



11
204
Universidad Nacional Autónoma de México

Breve Estudio Geológico-Geomorfológico de la Zona de Santa Catarina, S. L. P. en Escala 1:50,000

T E S I S

Que para obtener el título de:

Ingeniero Geólogo

p r e s e n t a :

Javier Francisco Gutiérrez Briones



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.



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA

FACULTAD DE INGENIERIA

Dirección
60-I-133

Señor GUTIERREZ BRIONES JAVIER FRANCISCO.
P r e s e n t e .

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que aprobado por esta Dirección, propuso el Prof. Dr. -- José I. Lugo Hubpp, para que lo desarrolle como tesis para su -- Examen Profesional de la carrera de INGENIERO GEOLOGO.

"BREVE ESTUDIO GEOLOGICO-GEOMORFOLOGICO DE LA ZONA DE SANTA CATARINA, S.L.P. EN ESCALA 1: 50,000"

- I INTRODUCCION.
- II FISIOGRAFIA.
- III GEOLOGIA.
 - a) Estratigrafía.
 - b) Geología estructural.
 - c) Geología histórica.
- IV GEOMORFOLOGIA.
 - a) Morfometría.
 - b) Morfogénesis.
 - c) Dinámica actual del relieve.
- V IMPORTANCIA ECONOMICA.
- CONCLUSIONES.
- BIBLIOGRAFIA.

Ruego a usted se sirva tomar debida nota de que en cumplimiento con lo especificado por la Ley de Profesiones, deberá prestar -- Servicio Social durante un tiempo mínimo de seis meses como -- requisito indispensable para sustentar Examen Profesional; así -- como de la disposición de la Coordinación de la Administración -- Escolar en el sentido de que se imprima en lugar visible de los ejemplares de la tesis, el título del trabajo realizado.

Atentamente.

"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"

Cd. Universitaria, D.F., 13 de julio de 1983.

EL DIRECTOR

Rascón Ch.

Dr. Octavio A. Rascón Chávez

Sm

OARCH'MRV!gtg

I N D I C E

	Página
I. <u>INTRODUCCION</u> -----	1
Localización geográfica y Extensión del área -	4
Vías de comunicación -----	4
Población y Cultura -----	4
Clima y Vegetación -----	6
II. <u>FISIOGRAFIA</u> -----	9
Hidrografía -----	10
III. <u>GEOLOGIA</u> -----	13
a) Estratigrafía -----	13
Formación Tamaulipas Inferior -----	14
Formación Guaxcamé -----	17
Formación Otates -----	18
Formación Cuesta del Cura -----	21
Formación Tamabra -----	23
Formación El Abra (Facies postarrecifal) --	26
Formación Soyatal -----	28
Formación Tamasopo -----	31
Formación Cárdenas -----	33

Formación El Morro -----	36
Travertino -----	37
Conglomerados -----	39
Depósitos clásticos -----	40
Rocas Igneas -----	40
Rocas Metamórficas -----	43
b) Tectónica y Geología estructural -----	45
c) Geología histórica -----	59
IV. <u>GEOMORFOLOGIA</u> -----	65
a) Morfometría -----	65
b) y c) Morfogénesis y Dinámica actual del relieve -----	70
V. <u>IMPORTANCIA ECONOMICA</u> -----	95
<u>CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES</u> -----	105
<u>BIBLIOGRAFIA</u> -----	108

ANEXOS

Fig. 1. Plano de localización geográfica (p. 4 y 5).

Fig. 2. Carta Geológica de la hoja F-14-A-85 "Santa Catarina", S.L.P.

Fig. 3. Columna Estratigráfica de la zona "Santa Catarina", S.L.P. (p. 14 y 15).

Fig. 4. Tabla de Correlación Estratigráfica (p. 14 y 15).

Fig. 5. Plano estructural de la Plataforma Valles-San Luis Potosí (p. 56).

Fig. 6. Provincias Geológicas de México (p. 57).

Fig. 7. Plano paleogeográfico del Jurásico tardío (p. 60).

Fig. 8. Plano paleogeográfico del Cretácico temprano (p. - 60).

Fig. 9. Evolución geológica generalizada de la porción Occidental de la Plataforma Valles-San Luis Potosí (p. 61).

Fig. 10. Plano paleogeográfico del Cretácico medio (p. 61).

Fig. 11. Plano paleogeográfico del Cretácico tardío (p. 62 y 63).

Fig. 12. Carta de densidad de disección del relieve, "Santa Catarina", S.L.P.

Fig. 13. Carta de profundidad de disección del relieve, "Santa Catarina", S.L.P.

Fig. 14. Carta Geomorfológica de la zona "Santa Catarina", S.L.P.

Fig. 15. Forma de lapiaz de más de 6 m de altura (fotografía)(p. 73).

Fig. 16. Tres distintos tipos de elevaciones correspondientes de litología y estructura: 1) conglomerados, 2) anhidritas de la Formación Guaxcamá y 3) rocas de la Formación El Abra (Facies postarrecifal)(fotografía)(p. 77).

Fig. 17. Frente escarpado de rocas volcánicas y el cauce de un valle fluvial (fotografía)(p. 81).

Fig. 18. Se aprecia al fondo. 1) las anhidritas de la Formación Guaxcamá, 2) el piedemonte, y 3) la planicie aluvial - (fotografía)(p. 85).

Fig. 19. Ladera de rocas plegadas con desarrollo kárstico - (fotografía)(p. 86).

Fig. 20. Perfil de una terraza fluvial (fotografía)(p. 89).

I. INTRODUCCION

Este trabajo que se presenta como tesis profesional tiene por objetivo un reconocimiento geológico-geomorfológico de una porción de la Sierra Madre Oriental en el Estado de San Luis Potosí, que comprende una extensión de aproximadamente 952 Km². Esto proporcionó una información geológica y geomorfológica de la zona, la cual es de gran interés por su estructura geológica, relieve y recursos naturales. Resulta de aquí, una información útil que complementa a los estudios geológicos existentes y puede ser utilizada para futuros trabajos de geotecnia, geohidrología u otros.

En primer lugar se realizó el trabajo de gabinete en dos distintas etapas: una antes del trabajo de campo y otra posterior. En la etapa inicial se realizó la recopilación, revisión y análisis de la información existente relacionada con el área y de zonas adyacentes a ésta. Se consultaron mapas de climas, vegetación, topográficos y geológicos en escala 1:50 000.

A partir de los mapas topográficos se determinó la densidad y profundidad de la disección del relieve y se hizo un breve análisis de los resultados obtenidos.

Por medio de la interpretación de fotografías aéreas que cubren el área se elaboró otro mapa morfogenético. La fotointerpretación permitió también obtener un mosaico fotogeológico preliminar.

Durante el trabajo de campo se realizó un reconocimiento - del área en estudio, mismo que permitió conocer la zona, sus características geológicas-geomorfológicas generales y verificar - la información obtenida en la fotointerpretación.

El trabajo de campo se realizó en cuatro etapas de 15 días cada una, la primera fue en marzo de 1984, la segunda en mayo de 1984, la tercera en julio de 1984, y la cuarta en octubre del -- mismo año. Se hicieron caminamientos perpendiculares a las estruc- turas, se elaboró una sección estructural con la descripción ma- croscópica y en semidetalle de la litología de las rocas afloran- tes y muestreo de la misma en lugares estratégicos y se verifica- ron las localidades sobre las cuales existían dudas.

Durante la segunda etapa de gabinete se realizó la reinter- pretación de las fotografías aéreas, cuyos datos e información - geológica-geomorfológica recabada en el campo fue transferida a la carta topográfica base, sobre la cual posteriormente se elabo- ró un plano geológico y la sección estructural, donde se represen- tan gráficamente las estructuras principales en la misma escala utilizada que en el plano geológico, asimismo, se hicieron láminas delgadas de muestras colectadas en el campo y finalmente se redac- tó el presente texto.

No hay investigaciones sobre la Plataforma Valles-San Luis Potosí afines con la geomorfología. Numerosos trabajos de recono- cimiento e investigación geológica se han realizado en la región. Los principales, conocidos de carácter regional, son los de De -

Cserna y Bello (1963), presentan algunos aspectos de la estratigráfica física expuesta en la Sierra de Alvarez. Carrillo (1971) hizo una descripción de algunas estructuras y de las unidades estratigráficas de la Plataforma Valles-San Luis Potosí. López (1971) manifiesta los aspectos fisiográficos y estratigráficos de la zona. Martínez (1972) analiza la estratigráfica de la región y describe a la Formación Guaxcamá. Garza (1978) diferencia las distintas unidades formacionales en el área de "Santa Catarina", S. L.P. Más tarde Rueda (1980) hace trabajos de geoquímica en la plataforma. Poco después, Arriaga (1980) describe la génesis de los depósitos de anhidritas con el azufre y con la dolomita de la -- Formación Guaxcamá. Por último, Petróleos Mexicanos (1980) realiza una excursión geológica en la Plataforma Valles-San Luis Potosí con el fin de evaluar los depósitos y los niveles estratigráficos considerados como objetivos petroleros.

En esta relación hay una gran variedad de temas: geológicos, geoquímicos y mineros. Algunos tratan a la Plataforma Valles-San Luis Potosí en forma directa, otros se refieren a localidades excepcionalmente pequeñas.

Es importante señalar mi más sincero agradecimiento al Dr. José Lugo Hubp director de tesis, al Ing. Miguel Vera Ocampo, a Petróleos Mexicanos y a todas las personas que directa o indirectamente intervinieron en la elaboración del presente trabajo.

LOCALIZACION GEOGRAFICA Y EXTENSION DEL AREA

Geográficamente, el área en estudio se encuentra en el estado de San Luis Potosí, comprendida en la porción central del país. Está delimitada por los paralelos 22°00' a 22°15' de latitud norte y por los meridianos 100°20' a 100°40' de longitud oeste del meridiano de Greenwich.

La extensión de la misma es de aproximadamente 952 Km² de superficie correspondiente a la carta de la Secretaría de Programación y Presupuesto F-14-A-85 "Santa Catarina", S.L.P., en escala 1:50 000 (Fig. 1).

VÍAS DE COMUNICACION

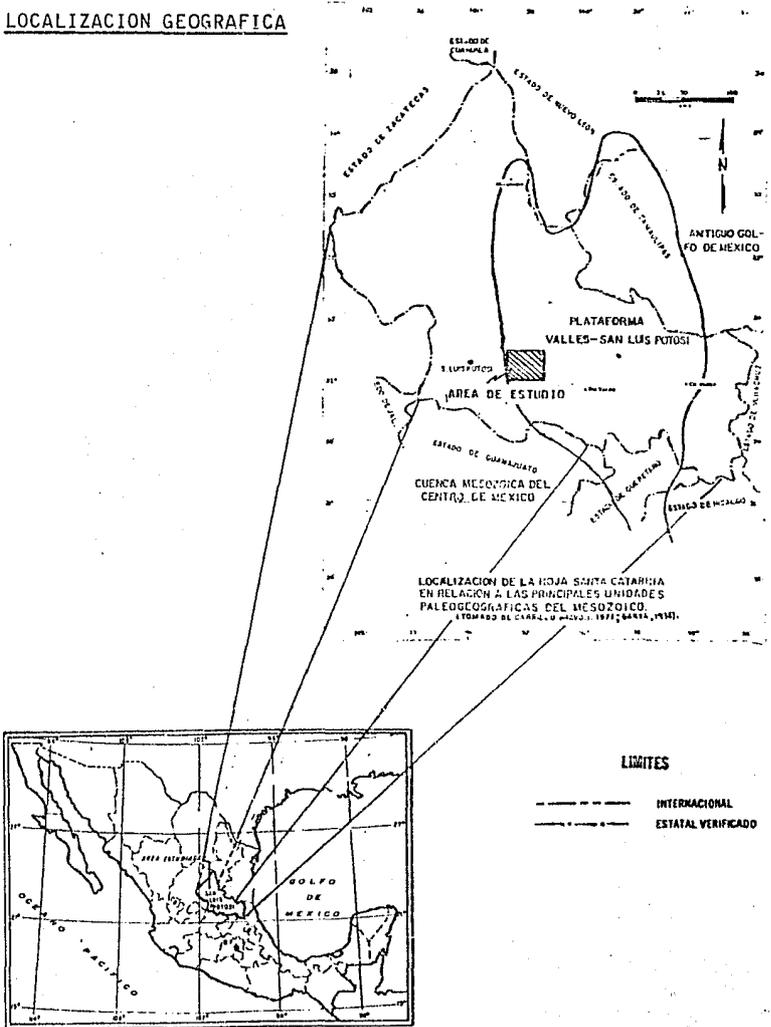
El acceso a esta zona se realiza, partiendo de la ciudad de México, por la carretera federal No. 57 hasta la ciudad de San Luis Potosí y tomando la desviación a la derecha por la carretera federal No. 70 San Luis Potosí-Tampico que cruza al mapa diagonalmente con un rumbo aproximado W a E.

De la carretera federal No. 70 parten caminos vecinales, veredas y brechas que comunican a los ejidos, siendo sólo transitables en tiempo de secas.

POBLACION Y CULTURA

El poblado más importante en la región es Santa Catarina, S.L.P., que cuenta con aproximadamente 4000 habitantes. La mayor parte de la población es ejidal y se distribuye en núcleos menores

LOCALIZACION GEOGRAFICA



de 1500 habitantes.

Este poblado es el principal centro de actividades sociales y culturales. El nivel de cultura de la población se ve restringida a la instrucción primaria y a la secundaria de reciente creación.

Esta población cuenta con servicios de abastecimiento de agua potable, de energía eléctrica y de correos, en cuanto a los servicios médicos, éstos son muy limitados.

Las actividades económicas de la región se basan fundamentalmente en la agricultura, el pastoreo, el pequeño comercio y la minería en pequeña escala.

La agricultura se practica en forma rudimentaria debido a la falta de tecnología y de recursos adecuados, siendo ésta principalmente de temporal cuyo cultivo principal es el maíz.

El pastoreo es una de las actividades de importancia la cual se realiza con crías de ganado (asnal, bovino, caballar, caprino, mular y porcino) en pequeña escala.

El pequeño comercio es otra de las actividades de importancia y muy común en la región, ya que permite a los pobladores abastecerse de alimentos.

La minería si bien fue en una época la actividad más importante de la región, actualmente se reduce a la explotación en pequeña escala por gambusinos.

CLIMA Y VEGETACION

Clima

El clima en esta región es seco estepario, con vientos alisios dominantes, los cuales provienen del Golfo de México favoreciendo una humedad de 60 % como promedio anual.

La temperatura y precipitación son variables, con cambios marcados que dependen fundamentalmente de la altura sobre el nivel del mar.

Las variaciones de la temperatura media anual son de 16°C en el poblado de San Francisco a 20°C en los poblados de San Nicolás Toíentino y Santa Gertrudis, S.L.P. Las precipitaciones medias anuales son de 900 mm en la Sierra de Alvarez y se reducen a 530 mm en el poblado de Santa Catarina, S.L.P.

Los climas de esta zona, de acuerdo con García (1964) son los siguientes.

1. BS₁Kw(e)g

Seco estepario, con lluvias en verano y temperatura media inferior a los 18°C. Este tipo de clima es característico de la Sierra de Alvarez.

2. BSh(w)(e)g

Seco estepario, con lluvias en verano, semicálido con invierno fresco y temperatura media anual entre los 18°C a 20°C. Este tipo de clima es característico de Santa Catarina, S.L.P.

El significado de las abreviaturas claves es el siguiente.

B: Perteneciente a climas secos.

BS: Perteneciente a clima estepario seco.

w: Régimen de lluvias en verano e invierno con 5 % a 10.2 % de precipitación anual.

W(w): Régimen de lluvias en verano e invierno con 5 % de precipitación anual de este último.

K: Templado con verano cálido y variación media anual de la temperatura entre 12°C a 18°C. La del mes más frío entre -3°C a 18°C y la del mes más cálido es mayor a los 18°C.

h: Semicálido con invierno fresco y temperatura oscilante de 18°C a 20°C, la del mes más frío es de 18°C.

e: Extremoso, con temperatura oscilante entre 7°C a 14°C.

I: Isotermal, oscilante de -5°C.

g: Se utiliza como indicador de la temperatura tipo Ganges, se añade después de los símbolos si el mes más caliente del año es antes de junio.

Vegetación

De acuerdo al trabajo de Rzedowsky (1961), la distribución de la vegetación en el área en estudio, es variada y está controlada por los cambios de temperatura y precipitación, por la topografía, el sustrato geológico, el intemperismo y la humedad del suelo. Entre la vegetación que se encuentra ampliamente distribuida en la zona, pueden mencionarse las siguientes clases.

1. Matorral desértico micrófilo

Este tipo de vegetación es característica de zonas áridas o semiáridas, se desarrolla en depósitos aluviales pobres en materia orgánica. Las especies representativas son las siguientes: mezquites (Prosopis juliflora), gobernadora (Larrea divaricata), magüey (Opuntia Ssp.), biznaga (Echinocactus), granjeno (Celtis-pallida), y uña de gato (Mimosa Ssp.).

2. Matorral crasicaule

Este tipo de vegetación se desarrolla en las laderas de las montañas y consiste en cactáceas cuyas especies representativas son las siguientes: nopales (Opuntia leucotricha) y (Opuntia Ssp.), y el magüey (Agave atrovirens).

3. Matorral desértico rosetófilo

Este tipo de vegetación con hojas en forma de rosas se desarrolla en las formaciones calcáreas ricas en materia orgánica. Las especies representativas son las siguientes: magüeyes (Agave Ssp.), lechuguilla (Agave lechuguilla) y las palmas (Yucca carnerosana).

4. Mezquital extradesértico

Este tipo de vegetación se desarrolla en terrenos planos o suavemente inclinados, característicos de suelos profundos ricos en materia orgánica y en regiones áridas donde la falta de precipitación es compensada con el nivel freático, sus especies representativas son las siguientes: mezquite (Prosopis juliflora)

(Acacia ferriesiana) y (Yucca filifera).

5. Encinar y Pinar

Este tipo de vegetación se desarrolla en suelo ácido cubier_ to durante todo el año por una capa gruesa de hojarasca y rica en materia orgánica, sus especies representativas son las siguientes: Quercus polymorpha, Quercus prinopsis, Quercus regulosa, Quercus furfuracea y Quercus deversifolia.

II. FISIOGRAFIA

De acuerdo con Raisz (1964), el área objeto de estudio se encuentra ubicada dentro de la subprovincia de las Cordilleras -- Bajas en su parte Occidental, perteneciente a la provincia de la Sierra Madre Oriental y delimitada al Occidente por la provincia de la Mesa Central.

El área comprendida en la hoja "Santa Catarina", S.L.P., -- está caracterizada por el predominio de estructuras plegadas y ca_ denas montañosas volcánicas orientadas al NW. En esencia, estas -- cadenas montañosas plegadas son angostas, alargadas, asimétricas y en su estructura recostadas hacia el este y los ejes de los plie_ gues muestran una orientación regional al NW.

La mayor altitud se encuentra en el sector Occidental, repre_ sentada por estructuras plegadas pertenecientes a la Sierra de Al_ varez con altitudes de 2600 msnm.

Dentro de esta zona se tiene una serie de cadenas montañosas

importantes que presentan altitudes que oscilan entre 2400 a ---
1300 msnm.

El relieve de la región es en general de laderas de fuerte inclinación y escarpado, con una pequeña porción de terreno plano. En general el nivel topográfico de todo el terreno es más alto - en el sector occidental suavizándose hacia el sureste del área. La causa de esta variación se debe principalmente a la constitución litológica y a las estructuras. Las partes altas por lo general, están constituidas por rocas calcáreas y las partes bajas - por rocas arcillosas y evaporíticas.

Hidrografía

La red fluvial se presenta con fuerte densidad en toda la zona, con excepción de las planicies y elevaciones montañosas constituidas de rocas de alta permeabilidad.

La corriente más importante se encuentra hacia la parte central del extremo oriental del mapa, se alimenta de dos afluentes - importantes e intermitentes; los Ríos Santa Catarina y San Nicolás, que cruzan la zona con rumbo aproximado NW-SE, los que a su vez - reciben las aguas de numerosas corrientes que se extienden por to das las laderas montañosas.

Se puede apreciar un fuerte escurrimiento superficial en -- las laderas de las rocas volcánicas cuyas direcciones de flujo de los arroyos responde por lo general a la dirección de fractura---

miento. La red fluvial es en general de configuración dendrítica y en ocasiones radial divergente, como el que encontramos en las rocas de tipo andesítico localizadas en la porción central del extremo Sur del mapa. En las rocas sedimentarias es variable, ya que en las de tipo arcillo-calcareas las direcciones de flujo de los arroyos responden a la dirección de las fracturas y generalmente son perpendiculares al eje de los pliegues. En las anhidritas el drenaje es dendrítico, denso, paralelo y perpendicular al eje del anticlinal de Santo Domingo. Por último, en las rocas calcáreas las direcciones de los arroyos responden a la de las fracturas y por lo general son perpendiculares al eje de los pliegues. Son comunes los valles ciegos que se forman por la infiltración del agua en los conductos verticales kársticos. De esta manera, se aprecia que hay una buena alimentación hidrológica, ya que se trata de un relieve predominantemente montañoso y de una zona de recarga acuífera donde las unidades hidrogeológicas tienen gran importancia por sus características de transmisión y almacenamiento.

Las planicies a niveles más bajos son las zonas favorables para la descarga y la concentración de las aguas subterráneas. El karst tiene una importancia creciente por su relación con las aguas subterráneas así como también por su influencia en una serie variada de problemas geotécnicos.

Los afluentes de las corrientes mayores son intermitentes y solamente llevan agua en épocas de lluvia; el escurrimiento desaparece por infiltración al alcanzar el nivel base local, por lo

que el agua subterránea es el único recurso explotable, el cual es fundamental para el progreso de la región. El aprovechamiento del agua subterránea depende de las características físico-químicas, estas pueden ser por la concentración del (Ph), temperatura del agua y ambiente, la dureza del agua, permeabilidad y porosidad y sólidos totales disueltos.

En el extremo occidental del área se encuentra un partea--guas importante, el cual delimita a dos cuencas hidrográficas: la cuenca del Rfo Verde que ocupa mayor parte de la zona brevemente descrita, que pertenece a la vertiente del Golfo de México y la cuenca de San Luis Potosí de tipo endorreico.

III. GEOLOGIA

La geología de la zona que comprende este trabajo es compleja por la gran variedad de rocas que se presentan; sedimentarias, ígneas y metamórficas. Se trata de estructuras jóvenes, los depósitos más antiguos son del Cretácico inferior, la fase orogénica Laramide se produce a finales del Paleoceno-Eoceno y posiblemente continúa en el Neógeno.

a) ESTRATIGRAFIA

La secuencia estratigráfica observada en la región comprende rocas cretácicas, terciarias y cuaternarias, las cuales se encuentran dentro de las provincias paleogeográficas; Plataforma - Valles-San Luis Potosí y la Cuenca Mesozoica del Centro de México (Carrillo, 1972).

Las rocas más antiguas que afloran en esta área son de edad mesozoica y pertenecen al Cretácico inferior. En la cuenca se tienen las Formaciones Tamaulipas Inferior y Otates y en la plataforma a la Formación Guaxcamá.

El Cretácico medio está representado en la cuenca por las Formaciones Cuesta del Cura y Tamabra y en la plataforma por la Formación El Abra (facies postarrecifal).

Las rocas más jóvenes comprendidas en la serie mesozoica son las Formaciones Soyatal, Tamasopo y Cárdenas, correspondientes al Cretácico superior. El Terciario está representado por rocas

ígneas extrusivas y por la Formación El Morro y el Cuaternario por depósitos clásticos (Fig. 2)(contra portada).

La génesis y ambiente de depósito de cada una de estas formaciones han sido muy variadas a lo largo del tiempo geológico. La columna aflorante está representada en forma generalizada por rocas evaporíticas, calcáreas, calcáreo-arcillosas, rocas ígneas extrusivas y depósitos clásticos cuyas características litológicas pueden diferir ligeramente de las de la localidad tipo (Fig. 3).

La nomenclatura y correlación de las unidades estratigráficas aflorantes en el área en estudio se describen en base a una clasificación cronoestratigráfica, la cual sirve para organizar sistemáticamente la secuencia estratigráfica. Se puede observar en la tabla estratigráfica (Fig. 4).

Sistema Cretácico

Los sedimentos del sistema Cretácico constituyen la mayor parte de las rocas que conforman a la Plataforma Valles-San Luis Potosí, cuya edad va desde el Neocomiano al Maestrichtiano (Carrillo, 1971). En la zona estos sedimentos se encuentran ampliamente distribuidos.

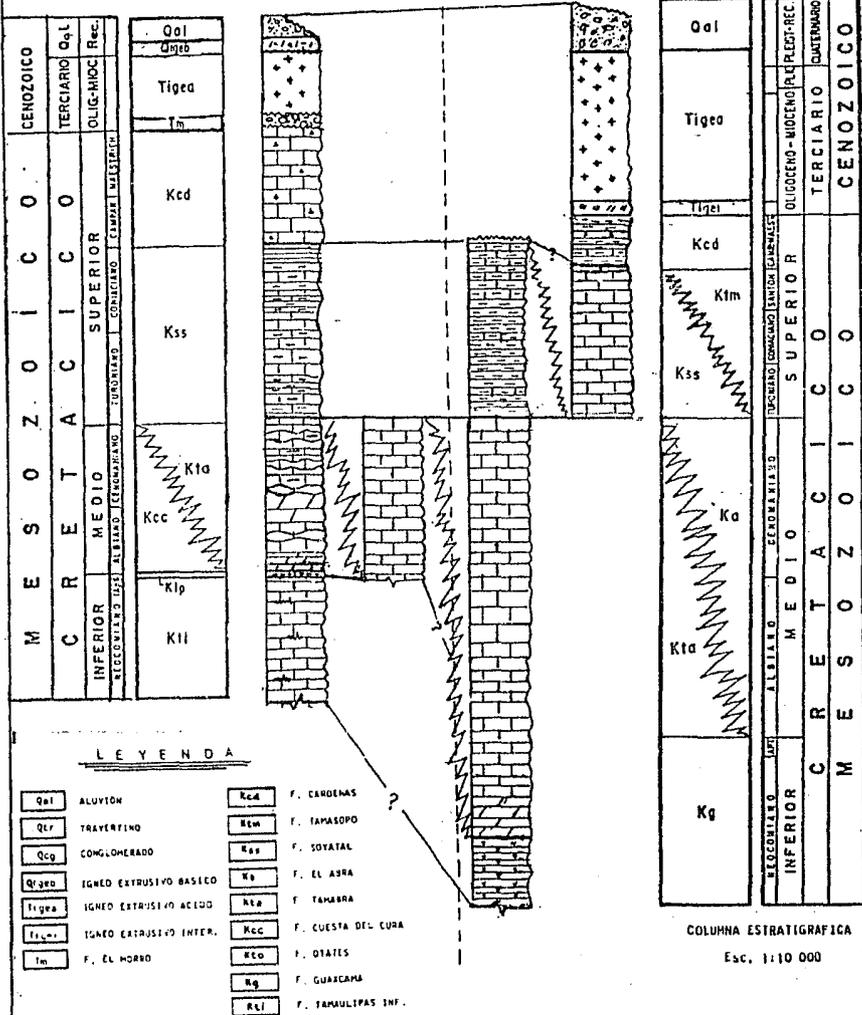
FORMACION TAMAULIPAS INFERIOR

Stephenson (1921) define con el nombre de Formación Tamaulipas Inferior a una secuencia de calizas de grano fino de colores

COLUMNA ESTRATIGRAFICA DE SANTA CATARINA, S.L.P.

