tiene fuerte pleocroísmo de verde bandera a marrón claro con colores de interferencia anómalos, es idioblástica ganándole espacio al cuarzo, plagioclasa y biotita, acorde con la serie cristaloblástica (Pest, 1982, pag. 358).

GNEIS GRANODIORITICO

El gneis granodiorítico tiene una textura granoblástica equigranular (0.5 mm), está compuesto esencialmente de cuarzo, plagioclasa y biotita, al microscopio no se observa la foliación.

La plagioclasa tiene una composición An18 (oligoclasa), sus maclas (albita-albita-Carlsbad combinada, albita-periclina) son de origen ígneo, ya que la macla las plagioclasas formadas o recristalizadas por procesos metamórficos es simple o está ausente (Heinrich, 1965, pag. 351). En algunos ejemplares se encontró un poco de feldespató potásico .

El cuarzo es xenoblástico y en general es intergranular.

La biotita es de color café, algunos cristales están internamente plisados, tiene alteración incipiente a clorita y hay muscovita en algunos de los márgenes de la biotita .

La apatita es idiomórfica, con formas hexagonales o primáticas. El zircón es euhedral o subhedral. Tanto la apatita como el zircón miden menos que 0.05 mm y no ocupan juntos más del 1% del área total de la sección delgada.

En algunos afloramientos, en especial los que se encuentran junto a la anfibolita contienen poiquiloblastos de anfibola sódica de color verde oscuro, asociada a la epidota y a la esfena.

METAGRANITO

Ortogneis . Tiene una textura granoblástica inequigranular. Una de las muestras dió una composición de cuarzo (39%), feldespato potásico (30%), plagioclasa (25%), biotita (5%) y el 1% restante lo ocupan zircón, apatita, esfena, hematita, epidota y allanita.

El cuarzo, aunque ocupa gran parte de la roca, no se encuentra en granos definidos, sino en forma intergranular.

En el feldespato potásico, las perfitas, aunque apenas son perceptibles, son muy abundantes con tienen extinción ondulante y sus límites son irregulares. En algunas márgenes hay parches de granos muy finos de la misma composición (textura de mortero).

La plagioclasa mide hasta más de 2 mm, presenta maclas combinadas, algunas deformadas y zoneamiento composicional (Foto 12). Su textura es granoblástica y su composición es de oligoclasa.

La allanita es de color café con fracturas oscuras, su forma es euhedral, en sus márgenes hay epidota. La epidota también está asociada a la biotita y rellenando una microfalia.

La forma del zircón y la apatita es euhedral o subhedral.

Gneis granítico. Tiene la misma composición que el ortogneis. Sus diferencias son texturales, el tamaño del grano es menor (0.2 a 0.5 mm). Los granos del cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico están alargados definiendo la foliación, la biotita está plisada y llega a presentar "kinks" y está cloritizada. La cantidad de microclina es mayor.



Foto 12. Fotomicrografia de una plagioclasa con zoneamiento composicional en el ortogneis. Luz polarizada.

FALLA DE ...

En las secciones delgadas donde el grano es más fino, los límites de los granos de los minerales esenciales son muy irregulares (saturados) y están deformados internamente, manifestándose por su extinción ondulante. También en esta roca se observan microfallas con desplazamientos de 0.5 mm como máximo.

GRANITO PEGMATÍTICO DEFORMADO

El granito gneisico está compuesto esencialmente de plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo, muscovita y biotita, con escasos cristales de granate.

Es una roca ígnea intrusiva deformada, con una textura holocristalina equigranular, de grano grueso y composición granítica; al microscopio los signos de deformación que se hallaron son: el cuarzo está saturado y tiene extinción ondulante, la plagioclasa que generalmente es tabular, presenta a lo largo de sus cristales pequeños granos con una subestructura de mosaico (parecida a la textura de mortero). En algunas secciones los feldespatos no son tabulares, perdiendo su forma ígnea por la deformación.

En una muestra de este granito se observó que el granate está fracturado, sus bordes están angulares y otros muy redondeados. En esta muestra, el cuarzo no alcanza el 5 % del área total del campo de observación.

DIQUES FELSICOS

Dentro de esta unidad se estudiaron al microscopio dos muestras, la primera se clasificó como traquita y la segunda como sienita de cuarzo, de acuerdo con Streckeisen (1973, 1979).

La traquita tiene una textura holocristalina inequigranular. Los fenocristales son de pertitas con formas euhedrales, la matriz es un agregado microcristalino de feldespato potásico, con cuarzo y plagioclasa subordinados, cantidades menores de magnetita, euhedral, óxidos y piroxenos(?) como minerales accesorios; la clorita es secundaria. El índice de refracción de la matriz en general es menor que el del bálsamo. Un análisis modal aproximado nos da: 59% de feldespato potásico, 15% de plagioclasa, 10% de cuarzo, 16% de óxidos y magnetita.

La sienita de cuarzo es una roca fanerítica hipidiomórfica, está compuesta en su mayoría por intercrecimientos texturales del tipo pertítico, micrográfico y granofírico. El tamaño de los cristales es mayor que un milímetro. Los minerales esenciales son feldespato potásico y pertitas (45%), plagioclasa (25%), cuarzo (20%); los minerales accesorios son biotita (5%), muscovita (5%) y trazas de óxidos de hierro.

DIQUES MAFICOS

Esta unidad está compuesta por un cuerpo irregular de grano grueso y más de 32 diques tabulares, clasificada petrográficamente, la primera como diorita de hornblenda y los diques como diabasa andesítica.

En sección delgada, la diorita exhibe una textura holocristalina de grano medio panidiomórfica, está compuesta por plagioclasa, clinopiroxeno y hornblenda ; la biotita, epidota, apatita y minerales opacos son minerales accesorios; y la clorita y la calcita secundarios.

La composición de las plagioclasas varía de andesina a labradorita, se encuentra en cristales columnares entramados. La hornblenda y el clinopiroxeno tienen formas euhedrales y subhedrales, ambos se están alterando a clorita. La calcita es producto de la descomposición de las plagioclasas. El cuarzo no alcanza el 5% del volumen total y es intersticial.

La diabasa andesítica al microscopio presenta una textura holocristalina hipidiomórfica, con granularidad microcristalina y trama microlítica. Está compuesta por plagioclasa, cuya composición varía de andesina a labradorita, clinopiroxeno (augita-aegirina) y ortopiroxeno de color rosado con débil pleocroísmo y extinción recta (hiperstenita). La hornblenda se presenta en muy poca cantidad y es de color café. Como minerales accesorios están la ilmenita subhedral (con halos de rutilo o leucóxeno), la hematita (con halos rojos) y la epidota. La clorita llega a reemplazar completamente a los minerales máficos y la calcita aparece como producto de alteración de las plagioclasas.

PETROLOGIA

PETROGENESIS

Para determinar a que tipo de protolito corresponden las unidades metamórficas, se tomaron en cuenta rasgos mineralógicos, texturales, estructurales, un análisis químico y las relaciones de campo.

Anfibolitas

Se les consideró un origen sedimentario con base en los siguientes puntos:

1. El zircón aparece en las anfibolitas en granos redondeados, en cantidades que van del 2 al 5 %. El zircón es un mineral muy resistente, tanto que al fecharlo isotópicamente, da la edad de cristalización de la roca ígnea madre, aún cuando haya sido intemperizada, convertida en sedimentos y posteriormente metamorfoseada (Mason, 1978, pag. 202). El zircón no recristaliza hasta grados muy altos de metamorfismo. Si proviniera directamente de una roca ígnea no sobrepasaría el 2% del volumen total y sería euhedral, por lo que al encontrarse redondeado nos indica su origen detrítico y su cantidad, una acumulación sedimentaria.

2. La heterogeneidad de la roca, mineralógica y textural, tiende a ser una característica más específica de las rocas metasedimentarias.

3. El análisis químico que se realizó de una de las muestras apoyan su origen sedimentario por su alto contenido de calcio y potasio en valores intermedios de sílice (Best, 1982, pag. 382).

Esquisto pelítico

La mineralogía del esquisto pelítico (abundancia de micas y la presencia de estauroлита, sillimanita y granate) indica que esta roca proviene de arcillas (Best, 1982, pag. 384; Winkler, 1978, pag. 211).

La aparición de la estauroлита está restringida químicamente (Winkler, 1978, fig. 14-7), ya que la roca original tuvo que ser rica en hierro, o bien que tenga una relación $Mg/(Mg+Fe)$ 0.25.

