



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO

FACULTAD DE FILOSOFÍA Y LETRAS
COLEGIO DE GEOGRAFÍA

ESTUDIO GEOMORFOLÓGICO DE LA REGIÓN
HIDROGRÁFICA DE LA LAGUNA DE TAMIAHUA, VERACRUZ

T E S I S
QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE
LICENCIADO EN GEOGRAFÍA
P R E S E N T A :
E V A N A V A U R I B E



FACULTAD DE FILOSOFÍA Y LETRAS
COLEGIO DE GEOGRAFÍA

Director de Tesis:
DR. JORGE LÓPEZ BLANCO



CIUDAD UNIVERSITARIA, MÉXICO D.F.

2005

m. 347687



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

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

AGRADECIMIENTOS.

En primer lugar quiero expresarle mi más grande agradecimiento al director de este trabajo de investigación, al Dr. Jorge López Blanco, quien con su entusiasmo, constancia y comprensión me impulsó a desarrollar y terminar el presente estudio.

Al Dr. Lorenzo Vázquez Selem, por su atención y disposición para revisar esta tesis.

A la Mtra. Oralia Oropeza, quién en todo momento me mostró su apoyo e interés en el desarrollo de este estudio.

Al M. C. Luis Miguel Morales Manilla, por compartir sus conocimientos de manera desinteresada; por su amplia disposición a escuchar a las personas y emitir sus comentarios de forma objetiva y sencilla.

Al Dr. José Ramón Hernández Santana por su amabilidad y dedicación en la revisión de este trabajo. Gracias por recordarme que este trabajo de investigación es un punto de partida.

Y si hay alguien más a quien expresarle mi agradecimiento es a todos los colegas, como Agustín Yañes quién con aplomo me hacía ver mis errores; a Rodolfo Ruíz, gracias por ser un gran compañero en todo momento; a Pedro Montes por darme tu apoyo incondicional y tus sabios consejos (a pesar de ser tan joven), pero sobre todo por esa humanidad que te caracteriza; a David Velázquez por que siempre tienes una solución. A Cecilia Gutiérrez y Adriana Velazco, por enseñarme a ser fuerte y autónoma.

Por último, quiero expresar mi más profundo agradecimiento al Ing. Bernardo Arreguín León y al Ing. Gerardo E. Cruz Velázquez, quienes son un ejemplo para las nuevas generaciones, por su apoyo incondicional para finalizar este trabajo de titulación.

DEDICATORIA

Este trabajo de investigación representa para mí, un gran reto, como persona y como profesionalista. Implicó un enorme esfuerzo, el cual, lo dedico de manera especial a toda mi familia, que representa un elemento muy importante en mi vida, y debo empezar por Mi Madre, la Sra. Ana María Uribe Díaz quién me ha enseñado sin emitir palabra alguna, Ir siempre hacia delante. A mis hermanos Juan, Verónica, Pedro, Gabriela y Serafín que con su cariño y alegría me han alentado a finalizar éste compromiso.

A David, quien ha sido mi espejo.

Y por último, quiero expresarle un especial reconocimiento a un individuo, que probablemente le dé muchas vueltas a las distintas situaciones a las que se enfrenta, pero que tiene la suficiente voluntad para resolverlas: Yo , la autora de este trabajo de titulación

Í N D I C E

Página

CAPITULO I. INTRODUCCIÓN

1.1 ASPECTOS GENERALES	1
1.2 JUSTIFICACIÓN	2
1.3 OBJETIVOS	2
1.4 ANTECEDENTES	3

CAPITULO I I. MARCO GEOGRÁFICO

2.1 LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO	6
2.2 GEOLOGÍA GENERAL	7
2.3 CLIMA	8
2.4 VEGETACIÓN	9
2.5 SUELOS	12

CAPITULO I I I. GEOLOGÍA Y TECTÓNICA

3.1 ESTRUCTURA Y LITOLOGÍA	14
3.1.1 Rocas sedimentarias	15
3.1.2 Rocas ígneas	16
3.2 SISTEMA DE FALLAS Y FRACTURAMIENTO	18
3.3 ESTRUCTURA TECTÓNICA	19
3.3.1 El alto de Aguada	19
3.3.2 La estructura de la Faja de Oro	20
3.3.3 El sinclinal formado por la estructura de la Aguada, la Sierra de	

Tantima y la Faja de Oro	23
3.3.4 El alto estructural de la Sierra de Tantima	23
3.3.5 La Laguna de Tamiahua	26
3.4 HISTORIA GEOLÓGICA DE LA CUENCA TAMPICO-MISANTLA	26
3.5 ESTRATIGRAFÍA DE LA CUENCA TAMPICO-MISANTLA	31
CAPITULO I V. METODOLOGÍA	
4.1 INTRODUCCIÓN	46
4.2 EL SISTEMA DE LEVANTAMIENTO GEOMORFOLÓGICO ITC	47
4.2.1 Método Analítico	47
4.2.2 Método Sintético	50
4.2.3 Método Pragmático	51
4.3 PROCEDIMIENTO DEL LEVANTAMIENTO	51
4.3.1 Recopilación de información	52
4.3.2 Delimitación del área de estudio	53
4.3.3 Almacenamiento y organización de los datos en el Sistema de Información Geográfica (SIG) ILWIS	54
4.3.4 Elaboración de la cartografía morfométrica	55
4.4 DELIMITACIÓN DE LAS UNIDADES MORFOGENÉTICAS	57
4.4.1 Identificación de las Unidades Morfogenéticas en la fotografía aérea	58
4.4.2 Ingreso de las unidades morfogenéticas al SIG	60
4.4.3 Digitización de los límites de las unidades morfogenéticas	63
4.5 SISTEMA DE CLASIFICACIÓN DE LAS UNIDADES MORFOGENÉTICAS	64
4.5.1 Sistema morfogenético Aguada	64
4.5.2 Sistema morfogenético Gran Planicie	65
4.5.3 Sistema morfogenético Tantima	65
4.5.4 Sistema morfogenético Tamabra	66
4.5.5 Sistema morfogenético Faja de Oro	66

4.5.6 Sistema morfogénico Planicie Costera	66
4.6 GRUPOS DE UNIDADES MORFOGENÉTICAS	67

CAPITULO V. DESCRIPCIÓN DE LAS UNIDADES MORFOGENÉTICAS QUE CARACTERIZAN LA CUENCA HIDROGRÁFICA DE LA LAGUNA DE TAMIAHUA, VERACRUZ.

5.1 INTRODUCCIÓN	69
5.2 CARACTERIZACIÓN DE LAS UNIDADES MORFOGENÉTICAS DEL SISTEMA	
FAJA DE ORO	72
5.2.1 Laderas de montaña baja	73
5.2.2 Lomeríos y laderas de lomerío	77
5.2.2.1 Lomeríos de origen Endógeno de estructura plegada	78
5.2.2.2 Lomeríos de origen Endógeno plutónico	88
5.2.2.3 Lomeríos de origen Endógeno formados en las areniscas del Mioceno	93
5.2.3 Colinas y laderas de colina	95
5.2.4 Planicies	100
5.2.4.1 Planicies de origen Exógeno fluvial acumulativas.....	101
5.2.4.2 Planicies de origen Exógeno aluvial acumulativas	102
5.2.4.3 Planicies de origen Exógeno fluvio-costero acumulativas.....	106
5.3 CARACTERIZACIÓN DE LAS UNIDADES MORFOGENÉTICAS DEL SISTEMA	
AGUADA	107
5.3.1 Lomeríos y laderas de lomeríos	109
5.3.1.1 Lomeríos de origen Endógeno de estructura plegada	110
5.3.1.2 Lomeríos de origen Endógeno plutónico.....	114
5.3.1.3 Lomeríos de origen Endógeno con estructura monoclinal	116
5.3.2 Colinas y laderas de colina	117
5.3.3 Planicies	121
5.3.3.1 Planicies de origen Exógeno fluvial.....	122
5.3.3.2 Planicies de origen Exógeno fluvio-costero acumulativas.....	123

5.4 CARACTERIZACIÓN DE LAS UNIDADES MORFOGENÉTICAS DEL SISTEMA	
GRAN PLANICIE	122
5.4.1 Planicie aluvial de origen Exógeno fluvial acumulativo.....	124
5.4.2 Planicies aluviales onduladas de origen Exógeno acumulativo.....	124
5.5 CARACTERIZACIÓN DE LAS UNIDADES MORFOGENÉTICAS DEL	
SISTEMA TAMABRA	127
5.5.1 Laderas de montaña	128
5.5.2 Colinas y laderas de colinas	129
5.5.3 Lomeríos bajos	133
5.6 CARACTERIZACIÓN DE LAS UNIDADES MORFOGENÉTICAS DEL SISTEMA	
PLANICIE COSTERA	134
5.6.1 Planicie costera	136
5.6.1.1 Planicies de origen exógeno fluvio-lagunar-acumulativas.....	136
5.6.1.2 Planicie deltaica de origen exógeno fluvio-lagunar acumulativa	138
5.6.2 Lomeríos de depósitos de cordón dunar.....	140
5.7 CARACTERIZACIÓN DE LAS UNIDADES MORFOGENÉTICAS DEL SISTEMA	
TANTIMA	142
5.7.1 Laderas de montaña	143
5.7.1.1 Laderas de montaña alta	144
5.7.1.2 Laderas de montaña media	147
5.7.1.3 Laderas de montaña baja	151
5.7.2 Lomeríos	154
5.7.2.1 Lomeríos muy altos	155
5.7.2.2 Lomeríos altos	156
5.7.2.3 Lomeríos medios	157
5.7.3 Piedemonte	157
5.7.4 Planicie	158
5.8 RESULTADOS	158

CONCLUSIONES166

BIBLIOGRAFÍA168

ANEXO CARTOGRÁFICO

CAPITULO I

INTRODUCCIÓN

REGIÓN HIDROGRÁFICA DE LA LAGUNA DE TAMIAHUA, VERACRUZ

1.1 ASPECTOS GENERALES

La Laguna de Tamiahua es la tercera más grande en México, su región hidrográfica está integrada por las cuencas del Río Tancochín, Estero Cucharas, Estero La Laja, Estero La Llave, Estero Carbajal y Estero Temapache, entre otros. Fisiográficamente se localiza en la Llanura Costera del Golfo de México, en la región norte del Estado de Veracruz; en su margen continental (occidente) se encuentra bordeada por lomeríos de sedimentos terciarios y cuaternarios, con excepción de la Sierra de Tantima, que es volcánica; la margen oriental la conforma la barrera arenosa de Cabo Rojo, la cual tiene forma triangular con vértice hacia el este (Ayala, 1969).

En estudios relativamente recientes (UAM-Iztapalapa, 1994) sobre las condiciones hidrobiológicas de la laguna, se encontró la presencia de sustancias tóxicas en los sedimentos lagunares y en las especies marinas, suponiendo que provienen principalmente de la explotación petrolera y de los desechos urbanos. De igual manera, también se percibió un creciente proceso de asolvamiento de dicho cuerpo de agua, y que posiblemente esté relacionado con la explotación inadecuada de la vocación de los suelos que existen en esta región. Esta situación exige llevar a cabo un diagnóstico ambiental, que sirva como base en la planeación del aprovechamiento y conservación de la biodiversidad de la laguna. Entre los trabajos multidisciplinarios que conlleva conocer la situación ambiental de la laguna, se inserta el estudio de las formas del relieve y de los procesos geomorfológicos que caracterizan a su región hidrográfica, a una escala de semidetalle.

1.2 JUSTIFICACIÓN

De acuerdo a lo anterior, este trabajo de tesis se constituye como un medio para conocer el relieve de la región hidrográfica de la Laguna de Tamiahua, en forma sistematizada, a través de un análisis geomorfológico que sirva como base para realizar el estudio ambiental de dicho cuerpo de agua (van Zuidam, 1985/1986). Como área de estudio se establecen las cuencas de los escurrimientos más importantes que desembocan a la laguna, pensando que es donde se da la mayor dinámica ambiental.

Entre los objetivos principales de la Geomorfología se encuentra el estudio y descripción de las formas del relieve, de los procesos que les dieron origen y de las relaciones que existen entre ambos, en un arreglo espacial y temporal; además del mapeo geomorfológico (van Zuidam *op. cit.*). De esta manera, el objetivo principal de este trabajo de tesis se concentra en conocer la morfogénesis del relieve de la región hidrográfica de la Laguna de Tamiahua, en una escala de semidetalle (1:100,000), tratando de llegar a una clasificación morfogenética de las formas del relieve de acuerdo a su origen, tipo de relieve, edad, litología, altura relativa y pendiente.

1.3 OBJETIVOS

La metodología bajo la cual se llevará a cabo este trabajo de investigación tiene como sustento el Levantamiento Geomorfológico Analítico del ITC (International Institute for Aerospace Survey and Earth Sciences) (Verstappen, 1983), así, se plantean los siguientes objetivos específicos:

Objetivos generales

- Realizar el estudio morfogenético de la región hidrográfica de La laguna de Tamiahua

- Representar gráficamente las Unidades Morfogenéticas en un mapa de forma sistemática y clara, que sirva de base para la toma de medidas de aprovechamiento y conservación de la región hidrográfica de la Laguna de Tamiahua.
- Aplicar la metodología del Levantamiento Geomorfológico Analítico del ITC a las distintas etapas del estudio.

Objetivos particulares

- Identificar, delimitar, jerarquizar y caracterizar las unidades morfogenéticas, que conforman el relieve de la región hidrográfica de la Laguna de Tamiahua, en base a su origen, tipo de relieve, litología, edad y morfometría.
- Realizar el análisis morfométrico del área de estudio, calculando el Modelo Digital del Terreno (MDT) y, a partir del cual, derivar el Mapa Hipsométrico y la pendiente del terreno.
- Obtener la pendiente y la altitud promedio para cada Unidad Morfogenética, sobreponiendo el mapa de pendientes y el hipsométrico al MDT y el resultado de ambos procesos sobreponerlo al mapa de las unidades morfogenéticas, respectivamente.

1.4 ANTECEDENTES

La información morfogenética nacional a escala menor, que proporcionó el Instituto de Geografía, a través del Atlas Nacional de México (Lugo, 1982) sirvió de punto de partida para llevar a cabo este análisis morfogenético a semidetalle. Por su importancia científica y económica, la Laguna de Tamiahua y su región hidrográfica han sido objeto de numerosos estudios, principalmente sobre su flora, fauna, desarrollo socioeconómico,

geología y su situación ambiental. Entre los autores más recientes se mencionan a Ayala (1969), Cruz (1968, 1966), UAM-Iztapalapa (1994). Muchos de estos trabajos han sido realizados por investigadores de los institutos de Biología, Geología, Ciencias del Mar y Limnología de la UNAM y, recientemente el Departamento de Geología y Limnología de la UAM-Iztapalapa (1994) llevó a cabo un estudio sobre las condiciones hidrobiológicas de la laguna. Sólo existe un estudio estratigráfico-geomorfológico de la porción norte de la carta topográfica Tamiahua 1:250,000 (INEGI, 1981), que llevó a cabo Araujo en 1977.

La abundante bibliografía que existe sobre aspectos geológicos de la cuenca Tampico-Misantla, donde se localiza esta laguna, se debe a la presencia de yacimientos petrolíferos, en forma de chapopoterías en superficie. Las primeras exploraciones geológicas realizadas en forma sistemática, se llevaron a cabo en la región de Tampico a principios del siglo XX (López et al., 1955); posteriormente, los geólogos y paleontólogos de Petróleos Mexicanos, Sociedad Geológica Mexicana y el Instituto de Geología de la UNAM realizaron trabajos exploratorios superficiales y del subsuelo, que arrojaron datos sobre la estratigrafía, geología y tectónica de esta cuenca sedimentaria. En el Cuadro 1.1, tomado de López (1972) se muestran los pozos de exploración petrolera más importantes en la cuenca Tampico-Misantla, de los cuales, 11 se encuentran en el área de estudio. La exploración de estos pozos proporcionó información sobre la geología, litología y tectónica que caracteriza la cuenca de la Laguna de Tamiahua. En la Figura 1.1 se puede visualizar la distribución de dichos pozos y el área de interés para este trabajo de investigación.

Por otro lado, es importante mencionar, que el área de estudio forma parte de una región socioeconómica muy dinámica, como lo es la Huasteca Veracruzana, la cual ha sido objeto de diversos estudios: Puig realizó en 1991, un estudio muy amplio sobre la vegetación y Bassols (1977) desarrolla una investigación sobre cuestiones socioeconómicas en las Huastecas.

La Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos en coordinación con la Universidad Autónoma de Chapingo, elaboraron un inventario de áreas erosionadas, intervalos de pendientes y unidades de suelos para el Estado de Veracruz, de acuerdo al sistema de clasificación recomendado por la FAO. Los tipos de suelos obtenidos en este inventario coinciden de forma general, con la distribución del mismo tema que presenta INEGI (1982).

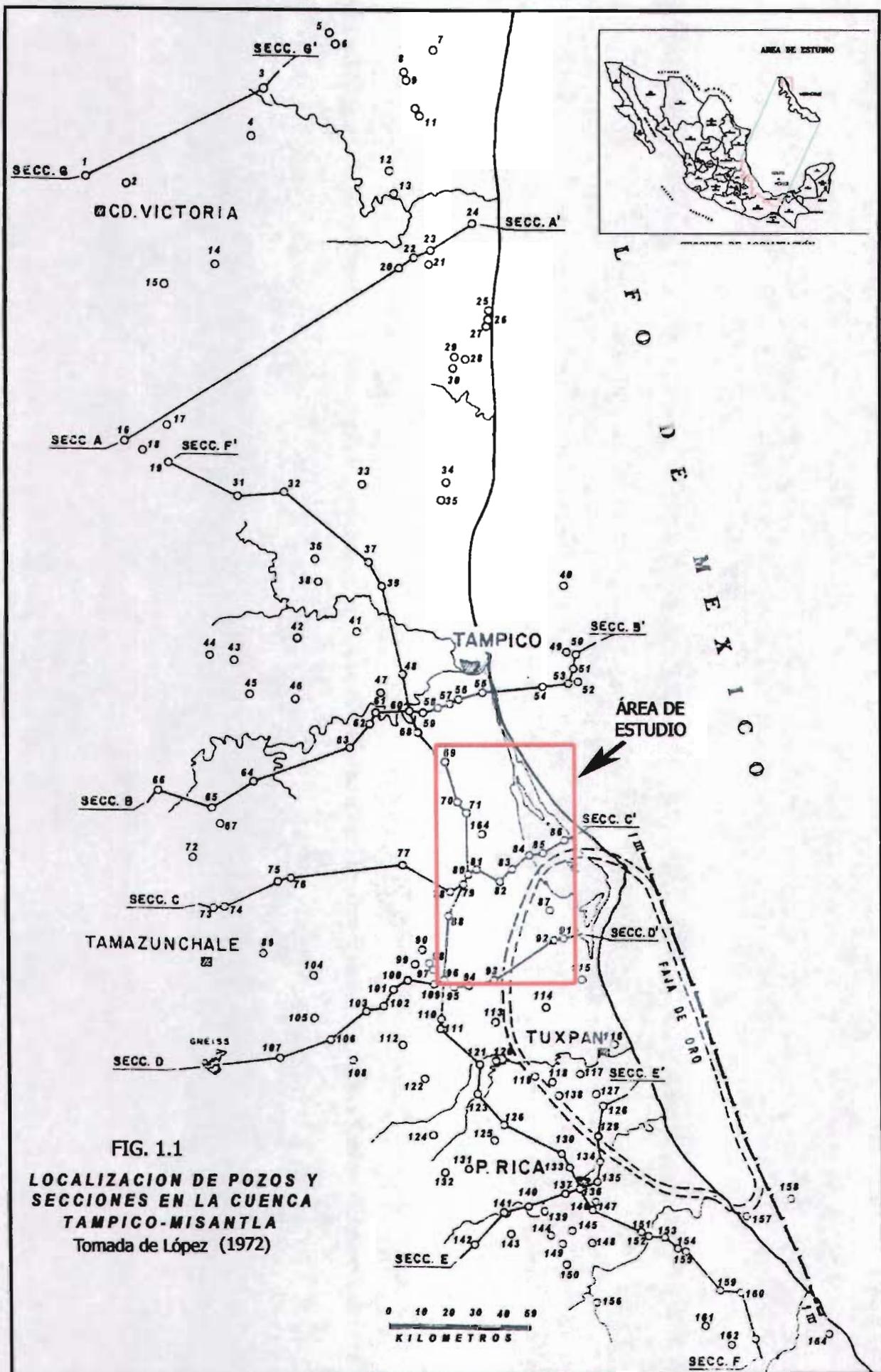


FIG. 1.1
LOCALIZACION DE POZOS Y
SECCIONES EN LA CUENCA
TAMPICO-MISANTLA
 Tomada de López (1972)