SECTOR OCCIDENTAL

SECTOR ORIENTAL



COLUMNA ESTRATIGRAFICA

Esc. 1:10 000

TABLA DE CORRELACION ESTRATIGRAFICA

ERA	SISTEMA	SERIE	PISO	CUENCA DEL CENTRO DE MEXICO MEPEM, 1936			SANTA CATERINA S. L. P.		MANTEN OCCIDENTAL DEL ANTIORO CANON DE UTEC (GARCERAN, 1971)	
				FORMACION	SECTOR OCCIDENTAL	SECTOR ORIENTAL	FORMACION	FORMACION		
					J.F. GUTIERREZ URIBES	UNAM 1966				
CENOZOICA	CUATERNARIO	RECIENTE		ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION		
		PLEISTOCENO			ROCAS TUNDAS					
	TERCIARIO	PLIOCENO								
		MIOCENO				ROCAS IGNEAS	ROCAS IGNEAS			
		OLIGOCENO			ANUICILA					
			EOCENO				EL MORDO			
				PALEOCENO						
	CRETACICO	SUPERIOR			CARACOL	CARDENAS	CARDENAS	VENDEZ		
		MEDIO			INDIQUILA E QUATZAL	SOTAL	SOTAL	SAN FELIX		
INFERIOR				CIESTA DEL CURA	EL ABRA	EL ABRA	EL ABRA			
				LA PEÑA	TAMAU-LIPAS INF.	QUAXCAMA	TAMAU-LIPAS INF.			
JURASICO	SUPERIOR			LA CAJA	FRANCAS		PIMIENTA			
	MEDIO						TAMAU-LIPAS SUP.			
	INFERIOR						HUAYACOCOTLA			
TRIASICO	SUPERIOR			ZACATECAS	HUIZACHAL		HUIZACHAL			
	MEDIO									
	INFERIOR									
PALEOZOICA	PERMIANO			SIN TIEMPO FORMACIONAL						
	CARBONIFERO									
	DEVONIANO									
	SILURIANO									
	ORDOVIZIANO									
PRECAMBRICO				BASAMENTO	BASAMENTO	BASAMENTO	ESQUELETOS "BRANJERO" SNEZIBES			

Aluvion por erosion o no depositado

Contorno irregular no uniformado

J.F. GUTIERREZ URIBES data Profesional UNAM 1986

Fig. 4

gris claro a gris crema, con nódulos de podernal y estilolitos - paralelos a los planos de estratificación. La localidad tipo se encuentra en el Cañón de la Borrega, Tamps. (Martínez, 1972).

Distribución

Esta formación se distribuye y aflora en la parte occidental del área en estudio y forma parte del flanco occidental del anticlinal de Alvarez, así como también se distribuye en las márgenes de la Plataforma Valles-San Luis Potosí.

Litología y Espesor

El afloramiento observado de esta formación, consiste en calizas de textura, según Dunham (1962) y Folk (1974) mudstone a wackestone (biomicrita), de color gris crema y estratificación - gruesa; con estilolitos paralelos a los planos de estratificación y nódulos y lentes de pedernal negro. Estas calizas intemperizan en color gris pardo a gris crema. También se observaron intercalaciones de calizas recristalizadas (microcristalinas) parcialmente dolomitizadas, de color gris oscuro, de estratificación mediana, con microfracturas rellenas de calcita. Estas calizas intemperizan en color gris rosáceo. El espesor de esta formación no pudo ser medido en su totalidad en la zona.

Relaciones Estratigráficas

Esta formación se encuentra descansando discordantemente sobre la Formación Trancas (relación que se infiere) y está cubierta

concordantemente por la Formación Otates, relaciones estratigráficas que se manifiestan en la porción occidental del anticlinal de Alvarez.

Edad y Correlación

Por su posición estratigráfica y contenido faunístico se -- le puede asignar una edad del Neocomiano. Es correlacionable con las Formaciones Guaxcamá (Plataforma Valles-San Luis Potosí), Las Vigas y Parritas (Cuenca de Chihuahua), La Virgen, Padilla y La Mula (Cuenca de Sabinas), Calizas Chinameca y Formación San Ricardo (Istmo de Tehuantepec), etc. Su contenido faunístico es el siguiente (Bonet, 1963; Carrillo, 1971; Sholle, 1983).

<u>Calpionella elliptica</u>	(Cadish).
<u>Globigerinelloides maridalensis</u>	(Bolli).
<u>Hedbergella</u> cf: <u>H. roblesae</u>	(Longoria).
<u>Leopoldina cabri</u>	(Sigal).
<u>Nannoconus brucheri</u>	(Brönnimann).
<u>Nannoconus collomi</u>	(De Lapparent).
<u>Nannoconus wassalli</u>	(Brönnimann).
<u>Pithonella ovalis</u>	(Kaufmann).
Equinodermos, miliólidos y ostrácodos.	

Ambiente de Depósito

Esta formación por sus características litológicas y por su contenido de fauna pelágica se puede inferir que fue depositada --

sobre la plataforma, en aguas de alta energía (Carrillo, 1971).

FORMACION GUAXCAMA

Martínez (1965) define con el nombre de Formación Guaxcamá, a una secuencia evaporítica de edad Neocomiana-Aptiana que se localiza en la parte central de la Plataforma Valles-San Luis Potosí. La localidad tipo se encuentra en los alrededores de la mina Guaxcamá al SW de Cerritos, S.L.P.

Distribución

Esta formación se distribuye y aflora en la porción NE del mapa, forma parte del anticlinal de Santo Domingo, es un residuo de una estructura plagada muy erosionada y actualmente se encuentra formando el Potrero de Santa Gertrudis, por lo general hacia sus flancos existe una buena expresión de los afloramientos. También se encuentra aflorando en el flanco SW de la Sierra de Guadalcázar, S.L.P.

Litología y Espesor

Los afloramientos observados de esta formación consisten en anhidritas y yesos de textura microcristalina de color gris claro a gris oscuro, finamente laminar y materiales arcillosos con intercalaciones de calizas recristalizadas y dolomías de color pardo y gris oscuro, de textura microcristalina. Las anhidritas presentan lapiaz o lenar. El espesor estimado para esta formación es de aproximadamente 550 m.

Relaciones Estratigráficas

Esta formación se encuentra descansando discordantemente - sobre sedimentos del Jurásico superior (relaciones estratigráficas que se infieren ya que no se observó la base de esta secuencia) y se encuentra cubierta discordantemente por la Formación - El Abra, relaciones que se manifiestan en la porción NE del anticlinal de Santo Domingo.

Edad y Correlación

Por su posición estratigráfica y contenido faunístico se - puede asignar una edad del Neocomiano-Aptiano. Es correlacionable con la Formación Otates. Su contenido faunístico no se observó.

Ambiente de Depósito

Las características litológicas de esta formación sugieren que se depósito en extensas lagunas hipersalinas, localizadas en el centro de la plataforma, separadas de mar abierto por complejos arrecifales. Lateralmente hacia los bordes de la plataforma, cambia a facies de carbonatos biógenos de ambiente lagunar (PEMEX, 1980).

FORMACION OTATES

Esta formación fue definida por Böse (1927) en el cañón de San Nicolás, en la Sierra de San Carlos, donde reporta una secuencia de calizas de coloración amarillo, rojo y gris de estratificación delgada, las que consideró del Albiano inferior y pertene---

cientes al horizonte de Clansayes, que constituye la transición entre las rocas albianas y aptianas.

En la Sierra de San Carlos, al SW de Burgos, Hegwein (1930) encontró fósiles del Neocomiano y posteriormente Burckhardt (1930) hace referencia de calizas con amonites del Cretácico inferior -- (Neocomiano inferior) y un horizonte al que denomina "Niveau de - Clansayes" con Parahoplites sp. (Albiano inferior). Posteriormente Milek y Muir (1934), en el Cañón de Otates reportan la mejor localidad fosilífera, perteneciente al horizonte de Clansayes, aunque las amonites están mal preservadas, entre las cuales Burckhardt - identificó la Puzosia sp. y Parahoplites sp. concluyendo que este último indica una edad Albiano inferior, probablemente un poco más alto que el horizonte Clansayes.

Muir propuso de manera formal designar a este horizonte como "Horizonte Otates" de las calizas Tamaulipas, tomando el nombre del cañón donde se encuentra la localidad tipo (López, 1980).

El uso del termino "Horizonte Otates" se ha generalizado; sin embargo, este problema ha sido tratado por varias personas, - estando estas de acuerdo en que se le denomine "Formación Otates" por mostrar características litológicas y paleontológicas bien definidas y tener una distribución regional y ser cartografiable, - (Carrillo, 1971).

Distribución

Esta formación se distribuye hacia la porción central del anticlinal de Alvarez, y se encuentra aflorando en la porción cen

tral del país.

Litología y Espesor

La Formación Otates está constituida por una secuencia de calizas arcillosas, lutitas y limolitas. Las calizas presentan una textura, según Dunham (1962) y Folk (1974) wackestone (biomicrocristal), con fracturas rellenas de calcita. Presentan un color pardo rojizo. Las lutitas presentan estratificación laminar e interperizan en color pardo rojizo con algunos tonos amarillentos. En esta secuencia estratigráfica no se observaron macrofósiles, el espesor de esta formación es de aproximadamente 3 m.

Relaciones Estratigráficas

Esta formación se encuentra descansando concordantemente sobre la Formación Tamaulipas Inferior y está cubierta de la misma manera por la Formación Cuesta del Cura, relaciones estratigráficas que se manifiestan en la porción oriental del anticlinal de Alvarez.

Edad y Correlación

Por su posición estratigráfica y contenido faunístico se le puede asignar una edad del Aptiano. Es correlacionable con las Formaciones Las Uvas (Chihuahua), Persall y parte superior de la Glen Rose (Texas), La Peña (Coahuila), etc. Su contenido faunístico es el siguiente (Bonet, 1963).

Globigerinidos (indeterminados)

Nannoconus sp. (Kamptner)

Ambiente de Depósito

Por sus características litológicas y asociación faunística se considera que esta unidad formacional se depositó en un ambiente de aguas profundas y tranquilas, asociada a una etapa de inestabilidad tectónica (período transgresivo) con aporte de lodos clásticos y carbonatos.

FORMACION CUESTA DEL CURA

Imlay (1936) fue quien describió esta unidad como una secuencia de calizas densas de color gris oscuro, onduladas, en estratos de 5 cm de espesor, con intercalaciones de lentes y bandas de pedernal negro, así como lutitas calcáreas laminares de color gris claro y amarillento. La localidad tipo fue establecida al W de Parras, Coah., donde alcanza un espesor de 300 m.

Distribución

Esta formación se distribuye y aflora en la porción occidental del anticlinal de Alvarez y del área en cuestión, así como también se distribuye en el centro y norte de México.

Litología y Espesor

El afloramiento observado de esta formación consiste en una secuencia de calizas y lutitas calcáreas. Las calizas son de textura, según Dunham (1962) y Folk (1974) wackestone (biomicrita) arcilloso de color gris oscuro, en estratificación mediana a delgada "ondulante", presenta "boudinage", es decir, muy variable, -

debido a la plasticidad de las calizas. Con intercalaciones de lutitas calcáreas y bandas y nódulos de pedernal negro; con fracturas y microfracturas rellenas de calcita. Intemperiza en color gris pardo con algunos tonos amarillentos, su superficie se encuentra corrugada presentando huellas de disolución (lapiaz o lenar). Las lutitas calcáreas son de color pardo rojizo de estratificación laminar. Esta unidad formacional presenta un fuerte plegamiento y fracturamiento y su espesor es de aproximadamente 300 m.

Relaciones. Estratigráficas

Esta formación descansa concordantemente sobre la Formación Otates, presenta un cambio de facies lateral con la Formación -- Tamabra. Su contacto superior con la Formación Soyatal es concordante y transicional.

Edad y Correlación

Por su posición estratigráfica y contenido faunfstico se le puede asignar una edad del Albiano-Cenomaniano. Es correlacionable con las Formaciones Tamaulipas Superior, miembro superior (Sur - de Ixmiquilpan, Hgo.), El Abra (Cuenca de Tampico-Misantla), Grupo Washita indiferenciado, Grupo Fredericksburg y la parte superior del Grupo Trinity (Oriente de Texas y Norte de México), Treviño (Sierras de Mayrán, Coah.) y las Calizas Sierra Madre (Istmo de Tehuantepec y Tabasco). Su contenido faunfstico es el siguiente (Bonet, 1963; Sholle, 1978).

Cadosina sp. (Wanner).

- Colomiella recta (Bonet).
Calpionella elíptica (Cadish).
Favusella washitensis (Carsey).
Globigerinelloides barri (Bolli).
Globochaete alpina (Lombard).
Hedbergella sp. (Brönnimann).
Microcalamoides diversus (Bonet).
Pithonella ovalis (Kaufmann).
Pithonella sp. (Lorenz).
Rotalipora sp. (Brotzen).
Stomiosphaera sp. (Wanner).
 Calciesferulidos, coccolitofóridos y miliólidos.

Ambiente de Depósito

Por sus características litológicas y asociación faunística se considera que esta unidad formacional se depositó en un ambiente de cuenca de aguas tranquilas, con aporte de terrígenos y carbonatos (PEMEX, 1980).

FORMACION TAMABRA

Heim (1940) define con el nombre de Formación Tamabra a una secuencia de calizas de la facies Tamaulipas. Revueltas (1945) en el área de Poza Rica (Veracruz) describe a esta formación, constituida en su base por calizas de la Formación Tamaulipas y hacia la parte superior por calizas de la facies El Abra. Posteriormente Illing (1956) define a una secuencia de dolomías y calizas bio

clásticas variando a calcilutitas semejantes a las de la Formación Tamaulips. Carrillo (1971) describe a la formación Tamabra (facies postarrecifal de la Formación El Abra) como un conjunto de rocas clásticas de talud arrecifal, dolomitizadas que presentan un cambio de facies lateral con las calizas de cuenca de la Formación Cuesta del Cura (in Carrillo, 1971).

Distribución

Esta formación se distribuye y aflora en el sector occidental de la zona y forma parte del flanco oriental del anticlinal de Alvarez.

Litología y Espesor

El afloramiento observado de esta formación, en su base -- consiste en una secuencia de calizas de textura, según Dunham -- (1962) y Folk (1974), mudstone (micrita fosilífera) a wackestone (biomicrita), parcialmente dolomitizada de color gris a gris oscuro; con nódulos de pedernal negro y fracturas rellenas de calcita. Su estratificación es de mediana a gruesa e intemperiza en color gris pardo con algunos tonos amarillentos. En su cima está constituida por una secuencia de calizas de textura packestone - (biomicrita y biomicrita recristalizada) y packstone (biomicrita) de litoclastos y bioclastos con intercalaciones de wackestone a grainstone biógeno e intraclástico de color gris a gris oscuro, parcialmente dolomitizado, con nódulos de pedernal negro y estratificación de mediana a gruesa e intemperiza en color gris con algunos tonos amarillentos. El espesor de esta formación no pudo -

ser medido en su totalidad en la zona.

Relaciones Estratigráficas

Esta formación se encuentra formando un cambio de facies lateral con la Formación Cuesta del Cura y está cubierta concordantemente por la Formación Soyatal, relaciones estratigráficas que se manifiestan en la porción occidental del área en cuestión.

Edad y Correlación

Por su posición estratigráfica y contenido faunístico se le puede asignar una edad del Albiano-Cenomaniano. Es correlacionable con las Formaciones Kiamichi y Grupo Washita indiferenciado (Coahuila) y es isócrona con la Formación Cuesta del Cura. Su contenido faunístico es el siguiente (Bonet, 1963; Carrillo, 1971).

<u>Bonetocardiella betica</u>	(Azema).
<u>Bonetocardiella conoidea</u>	(Bonet).
<u>Cadosina</u> sp.	(Wanner).
<u>Calcisphaerula innominata</u>	(Bonet).
<u>Colomiella recta</u>	(Bonet).
<u>Favusella hiltermani</u>	(Leoblich).
<u>Favusella washitensis</u>	(Carsey).
<u>Globiferinelloides</u> sp.	(Cushman).
<u>Nummoloculina</u> sp.	(Bonet).
<u>Quinqueloculina</u> sp.	(D'Orbigny).
<u>Pithonella ovalis</u>	(Kaufmann).

- Rotalipora sp. (Brotzen).
Saccocoma sp. (Agassiz).
Stomiosphaera sp. (Wanner).

Ambiente de Depósito

Por sus características litológicas y asociación faunística se considera que esta unidad formacional se depositó en el talud en un ambiente de plataforma externa y cuya litología es bastante variada debido a los flujos de corrientes de turbiedad (PEMEX, 1980).

FORMACION EL ABRA

(Facies postarrecifal)

Carrillo (1971) describe como facies postarrecifal de la Formación El Abra a un conjunto de calcilutitas, calcarenitas, calizas oolíticas con "pellets", miliólidos, biostromas de toucas y dolomías. La localidad tipo se encuentra en el cañón de El Abra, oriente de Ciudad Valles, S.L.P.

Distribución

Esta formación se distribuye y aflora en el sector central y oriental de la localidad y forma parte de las Sierras de San Francisco, Carbonera, Aguacatal y Trejo.

Litología y Espesor

Los afloramientos observados de esta formación, consisten en calizas de textura, según Dunham (1962) y Folk (1974), wackestones a packstones (biopelospatitas a biomicrudita), de color --- gris a gris claro, de estratificación gruesa a masiva; con micro fracturas rellenas de calcita e intemperiza en color gris. Posteriormente se observó una secuencia, consiste en wackestones a --- packstones (biomicritas de miliólidos), de color gris claro y estratificación gruesa; con estilolitos paralelos a los planos de -- estratificación y microfracturas rellenas de calcita. Intemperiza en color gris claro con algunos tonos amarillentos. Su superficie se encuentra corrugada, es decir, presenta huellas de disolución (lapiaz o lenar). Por último, se observó una secuencia de dolomías y calizas parcialmente dolomitizadas y recristalizadas de color - gris oscuro. Las dolomías presentan un color rojizo e intemperizan en color pardo rojizo. El conjunto de toda esta unidad presenta - una estratificación que va de gruesa a masiva y el espesor estimado para esta formación es de 1800 m (Carrillo, 1971).

Relaciones Estratigráficas

Esta formación se encuentra descansando discordantemente -- sobre las evaporitas de la Formación Guaxamá y se encuentra cubierta concordantemente por la Formación Soyatal.

Edad y Correlación

Por su posición estratigráfica y contenido faunístico se le puede asignar una edad del Albiano-Cenomaniano. Es correlacionable con las Formaciones Kiamichi, Grupo Aurora y Grupo Washita (Coahuila), Morelos (Edo. de Morelos) y con el atolón Faja de Oro (Veracruz). Su contenido faunístico es el siguiente (Bonet, 1963; Sholle, 1978).

- Globigerinelloides barri (Bolli).
Nummuloculina heimi (Bonet).
Pithonella ovalis (Kaufmann).
Quinqueloculina sp. (D'Orbigny).
Stomiosphaera sp. (Wanner).
Triloculina sp. (D'Orbigny).
 Gasterópodos, equinodermos y pelecípodos.

Ambiente de Depósito

Por sus características litológicas y asociación faunística se considera que esta formación se depositó en la parte interna de la plataforma en aguas epicontinentales ricas en magnesio sin aporte de terrígenos (Carrillo, 1971).

FORMACION SOYATAL

White (1948) hace una descripción geológica de esta formación en el área de Soyatal, Querétaro. Wilson (1955) define a la Formación Soyatal como una secuencia de calizas de color oscuro

con intercalaciones de lutitas calcáreas. Posteriormente, De Cserna (1963) hace un estudio geológico en la zona en estudio la reporta y la divide en tres unidades. Posteriormente Carrillo (1971) describe tres unidades constituidas por lutitas calcáreas, calcilutitas, calcarenitas y calizas y lutitas (López, 1980).

Distribución

Esta formación se distribuye y aflora en la porción Occidental del mapa y forman parte del sinclinal El Milagro (De Cserna, 1963).

Litología y Espesor

El afloramiento observado de esta formación consiste en una secuencia de calizas y lutitas. Las calizas son de textura, según Dunham (1962) y Folk (1974), wackestone a packstone (micrita fosilífera) arcillosa de color gris oscuro en estratificación de mediana a delgada y microfracturas rellenas de calcita. Su superficie presenta huellas de disolución y alteraciones de óxidos de hierro e intemperiza en color gris con algunos tonos amarillentos. Las calizas se encuentran intercaladas con lutitas de color gris pardo en estratificación de delgada a laminar e intemperiza en color pardo amarillento. Esta formación se encuentra fuertemente plegada y fracturada y su espesor se estima por algunos autores en 600 m (PEMEX, 1980).

Relaciones Estratigráficas

Esta formación se encuentra descansando discordantemente sobre las Formaciones Cuesta del Cura y El Abra y subyace transicional y concordantemente a la Formación Cárdenas.

Edad y Correlación

Por su posición estratigráfica y contenido faunístico se le puede asignar una edad del Turoniano-Santoniano. Es correlacionable con las formaciones Indidura (norte de México), Agua Nueva y Eagle Ford (NE de México y Texas), Chispa Summit del valle del Rfo Conchos (Chihuahua), Maltrata (Veracruz) y Cuautla (Morelos y Guerrero). Su contenido faunístico es el siguiente (Bonet, 1963; Sholle, 1978).

<u>Cadosina</u> sp.	(Wanner).
<u>Dicarinella</u> sp.	(Porthault).
<u>Dicarinella indica</u>	(Jacob).
<u>Favusella</u> sp.	(Michael).
<u>Globotruncana coronata</u>	(Bolli).
<u>Globotruncana sigali</u>	(Reishel).
<u>Hedbergella roblesae</u>	(Obregón).
<u>Hedbergella</u> sp.	(Brönnimann).
<u>Pithonella Trejoi</u>	(Bonet).
<u>Præglobotruncana</u> sp.	(Bermúdez).
<u>Rotalipora</u> sp.	(Brotzen).
<u>Sigalia</u> sp.	(Reiss).

Ambiente de Depósito

Por sus características litológicas y asociación faunística se infiere que esta formación se depositó durante una etapa transgresiva, por la presencia de clásticos (limos y arcillas) y calizas que indican condiciones inestables en el lugar donde se originaron (Carrillo, 1971).

FORMACION TAMASOPO

Böse (1906) define con el nombre de Formación Tamasopo a una secuencia de calizas masivas de tipo lagunar de edad Turoniano-Santoniano, que se localiza en la parte central de la plataforma Valles-San Luis Potosí. La localidad tipo se encuentra en los alrededores de Tamasopo, S.L.P. (PEMEX, 1980).

Distribución

Esta formación se distribuye y aflora en los alrededores del poblado de San Nicolás Tolentino, S.L.P., sector norte de la localidad.

Litología y Espesor

Consiste en una secuencia de calizas de textura, según Dunham (1962) y Folk (1974), wackestone a packstone (biomicrita) de color gris en estratificación mediana; con estilolitos y microfracturas rellenas de calcita e interperiza en color gris pardo. Hacia su cima se encuentra una secuencia de calizas de textura packstone a grainstone (biopelmicrita y bioesparrudita) e intra-

clástico de color gris claro en estratificación mediana; con microfrazas rellenas de calcita e intemperiza en color pardo - grisáceo. El espesor de esta formación no pudo ser medido en su totalidad dentro de la zona pero se estima por algunos autores que es de 240 a 500 m. (De Cserna, 1963).

Relaciones Estratigráficas

El contacto inferior de esta formación no fue observado, - es cubierta concordantemente por la Formación Cárdenas, relaciones estratigráficas que se manifiestan en la porción norte del mapa.

Edad y Correlación

Por su posición estratigráfica y contenido faunístico se le puede asignar una edad del Turoniano-Santoniano. Es correlacionable con las Formaciones Agua Nueva (Cuenca de Magiscatzin, Tamps.), miembro superior de la Formación San Felipe (márgen Oriental de la Plataforma Valles-San Luis Potosí), Caracol y Parras (Concepción del Oro, S.L.P.), Ojinaga (Chihuahua) y con la Formación Austin (Sur de Texas y NE de México). Su contenido faunístico es el siguiente (Carrillo, 1971; PEMEX, 1980; Sholle, 1978).

<u>Bonetocardiella</u> sp.	(Dufour).
<u>Dicyclina</u> sp.	(Munier).
<u>Globiqaerinelloides</u> sp.	(Cushman).
<u>Globotruncana</u> sp.	(Cushman).
<u>Hedbergella</u> sp.	(Brönnimann).

Nurmoloculina sp. (Steinmann).

Pithonella ovalis (Brönnimann).

Quinqueloculina sp. (D'Orbigny).

Stomiosphaera sp. (Wanner).

Algas, foraminíferos bentónicos, ostrácodos y radiolarios.

Ambiente de Depósito

Por sus características litológicas y asociación faunística se infiere que esta formación se depositó en un ambiente nerfítico de aguas tranquilas donde se desarrollan estructuras arrecifales, asociados a una etapa transgresiva con depósitos clásticos que indican condiciones inestables (PEMEX, 1980).

FORMACION CARDENAS

Böse (1906) define con el nombre de "División Cárdenas" - a una secuencia arcillo-calcareá y arenosa del Cretácico superior, que se localiza en la parte central de la plataforma. La localidad tipo se encuentra en los alrededores de la Estación Cárdenas, S.L.P.

Posteriormente Heim (1925) y Burckhardt (1930) la denominan "Capas Cárdenas"; Muir (1930) les asigna una edad del Maestrichtiano inferior; Imlay (1944) la denomina como Formación Cárdenas; Myers (1968) subdivide a la Formación Cárdenas en tres - miembros e introduce el termino formacional Tabaco y Carrillo - (1971) la describe y le asigna una edad del Campaniano-Maestrichtiano (López, 1980).

Distribución

Esta formación se distribuye y aflora hacia la parte norte de la localidad brevemente descrita, porción norte de San Nicolás Tolentino, S.L.P.

Litología y Espesor

El afloramiento observado de esta formación, consiste en - una secuencia de lutitas de color gris verdoso a gris pardo de estratificación delgada con intercalaciones de areniscas calcáreas y calizas de textura, según Dunham (1962) y Folk (1974), wackes-tone arcilloso de color pardo amarillento en estratificación me-diana. Asociada a estas se tienen areniscas y lutitas calcáreas de color pardo amarillento en estratificación de mediana a delgda. Posteriormente se encuentra una secuencia de lutitas y limo-litas calcáreas de color pardo en estratificación delgada a laminar; con intercalaciones de areniscas calcáreas de color gris pardo con algunos tonos amarillentos. El espesor de esta formación no pudo ser medido en su totalidad en la zona, pero se estima por algunos autores que es de 300 a 500 m (De Cserna, 1963).