La presencia de rutilo e ilmenita indican que las arcillas tenían TiO_2 en exceso.

El esquisto pelítico de cordierita proviene también de arcillas (alto contenido en biotita y presencia de almandino y cordierita), pero difiere del anterior por la abundancia de cordierita y la ausencia de esfena e ilmenita; por lo que su composición es más rica en magnesio y más pobre en óxido de titanio.

Esquisto de biotita

Los datos que se mencionan a continuación sugieren que su protolito es una grauwaca.

1.El paso gradual del esquisto de biotita con las anfibolitas que son metasedimentarias, 2. su alto contenido de micas, 3. los granos alargados de cuarzo y plagioclasa y 4. la presencia de turmalina.

La matriz de la grauvaca recristalizó dando epidota y biotita y se reconstituyeron los granos clásticos grandes de plagioclasa (con macla simple o ausente) y de cuarzo (suturados).

La cantidad de feldespato metamórfico en este caso depende de la relación cuarzo-feldespato en el sedimento clástico original. La turmalina según Ueber (1977, pag. 96) puede ser resultado de una recristalización de granos detríticos del sedimento; su composición corresponde a la de dravita (rica en magnesio).

Estas características coinciden con las de las metagrauvas del sur de Nueva Zelandia en la subzona 4 descritas por Spry (1969, pag. 264).

Gneis granodiorítico

Para determinar el origen del gneis granodiorítico se hacen las siguientes consideraciones:

1.El gneis granodiorítico está compuesto por cuarzo, feldespato potásico, biotita y hornblenda, minerales que son estables aún en altos grados de metamorfismo.

2.Las maclas combinadas que presentan las plagioclasas son de origen ígneo.

3.La biotita está plisada.

4. Los cambios texturales que sufrió la roca son la recristalización de las micas y el cuarzo, con una orientación paralela definiendo la foliación.

5. Los zircones son euhedrales o subhedrales.

Con base en estos datos se llegó a las siguientes conclusiones:

Los minerales esenciales de la roca, cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, y los accesorios biotita, hornblenda y zircón son minerales pre-tectónicos que fueron recristalizados o deformados, por lo que la composición del protolito es la misma que la del gneis, es decir granodiorita de biotita. El tipo de macla de las plagioclasa y la forma de los zircones reafirman el origen ígneo de la roca.

Sus relaciones con la anfibolita, muy complejas, no han sido entendidas del todo.

Metagranito

El ortogneis tiene muchas de las características descritas para el gneis granodiorítico que le determinan un origen igualmente ígneo (maclas complejas, zircón euhedral y micas plisadas). Además, es una roca muy homogénea, su apariencia macroscópica semeja más la de una roca ígnea intrusiva que la de una metamórfica (por su foliación tan débil) y del ortogneis se desprenden diquecillos que intrusionan a la anfibolita. Por todo esto se puede decir con seguridad de que la roca original fue ígnea intrusiva cuya composición corresponde a la de un granito de biotita.

Las pertitas y la textura de mortero fueron producidas posteriormente por un rearreglo químico de la roca (Spry, 1969, pag. 282).

El origen igneo del metagranito es reafirmado por la allanita, la cual ocurre generalmente como mineral accesorio de rocas ígneas (Deer, 1977, pag. 69) y puede formar parte de los minerales pre-tectónicos junto con el feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo, biotita y zircón.

METAMORFISMO

Para conocer las condiciones metamórficas a las que fue sometida la localidad tipo del Complejo Xolapa, se estudiaron la mineralogía y las relaciones texturales de las unidades Anfibolitas y Esquistos Pelíticos principalmente, ya que éstas son más sensibles a los cambios de presión y temperatura que las otras unidades que son cuarzo-feldespáticas.

Paragénesis minerales

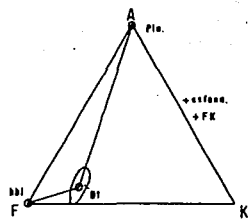
La composición mineralógica de las anfibolitas es variable, no obstante sus principales paragénesis en equilibrio aparente son las siguientes:

1. plagioclasa+hornblenda+biotita (Fig. 9, localidades 5 y 9)
2. biotita+plagioclasa+hornblenda+feldespato potásico+epidota (Fig. 9, localidad 21)
3. hornblenda+plagioclasa+clinopiroxeno+feldespato-potásico (Fig. 9, localidad 30).

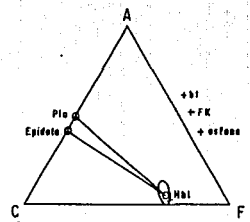
Estas asociaciones están representadas en los diagramas quemográficos clásicos ACF y AFK (Fig. 4, a,b y c), donde se ilustran los minerales que están en contacto y en equilibrio textural de las muestras EPH,EBH y GH descritas en el Capítulo III.

En el diagrama c (GH) de la Fig. 4, con su análisis químico y sus relaciones texturales observadas al microscopio, se infiere que la asociación mineralógica en equilibrio es: plagioclasa+clinopiroxena+hornblenda, donde la epidota está reaccionando posiblemente con la hornblenda para darnos plagioclasa y clinopiroxena. Tanto en la asociación epidota+hornblenda (?) +plagioclasa (metaestable), como en la asociación plagioclasa+hornblenda+clinopiroxena (estable) la relación molecular ACF de la roca cae dentro de sus triángulos respectivos.

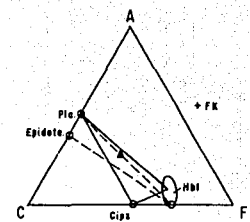
En el esquisto pelítico de estauroлита, su paragénesis mineral se representa en el diagrama d (Fig. 4). Si bien sus minerales no están en contacto, quizá por constituirse principalmente como porfidoblastos, ésta paragénesis es diagnóstica de la parte inferior o media de la facies de anfibolita o bien del grado medio con cordierita (Winkler, 1978, fig.14-9). Los tres triángulos con tres fases cada uno en este diagrama, se explican por la presencia de laminaciones composicionales en pequeña escala, en donde las variaciones en la composición química, manifiestas en el campo como diferencias en la granularidad de la roca, producen el equilibrio de varias fases en el mismo afloramiento y aún en la misma sección delgada (equilibrio de mosaico).



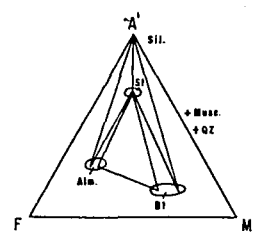
a) EPH



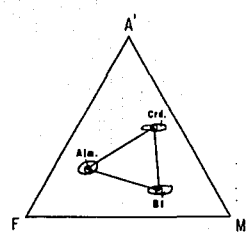
b) EBH



c) GH



d) EPE



e) EPC

△
Análisis Químico de la Muestra GH

—————
Linea continua-asociación estable.

Linea discontinua-asociación inestable

DIB. GUSTAVO VEGA L

Fig4.-Diagramas triangulares AFK,ACFy AFM de Amfibolitas (a,b,c)yEsquisto Pelitico (dye).

El diagrama e se refiere al esquistó pelítico de cordierita (Fig. 4)

Facies metamórfica

El metamorfismo en la Barranca de Xolapa, determinado por sus paragénesis minerales, corresponde a la parte media de la facies de anfibolita (zona de estaurolita). Se mencionan a continuación rasgos mineralógicos observados en el microscopio (Capítulo III), que han sido reportados como característicos de esta facies.

1. La composición de las plagioclasas (oligoclasa-andesina) es mayor que An17 (Winkler, 1978, pag. 175).
2. La ausencia de cloritoide y de clorita pobre en magnesio en presencia de muscovita y cuarzo (Winkler, 1978, pag.81).
3. La presencia de estaurolita y cordierita (Winkler, pag.225).
4. El color de la biotita (café rojizo) nos indica que su contenido de titanio y magnesio se ha incrementado por un proceso metamórfico (Deer, 1969, pag. 214).