Cuadro 1.1 LOCALIZACIÓN DE POZOS DE EXPLORACIÓN PETROLERA EN LA CUENCA TAMPICO-MISANTLA

1.- Paleo-1	42.- Tullilo 150	83.- R. Nuevo 20	124.- La Flor 2
2.- Anacahuita-1	43.- Chaparral 102	84.- Cucharas 1	125.- Balsas 1
3.- Marquesote-1	44.- Tranquitas 1	85.- Catán 2	126.- Coyol 2
4.- Camotal-1	45.- Celis 101	86.- Acamaya 1	127.- Muro Sur 1
5.- B. Aires-2	46.- Limón 191	87.- Cincuenta 200	128.- Salto 1
6.- B. Aires-1	47.- Cacalilao 3001	88.- Tanquian 1	129.- Mesita 1
7.- Oyamel-1	48.- Salinas 101	89.- P. Hincada 1	130.- Zapotalillo 3
8.- Lerma-1	49.- Arenque 6	90.- S.M. Ixcatepec 3	131.- Terrero 2-A
9.- Lerma-2	50.- Arenque 1	91.- S. Sebastián 101	132.- Pantepec 1
10.- Verde-2	51.- Arenque 5	92.- Aguacate 2	133.- Huizotate 1
11.- Chamal-1	52.- Arenque 4	93.- P. Labrada 101	134.- Pital y M.113
12.- Papalote-1	53.- Erizo 1	94.- Otontepec 1	135.- Poza Rica 162
13.- Sotol-1	54.- Cazón	95.- Tepetzinta 1	136.- Mecatepec 102
14.- Montaña-1	55.- Tampico Alto 101	96.- Otontepec 3	137.- Coapechaca 1
15.- Lavín-2	56.- Pedemales 2	97.- La Lima 1	138.- Cañas 101
16.- Morenas-1	57.- Pedemales 1	98.- Tancobán 1	139.- P. Sola 103
17.- Xicotencatl-2-A	58.- Topila 105	99.- Placetas 1	140.- Escobal 103
18.- Guayalejo-2	59.- Paciencia 102	100.- S. Grande 1	141.- Amixtlán 2
19.- Poste-1-B	60.- Paciencia 101	101.- S. Clara 102	142.- Tlaxcalantongo 1
20.- Capellanía-1	61.- S. Manuel 1001	102.- Pastora 1	143.- Axoxotla 1
21.- Metate-1	62.- S. Manuel 82	103.- Tzacuala 1	144.- Jamaya 1
22.- Tinajitas-1	63.- Tepanchao 1114	104.- Chalma 1	145.- Furbero 101
23.- El Grullo-1	64.- Sta. Inés 3	105.- Candelaria 1	146.- Tajín 101
24.- Barrera-1	65.- Cuatro Sitios 1	106.- Atlapexco 1	147.- Ojital 101
25.- Tepehuaje-1	66.- Tamalihuale 1	107.- Pilcuatla 1	148.- Pericos 1
26.- Tepehuaje-2	67.- Gavayajox 1	108.- Cuachiquitla 2-A	149.- Esquitín 1
27.- Tepehuaje-3	68.- Pantón 1	109.- El Humo	150.- Entabladero 2
28.- Zamorina-1	69.- Cahuayotes 102	110.- Tlacolula 101	151.- Carmen 1
29.- Papaya 1-A	70.- La Llave 1	111.- Tacolula 10	152.- Remolino 103
30.- S. Rafael 2-A	71.- La Llave 2	112.- Camaitlán 2	153.- Remolino 102
31.- Magiscatzin1	72.- Palmira 101	113.- Horcones 101	154.- Hallazgo 80
32.- González 101	73.- Maguey 3	114.- A. Colorada 1	155.- Hallazgo 101
33.- Charcos 1	74.- Maguey 2-A	115.- P. San Lorenzo 1	156.- Manigua 1
34.- Cuestecitas 3	75.- Corozal 1	116.- Tuxpan 3	157.- Ostiones 1
35.- Cuestecitas 1	76.- Oleotuju 1	117.- Frijolillo 3	158.- Pampano 1-B
36.- Tancasneque 102	77.- P. de Cal 8	118.- Florida 1	159.- S. Marcos 1
37.- Chocoy 2	78.- Aguada 11	119.- Jardín 35	160.- A. Zarco 1
38.- Conchas 1	79.- Aguada 21	120.- P. Blanco 115	161.- Misantla 1
39.- Altamina 1001	80.- La Aguada 101	121.- Soledad 150	162.- Vega de la T. 1
40.- Sardinas 1	81.- S. Antonio 101	122.- Postectitla 1	163.- J. Ramírez 1
41.- Tronco 107	82.- S. Antonio 102	123.- Cacahuatengo 1	164.- Arroyo Viejo 1

Fuente: Tomado de López (1972)

CAPITULO I I

MARCO GEOGRÁFICO

2.1 LOCALIZACIÓN

La Laguna de Tamiahua se localiza en la Llanura Costera del Golfo de México, en la región norte del Estado de Veracruz, entre los ríos Pánuco, al norte, y Tuxpan al sur, con los que se comunica por canales. Es una laguna de forma irregular y alargada con dirección N-S, que se extiende entre los paralelos 21°06' y 22°05' de Latitud Norte y, 97°22' y 97°46' de Longitud Oeste. Su extremo norte lo representan los canales Wilson, Calabozo y Chijol, los cuales comunican a la laguna con el Río Pánuco y con la Laguna de Pueblo Viejo. La Boca o Barra de Corazones representa su límite sur y la salida al Golfo de México; a través del Estero de Tamiahua, se une con la Laguna de Tampamachoco, que tiene como fuente principal al Río Tuxpan. Está separada del Golfo de México por una barrera arenosa denominada Cabo Rojo, la cual tiene forma triangular con vértice hacia el este. En el interior de la laguna se localizan tres grandes islas denominadas de norte a sur: Juana Ramírez, Del Toro y Del Idolo (Ayala, 1969) (Figura 2.1).

Hacia esta laguna desembocan varios escurrimientos, de los cuales el Río Tancochín, Estero Cucharas, Estero La Laja, Estero Carbajal, Estero La Llave y Estero Temapache, constituyen los principales afluentes de la región hidrográfica de la laguna; la cual pertenece a la región hidrológica No. 27, conocida como Tuxpan-Nautla (SARH, 1969). El área que ocupan las cuencas de estos ríos se localiza aproximadamente entre los 21°13' y 21°47' de Latitud Norte y, entre los 97°29' y 97°56' de Longitud Oeste. El Estero Cucharas y el Río Tancochín tienen sus parteaguas en la Sierra de Tantima, lo cual les da el carácter de cursos consecuentes; es decir, siguen la pendiente original definida por el buzamiento de los pliegues, para luego seguir la inclinación regional del

terreno hacia el oriente, hasta que cambian de dirección al encontrarse con masas de roca ígnea o de roca caliza y entonces se transforman a cursos subsecuentes (López, 1953). Estos ríos constituyen los principales afluentes de la región hidrográfica de la Laguna de Tamiahua, la cual forma parte de la Huasteca Veracruzana.

En esta subregión económica las principales actividades productivas están representadas por la industria extractiva petrolera y la derivada (petroquímica, empacadoras, ingenios, agroindustria, etc.), por las plantaciones comerciales, la agricultura de autoconsumo, la ganadería de bovinos y la pesca de importancia regional. Por lo que se llevan a cabo planes específicos de desarrollo, como obras portuarias e infraestructura petrolera, entre otros. Como parte del oriente nacional, está comunicada con los principales centros socioeconómicos de la región: Tampico, Tuxpan y Poza Rica (Bassols, 1977).

2.2 GEOLOGÍA GENERAL

La región hidrográfica de la Laguna de Tamiahua se localiza dentro de la cuenca sedimentaria Tampico-Misantla, que se extiende desde la parte norte de Veracruz y el extremo sur de Tamaulipas hasta las porciones orientales de San Luis Potosí, Hidalgo y norte de Puebla (Sotomayor, 1954). De acuerdo a su geomorfología, forma parte de la Subprovincia Llanuras y Lomeríos, de la Provincia Llanura Costera del Golfo de México. Las topoformas que predominan son lomeríos de rocas oligocénicas, y sólo la Sierra de Tantima se clasifica como sierra baja y sierra baja volcánica (INEGI, 1981).

De acuerdo con la carta de morfogénesis del Atlas Nacional de México (Lugo, 1991), dos tipos de formas del relieve son los que predominan en el área de estudio: a) lomeríos de rocas sedimentarias cenozoicas en estructura monoclinial, formadas en el Cuaternario y, 2) planicies bajas de acumulación fluvial, formadas en el Cuaternario, son marginales a sistemas montañosos, estructuras de plataforma y parte de la costa del Golfo de México. Sus costas son de carácter acumulativo (potamogénicas y marismas), con llanuras de inundación, manglar y pantano marino. Los procesos exógenos dominantes están



CROQUIS DE LOCALIZACIÓN

SIMBOLOGIA

- CARRETERA PAVIMENTADA
- TERRACERIA
- BRECHA
- POBLADO
- RIO PERENE
- RIO INTERMITENTE
- LIMITE DE COSTA E ISLA
- AREA DE ESTUDIO
- LIMITE DE SUBCUENCA
- CRUCETA CON COORDENADAS

FUENTE:
 CARTAS TOPOGRAFICAS ESCALA 150,000, INEGI (1982)

NOTA:
 SISTEMA DE COORDENADAS UTM, DATUM MAD7

ESCALA GRAFICA



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
 FACULTAD DE FILOSOFÍA Y LETRAS
 COLEGIO DE GEOGRAFÍA
 INSTITUTO DE GEOGRAFÍA

LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA DE LA CUENCA HIDROGRÁFICA
 DE LA LAGUNA DE TAMIAGUA, VERACRUZ.

DIGITIZO: EVA NAVA URZIBE APROBO: DR. JORGE LÓPEZ BLANCO
 Fecha: 21 de Agosto de 2014 Fecha: OCTUBRE 2004 (HOLAN 17)

representados por la erosión fluvial, con descenso general de las divisorias en toda la región y la acumulación de sedimentos de tipo fluvial en el valle de los ríos.

El INEGI (1982) describe el relieve del área de estudio como una planicie costera compleja y modificada por los agentes modeladores, como el agua y el tectonismo; Muir (1936) dice que existen pequeñas sierras y aristas anticlinales que se levantan en la Llanura Costera del Golfo de México, al este de la Sierra Madre Oriental, en las cuales el echado normal resulta más inclinado por el empuje de rocas intrusivas, como es el caso de los cerros Tlapaguas, El Moralillo, Bilbao, Tampule, Taninul y otros; además de un alto estructural representado por la Sierra de Tantima. Los cuellos volcánicos y diques que se encuentran en el área presentan una orientación de NW-SE y de N-S (Gibson, 1952); mientras que la Sierra de Tantima, cuya elevación es de 1,200 msnm, de estructura semialargada, se extiende de NE-SW (López, 1952). Las tierras circundantes a la Sierra de Tantima son bajas y forman lomeríos de relieves accidentados cerca de ella, y suaves y ondulados a medida que se alejan de la misma (Viniegra y Suárez, 1951).

2.3 CLIMA

Para Soto y García (1989), el clima de un lugar se define como las condiciones más frecuentes de la atmósfera; y está conformado por la conjugación de tres elementos: temperatura, humedad y presión. En Veracruz, se determinaron 17 subtipos de climas, que van desde los cálidos húmedos hasta los fríos perpetuos, manejando la información del período de 1921 a 1970 (Soto y García, 1989). En el área de estudio predomina el clima cálido subhúmedo de mayor humedad (Aw2), y solo en la parte norte, donde varía la cantidad de humedad y temperatura, el clima se convierte a cálido subhúmedo intermedio (Aw1). Estos climas cálidos húmedos se caracterizan porque su temperatura media anual está entre 22° y 24°C ó mayor, mientras que la temperatura media del mes más frío es mayor de 18°C. Las otras dos variantes de clima, corresponden a las partes más altas de la topografía, a la Sierra de Tantima. En las estribaciones predomina un

clima cálido húmedo con lluvias de verano y con un porcentaje de lluvia invernal menor de 5% de la anual (Am), su temperatura media anual se encuentra entre 22° y 24°C y la temperatura del mes más frío es mayor a 18°C. En la parte más alta de la sierra predomina un clima semicálido húmedo con lluvia invernal entre 5 y 10% ((A) C (m)); con una temperatura anual entre 22° y 24°C ó mayor, mientras que la temperatura del mes más frío es menor a 18°C. La distribución de la precipitación anual es de 1,200-1,500 mm en las estribaciones y partes altas de la Sierra de Tantima y de 1,500-2,000 mm, en las partes bajas del área de estudio.

2.4 VEGETACIÓN

Margalef (1980) denomina área de distribución, a la representación sobre un mapa del conjunto de localidades donde ha sido identificada una especie. Del estudio de la vegetación en el Estado de Veracruz, que realizó Puig (1973), se identificaron tres áreas específicas para la región hidrográfica de la Laguna de Tamiahua, las cuales se describen a continuación:

a) Bosque tropical subperennifolio, que abarca la mayor parte del área de estudio; puede alcanzar de 20 a 30 m de altura en terrenos horizontales. Una de sus características es que pierde alrededor de un cuarto de sus hojas durante un período corto de uno a dos meses. La especie más dominante es *Brosimum alicastrum*, pues está presente desde el nivel del mar hasta los 800 m de altitud, lo que indica que tiene una gran tolerancia ecológica (Puig, 1973). Por su situación geográfica recibe una abundante precipitación, y con ello, se vuelve la agrupación más higrófila de este bosque. Crece en Rendzinas ó en suelos castaños calcáreos de poco espesor, medianamente ricos en materia orgánica y con un pH próximo a la normalidad (Puig, 1973). Otras asociaciones, como *Licaria capilata*, *Coccoloba barbadensis*, *Ceiba pentandra*, *Manilkara zapota*, *Mirandaceltis monoica* se desarrollan sobre vertisoles (Puig, 1973).

b) Bosque esclerófilo tropical ó encinar tropical: generalmente está compuesto por la especie de encino *Quercus oleoides*, raras veces también por *Quercus sorovia*. Se encuentra emplazado, en forma discontinua, al borde inmediato de la costa, entre la costa y las lagunas, donde la capa freática se encuentra muy cerca de la superficie (1.5 m) durante más de la mitad del año; lo que le permite soportar de 2 hasta 8 meses de sequía (Puig, 1973). Los suelos donde mejor se desarrollan son arenosos, vertisoles, ferrálicos y litosoles (Puig, 1973).

c) Manglar y Vegetación halófila. El manglar constituye una comunidad vegetal situada en el litoral altamente especializada, pues su desarrollo depende de la presencia de aguas salobres, suelos salinos y limosos, poca oscilación térmica y de aguas tranquilas. La especie dominante lo constituye *Rhizophora mangle*, la cual alcanza una altura de 5 a 6 m y su extensión es menor en comparación con la amplia extensión de la vegetación halófila, que se desarrolla al oeste del emplazamiento del mangle, donde los suelos son menos salinos y limosos, con un 80% de arenas gruesas (Puig, 1973).

Puig (1973) también habla de una degradación de la vegetación natural en la Huasteca, debido al desmonte en favor del establecimiento de cultivos (anuales y perennes) y sobre todo de pastizales. Aunado a esto, se encuentra la explotación intensiva y desordenada de algunas especies forestales, en sacrificio de los pocos bosques que existen, los cuales subsisten únicamente en terrenos impropios para la práctica de actividades agropecuarias: en áreas de fuerte pendiente ó en suelos saturados de humedad.

Al relacionar la cobertura vegetal con la pendiente y la altitud del terreno, Puig (1973) define varios paisajes:

- Paisaje selvo-pastoril cubre las mayores superficies de pendientes bastante fuertes o medianas, ubicadas casi siempre entre los 1,000 y 2,000 m. Consiste en una combinación de bosque con regular pastoreo de bovinos, donde la composición

florística inicial se modifica y se favorece el desarrollo de especies secundarias (Puig, 1973).

- Paisaje forestal, lo ubica en las pendientes más fuertes, y está representado por algunos bosques de pino, encino y liquidámbar.
- Los paisajes de cultivos los ubica en suelos profundos subhorizontales correspondientes a valles amplios ó a pequeñas llanuras intermontanas, donde los cultivos de maíz y frijol son permanentes; en terrenos con una pendiente mayor, se practica una rotación con barbecho forestal en bosques de pino y encino.
- En el paisaje de la llanura costera, Puig (1973) determina un gradiente ecológico de sur a norte, que va desde las condiciones cálidas y húmedas favorables al bosque tropical subperennifolio, hasta el bosque espinoso caducifolio; sin embargo, son pocos los manchones de bosque natural que subsisten ante la introducción de distintas actividades económicas como la agricultura, ganadería, explotación forestal, desde la época colonial. Las especies forestales que predominan son *Platanus sp.*, *Sabal mexicana*, *Cedrela mexicana* entre otros. El cultivo de maíz y frijol, cítricos, papaya, plátano, etc. y de gramíneas como el pangola y la guinea, necesarias para una ganadería de bovinos, han contribuido en la desaparición casi total de los bosques originales. Puig (*op. cit.*) habla incluso de un riesgo de alcanzar una degradación general del medio, y más particularmente, en los suelos cultivados; por otro lado, la explotación de hidrocarburos ha venido a transformar, todavía más, el paisaje original; puesto que no sólo contamina el área de extracción, sino que también ha impulsado el crecimiento urbano, y con ello, la presión sobre el cambio de la vegetación natural en favor de la producción de alimentos.

2.5 SUELOS

2.5 SUELOS

De acuerdo con las características ecológicas requeridas por la vegetación que crece en el área de estudio, la humedad y la temperatura son los elementos principales para su desarrollo (SARH-UACH, 1982). De igual manera, lo son en la distribución y evolución de los suelos en esta área junto con otros elementos importantes, como el relieve y el material parental. SARH-UACH (1982) e INEGI (1982) coinciden en la determinación de vertisol pélico, como el suelo de mayor distribución en el área de estudio. Estos vertisoles, en algunas ocasiones, están en asociación con otro tipo de suelo; su textura es de fina a media. Otra superficie donde coincide su diagnóstico, es en la Sierra de Tantima, donde determinan la presencia de cambisoles, de textura fina a media, en asociación con otros tipos de suelos para INEGI (1982). Mientras que para INEGI (*op. cit.*) el segundo suelo de mayor distribución en el área corresponde a los regosoles de textura media a fina y en asociación con otros tipos de suelo, para SARH-UACH (1982) el siguiente suelo de mayor distribución después de los vertisoles, es el cambisol eútrico de textura fina y que, en algunas ocasiones, se encuentra en asociación con el vertisol pélico. En los deltas y desembocadura de los ríos, se encuentran gleysoles eútricos de textura fina. En las planicies del Río Tancochín y del Estero Cucharas, la SARH-UACH (1982) detectó un fluvisol eútrico de textura media.

Tanto los Cambisoles como los Vertisoles son suelos profundos pero, presentan un perfil de poco a moderadamente desarrollado, con un alto contenido de arcillas que absorben la humedad y garantizan el desarrollo de una cubierta vegetal densa; son suelos utilizados en la agricultura y ganadería, y es en este renglón que la SARH-UACH (1982) dice, que aunque el proceso erosivo hídrico es lento, en un futuro muy próximo puede acelerarse, debido al desmonte intensivo y extensivo que se observa y al manejo inadecuado que se está dando a estos terrenos abiertos. Estas instituciones terminan afirmando, que los suelos en el Estado de Veracruz son jóvenes en general, es decir, son suelos poco evolucionados.