Relaciones Estratigráficas

Esta formación descansa concordantemente sobre la Formación Tamasopo y está cubierta discordantemente por depósitos clásticos y por derrames volcánicos.

Edad y Correlación

Por su posición estratigráfica y contenido faunístico se le puede asignar una edad del Campaniano-Maestrichtiano. Es correlacionable con las Formaciones Navarro y Taylor (Sur de Texas y NE de México), Parras (SW de Nuevo León), Grupo Difunta (Cañón de Pellotillos), Mendez (Linares, N.L.), parte superior de la Cañacol (NE de Zacatecas), Mexcala (Altiplano Mexicano y Cuenca de Guerrero) y la Formación Necoxtla (Cuenca de Veracruz). Su contenido faunístico es el siguiente (Myers, 1968; Carrillo, 1971; -- Sholle, 1978).

Globigerinelloides sp. (Cushman).

Globotruncana bulloides (Vogler).

Hedbergella planispira (Tappan).

Heterohelix sp. (Ehrenberg).

Pithonella ovalis (Kaufmann).

Pithonella sp. (Lorenz).

Stomiosphaera sp. (Wanner).

Sigalia sp. (Reiss).

Cocolitofóridos, miliólidos, radiolíticos, equinodermos y algas.

Ambiente de Depósito

Por sus características litológicas y asociación faunística se infiere que esta formación se depositó en un ambiente nerítico, asociado a una etapa regresiva. Las condiciones para el desarrollo de ciertos organismos marinos fueron apropiadas, no obstante el considerable aporte de material terrígeno (Carrillo, 1971).

FORMACION EL MORRO

Mapes y Simons (1957) define con el nombre de Formación El Morro a un depósito continental de rocas clásticas constituidas por fragmentos de calizas en una matriz arcillo-calcárea de color rojizo, a las que se les ha denominado Flanglomerado El Morro. La localidad tipo se encuentra en el Cerro del Morro al SW de Zimapán, Hgo.

Distribución

Esta formación se distribuye y aflora en la porción NW de la zona cartografiada, encontrándose la mejor expresión de ésta en los alrededores del poblado de San Nicolás Tolentino, S.L.P.

Litología y Espesor

Esta formación se encuentra constituida por un conglomerado polimíctico, compuesto por una mezcla de calizas en una matriz arcillo-calcárea de color rojiza, los clastos son redondeados a subredondeados, generalmente bien consolidados y dispuestos en forma masiva. Su color de intemperismo es pardo rojizo a pardo grisáceo con algunos tonos amarillentos. El espesor de esta formación no pudo ser medido en su totalidad en la zona cartografiada, pero se estima por algunos autores que es de 25 a 30 m (Mapes y Simons, 1957).

Relaciones Estratigráficas

Esta formación se encuentra descansando sobre rocas cretácicas

cas formando una discordancia en el sector NW del área.

Edad y Correlación

La edad de esta formación es del Eoceno superior-Oligoceno inferior (Seegerstrom, 1961), aunque su edad no se puede precisar debido a la ausencia de fósiles que impiden fechar con exactitud a esta formación. Es correlacionable con las Formaciones Ahuichila (SW de Nuevo León), Grupo Balsas (Morelos y Guerrero), Fango merado El Morro (Zimapán, Hgo.) y con el Conglomerado Rojo de - Guanajuato.

Ambiente de Depósito

Por sus características litológicas se considera que es un depósito continental, por la gradación de las partes positivas de bido a los procesos erosivos que arrancaron, transportaron y depo sitaron rápidamente gran cantidad de materiales clásticos hacia - las depresiones de profundidad variable.

TRAVERTINO

El afloramiento observado de esta unidad litológica presenta una textura microcristalina a criptocristalina con minerales de carbonato de calcio criptocristalino y microcristales de cuarzo; de color crema en disposición densa a masiva con alta porosidad. Presenta estructuras verticales irregulares y paralelas en forma de tubos, constituyentes pseudobandeados, huellas de disolución y alteraciones de óxidos de hierro. Asociadas con estas se encuentra el caliche, que es una costra calcética producto de la evapo

ración por acción capilar (liberación de presión). Esta unidad intemperiza en color crema a pardo cremoso y su espesor es de - 70 m.

Relaciones Estratigráficas

Esta unidad litológica se encuentra descansando discordantemente sobre rocas calcáreas y volcánicas terciarias, relaciones estratigráficas que se manifiestan en el sector oriental del área cartografiada.

Edad y Correlación

Por su posición estratigráfica y contenido orgánico se le ha asignado una edad del Cuaternario.

Ambiente de Depósito

La génesis de esta unidad litológica sugiere un ambiente continental de zonas áridas a partir de manantiales, en la que la precipitación de carbonatos y restos de plantas dieron origen a estos depósitos.

CONGLOMERADOS

Distribución

Esta unidad litológica se distribuye ampliamente en la región.

Litología y Espesor

Este tipo de depósito no consolidado está representado por materiales clásticos constituidos básicamente por guijas y cantos rodados asociados con materiales arcillo-arenosos los cuales varían en su composición, tamaño, forma y grado de redondez. Se trata de un conglomerado polimictico, constituido por una mezcla de fragmentos de rocas volcánicas y sedimentarias, los clastos son de subangulosos a subredondeados con tamaños variables y no mayores de 20 cm de diámetro. En algunas partes presentan cierta estratificación gradual y su color es pardo rojizo. Su espesor y su grado de consolidación varían según el relieve y distancia de la fuente de que provienen.

Relaciones Estratigráficas

Esta unidad litológica cubre discordantemente a las rocas cretácicas y terciarias.

Ambiente de Depósito

Dado el tamaño de los clastos y su mala clasificación, sugiere que se depositaron en conos de deyección favorecidos por las condiciones del relieve y del clima. Las corrientes intermitentes de gran velocidad (torrentes) transportaron los cantos, depositándolos en la desembocadura de los valles, por la pérdida de energía del agua.

DEPOSITOS CLASTICOS

Este tipo de depósito sin consolidar está representado por materiales clásticos (gravas, arenas, limos y arcillas) que varían en su composición, son redondeados y bien clasificados y su espesor y su grado de consolidación varían según el relieve y la distancia de la fuente de que provienen. La génesis de estos depósitos se debe principalmente al proceso de acumulación fluvial en los cauces y llanuras de inundación de los valles. También se reconoce en las terrazas fluviales (antiguas llanuras de inundación).

ROCAS IGNEAS

A continuación se hará una breve descripción de las rocas ígneas extrusivas, que se encuentran en el área en estudio.

Son principalmente andesitas, aglomerados y brechas. Estas rocas se encuentran distribuidas en la porción central y Sur del mapa y están representadas por una cadena montañosa volcánica angosta e irregular, con orientación NW, paralela a la de las estructuras plegadas.

La mejor expresión de los afloramientos se reconoce en la porción SW del poblado de Santa Catarina, S.L.P., cubriendo una extensión de aproximadamente 50 Km², al NW de este poblado se extiende una franja irregular de 17 Km desde su extremo Norte hasta su límite Sur y una amplitud de 2.5 a 3 Km en el Norte y 7 en el Sur.

Las emisiones calcoalcalinas de tipo andesítico se encuentran descansando discordantemente sobre rocas cretácicas, dichas emisiones provocaron un metamorfismo leve, el cual originó la recristalización de las calizas y la mineralización de la región. Dentro del paleociclo volcánico, el vulcanismo de tipo andesítico corresponde al Oligoceno (Demant, 1976) y es la base de la secuencia volcánica.

Las rocas ígneas extrusivas de composición intermedia (andesitas), presentan una coloración que varía de gris claro a pardo grisáceo, de textura porfírica, constituida principalmente de ferromagnesianos. Petrográficamente, esta roca presenta una textura porfírica, constituida por fenocristales de plagioclasa - sódica y augita en una matriz de microlitos de plagioclasa.

Rocas ígneas extrusivas de composición ácida

Son las rocas volcánicas más difundidas y consisten de porfidos riolíticos, brechas, ignimbritas y vitrófidos riolíticos. Estas rocas se encuentran distribuidas en la porción Suroccidental y Oriental del área. Están representadas por una cadena volcánica irregular con extensión de 15 Km y orientación NW, paralela a la de las estructuras plegadas.

La mejor expresión de los afloramientos se encuentra al Este del poblado de Santa Catarina, S.L.P., cubriendo una extensión de aproximadamente 130 Km².

Las emisiones calcoalcalinas de tipo riolítico se encuentran

descansando discordantemente sobre rocas cretácicas, dichas emisiones provocaron un metamorfismo incipiente, el cual originó - la recristalización de las calizas y la mineralización de la zona. El vulcanismo de tipo riolítico corresponde al Mioceno, época de intensa actividad volcánica en todo el país (Demant, 1976; Robin, 1976) producto del desplazamiento progresivo de la cordillera pacífica y la desaparición de la placa Farallón (Atwater, 1970).

Las rocas ígneas extrusivas de composición ácida (riolitas) presentan una textura porfírica de color rojizo a pardo rojizo; con fenocristales de feldespato potásico, cuarzo y ferromagnesianos. Petrográficamente, esta roca presenta una textura porfírica, con fenocristales de feldespatos y plagioclasas, cuarzo, piroxenos y micas en una matriz criptocristalina.

Rocas ígneas extrusivas de composición básica

Las más comunes son los basaltos, brechas y tobas basálticas. Estas rocas se encuentran distribuidas en la porción Noroccidental. Están representadas por una cadena volcánica estrecha de 1 a 2 Km de amplitud con forma arqueada en planta y con una longitud de aproximadamente 15 Km.

Las emisiones basálticas se encuentran cubriendo a una cadena montañosa plegada, dichas emisiones provocaron un metamorfismo leve el cual dió origen a la recristalización de las calizas. Este vulcanismo de tipo básico presenta una edad del Pliocuaternario y es característico de la última etapa del ciclo geotectó-

nico mexicano.

Las rocas ígneas extrusivas de composición básica (basaltos) presentan una textura afanítica y una estructura vesicular, su color es gris oscuro a negro. Petrográficamente, esta roca presenta una textura microporfirítica, constituida por fenocristales de olivino, augita y microlitos de plagioclasa.

ROCAS METAMORFICAS

Estas rocas han sido producto de modificaciones de las rocas preexistentes, como consecuencia de los cambios de temperatura, presión, esfuerzos y a los fluidos químicamente activos. En términos generales, el metamorfismo en esta zona se ha originado en diversas formas siendo el metamorfismo de contacto el de mayor importancia. El contacto de las calizas y dolomías con las rocas ígneas, es sometido a temperaturas lentamente crecientes y a presión constante, las emanaciones gaseosas y líquidas procedentes del magma, aceleran el cambio metamórfico y el transporte mineral (Best, 1982). Por tal motivo las rocas carbonatadas han sufrido recristalización y han dado origen al mármol.

Este tipo de rocas se reconoce y distribuye en la porción central del mapa, a lo largo del contacto de las rocas ígneas extrusivas ácidas con la Formación El Abra (facies postarrecifal). Al Suroeste del poblado de Santa Catarina, S.L.P., se reconocen estas rocas en el cerro Las Palmas. En el sector Norte, al sur del poblado de San Nicolás Tolentino, S.L.P., las rocas marmoli-

zadas se distribuyen a lo largo del contacto de las rocas ígneas extrusivas básicas con la Formación El Abra (facies postarrecifal). En el sector suroccidental de la zona en cuestión, se reconocen a lo largo del contacto de las rocas ígneas extrusivas ácidas con la Formación Cuesta del Cura. Por último, en el sector oriental, las rocas marmolizadas se localizan a lo largo del contacto de las rocas ígneas extrusivas ácidas con la Formación El Abra (facies postarrecifal). En cada una de estas zonas la disposición de estas rocas es local.

b) TECTONICA Y GEOLOGIA ESTRUCTURAL

El marco estructural de la zona en estudio es muy complejo. Está comprendido en el límite que separa a dos unidades paleogeográficas; la Plataforma Valles-San Luis Potosí, es un elemento positivo de rocas antiguas, y la Cuenca Mesozoica del Centro de México, un elemento negativo (Carrillo, 1971).

La Sierra Madre Oriental, es un cinturón plegado tipo alpino de dirección Norte-Sur constituido por anticlinales y sinclinales de gran espesor de sedimentos mesozoicos, es un conjunto continuo que forma una cobertura convexa hasta Torreón, Coah., la cual separa a las Plataformas de Coahuila y Valles-San Luis Potosí, con pliegues volcados hacia el norte (Padilla, 1982; Enos, 1983). El origen de estas estructuras puede ser interpretado a partir de las fuerzas coaxiales del SW que actuaron sobre sedimentos mesozoicos y premesozoicos en zonas continentales estables durante la orogenia Laramide.

El análisis de los mecanismos de deformación de las rocas mesozoicas está basado en la génesis de la cuenca y plataforma y de otros sectores positivos, como son los bloques tectónicos fallados. La distribución de los pilares y fosas triásicas, y las fuerzas compresivas perpendiculares a la cuenca y plataforma, pueden desarrollar pliegues paralelos en áreas estables, pliegues recostados y fallas inversas, mostrando una vergencia hacia estas porciones (Padilla, 1982). El basculamiento regional y la relativa deformación del basamento se asocian con una secuencia evaporif

tica neocomiana a partir de la cual es posible que se origine un "décollement" laramfido fundamental.

Es necesario resaltar el carácter anisotrópico de los diferentes materiales que participan en la deformación de los plegamientos y que dieron lugar a los estilos tectónicos que se asocian a los planos de despegue del "décollement".

Este plegamiento está asociado con dos tipos distintos de litología con características petrofísicas diferentes, los que -- afectaron a los sedimentos arcillo-calcáreos de estratificación delgada, competentes, los cuales forman estructuras comprimidas y recostadas en dirección de los esfuerzos, con engrosamiento en sus crestas y valles y frecuentes fallamientos (PEMEX, 1980).

El sector occidental está ocupado por dos anticlinales separados por un sinclinal, muy comprimidos, alargados hacia el SW, con su porción axial recostado hacia el Este. Los anticlinales -- de Alvarez y de San Francisco presentan gran diversidad de estructuras secundarias que incluyen pliegues asimétricos y de arrastre, que en conjunto son las estructuras de mayor importancia en la localidad. Estas se encuentran fracturadas y falladas lo cual distorsiona las estructuras formadas originalmente.

En el sector restante se encuentran rocas carbonatadas con un plegamiento más amplio, representado por estructuras anticlinales y sinclinales asimétricos, con frecuentes fallamientos paralelos a los ejes estructurales.

Los lineamientos tectónicos principales se presentan en fajas alargadas, mucho más largas que anchas, con un sistema estructural con orientación general NW-SE.

Descripción de las estructuras

Siguiendo un orden de importancia, a continuación se hará una breve descripción de las unidades estructurales principales.

Pliegues

La morfología estructural y las elevaciones topográficas - de la zona están constituidas por rocas cretácicas las cuales forman una serie de anticlinales complejos (Fig. 2).

Anticlinal de Alvarez

Se trata de una sierra que expresa un anticlinal complejo, ubicado en el sector Occidental y constituye el rasgo principal del área. Tiene una longitud aproximada de 12 Km y una anchura - promedio de 3 Km. De acuerdo con la dirección regional de los -- ejes estructurales, esta estructura se encuentra orientada al NW. Este anticlinal es comprimido, angosto y recostado hacia el Este, presentando en su parte axial, un engrosamiento de los estratos y una inclinación de aproximadamente 55° a 65°. La estructura presenta gran diversidad de pliegues secundarios y de arrastre que en conjunto forman un pliegue desarmónico. Su flanco occidental presenta una inclinación normal de aproximadamente 40° a 50°, el cual está cubierto parcialmente por rocas volcánicas formando una discordancia; su flanco oriental presenta una inclinación inverti

da muy cercana a la vertical y está delimitada por el sinclinal El Milagro (De Cserna, 1963). Las rocas que conforman a esta estructura de acuerdo con su posición estratigráfica son las de la Formación Tamaulipas Inferior y Otates. Las Formaciones Cues^uta del Cura y Tamabra son las que conforman y afloran en las es^utribaciones de ambos flancos de la estructura.

Anticlinal de San Francisco

Este elemento estructural en el cual las prominencias topográficas más altas se encuentran a lo largo del eje de la estructura, se ubica en el sector Occidental de la localidad. Tiene -- una longitud de aproximadamente 15 Km y una anchura de 2.5 Km. -- De acuerdo con la dirección regional de los ejes estructurales, esta estructura se encuentra orientada al NW. Es continuidad del sinclinal El Milagro (De Cserna, 1963), se encuentra abierto en la Formación El Abra (facies postarrecifal), es angosto, ligeramente asimétrico y truncado por fallamiento normal. Hacia el Este presenta gran diversidad de pliegues secundarios que en conjun^uto forman un pliegue desarmónico. Su flanco occidental se encuen^utra truncado por una falla inversa, paralela al rumbo de la es-- tructura que pone en contacto a las rocas de la Formación Soya-- tal con las de la Formación El Abra (facies postarrecifal); las inclinaciones de sus capas en este flanco son del orden de los -- 50°.

Anticlinal de Carbonera

Esta estructura se encuentra ubicada al Oriente del anticlinal de San Francisco (Garza, 1978). Tiene una longitud aproximada de 17 Km y una anchura promedio de 1 Km. De acuerdo con la dirección regional de los ejes estructurales, esta estructura se encuentra orientada al NW. Es ligeramente asimétrica y alargada. En sus flancos las inclinaciones de sus capas varían de 30° a 40° y está constituido por rocas de la Formación El Abra (facies postarrecifal).

Anticlinal del Aguacatal

Este anticlinal se encuentra ubicado al Occidente del poblado de Santa Catarina, S.L.P. Tiene una longitud aproximada de 15 Km y una anchura promedio de 2.5 Km. De acuerdo con la dirección regional de los ejes estructurales, esta estructura se encuentra orientada al NW. Es ligeramente asimétrica, alargada, menos apretada que las estructuras anteriores y es cortada por una falla normal. En sus flancos las inclinaciones de sus capas varían de 28° a 38°, su flanco occidental se encuentra delimitado por un sinclinal suave, abierto en la Formación Soyatal y en el oriental está cubierto parcialmente por rocas volcánicas. El cuerpo de esta estructura está constituido por las rocas de la Formación El Abra (facies postarrecifal).

Anticlinal de Trejo

Este anticlinal se encuentra ubicado en el sector central. Tiene una longitud aproximada de 10 Km y una anchura promedio de 2.5 Km. De acuerdo con la dirección de los ejes estructurales, esta estructura se encuentra orientada en dirección NW. Es ligeramente asimétrico con su porción axial prácticamente normal y - mucho más largo que ancho. Las inclinaciones de sus capas varían de 25° a 35°. Su flanco occidental está delimitado por un amplio sinclinal y posterior a este se encuentra un pequeño anticlinal cubierto discordantemente por rocas volcánicas y en su flanco - oriental se encuentra parte de un sinclinal cubierto por rocas - volcánicas y depósitos clásticos. Estas estructuras están consti- tuídas por rocas de la Formación El Abra (facies postarrecifal).

Anticlinal de Santo Domingo

Este anticlinal se encuentra ubicado en el sector Noreste. Tiene una longitud aproximada de 8 Km y una anchura promedio de 4 Km. De acuerdo con la dirección de los ejes estructurales, esta estructura se encuentra orientada al NW. Se trata de una es- tructura ligeramente asimétrica constituida por anhídritas y cu- yo núcleo está erosionado formando un potrero donde se acumulan depósitos clásticos. Su flanco occidental se encuentra cubierto - parcialmente por rocas de la Formación El Abra (facies postarrecifal) y por rocas volcánicas, originando una discordancia; su - flanco oriental esta cubierto por rocas de la Formación El Abra (facies postarrecifal).

Los sinclinales se encuentran asociados a los anticlinales antes mencionados. Generalmente la orientación de sus ejes es paralela a la de los ejes anticlinales, pudiendo reconocerse en el terreno algunos de ellos y otros por medio de fotografías aéreas. A continuación se hará una breve descripción de estas estructuras, mencionando únicamente las que se consideran de mayor importancia de entre la gran cantidad de éstos.

Sinclinal El Milagro

Corresponde al conjunto estructural del cual forman parte los anticlinales de Alvarez y de San Francisco y es el más importante. Tiene una longitud aproximada de 18 Km dentro de la zona cartografiada y una anchura promedio de 1,8 Km. La orientación de su eje es paralela a la de las estructuras anticlinales en dirección NW. Este sinclinal se encuentra recostado hacia el Este, es complejo y angosto, presenta gran diversidad de pliegues secundarios y de arrastre que en conjunto forman un pliegue desarmónico. Su flanco occidental presenta una inclinación invertida muy cercana a la vertical, con inclinaciones que varían de 60° a 90° y su flanco oriental se encuentra recostado con inclinaciones de sus capas que varían de 25° a 35° y truncado por fallamiento inverso (De Cserna, 1963). Las rocas cretácicas que conforman a esta estructura son de las más jóvenes a las más antiguas, la Formación Soyatal que constituye el núcleo de la estructura y la Formación Tamabra hacia los flancos de la misma.

Sinclinal de San Francisco

Esta estructura se encuentra ubicada al Oriente del anticlinal del mismo nombre. Tiene una longitud aproximada de 17 Km y una anchura promedio de 1.5 Km, la orientación de su eje es paralela a la de las estructuras anticlinales en dirección NW. Es asimétrico y angosto, las inclinaciones de sus capas varían de 28° a 36°. Las rocas que conforman a esta estructura son las de la Formación El Abra (facies postarrecifal).

Sinclinal de Carbonera

Esta estructura se encuentra ubicada al Occidente del poblado de Santa Catarina, S.L.P., es una prolongación del anticlinal del mismo nombre. Tiene una longitud aproximada de 18 Km y una anchura promedio de 1 Km, la orientación de su eje es paralela a la de las estructuras anticlinales en dirección NW. Este sinclinal es asimétrico, angosto y suave en sus flancos, las inclinaciones de sus capas varían de 25° a 35°. Las rocas que conforman a esta estructura son en secuencia estratigráfica, de las más jóvenes a las más antiguas, la Formación Soyatal que constituye el núcleo de la estructura y la Formación El Abra (facies postarrecifal) hacia los flancos de la misma.

Sinclinal de Trejo

Se trata de una sierra que expresa un sinclinal, ubicado en el sector central. Tiene una longitud aproximada de 12 Km y una anchura promedio de 3.5 Km la orientación de su eje es para-

lela a la de las estructuras anticlinales en dirección NW. Este sinclinal es asimétrico con inclinaciones de sus capas que varían de 25° a 45°. Las rocas que conforman a esta estructura son las de la Formación El Abra (facies postarrecifal).

Fallas

En el área en estudio un sistema de fracturas y fallas han sido originadas por el esfuerzo cortante o presión diferencial, que actuó en una dirección particular y que distorsiona las formas originales de las estructuras (Hobbs, 1976). La tendencia y predominancia es el fallamiento inverso el cual presenta una dirección preferencial NW, misma que coincide con la de los ejes estructurales. El fallamiento normal es más restringido, pero cobra importancia en el desplazamiento de bloques cuando actúa en combinación con las fallas de tendencia dominante. A continuación se hará una breve descripción de éstas.

La deformación del sector Occidental está acompañada por un sistema de fracturas conjugadas que cortan el anticlinal de Alvarez y siguen el plano de anisotropía de las capas de las Formaciones Cuesta del Cura y Tamabrá. Al Sur, a la altura del poblado del Cincuenta y ocho esta estructura es cortada transversalmente por una falla normal, la cual en su prolongación con rumbo N 80°E, corta al sinclinal El Milagro (De Cserna, 1963) y al anticlinal de San Francisco. Al Sureste del poblado de San Francisco, S.L.P., el anticlinal del mismo nombre es cortado en aparien

cia por una falla normal con rumbo N 45°E que pone en contacto a las rocas de la Formación El Abra (facies postarrecifal) con las de la Formación Soyatal. El extremo occidental de este anticlinal es fallado inversamente con rumbo N 80°W y extensión de 13.5 Km poniendo en contacto a las rocas de la Formación El Abra (facies postarrecifal) con las del sinclinal El Milagro (Formación Soyatal) cuya dirección de fractura sigue las estructuras débiles, capas dúctiles o ejes de compresión menor.

Al Norte, en apariencia, un movimiento transcurrente lateral izquierdo desplaza con dirección Este la estructura y falla inversa, la cual se prolonga hacia el Norte 14 Km sobre rocas de la Formación Soyatal y controla el curso del Rfo San Isidro. Paralela a este fallamiento, hacia el poblado de la Haciendita, S.L.P., se encuentra una falla normal que en conjunto con el de tendencia dominante conforman un bloque complejo. Estas fallas - por su extensión y desplazamiento son las de mayor importancia y tienen una clara expresión en el relieve.

El sinclinal de San Francisco y el anticlinal de Carbonera, constituidos por rocas de la Formación El Abra (facies postarrecifal) son cortados en su porción Norte por la falla transcurrente y por un sistema de fracturas conjugadas que controlan la dirección de las dolinas.

En el Norte, las rocas volcánicas (Pliocuaternas) se encuentran fracturadas en dirección NE, cuya expresión en el relieve está representada por algunos escarpes. Al igual se presentan

en las rocas de la Formación El Morro. En el anticlinal de San - Nicolás Tolentino, la Formación Tamasopo muestra fractura paralela al eje de la estructura, existiendo una falla inversa al -- Sur.

En el sector central, el sistema de fracturas conjugadas - corta la estructura montañosa volcánica (andesitas) de edad Oligoceno. En las estructuras de Trejo se reconocen las zonas donde las fracturas tienen un desarrollo mayor y controlan la dirección de las dolinas. Al Sur, paralela al eje del sinclinal de Trejo, una gran forma kárstica, un poljé, se ha originado por la disolución de las rocas de la Formación El Abra (facies postarrecifal). Por último, en el sector oriental, las superficies de acumulación presentan un control estructural bien definido. Aquí en apariencia es más importante el factor tectónico que el litológico. Estas pueden ser depresiones del tipo de los grábenes como los que se encuentran en las proximidades del poblado de Río Verde, S.L.-P. (PEMEX, 1980). La cadena montañosa volcánica (riolitas) de --- edad Mioceno es posible que haya sido afectada por los movimientos tectónicos incrementando la fractura y movimiento de bloques o que se haya originado por pérdida de volumen por el enfriamiento de la roca que determina la historia de los esfuerzos de la región.

Los elementos tectónicos de edad Mesozoica que controlaron la sedimentación en la porción central y oriental del país son: Plataforma Valles-San Luis Potosí.

Cuenca Mesozoica del Centro de México.

Antiguo Golfo de México.

Con el nombre de Plataforma Valles-San Luis Potosí, se ha designado a una unidad paleogeográfica de edad Mesozoica, formada durante la orogenia Permotriásica e integrada a un gran segmento de rocas precámbricas, paleozoicas y triásicas, plegadas y falladas, sobre las cuales se depositó una secuencia de sedimentos jurásicos y cretácicos que constituyen a dicha plataforma (Carrillo, 1971)(Fig. 5).

La influencia de la sedimentación, que ejerció la plataforma, y la potencia de cada una de sus formaciones, constituye un testimonio de la estabilidad de las condiciones paleogeográficas que rigieron durante esa época.