Aunque el granito pegmatítico deformado cubre gran parte de la secuencia metamórfica, los siguientes datos sugieren que el grado metamórfico aumenta hacia el SW:

1. La paragénesis

cordierita+almandino+biotita+muscovita+cuarzo+plagioclasa pertenece a la parte de más alta temperatura del grado medio (Winkler, 1978, pag.234), que es equivalente a la parte alta de la facies de anfibolita, esta paragénesis mineral se encuentra en el esquistos pelítico de cordierita situado en el extremo suroccidental de la sección (Fig. 9, localidad 24); mientras que la paragénesis del esquistos pelítico de estauroлита, que se encuentra al noreste de esa localidad, estauroлита+biotita+almandino, corresponde a la parte baja o media de la misma facies.

2. La paragénesis clinopiroxena+hornblenda+plagioclasa de una anfibolita localizada al oeste del Paraje de Zorra, corresponde a la parte alta de la facies de anfibolita. En esquistos de hornblenda, al noreste de este poblado la paragénesis estable es hornblenda+epidota+plagioclasa que corresponde a la parte baja de la misma facies.

3. El color de la hornblenda verde azulado se torna verde marrón hacia el SW. La variación del color de este mineral puede deberse a un aumento de la temperatura (Miyashiro, 1973, pag. 254) al incrementarse su contenido de titanio.

Condiciones de presión / temperatura

Para tratar de determinar las condiciones de presión y temperatura (P/T) a las que fue sometido este terreno, se utilizará como base los trabajos experimentales que se han realizado en diferentes condiciones físicas, de reacciones entre minerales, con el fin de obtener los campos de estabilidad de los minerales metamórficos, considerando que $P(\text{sólido})=P(\text{agua})=P(\text{fluido})$. Las reacciones univariantes que se mencionan aquí están ilustradas en la Figura 5.

1. De las observaciones petrográficas (fibrolita asociada a la biotita y muscovita en el borde de la sillimanita) se infiere que el esquisto pelítico de estauroлита se encuentra en una proyección P/T, cerca o arriba de la línea que corresponde a la reacción de desaparición de la estauroлита. Reacción A:

1.muscovita+estauroлита+cuarzo=AS(sillimanita)+biotita+agua
(Hoschek, 1969, in Greenwood, 1976)

2. La temperatura deberá ser menor a la de la fusión del granito en presencia de agua, ya que de lo contrario habría migmatitas. Reacción B:

albita+ortoclasa+cuarzo+agua--curva de fusión
(Luth y colaboradores, 1964, in Greenwood, 1976)

3. La ausencia de clorita férrica en presencia de almandino nos delimitan la temperatura mínima con base en la reacción C:

clorita férrica+cuarzo=almandino
(Hsu, 1968, in Greenwood, 1976)

4. La reacción D corresponde a los polimorfos de Al_2SiO_5 (Holdaway, 1971)

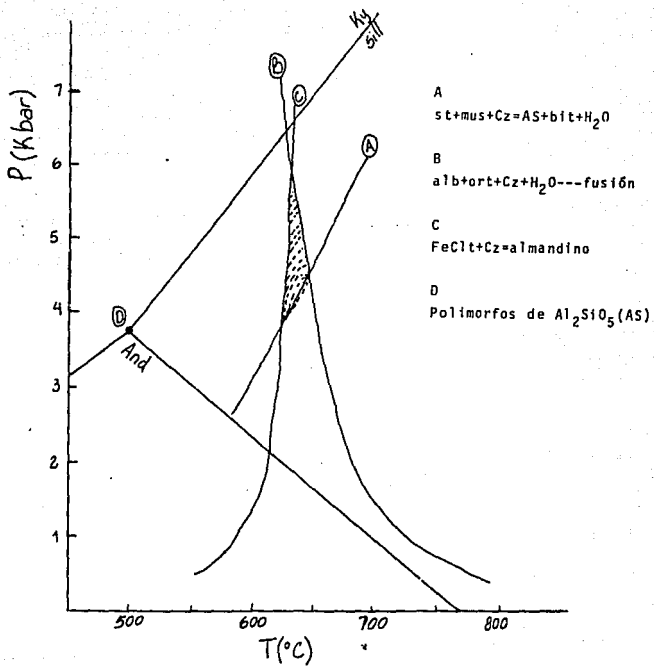


Figura 5.- Diagrama de presión-temperatura realizado para determinar el campo de estabilidad de los minerales presentes en la Barranca de Xolapa.

Bajo estas reacciones se delimitó el campo de estabilidad de la estaurocita+almandino en el límite de la formación de la sillimanita y a grosso modo, podemos hablar de un metamorfismo regional ubicado entre los 620° y 650° C y una presión entre los 3.75 y 6.0 kb (Figura 5).

Gradiente geotérmico

Para obtener el paleogradiente geotérmico se puede suponer en primer lugar que fue lineal y en segundo que los datos que se obtuvieron de presión y temperatura son correctos, tomándose los promedios (635° C y 4.75 kb).

Los 4.75 kb corresponden a 17.6 km de profundidad, considerando un gradiente geobárico $\Delta P/\Delta Z = .27$ kb/km, obtenido con una densidad promedio de la corteza de 2.7 gr/cm³. El gradiente geotérmico $\Delta T/\Delta Z = 635^\circ\text{C}/17.6$ km = 36° C/km (Figura 6).

Se concluye entonces que las rocas metamórficas en la localidad tipo del Complejo Xolapa se formaron en un régimen hipobárico (Miyashiro, 1973). Esta interpretación es apoyada por los siguientes puntos:

1. El paleogradiente geotérmico fue mayor a 25 °C
2. El esquisto pelítico contiene cordierita
3. El granito es sintectónico
4. No hay rocas ultrabásicas en el área.

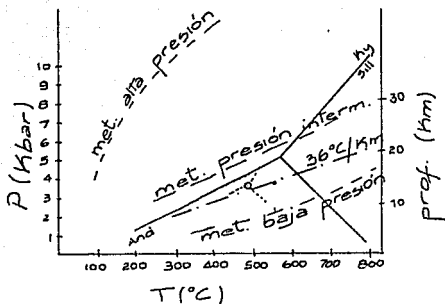


Figura 6. Diagrama P/T donde se ubica el gradiente geotérmico obtenido para la Barranca de Xolapa. (..... punto triple de acuerdo con Holdaway, 1971, x punto triple basado en observaciones petrográficas)



Foto 13. Anfibolita con diferentes grados de deformación.

FALLA DE CORTINA

FOLIACION

En el área cartografiada se observó una foliación principal desarrollada en todas las rocas metamórficas, de la cual se obtuvieron más de 70 mediciones. La lineación se observó únicamente en la anfibolita y en el gneis granodiorítico. En la primera, siguiendo la dirección de las hornbiendas, y en el gneis con el alineamiento de minerales félsicos; muy pocas veces es evidente la lineación y únicamente se tomaron 11 mediciones.

Los datos de foliación y lineación se vaciaron en una red estereográfica equiareal, con los que se construyó un diagrama de polos (Fig. 7).

La orientación de la guirnalda que corresponde al círculo máximo que pasa por los puntos de mayor densidad de polos, es $N40^{\circ}E$ con 65° de inclinación al SE. El polo de la guirnalda señalado con una S (Fig. 7), corresponde al eje de una estructura plegada (Ragan, 1980, capítulo 13), tiene una orientación $N50^{\circ}W/25^{\circ}$. El eje de este pliegue coincide con la mayor concentración de datos de lineación.

Del diagrama de densidad de polos podemos deducir que la lineación corresponde a una recristalización contemporánea al desarrollo del pliegue (Wilson, 1982, pag. 67) y, por lo tanto, la zona fue plegada posteriormente al desarrollo de la foliación; posiblemente a esta segunda deformación están asociados los microplegamientos observados en el campo en el esquisto de biotita, y al microscopio el desarrollo de una incipiente esquistosidad sobrepuesta en el esquisto pelítico.