Planicie Costera del Golfo de México, donde predominan relieves suaves conformados por rocas terciarias. Los suelos desarrollados en el área de estudio, corresponden a los vertisoles, cambisoles y regosoles que sostienen, en general, un bosque tropical subperennifolio y bosque esclerófilo tropical reducido drásticamente por la apertura de áreas de cultivos y pastoreo; los fluvisoles caracterizan las planicies aluviales, donde predomina el uso del suelo agrícola y pecuario; por último, en las planicies deltaicas se favorece el desarrollo del manglar. Este tipo de vegetación no sólo responde a las características edafológicas y geomorfológicas del terreno, sino también al clima cálido subhúmedo que predomina en la región, con una temperatura media anual entre 22 y 24°C y una precipitación anual de 1,200 a 2,000 mm.

CAPITULO I I I

GEOLOGÍA Y TECTÓNICA

3.1 ESTRUCTURA Y LITOLOGÍA

La región hidrográfica de la Laguna de Tamiahua se localiza, desde un enfoque geológico, dentro de la cuenca Tampico-Misantla, ésta a su vez constituye uno de los elementos estructurales de la Provincia Geológica de la Llanura Costera del Golfo de México (INEGI, 1982; López, 1952). Es una cuenca cratónica asimétrica, de carácter sedimentario, que se desarrolló principalmente durante el Mesozoico sobre la Plataforma de Tamaulipas y al borde del continente. Tiene aproximadamente 84,000 km² y está limitada al norte por la cuenca de Burgos, al oeste por los pliegues del geosinclinal mexicano y la antefosa de Chicontepec y al sur por la prolongación de dicha antefosa que la separa del macizo de Teziutlán (Quezadas, 1961) (Figura 3.1).

La mayor parte de la superficie de la cuenca la constituyen rocas sedimentarias de ambiente marino del Paleoceno al Reciente, las cuales están representadas por calizas, margas, lutitas y areniscas principalmente, también existen, pero en menor cantidad, brechas, conglomerados y material bentonítico, mientras que, las rocas más antiguas que afloran son calizas densas y calizas arrecifales del Cretácico medio (Albiano-Cenomaniano) (Cabrera y Lugo, 1984). En varios lugares, todas estas rocas están intrusionadas por cuerpos ígneos, como cuellos volcánicos, tapones, domos, diques y diques-estratos, identificados en superficie y en la perforación de pozos (Sotomayor, 1954; López *op. cit.*; Robin, 1976). Topográficamente es una planicie con una suave pendiente hacia el Golfo de México, al norte del Río Pánuco, se localiza la sierra cretácica de San Carlos, Tamaulipas y Cruillas, y al sur de ese río, el relieve se vuelve más abrupto por la erosión de las rocas terciarias y la presencia de diques, cuellos

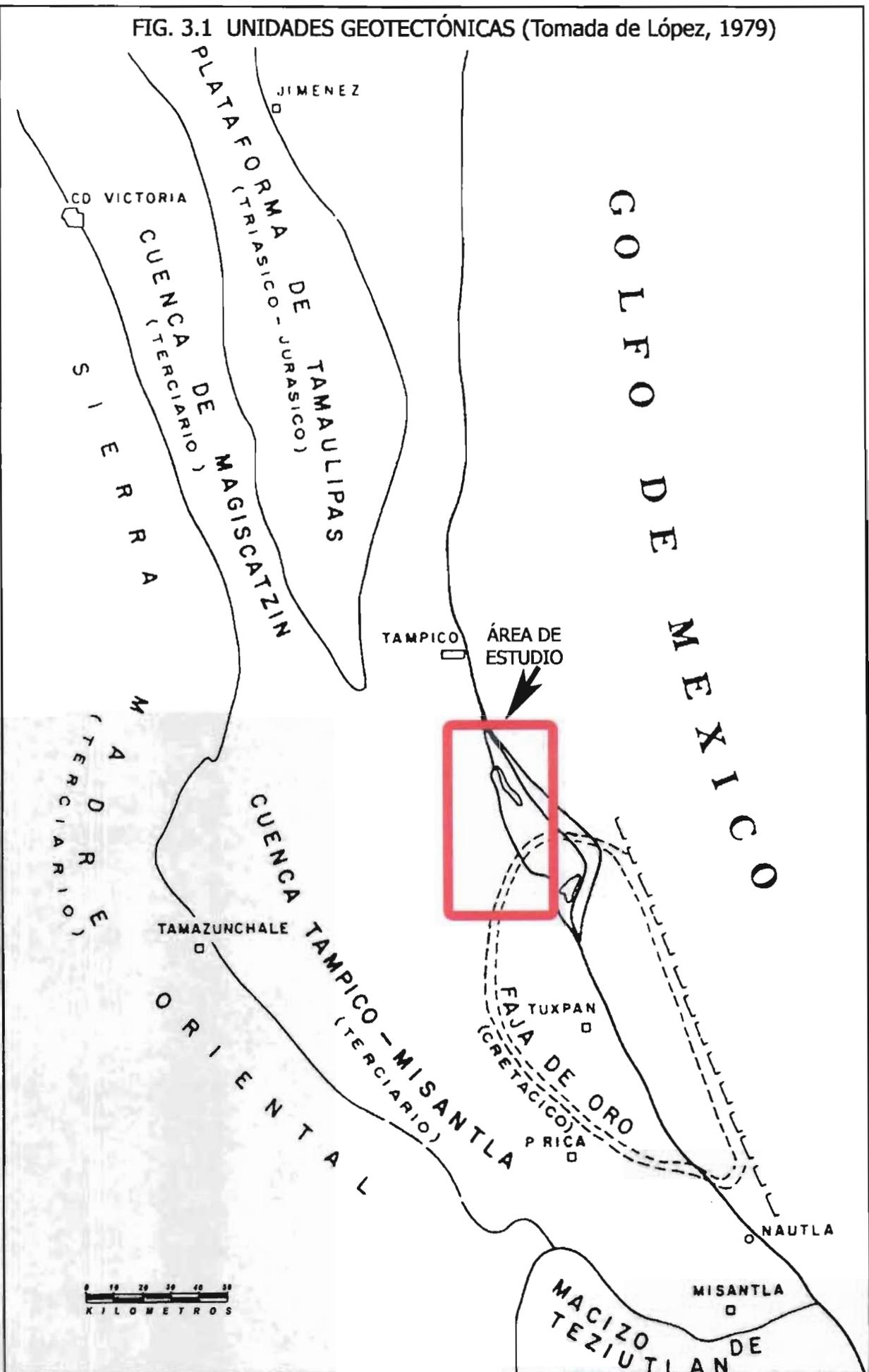
volcánicos y derrames de lava, siendo la elevación más alta la Sierra de Tantima (Nigra, 1951) (Figura 3.2).

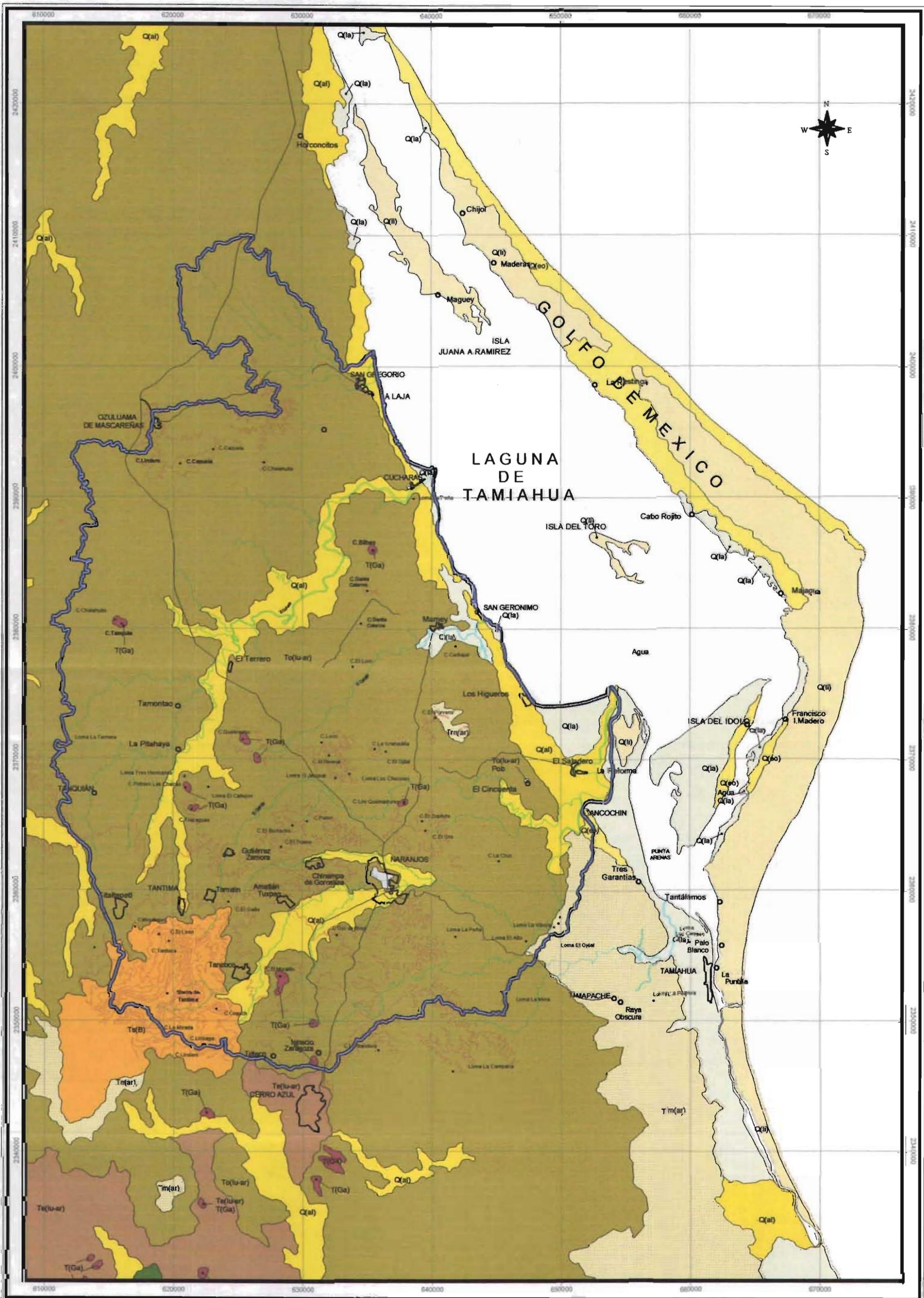
3.1.1 Rocas sedimentarias

En el área de estudio, las rocas calizas del Cretácico medio tienen su máxima expresión en las calizas arrecifales (rudistas) de la facie El Abra, en donde se ubican los campos petroleros de la Faja de Oro y en el depósito de Miliólidos al este de la misma (Nigra *op. cit.*). Flores (1955) define a la Faja de Oro, como un conjunto de yacimientos petroleros que se encuentran en continuidad a partir de Cabo Rojo (Laguna de Tamiahua) hasta la Barra de Tecolutla; Sotomayor (1954) le encuentra forma de arco, tanto en la vertical como en la horizontal, debido a que sus extremos norte y sur presentan un hundimiento gradual hacia el NE y SE respectivamente con la región de Cerro Azul, como bisagra (Figura 3.3). Por otro lado, Flores (*op. cit.*) afirma que en toda su longitud afloran sedimentos del Terciario, los cuales descansan discordantes sobre la caliza arrecifal de la facie El Abra; López (1952, 1959) precisa que la caliza arrecifal de la Faja de Oro tiene una cubierta de sedimentos del Cretácico superior, Eoceno y Oligoceno, constituidos principalmente por areniscas, lutitas, margas y brechas.

Cabrera y Lugo (1984) mencionan, que el contacto Cretácico-Paleoceno se distingue por la transición de margas a limos, es decir, que en el Cretácico se presentó un predominio deposicional de sedimentos carbonatados, mientras que en el Terciario, la sedimentación fue totalmente terrígena. De esta manera, en la cuenca Tampico-Misantla, el Terciario se caracteriza por un paquete de sedimentos arcillosos y arenosos con alternancia de areniscas, brechas y conglomerados, en algunos casos, y abundancia de especies pelágicas; estos sedimentos provienen de la erosión de las elevaciones de la Sierra Madre Oriental, Aguada, Sierra de Tantima y de la Faja de Oro.

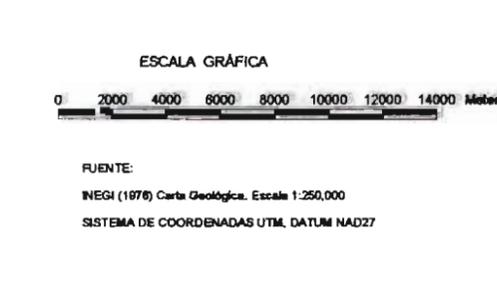
FIG. 3.1 UNIDADES GEOTECTÓNICAS (Tomada de López, 1979)





SIMBOLOGIA

Q(al)	Depósitos Aluviales del Cuaternario
Q(eo)	Depósitos Eólicos del Cuaternario
Q(la)	Depósitos Lacustres del Cuaternario
Q(li)	Depósitos de Litoral del Cuaternario
T(Ga)	Gabros del Terciario
T(Mz)	
Te(lu-ar)	Lutitas - Areniscas del Eoceno
Tm(ar)	Areniscas del Mioceno
To(lu-ar)	Lutitas - Areniscas del Oligoceno
Ts(B)	Basáltos del Terciario Superior
(Blue line)	Límite de área de estudio
(Black square)	Pob Poblado



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
 FACULTAD DE FILOSOFÍA Y LETRAS
 COLEGIO DE GEOGRAFÍA
 INSTITUTO DE GEOGRAFÍA

GEOLOGÍA DE LA CUENCA DE LA LAGUNA DE TAMIHUA

DIGITIZÓ: EVA NAVA URIBE	APROBÓ: DR. JORGE LÓPEZ BLANCO
Archivo: Geologia.shp	FECHA: MAYO 2004
FIGURA 3.2	

3.1.2 Rocas ígneas

De acuerdo con Demant y Robin (1975), la cuenca Tampico-Misantla se ubica en la Provincia Oriental donde, desde el norte de Tamaulipas hasta Veracruz, las planicies costeras se caracterizan por una serie de intrusiones y extrusiones volcánicas. Para estos autores, la actividad volcánica empezó en el Oligoceno y se desarrolló en el Mioceno con predominio de rocas alcalinas, y en el Plio-Cuaternario, con emisiones basálticas. Para Robin (1976), la Sierra de Tantima está relacionada con un vulcanismo basáltico de tipo fisural, probablemente del Plioceno; estos derrames de basaltos son una expresión del vulcanismo en las planicies de la Huasteca, el cual es descrito por el autor de la siguiente manera:

- Magmatismo intrusivo, representado por cerros intrusivos alcalinos en forma de cuellos volcánicos, diques-estratos y domos. INEGI (1982), los identifica en esta región, como gabros de textura holocristalina que intemperizan en forma esferoidal y se encuentran emplazados como troncos y cuellos volcánicos, que se distinguen por su morfología de espinas.
- Magmatismo extrusivo, se expresa como espesos derrames de basaltos alcalinos (basanitas, tefritas, basaltos, hawaitas y mugeanitas), cuya extensión alcanza de 10 a 20 km en la Sierra de Tantima y constituyen las series finales, que coronan dicha estructura. Estas rocas son el resultado de dos conjuntos volcánicos que se suceden en el tiempo, el primero, es una emisión de magma ya contaminado e intermedio, mientras que el segundo, se compone de rocas alcalinas diferenciadas. Las fases de distensión en el Plioceno permitieron la emisión por fisura de un magma poco diferenciado y contaminado (basaltos intermedios) y de los basaltos alcalinos más evolucionados en tales planicies (Robin, 1976).

Viniegra y Suárez (1951), consideran que el complejo ígneo de la Sierra de Tantima consiste principalmente de diorita, diques basálticos y cuellos volcánicos asociados;

observando en sus vecindades una serie de mantos, corrientes basálticas y diques intrusivos en las secciones de pozos cercanos al lugar. La presencia de aglomerados ácidos y básicos de andesitas, basaltos y material piroclástico-cinerítico se relaciona con posibles erupciones de bocas ya destruidas, alineadas en la dirección del principal sistema de fracturamiento NE-SW, probablemente de edad miocénica. El nacimiento o primeras manifestaciones ígneas de la sierra son de edad anterior al Mioceno, ya que se han encontrado clásticos ígneos en la serie de sedimentos del Eoceno (formación Chicontepec), con mayor abundancia en las vecindades del macizo.

Ruiz (1953) identifica en las formaciones del Eoceno y Oligoceno inferior, depósitos bentoníticos en toda la cuenca, e incluso Gibson (1952) reconoce capas delgadas de cenizas volcánicas en la base de la formación Méndez del Cretácico superior para la hacienda de la Aguada, que reflejan una actividad ígnea en el área de estudio durante el período de máximas pulsaciones de la Orogenia Laramide. Por otro lado, Cabrera y Lugo (1984) fechan las rocas volcánicas que afectan a las formaciones anteriores como del Terciario superior-Plioceno.

En el área de la Aguada, las rocas ígneas se encuentran como cuerpos intrusivos, y aunque no se puede precisar la edad en que aparecieron en la superficie, Gibson (1952) dice que son post-oligocénicos. Araujo (1977) relaciona la formación de cuerpos intrusivos ígneos en el área demarcada por los esteros de La Llave y Cucharas, con un fracturamiento profundo de cizallamiento que se desarrolló al finalizar el Eoceno superior. Con relación a la Faja de Oro y los terrenos adyacentes se encuentran varias estructuras, una de ellas corresponde a la de San Diego de la Mar, al norte de dicho arrecife, otra corresponde al cuerpo intrusivo del Cerro de Santa Catarina (López, 1952). Estas estructuras ígneas tienen una relación directa con el desarrollo de fallas, a través de las cuales emigró el aceite de rocas precretácicas y cretácicas (Flores, 1955) y que INEGI (1982) distingue por su morfología de espinas. Otros ejemplos son el Cerro Ayaquil, El Borracho y El Pelón (Mata, 1954), ver Figura 3.2.

Las rocas metamórficas son las más escasas y están representadas por mármol, pizarra, esquisto y otras, siendo las más comunes las formadas en los contactos de rocas ígneas intrusivas y rocas sedimentarias (Sotomayor, 1954), como sucede en la Sierra de Tantima, en el área de la Aguada y, en los afloramientos de cuerpos intrusivos como el Cerro Taninul, Bilbao, Tampule, Tlapaguas y otros. En el área de la Sierra de Tantima el calor del pirometamorfismo transforma las arcillas calcáreas y margas en cornubianita y a las calizas en mármoles.

3.2 SISTEMA DE FALLAS Y FRACTURAMIENTO

El área de estudio se encuentra muy fracturada y afallada, pues así lo demuestran las grandes estructuras emplazadas y la presencia de cuerpos ígneos. El sistema de fallas principal está integrado por un conjunto de fallas normales que presentan los bajos hacia el poniente. Entre la Sierra de Tantima y la parte norte de la Faja de Oro, las fallas Tepetzintla, Moralillo, La Campechana y Tamalinillo-Tancoco muestran un rumbo N-NE-S-SW, definido por el rumbo de la Faja de Oro y por la orientación general de las fisuras por donde se expulsó el magma en la Sierra de Tantima (Figura 3.4). Las fallas que cruzan la parte norte de la Faja de Oro, a la altura de Juan Casiano, están orientadas de NE-SW; continuando al norte de la Faja de Oro, se localiza la zona fracturada del Rincón con rumbo NE-SW, donde se observan capas con estratificación vertical. Este fracturamiento continúa hacia el norte con el tapón basáltico de Santa Catarina y con sus diques situados en la misma dirección, de aquí el fracturamiento se dirige más hacia el N-NE, con el Cerro Bilbao, Loma La Peña y pequeños diques hasta topar con la estructura de San Diego de la Mar (López, 1952).