El plegamiento y fracturamiento que durante el Cretácico tardío y Terciario temprano, afectó a esta unidad paleogeográfica fue el resultado de los esfuerzos compresionales originados por la orogenia Laramide.

Los elementos tectónicos que delimitan a esta unidad paleogeográfica son los siguientes; al Oeste, la Cuenca Mesozoica del Centro de México, al Este, el Antiguo Golfo de México y al Sur, el Eje Neovolcánico Transmexicano.

La extensión de esta unidad paleogeográfica abarca la porción oriental y central del Estado de San Luis Potosí, el extremo suroccidental del Estado de Zacatecas, las porciones nororiental

PLANO ESTRUCTURAL DE LA
PLATAFORMA VALLES=SAN LUIS POTOSI

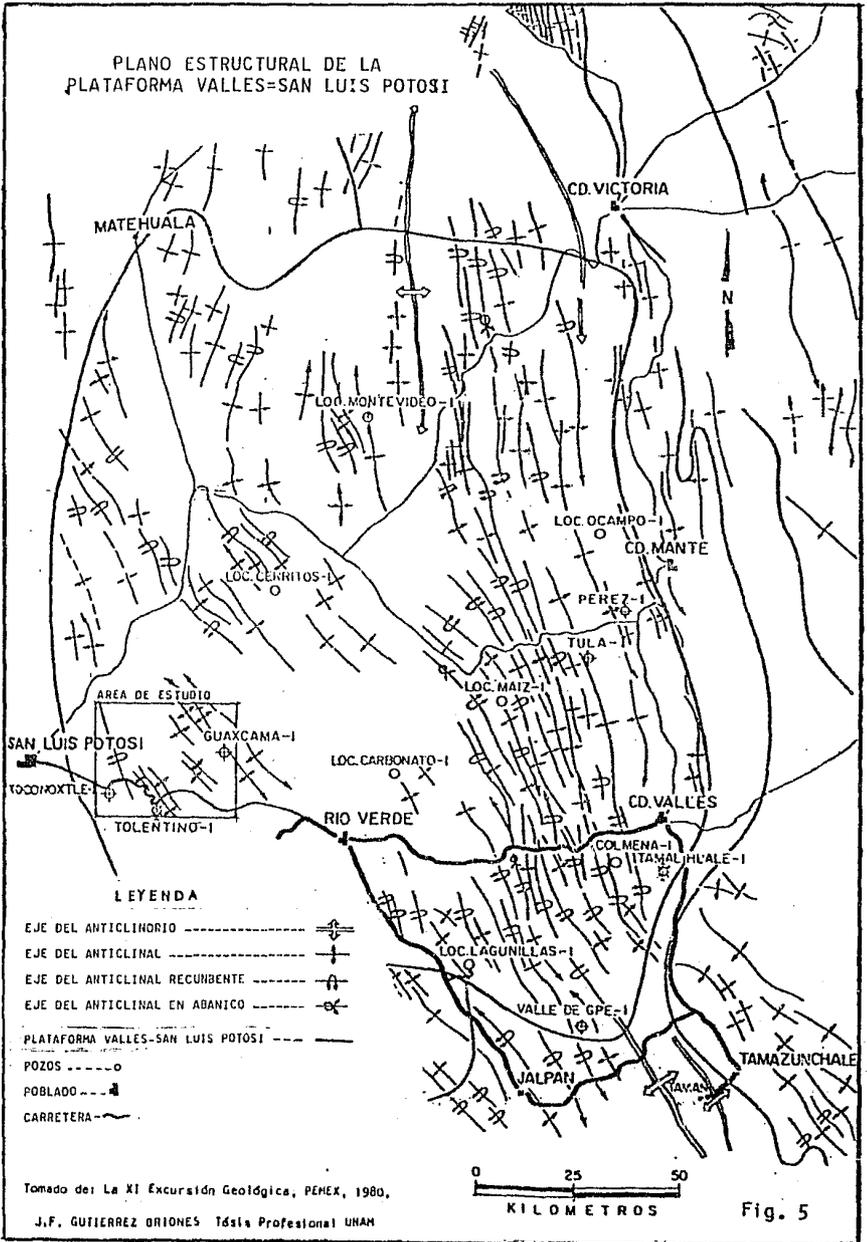


Fig. 5

de los Estados de Guanajuato, Querétaro y porción central del Estado de Hidalgo.

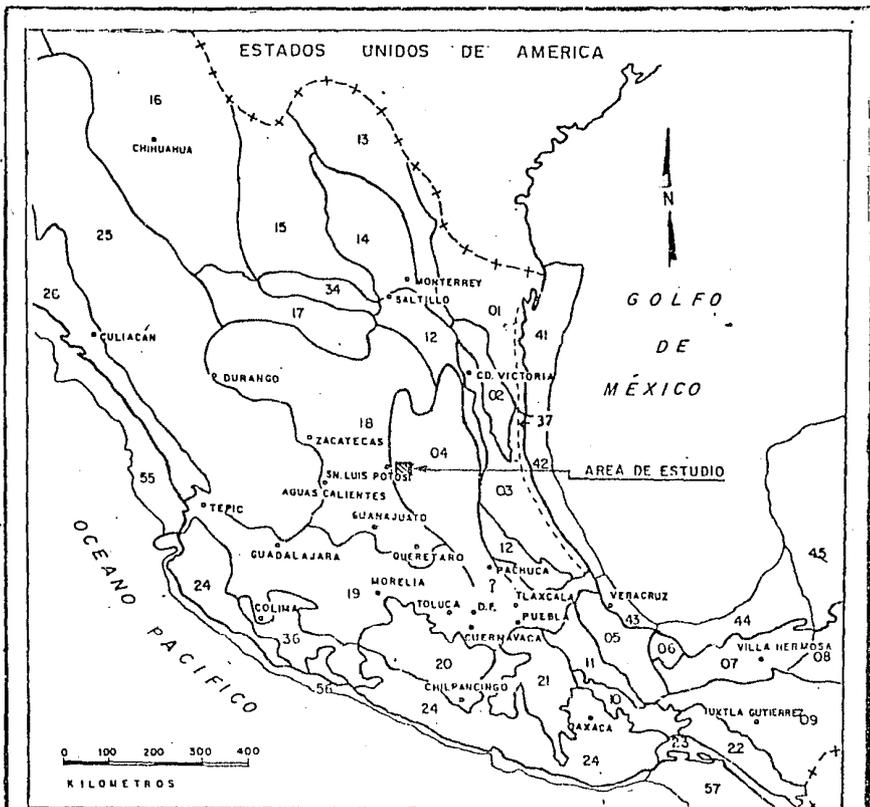
Con el nombre de Cuenca Mesozoica del Centro de México, se ha designado a una cuenca sedimentaria que contiene sedimentos jurásicos y cretácicos y que se desarrolló sobre una zona en que con anterioridad se habían depositado sedimentos marinos paleozoicos y triásicos (Carillo, 1972)(Fig. 6).

Se localiza en la porción central del país y está delimitada; al Norte, por la Sierra Madre Oriental, al Sur, por el Eje Neovolcánico Transmexicano, al Oriente, por la Plataforma Valles-San Luis Potosí y al Poniente, por la Sierra Madre Occidental.

Esta unidad paleogeográfica cubre la porción occidental del Estado de San Luis Potosí, porción media oriental del Estado de Zacatecas y partes de los Estados de Guanajuato, Aguascalientes, Durango y Querétaro.

Con el nombre de Antiguo Golfo de México, se ha designado a una zona negativa que durante el Jurásico tardío, Cretácico y gran parte del Terciario, ocupó lo que en la actualidad se reconoce como planicie costera del Golfo de México (Carrillo, 1971) (Fig. 6).

Aparentemente se originó a principios del Jurásico y se desarrolló sobre una región que durante el Paleozoico recibió sedimentos marinos y estuvo emergida durante el Triásico y principios del Jurásico.



PROVINCIAS GEOLOGICAS DE MEXICO

PROVINCIAS GEOLOGICAS TERRESTRES

- 01 DE BURGOS
- 02 DE TAMAULIPAS
- 03 DE TAMPICO-MISANTLA
- 04 DE LA PLATAFORMA DE VALLES-S.L.P.
- 05 DEL PAPALOAPAN
- 06 DE LOS TUXTLAS
- 07 DE LAS CUENCAS TERCIARIAS DEL SE.
- 08 DE LA PLATAFORMA DE YUCATAN
- 09 DE LA SIERRA DE CHIAPAS
- 10 DE LA PENINSULA DE OAXACA
- 11 DE ZONGOCICA
- 12 DE LA SIERRA MADRE ORIENTAL
- 13 DE LA SIERRA DE CHIAPAS
- 14 DEL GOLFO DE SABINAS
- 15 DE LA PENINSULA DE COAHUILA

- 16 DE LA CUENCA DE CHIHUAHUA
- 17 DE TORREON
- 18 DE LA CUENCA SED. CENTRAL
- 19 DEL EJE NEOVOLCANICO
- 20 DE GUERRERO
- 21 DE TLAXIACO
- 22 DEL MACIZO DE CHIAPAS
- 23 DE TEHUANTEPEC
- 24 DE LA SIERRA MADRE DEL SUR
- 25 DE LA SIERRA MADRE OCCIDENTAL
- 26 DE LA PLANICIE COSTERA DEL PACIFICO
- 34 DE LA CUENCA DE PARRAS
- 36 DE NICHUACAN
- 37 PLANICIE COSTERA DEL GOLFO DE MEXICO

MARINAS

- 41 DE LA LAGUNA MADRE
- 42 DE TAMPICO
- 43 DE VERACRUZ
- 44 DE COATZACOALCOS
- 45 DE CAMPECHE
- 55 DE HAZATLAN
- 56 DE MANZANILLO
- 57 DE SALINA CRUZ

El Antiguo Golfo de México durante el Jurásico tardío, Cretácico temprano y medio estaba delimitado, al Norte, por una plataforma que abarcaba los Estados de Coahuila, Florida, al Oeste, por la Plataforma Valles-San Luis Potosí y al Sur, por la Plataforma Yucateca.

Con la Cuenca Mesozoica del Centro de México se intercomunicaba por medio de un canal, situado entre la Península de Coahuila y la Plataforma Valles-San Luis Potosí.

Bordando las márgenes norte y oeste, en el Cretácico temprano y medio se encontraban complejos arrecifales de gran longitud y dentro de la cuenca (arrecife Faja de Oro).

c) GEOLOGIA HISTORICA

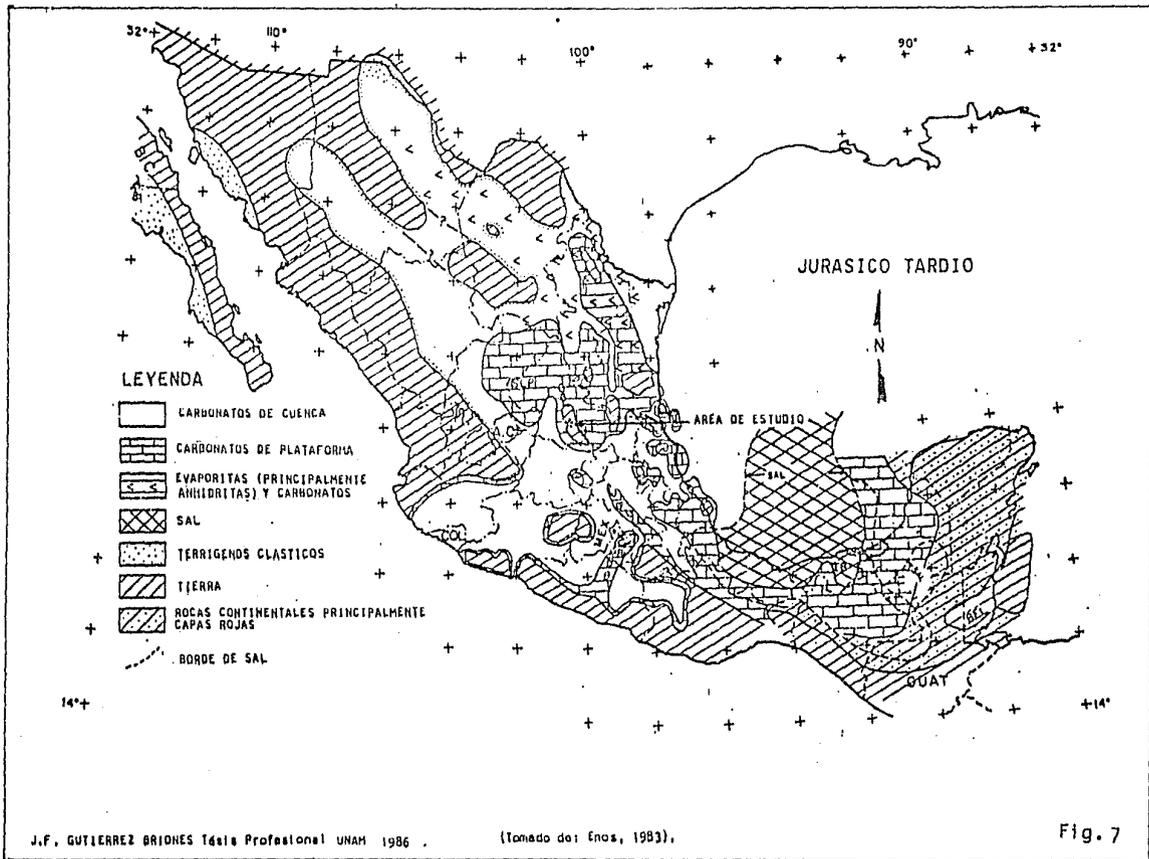
El basamento en el Este de México consiste de rocas Precámbricas, rocas ígneas y metamórficas paleozoicas las cuales durante el Triásico (250 a 200 m.a.), al inicio de la separación de Laurasia y Gondwana, durante el desarrollo del Océano Atlántico, del Golfo de México y del Peleocéano Caribe (Pindell, 1985), permanecen emergidas desarrollándose zonas de bloques intracontinentales que dan lugar a depresiones de profundidad variable (grábenos), las cuales son rellenadas por sedimentos rojos que constituyen la Formación Huizachal. Sin embargo, hay evidencias del Triásico marino que se depositó hacia el borde oriental de la Cuenca Mesozoica del Centro de México (Formación Zacatecas, PEMEX, 1980).

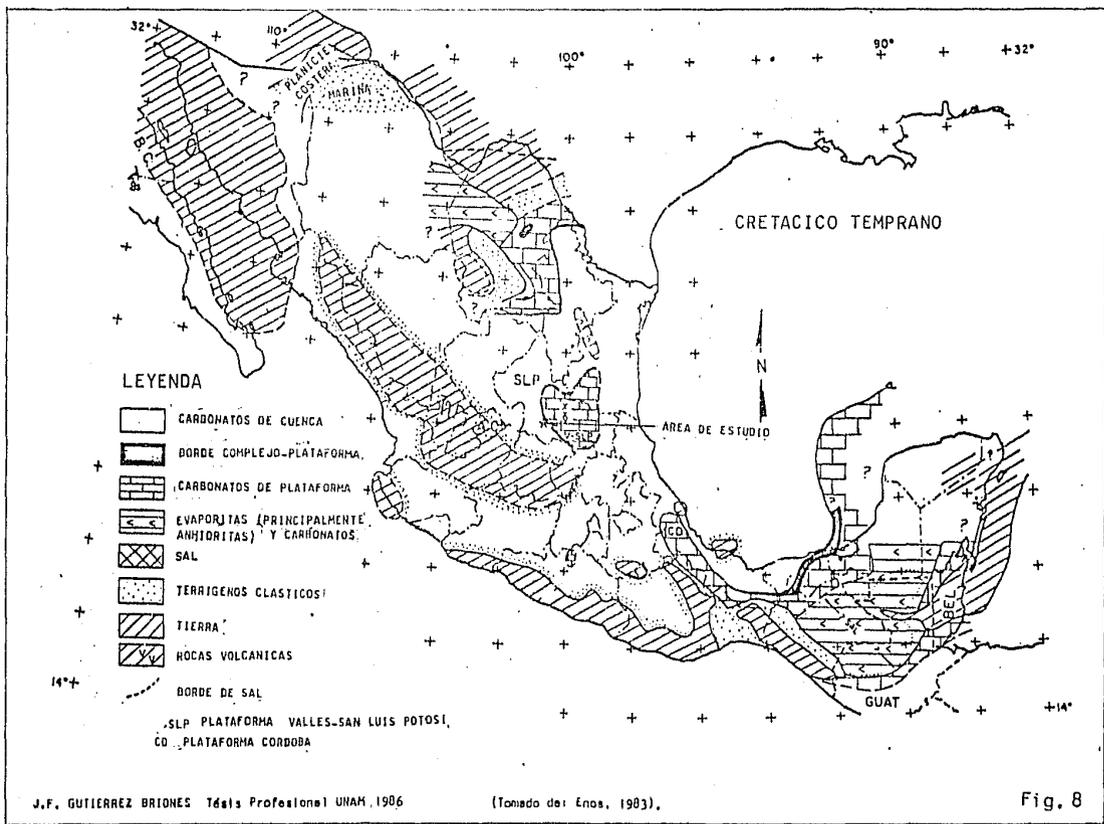
En el Jurásico temprano (200 a 180 m.a.) persisten los rasgos tectónicos del Triásico, de un relieve de elevaciones y depresiones, las primeras se mantienen estables y dan origen a la paleoisla de San Luis Potosí. En el Jurásico medio (180 a 160 m.a.) las zonas positivas se mantienen estables y son irregularmente reneplaneadas por los procesos de erosión que dan origen a los depósitos continentales. Durante el Jurásico tardío (160 a 140 m.a.) se presenta una transgresión marina, empezando a permanecer varios elementos paleogeográficos como la Plataforma Valles-San Luis Potosí, donde se distribuyen facies de carbonatos de bajo relieve, depositados encima de los lechos rojos del basamento, con desarrollo marginal de areniscas que constituyen la Formación Tran

cas (Enos, 1983)(Fig. 7).

También persisten las paleopenínsulas Palomas Villa Ahumada-Aldama (Chihuahua) y Tamaulipas, la isla de Monclova, etc. y se forman golfos y cuencas de circulación restringida. Dicha -- transgresión fue causada por una contfnua subsidencia del borde oriental de la placa Americana.

Durante el Cretácico temprano (140 a 115 m.a.), Neocomiano, los mares se encuentran ocupando casi las mismas áreas que a finales del Jurásico tardío. La transgresión intermitente cubre --- gran parte de las tierras positivas. En el Occidente de México, la placa Farallón comienza a "reptar" bajo la placa Americana de sarrollándose un sistema arco-trinchera a lo largo de la costa - del Pacífico, lo que a partir del Jurásico y Cretácico constituye la Formación "Alisitos" (Demant, 1975) y origina la fase preorogénica comprendida en el ciclo geotectónico mexicano, se desarrq llan plataformas carbonatadas en Guerrero, Veracruz, etc. (Carrj llo, 1971; Enos 1983), delineándose la Plataforma Valles-San Luis Potosí (Fig. 8). Hacia la Cuenca Mesozoica del Centro de México se origina un depósito de carbonatos que da lugar a la Formación Tamaulipas Inferior. A su vez, en el centro de la plataforma se -- crean condiciones paleoclimáticas necesarias y ambientes nerfti-- cos de circulación restringida donde se deposita una secuencia -- evaporftica en extensas lagunas hipersalinas, separadas de mar -- abierto por complejos arrecifales que constituyen la Formación -- Guaxcamá.

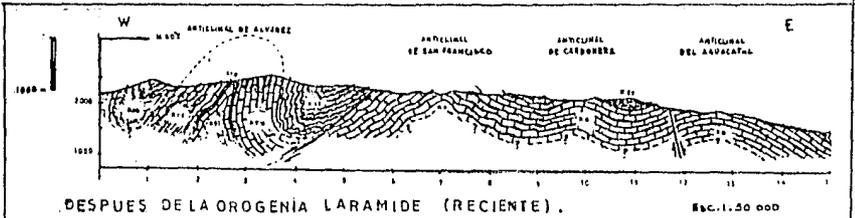




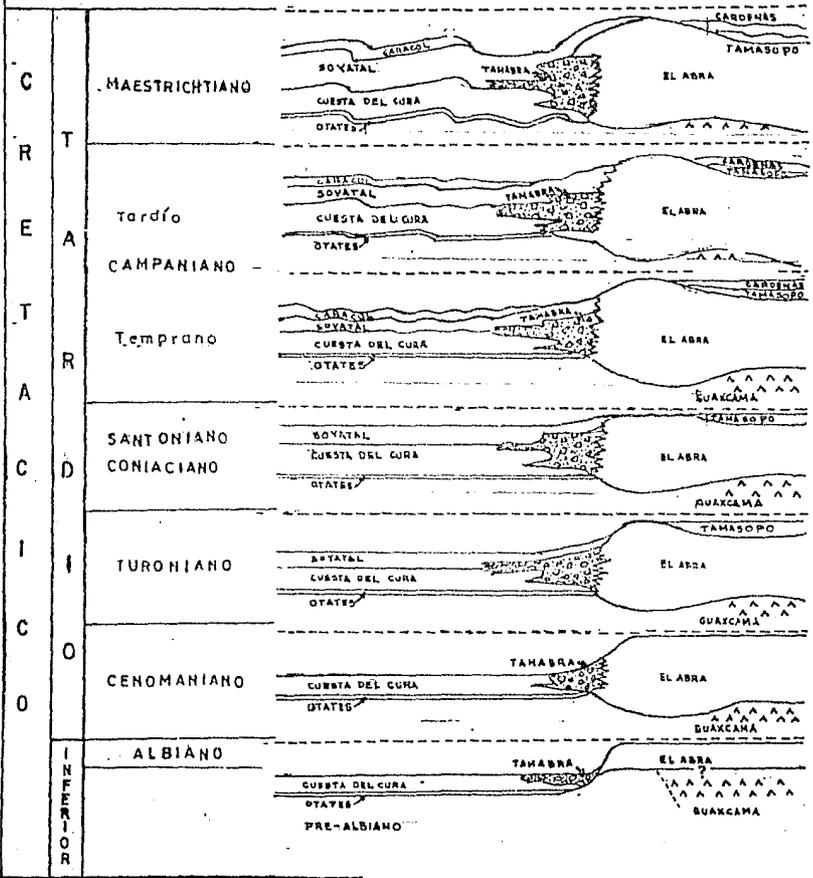
Durante el Aptiano (115 a 108 m.a.) se produce una corta - transgresión originada por una ligera subsidencia que marca el - fin de los depósitos evaporíticos (Enos, 1983). Subsecuentemente se origina un nuevo ciclo sedimentario con depósitos de lodos terrígenos y carbonatos en un ambiente de cuenca donde se acumuló un depósito delgado correspondiente a la Formación Otates.

En el Cretácico medio, Albiano-Cenomaniano (108 a 95 m.a.) los mares mexicanos alcanzan gran extensión debido a la transgresión que origina ambientes infranerfíticos y batiales de aguas -- tranquilas, donde se depositan carbonatos y lodos terrígenos que constituyen a la Formación Cuesta del Cura. En la plataforma se -- desarrollan períodos de inestabilidad tectónica que dan como re-- resultado depósitos de talud originados por flujo de corrientes de turbiedad, son una mezcla de litoclastos y bioclastos de grano - fino a grueso que constituyen la Formación Tamabra. Durante esta fase de sedimentación existe un cambio de facies lateral interdigitándose los sedimentos de cuenca de la Formación Cuesta del Cura y los de la Formación Tamabra (Fig. 9).

A su vez, se forma una extensa plataforma en cuyos bordes se desarrolla un complejo arrecifal en ambientes nerfíticos de -- aguas cálidas, que da origen a la Formación El Abra (Aguayo, 19-78). Hacia la porción interna de ésta, se crean condiciones nece-- sarias que favorecen al desarrollo de un ambiente lagunar donde se deposita una secuencia de carbonatos que dan lugar a la facies postarrecifal de la Formación El Abra (Enos, 1983)(Fig. 10).