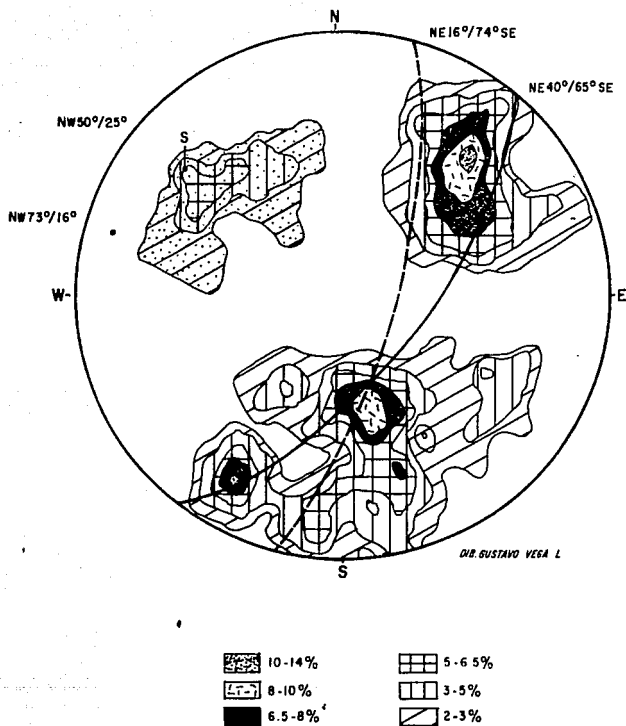


Fig 7.-Diagrama de densidad de polos de foliación y lineación (Datos de - Kesler y Heath, 1970 en línea discontinua, y los datos de lineación punteados).

En la Figura 7 se ubican los resultados que obtuvieron Kesler y Heath (1970) en esta misma área, y si bien no coinciden exactamente, son muy parecidos a los obtenidos en este estudio.

Para clasificar la estructura se consideró: 1- no hay una correlación estratigráfica uniforme en el área, 2- las unidades no se repiten en ambos lados del eje, 3- no se pueden situar a los protolitos más jóvenes en el centro del pliegue. Por lo anterior se le clasificó como una sinforma asimétrica buzante, con su eje situado cerca del poblado El Chorro (Fig. 9).

CARACTER TECTONICO DEL GRANITO PEGMATITICO DEFORMADO

Para determinar el carácter temporal del granito pegmatítico (pre, syn o postectónico) y su relación con las rocas metamórficas (xenolitos, colgantes, ventanas, paleosoma) se tomaron en cuenta los siguientes puntos:

1. Las vetillas de pegmatita y aplita que se desprendieron del granito, atraviesan los lentes de uno a otro lado, volviéndose a incorporar al granito. Estas vetillas están más o menos plegadas, dependiendo del grado de deformación alcanzado por la roca y por el espesor de la vetilla.
2. La foliación es paralela a la dirección de mayor elongamiento de los lentes.
3. En estos lentes no hay variaciones texturales y/o mineralógicas desde el centro hacia los bordes que den evidencia de metamorfismo de contacto.

4. El granito, generalmente isotrópico, presenta ocasionalmente una tenue foliación.

5. Hay evidencias petrográficas que el granito está deformado y que sufrió recristalización.

Se concluye entonces que el granito pegmatítico es sintectónico y que por su alta competencia, debida principalmente a su alto contenido de cuarzo y al tamaño de sus cristales, no alcanzó a desarrollar una textura claramente foliada.

ORIENTACION DE LOS DIQUES POSTECTONICOS

Los diques félsicos (sienita de cuarzo y traquita), por su ocurrencia generalmente como diquestratos paralelos a la foliación, sugieren que, generalmente, el sitio con menor resistencia para su emplazamiento fue un plano de foliación (Fig. 9).

Los diques de diabasa andesítica son tabulares, la distribución de sus orientaciones presenta una tendencia al oeste-noroeste (Fig. 8) paralela a la costa y no se observó que atraviesen a los diques félsicos. Con estos datos se interpretó que los diques máficos se inyectaron en planos de fracturas, que se desarrollaron anteriormente al emplazamiento de los diques félsicos y ocasionalmente en el contacto de los félsicos con otra unidad.

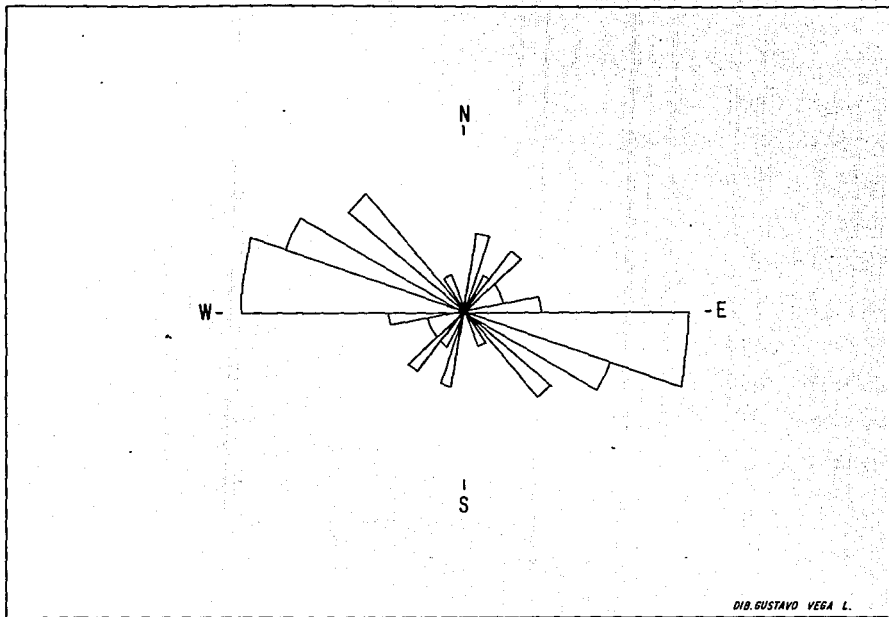


Fig8.-Roseta de diques de diabasa andesitica (30 datos).

DISCUSION

Comparando los datos presentados con los que se han reportado del Complejo Xolapa (ver Capitulo I) se pueden destacar los siguientes puntos:

1. La litología que predomina en el Complejo Xolapa son migmatitas y gneises (Ortega-Gutierrez, 1981) mientras que en la localidad tipo son metagrauvascas (anfíbolitas y esquistos) y metapelitas. Esto puede deberse únicamente a la mayor o menor intensidad de metamorfismo del mismo protolito, aunque la presencia de mármoles en las zonas de mayor intensidad metamórfica, sugiere un paleoambiente de depósito diferente.

2. Aunque los datos aportados en este estudio indican un aumento claro del metamorfismo hacia la costa, ya notado por de Cserna (1965), la presencia de metasedimentos de sillimanita-cordierita-rutilo-biotita y migmatitas (Ortega-Gutierrez, 1981) en el tramo Tierra Colorada-Ayutla-San Marcos, indican que el grado metamórfico no aumenta únicamente en esa dirección, sino que al oriente también. La Barranca de Xolapa es de las localidades que se han reportado con menos metamorfismo dentro del Complejo Xolapa.

3. La dirección del círculo máximo obtenida con el diagrama de densidad de polos de foliación $N40^{\circ}E/65^{\circ}SE$ se compara con la dirección obtenida por Kesler y Heath (1970) al sur del poblado Xaltianguis, $N79^{\circ}E/70^{\circ}SE$. Como la diferencia no es sustancial, es probable que las estructuras se formaron bajo la misma etapa de deformación, a pesar de sus diferencias en grado metamórfico y composición litológica original.

4. El régimen hipobártico (baja presión/alta temperatura) al que fue sometido el Área de este estudio, coincide con lo ya reportado por Ortega-Gutierrez (1981) para el Complejo Xolapa en otras localidades y refuerza su interpretación como raíz de una antigua margen convergente en la zona del arco magmático.

5. Dada la gran heterogeneidad primaria y secundaria de la litología del Complejo Xolapa y su amplísima distribución, se propone en este trabajo establecer varias secciones de referencia, que pueda ilustrar dichos aspectos en una forma más completa. Una sección que debe estudiarse, podría ubicarse desde El Cuarenta- lugar donde está el límite entre el Tronco de Xaltianguis y el Complejo Xolapa-hasta La Venta, sobre el Rfo Aguacatillo, completando así con su localidad tipo de la Barranca de Xolapa una sección total de este complejo expuesto en esta región.

6. Para establecer las características primarias de los depósitos sedimentarios, volcánicos e intrusiones ígneas, así como su distribución original, será necesario conocer, con el detalle que se reestudio la localidad tipo del Complejo Xolapa, varias secciones a lo largo de toda su extensión e integrarlas en un mapa. Esta información permitiría conocer con mayor precisión las características petroestructurales del Complejo Xolapa y su evolución posterior, con lo cual podrían intentarse luego reconstrucciones de los ambientes geográficos y tectónicos donde se formó el Complejo Xolapa.