La falla normal de Moloy se localiza entre el camino de la rancharía El Mercado y Magozal, en el área de la Aguada; se caracteriza por una serie de escalones con el bajo hacia el poniente. En la Aguada existen numerosas fallas pequeñas en superficie, que presentan desplazamientos horizontales y verticales, y un rumbo NE-SW y NW-SE (Gibson, 1952), ver Figura 3.5. Araujo (1977), afirma que al finalizar el Eoceno superior

se originó un fracturamiento profundo de cizallamiento por donde salió el magma que dio lugar a la formación de numerosos cuerpos ígneos intrusivos, que se encuentran en el área delimitada por los esteros La Llave y Cucharas.

3.3 ESTRUCTURA TECTÓNICA

El basamento de la cuenca Tampico-Misantla de edad Pérmico-Triásico (Quezadas, 1961), está dividido por fallas en bloques, algunos hundidos otros levantados, que López (1972) denomina Unidades Geotectónicas (Figura 3.6). El relieve actual de esta cuenca refleja la existencia de dichas estructuras, a pesar de que algunas se encuentren sepultadas por sedimentos del Cretácico, Terciario y Cuaternario (Quezadas *op. cit.*; Sánchez, 1961). Los bloques principales que constituyen el área de estudio corresponden, de norte a sur a:

- a) El Alto de la Aguada (Bloque M de la Figura 3.6)
- b) La Isla ó Plataforma de Tuxpan, donde se encuentra enclavada la estructura arrecifal de la Faja de Oro (Bloque P de la Figura 3.6)
- c) El sinclinal (Tanquian) formado por el alto estructural de la Aguada, de Tantima y de la Faja de Oro
- d) La estructura de la Sierra de Tantima (Bloque O de la Figura 3.6)

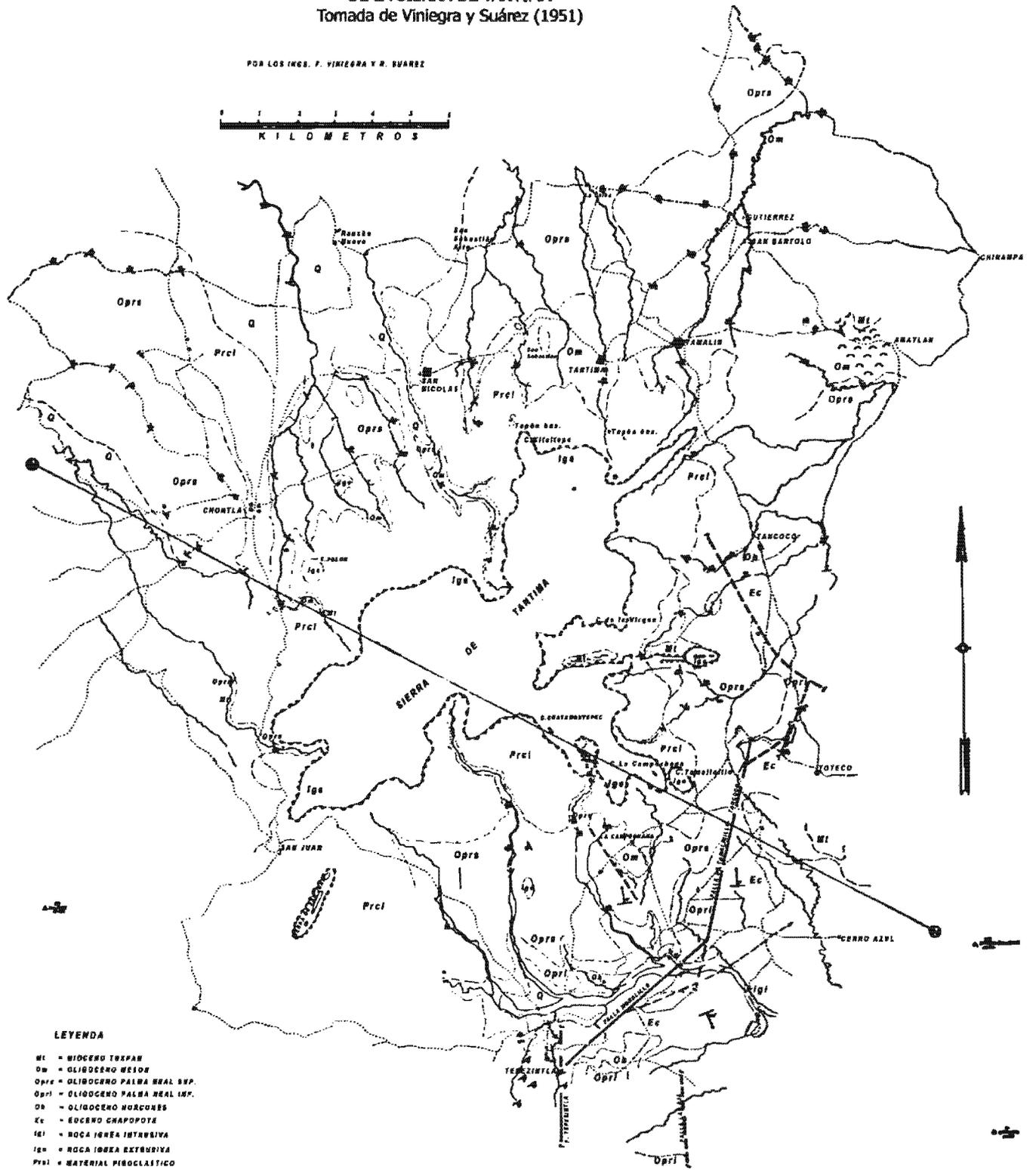
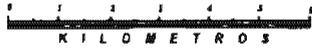
A continuación se describen cada uno de los bloques.

3.3.1 El Alto de la Aguada

Sánchez (1961) asevera que la unidad tectónica Aguada-Comales (Figura 3.6), es el resultado de movimientos verticales con inyecciones de rocas ígneas intrusivas profundas de probable edad oligocénica. Gibson (1952) caracteriza dicha estructura como una prominencia granítica, con forma más o menos domal, que culmina en el centro de la hacienda de la Aguada, en una parte, y en otra, en los terrenos de San

FIG. 3.4 LEVANTAMIENTO GEOLÓGICO EN LAS VECINDADES
DE LA SIERRA DE TANTINA
Tomada de Viniegra y Suárez (1951)

POR LOS INGS. F. VINIEGRA Y R. SUÁREZ

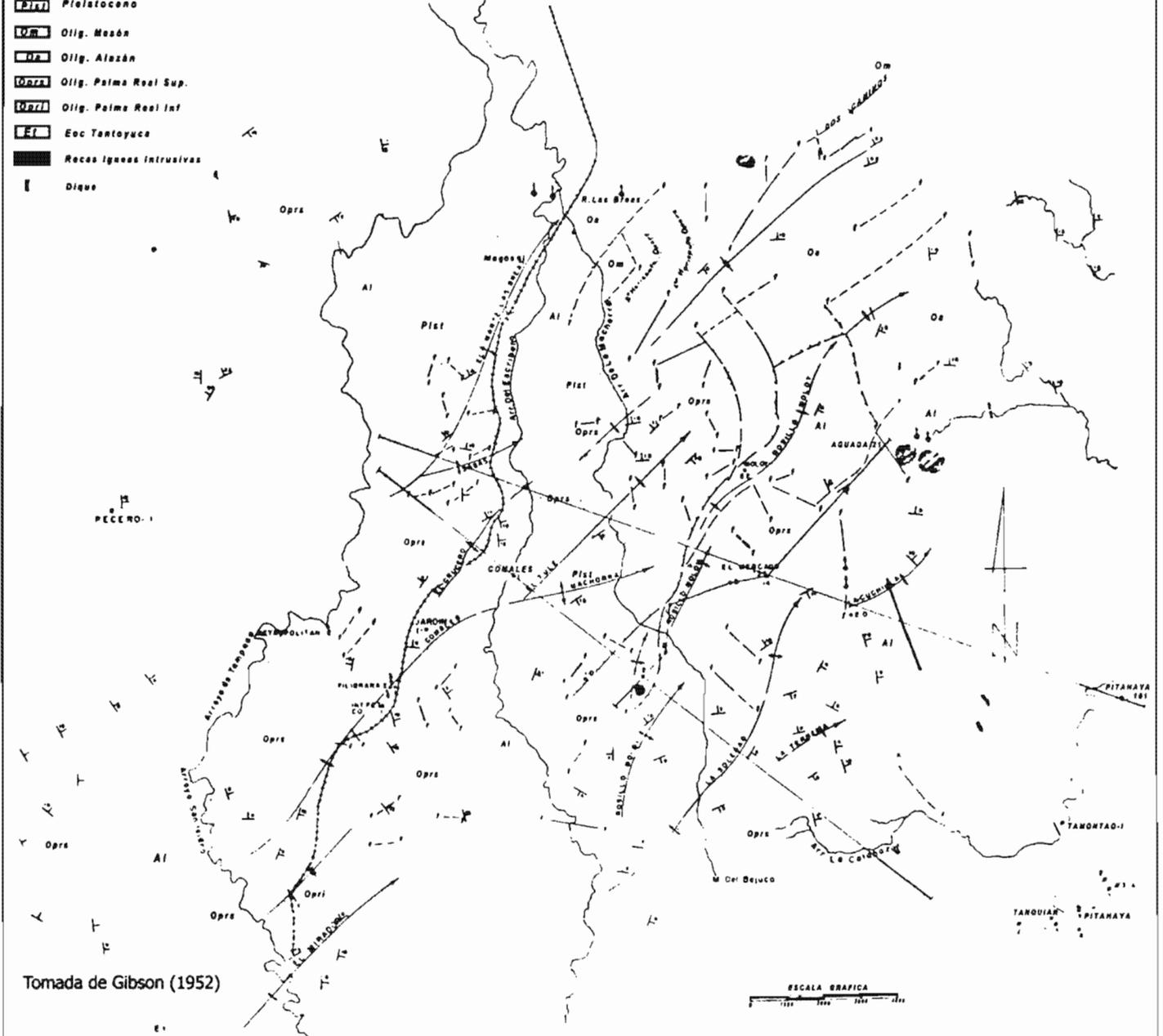


LEYENDA

- MI - MIOCENO TEXPAN
- Om - OLIGOCENO MESOR
- Opra - OLIGOCENO PALMA REAL SUP.
- Oprl - OLIGOCENO PALMA REAL INF.
- Or - OLIGOCENO MORGONES
- Ec - EOCENO CHAPOPOTE
- Igi - ROCA IGNEA INTRUSIVA
- Ige - ROCA IGNEA EXTRUSIVA
- Prcl - MATERIAL PIROCLÁSTICO
- Ech - ECHADO ARENAL
- Echp - ECHADO PREDOMINANTE

FIG. 3.5 GEOLOGÍA DEL ÁREA DE LA AGUADA - COMALES
MUNICIPIO OZULUAMA Y TANTOYUCA, VER.

- Al Aluvi6n
- Pist Plioceno
- Om Olig. Mes6n
- Oa Olig. Alaz6n
- Opru Olig. Palma Real Sup.
- Oprl Olig. Palma Real Inf.
- F Eoc Tantoyuca
- Rocas igrneas intrusivas
- | Dique



Antonio Tamijuí. Sánchez (*op. cit.*) ubica el límite noroeste en los campos de Chijol y Cacalilao. En el estudio de Gibson (*op. cit.*) los grosores más amplios de los estratos litológicos se encuentran en el pozo Pitahaya 101 (Figura 1.1 y Figura 1.2), por lo que se tomó el área de Pitahaya, como el extremo sureste de esta estructura (Figura 3.5) avalado por la concepción de Flores (1955), quien considera, la estructura de la Aguada, como el límite norte de la Faja de Oro.

López (1972) observó que en el bloque M (alto de la Aguada), el granito se encuentra intrusionando las rocas calizas de la formación Tamaulipas inferior, es decir que el granito corresponde a un cuerpo intrusivo de edad posterior al Cretácico inferior, que se encuentra estructuralmente elevado. Esta unidad está limitada por fallas que le permitieron movimiento principalmente durante el Mesozoico superior (Figura 3.7). Gibson (1952) caracteriza al área de la Aguada como un terreno ligeramente ondulado con algunas prominencias formadas por intrusiones doleríticas, que se destacan notablemente formando cerros como los de Taninul, Tampule, Las Mechas y otros, o bien como diques ígneos alargados que forman la médula de las lomas de la Cuchilla, el Palmar y la Brea (no fue posible identificar estas estructuras en la cartografía). Araujo (1977) realizó un estudio estratigráfico del área comprendida entre los esteros La Llave y Cucharas, y encontró una serie de bloques, unos hundidos y otros levantados; uno de ellos se localiza entre el Estero Cucharas, Estero La Laja y la Laguna de Tamiahua y se clasificó en proceso de levantamiento. Los bloques de hundimiento los ubica en las áreas que ocupan los ríos.

3.3.2 La estructura de la Faja de Oro

Desde un punto de vista tectónico, se le considera como una barrera de acumulación de biohermas de rudistas alrededor de una periferia, que según López (1952) podría ser la unidad geotectónica (Bloque P de la Figura 3.6) de la Isla de Tuxpan, la cual está limitada, al norte, por el domo granítico de la Aguada. Geológicamente, es un anticlinal asimétrico que se le asigna la denominación de Faja de Oro, debido al conjunto de

campos petroleros que se distribuyen en continuidad desde Cabo Rojo hasta un poco más al sur de Tecolutla (Figura 3.3). El descubrimiento de estos campos petroleros está relacionado litológicamente con la porosidad de las rocas de la formación Abra y Tamabra y con la presencia de altos estructurales (Flores *op. cit.*) y, que López (1959) asocia a diques y taponos volcánicos.

Nigra (1951), Flores (1955), López (1952) mencionan que la Faja de Oro es un anticlinal asimétrico que presenta un flanco occidental abrupto con una pendiente que oscila entre los 12° y 45°, mientras que el flanco oriental se inclina suavemente (2° a 5° de pendiente). Presenta la parte más alta en el predio de Cerro Azul, a partir del cual buza lentamente hacia el N-NE y S-SE respectivamente, hasta penetrar en el Golfo de México.

Esta estructura se encuentra limitada hacia el oeste por un conjunto de fallas (Tamarinillo-Tancoco, Moralillo y La Laja) que guardan la misma dirección NE-SW que el fracturamiento que presenta el área de Juan Casiano hacia el norte (López, 1952) (Figura 3.4). Estas fallas fueron identificadas por la repetición de formaciones y por el contacto directo de la formación Chapopote con la formación Palma Real inferior, en lugar de la formación Horcones; esta última se encuentra bien desarrollada en algunas partes, al oriente de las fallas.

Flores (1955) supone que la formación de la Faja de Oro se debe a una falla, al encontrar que la inclinación del flanco oeste de esta estructura está relacionada con el desnivel de más de 1,000 m entre la cima de la caliza arrecifal y la formación Tamabra, por un lado, y por otro, con el excesivo espesor de la caliza el Abra con respecto a la Tamabra; estas concepciones, el autor las sustenta con los siguientes escenarios:

- a) El desarrollo exclusivo de Miliólidos al este de la Faja de Oro y no de Rudistas, que conforman el núcleo del arrecife.
- b) La presencia de una Facie dolomítica, al este de la Faja de Oro, propia de un ambiente lagunar. Esto supone que la parte occidental de esta barrera se levantó,

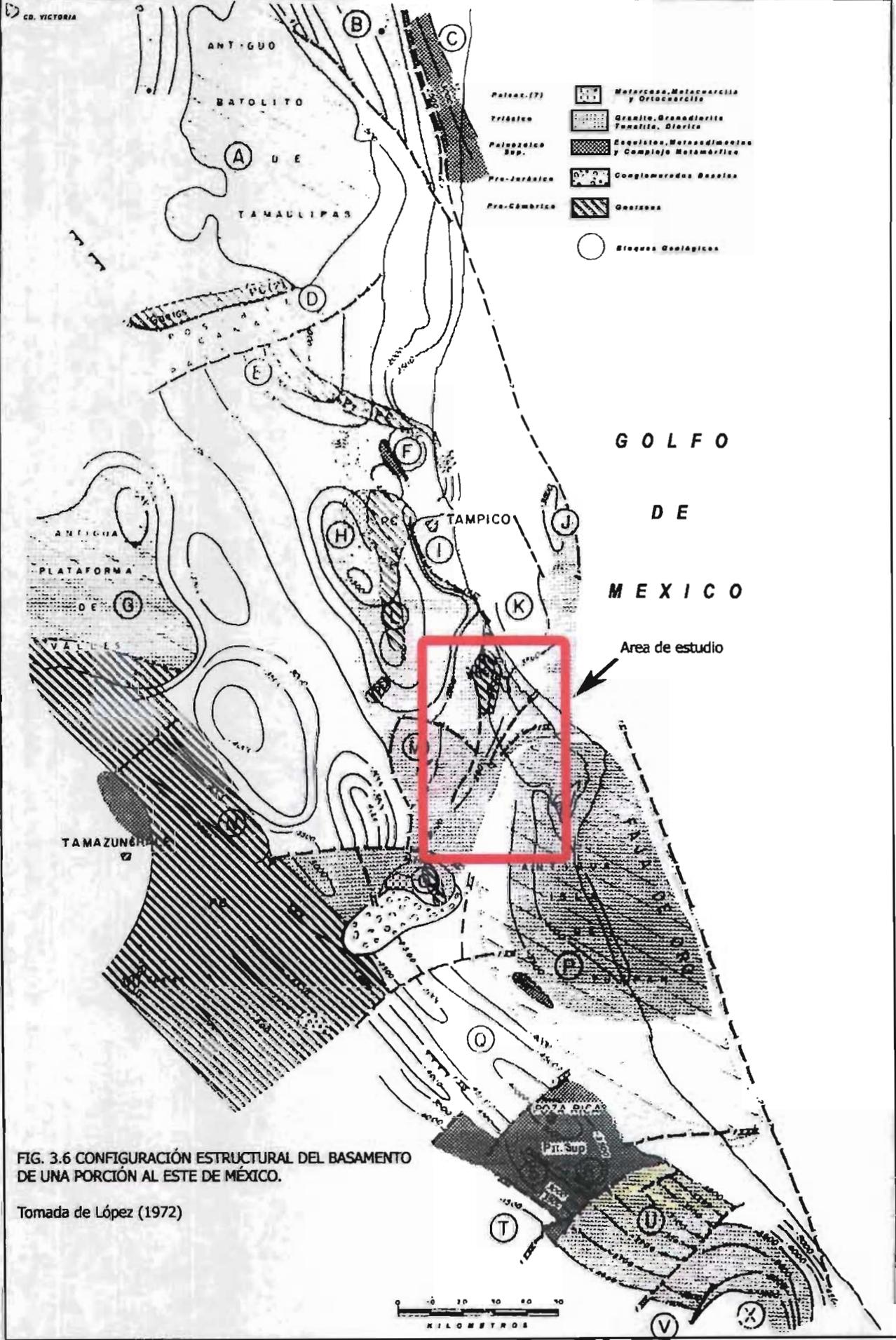


FIG. 3.6 CONFIGURACIÓN ESTRUCTURAL DEL BASAMENTO DE UNA PORCIÓN AL ESTE DE MÉXICO.

Tomada de López (1972)

dejando una parte lagunar cerrada y somera adecuada para la formación de dichas rocas.

c) El hecho de que la Formación Tamabra se adelgace hacia la Faja de Oro.

d) La composición de calizas densas-calizas arrecifales (brechoides) de la formación Tamabra, que implica la presencia de un ambiente de aguas profundas en la margen occidental de la Faja de Oro para el depósito de las calizas densas.

Con respecto al crecimiento de la Faja de Oro, López (1959) supone que inicialmente fue plana, hasta fines del Cretácico principios del Eoceno cuando un movimiento de balanceó levantó la parte occidental, mientras que, Nigra (1951) habla de posibles plegamientos por debajo de la Faja de Oro, cuando llegaron las fuerzas del oeste, en el Turoniano (Cretácico superior). Gibson (1952), marca cuatro períodos de plegamiento, que probablemente afectaron a los depósitos arrecifales: 1) durante el Albiano superior, 2) en el Maestrichtiano-Daniano, 3) en la última etapa del Eoceno, 4) a principios del Mioceno.