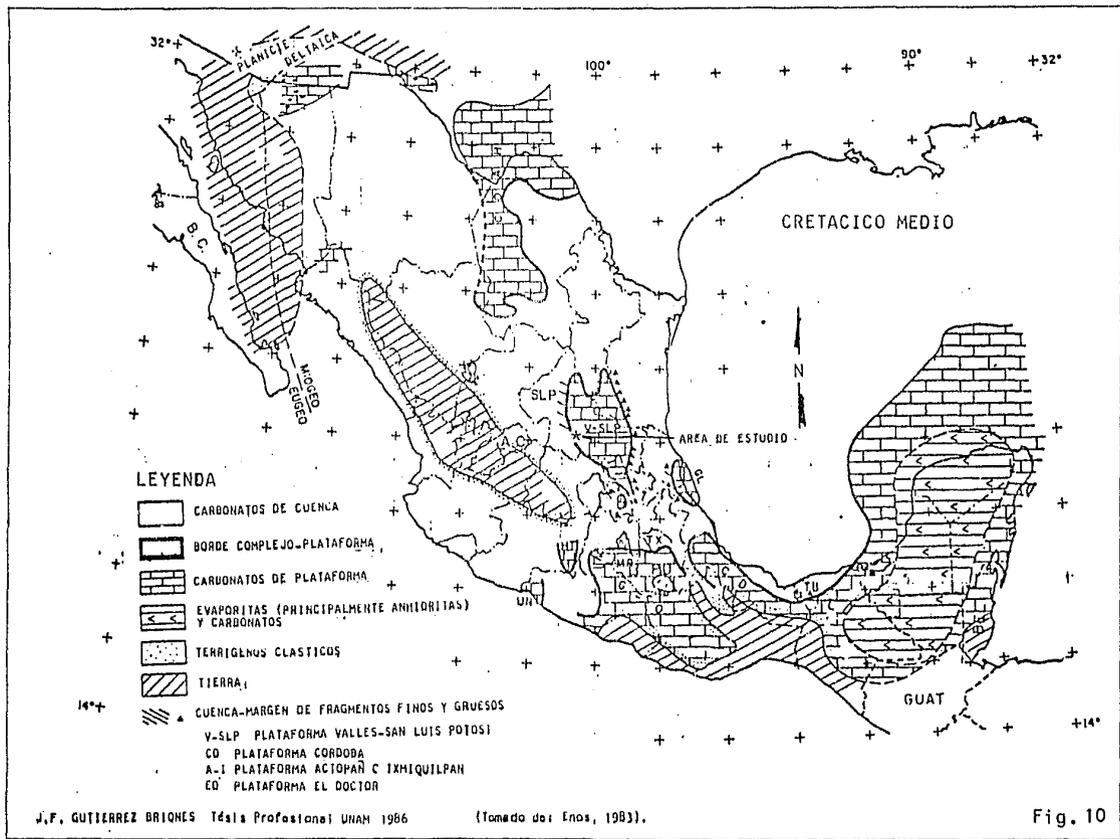
DESPUES DE LA OROGENIA LARAMIDE (RECIENTE). Esc. 1:50 000



Evolución geológica generalizada de la porción occidental de la plataforma Valles-San Luis Potosí. (Tomado de: Aguayo, 1978) modificado por J.F. Gutierrez Briones 1986

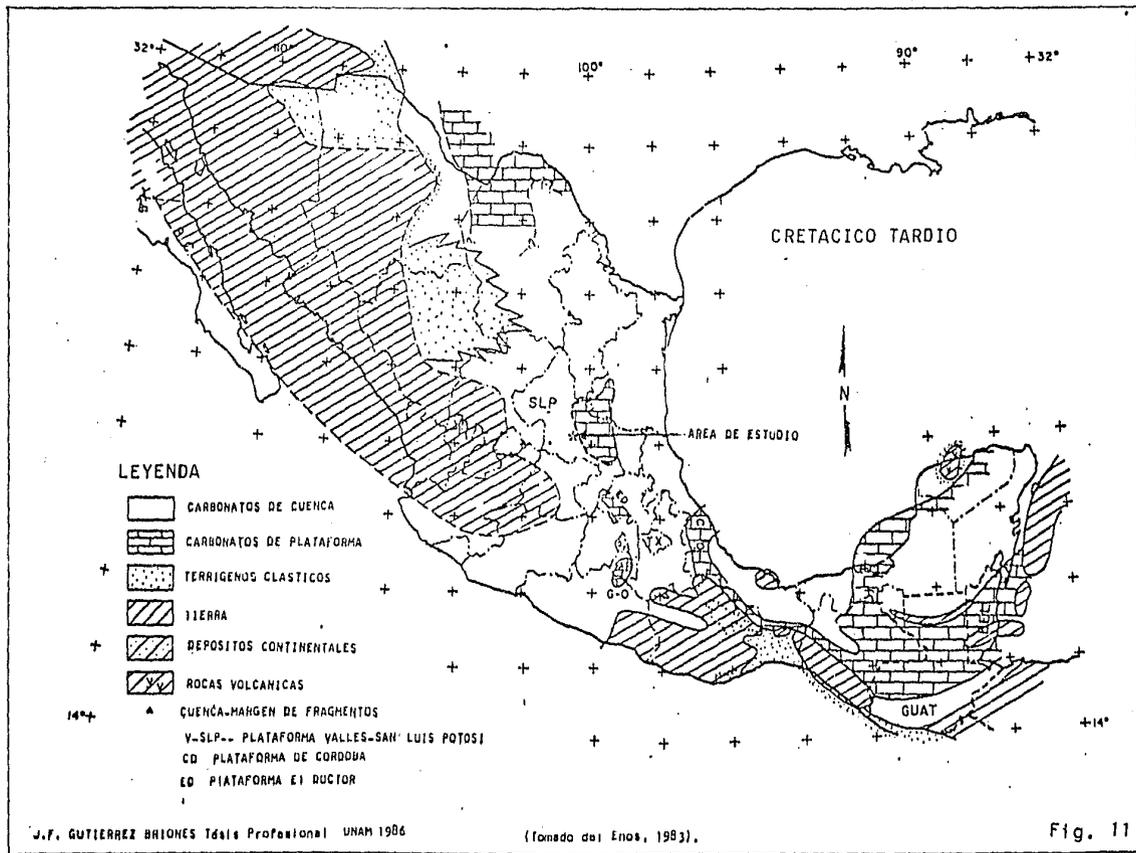
J.F. GUTIERREZ BRIONES Tesis Profesional UNAM 1986

Fig. 9



Este patrón se interrumpe en el Cenomaniano (100 a 95 m.a.) época en que se presenta un cambio en la polaridad del patrón sedimentológico originado por un período transgresivo, donde los depósitos de carbonatos son reemplazados por los primeros terrígenos tipo preflysch (Tardy, 1973) del Turoniano-Santoniano (95 a 85 m.a.) que constituyen la Formación Soyatal y marcan el inicio de las primeras pulsaciones de la fase orogénica (80 m.a.). El aumento progresivo de terrígenos en áreas someras de plataformas reducidas se va incrementando progresivamente hasta el Cretácico tardío (Pindell, 1985). Simultáneamente en la plataforma se origina una subsidencia, donde los depósitos transgresivos del Turoniano se depositan en áreas neríticas extensas. En las pequeñas plataformas los depósitos de carbonatos se encuentran asociados con flujos de corrientes de turbiedad que dan origen a una secuencia calcáreo-clásticos tipo flysch y a un desarrollo arrecifal que constituye la Formación Tamasopo (Carrillo, 1971)(Fig. - 11).

Durante el Cretácico tardío; Campaniano-Maestrichtiano (80 a 67 m.a.) persiste el levantamiento gradual de la plataforma -- que da origen a los depósitos de aguas neríticas, cuya procedencia de lutitas y areniscas a manera de una secuencia rítmica tipo flysch constituye la Formación Cárdenas (Enos, 1983)(Fig. 11). Posteriormente, debido a la subducción de la placa Farallón debajo de la placa Americana (Atwater, 1970) probablemente se originó la fase orogénica Laramide, existe un levantamiento de la porción NW de la placa Americana que origina el retiro de los --



mares, migrando las líneas de costa hacia el Golfo de México.

A finales del Cretácico y principios del Terciario; Paleoceno-Eoceno (67 a 38 m.a.) el paroxismo de la orogenia se acelera hacia el Este, provocando levantamientos y plegamientos de sedimentos jurásicos y cretácicos. Simultáneamente en dirección a las áreas estables existe un basculamiento de la plataforma con inclinación hacia el Este y una relativa deformación del basamento prejurásico (Carrillo, 1971). Por causa de esta inclinación de unos cuantos grados hacia el Este y por la presencia de un sustrato plástico evaporítico del neocomiano, posiblemente se desarrolla un décollement, a partir del cual se deslizan las rocas carbonatadas y se originan pliegues recostados y fallas inversas paralelos a estos. La explicación de estos eventos está basada en la tectónica de placas, la cual está relacionada con los cambios directos en el movimiento de las placas (Coney, 1979). Al final de la fase orogénica Laramide (40 m.a.) ya ha hecho su aparición la placa del Pacífico.

A finales del Eoceno (38 m.a.) y durante el Oligoceno -- (38 a 25 m.a.) se desarrolla el ciclo volcánico que es característico de una fase compresiva que da origen a emisiones calcóalcalinas y que en el área de estudio está representado por un vulcanismo andesítico que es la base de la secuencia volcánica.

Durante el Eoceno-Mioceno (55 a 5.3 m.a.) se desarrolla la fase postorogénica-tafrogénica o de fallamiento en bloques en respuesta a un reajuste isostático, que da origen a depre--

siones de profundidad variable, que debido a las condiciones paleoclimáticas y a los procesos erosivos que actúan en diversas formas e intensidades los horst son irregularmente peneplanados y estas son rellenadas por molassa que constituye la Formación El Morro. En consecuencia, los procesos de mineralización están relacionados con los eventos magmáticos, los cuales son emplazados en fajas estructurales hacia la fase más tardía del ciclo geotectónico mexicano. Durante el Mioceno (25 a 5.3 m.a.) se desarrolla una intensa actividad volcánica en todo el país (Demant, 1975) y en la zona está representada por un vulcanismo ríofítico.

En el Pliocuaternario se desarrolla un vulcanismo básico que marca el fin del ciclo geotectónico mexicano y que en la región está representado por un vulcanismo basáltico, que cubre las partes bajas de la topografía actual. A partir de entonces los agentes erosivos han provocado el depósito de materiales clásticos y aluviales.

IY. GEOMORFOLOGIA

El territorio comprendido en la hoja de la Secretaría de - Programación y Presupuesto (F-14-A-85) "Santa Catarina", S.L.P., es esencialmente montañoso. Consiste predominantemente en estructuras plegadas constituidas por rocas calcáreas y arcillo-calcáreas y cadenas montañosas volcánicas disecadas por la erosión y orientadas hacia el NW. Las superficies niveladas son escasas, - reconociéndose hacia el NE y SE de la zona. Presentan un control estructural bien definido, relacionado con la litología, tipos - de pliegues y fracturas.

Para llevar a cabo un análisis geomorfológico de la área - objeto de estudio se aplicaron dos métodos: uno morfométrico, que consiste en determinaciones cuantitativas de longitud de talwegs por kilómetro cuadrado y profundidad máxima de erosión vertical en áreas de 5 Km² y otro morfogenético.

a) MORFOMETRIA

El primer análisis cartográfico geomorfológico que se realizó se refiere a dos evaluaciones cuantitativas, una, de la densidad de la disección del relieve o de la densidad de talwegs; - otra, de la profundidad de corte vertical por erosión.

El primero consiste en la subdivisión del mapa topográfico en cuadrantes de aproximadamente 20 Km², en cada uno de ellos se mide la longitud total de corrientes o talwegs, el valor obtenido se divide por la superficie y se anota el valor resultante en

el centro del cuadrante. Después, por una interpolación se obtienen valores complementarios y uniendo valores con isolfneas resulta el mapa de la densidad de disección del relieve (Fig. - 12).

La elaboración de este mapa permitió reconocer cuatro zonas de valores máximos que superan densidades de 4 a 4.5 Km/Km^2 . La primera de éstas se localiza en la porción NW del mapa y corresponde a una estructura montañosa plegada, constituida de calizas de alta permeabilidad, puesto que se presenta una intensa disección tanto en densidad como en profundidad.

Otra zona se localiza en la porción NE, con valores mayores de 4 a 4.5 Km/Km^2 . Corresponden a los alrededores del poblado de Santa Gertrudis, S.L.P., en la Sierra de Picachos, que es un residuo de una estructura plegada muy erosionada, debido a las propiedades petrofísicas de las rocas.

Otros valores elevados se encuentran hacia el Sur, uno en la porción central, correspondiente a estructuras volcánicas del tipo de las andesitas.

La última zona se localiza al SE con valores de 3.5 a más de 4 Km/Km^2 , y corresponden a estructuras montañosas volcánicas del tipo de las riolitas. Esto no quiere decir que se tenga aquí una irregularidad de los valores de la disección del relieve, de acuerdo con las características litológicas, puesto que los mismos tipos de rocas tienen mayores extensiones.

Se puede apreciar que estos valores máximos de la densidad de disección están condicionados, tanto por factores litológicos, como por las estructuras. Esto es, en las rocas débiles y más antiguas la disección ha actuado con mayor intensidad; un caso distinto se presenta en el potrero de Santa Gertrudis, S. L.P., que es una estructura ya reducida por procesos erosivos y por la alta debilidad de las rocas que presentan una intensa disección.

Los valores mínimos de la disección del relieve son de alrededor de 2 a 2.5 Km/Km². Estos se encuentran ampliamente distribuidos y expuestos hacia la porción SE y corresponden a las planicies estructurales, a las rocas sedimentarias plegadas y a las rocas volcánicas, que presentan un grado de disección menor, por ser rocas más resistentes como las calizas de la Sierra de Alvarez, rocas permeables donde el agua lleva a cabo una acción mayor de infiltración.

Se puede apreciar por lo anterior, que la disección del relieve en esta zona es intensa y comparado con otras conocidas en el país (Lugo, 1980), se aprecia que los valores son elevados - dado que los mínimos son de 2 y los mayores de 5 Km/Km². Esto revela una fuerte disección, además de que en muchas partes superan cifras de 3.5 Km/Km². Esto no sólo significa una intensa erosión en este relieve, aunque montañoso, conserva sus rasgos de juventud, presenta un intenso escurrimiento, afectado por fuertes precipitaciones pluviales, alta infiltración en algunas zonas, donde

los valores relativamente bajos corresponden a las calizas.

En las calizas, donde los valores de disección son altos, debe predominar el escurrimiento y donde los valores de la disección son bajos predomina la infiltración.

Un segundo análisis morfométrico consistió en evaluar la profundidad de la disección. Esto se obtiene midiendo, en sentido vertical, la profundidad de los valles en el mapa topográfico y anotando el valor máximo obtenido en cada cuadrante de 5 Km² en que se divide el mapa, en su centro respectivo. Posteriormente se puede configurar uniendo valores iguales, en este caso sin necesidad de hacer una interpolación (Fig. 13). Se encontró que los valores más altos se definen en la categoría de 400 a 500 m y corresponden al valle montañoso trabajado por el Rfo Santa Catarina, que queda situado aproximadamente hacia el Sur en la parte central del mapa. Resulta este valle del Rfo Santa Catarina, el más profundo de la zona en estudio, labrado principalmente en la calizas de la estructura montañosa plegada. Es de forma estrecha en perfil transversal y aparentemente sigue la dirección de las fracturas, o posiblemente fallas, controlado por estructuras tectónicas. Resulta entonces el de mayor desarrollo en el área.

Otra categoría de valores de profundidad de disección se encuentra aisladamente en el mapa con valores de 300 a 400 m de profundidad; una hacia el NW, correspondiente al Rfo El Aguacate. El valle montañoso de este río, es una pequeña porción territo--

rial se encañona adquiriendo una fuerte profundidad de 300 a -- 400 m en sentido vertical. La segunda porción se encuentra en el centro del mapa, correspondiente al Arroyo de San José, ocupa una pequeña extensión territorial y presenta una fuerte profundidad, de 300 a 400 m. Estos valores mencionados se pueden considerar como anomalías de profundidad de la disección, son unos cuantos en el mapa y en porciones relativamente pequeñas. Es importante señalar que estas anomalías generalmente están -- condicionadas por los factores litológicos y tectónicos.

Aquí en apariencia juega un papel más importante el factor tectónico que el litológico. Es muy posible que las fracturas, o incluso las fallas controlen a los arroyos y ríos.

Los valores de la categoría de 200 a 300 m de profundidad son normales en esta localidad. Están ampliamente extendidos en la zona montañosa a manera de franjas irregulares que van de --- occidente a oriente.

Se tienen posteriormente valores menores, de 100 a 200 m, que prácticamente son los que cubren el resto del territorio -- montañoso, se encuentran también ampliamente extendidos en todos los tipos de rocas volcánicas y en las sedimentarias plegadas. Los valores todavía menores, de 20 a 40 m y de 40 a 100 m vienen a parecer hacia las partes inferiores de las montañas, hacia los mantos de piedemonte y también se encuentran en algunas porciones montañosas, sobre todo donde tiene amplio desarrollo el kárst, -- donde la infiltración es muy fuerte y el escurrimiento menos inten

so.

Por último, hay una zona de valores bajos, menos de 20 m que corresponden a la planicie estructural que se localiza al - NE de la zona cartografiada.

Comparando los dos mapas de densidad y profundidad de la - disección del relieve (Figs. 12 y 13) se observó que no hay una correspondencia entre las anomalías positivas y las negativas. Los que son valores máximos en la carta de densidad de disección, generalmente corresponden a valores medios e incluso bajos, en - la carta de la profundidad de la disección.

A partir de estos mapas, es entonces posible apreciar el - proceso erosivo y determinar como ha actuado en el tiempo. Las zonas que presentan valores elevados de densidad de talwegs pueden corresponder a localidades de fuerte escurrimiento y viceversa, las de valores bajos, de alta infiltración.

b) y c) MORFOGENESIS Y DINAMICA ACTUAL DEL RELIEVE

Otro tipo de análisis es el morfogenético, consiste en defi- nir las formas diversas del relieve que se presentan en una zona determinada, clasificadas en función de su origen. Esto se consigue con apoyo en la determinación de la constitución y estructura geológica de las formas topográficas.

El mapa geomorfológico se elaboró a partir de la interpreta- ción de las fotograffas aéreas que cubren la zona, vaciando la in

formación en un mapa topográfico en escala 1:50 000 (Fig. 14). Las fotografías utilizadas fueron en blanco y negro en la misma escala del mapa.

Por el contraste del relieve montañoso, fuertemente disecado, no fue muy problemático distinguir las distintas formas, al mismo tiempo, son estas muy variadas y quedan comprendidas dentro de dos categorías principales de tipos de relieve: el endógeno modelado y el exógeno.

Las formas plicativas en la zona están representadas por los pliegues con expresión directa y con poca erosión. Las formas disyuntivas presentan una expresión directa con el relieve.

Las clasificaciones que se han hecho se basan en la diferenciación de mesoformas, o sea, aquellas que son de dimensiones de algunos kilómetros en longitud y amplitud.

Montañas plegadas

Este tipo de estructuras dominan en el relieve de la región. Por sus rasgos morfológicos se subdividen en 5 categorías distintas que se describen a continuación.

1. Cadenas montañosas plegadas con amplio desarrollo kárstico

Se trata de una cadena montañosa reconocida en la porción occidental del mapa y orientada al NW. En su extremo norte se inicia con una dolina de aproximadamente 1300 m de diámetro y 100 m de profundidad. En dirección SE se va ampliando la estructura mon

tañosa y alcanza altitudes de 2600 msnm. Continúa en la misma dirección por lo que queda reconocida sólo parcialmente en la zona. Se trata de un anticlinal complejo, con pliegues secundarios, cuyo eje se orienta al NW. Numerosas fracturas y fallas cortan la estructura transversalmente con una clara expresión en el relieve.

La red fluvial no presenta en general un sistema integrado sino numerosas corrientes aisladas y pequeños sistemas de corrientes con extremos ciegos, resultado de la captura que son objeto por los conductos verticales kársticos. Sólo en algunos casos lo gran integrarse a los afluentes de corrientes mayores. En esto juega un papel importante el clima, sobre todo por los 900 mm -- anuales de precipitación.

El escurrimiento superficial y la infiltración sustancialmente alta que se ha llevado a cabo en esta estructura ha originado un amplio desarrollo de formas kársticas, lo que incluye, lapiaz, dolinas, cavernas en forma de chimeneas y terra rosa (residuos insolubles). Es notable el control estructural de estas formas que se orientan en dirección de las fracturas y fallas en las que se desarrolla. Las superficies del relieve kárstico tienen una longitud de 25 Km dentro del área cartografiada y una anchura promedio de 8 Km. Se reconocen alrededor de 90 dolinas de diámetros variables, de unos metros hasta 400 y 600 m. Las de mayores dimensiones definen los sistemas de fallas y fracturas y normalmente no se encuentran aisladas sino en sistemas alineados de 2 a 4 dolinas en distancias de 1.5 a 3 Km.

La observación detallada de esta estructura plegada permite reconocer las zonas donde la fractura tiene un desarrollo mayor, lo que se manifiesta en el relieve ya que son las zonas donde el agua en su escurrimiento e infiltración lleva a cabo un modelado muy activo. Predominan en esta estructura los procesos -- kársticos que originan formas superficiales de pequeñas dimensiones pero con extraordinario desarrollo en cuanto a frecuencia se refiere. Las formas subterráneas son importantes para la descarga y concentración de las aguas subterráneas. Es posible también que este relieve kárstico se haya generado por la erosión de formaciones menos resistentes que antiguamente cubrían a esta estructura y dieron origen a la formación de lapiaz (Fig. 15).



Fig. 15. Forma de lapiaz de más de 6 m de altura.

2. Cadenas montañosas plegadas considerablemente modeladas por procesos fluviales

Se trata de un relieve montañoso reconocido en la porción Norte del mapa constituido por rocas calcáreas y margas que -- muestran estructuras plegadas. El cuerpo montañoso principal se localiza en el NW de la zona en estudio, con altitudes de 1900 msnm en cimas que a manera de mesetas forman el parteaguas principal. Está disecada por numerosos valles montañosos de perfiles transversales en "V" con fondos estrechos, con cortes de erosión de 100 a 300 m y con cabeceras amplias donde tiene desarrollo los circos de erosión. Las corrientes principales permiten reconocer configuraciones interesantes de la red fluvial: paralelas (dirección NE), anulares condicionadas por fracturas y fallas importantes y por contactos litológicos (rocas volcánicas). En esta estructura predomina la erosión fluvial acompañada de procesos gravitacionales. La posición de las corrientes fluviales, así como la intensidad de la erosión vertical están condicionadas fundamentalmente por la fractura intensa de la roca.

En el extremo Norte, parte central del mapa se reconoce -- otra estructura montañosa correspondiente a un pliegue anticlinal constituido de margas en la superficie. Alcanza una altura máxima de 1900 msnm en el Cerro Pinto. El parteaguas define dos vertientes principales y corresponde al eje del anticlinal. La erosión fluvial aunque actúa con fuerte intensidad, es considerablemente menor que la descrita para las montañas antes mencionadas. Las últimas formas representativas de este relieve se reconocen hacia

el extremo NE del área en estudio, se trata de montañas con elevaciones de 1600 m en el Cerro el Orejón. La disección fluvial se ha preservado con intensidad variable formando valles montañosos de hasta 200 m de profundidad, pero en la mayoría de los casos - son de menos de 100 m de profundidad.

3. Cadenas montañosas plegadas con débil modelado erosivo fluvial

Este tipo de relieve consiste en elevaciones montañosas plegadas de expresión directa ya que se trata de un anticlinal orientado al NW, constituido de calizas de la facies postarrecifal de la Formación El Abra. Se reconocen numerosas cimas redondeadas y mesetas con altitudes de 1900 a 2000 msnm. A pesar de ser semejante en su constitución litológica, definida en el punto uno, las características morfológicas que presenta son distintas. La red fluvial está integrada al sistema general de la zona con densidad de talwegs comparativamente baja en relación con otras montañas. La profundidad de erosión en algunos casos es de 100 a 200 m. El hecho de que tratándose de rocas calizas de la Formación El Abra no se presenta desarrollo kárstico como sucede al occidente de esta zona, se puede explicar que se trata de una estructura que no fue sometida a esfuerzos de gran intensidad como la que sufrió la primera; segundo, por tal motivo ocupa una posición altitudinal más baja, lo que provoca menor alimentación fluvial, y tercero, por una posible diferencia en la composición química y granulométrica de la misma caliza.

4. Cadenas montañosas plegadas modeladas por procesos kársticos y fluviales.

En la parte central del mapa, ligeramente a oriente, se observa una elevación montañosa (Sierra de Trejo) con orientación NW controlada por los pliegues anticlinales y sinclinales en la misma dirección. Su máxima altura es de 2120 msnm y en su relieve destacan formas erosivo fluviales y kársticas. La red fluvial - presenta orientaciones al NW y NE correspondientes a los elementos estructurales, rumbo de las capas y rumbo del echado.

Las formas kársticas, aunque escasas, manifiestan un amplio desarrollo y son de dos tipos. Primero, dolinas alineadas en --- franjas longitudinales, una en el norte de 2 Km por 250 m y otra al Sur de 3.5 Km por 250 m de diametro reconociéndose en esta - última 12 dolinas. Segundo, una gran forma kárstica, es un poljé, depresión de grandes dimensiones orientada por la disolución de las rocas a lo largo de una falla importante. Se ha desarrollado este poljé sobre el eje de un sinclinal, presenta 3.5 Km de longitud por 1.2 Km de amplitud y una profundidad máxima de 120 m; su porción Norte es una cuenca cerrada con un pequeño lago en su fondo y en su posición Sur tiene desagüe hacia el SE. El resto - de la estructura manifiesta una fuerte erosión fluvial sobre todo remontante, que se lleva a cabo a lo largo de numerosas fracturas que tienen una clara manifestación en el relieve.

5. Laderas de montañas plegadas con intenso modelado erosivo fluvial.

En esta categoría se presenta una serie de laderas montañosas constituidas por conglomerados que ocupan una porción altitudinal inferior al relieve montañoso y dadas sus características litológicas, la erosión fluvial ha actuado con fuerte intensidad (Fig.16). En esta zona ocupa una franja irregular de 2 a 4 Km de amplitud en la porción central del mapa. Está cortada por numerosos barrancos que crecen actualmente laderas arriba por erosión remontante y a profundidad.



Fig. 16. Tres distintos tipos de elevaciones correspondientes de litología y estructura: 1) conglomerados, 2) anhidritas de la Formación Guaxcamá y 3) rocas de la Formación El Abra (facies postarrecifal).

6. Elevaciones montañosas menores cubiertas por rocas volcánicas o niveladas.

En esta categoría se han clasificado pequeñas formas del relieve consistentes en rocas calcáreas de la facies postarrecifal de la Formación El Abra, conglomerados y travertino que aparecen aisladas en el mapa en contacto con rocas volcánicas de edades - Oligoceno y Mioceno; así, estas pequeñas elevaciones o colinas, han surgido al ser cubiertas por acumulaciones volcánicas posteriores o reducidas por el efecto de la erosión. Se encuentran -- dispersas en el mapa, sobre todo en la porción centro-oriental - del mismo.

Relieve volcánico denudatorio

En esta categoría del relieve quedan incluidas las formas del mismo que han sido originadas por acumulaciones volcánicas y transformadas por los procesos erosivos. De acuerdo con los rasgos morfológicos se han subdividido en tres tipos principales, - mismos que se describen a continuación.

7. Superficies de inclinación débil con fuerte modelado erosivo.

La única estructura que se ha clasificado en este tipo de - relieve es una superficie de suave inclinación alargada de Norte a Sur con una longitud de 5 Km y una amplitud de 2 Km en su porción central. Se localiza en la zona NE y está rodeada al Oeste y Sur por el Rfo San Nicolás que aparentemente ha labrado su cauce a lo largo de las fracturas de las rocas volcánicas. Se trata

de rocas ácidas afectadas por procesos erosivos de poca magnitud dadas las condiciones del relieve que no los favorecen.

8. Laderas montañosas volcánicas con fuerte modelado erosivo.

En el área en estudio se reconocen 3 unidades principales - de rocas volcánicas que constituyen elevaciones montañosas de laderas empinadas disecadas por numerosos valles separados por superficies estrechas de parteaguas. Cada una de estas unidades -- está constituida por distintos tipos de rocas; andesitas, riolitas y basaltos.

La cadena montañosa volcánica principal se reconoce en la porción oriental del mapa con orientación NW y una extensión de 15 Km en el área, ya que se extiende hacia el SE y alcanza una altura máxima de 1700 msnm. Está constituida por rocas ácidas -- (riolitas e ignimbritas). El relieve original de esta estructura montañosa ha sido alterado considerablemente; es posible que los movimientos tectónicos hayan afectado a las rocas volcánicas terciarias incrementando la fractura y los movimientos de bloques. El análisis de las fotografías aéreas permitió reconocer numerosas fracturas, generalmente paralelas y transversales a la orientación principal, misma que se señalan en el mapa. El Rfo Santa Catarina corta transversalmente la cadena montañosa a lo largo de una fractura que ha favorecido el proceso erosivo.

La erosión fluvial ha actuado con gran intensidad dadas las condiciones de altas precipitaciones pluviales, intensa fractura de las rocas y pendientes fuertes. Tienen desarrollo numerosos -

circos de erosión con altitudes de 1000 m y valles montañosos - de fondos estrechos cuyos cortes verticales son generalmente de 100 a 200 m.

En la porción central del mapa se extiende paralelamente a la cadena montañosa anterior, otra de dimensiones menores y composición andésítica de edad Oligoceno. Su longitud es de 17 Km - desde su extremo Norte hasta el límite Sur del mapa y su amplitud es de 2.5 a 3 Km en el Norte y de 7 Km en el Sur. Su relieve consiste en laderas inclinadas con fuerte disección y una altitud - máxima de 1700 msnm. Se reconocen dos conos volcánicos; Cerro de la Cruz de 1580 msnm y el Cerro Las Aguilas de 1500 msnm. El sistema principal de fracturas es también predominante de orientación paralela y transversal a la estructura montañosa. La erosión se manifiesta con fuerte intensidad a través de numerosas corrientes fluviales aunque la profundidad de los cortes de erosión no - es significativa, generalmente de menos de 100 m.