CONCLUSIONES

La cartografía a escala 1:10,000 efectuada en la Barranca de Xolapa permitió mostrar la presencia de cinco unidades metamórficas, un granito deformado y dos grupos de diques posttectónicos.

Las unidades litológicas diferenciadas en este estudio son: 1. anfibolitas, 2. esquisto de biotita, 3. esquisto pelítico, 4. gneis granodiorítico, 5. metagranito, 6. granito pegmatítico deformado, 7. diques félsicos y 8. diques máficos.

La petrogénesis de estas unidades permite asignarles los siguientes protolitos respectivos: 1 y 2. grauwaca, 3. lutitas, 4. roca ígnea de composición granodiorítica y 5. roca ígnea intrusiva de composición granítica.

Las características petrográficas permiten determinar una facies de anfíbolita en la zona de la estauroлита, con aumento en la temperatura hacia el SW, formándose el metamorfismo en un régimen hipobárico, con un gradiente geotérmico aproximado de 36 °C/km.

Estructuralmente las rocas de esta región se ajustan a un pliegue sinforma con su eje orientado en la dirección N50°W/25°. Se pudieron reconocer tres fases de deformación.

1. La primera fase deformante fue compresiva y es la que desarrolló una foliación regional contemporánea a la recristalización metamórfica y a la intrusión del granito gnéisico.

2. La segunda fase deformante, también de compresión, plegó el área sin alcanzar a desarrollar una deformación penetrante.

3. La tercera fase, de distensión, comprende tres etapas: en la primera se fracturó el terreno, en la segunda se intrusieron los diques félsicos y en la última los máficos.

Como conclusión final, se señala que las características del granito pegmatítico deformado descritas a continuación sugieren que pertenece a un granito tipo "S", de acuerdo con Best (1982), White y colaboradores (1986) y Pitcher (1982):

1. Su composición mineralógica es rica en muscovita, biotita y granate; aunque no se encontró cordierita, que sería el mejor indicador mineralógico, no se descarta su presencia.

2. Su feldespato potásico a menudo se encuentra como megacristales.

3. Contiene inclusiones metasedimentarias.

4. Es sincinemático.

5. Es leucocrático.

BIBLIOGRAFIA

-50-

- Best, M. G., 1982, *Igneous and metamorphic petrology*: Nueva York, W.H. Freeman and Company. 629 p.
- Carfentan, J.C., 1983, Les ensembles géologiques du Mexique méridional. Evolution géodynamique durant le Mésozoïque et le Cénozoïque: *Geof. Internal.*, v.22, p.9-37
- Cserna, Zoltan de, 1965, Reconocimiento geológico de la Sierra Madre del Sur de México, entre Chilpancingo y Acapulco, Estado de Guerrero: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Bol.62, 77 p.
- Cserna, Zoltan de, Schmitter-Villada, E., Damon, P.E., Livingston, D.E., y Kulp, L.J., 1962, Edades isotópicas de rocas metamórficas del centro y sur de Guerrero y de una monzonita cuarcífera del norte de Sinaloa: Univ. Nal. Autón. México, Inst. de Geología, Bol. 64, p. 71-84
- , Fries, Carl Jr., Rincón-Orta, César, Solorio-Munguía, José, y Schmitter-Villada, Eduardo, 1974a, Nuevos datos geocronométricos paleozoicos del sur de México: Bol. Asoc. Mex. Geol. Petroleros, v.26, p.195-204
- , Fries, Carl Jr., Valdez-Mendoza, F., Rincón-Orta, C., Silver, León T., Westley, H., Solorio-Munguía, J., Schmitter-Villada, E., 1974b, Datos geocronométricos adicionales para el magmatismo del Cretácico del sur de México: Bol. Asoc. Mex. Geol. Petroleros, v. 26, p. 225-235
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 1966, *An introduction to the rock-forming minerals*: Londres, Longman, tenth impresion (1977), 528p.
- Fries, Carl, Jr., y Rincón-Orta, César, 1965, Nuevas aportaciones geocronológicas y técnicas empleadas en el Laboratorio de Geocronología: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Bol.73, p.57-133
- Greenwood, H.J., 1976, *Metamorphism at moderate temperatures and pressures*: in Bailey, D.K., y MacDonald, R., *The evolution of the crystalline rocks*. Londres, Academic Press, p. 187-259
- Guerrero-García, J.C., 1975, *Contributions to paleomagnetism and Rb-Sr geochronology*: Dallas, disertación doctoral, Univ. Texas, 131p. (inédita).
- Heinrich E. W., 1965, *Microscopic identification of minerals*: Nueva York, Mc Graw-Hill, Inc. p.351
- Holdaway, M.J., 1971, Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram: *Am. J. Sci.*, v.271, p. 97-131

- Irving, C., Miodownik, A.P., y Towner, J.M., Twin abundance of some copper alloys and its relation to stacking fault energy: J. Inst. Metals., 10, 360p.
- Kesler, S.E., y Heath, S.A., 1970, Structural evidence for Precambrian rocks in the Xolapa Complex, Guerrero, México: Geol. Soc. América, Abstr. with programs, v.2, p.287 (resumen)
- Klesse, Elmar, 1968 (1970), Geology of El Ocotito-Ixcuinatoyac region and of La Dicha stratiform sulphide deposit, State of Guerrero: Bol. Soc. Geol. Mexicana, v. 31, p. 107-140
- Larsen, E.S., Jr. Gottfried David, Jaffe, H.W., y Waring, C.L., 1958, Lead-Alpha ages of the Mesozoic batholiths of western North America: U.S. Geol. Survey, Bull. 1070-B, p. 35-62
- Lopez Infanzón, M., y Grajales, M.M., 1984, Edades K-Ar de rocas ígneas y metamórficas del Estado de Guerrero: VII Convención Nal., Soc. Geol. Mexicana, p.215 (resumen).
- Mason, Roger, 1978, Petrology of the metamorphic rocks: Londres, George Allen and Unwin, 254p.
- Miyashiro, A., 1973, Metamorphism and metamorphic belts: Londres, George Allen and Unwin, 492p.
- Ortega-Gutierrez, Fernando, 1976, Los complejos metamórficos del sur de México y su significado tectónico: Acapulco, México, III Cong. Latinoam. de Geología, p.101 (resumen)
- , 1981, Metamorphic belts of southern México and their tectonic significance: Geof. Internal. v. 20, p. 177-202
- Ortega-Gutierrez, F., y Corona-Esquivel R., 1986, La Falla de Chacalapa; sutura críptica entre los terrenos Zapoteco y Chatino: GEOS, Unión Geof. Mexicana, núm. extraordinario, p.11 (resumen)
- Pitcher, W.S., 1982, Granite type and tectonic environment: in Hsu, K.J., Mountain building processes: Academic Press, p. 20-40
- Rágan, D.M., 1980, Geología estructural: Barcelona, Omega, 207p
- Salinas, J.C., 1984, Los límites tectónicos sur y occidental del Terreno Mixteco: Simposio sobre la mixteca, Bol. Soc. Geol. Mexicana, v. 45, p. 73-86.
- Spry, Alan, 1969, Metamorphic textures: Nueva York, Pergamon International Library, 350p.
- Streckeisen, A., 1973, Plutonic rocks. Clasificación and nomenclature recommended by the IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks: Geotimes, octubre, p. 26-30.

---, 1977, Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites, and melitic rocks; recommendations and suggestions of the IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks: *Geology*, v.7, p. 331-335.

White, A.J.R., Clemens, J.D., Halloway, J.R., Silver, L.T., Chapell, B.W., y Wall, V.J., 1986, S type granites and their probable absence in southwestern North America: *Geology*, v.14, p. 115-118

Wilson, Gilbert, 1982, Introduction to small-scale geological structures, Londres: George Allen and Unwin, 128p.

Winkler, H.G.F. 1978, *Petrogénesis de rocas metamórficas*: Madrid, España, H. Blume Ediciones, 346p.

AGRADECIMIENTOS

Agradezco al Dr. Fernando Ortega Gutierrez, director del Instituto de Geología de la UNAM, por permitirme colaborar en el proyecto "Complejos cristalinos del sur de México", del cual forma parte este estudio; asimismo por su valiosa intervención como director de la tesis, revisando muy críticamente varias versiones de este manuscrito.

Le doy las gracias también al M. en C. Mariano Elías Herrera que aportó observaciones muy atinadas sobre la petrología y la cartografía, y al M. en C. Jerjes Pantoja Alor por su constante asesoramiento.