Al interior de la Faja de Oro, López (1952) y Mata (1954) encontraron que de Amatlán a Zacamixtle la formación Alazán aflora rodeada de la formación Mesón; más al sur, en Cerro Azul aflora la formación Chapopote rodeada de la formación Palma Real y de San Gerónimo a Chinampa de Gorostiza aparece la formación Mesón. De entrada, esto indica la presencia de tres bloques 1) De San Gerónimo a Chinampa 2) De Chinampa a Zacamixtle y 3) De Zacamixtle a Cerro Azul, lo que indica que la sierra ha estado sujeta a movimientos tectónicos (Figura 3.7).

Mata (*op. cit.*) dice que la plataforma que se encuentra al este de la Faja de Oro albergaba una antigua laguna donde se depositó el gran espesor de anhidritas (propias de un ambiente lagunar), lodos calcáreos y material clástico procedente de la estructura arrecifal. Además, de la presencia tan grande de Miliólidos así como de fragmentos de

macrofósiles de aguas poco profundas confirma su origen orgánico. Para López (1952), el área que se encuentra entre la Faja de Oro y el ambiente costero, estuvo sujeta a fenómenos de asentamiento y probables plegamientos terciarios, que dieron lugar a numerosas fallas, pliegues de poca consideración y a la aparición de numerosos tapones y diques volcánicos.

3.3.3 El sinclinal formado por la estructura de la Aguada, de la Sierra de Tantima y la Faja de Oro

Sánchez (1961) afirma que en el Jurásico, los bordes pronunciados del oriente de la Isla Aguada-Comales y los sedimentos jurásicos bien cementados indican el desarrollo de cuencas profundas, como el sinclinal formado por la estructura de la Aguada, la Sierra de Tantima y la Faja de Oro, que López (1952) identifica en los pozos al oeste de la Faja de Oro. En la Figura 3.8, está representado por el bloque hundido delimitado por el bloque M (Aguada) y el bloque O (Sierra de Tantima), en donde se localiza el pozo Tanquián 1 (Figura 1.1 y Figura 1.2).

3.3.4 El Alto estructural de la Sierra de Tantima

López (1972) relaciona el bloque Tantima-Otontepec con el bloque O (Figura 3.8), mientras que Sánchez (1961) habla de una prominencia topográfica que existía en el Jurásico Medio y que denominó Isla de Tantima-Aguada. Gibson (1952) ubica a la Sierra de Tantima a 8 kilómetros de la hacienda de la Aguada y la define como una estructura de médula granítica rodeada de material efusivo.

Robin (1976), describe a la Sierra de Tantima como un pequeño macizo constituido por derrames basálticos sobrepuestos, que descansan sobre los sedimentos oligocénicos. En las inmediaciones de la Sierra de Tantima, Viniegra y Suárez (1951) encuentran el material ígneo, entre ó sobre los depósitos miocénicos, pirometamorfizándolos e intrusionándolos. Para Robin (1976), la estructura general es propia de un vulcanismo

muy fluidal, de gran extensión, dentro de la cual los derrames no tienen buzamiento; en esta zona el magma se emplazó en un valle y posteriormente fue puesto en relieve por la erosión. Este último autor supone que la base del edificio se sitúa al nivel actual de erosión de los llanos, a la altura de 220 m; y en la cima, se encuentran los derrames como bloques. Sobre el lado norte del pueblo de Tantima hasta la cima, Robin (1976) identificó una docena de derrames diferentes, compactos y, en ocasiones, prismáticos sin intercalaciones sedimentarias ni material piroclástico; los basaltos son intermedios en la base de la sierra, le sigue un emplazamiento de basaltos calcoalcalinos cubiertos por un basalto dolerítico de olivino (375 m); después vienen derrames de basalto andesítico de augita y a 540 m de altura se vuelven a encontrar basaltos calcoalcalinos. La segunda parte de la serie la conforman derrames alcalinos, a partir de los 700 m, y constituyen la cima de la sierra.

En el estudio geológico de la Sierra de Tantima y sus vecindades, que realizaron Viniegra y Suárez (1951) encontraron que la estructura morfológica de la sierra, se extiende de NE-SW, con ensanchamientos y adelgazamientos que indican efusiones de material ígneo por fisura, esto junto con extensos vestigios de material piroclástico y explosiones violentas, depósitos de basaltos y doleritas sobre clásticos ácidos (andesíticos), que indican dos ó más períodos de vulcanismo. Cuellos de menor altura se agrupan en las vecindades de la sierra con mayor o menor frecuencia, según la dirección del fracturamiento principal (Figura 3.9).

Tanto el área que ocupa la Sierra de Tantima y sus vecindades, como la zona sur, están enmarcadas por las fallas de Tamalinillo-Tancoco, Tepezintla, la Campechana y la Laja, entre otras. Las principales direcciones u orientaciones en este sistema de fracturamiento y afallamiento están dadas, en el primer caso, por la dirección general de las extrusiones de la Sierra de Tantima y, para el segundo, por el levantamiento de la Faja de Oro (Viniegra y Suárez, 1951) (Figura 3.4).

De acuerdo a la posición de las fallas existentes, se supone que el desarrollo de esta sierra fue Post-Mioceno, aunque es probable que la zona ya se encontrara fracturada y afallada o hubo dos o más períodos de acomodamiento (Viniegra y Suárez, 1951). Robin (1976) menciona que fases de distensión permitieron la llegada de un magma intermedio y otro alcalino, a través de fisuras en el Plioceno.

Viniegra y Suárez (1951) encontraron en esta zona, que la fauna es aislada en forma de bancos calcáreos ocasionales, ricos en *Lepidocyclina* (Cerro de Chinampa) y *Pelecípodos* (flanco NE de la Sierra de Tantima) propios de la formación Mesón. De igual manera, identificaron estratos de caliza arenosa muy rica en fósiles (*Pelecípodos* y fragmentos de ellos) en la zona de la Campechana, Amatlán y Arroyo de Tancoco, no formando horizontes definidos sino como accidentes deposicionales lenticulares. El espesor máximo de esta formación es de 300 m, en las cercanías de Amatlán, y presenta un fuerte echado en el camino a Gutiérrez, Arroyo de Tantima y camino Tamalín-Tancoco. También se observaron plegamientos recumbentes en el camino Tamalín-Amatlán, con sus ejes mayores orientados de NW a SE. De igual manera, en el camino de Tamalín a Amatlán, en el Arroyo de Tancoco y Copaltilla observaron plegamientos de gran intensidad en calizas fosilíferas, que denotan desplazamientos horizontales post-miocénicos, algunos de los cuales guardan relación con la actividad ígnea (Arroyo de Tancoco y Copaltilla).

Viniegra y Suárez (1951) afirman, que la falla de Tamalinillo-Tancoco es la que marca la división de las estructuras de Tantima, Faja de Oro y Tamabra, debido a que la formación Chapopote se encuentra en contacto directo con la formación Palma Real inferior, en lugar de los clásticos gruesos de la formación Horcones (Figura 3.4); esta última formación, se encuentra bien desarrollada al oriente del sistema de fallas. Por otro lado, estos autores definen un desplazamiento entre la zona de Tepezintla y la de Tantima, que se acentúa en las cercanías de Amatlán, donde la zona de Tantima es más baja que la de Tepezintla, por lo que las formaciones del Oligoceno se encuentran bien desarrolladas, en la primera. También consideran que la Sierra de Tantima marca el

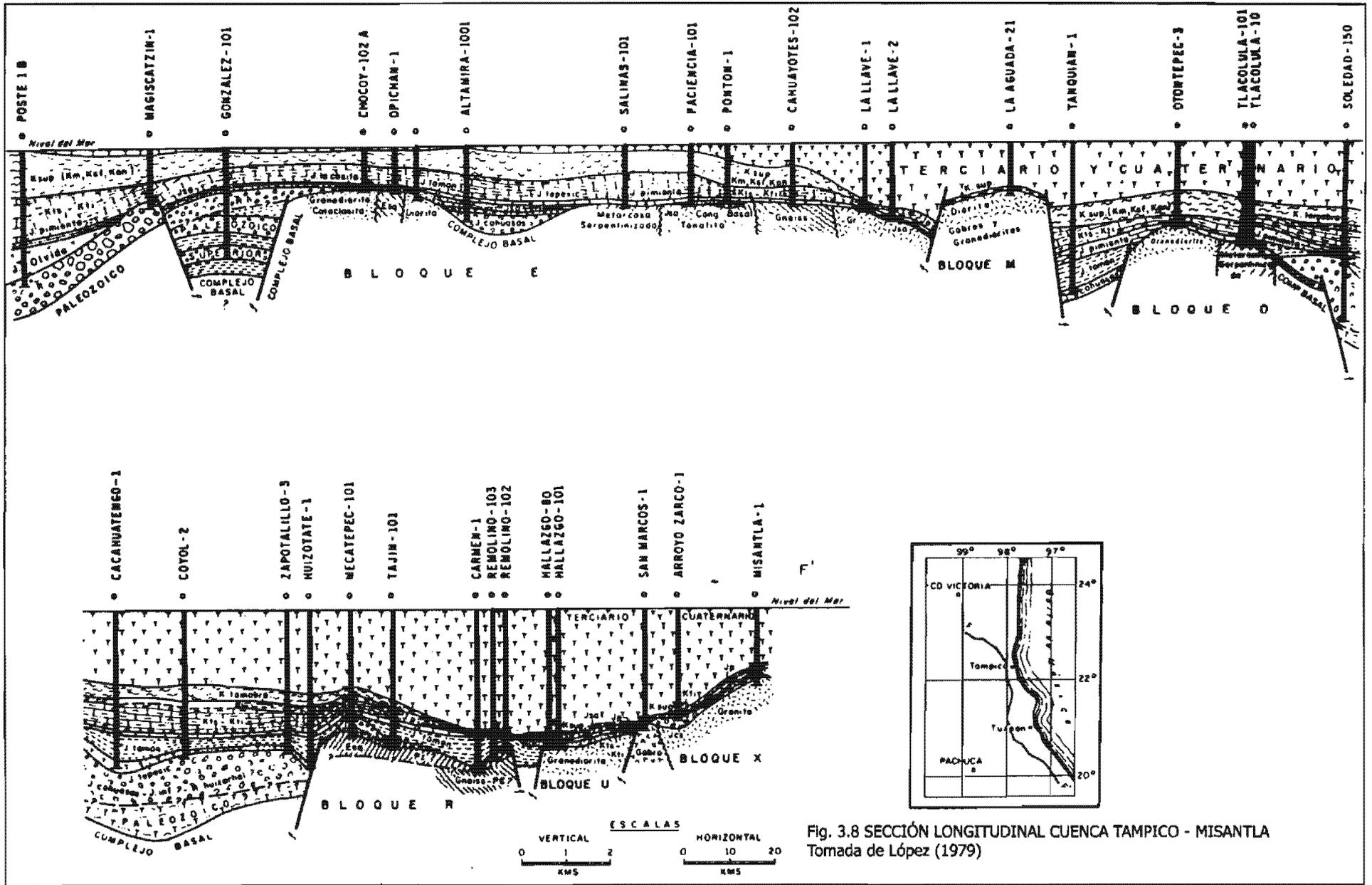
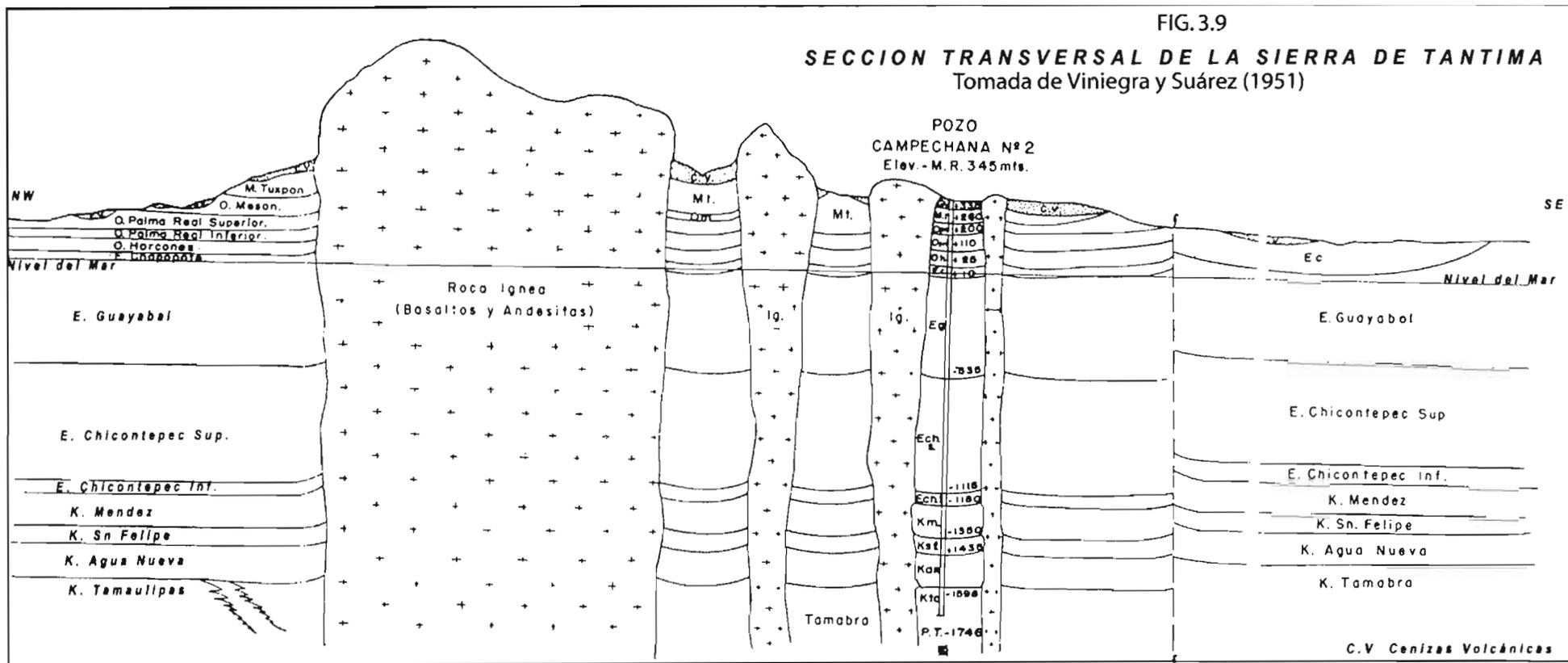


Fig. 3.8 SECCIÓN LONGITUDINAL CUENCA TAMPICO - MISANTLA
Tomada de López (1979)

FIG. 3.9

SECCION TRANSVERSAL DE LA SIERRA DE TANTIMA
 Tomada de Viniegra y Suárez (1951)



límite de separación de este desplazamiento y, por lo tanto, ocupa el área de mayor fractura y afallamiento.

3.3.5 La Laguna de Tamiahua

Como un elemento complementario, se mencionan algunas características de la Laguna de Tamiahua. Ayala (1969) la considera como una típica albufera salobre con circulación restringida y una profundidad media de 2 a 3 m. Cruz (1968) dice que aún no existe un estudio sistemático sobre la formación de la Barrera de Cabo Rojo, pero que probablemente pudo haberse formado debido a la existencia de arrecifes coralinos, que sirvieron como base al depósito de arena. El material que la conforma, debió ser aportado a la plataforma continental por los ríos de la región en épocas en que el nivel del mar era más bajo que el actual. Posteriormente estas arenas debieron ser transportadas por las corrientes litorales, oleaje y tormentas a la posición que ocupan, al alcanzar el mar su nivel actual. Por otro lado, el mismo autor habla de una probable barrera arenosa anterior a Cabo Rojo, de la cual la Isla Juana Ramírez y la Isla del Toro y, tal vez, la Isla del Idolo son consideradas como vestigios. Sobre esta última isla, se piensa que formó parte del sistema deltaico del Río Tancochín y que después fue separada al formarse el actual canal entre la isla y la tierra firme.

3.4 HISTORIA GEOLÓGICA DE LA CUENCA TAMPICO-MISANTLA

Tanto la región hidrográfica de la Laguna de Tamiahua, así como toda la cuenca Tampico-Misantla, fueron afectadas por varias orogenias desde fines del Paleozoico (Pérmico). Los movimientos (verticales y horizontales) de la Orogenia Apalachiana dividieron el basamento en varios bloques, los cuales estuvieron activos hasta el Jurásico medio (López, 1972).

Muchos bloques principalmente graníticos, como la Sierra de Tamaulipas, el área de la Aguada y de Arenque permanecieron elevados hasta el Jurásico superior o bien se

erosionaron durante ese tiempo; de igual manera, las fosas prevalecieron hasta el Jurásico, donde se desarrollaron mares someros (López, 1972; Sánchez, 1961).

Durante el Jurásico superior, hubo una gran transgresión marina formándose sobre los bloques que permanecieron cerca de la superficie de las aguas del mar, rocas calcareníticas con abundantes oolitas (formación San Andrés) (López *op. cit.*).

Cretácico

A fines del Jurásico y principios del Cretácico, la Orogenia Nevadiana se manifestó en grandes basculamientos, quedando porciones de sedimentos pre-Cretácicos expuestos a la erosión (López, 1972).

Durante el Cretácico medio sucedieron dos transgresiones marinas entre un período de esfuerzo tangencial intenso. En la primera, el mar invade la mayor parte de las tierras emergidas, desde el Albiano inferior hasta el Gault o el Vraconiano, y se inicia el depósito de las calizas densas de la formación Tamaulipas superior (Gibson, 1952). En el área de la Faja de Oro probablemente se formó la plataforma con las dimensiones delineadas por el conjunto de campos petroleros, que en ella se encuentran; iniciando así el depósito de biohermas de rudistas de la formación El Abra. De igual manera, sucede con la formación Tamabra. Posteriormente, estos depósitos son plegados y levantados por un esfuerzo tangencial de gran intensidad, resultando, por un lado, la estructura arrecifal de la Faja de Oro, y por otro, una gran cantidad de clásticos calizos que conformaron los depósitos de la formación Tamabra (Gibson *op. cit.*). A este respecto, Flores (1955) dice que en el transcurso del Albiano inferior la margen oeste de la Faja de Oro se levanta, funcionando como masa resistente el complejo granítico de la Aguada-Comales. De acuerdo con estas observaciones, se puede concluir que los depósitos arrecifales son plegados y, al mismo tiempo, se levanta la margen occidental del conjunto de ellos.

En la segunda transgresión marina, del Cenomaniano superior al Campaniano (Cretácico superior), la estructura granítica de la Aguada queda muy cerca de la superficie del mar, lo que evita el depósito de los sedimentos de la formación Agua Nueva, pero no los de la formación San Felipe y Méndez, mientras que en la Sierra de la Faja de Oro, estos sedimentos cubren las áreas más bajas (Gibson *op. cit.*). Para fines del Cenomaniano y principios del Huroniano, Flores (*op. cit.*) define una serie de movimientos y oscilaciones N-S y E-W, que dejaron la parte norte y sur, arriba del arrecife; la erosión de las cimas se intensifica al igual que el depósito masivo de material clástico en la margen oeste, engrosando la formación Tamabra.

López (1959) y Mata (1954) suponen que la masa arrecifal de la Faja de Oro, originalmente fue plana, iniciándose a fines del Cretácico y principios del Eoceno un movimiento de balanceo, que dejó emergida la parte occidental de dicha masa.

Terciario

El movimiento tangencial de la Orogenia Laramídica, fines del Cretácico superior y principios del Terciario, pliega los sedimentos del Geosinclinal Mexicano que conforman la Sierra Madre Oriental y levanta la estructura de la Faja de Oro y el promontorio de médula granítica de la Aguada, quedando solo un brazo de agua entre la Sierra Madre Oriental y las estructuras de la Faja de Oro y de la Aguada, denominado cuenca (Antefosa) de Chicontepec (Gibson *op. cit.*; Ruiz, 1953).

Eoceno

En el Eoceno inferior y durante el Eoceno medio, como parte de la Orogenia Laramide se inicia un descenso en la porción SW de la cuenca, formándose cuencas (Chicontepec) de máxima depositación, en las cuales se acumula una gran cantidad de sedimentos derivados del proceso de intensa erosión a que estuvieron sujetas las tierras elevadas, estos sedimentos constituyen la formación Chicontepec y Velasco. Hacia el oriente de la

cuenca de Chicontepec los mares se vuelven someros y los sedimentos de esta etapa sufren un adelgazamiento, debido a la presencia de los cuerpos arrecifales, el alto de la Aguada y a la Sierra de Tantima (Ruiz *op. cit.*; Gibson, 1952).