Una tercera estructura montañosa volcánica está representada en la porción NW del mapa, es una cresta montañosa estrecha de 1 a 2 Km de amplitud con forma arqueada en planta y con una longitud de aproximadamente 13 Km. Entre sus extremos se encuentra cubriendo a una cadena montañosa plegada.

Está constituida predominantemente de rocas básicas de edad Pliocuaternario y cortada por numerosos barrancos; el relieve es de laderas de pendientes fuertes y en partes con escarpes de 100 m de altura.

En la esquina SW del mapa se reconoce una estructura volcánica incompleta, ya que se extiende a las zonas contiguas; aquí se asocian laderas de fuerte inclinación constituidas de rocas --ácidas, un volcán riolítico una superficie de parteaguas que constituye una mesa delimitada por escarpes que representan el límite de avance de la erosión remontante, la altura de estos es de 100 m. (Fig. 17).

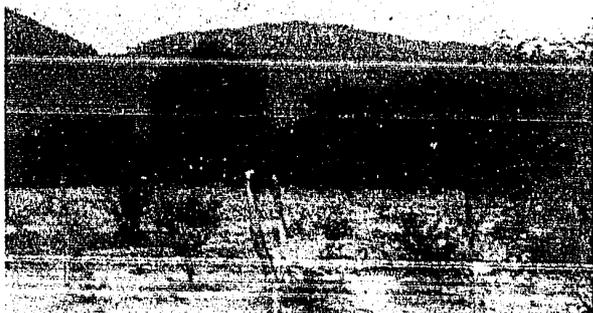


Fig. 17. Frente escarpado de rocas volcánicas y el cauce de un valle fluvial.

9. Mesas Volcánicas.

En la zona que comprende este estudio se reconocen solamente dos superficies de meseta con desarrollo en rocas volcánicas --ácidas. Son muy semejantes a las que constituyen una parte importante del paisaje de la Sierra Madre Occidental. Una se encuentra

en la porción central del mapa y la otra en el sector SE del mismo, estructuras descritas en el punto 7. La primera mesa se encuentra a 1500 msnm, es de forma irregular con diámetros de 1000 m. La segunda se encuentra a 2400 msnm, de forma irregular. Se trata de un parteaguas con altitudes de 200 a 400 m en proceso de extinción por el avance de la erosión remontante.

Relieve Exógeno

En esta categoría quedan comprendidas todas las formas del relieve originadas por procesos que se desarrollan en la superficie terrestre condicionados por el clima y la gravedad. Son tres los procesos exógenos principales; intemperismo, denudación o erosión (y transporte) y la acumulación. Los dos últimos son los que originan las principales formas del relieve, en un caso por la remoción de partículas y en el otro por su depositación.

El relieve denudatorio comprende así todas las formas originadas por la erosión fluvial, disolución y remoción de partículas (kárst), procesos gravitacionales que son comunes en la región. Otros, ausentes, son los procesos glaciales, marinos y eólicos. Se han diferenciado 5 tipos de formas del relieve denudatorio mismas que se describen a continuación (10 a 14).

10. Superficies de parteaguas conservadas respecto a la erosión.

El proceso de formación de montañas va acompañado de una intensa erosión que provoca la disección de las laderas. Las superficies de parteaguas son las formas menos afectadas por los -

procesos erosivos, o sea, son resíduos de las formas originales del relieve dependiendo de la litología, estructura, intensidad de levantamiento y duración del mismo se produce la disección de las montañas.

Estas superficies de parteaguas testigos del relieve original se localizan en diversas porciones de la zona cartografiada, especialmente en las montañas constituidas por rocas calcáreas y en elevaciones menores de conglomerados terciarios. El primer caso, estas formas se presentan en las montañas plegadas con débil modelado por la erosión fluvial. En la que se dispone al sur, porción centro occidental de la zona; estas superficies se reconocen en niveles de 1500 a 2000 m. Se puede interpretar como superficies de nivelación testigos de las etapas de desarrollo orogénico.

Las otras superficies de nivelación se presentan en conglomerados terciarios y aparentemente constan mantos de piedemonte - que al ser cortados por la erosión fluvial quedan en el relieve a manera de superficies niveladas. Su altura en la porción occidental es de 1800 msnm al NE y de 1300 msnm en el sector SE.

11. Valles erosivo-fluvial en laderas de montañas.

En esta categoría el relieve montañoso es cortado por numerosos y profundos valles erosivo-fluviales, sobre todo en las cadenas de origen volcánico. Dado el alto grado de avance de la erosión fluvial no es posible representar todos los valles en el mapa. Se consideró preferible definir para cada unidad montañosa --

una característica de erosión que ha afectado. Solamente en las cadenas montañosas plegadas del centro oriental de la zona, se señalan algunos valles montañosos; su delimitación es precisa porque cortan laderas en porciones donde en general están bien conservadas.

12. Superficies niveladas de inclinación débil.

En esta categoría se representan estructuras de rocas sedimentarias plegadas y niveladas por procesos erosivos. Se encuentran asociadas a elevaciones montañosas mayores y están condicionadas fundamentalmente por factores tectónicos y estructuras más que por la composición litológica. Se reconocen en la porción NE del área en cuestión ocupando los flancos inferiores de un anticlinal de orientación NNW, las superficies son irregulares, inclinadas en la dirección del rumbo del echado y con una pendiente generalmente débil, de aproximadamente 7 %. Estas superficies se han desarrollado en rocas calcáreas de las Formaciones El Abra y Guaxcamé, la primera mencionada, en las diversas cadenas plegadas de la región. Esto quiere decir que originalmente era una superficie nivelada y no se debe a condiciones litológicas de menor resistencia a los procesos erosivos (Fig. 18).

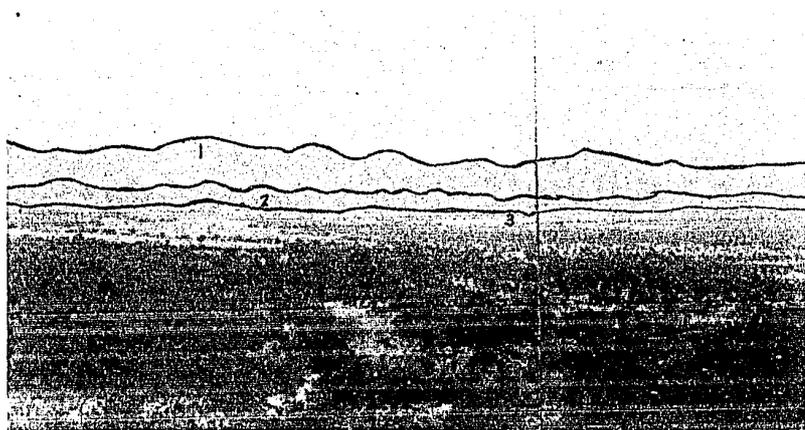


Fig. 18. Se aprecia al fondo. 1) las anhidritas de la Formación Guaxcamá, 2) el piedomonte; y 3) la planicie aluvial.

13. Laderas modeladas considerablemente por procesos kársticos-erosivos.

Se trata de un tipo de laderas montañosas constituidas por una alternancia de capas de lutitas y calizas arcillosas de la Formación Soyatal. Esta estructura se reconoce en la margen occidental de la zona en el sector Sur del mismo. Se trata del flanco de un sinclinal con orientación NNW y en su estructura se presentan numerosos pliegues secundarios. La ladera se extiende en dirección transversal al eje del pliegue inclinado al NE. Están cortados por gran cantidad de corrientes de 1o. y 2o. orden más o menos paralelos que se han desarrollado sobre grietas o diaclasas de las rocas. Esta ladera montañosa debe su morfología a fac

tores estructurales y litológicos que son los que han definido la intensidad y dirección de los procesos erosivos (Fig. 19).

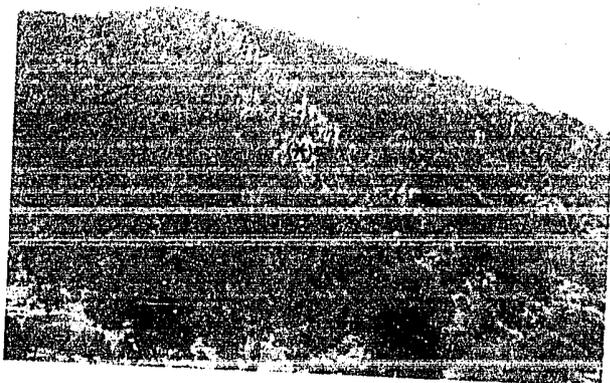


Fig. 19. Ladera de rocas plagadas con desarrollo kárstico. Se aprecia el lapiaz (*).

14. Laderas modeladas en alto grado por procesos erosivos y kársticos.

Se refiere a una ladera montañosa constituida de lutitas y calizas arcillosas de la Formación Soyatal. Se reconoce en la -- porción occidental del área objeto de estudio, delimitada al Occidente y Oriente por unidades geomorfológicas distintas. En esta ladera se presenta una disección considerablemente elevada, tomando en cuenta la concentración de corrientes fluviales, de tal manera que presentan un fuerte grado de erosión favorecido por las rocas resistentes. Aparentemente estas laderas pertenecen a un sig

clinal recostado.

El contacto de las lutitas con las calizas al Este, es por falla inversa. En la porción Sur de la estructura hay desarrollo de formas kársticas, por lo menos 9 dolinas, la mayor de ellas es de forma ovalada con diámetros de 450 a 250 m. Estas se han formado en el miembro calcáreo de la Formación Soyatal que aflora en la porción Sur, mientras que en la Norte predominan los afloramientos de lutitas. Estas alternancias de lutitas y calizas fuertemente plegadas y fracturadas condiciona el relieve de fuerte modelado erosivo fluvial y localmente kárstico.

Relieve Acumulativo

En este grupo quedan comprendidas las diversas formas del relieve originadas por procesos exógenos de acumulación, fluviales, eólicos, glaciales, gravitacionales, etc. En la zona que comprende este estudio el desarrollo acumulativo es muy reducido en las montañas y solamente hacia la porción Sureste del mapa se presentan estos procesos favorecidos por una planicie de carácter regional sobre la que se asientan las montañas de una porción de la Sierra Madre Oriental.

15. Planicies de inundación.

Son las superficies de acumulación aluvial que se forman en los márgenes de los cauces fluviales, constituidas por material bien clasificado. En las montañas se reconocen en los fondos de algunos valles; su desarrollo siempre es local, favorecido por la

presencia de fracturas o contactos litológicos donde la erosión lateral ha actuado con mayor intensidad y es acompañada por la acumulación.

Una extensa planicie aluvial se presenta en la porción NE del mapa, con desarrollo a lo largo de un eje anticlinal. Se trata de un relieve invertido donde la depresión corresponde a la estructura geológica positiva. La destrucción del anticlinal se ha producido por la construcción de su núcleo de rocas de muy poca resistencia a los procesos de intemperismo (disolución y erosión). El núcleo original de anhidritas prácticamente ha sido -- convertido en una planicie que sigue la misma orientación del eje de 12 Km, medidos en el mapa (se extiende fuera de la zona objeto de estudio) y con amplitud de 2 Km.

La mayor llanura aluvial se encuentra en la porción SE del mapa y representa el nivel de base general del área. Es solamente una pequeña porción de una gran planicie intermontana de la Sierra Madre Oriental. Se encuentra a 1200 msnm atravesada por corrientes que desembocan en los Rfos Grande y Santa Catarina. La planicie aluvial está inclinada hacia el Sur bordeada por -- montañas elevadas.

16. Terrazas aluviales

Se reconocieron terrazas aluviales en las márgenes de las llanuras aluviales principales, en dos porciones de la región, -- en el Noreste y en el Sureste.

En el Noreste, cerca del poblado del Paraiso, S.L.P., se --

observó la terraza con una capa delgada de menos de un metro de material de cauce en contacto hacia la ladera con material proluvial. Las terrazas son superficies amplias en el potrero de Santa Gertrudis de hasta 500 m, seguramente favorecida por factores estructurales de una erosión diferencial en el núcleo del anticlinal y acumulaciones aluviales. Es posible que esta amplia superficie de terrazas haya resultado de un cambio brusco de la intensidad de la erosión incrementándose por la presencia de rocas de poca resistencia a la erosión. Otra superficie de terraza se encuentra hacia el Sur elevándose más de 20 m sobre el nivel base, un cambio brusco de alturas que permiten suponer también un control estructural. Otra más se extiende hacia el SE, paralela al Rfo Santa Catarina con una extensión de más de 3 Km por 750 m de ancho. Actualmente está ocupada por tierras de cultivo. Un aparente segundo nivel se extiende en forma paralela hacia el este con características semejantes de longitud y amplitud.

En la zona del poblado de Santa Catarina, S.L.P., las terrazas tienen una clara expresión en ambos lados del rfo, en contacto con la márgen montañosa son del tipo de zócalo o mixtas, donde afloran en el escarpe las rocas del sustrato sobre las que descansa el material aluvial (Fig. 10). Se observaron las andesitas con una cubierta de más de 1 m de aluvión. En la márgen opuesta sobre la llanura de inundación se presentan terrazas acumulativas (no aflora el sustrato rocoso) constituido por material de cauce con una cubierta de material más fino de llanura de inundación.

Se puede concluir que las terrazas brevemente descritas en

estas dos porciones de la región, han sido favorecidas por procesos distintos: Santa Gertrudis por la erosión diferencial de las capas del núcleo de un anticlinal que se convierte en valle fluvial, y en Santa Catarina, S.L.P., donde es evidente un cambio en el nivel de base y una migración del cauce del occidente al oriente.

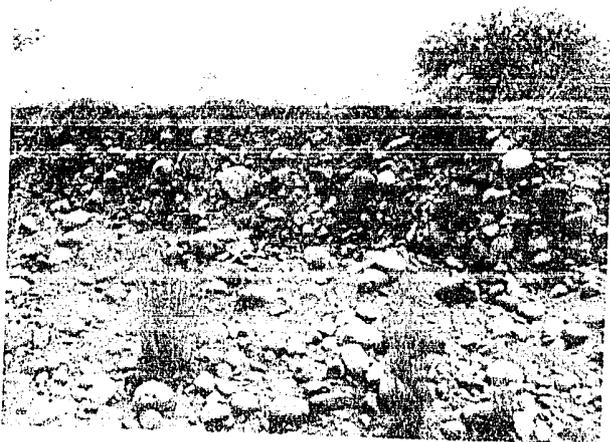


Fig. 20. Perfil de una terraza fluvial.

17. Depósitos proluviales (piedemonte).

Las acumulaciones de piedemonte que forman mantos extensos y conos de deyección o abanicos, se encuentran también expuestos en la localidad. En el extremo Norte de la hoja hacia el centro occidental de la misma se dispone un manto proluvial al pie de una cadena plegada con amplitud de un Kilómetro y bien conservada -- con respecto a los procesos de disección.

En el núcleo del anticlinal, en el potrero de Santa Gertrudis, se ha formado un valle en forma de herradura que consiste en un fondo plano aluvial al que le siguen acumulaciones proluviales y posteriormente las laderas de anhidritas (Formación Guaxcamá). El material proluvial alcanza una amplitud de 750 m; se trata de un conglomerado con cantos redondeados de 15 a 20 cm de diámetro los mayores y con predominio de los 6 a 10 cm y menores. Se trata de fragmentos de calizas y rocas volcánicas.

La última forma importante de acumulación proluvial se reconoce en la base montañosa volcánica al NE del mapa. Es un manto de aproximadamente 4 Km de longitud y amplitud variable de 1.7 a 0.5 Km.

Desarrollo Kárstico

En algunas zonas los fenómenos kársticos se han desarrollado como resultado de la circulación del agua en las calizas a través de las fisuras y planos de estratificación, originando dos procesos, uno químico de disolución y otro mecánico de erosión.

Las zonas donde las calizas presentan máxima disolución y donde se encuentra la mejor expresión del kárst son; el Valle de los Fantasmas, Agua Blanca, y Ciénega de Trigo, correspondiente a la Sierra de Alvarez, y en los alrededores del poblado de San Francisco, S.L.P. Existen otros sectores, localizadas al SW, NE y E de la Sierra de Trejo y en Santa Gertrudis, S.L.P., en la porción oriental del mapa.

Las calizas son totalmente insolubles en condiciones normales y para su disolución el agua debe poseer determinada acidez, esta la proporciona el CO_2 , la presión y la temperatura.

Sólo una parte del CO_2 disuelto se combina con el agua para formar el ácido carbónico, además el agua kárstica puede contener ácidos húmicos y ácidos minerales que aumentan su poder disolvente, esta disolución se realiza sobre los planos de estratificación y estilolitos, que dan como resultado la reducción progresiva del volumen de la caliza y el depósito residual de la "terra rosa" (arcillas no solubles de las calizas).

En los sectores occidental, central y oriental del área en cuestión se encuentran rocas carbonatadas y evaporitas, donde la erosión kárstica se ha desarrollado debido a la circulación del agua. Existen dos tipos de circulación kárstica; las aguas kársticas cautivas y las aguas kársticas libres.

En la primera, el agua se infiltra y circula por los conductos kársticos y discurre a presión hidrostática, esta actúa en todas direcciones y produce un geotropismo positivo como consecuencia de la erosión en el sentido de la gravedad.

Las aguas kársticas libres circulan impulsadas por acción de la gravedad, las cuales se observan en época de lluvia en la circulación de los arroyos y ríos superficiales.

En las zonas constituidas por calizas y anhidritas el paisaje kárstico es común. Las principales características del paisa-

saje kárstico son; las calizas con hendiduras de profundidad variable llamadas lapiaz o lenar, la presencia de abundantes formas ciegas (dolinas, ubalas y poljés) y la escasa vegetación.

Los campos de lapiaz o lenar son muy comunes en esta áfea. Se originan por las aguas de escurrimiento que ejercen una acción química y mecánica sobre las calizas, erosionando y corroyendo la roca y las zonas de mínima resistencia.

Hacia los alrededores del poblado de San Francisco, S.L.P., porción occidental, se encuentra la mejor expresión del lapiaz en muy diversas escalas de desarrollo, desde formas de varios centímetros de excavación hasta varios metros.

Las características morfológicas del lapiaz depende de la composición de las calizas, de su estructura y del volumen de agua. La presencia del lapiaz en las fracturas, en los planos de estratificación y en los estilolitos donde son frecuentes los conductos embrionarios que dan origen al kárst.

El aparato kárstico se ha originado en las formaciones calizas, debido al fracturamiento de las rocas, a la circulación del agua y a la disolución de la roca.

La zona de absorción, es una zona superficial del aparato kárstico la cual está representada por las formas cerradas. En éstas (dolinas y poljés) la absorción se realiza lentamente.

Las dolinas se originan por la infiltración del agua en -

las intersecciones de las diaclasas y en las fracturas menores, creándose zonas de máxima disolución; el conjunto empezará a -- perder volumen el cual determinara el hundimiento lento de la zona afectada a partir de su centro, dando lugar de está manera a una depresión circular o embudiforme de tamaño variable.

La mejor expresión de estas dolinas se observó en el sector occidental de la zona, donde las dimensiones de estas son muy variadas. En la porción NW, hacia el poblado de los Llanos de Saldaña, S.L.P., se encuentra una dolina de considerables dimensiones.

El poljé en esta región constituye una forma de absorción del kárst, de mayor extensión superficial; morfológicamente no - difiere mucho de los grábenes; su forma es alargada en el sentido del accidente tectónico y estos evolucionan en profundidad al -- igual que las dolinas. Este tipo de estructura kárstica se localiza al oriente de la Sierra de Trejo, presenta una orientación NW-SE paralela a las estructuras plegadas.

V. IMPORTANCIA ECONOMICA

Manifestaciones de hidrocarburos

La formación de yacimientos de petróleo y gas, depende de un gran número de factores y procesos geológicos y geoquímicos de entre los cuales destacan las condiciones de sepultamiento, de composición y preservación de la materia orgánica para su posterior transformación en hidrocarburos, de las rocas generadoras hacia las rocas almacenadoras y el entrapamiento de los hidrocarburos.

Este capítulo se basa en el trabajo de Arredondo (1974) sobre el origen del petróleo y gas.

Los procesos de generación, migración y acumulación de hidrocarburos, están íntimamente ligados a la historia geológica de las cuencas sedimentarias, la cual determina las condiciones favorables para la formación de los yacimientos de petróleo y gas. Estratigráficamente resulta favorable para la generación del petróleo el máximo desarrollo de transgresiones, correspondiendo a estos períodos el depósito de mayor cantidad de materia orgánica.

Por la integración geológica superficial y con base en los estudios geofísicos y geoquímicos complementarios realizados por PEMEX e IMP, se ha podido conocer mejor las características y la complejidad estructural que impera en la zona.

En las rocas generadoras deben existir condiciones termodinámicas en el subsuelo relacionadas con el gradiente paleogeotérmico en regiones petrolíferas, siendo éstas un factor importante en la formación y composición del petróleo.

Con base en los criterios anteriores se puede inferir que las rocas del jurásico superior son en la actualidad las que generan hidrocarburos; sin embargo, existen migraciones de éstos. Se infiere una posible inversión del sentido de migración del centro de la plataforma hacia áreas adyacentes, debido, en parte al sobrepeso de la columna cretácica y de la orogenia Laramide (PEMEX, 1980).

Del conocimiento geológico que se tiene de esta provincia paleogeográfica, y en sí del área, se ha considerado hacer un análisis de rocas generadoras, almacenadoras y rocas sello, así como de otras estructuras que guardan una interacción con los depósitos de hidrocarburos. Las rocas con mayor importancia en la generación de hidrocarburos son: las del Jurásico superior, Cretácico inferior y Jurásico inferior, a las que se les ha considerado en una etapa temprana de historia geotérmica de generación de hidrocarburos (PEMEX, 1980).

Rocas generadoras que se encuentran en el subsuelo

Existen algunos criterios acerca de las facies y génesis de las rocas generadoras, en las que se especifica la calidad de materia orgánica, su tipo génético, litología, mineralogía y el---

grado de transformación catagenética (metamorfismo).

Las principales rocas generadoras tienen su origen en mares de aguas poco profundas, en las partes cercanas al litoral y en condiciones que facilitan la acumulación de material orgánico de tipo sapropelítico o sapropelo-húmico. Estas rocas generadoras - son principalmente del tipo arcilloso, ricas en materia orgánica o bien del tipo carbonatadas.

Se consideran como rocas generadoras de hidrocarburos, a las formaciones que se encuentran en el subsuelo, que corresponden al Jurásico superior y que están representadas por la Formación Francas. Estas presentan características que indican un potencial generador y una madurez térmica apropiada para la generación de hidrocarburos (PEMEX, 1980).

Rocas Generadoras Aflorantes

De acuerdo a los resultados generales del estudio se consideran como rocas generadoras aflorantes a los depósitos sedimentarios arcillosos, correspondientes a las Formaciones Cárdenas y Soyatal.

Rocas Almacenadoras

De acuerdo con las características litológicas y a las propiedades, como son la porosidad, la permeabilidad, las presiones, composición mineralógica, propiedades texturales y estructura de la roca, así como de las características geotérmicas, grado de --

fractura y edad de las mismas, se ha considerado como rocas almacenadoras a las del Cretácico inferior, por la presencia de cuerpos dolomíticos porosos, a las rocas de las facies arrecifal de la Formación El Abra y a las de la Formación Tamasopo que tienen una porosidad intersticial y una permeabilidad alta para la acumulación de hidrocarburos.

Rocas sello

De acuerdo con las características litológicas las mejores rocas sello son las evaporitas (sulfato-halógenas), después las lutitas y por último las rocas carbonatadas de naturaleza compacta, la capacidad plástica de deformación de este tipo de roca reduce la formación de fracturas y mejora el hermetismo de las rocas sello (Arredondo, 1974). Las rocas sello en la zona en estudio están representadas por las rocas arcillo-calcáreas, arcillosas y evaporíticas correspondientes a las Formaciones Otates y -- Guaxcamá.

Trampas

Uno de los criterios fundamentales para determinar el carácter de los hidrocarburos en el subsuelo es la presencia de trampas, las que son receptáculos naturales que en determinadas condiciones pueden almacenar hidrocarburos.

La mayoría de los esquemas de clasificación de trampas se utilizan en geoquímica y se dividen de la siguiente manera: trampas de tipo estructural y trampas de tipo estratigráfico.

a. Trampas estructurales

Las trampas de tipo estructural son las más importantes para la obtención de hidrocarburos y están representadas en el área en estudio por estructuras de tipo anticlinal y por fallas.

b. Trampas estratigráficas

Las trampas de tipo estratigráfico están muy limitadas en la zona, sólo se pueden presentar hacia los límites de la cuenca y la plataforma, representadas por los cambios de facies y por los acunamientos que dan origen las formaciones.

Recursos Minerales

Esta síntesis está relacionada con algunos procesos tectónicos, a partir de los cuales se puede inferir la distribución, localización, concentración y su ambiente de emplazamiento de las mineralizaciones. En particular, se constata una relación importante entre el magmatismo y los fenómenos metalogénicos. No obstante, los yacimientos minerales (metálicos y no metálicos) en esta área son variados y de génesis diferente.

Los yacimientos no metálicos son los más importantes en la localidad, por su persistencia regional y porque ofrecen cierto atractivo económico. Entre los yacimientos no metálicos destacan los depósitos de fluorita de dimensiones variables se presentan en las cimas de las cadenas montañosas plegadas modeladas por procesos kársticos y fluviales, localizados al Suroeste del poblado de

Santa Catarina, S.L.P., en la Tinaja.

El flúor en sus cambios geoquímicos parece haberse desprendido de los magmas félsicos o probablemente derivado de sedimentos marinos a partir del colofano ($\text{PO}_4\text{Ca}_5\text{F}$). Los yacimientos están estrechamente asociados a episodios volcánicos; sin embargo la fluoritización se desarrolla en las calizas de la Formación - El Abra (facies postarrecifal), a través de un proceso neumatolítico en zonas plegadas originando un intenso fracturamiento, donde la fluorita (CaF_2) reemplaza a la caliza y rellena cavidades - en las proximidades de las rocas volcánicas y forman pequeñas bolsas. Este tipo de yacimientos se presenta en forma de chimeneas - elípticas que se ensanchan a profundidad. La fluorita generalmente es masiva y finamente bandeada, variando en color gris, rosa, amarillo, púrpura y con algunos tonos negruscos. Este tipo de yacimientos parece un cierto atractivo económico.

Los yacimientos de fluorita se distribuyen en los distritos de Río Verde-Alamos de Martínez, Las Cuevas y la Consentida, S.L.P., los yacimientos se presentan en forma de chimeneas y en forma densa de unos cuantos metros a centenares, donde se tienen concentraciones masivas-vítreas cuya pureza es excepcional y generalmente emplazada en rocas de la Formación El Abra (Kesler y Jones, 1980).

Los depósitos de anhidritas (CaSO_4) y yeso ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) asociados con el azufre (S) y con la dolomita ($\text{Ca, Mg}(\text{CO}_3)_2$), los cuales se localizan en el sector Moreste y cuyas dimensiones den-

tro del área en estudio son de aproximadamente 24 Km² correspondientes a la Formación Guaxcamá y sus rasgos pertenecen a las laderas modeladas en alto grado por procesos erosivos y kársticos.. El azufre se encuentra relleno de pequeñas fracturas dentro de la anhidrita (CaSO₄), mostrando claramente ser un producto de formación posterior a ésta y por lo general económicamente explotable (Arriaga, 1980).