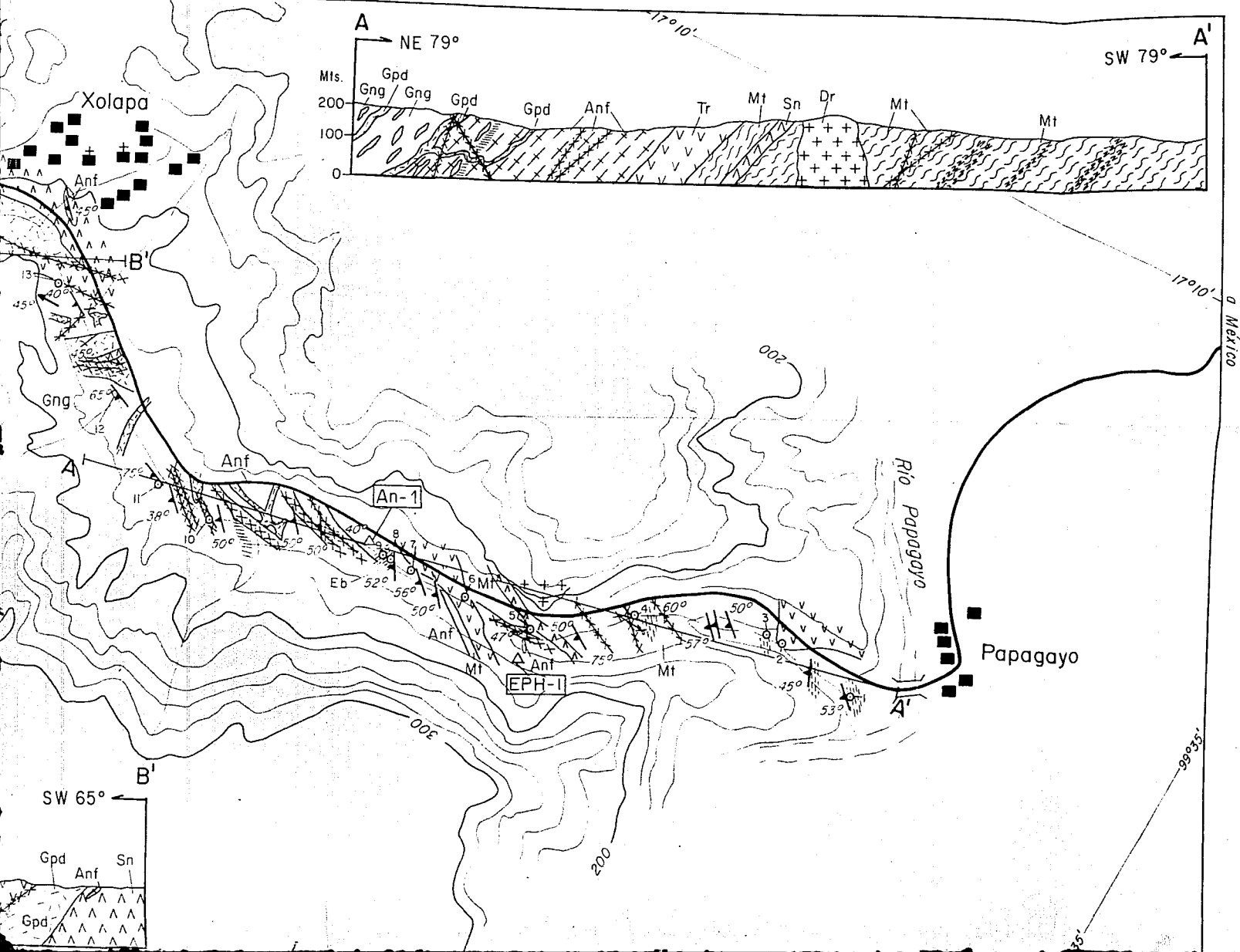
Los Ings. Carlos Garza González, Alfredo Victoria Morales, Gerardo Carrasco Nuffez y el Dr. Mario Ruiz Castellanos revisaron el manuscrito y ofrecieron muy buenas sugerencias.

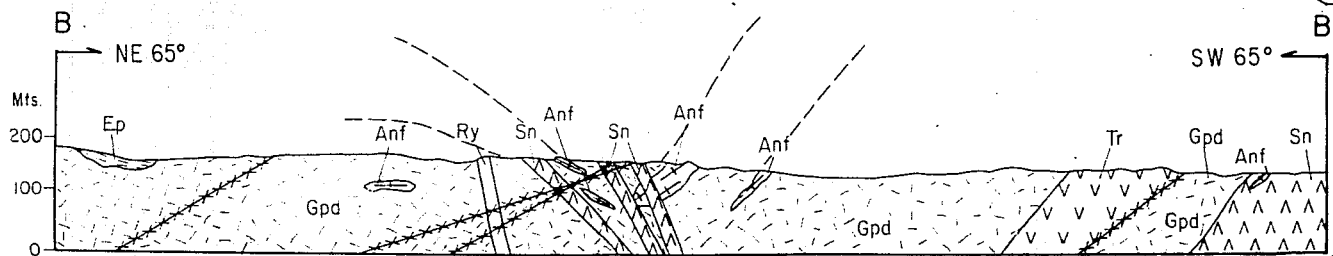
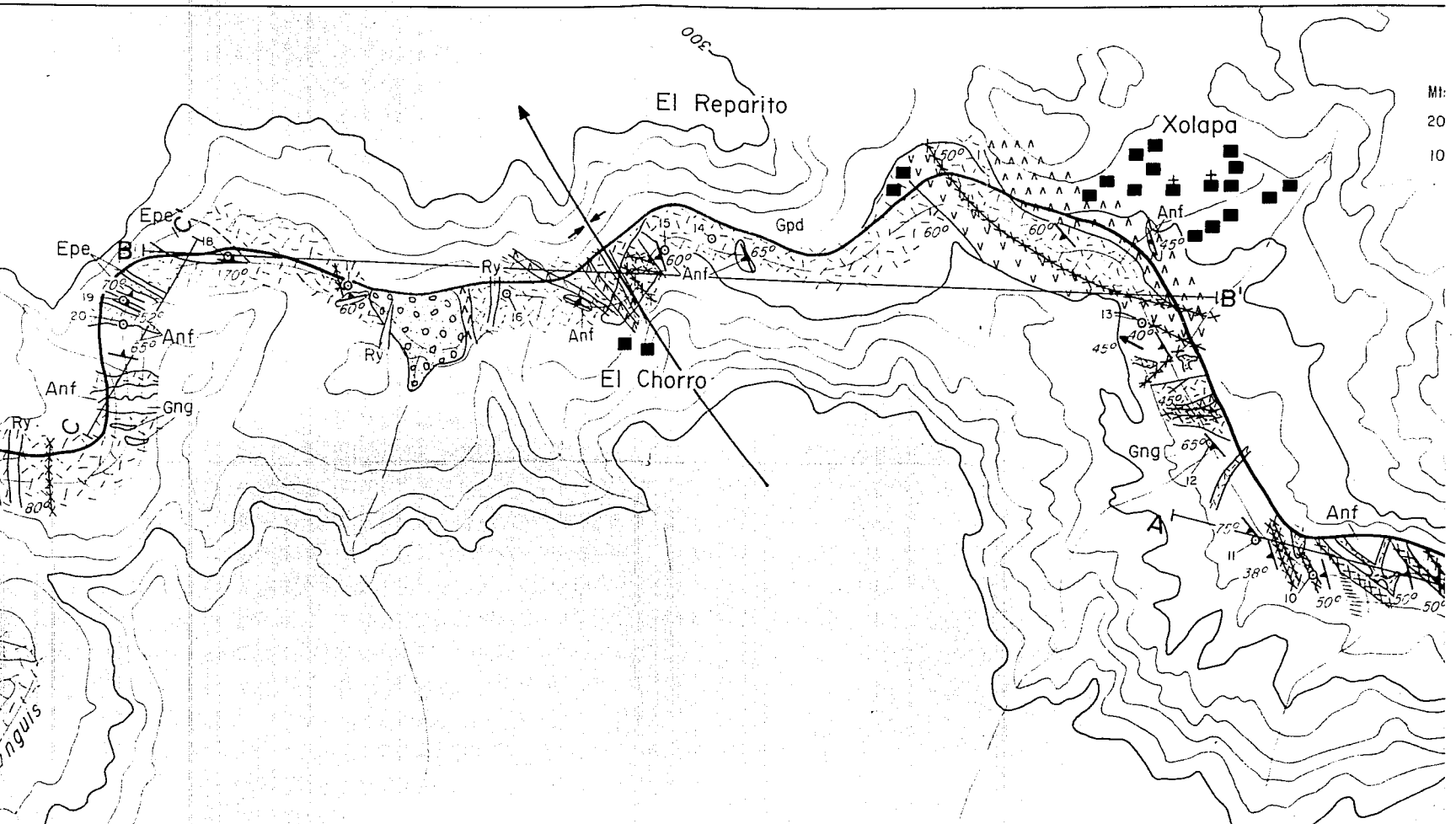
El material fotográfico fue preparado por Gregorio Chávez, Héctor Hernández y Antonio Altamira.