También se formaron deltas de dimensiones considerables y una serie de pantanos marginales; a este respecto, Carrillo (1980) habla de un paleocañón denominado Bejuco-La Laja, que se encuentra en una depresión ubicada entre la margen noroccidental de la Faja de Oro (norte) y la porción sureste del buzamiento del Arco de Tamaulipas. Este elemento consiste de una garganta sepultada, que cortó taludes continentales antiguos y que fueron originados por deltas ancestrales y a los valles zigzagueantes, en forma de V, con muchos tributarios. Las formaciones afectadas van del Jurásico superior al Paleoceno y, el hiato fue ocupado por una sección sedimentaria arcillo-arenosa y conglomerática en la porción basal de edad Eoceno-Oligoceno; sedimentos que se derivaron de la plataforma de Tuxpan. Este paleocañón fue identificado, por primera vez, en los pozos petroleros de la antigua Faja de Oro (norte), en donde las calizas arrecifales están cubiertas por sedimentos del Eoceno.

Para el Eoceno superior, la Orogenia Laramide sufre su máximo paroxismo, levantando intensamente los sedimentos mesozoicos del Eoceno para constituir la Sierra Madre Oriental; mientras al oriente, la plataforma de Tamaulipas sufre un descenso, quedando los sedimentos del Eoceno superior inclinados hacia el oriente. De esta manera, en el oriente se desarrollan condiciones de mares profundos, donde se deposita la facie arcillosa Chapopote y, hacia occidente, bajo condiciones de mares someros, se depositan los conglomerados de la formación Tantoyuca (Ruiz, 1953).

El área de la Aguada permaneció fuera del nivel de agua desde el Cretácico superior hasta el Eoceno superior, en que es invadida por el mar y se deposita parte de la formación Guayabal; a esta etapa le sigue un movimiento plegante y luego un período de subsidencia en que se deposita la formación Chapopote y Tantoyuca, que representan la última etapa del Eoceno (Gibson *op. cit.*). Con el descenso de la

plataforma de Tamaulipas se inicia el hundimiento del anticlinal de la Faja de Oro, que se consuma con el depósito de los sedimentos oligocénicos (Flores, 1955) (Figura 3.10).

Oligoceno

En el Oligoceno, Cabrera y Lugo (1984) definen una serie de intensos movimientos verticales que propician el desarrollo de fallas de crecimiento y dan lugar a un aporte abundante de clásticos representados por la bipolaridad de litofacies somero-profundo de las formaciones Horcones-Palma Real inferior y Palma Real superior-Mesón respectivamente. Para el Oligoceno inferior prevalecía una estabilidad relativa, lo que permitió el depósito en forma continua de sedimentos finos, con la presencia de material volcánico; los terrenos eran bajos con clima húmedo y erosión de baja intensidad. Esta relativa estabilidad se interrumpió a partir del Oligoceno medio, a causa de los movimientos póstumos de la Orogenia Laramide, o tal vez, a principios de la Orogenia Cascadiana. Una serie de regresiones y transgresiones marinas establecieron pequeñas cuencas de evaporación, así como cuencas de desarrollo arrecifal. El azolvamiento de las cuencas cercanas a la costa se intensifica (Ruiz *op. cit.*), proceso que a fines del Oligoceno, marca el retiro de la línea de costa.

Mioceno

Cabrera y Lugo (*op. cit.*) señalan que en el Mioceno inicia con un nuevo basculamiento relacionado con fenómenos de subsidencia; los sedimentos son transgresivos (clastos gruesos en la base y finos en la cima) y depositados en aguas poco profundas conformando la formación Tuxpan. Para el Mioceno medio, los sedimentos finos en la base y gruesos en la cima indican un período regresivo, mientras que en el Mioceno superior la secuencia de sedimentos arenosos a arcillosos, en la cima del Tuxpan, se considera como transgresiva. En el período final del Mioceno, la margen del Golfo de México empieza a levantarse, retirándose los mares hacia el oriente.

3.5 ESTRATIGRAFÍA DE LA CUENCA TAMPICO - MISANTLA

En la cuenca Tampico-Misantla los afloramientos más antiguos en la superficie corresponden al Cretácico medio y los más recientes al Mioceno, (Sotomayor, 1954). Desde un enfoque sedimentológico, Cabrera y Lugo (1984) ubican esta cuenca dentro de los sistemas deposicionales terciarios, los cuales consisten en la distribución de las líneas de costa del Paleoceno al Plio-Pleistoceno, en franjas burdamente paralelas a la línea de costa (Figura 3.11); de esta manera, los sedimentos más recientes aparecen conforme se acercan a la línea de costa. Estos sedimentos fueron depositados por mares regresivos sobre la margen del continente y presentan buzamientos suaves hacia el oriente (Quezadas, 1961). En el área de estudio prevalecen las mismas condiciones litológicas, solo que los afloramientos superficiales de mayor grosor corresponden al período del Oligoceno-Mioceno marino de la Planicie Costera del Golfo de México (Gibson, 1952).

Basamento

Idealmente, el basamento está constituido por un conjunto de rocas metamórficas ó ígneas, debajo del cual no aparece ninguna secuencia sedimentaria o quiebre estructural, y se le denomina así porque sostiene o sirve de base a una secuencia estratigráfica de sedimentos. El basamento en la cuenca Tampico-Misantla es ígneo, pues las rocas más persistentes en él, son las rocas plutónicas ácidas, como granito, tonalita, granodiorita, grabo y diorita en un 70.1% y en un 23.9% por rocas metamórficas, como esquisto, gneisse y metacuarcitas (López, 1972). Este basamento forma parte del batolito o conjunto de cuerpos intrusivos denominado Plataforma de Tamaulipas (Quezadas *op. cit.*; Sánchez, 1961).

En el área de la Aguada, la columna geológica se derivó de la información obtenida en los pozos de la Aguada, Comales y Pitahaya 101 (Figura 1.1, Figura 1.2). En estos se tocó el basamento a 1,362, 1,205 y 1,695 m de profundidad respectivamente, el cual

FIG. 3.10 ESQUEMA TECTÓNICO SEDIMENTARIO "CUENCA TAMPICO-MISANTLA"

Tomada de Cabrera y Lugo (1984)

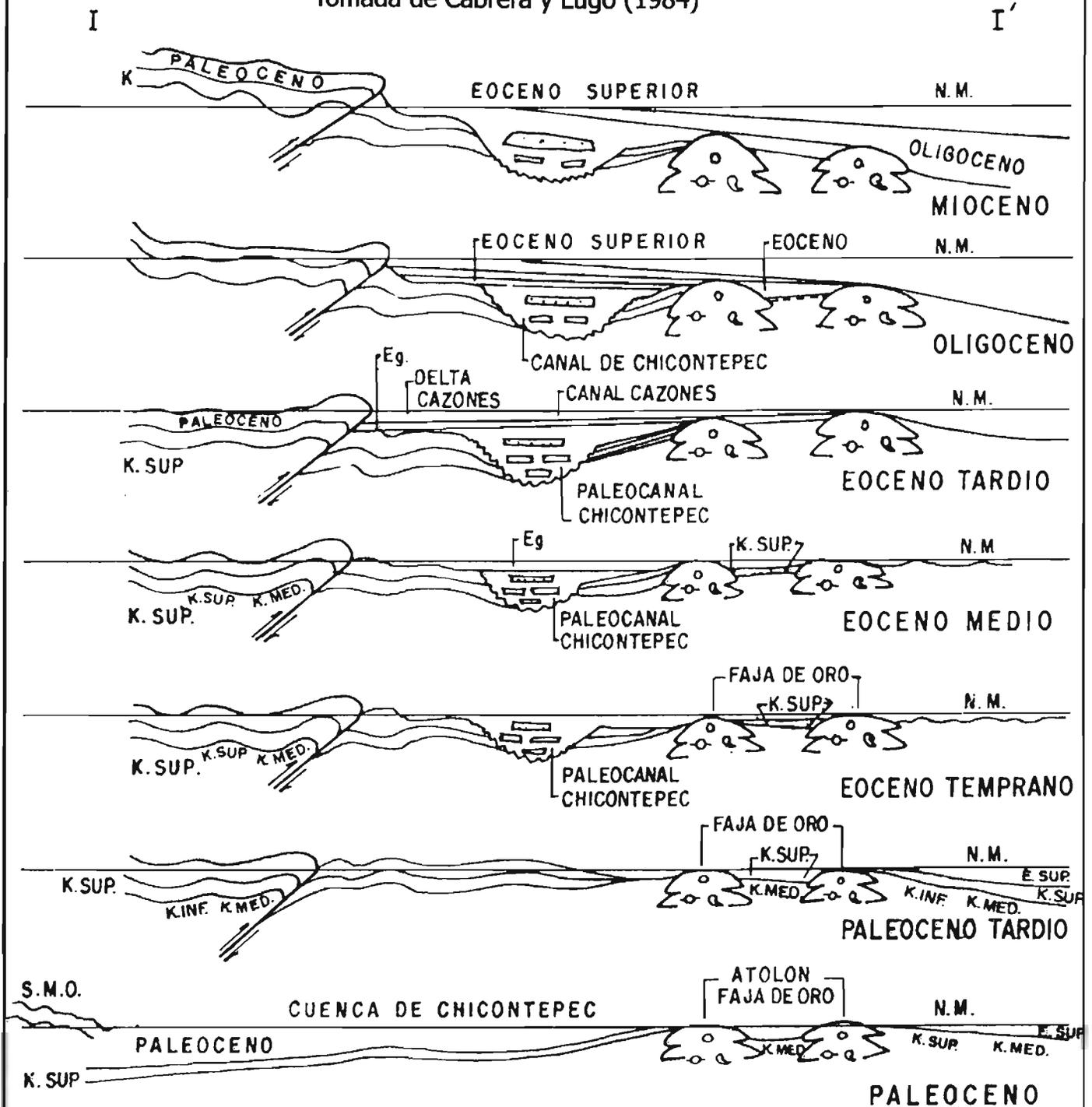
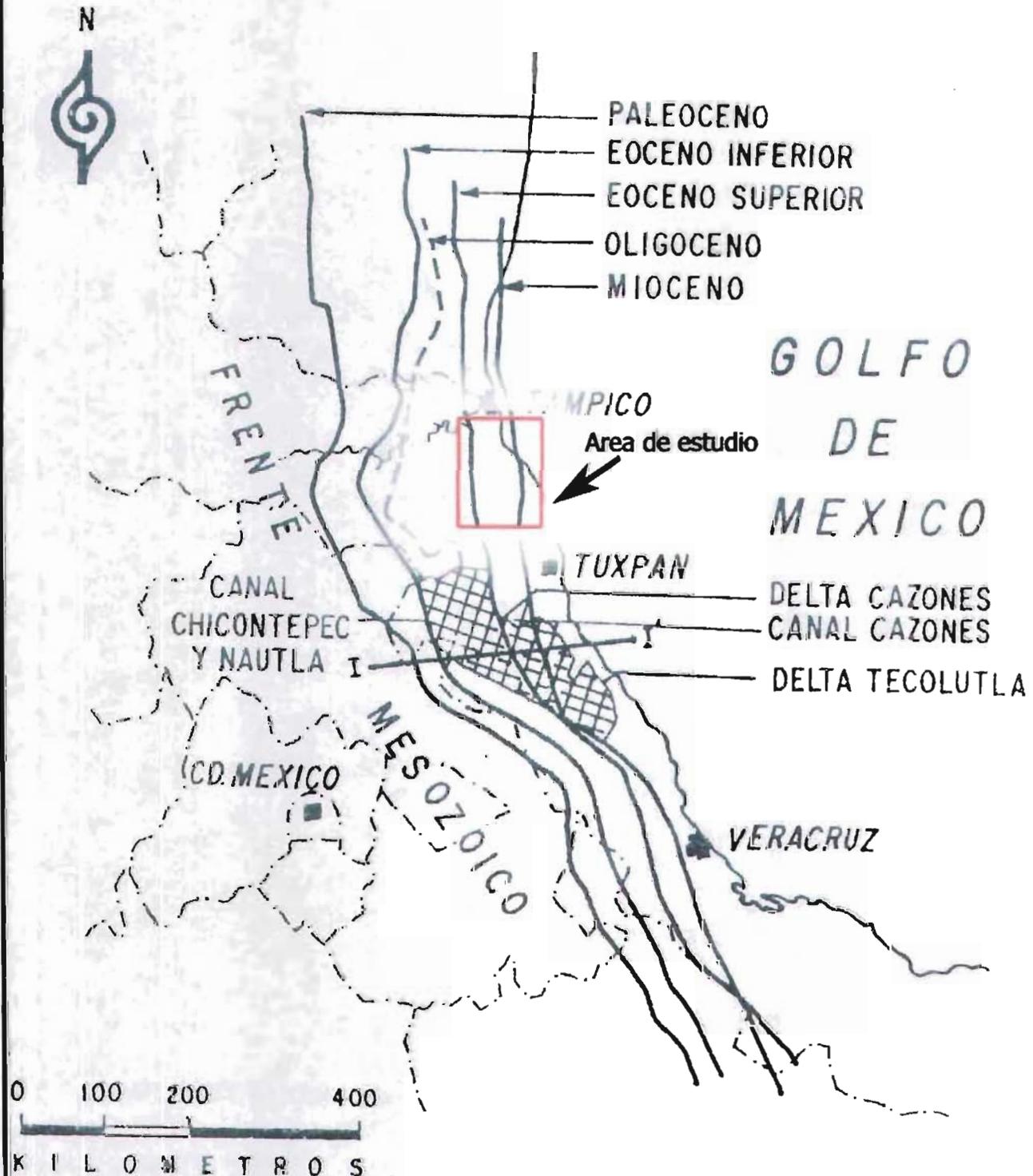


FIG. 3.11

SISTEMAS DEPOSITACIONALES Terciarios "CUENCA TAMPICO-MISANTLA"

Tomada de Cabrera y Lugo (1984)



consiste de roca granítica. De igual forma, la Sierra de Tantima, que se encuentra a 8 kilómetros al sur de la Aguada, presenta médula granítica rodeada de material efusivo (Gibson *op. cit.*). Tanto en la Sierra de la Faja de Oro, como al oriente de esta estructura, no se conoce aún el basamento, puesto que las rocas más antiguas que se han logrado tocar en los pozos de la Faja de Oro son la parte superior de los depósitos arrecifales, que datan del Cretácico medio (López, 1952; Nigra, 1951) (Figura 3.12).

Cretácico

La columna estratigráfica se inicia con los depósitos del Cretácico medio, el cual se compone de dos facies, una de aguas profundas y una de aguas someras; la primera corresponde a la facie Tamaulipas superior, y la última, se divide en tres facies: mixta, arrecifal y dolomítica (Nigra *op. cit.*). La facie Tamaulipas superior (densa) la integran calizas macizas de color gris a oscura, tiene una distribución muy extensa en la cuenca, aunque está ausente en la parte central del E y SE. Se encuentra bien desarrollada en la Sierra de Tamaulipas, en los pozos de San José de las Rusias, en los campos de la región Tampico-Ebano y, hasta 70 kilómetros al sur del Río Pánuco, en donde Gibson (1952) encuentra que el espesor de estos depósitos es de 46, 8 y 190 m, información obtenida de los pozos Aguada 11 y 14, y Pitahaya 101 (Figura 1.1, Figura 1.2) respectivamente. Si se toma en cuenta que el espesor normal de la facie Tamaulipas es del orden de los 300 a 400 m, se deduce que la transgresión marina que cubrió a esta zona durante el Albiano inferior hasta el Gult o Vraconiano, le afectó en menor tiempo. Por otro lado, debido a la presencia de los crecimientos arrecifales de la Faja de Oro, y al posterior levantamiento que sufrió esta estructura, no se le encuentra, lo mismo sucede en el área de Tantima (Figura 3.13).

Continuando con Nigra (*op. cit.*), la formación El Abra (arrecifal) de carácter de caliza porosa tiene una extensión considerable, tanto en la superficie como en el subsuelo; en la zona de estudio los depósitos de subsuelo son extensos, siendo su manifestación más notable la Faja de Oro, que se extiende de la región de Cabo Rojo en la Laguna de

Tamiahua hasta un poco al sur de Tecolutla, Veracruz. Su espesor es variable debido a su carácter de caliza de arrecife orgánico y, por los levantamientos diferenciales de su base en distintos lugares (Figura 3.13).

Flores (1955) dice que la Faja de Oro está constituida por biohermas lenticulares que presentan un núcleo arrecifal compuesto de Rudistas, Nerineas, Lima, Orbitulina y Pecten, todos cementados por un lodo calcáreo, y una zona periarrecifal integrada por un conjunto faunístico semejante al núcleo, solo que predomina el material clástico de origen orgánico. Los biohermas de rudistas de la Faja de Oro se concentran al contorno delineado por la cresta y el flanco occidental, para disminuir hacia el oriente, dentro de una extensión más o menos próxima a esta área hasta desaparecer por completo y dar lugar a la facie de Miliólidos. Esta última posiblemente se desarrolló en las zonas bajas del bioherma.