Existen también depósitos de dolomita (Ca, Mg (CO₃)₂) de dimensiones variables, se localizan al occidente del anticlinal de Alvarez en rocas de la Formación Tamulipas Inferior cuyos rasgos del relieve están representados por cadenas montañosas plegadas - considerablemente modeladas por procesos fluviales. Posibles depósitos son localizados en el anticlinal de Carbonera en rocas de la Formación El Abra (facies postarrecifal) representadas por una cadena montañosa plegada considerablemente por procesos fluviales y en el extremo Nororiental, asociadas con las anhidritas de la Formación Guaxcamá en laderas modeladas en alto grado por procesos erosivos y kársticos.

Tipicamente la dolomita es un mineral de ambiente sedimentario pero algunas veces ocurre en depósitos metamórficos (Zussman, Howie y Deer, 1978). La dolomita primaria puede estar asociada con depósitos evaporíticos (Bathurst, 1971; Zenger y Dunham, 1980). La dolomita secundaria es muy selectiva y es formada en las calizas, sin embargo, la dolomitización tiende a destruir estructuras anteriores (oolitas y fósiles, etc.) la dolomitización involucra

recristalización en gran escala (Zenger y Dunham, 1980).

Los eventos de mineralización metálica están asociados con eventos magmáticos los cuales probablemente provienen de remobilizaciones de concentraciones metálicas subyacentes activadas hidrotermalmente hasta la superficie, durante la fase postorogénica-tafrógenica. Los depósitos con cierta afinidad geoquímica presentan un control estructural con las fajas orogénicas y son emplazadas en forma sincrónica. Los yacimientos minerales metálicos pueden ser agrupados, de acuerdo a sus características genéticas y a su importancia económica.

Existen pequeños depósitos de estaño (Casiterita, SnO_2) localizados al Sureste del poblado de Santa Catarina, S.L.P. en las laderas montañosas volcánicas con fuerte modelado erosivo. El estaño durante un evento de intensa deformación y actividad volcánica está asociado con Ag, Zn, Pb, Cu, As, etc. Se encuentra disuelto en vapores y gases muy volátiles en forma de cloruros, -- fluoruros o sulfatos que emigran hasta la cima de las rocas calcálicas alcalinas durante su etapa final de enfriamiento para emplazarse en los planos de juntas y en las fisuras de las rocas superficiales formando vetillas y rellenando cavidades. Estos por ser de pequeñas dimensiones no ofrecen un atractivo económico.

En el distrito de Guadalcázar, S.L.P., los yacimientos de estaño se presentan en forma diseminada en los granitos que intrusionan las calizas y lutitas (Chrussoulis, 1983).

Otros yacimientos metálicos son los sulfuros de Ag, Pb, Zn,

Cu, Fe, Au nativo y Uranio localizados al Oeste (El Durazno) y al Sureste del poblado de Santa Catarina, S.L.P., fuera del área, pero están relacionados con los eventos magmáticos a partir de la actividad hidrotermal que produjo el relleno de cavidades y fracturas paralelas. Esos elementos se encuentran también en forma diseminada y presentan una paragénesis variada. Estos yacimientos ofrecen cierto atractivo económico.

Recursos Geohidrológicos

El agua es un recurso de importancia para el desarrollo agrícola e industrial de la zona, ya que favorece las actividades productivas. Es por eso que su localización, potencial y calidad deberán ser determinados cuidadosamente. Las aguas superficiales (ríos, arroyos, etc.) son de escasa importancia en la región ya que sólo se presentan en épocas de lluvias. En cuanto a las aguas subterráneas, se puede establecer que la secuencia de calizas -- que comprende desde la Formación Tamaulipas Inferior hasta la Formación Cárdenas presentan escasas posibilidades de constituir algún acuífero importante, sólo en la Formación El Abra (facies -- postarrecifal) presenta condiciones favorables. Las rocas ígneas piroclásticas presentan características litológicas que favorecen condiciones necesarias para la formación de mantos acuíferos, y en los conglomerados.

Geotecnia

El conocimiento del karst es importante por una serie variada de problemas geotécnicos. La disolución de las rocas produce -

Grandes huecos en el terreno, los efectos de estos hundimientos de grandes dimensiones pueden producir problemas a obras de ingeniería. El mapa geomorfológico es un auxiliar muy importante para todo estudio de planificación de uso del suelo u obra grande de ingeniería. Todo proyecto de construcción de una vía de comunicación o presa por ejemplo, exige el conocimiento del relieve y sus procesos, por esto, la geomorfología es siempre un apoyo indispensable en los estudios geotécnicos.

Materiales para construcción

Existen en esta área grandes volúmenes de rocas apropiadas para la construcción, pero su explotación y su empleo es limitado. Entre estos se encuentran las calizas, las lutitas calcáreas, el yeso y la bentonita que se emplea para la elaboración de cal y cemento. También existen calizas recristalizadas (mármol) y travertino que se puede emplear en la construcción. El paquete de rocas volcánicas que se encuentra en la zona, proporciona bancos de arena y grava que puede ser empleados en terraplenes de carreteras, en caminos vecinales y en la construcción.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

La geomorfología, tratada en este trabajo resulta de gran interés por la actividad de los procesos morfogenéticos presentes y su actividad actual, así sean los endógenos o los exógenos. A partir de los mapas morfométrico y morfogenético fue posible apreciar la intensa erosión del relieve y evaluar la profundidad de la disecación, generalmente condicionados por los factores litológicos y tectónicos e inferir como han actuado en el tiempo. Esto es resultado de la evolución compleja de las cadenas montañosas plegadas y volcánicas que se encuentran en una pequeña porción de la provincia paleogeográfica que constituye la Plataforma Valles-San Luis Potosí.

La secuencia estratigráfica aflorante en el área en estudio comprende rocas sedimentarias de cuenca y plataforma, rocas ígneas extrusivas y depósitos clásticos continentales cuya edad varía del Cretácico inferior al Reciente. La génesis y ambiente de depósito de cada una de estas unidades han sido muy variadas a lo largo del tiempo geológico. Es notorio el cambio que sufre la sedimentación de los depósitos de carbonatos del Cretácico inferior a los depósitos clásticos del Cretácico superior que marcan el inicio de la fase orogénica Laramide. También queda definida la evidencia del borde de plataforma por el cambio de facies lateral de las rocas de cuenca de la Formación Cuesta del Cura con las de talud de la Formación Tamabra y por el cambio de facies de las Formaciones Soyatal y Tamasopo del Cretácico supe-

rior.

Existen notables discordancias entre las rocas sedimentarias cretácicas con las volcánicas terciarias y con los depósitos clásticos.

El principal rasgo estructural de la zona es el anticlinal de Alvarez, estructura plegada recostada hacia el este, con orientación NW y localizada en el sector Occidental. También se encuentra un sistema de fracturas conjugadas y un fallamiento inverso que por su extensión y desplazamiento es el de mayor importancia, mismo que pone en contacto a las rocas de la Formación Soyatal - con las de la Formación El Abra (facies postarrecifal), infiriéndose que por este fallamiento las rocas del complejo arrecifal de la Formación El Abra son cubiertas por las rocas de la Formación Soyatal.

De acuerdo a las características litológicas y estratigráficas es difícil que dentro del área en estudio existan condiciones apropiadas que justifiquen investigaciones adicionales para la obtención de hidrocarburos, se infiere que en el sector Occidental existan condiciones favorables para la acumulación de hidrocarburos debido a la relación de las rocas generadoras, almacenadoras y rocas sello y al tipo de trampas estructural o estratigráfico.

Los recursos minerales son limitados, dependen de los eventos magmáticos, del ambiente litológico y de la concentración. Los yacimientos minerales no metálicos son los más importantes -

principalmente los depósitos de anhidritas y yesos, los de fluorita y dolomita en los que hay mayores posibilidades de éxito -- económico. En cuanto a los yacimientos minerales metálicos son -- más restringidos sus posibilidades económicas inmediatas, pero -- en términos generales la prospección minera en la zona está toda vía en su etapa de desarrollo incipiente, no dudando que en un -- futuro adquiera amplias perspectivas en la región.

En este trabajo se ha tratado el relieve en función de sus formas y procesos formadores o modeladores, todo en una escala -- 1: 50 000 que después se convierte en 1: 100 000 el que se puede referir a zonas de interés por sus recursos hidrológicos, de asentamientos humanos, extracción de materiales y construcción de -- obras de ingeniería.

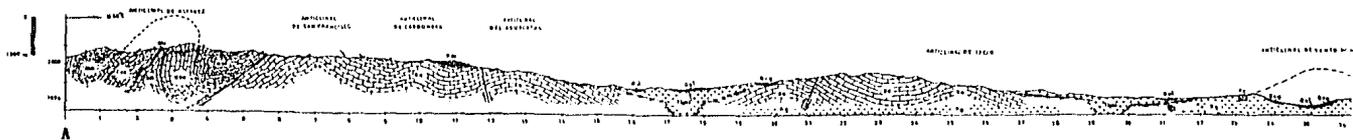
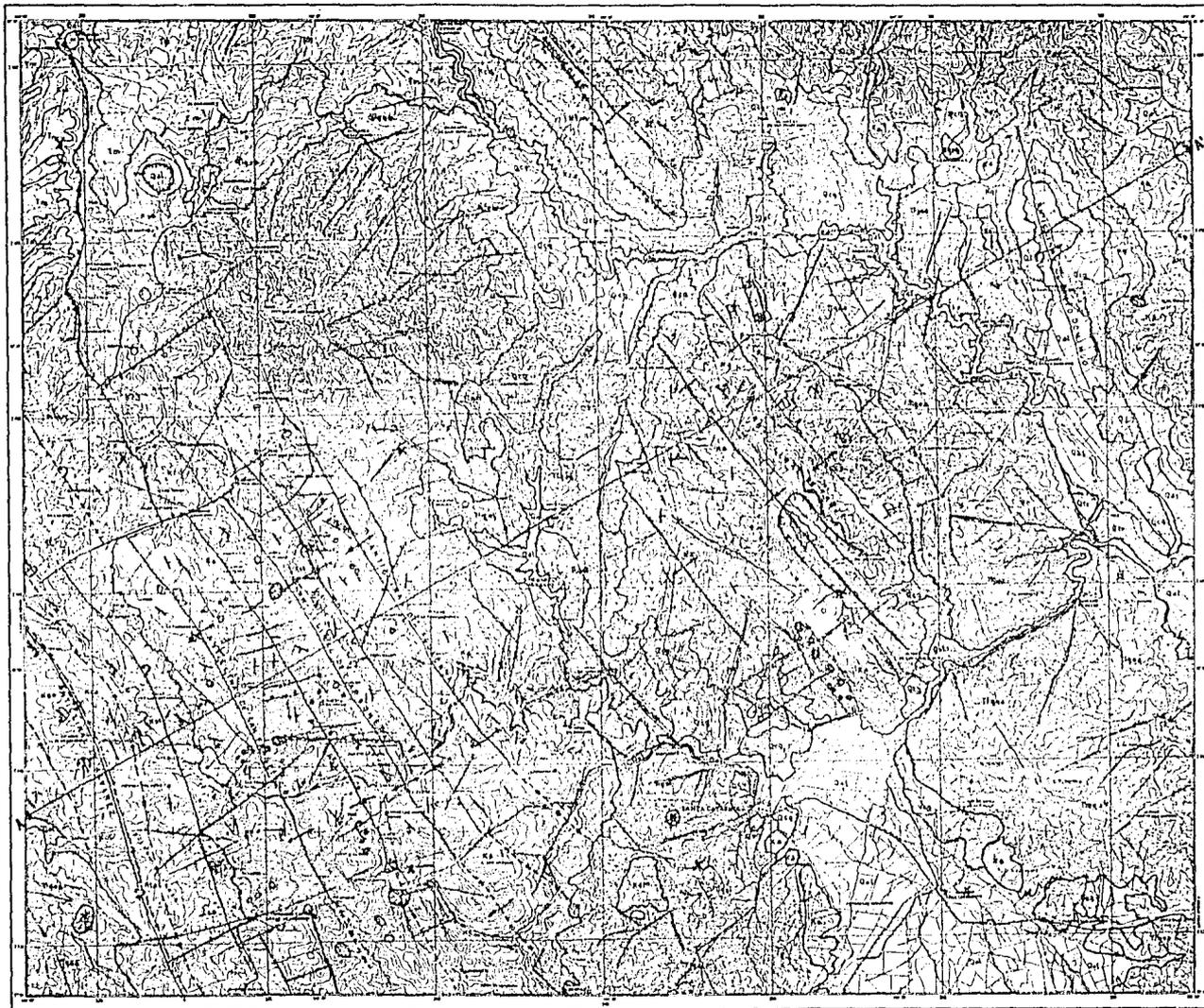
Recomendaciones

Trabajos sísmológicos en el sector Occidental del área en -- estudio con el fin de seguir el comportamiento de las estructuras en el subsuelo.

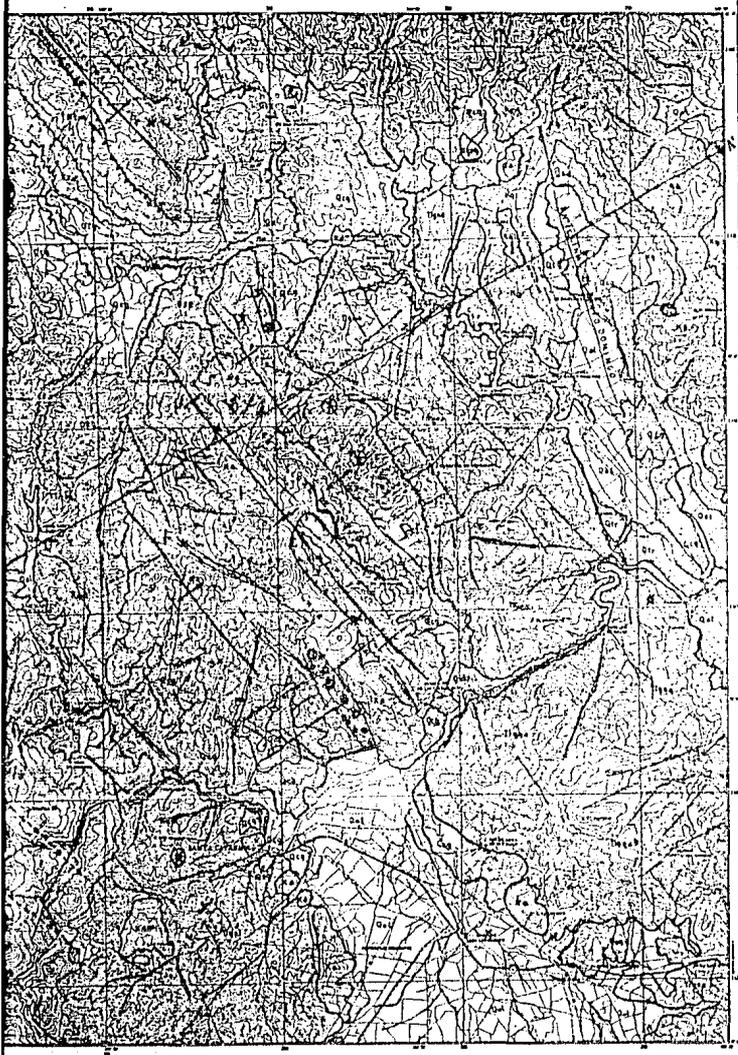
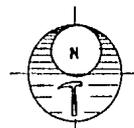
Realización de trabajos de geoquímica superficiales para de -- tectar zonas de anomalías que permiten inferir la existencia de hidrocarburos en el subsuelo.

Estudios tendientes a evaluar con mayor detalle, posibles -- concentraciones de yacimientos minerales por métodos geofísicos (gravimetría) con la cual se puede detectar anomalías.

0 1 2 3 4 5
KILOMETROS



0 1 2 3 4 5
KILOMETROS



LEYENDA

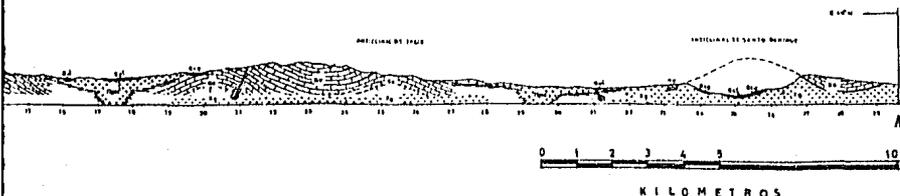
Qal	ALUVIUM	Qal	F. CAMBIOS
Qv	FRANCCINDO	Qv	F. TAMALPO
Qc	CONGLOMERADO	Qc	F. EDIATAT
Qm	IGRES EXTRUSIVO BASICO	Qm	F. EL ABRA
Qm	IGRES EXTRUSIVO ACIDO	Qm	F. TAMAMA
Qm	IGRES EXTRUSIVO INTER.	Qm	F. CUESTA DEL CUMA
Qm	F. EL MORAO	Qm	F. OTATES
		Qm	F. GUATECAMA
		Qm	F. TAMALIPAS EXP.

SIMBOLOS GEOLOGICOS

EJE DEL ANTICLINAL	+
EJE DEL ANTICLINAL INFERIOR	+
EJE DEL SIMCLINAL	+
EJE DEL SIMCLINAL INFERIOR	+
EJE DEL ANTICLINAL RECCOSTADO	+
EJE DEL SIMCLINAL RECCOSTADO	+
EJE DEL SIMCLINAL INFERIOR	+
FALLA NORMAL	+
FALLA NORMAL INFERIOR	+
FALLA INVERSA	+
FALLA INVERSA INFERIOR	+
FALLA DE DESPLAZAMIENTO	+
FRACCLURA	+
CONTACTO GEOLOGICO	+
CAMPIO DE AGUAS	+
ESCAMO DE CAMPO	+
ESCAMO FOTOGEOLGICO	+
DIRECCION DE FLUJO	+
WELLER	+
COLINA	+
COTA	+
SECCION	+

SIMBOLOS TOPOGRAFICOS

POZON	+
CARRETERA	+
CAMPIO DE TERRACERIA	+
ARROYO	+
CURVA DE NIVEL	+
CENTRO DE FOTOGRAFIA	+



UNAM	FACULTAD DE INGENIERIA
	CIENCIAS DE LA TIERRA
	CARTA GEOLOGICA DE LA ZONA SANTA CATARINA, S.L.P.
	TESIS PROFESIONAL
	JAVIER FCO. GUTIERREZ BRIONES

10

9

8

7

6

5

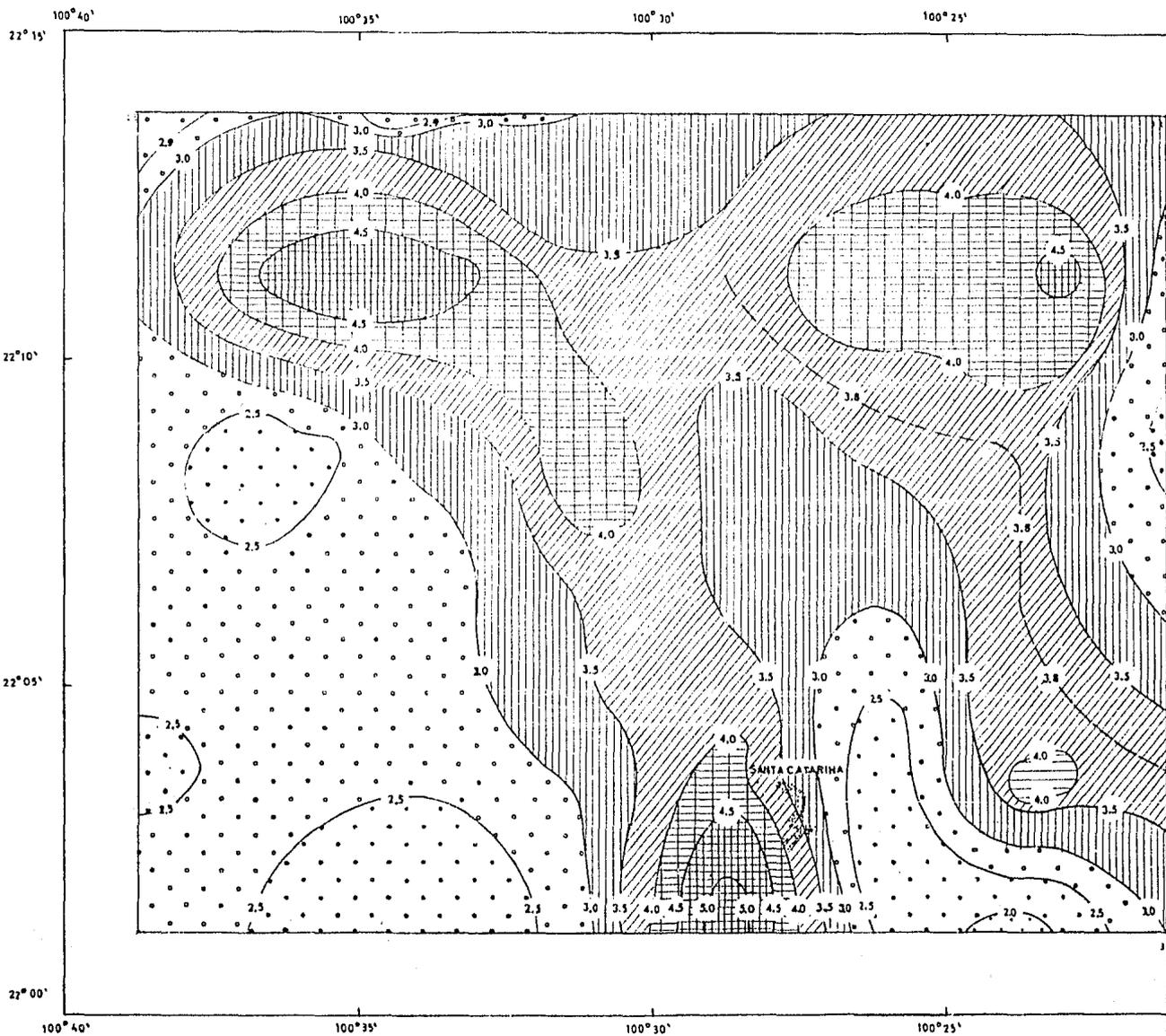
4

3

2

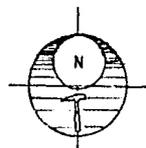
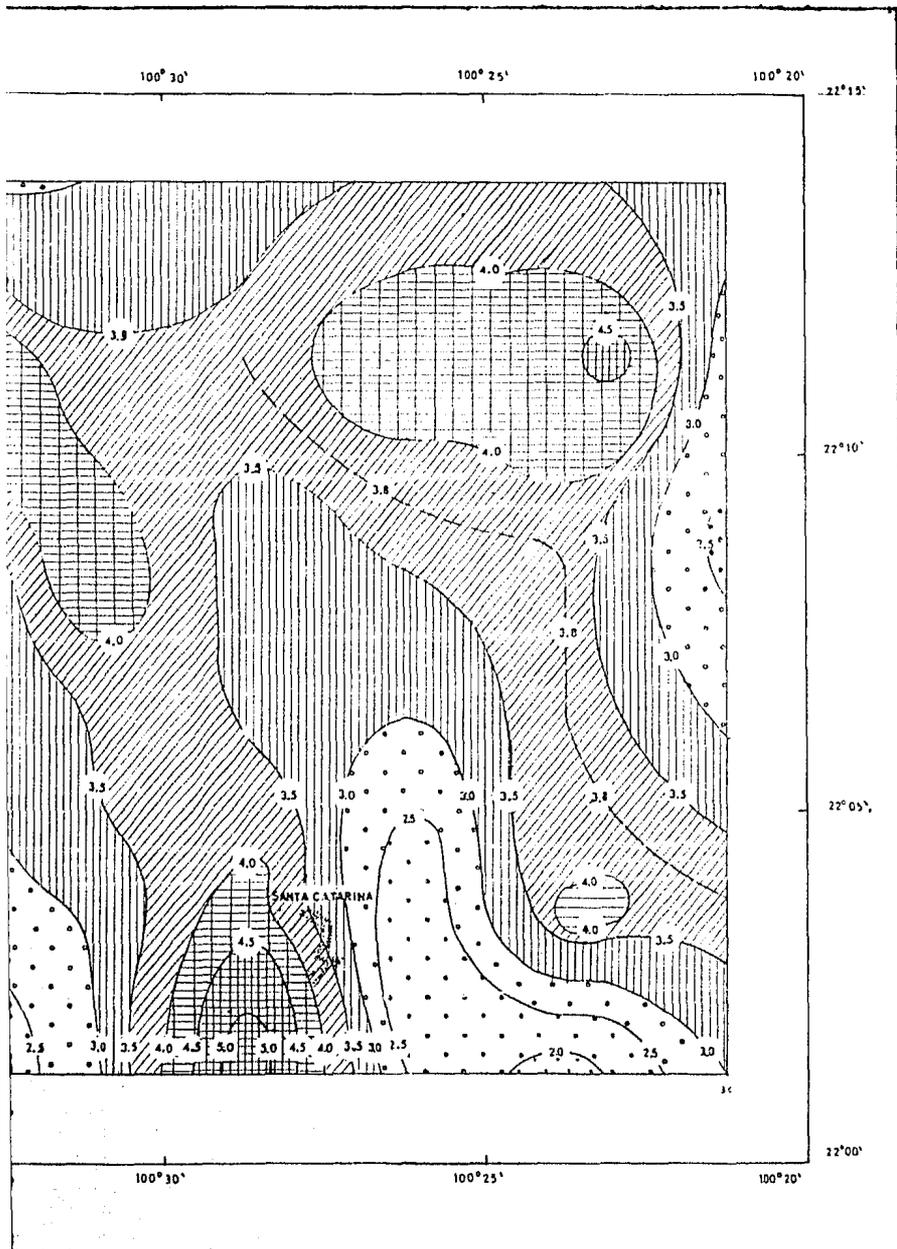
1

KILOMETROS



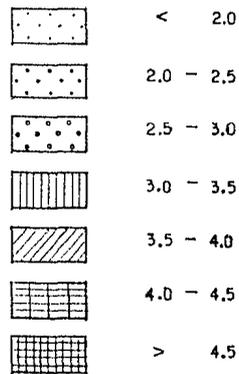
0 1 2 3 4 5

KILOMETR



LEYENDA

VALORES DE LONGITUD DE TALVEGES POR UNIDAD DE AREA
(Km. / km²)