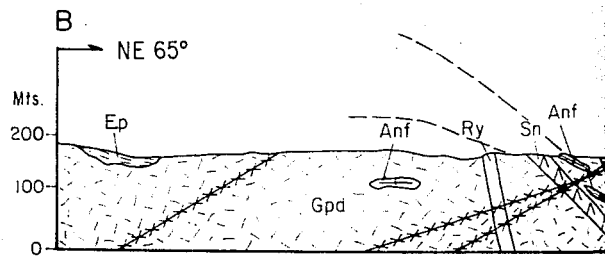
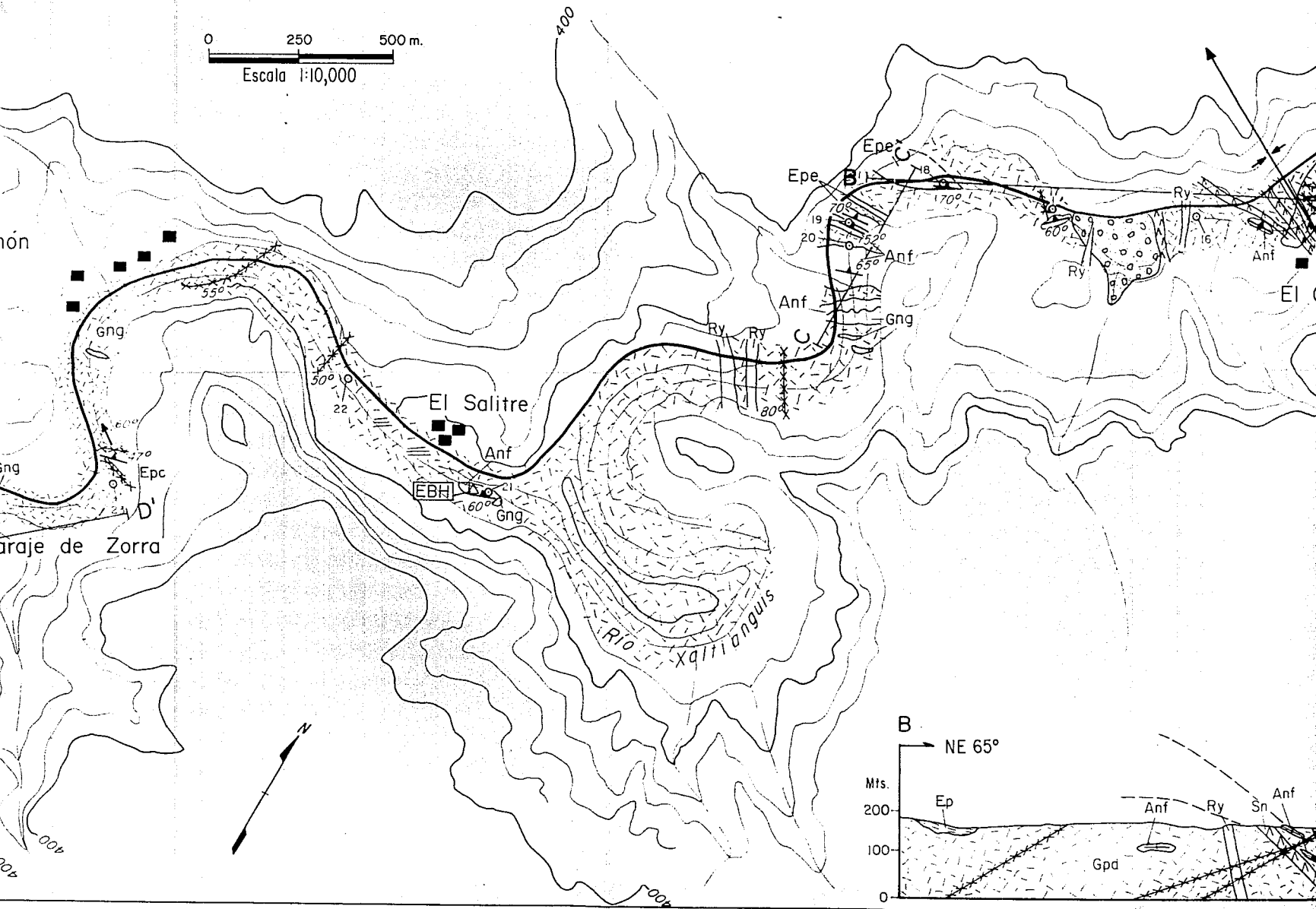
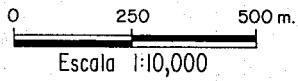
Deseo hacer patente mi agradecimiento a Carmen de Luna, Magdalena Alcayde y Ruth Chávez por haber colaborado gentilmente en la redacción.

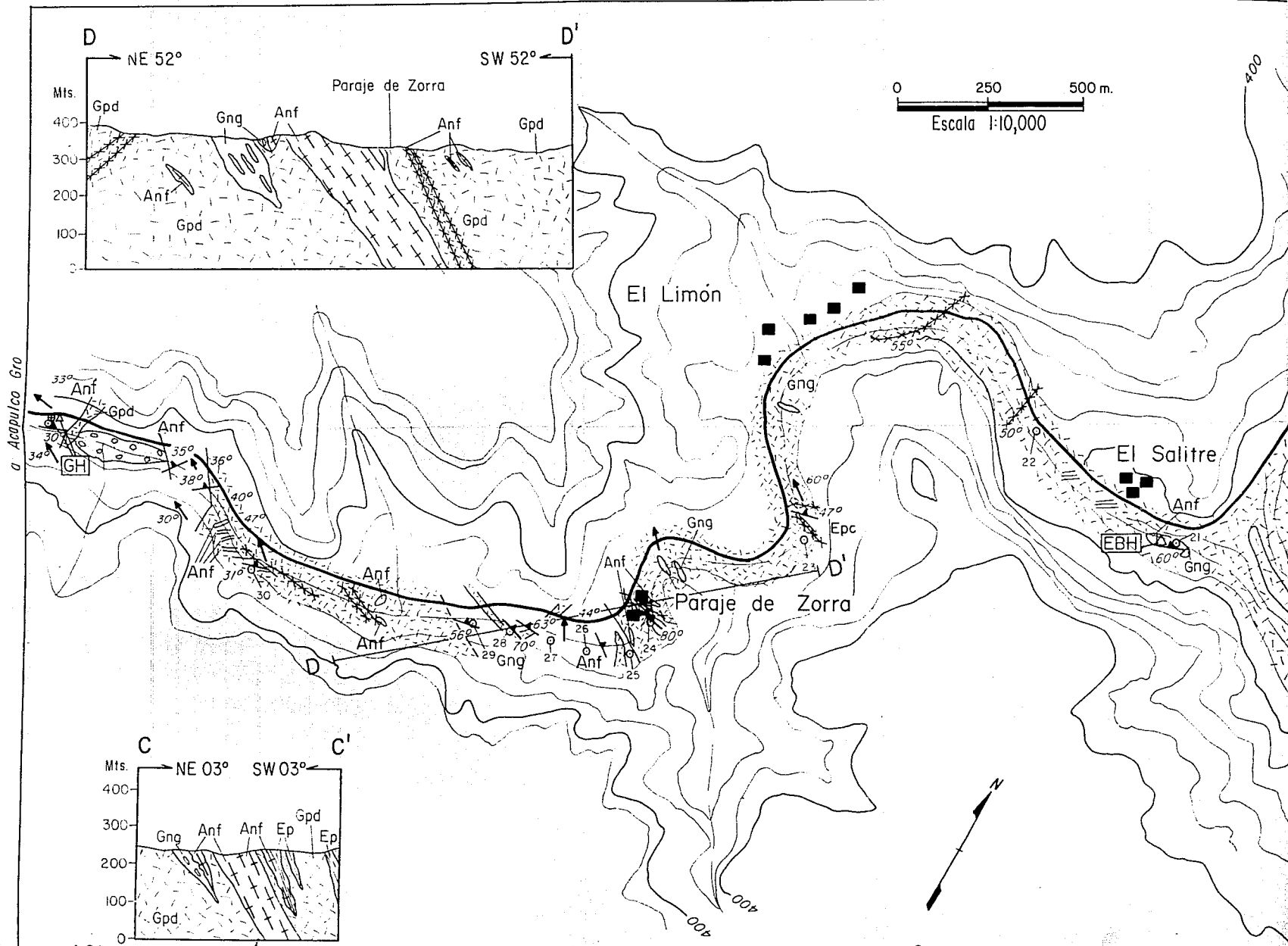
Dedico este trabajo a mis colegas y amigos del Instituto de Geología y, por supuesto, a mis hijas Yuria y Emilia.