Existen varios estudios que describen las características de la secuencia encontrada en los pozos petroleros (Figura 1.21, Figura 1.2) ubicados en la formación Tamabra, Abra y al este de la Faja de Oro y que a continuación se mencionan:

En el pozo Naranjos no. 24 donde se penetró hasta 960 m, sin salir de la facie Abra, se encontró una caliza de grano fino, de consistencia maciza, textura porosa con bastantes Rudistas y Miliólidos; se localiza en el norte de la Faja de Oro, mientras que al sur en el pozo PennMex Jardín 35, se tocó la cima del Abra a los 680 m (Nigra *op.cit.*). López (1952) menciona que al oriente de la Faja de Oro, en el campo petrolero Solís se alcanzó la cima a 650 m, en donde consta de una serie alternada de calizas microcristalinas con Miliólidos, tobas bentoníticas verdes y calizas semicompactas con impregnación de aceite. En el pozo del Cincuenta se encontró la caliza a 871 m. En el pozo San Sebastián se perforó hasta 5 m dentro de la caliza del Abra con Miliólidos. Los yacimientos de explotación de Toteco y Cerro Azul se encuentran en el Abra (Mata, 1954). Para el área de estudio los campos que se ubican en la formación el Abra son:

FIG.3.12 ESQUEMA MOSTRANDO LA RELACION ENTRE
LAS ESTRUCTURAS DE LA CALIZA
Y EL BASAMENTO

JUAN CASIANO

795 MLGLS

Tomada de Salas (1951)

ESCALA: H= 1:100,000
V= 1:20,000

SAN SEBASTIAN

695 MLGLS

NIVEL DEL MAR

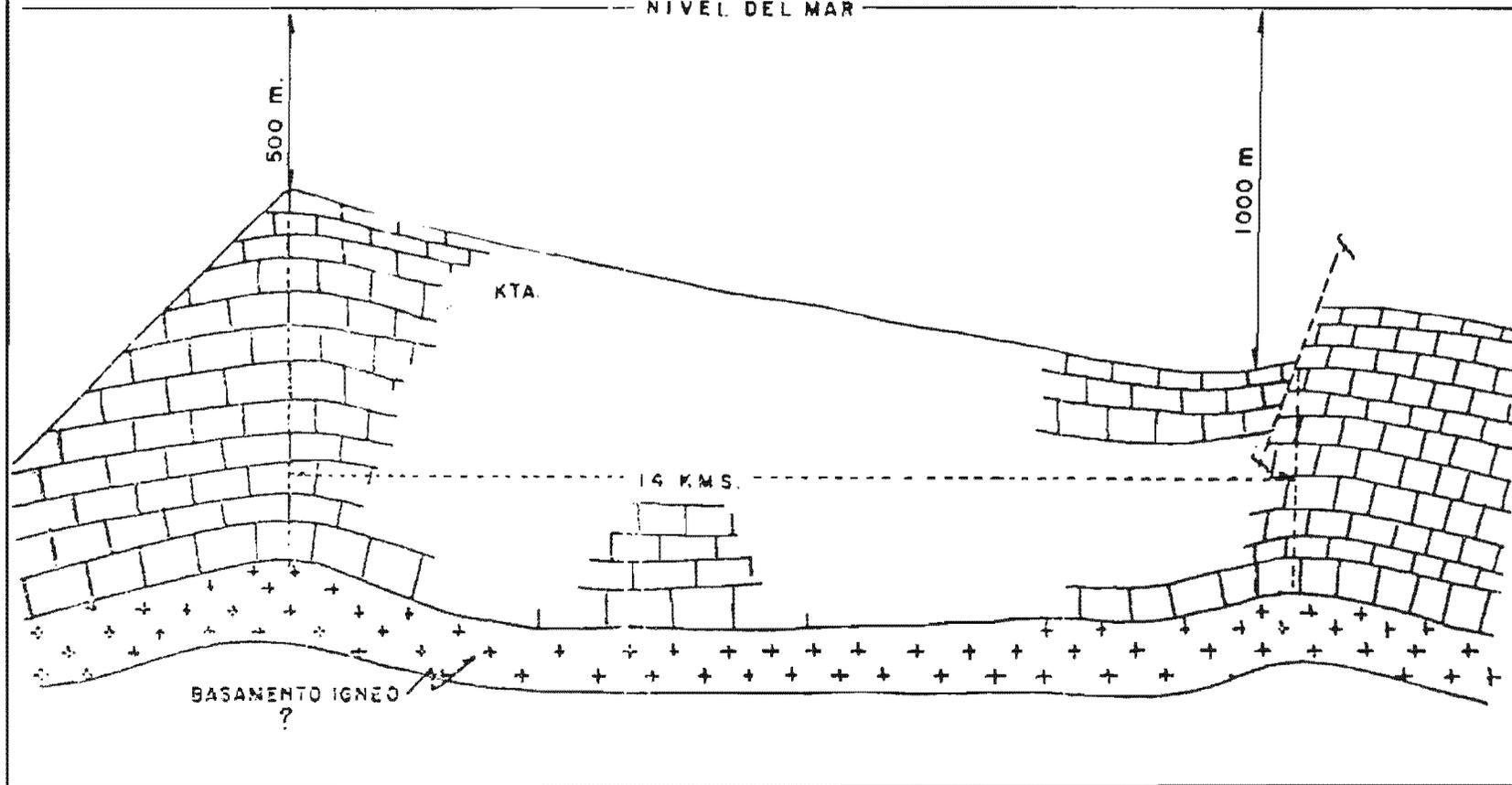
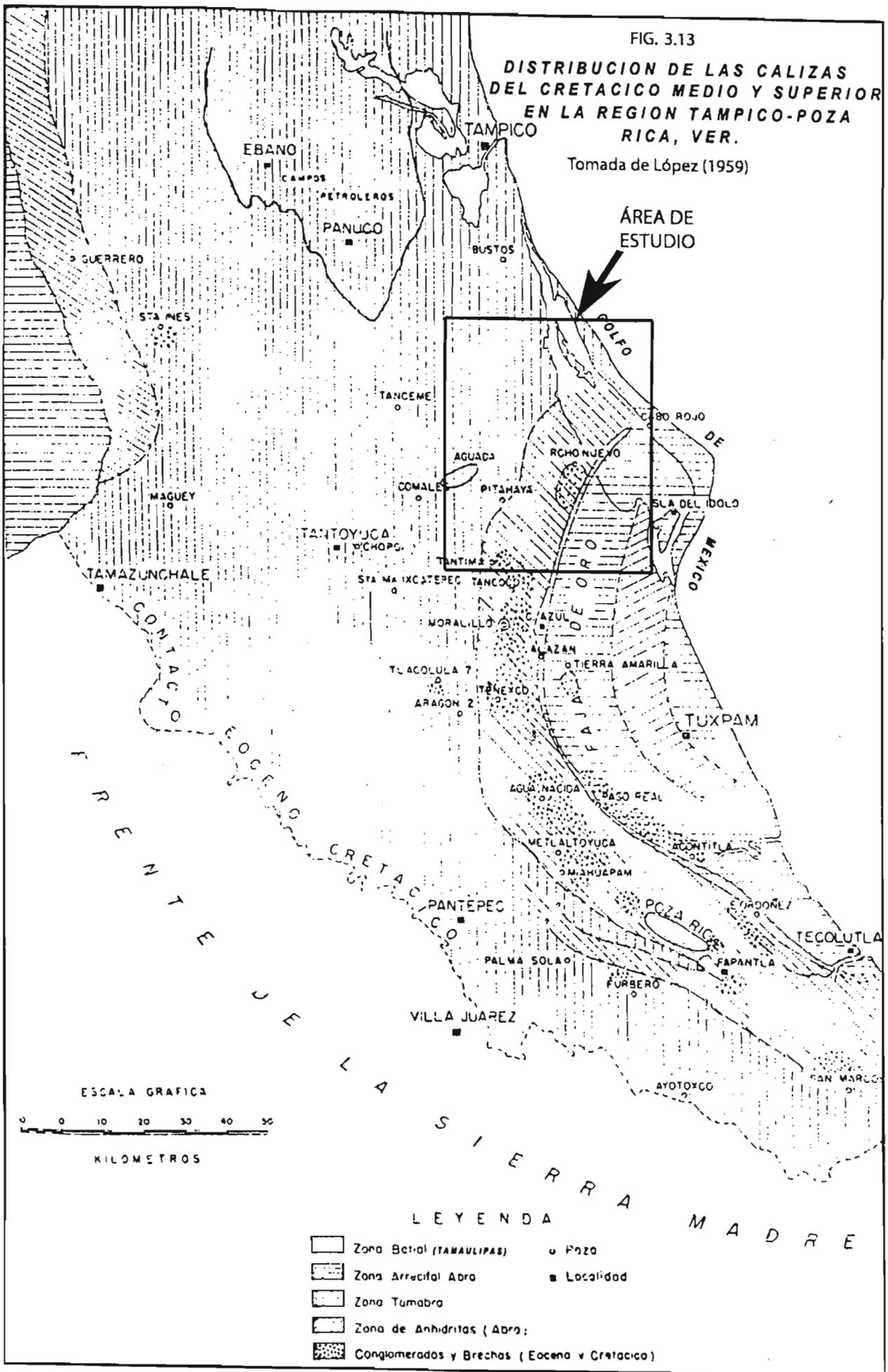


FIG. 3.13

DISTRIBUCION DE LAS CALIZAS DEL CRETACICO MEDIO Y SUPERIOR EN LA REGION TAMPICO-POZARICA, VER.

Tomada de López (1959)



- LEYENDA**
- Zona Betal (TAMAUlipas)
 - Zona Arrecifal Abra
 - Zona Tumabra
 - Zona de Anhidritas (Abra)
 - Conglomerados y Brechas (Eoceno y Cretacico)
 - Pozo
 - Localidad

San Gerónimo, San Diego, Chiconcillo, Tepetate (Naranjal), Chinampa, Amatlán, Zacamixtle y Toteco (Mata *op. cit.*) (Figura 3.3).

Nigra (*op. cit.*) define la formación Tamabra (mixta) como una facie intermedia de la caliza densa y la de arrecife. Su carácter transicional radica en que está integrada por, calizas menos compactas y densas que las adyacentes de origen batial, y por calizas ligadas al arrecife. Las calizas menos compactas y densas corresponden a la formación el Abra, acumulada en aguas someras, mientras que las calizas macizas de origen batial forman parte de la formación Tamaulipas; de ello que la palabra Tamabra provenga de la unión de Tamaulipas y el Abra. En el subsuelo, se encuentra en la región de Poza Rica, en la orilla occidente de la Faja de Oro y en Moralillo. En los pozos Pitahaya, Tamijuí y Tamontao se encontró la caliza Tamaulipas y Tamabra, a pesar de ubicarse en el sinclinal formado por el anticlinal de la Faja de Oro y el domo granítico de la Aguada (López, 1952). En los pozos perforados en Tancoco y La Campechana se identificó una zona de transición entre la formación Agua Nueva y la Tamabra (Mata, 1954).

Flores (1955) supone que a fines del Cenomaniano, se desarrolló el depósito de dolomitas en la base y al interior de la formación Tamabra con relación directa al desarrollo de una franja profunda al oeste de la Faja de Oro. De igual manera, la presencia de evaporitas al este de la Faja de Oro indican que el borde continental se levantó dejando una parte lagunar cerrada con comunicación intermitente al mar abierto. Las aguas marinas de este período debieron contener un alto porcentaje de carbonato de magnesio que hizo posible el proceso de dolomitización. Nigra (1951) habla de una facie Tamiahua, caracterizada por una caliza blanquizca a gris oscura finamente porosa a veces de grano homogéneo y con cristalitas euhedrales de dolomita; y la clasifica como la parte post-arrecifal del Cretácico medio.

Después de que los sedimentos de la formación Tamaulipas y el Abra son plegados y levantados, el mar invade las tierras emergidas del Cenomaniano superior al Campaniano y mientras las rocas del Cretácico superior se depositan en las áreas

deprimidas, la estructura arrecifal de la Faja de Oro continua creciendo; el bloque granítico de la Aguada queda muy cerca de la superficie del mar, lo que evita el depósito de la formación Agua Nueva y parte de la formación San Felipe. Esta última formación, se describe como una serie de calizas con intercalaciones de margas, en una potencia media de 200 m; le sobreyace la formación Méndez, integrada por lutitas margosas bastantes uniformes con algunas zonas bentoníticas, capas delgadas de ceniza volcánica y calizas impuras en las proximidades de la base. Durante el Maestrichtiano, se manifiestan los primeros movimientos de la Orogenia Laramide, evitando que se depositara la formación completa, además del fracturamiento y afallamiento a que son sometidas las rocas existentes (Gibson, 1952).

Mata (1954) dice que en ninguna parte de la de la Faja de Oro se encuentra la secuencia estratigráfica completa, lo que demuestra que el arrecife estuvo sujeto a movimientos de emersión e inmersión durante el depósito de los sedimentos posteriores a la caliza del Abra. Durante el depósito de la formación Méndez toda el área debe haber estado sumergida, ya que se encuentra presente en casi toda la estructura, excepto en la zona norte donde se encuentran pequeños vestigios de la formación Méndez y de la Velasco, lo que indica que posiblemente fueron erosionados antes de depositarse los sedimentos más jóvenes. Flores (*op. cit.*) explica que al final del Cretácico medio y principios del Eoceno la plataforma de la Faja de Oro experimentó una serie de oscilaciones N-S y E-W, que levantaron la parte sur y norte, erosionando los sedimentos cretácicos.

Paleoceno

Cabrera y Lugo (1984) afirman que en toda la cuenca Tampico-Misantla, el Paleoceno se caracteriza por un paquete de sedimentos arcillosos y arenosos con alternancia de areniscas y conglomerados, en algunos casos, y por abundantes especies pelágicas. El Paleoceno inferior está integrado por sedimentos arcillosos con abundantes especies planctónicas, que se depositaron en un ambiente de aguas profundas; a este conjunto

de sedimentos se le denomina formación Velasco basal, la cual no rebasa los 600 m de espesor. Para el Paleoceno superior, se reconocen dos litofacies isócronas: una arcillosa, formación Velasco medio, de aguas profundas con abundantes especies planctónicas y la segunda, arcillo-areno-conglomerática de facie turbidítica y de aguas someras denominada formación Chicontepec medio (Cabrera y Lugo *op.cit.*). Al oeste de la Faja de Oro, la formación Méndez y la Velasco contienen una gran cantidad de materiales clásticos provenientes de la erosión de la cima del arrecife (Figura 3.13).

Eoceno

Ruiz (1953) encuentra que los sedimentos del Eoceno están constituidos por una serie de lutitas, lutitas arenosas, areniscas y conglomerados en sus diferentes facies; todas ellas producto de la desintegración de las rocas cretácicas y precretácicas e incluso de las mismas rocas eocénicas. La textura de los sedimentos indica las etapas del ciclo de diastrofismo de sedimentación durante la Revolución Laramide en la cuenca Tampico-Misantla, que se inician en el Cretácico superior y principios del Eoceno. Las rocas precretácicas y cretácicas comienzan a emerger conformando la Sierra Madre Oriental y, casi de manera simultánea, se inicia una etapa intensiva de erosión, los sedimentos arrancados son depositados en el fondo del mar por los ríos consecuentes que debieron haberse desarrollado y prevalecido durante el Terciario y quizás hasta nuestros días.

El mar que cubría al área de estudio, pasa de aguas profundas a mares someros, debido al levantamiento de la estructura de la Faja de Oro y del promontorio de médula granítica de la Aguada, estructuras que quedan separadas de la Sierra Madre Oriental por un brazo de agua intermedio denominado cuenca (Antefosa) de Chicontepec; de esta manera, la zona de la Aguada permanece fuera del nivel de agua desde el Cretácico superior hasta el Eoceno superior, en que es invadida por el mar y se deposita parte de la formación Guayabal; es decir, que las formaciones Velasco, Chicontepec y Aragón están ausentes en los pozos de la Aguada, mientras que en el pozo Pitahaya 101 (en el sinclinal formado por el Alto de la Aguada y la Faja de Oro), la formación Velasco

se encuentra bien desarrollada y la formación Aragón con una potencia común (Gibson *op. cit.*; Ruiz, 1953).

La formación Aragón indica una continuidad en los depósitos de tipo arcilloso y de aguas profundas, que caracterizan a las formaciones anteriores, y se distingue de ellas por el tipo de fósiles que predominaron en cada período; está constituida por una serie de lutitas grises, que se depositaron hasta la base del Eoceno medio (Cabrera y Lugo *op. cit.*).

Con movimientos orogénicos poco intensos y bajo condiciones de aguas profundas, en el Eoceno medio se depositó la formación Guayabal, conformada por una serie de lutitas calcáreas de color pardo a chocolate y lutitas grises arenosas; estas condiciones prevalecían en el centro de la cuenca mientras que en las localidades de Llano de Bustos y Rancho Nuevo (parte oriental y norte) sufre un fuerte adelgazamiento hasta desaparecer, en el área de la Aguada se registró un espesor mayor a los 200 m entre la formación Guayabal y Tantoyuca, aunque con una tendencia de adelgazamiento hacia esta estructura, junto con los sedimentos eocénicos y oligocénicos. Bentonita y lutitas grises calcáreas son comunes en toda el área en esta etapa, además, los arrecifes continuaban emergidos como islas junto con el Alto de Tantima (Ruiz *op. cit.*).

Al finalizar el Eoceno medio y durante el Eoceno superior los sedimentos del Mesozoico y del Eoceno inferior, se levantaron intensamente, al mismo tiempo, que la Plataforma de Tamaulipas sufría un descenso. Este acontecimiento marcó una inclinación hacia el oriente de los sedimentos del Eoceno y Oligoceno; los sedimentos finos se acumularon en los mares profundos, que se formaron con el hundimiento de la plataforma Tamaulipeca, mientras que en occidente, se acumularon sedimentos clásticos. Los arrecifes se hunden junto con la plataforma y son cubiertos finalmente por los sedimentos del Eoceno superior y Oligoceno (Ruiz *op. cit.*; Cabrera y Lugo *op. cit.*).

En el Eoceno superior los sedimentos están constituidos por la facie Tantoyuca, que esta integrada por una serie de areniscas, conglomerado de arenisca y conglomerado de caliza y pedernal, que gradualmente cambian hacia arriba a areniscas y lutitas calcáreas, depositadas en condiciones de mares someros y la facie arcillosa denominada Chapopote, depositada bajo condiciones de aguas profundas, está constituida por una serie de lutitas arenosas y lutitas grises a pardas. Para ambas facies tienen un espesor medio en conjunto de 250 m, subyaciendo a la Oligoceno (Cabrera y Lugo, 1984).

López (1952) encuentra que al este de la Faja de Oro y a la altura de la Laguna de Tamiahua, las formaciones más recientes que llegan a aflorar son las del Pleistoceno (Cuaternario) y las más antiguas corresponden al Eoceno superior. En esta zona la formación Chapopote descansa sobre la formación Guayabal en discordancia transgresional; en su depósito basal predomina el material arcilloso de color crema. En la localidad de Toteco, al norte de Cerro Azul alcanza espesores de 300 m.

Para el caso de la Sierra de Tantima, Viniegra y Suárez (1951) establecen que los sedimentos más antiguos que afloran son los del Eoceno superior, representados por la formación Chapopote, esta se restringe al SE y E de la sierra, aflorando entre los pisos del Oligoceno.

Por otro lado, la presencia de bentonita en la parte superior del Eoceno superior indica cierta actividad volcánica, a la cual se liga la serie de diques y mantos que intrusieron las formaciones inferiores de esta época, ya que los esfuerzos tan intensos que se produjeron dieron lugar a la inyección de flujos ígneos (Ruiz, 1953).

Oligoceno

Después del basculamiento hacia el oriente los depósitos del Oligoceno inferior, compuestos por lutitas grises calcáreas arenosas y en parte bentoníticas, indican una estabilidad relativa con excepción de la actividad ígnea. Las facies representativas son la

Palma Real inferior y Horcones, ambas suman un espesor de 450 m y su distribución es más uniforme que otras series (Ruiz *op. cit.*). López (1952) encontró que la formación Horcones tiene su principal exposición en las vecindades de Tamalinillo y Tancoco, donde aflora bajo una capa de regolita de poco espesor mientras que la formación Palma Real inferior, la define como una sucesión de areniscas interestratificadas con arcillas, que van aumentando hacia la parte superior y disminuyendo la parte arenosa. Los principales afloramientos se limitan a las vecindades del pueblo de Tepetzintla, puesto que en Tamontao aparece, pero en forma de margas masivas de color pardo y, en la parte superior de estas capas aparecen areniscas delgadas y de grano muy fino de color amarillo a ocre rojizo, mientras que en el área de la Aguada está conformado por margas con intercalaciones de bandas de arena fina, con una potencia de 500 a 550 m (Gibson, 1952).

Para el Oligoceno medio y superior, con los posibles movimientos póstumos de la Revolución Laramide, o tal vez, principios de la Revolución Cascadiana, tuvieron lugar una serie de regresiones y transgresiones marinas, que originaron cuencas de evaporación y cuencas de pequeños desarrollos arrecifales, como lo demuestra la caliza crema arcillosa y arenosa con fósiles y fragmentos de fósiles en la formación Mesón. Litológicamente las formaciones de este período, Palma Real superior, Coatzintla, Alazán y Mesón, están compuestas por una serie de lutitas grises arenosas calcáreas con abundantes fragmentos de pirita y arenisca de grano medio a fino arcillo-calcáreas. Este período de subsidencia, dio lugar a diferentes tipos de facies, una de aguas profundas, denominada Alazán, otra de aguas someras, representada por la serie del Mesón y dos facies intermedias, Coatzintla y Palma Real superior (Ruiz *op. cit.*).

Los sedimentos clásticos arenosos poco desarrollados se encuentran en la base de la formación Palma Real superior dominando los materiales arcillosos conforme se asciende, esto indica un ambiente de carácter regresivo; las areniscas son frecuentes hacia la base y su secuencia, a veces, se encuentra interrumpida por los depósitos más jóvenes de la formación Mesón y Tuxpan. Su máximo desarrollo se localiza al norte de la

Sierra de Tantima, donde el espesor es mayor a 350 m y las rocas representativas corresponden a lutitas ligeramente arenosas, areniscas y en ocasiones calizas de tipo arrecifal (Viniegra y Suárez, 1951).