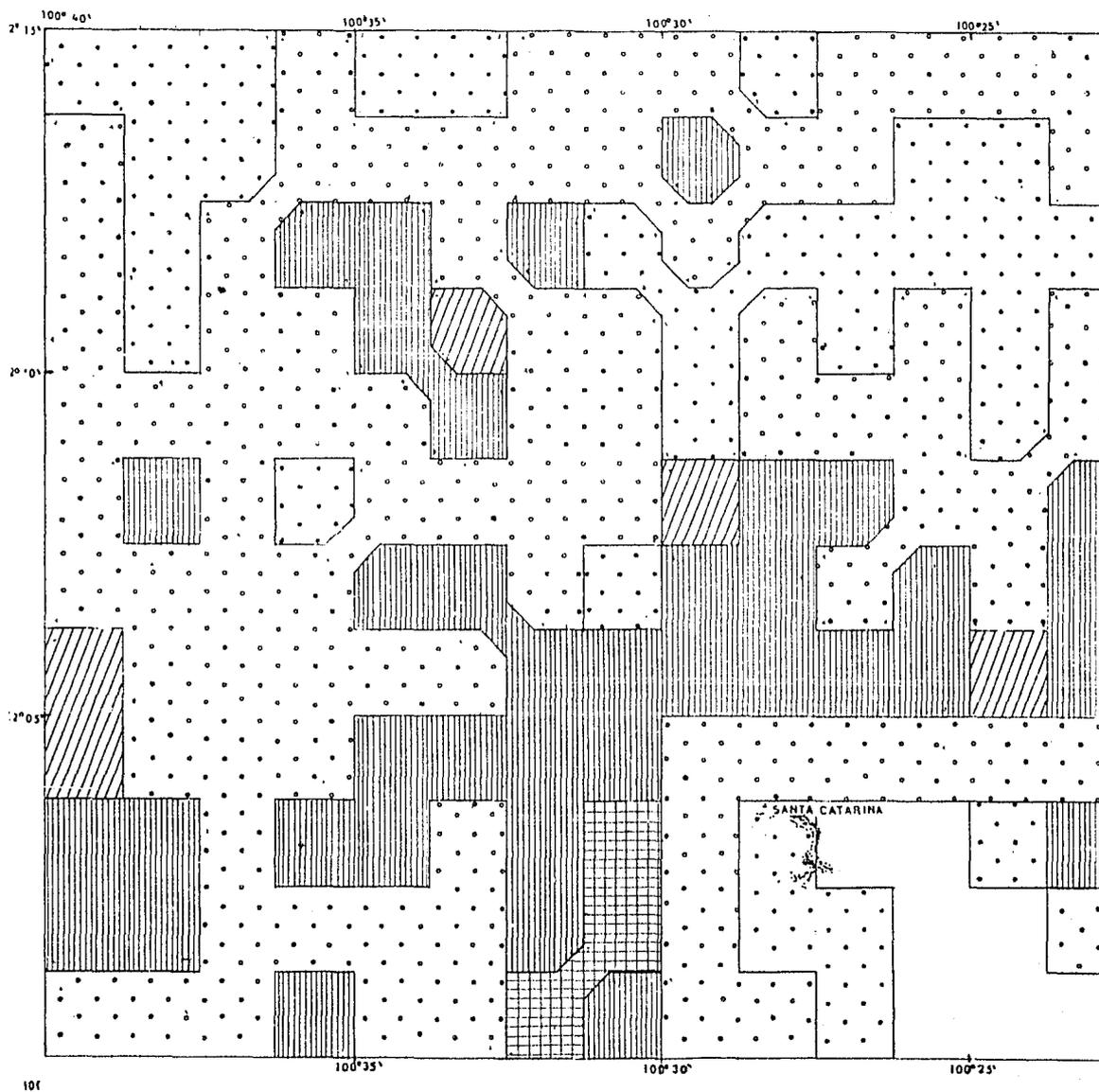


U N A M	FACULTAD DE INGENIERIA
	CIENCIAS DE LA TIERRA
	CARTA DE DENSIDAD DE LA DISECCION DEL RELIEVE SANTA CATARINA S.L.P.
	TESIS PROFESIONAL JAVIER FCO. GUTIERREZ BRIONES

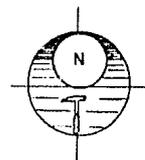
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 P I G. 12

10
5
4
3
2
1
0

KILÓMETROS

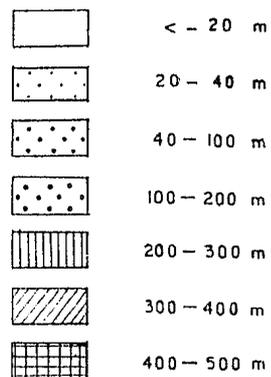


0 1 2

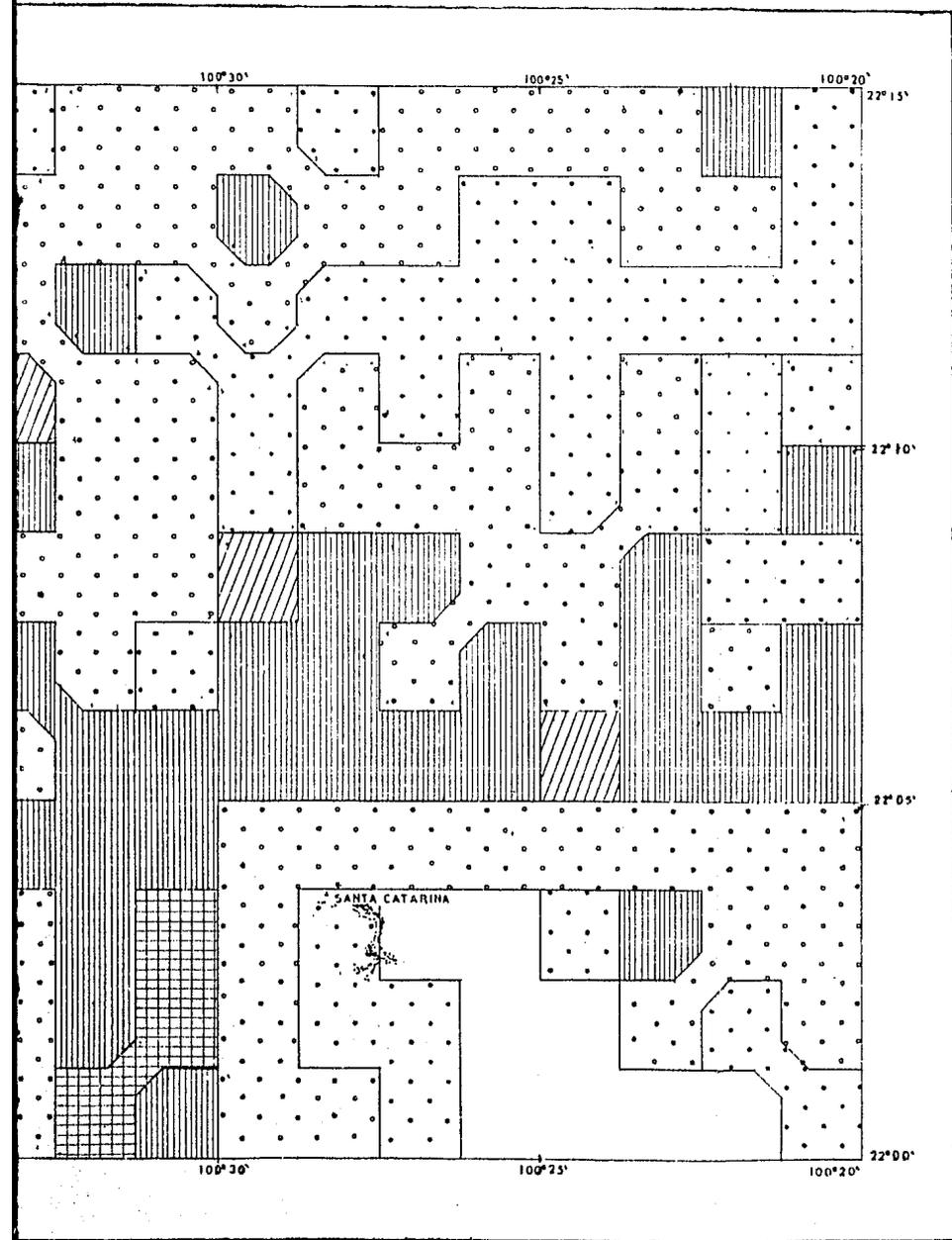


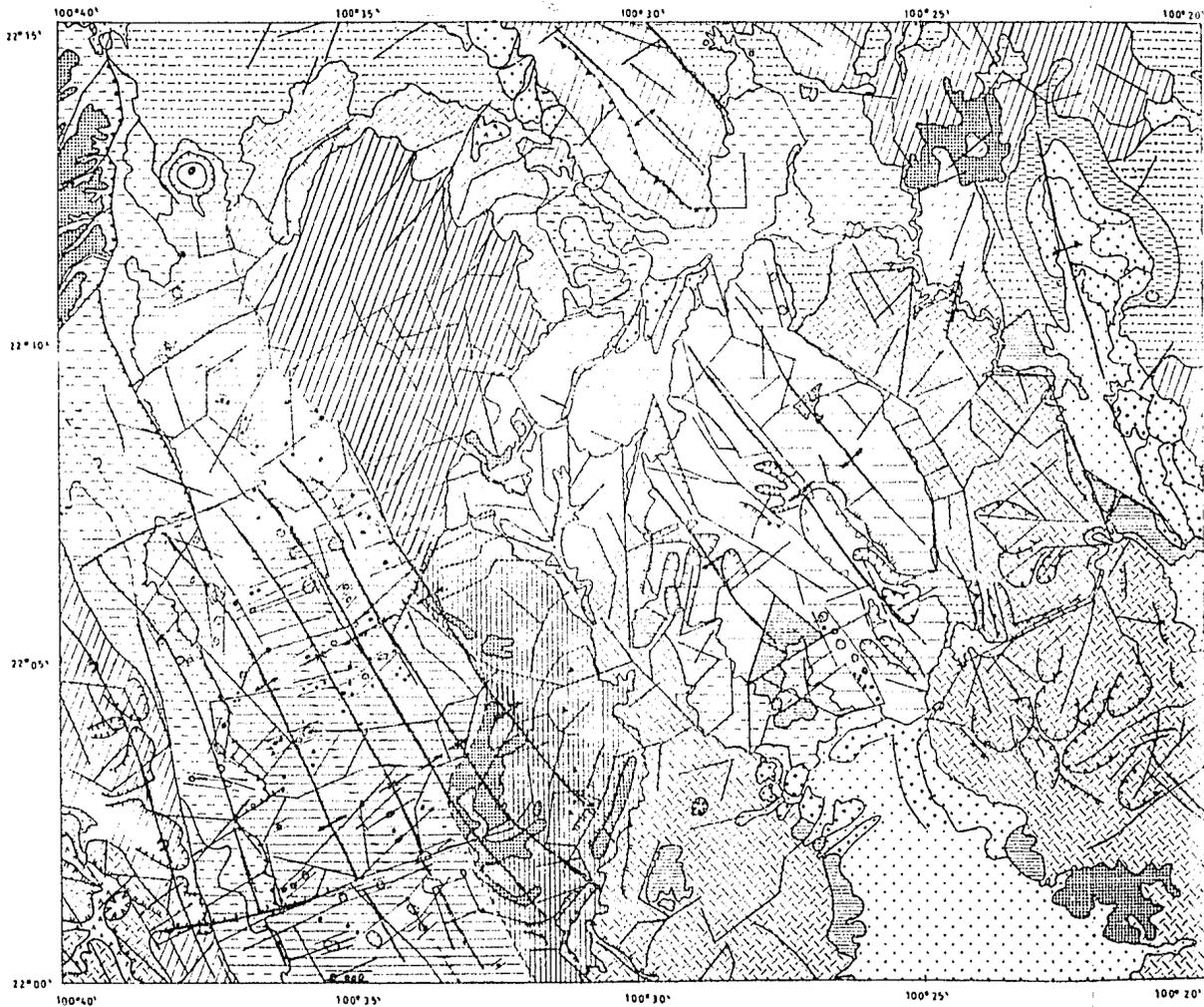
LEYENDA

VALORES MAXIMOS DE PROFUNDIDAD VERTICAL EN METROS

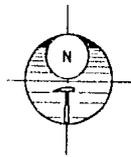


U N A M	FACULTAD DE INGENIERIA
	CIENCIAS DE LA TIERRA
	CARTA DE PROFUNDIDAD DE DISECCION DEL RELIEVE SANTA CATARINA S.L.P.
	TESIS PROFESIONAL
	JAVIER FCO. GUTIERREZ BRIONES
	1 9 8 4 FIG. 13





0 1 2 3 4 5 10
KILOMETROS



LEYENDA

I - RELIEVE ENDOGENO-MODELADO

(A) TECTONICO-DEHUMATORIO

- 1). CADENAS MONTAÑOSAS PLEGADAS CON AMPLIO DESARROLLO KARSTICO
- 2). CADENAS MONTAÑOSAS PLEGADAS CONSIDERABLEMENTE MODELADAS POR PROCESOS FLUVIALES
- 3). CADENAS MONTAÑOSAS PLEGADAS CON DEBIL MODELADO FLUVIAL
- 4). CADENAS MONTAÑOSAS PLEGADAS MODELADAS POR PROCESOS KARSTICO Y FLUVIALES
- 5). LADERAS DE MONTAÑAS PLEGADAS CON INTENSO MODELADO EROSIVO FLUVIAL
- 6). ELEVACIONES MONTAÑOSAS MENORES CUBIERTAS POR ROCAS VOLCANICAS O NIVELADAS

(B) VOLCANICO - DEHUMATORIO

- 7). SUPERFICIES DE INCLINACION DEBIL CON FUERTE MODELADO EROSIVO
- 8). LADERAS MONTAÑOSAS VOLCANICAS CON FUERTE MODELADO EROSIVO
- 9). MESAS VOLCANICAS

II - RELIEVE EXOGENO

(A) DEHUMATORIO

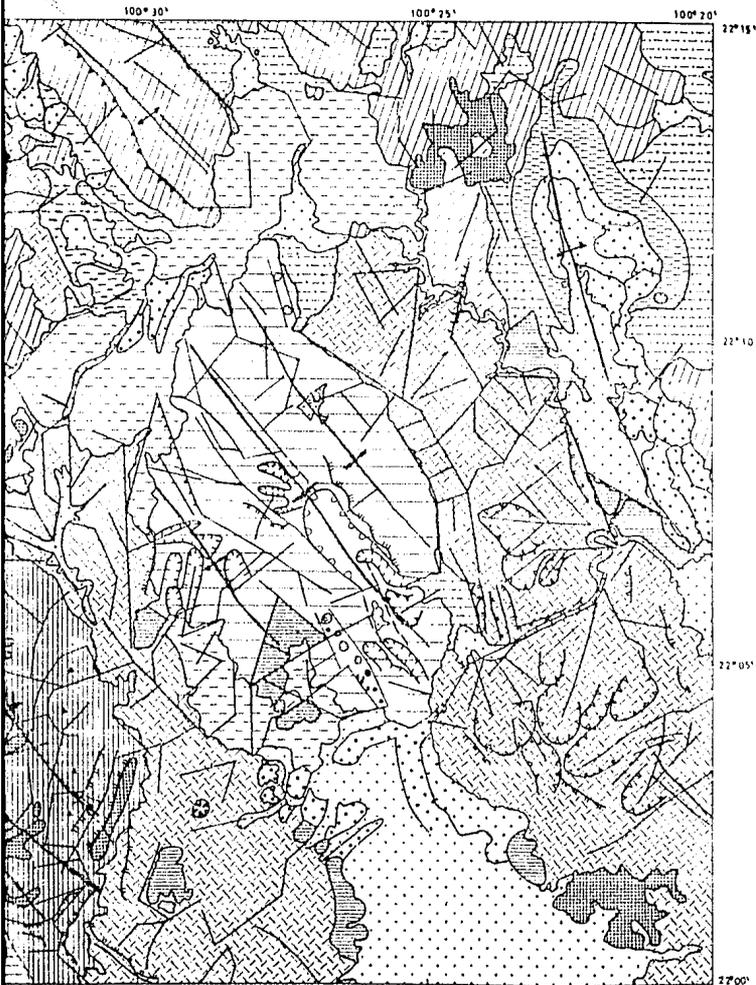
- 10). SUPERFICIES DE PARTEAGUAS CONSERVADAS RESPECTO A LA EROSION
- 11). VALLES EROSIVO-FLUVIAL EN LADERAS DE MONTAÑAS
- 12). SUPERFICIES NIVELADAS DE INCLINACION DEBIL
- 13). LADERAS MODELADAS CONSIDERABLEMENTE POR PROCESOS KARSTICO-EROSIVOS
- 14). LADERAS MODELADAS EN ALTO GRADO POR PROCESOS EROSIVOS Y KARSTICOS

(B) ACUMULATIVO

- 15). PLANICIES DE INUNDACION
- 16). TERRAZAS ALUVIALES
- 17). DEPOSITOS PROLUVIALES (CONOS DE DEYECCION)
- 18). DEPOSITOS COLUVIALES (GRAVITACIONALES)

SIMBOLOS COMPLEMENTARIOS

- | | | | |
|----------------------------|--|---------------------------|--|
| 1). CIRCOS DE EROSION | | 8). SINCLINAL RECURBENTE | |
| 2). ESCARPES EROSIVOS | | 9). FRACTURAS PRINCIPALES | |
| 3). ESCARPES ESTRUCTURALES | | 10). VOLCANES | |
| 4). ESCARPES TECNICOS | | 11). DOLINAS | |
| 5). ANTICLINALES | | 12). POLJE | |
| 6). SINCLINALES | | 13). LAGO KARSTICO | |
| 7). ANTICLINAL RECURBENTE | | 14). CIMAS | |



U N A M	FACULTAD DE INGENIERIA
	CIENCIAS DE LA TIERRA
	CARTA GEOMORFOLOGICA
	DE LA ZONA SANTA CATARINA, S.L.P.
	FESIS PROFESIONAL
	JAVIER FCO. BUTIERREZ BRIONES
	1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24

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

- AGUAYO C.E., 1978. Sedimentary environments and diagenesis of Cretaceous reef complex, Eastern Mexico. An. Centro de Ciencias del Mar y Limnol. UNAM., V.5 (1), p. 83-140.
- ARREDONDO M.C., 1974. Criterios geológicos-geoquímicos en la exploración petrolera, revista del Ins. de Geología UNAM., p. 1-10.
- ARRIAGA G., 1980. Resultado del estudio paragenético a partir de los análisis realizados en los depósitos de azufre de Huaxcamá, S.L.P. Consejos de Recursos Minerales. (Inédito).
- ATWATER T., 1970. Implications of Plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of Western North-America: Geol. Am. Bull., 81, p. 3513-3536.
- AUBOUIN J., BROUSSE R., 1980. Tectonica, Tectonofísica, Geomorfología; Tratado de Geología Tomo III, Ed. Omega.
- BATHURST C.G., 1971. Carbonate sediments and their diagenesis section enlarged edition. Elsevier scientific publishing company.
- BEST G.M., 1982. Igneous and Metamorphic Petrology, W.H., Freeman and Company, San Francisco, p. 1-630.
- BIRD J.M., BRYAN I., 1980. Plate tectonics; Selected papers from the Journal of Geophysical Research, Amer. Geophysical Union; Washington, D.C.
- BLOOM L.A., 1978. Geomorphology ed. Printice Hall.
- BONET F., 1963. Biostratigraphic notes on the Cretaceous of eastern Mexico, in Geology of Peregrina Cayon an Sierra de El Abra, Mexico: Corpus Christi Geol. Soc. annual field trip guidebook, p. 36-48.
- BOYER S.E., ELLIOT D., 1982. Thrust Systems; AAPG. Bull. V. 66; - 9. p. 1196-1230.

BURCKHARDT C., 1930. Etude Synthétique Sur le Mésozoïque Mexicain Mem. Soc. Paleont. Suisse Mem. 49-50, p. 280.

BUSSON G., 1980. Evaporite Deposits. Ed Techniq. Rue.

CARRASCO B., 1970. La Formación El Abra en la plataforma Valles-San Luis Potosí, revista del Inst. Mex. del Petróleo.

CARRASCO B., 1971. Litofacies de la Formación El Abra en la plataforma de Actopan, Hgo., revista del IMP.

CARRASCO B., 1977. Albian sedimentation of submarine autochthonous and allochthonous carbonates, east edge of the Valles-San Luis Potosí platforms, Mexico, in Cook, H.E. and Enos, Paul, eds. Deep-water carbonate environments; Soc. Econ Paleontologists Mineralogists, Spec. Publ. 25, p. 263-272.

CARRILLO B.J., 1971. La plataforma Valles-San Luis Potosí, Asoc. Mex. Geólogos Petroleros, V. 23, No. 1-6, p. 1-113.

CARRILLO B.J., 1972. Exploración Petrolera de la Cuenca Mesozoica del Centro de México. XLV Reunión ARPEL.

CONACYT, 1982. El Redescubrimiento de la Tierra, p. 1-279.

CONEY P.J., 1979. Tertiary Evolution of Cordilleran Metamorphic - Core Complexes; in Armentout, J.M., Cole M.R., Ferbest, H., eds., Pacific Paleogeography Symposium 3, Pacific Section, Soc. Econ. Paleont. and Miner. p. 14-28.

CHRYSSOULIS S., WILKINSON N., 1963. High Silver Content of Fluid Inclusions in Quartz from Guadalcázar Granites San Luis Potosí, Mexico; A contribution to ore genesis theory Economic Geology V. 78 p. 302-318.

DE CSERNA Z., BELLO B.A., 1963. Geología de la Sierra de Alvarez, Municipio de Zaragoza, S.L.P., Bol. Inst. Geol. UNAM, No. 71 p. - 23-63.

DE LA FUENTE N.J., 1964. Estudio geológico del área Cárdenas-Río Verde, S.L.P., Arroyo Seco, Qro., México. Bol. Asoc. Mex. Geólogos Petroleros, XVI (11-12), p. 237-250.

- DEMANT A., ROBIN C., 1975. Las facies del vulcanismo en México, una síntesis en relación con la evolución geodinámica desde el Cretácico. revista del Inst. de Geología UNAM, (1), p. 70-83.
- DERRUAU M., 1966. Geomorfología. ed. Ariel S.A., Barcelona.
- DUNHAM R.J., 1962. Classification of carbonate rock according to deposits textur in classification of carbonate rocks—a Symposium, Memoir, p. 108-121. American Association Petroleum Geologists.
- ENOS P., 1974. Reefs, plataforms and basin of middle Cretaceous in northeast Mexico (abs) Am. Petroleum Geologists Bull. V. 66 No. 5, p. 567.
- ENOS P., 1977. Tamabra limestone of the Poza Rica Trend Cretaceous, Mexico, in Cook, H.E. and Enos P. eds., Deep-water carbonate environments; Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists, Spe. Publ.
- ENOS P., 1983. Late Mesozoic Paleogeography of Mexico. Denver, Am. Petroleum Geologists, p. 133-156.
- FOLK R., 1974. Petrology of Sedimentary Rocks. Laemplaiill Publi.
- GARZA B.S., 1978. Cartografía Geológica Hoja "Santa Catarina", S. L.P. Folleto Técnico No. 61, UASLP.
- HERMOSO T.C., 1964. Estudio geológico del área Cerritos-Cárdenas, S.L.P., Bol. Asoc. Mex. G.P., XVI (11-12), p. 221-225.
- HERMOSO T.C., 1966. Exploración geológica del área Buenavista-Guacamá, S.L.P., hoja 1-6. Informe Geológico No. 520, Zona Norte, --- PEMEX. (Inédito).
- HOBBS B.E., MEANS W.D., 1976. Structural Geology. John Wirley. N.Y.
- IMLAY R. W., 1936. Geology of the western part of the Sierra de Parras; Geol. Soc. Am. Bull. V. 47, p. 1091-1152.

- KESLER E.S., RUIZ J., JONES M.L., SATLER F.J., 1980. Geology -- and Geochemistry of the Las Cuevas Fluorite Deposits, S.L.P., -- Mex. Bull. Society of Economic Geologists V. 75 No.8.
- LOPEZ R.E., 1980. Geología de México Tomo II 2a. ed., p. 403-453.
- LUGO H.J., 1984. Geomorfología del Sur de la Cuenca de México, - Inst. de Geografía, UNAM, Serie Varia T. 1. No.8.
- MAPES E., SIMONS S.F., 1957. Geología y yacimientos minerales del distrito minero de Zimapán, Hgo., Bol. No. 40, Inst. Nac. para la investigación de recursos minerales.
- MARTINEZ P.J., 1965. Estudio geológico del área Rfo Verde-San -- Bartolo-Tepyac, S.L.P., Informe geológico No. 516, Zona Norte, PEMEX. (Inédito).
- MARTINEZ P.J., 1972. Exploración geológica del área El Estribo-San Francisco, S.L.P., hojas k-8 y k-9. Bol. Asoc. Mex. de Geol. Petroleros XXV (7-9) p. 325-402.
- MYERS L.R., 1968. Biostratigraphy of the Cardenas Formation -- (Upper Cretaceous), S.L.P., Inst. de Geol., UNAM.
- PADILLA S.R., 1982. Geologic evolution of the Sierra Madre Oriental between Linares-Concepción del Oro, Saltillo and Monterrey, Mex, tésis doctoral, Austin, Texas, No. 217, p. 205-217.
- PETROLEOS MEXICANOS, 1980. Evaluación geológica petrolera de la Plataforma Valles-San Luis Potosí XI Excursión geológica. Superintendencia General de distritos de exploración petrolera, zona norte.
- PINDELL L.J., 1985. Alleghenian reconstruction and subsequent evolution the Gulf of Mexico, Bahamas and Proto-Caribbean tectonics V. 4, No. 1, p. 1-39.
- RAGAN M.D., 1973. Structural Geology, an introduction to Geometrical techniques. second ed., Arizona State University.
- RAISZ E., 1959. Landforms of Mexico: Cambridge Mass., mapa con -- texto, escala 1:3000 000.

- ROBIN C., 1976. Las series volcánicas de la Sierra Madre Oriental (baltos e ignimbritas). Descripción y caracteres químicos; Bol. Inst. de Geol. UNAM. México 96, p. 59-92.
- RZEDOWSKY J., 1965. Vegetación en el Edo. de San Luis Potosí, Act. Cien. Potos. 5 (1-291).
- SECRETARIA DE PROGRAMACION Y PRESUPUESTO, 1978. Carta geológica F-14-A-85 "Santa Catarina", S.L.P., Esc. 1:50 000, 1ra. ed.
- SECRETARIA DE PROGRAMACION Y PRESUPUESTO, 1978. Carta topográfica F-14-A-85 "Santa Catarina", S.L.P., Esc. 1:50 000, 2da. ed.
- SCHOLLE A.P., 1978. Carbonate rock constituents, textures, cements and porosities, AAPG., memoir 27, Tulsa Oklahoma.
- SCHOLLE A.P., 1983. Carbonate Depositional Enviroments. Publ. by the American Association Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma.
- SUTER M., 1981. Hidalgoan deformation at the eastern edge of the Valles-San Luis Potosi carbonate plataform (Sierra Madre fold -- thrust belt central Mexico (abs.): Geol. Soc. Am. V. B, No.2. 109.
- TARDY M., 1973, Sobre la estratigrafía de la Sierra Madre Oriental en el sector de Parras, Coahuila; Distrito de las series Coahuilense y Parrense. Soc. Geol. Mex. V. 33, p. 51-69.
- WILSON J.L., 1975. Carbonate facies in geology history, Springer Verlag-Berlin- Heidelberg.
- ZENGER H. D., DUNHAM B. J., 1980. Conceptos y Modelos de Dolomitización.
- ZUSSMAN, HOWIE, DEER, 1978. An introducción to the rock-forming minerals, Longman Group Limited. *