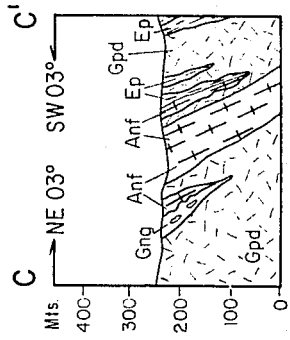
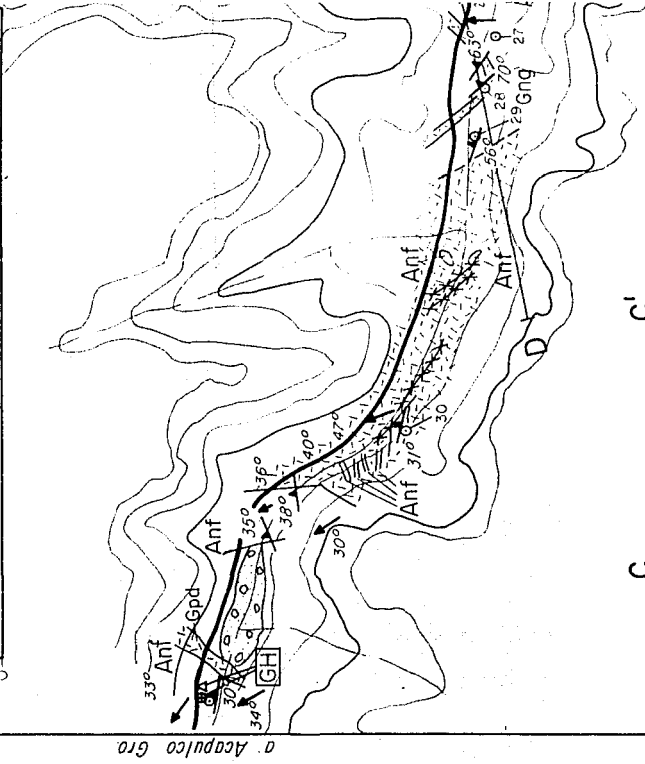
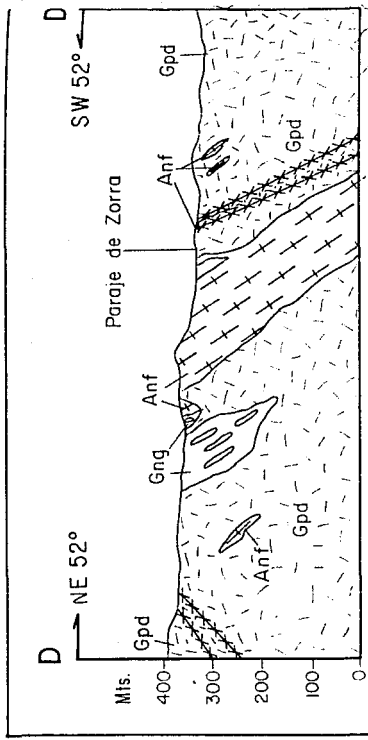
Continua 2
















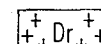

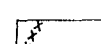

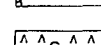

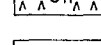

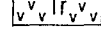

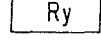




SIMBOLOS GEOLOGICOS

-  RUMBO E INCLINACION DE LA FOLIACION
 DIRECCION Y BUZAMIENTO DE LA LINEACION
 SINFORMA CON BUZAMIENTO
 CONTACTO LITOLÓGICO
 CONTACTO LITOLÓGICO GRADUAL
 CONTACTO LITOLÓGICO INFERIDO
 MUESTRA PARA ESTUDIO PETROGRÁFICO
 MUESTRA PARA ANÁLISIS QUÍMICO
 LOCALIDAD

EXPLICACION DE LAS SECCIONES

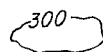

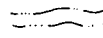
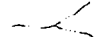



- | | |
|---|---|
|  DIORITA |  METAGRANITO (Gneis Granítico/Ortogneis) |
|  DIABASA ANDESITICA |  GNEIS GRANODIORITICO |
|  SIENITA DE CUARZO |  ESQUISTO PELITICO |
|  TRAQUITA |  ESQUISTO DE BIOTITA |
|  RIOLITA |  ANFIBOLITA, GNEIS Y ESQUISTOS DE HORNBLENDA |
|  GRANITO PEGMATITICO DEFORMADO | |

GEOLOGIA LEVANTADA POR:
SUSANA ALANIZ ALVAREZ (1988).










STADO DE GUERRERO

→
Continua 2

SIMBOLOS TOPOGRAFICOS

	CURVAS DE NIVEL CADA 20mts.
	RIO XALTIANGUIS
	RIO PAPAGAYO
	ARROYO
	CARRETERA N°95 MEXICO-ACAPULCO
	CASA
	IGLESIA

SIMBOLOS GEOL

	RUMBO E INCLINACION
	DIRECCION Y BUZAMIENTO
	SINFORMA CON BUZAMIENTO
	CONTACTO LITOLÓGICO
	CONTACTO LITOLÓGICO
	CONTACTO LITOLÓGICO
	MUESTRA PARA ESTUDIO
	MUESTRA PARA ANALISIS
	LOCALIDAD

LOCALIDAD TIPO DEL COMPLEJO XOLAPA, ESTADO DE GUERRERO

→
Continua 2

LEND A

PEGMATITICO DEFORMADO

METAMORFICAS

NITO (ORTOGNEIS/GNEIS GRANITICO)

Gng GNEIS GRANODIORITICO

Eb ESQUISTO DE BIOTITA

Epe
Epc ESQUISTO PELITICO (de ESTAUROLITA /de CORDIERITA)

Anf ANFIBOLITAS, GNEISES Y ESQUISTOS DE HORNBLENDA

SIMBOL

300 CURVA

RIO

RIO F

ARRO

CARRE

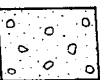
CASA

IGLESI

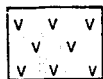
Continúa

RA 9.- MAPA GEOLOGICO DE LA LOCALIDAD TIPO DEL COMPI

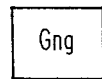
LEYENDA



DEPOSITOS FLUVIALES

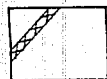


TRAQUITA

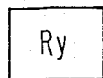


GNE

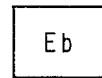
ROCAS IGNEAS



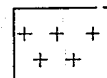
DIQUE DE DIABASA ANDESITICA



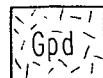
RIOLITA



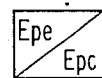
ESQ



DIORITA

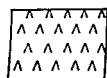


GRANITO PEGMATITICO DEFORMADO

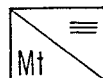


ESQ

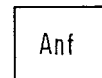
ROCAS METAMORFICAS



SIENITA DE CUARZO



METAGRANITO (ORTOGNEIS/GNEIS GRANITICO)



ANFI

FIGURA 9: MAPA GEOLOGICO DE

→
Continua 5

S

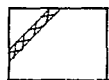


DEPOSITOS FLUVIALES



ROCAS IGNEAS

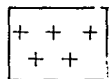
II:



DIQUE DE DIABASA ANDESITICA



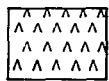
II:



DIORITA



30



SIENITA DE CUARZO