Mata (1954) dice que en el norte de la Faja de Oro, desde Cabo Rojo hasta Amatlán del Norte, se encuentra descansando la formación Palma Real en forma discordante sobre la caliza del Abra, lo que indica que ésta área estuvo emergida durante el Eoceno o a principios del Oligoceno. De acuerdo a la Figura 3.14 se puede observar cómo el espesor de esta formación va aumentando de Cabo Rojo a Chinampa, lo que indica que el área de Cabo Rojo se encontraba más elevada y el depósito mayor se realizó en la parte más baja, que al bloque de Chinampa. Posteriormente, durante el depósito de la formación Mesón el área de Cabo Rojo sufrió un hundimiento paulatino con respecto al bloque de Chinampa, por lo que el espesor de esta formación fue menor en esta última. En Amatlán del Norte el espesor de la formación Guayabal y Chapopote es muy pequeño, mientras que la Palma Real se encuentra aflorando, esto indica que durante el Eoceno la parte media de la Faja de Oro sufrió un descenso, depositándose la formación Guayabal y Chapopote, lo que no sucedía en el extremo norte, para luego venir un período de ascenso y de desgaste de las mismas. En el Oligoceno sufre una inmersión total y se deposita la formación Palma Real; en el siguiente período de ascenso la parte media de la Faja de Oro queda más elevada que los extremos, desapareciendo casi todo el depósito y quedando solo vestigios de su existencia. Salas (1951) describe a la formación Mesón al este de la Faja de Oro, como una sucesión de capas de arenas intercaladas con capas delgadas de areniscas y, en ocasiones, con margas; las arenas aumentan de tamaño hacia arriba hasta convertirse en conglomerados en la cima del Cerro El Cuervo. También se encuentran pequeños depósitos del conglomerado basal del Tuxpan en pequeñas eminencias que sobresalen. La repetición de esta secuencia en casi todas las lomas que se encuentran desde el Cerro El Cuervo hasta la Laja Blanca, parece indicar que el rumbo del lomerío corre paralelo al contacto Mesón-Tuxpan.

En la Sierra de Tantima, la formación Chapopote se encuentra restringida a los extremos SE y E de la elevación, aflorando discordantemente entre los pisos del Oligoceno, mientras que la formación Horcones tiene su principal exposición en la vecindad de Tamalinillo y Tancoco. La secuencia de arcillas y areniscas de la formación Palma Real se encuentra en forma discordante sobre la Chapopote, en algunas partes de la sierra; la interrumpen los depósitos de la formación Mesón y Tuxpan, además de que la sepultan en forma discordante. Estos afloramientos se observaron en los arroyos próximos a la sierra y en donde los sedimentos no fueron afectados por dislocaciones o derrumbes, como parece acontecer en la vertiente de Tancoco y Tepezintla. El máximo desarrollo se encuentra en el norte del macizo superando los 350 m de espesor (Viniegra y Suárez, 1951).

La formación Alazán está constituida principalmente por margas masivas de color gris-azul, y en la base presenta calizas con tendencia a convertirse en arrecifales. En las áreas de San Gerónimo y Ozuluama está conformada por margas gris-café con laminaciones arenosas y ocasionalmente con intercalaciones de areniscas margosas, mientras que en la región de Cucharas-Tamontao, la formación consiste de margas gris claro alternando con areniscas de color amarillo, de grano fino y espesor variable. El espesor de las formaciones oligocénicas está afectado por la inclinación de la estructura de la Faja de Oro hacia el NE, así en San Sebastián es de 200 m, en el pozo Rancho Abajo No. 51 (Figura 1.1, Figura 1.2) es de más de 300 m, mientras que en el pozo Tancochín 101 es de 225 m (López, 1952). En la Faja de Oro se extiende desde el SW hasta Chinampa (Mata *op. cit.*).

Mata (*op. cit.*) y López (1952) identifican en la Faja de Oro tres secciones, una norte, media y sur, las cuales presentan un desenvolvimiento tectónico distinto pero influyendo uno sobre otro.

La litología de la formación Mesón varía de un lugar a otro, en general, consiste de margas con intercalaciones de areniscas. Al oriente, en los pozos La Laja 1 y Granadillas

2, se tocó la base de esta formación a los 518 y 534 m de profundidad. En esta zona se define un Mesón medio, compuesto por areniscas suaves y margosas de color amarillo ó café con intercalaciones de conglomerados, areniscas duras y bancos de calizas duras, que conforme se asciende aumentan los componentes margosos y disminuyen las arenas y, un Mesón superior que consisten de areniscas tiernas de color gris y margas de color claro; en conjunto, el espesor total medido al oriente de la Faja de Oro es de más de 270 m (López, 1952). Al sur de Ozuluama, la formación Mesón está compuesta por lutitas margosas de color gris pardo verdoso (Gibson, 1952). Sobre la Faja de Oro aflora en la parte central, desde el Río Tuxpan hasta la Laguna de Tamiahua, pasando por Chinampa, Tepetate (Naranjal) y San Gerónimo (Mata, 1954) (Figura 3.14).

Viniegra y Suárez (1951) afirman, que en la Sierra de Tantima la formación Mesón se haya limitada a la vertiente norte, donde la cima de esta formación se compone de un cuerpo arenoso no estratificado y cuyo espesor varía localmente; el cuerpo inferior está compuesto de arcillas y areniscas interestratificadas de grano fino y mediano, fácil de desintegrarse, tomando un color cobrizo (Figura 3.4). La manifestación de fauna es aislada y en forma de bancos calcáreos, ricos en Lepidociclina en los cerros de Chinampa de Gorostiza y de Pelecípodos, en el flanco de la Sierra de Tantima. En La Campechana, Amatlán, el Arroyo de Tancoco y otros lugares, se encontraron estratos de caliza arenosa con abundantes fósiles de pelecípodos y fragmentos de ellos, que se supone son accidentes deposicionales lenticulares sin ningún valor estratigráfico. Por el espesor máximo que puede alcanzar, 300 m en las cercanías de Amatlán, se piensa que existe repetición de horizontes por afallamiento o plegamiento brusco, además del fuerte echado que presentan en las fosas hechas en el camino a Gutiérrez, Arroyo de Tantima y en el camino Tamalín-Tancoco. También presentan plegamientos recumbentes en el camino Tamalín-Amatlán, con sus ejes mayores orientados de NW-SE.

El autor de esa investigación supone que el grosor de estos depósitos se debe tanto a plegamientos pronunciados, pues los sedimentos presentan un fuerte echado; como a

un engrosamiento por deslizamiento, así lo prueba la abundante presencia de Pelecípodos y fragmentos de ellos en los sedimentos deposicionales oligocénicos de Amatlán y Arroyo de Tancoco, fósiles propios de las laderas de la Sierra de Tantima. Estos plegamientos denotan desplazamientos horizontales post-miocénicos, que en el Arroyo de Tancoco y Copaltilla están relacionados con la actividad ígnea. Especialmente en Copaltilla el termo-metamorfismo en las arcillas del Mioceno por el efecto volcánico de la Sierra de Tantima se deja sentir a 100 ó 150 m del contacto. En conclusión, el tramo Tantima-Gutiérrez-Tamalín-Amatlán-Tancoco-Copaltilla coincide por un lado con la presencia de la falla Tamalinillo-Tancoco y con el umbral entre la estructura de la Sierra de Tantima y de la Faja de Oro, en donde los esfuerzos tectónicos que acompañaron la emisión del material basáltico por las fisuras de la Sierra de Tantima plegaron los depósitos terciarios y provocaron dislocaciones y derrumbes en la periferia de la sierra y en las áreas adyacentes, como se encontró en la vertiente de Tancoco (Viniegra y Suárez, 1951).

Al oriente de la Faja de Oro aflora la secuencia de margas-areniscas-conglomerados de la formación Mesón; estos sedimentos presentan un espesor mayor a los 270 m y un echado general de 2° (López, 1952) (Figura 3.15).

Mioceno

De este período, Ruiz (1953) identifica la formación Tuxpan, la cual aflora en una faja de 10 a 15 km de ancho aproximadamente, a lo largo de la costa y se encuentra en contacto, por el este, con el Cuaternario y, al oeste, con la formación Mesón (Figura 3.15). La integran una serie de arcillas y lutitas suaves calcáreas amarillentas, arcillas arenosas y areniscas calcáreas con un espesor que no rebasa los 500 m. En algunas áreas se encuentra cubierta por depósitos aluviales recientes.

Salas (1951) dice que al oriente de la Faja de Oro, en la planicie costera a la altura del delta del Río Tancochín, una capa de arenas grises de grano grueso en la base y

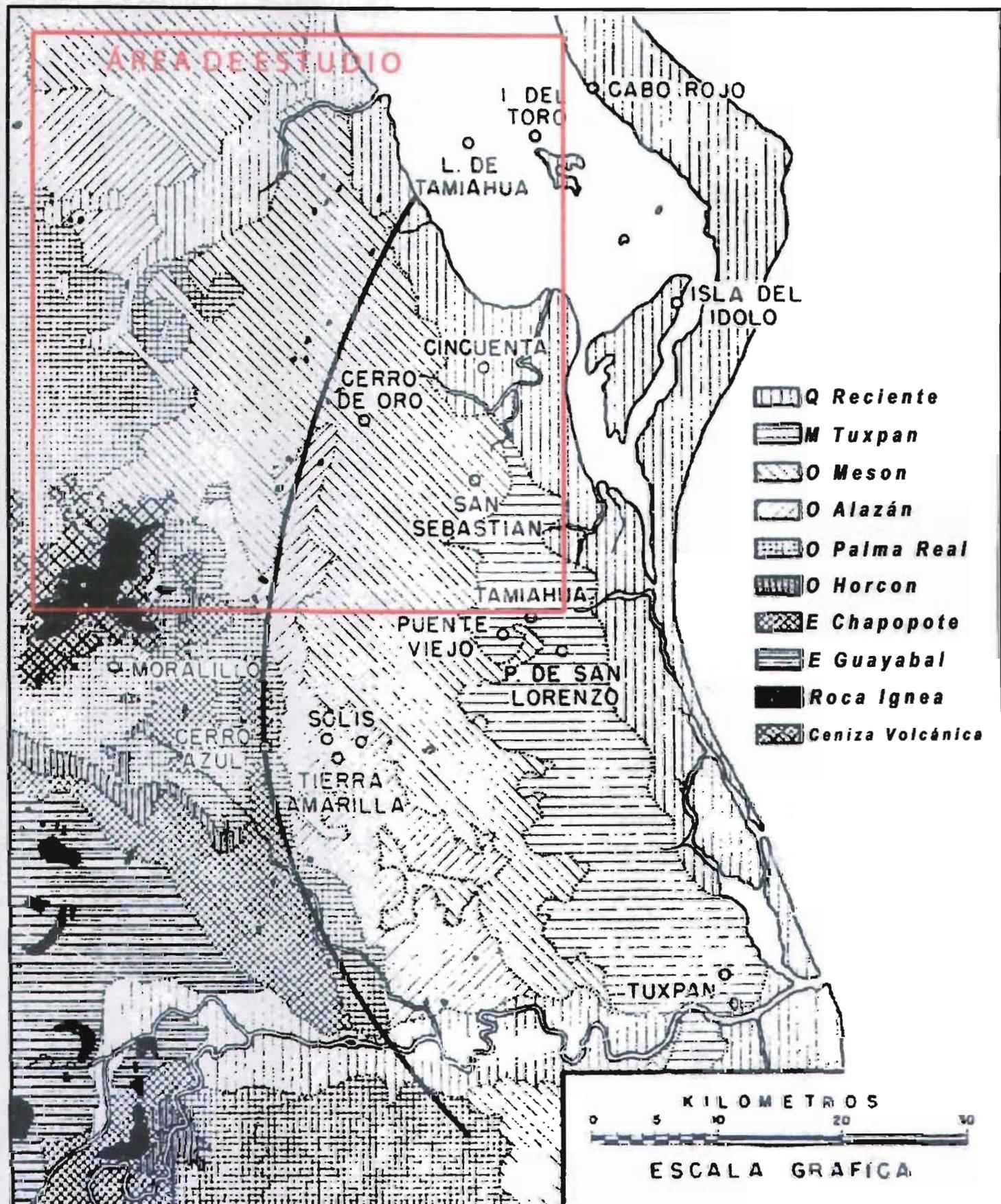


FIG. 3.15 GEOLOGÍA SUPERFICIAL DE LA SIERRA DE TANTIMA, FAJA DE ORO Y PLANICIE COSTERA (Tomada de López, 1952)

frecuentes cambios laterales de facie, con abundantes ejemplares de Pelecípodos y Gasterópodos sueltos en la superficie, se trata del conglomerado basal de la formación Tuxpan, la cual descansa en forma discordante sobre la formación Mesón.

Para López (1952), la formación Tuxpan consiste de areniscas café y amarillas, principalmente suaves y margosas y, calizas del mismo color. En el área de Pitahaya-Tamontao, esta formación se encuentra en la parte más alta de las prominencias más sobresalientes, en forma de conglomerados calizos, brechas conchíferas y corales.

Las rocas de esta edad son las que forman el último cinturón, que bordea la Sierra de Tantima, las cuales corresponden a un fenómeno cíclico transgresional y regresional donde los conglomerados, arenas y bancos conchíferos de la regresión se suceden sin ningún cambio brusco notable. El depósito basal se encuentra a una altura de 550 a 600 msnm y está integrado por conglomerados calcáreos de origen probablemente Cretácico y Jurásico; en el Arroyo de Tancoco alcanza de 6 a 8 m de grosor, aunque su mayor espesor se calcula en 220 m, con intercalaciones de lentes arenosas abundante pedernal y fragmentos de concha. Las rocas de esta formación se encuentran afectadas por el pirometamorfismo relacionado con la actividad ígnea del post-Mioceno-Plioceno, pues se han encontrado corrientes basálticas sobre extractos del Mioceno en los arroyos de San Nicolás y Agua Zarca y, mantos y diques intrusivos de dimensiones variables desde varios centímetros hasta cientos de metros, aglomerados ácidos y básicos de andesita intrusionados por basaltos más recientes (Viniegra y Suárez *op. cit.*).

Se observan remanentes de este período, en la parte norte de la Faja de Oro, en Chiconcillo y San Gerónimo, Mata (1954). INEGI (1982) marca en las vecindades del Cerro El Porvenir un depósito de areniscas del Mioceno, que consiste en estratos gruesos con abundantes fósiles y otros conglomeráticos; se manifiesta litológicamente como una cuesta, pues es más resistente que los depósitos oligocénicos.

Cuaternario

En los estudios consultados, los depósitos recientes no han sido analizados, generalmente algunos autores se limitan a describir los sedimentos más superficiales. Sotomayor (1954) señala que los sedimentos del Cuaternario han sido poco estudiados, debido a que no tienen importancia económica, y habla de algunas facies marinas en la parte costera del Golfo de México, mientras que en toda la región existen facies terrestres, lacustres, aluviones y tierras vegetales.

Mata (*op. cit.*) dice que los depósitos recientes están constituidos por terrazas y bancos de grava que forman los ríos, así como por depósitos marinos.

CAPITULO I V

METODOLOGÍA

4.1 INTRODUCCIÓN

Según Lugo (1982), la geomorfología es definida como el estudio del relieve terrestre, que es el conjunto de deformaciones de la superficie de la Tierra, la cual tiene los siguientes objetivos:

- a) Conocer la superficie terrestre, en su totalidad o en forma segmentada.
- b) Clasificar el relieve en función de los procesos que le dieron origen (exógenos y endógenos).
- c) Determinar la edad absoluta o relativa de las formas del relieve.

Para Lugo (1982), los fenómenos como la sismicidad, el volcanismo, el magmatismo intrusivo, la ruptura de las rocas y su deformación, conforman el grupo de los procesos endógenos, creadores de las formas del relieve; mientras que los procesos exógenos modelan dichas formas mediante la destrucción de las elevaciones y del relleno de las depresiones. Los procesos que participan en esta última actividad son la denudación y la acumulación. Es en esta dinámica, donde el proceso que predomina es el que define las características del relieve.

La metodología, por lo tanto, se modifica en función de los objetivos que se persigan (Palacio, 1983). De acuerdo con Lugo (*op. cit.*) "En la clasificación por dimensiones del relieve, para cada caso (orden) se aplica una metodología distinta".

El ITC (International Institute for Aerospace Survey and Earth Sciencies) ha desarrollado un método analítico para el estudio del relieve que, en general, es coherente con los

métodos existentes, con la ventaja de que puede ser utilizado en el mapeo a cualquier escala, así como proporcionar la base para los estudios de geomorfología aplicada (Verstappen, 1983). Para efectos del análisis morfogenético del área de estudio, se desarrolló una metodología que tiene como fundamento principal el Sistema de Levantamiento y Mapeo Geomorfológico Analítico del ITC. Se optó por el método de este sistema, porque permite llevar a cabo un levantamiento geomorfológico y obtener una cartografía, con énfasis en la morfogénesis.

4.2 EL SISTEMA DE LEVANTAMIENTO GEOMORFOLÓGICO ITC

Verstappen y van Zuidam (1991) dicen que el propósito de un levantamiento geomorfológico es proporcionar información concisa y sistemática sobre las formas del relieve, los procesos geomorfológicos y los fenómenos naturales conexos, para el estudio de los recursos naturales y, particularmente, para la evaluación de los riesgos naturales, en donde las relaciones entre las características geomorfológicas del terreno y otros factores ambientales son esenciales.

Esa institución ha desarrollado tres formas de llevar a cabo un levantamiento geomorfológico: Analítico, Sintético y Pragmático, siendo el primero, la base para realizar los dos últimos análisis del relieve terrestre. A continuación se describen estos métodos:

4.2.1 Método analítico

En un inicio se desarrolló para el mapeo detallado, pero actualmente se puede aplicar a todas las escalas. La importancia de esta parte analítica del sistema ITC reside en la capacidad para aportar información morfogenética, propósito de este estudio. Este tipo de levantamiento establece las bases para el mapeo aplicado, propio de estudios multidisciplinarios. A continuación se mencionan las variables para realizar el estudio del relieve.

Morfogénesis

En la identificación de las unidades de terreno, se toma en cuenta el modo de formación, la morfología y la morfogénesis, además de las estructuras geológicas y los procesos geomorfológicos presentes, pues ejercen una influencia determinante en la conformación del relieve. Conocer el plano tectónico de la zona permite comprender la acción de las fuerzas endógenas creadoras del relieve e incluso, en muchos casos, se induce el accionar de los agentes de modelado, pues reflejan un comportamiento tectónico determinado

De acuerdo con lo anterior, las unidades de terreno deben ser denominadas y representadas, de tal manera, que su origen y desarrollo sea fácil de interpretar. Cuando las formas presentan características de más de un origen se mencionan los de mayor influencia.

Para lograr lo anterior, el ITC representa la información morfogenética como unidades geomorfológicas, a través de símbolos areales si su extensión es cartografiable en la escala elegida. Estas unidades las agrupa en nueve grandes clases más las correspondientes a las zonas de transición; a cada una de ellas les asigna un color específico como sigue:

Formas de origen estructural se les asigna el color púrpura

Formas de origen volcánico se les asigna el color rojo

Formas de origen denudatorio se les asigna el color marrón

Formas de origen fluvial se les asigna el color verde

Formas de origen lacustre/marino se les asigna el color azul oscuro

Formas de origen glacial/periglacial se les asigna el color azul claro

Formas de origen eólico se les asigna el color amarillo

Formas de origen kárstico se les asigna el color naranja

Formas de origen antropogénico/biológico se les asigna el color gris ó negro

Si las formas son demasiado pequeñas se identifican con símbolos lineales y se clasifican de igual manera que las formas anteriores, aunque casi siempre se representan en color negro. En este estudio, los elementos del relieve de poca dimensión que fue posible identificar en el material fotográfico, se omitieron debido a la escala de mapeo final (1:125,000).

Morfoestructura/Litología

La edad, origen, composición, espesor e inclinación de estratos, así como su grado de fractura, son elementos importantes en el desarrollo de rasgos y procesos geomorfológicos bien definidos, por lo que la litología se toma en cuenta después o a la par de la morfogénesis, de hecho no se pueden analizar por separado en un análisis geomorfológico (Verstappen y van Zuidam, 1991). Este elemento se representa por medio de achurados.

Morfometría

El tercer elemento a tomar en cuenta es la información cuantitativa del terreno, la cual representa la relación que guardan las fuerzas endógenas y los procesos de modelado. El análisis cuantitativo del terreno permite realizar zonificaciones del relieve, en función de las características cuantitativas del mismo, como la altura relativa y el ángulo de la pendiente del terreno (Verstappen y van Zuidam, 1991).

Morfocronología

En este nivel de la leyenda, se indica la edad de las formas, utilizando un sistema de letras. Las formas deben distinguirse por el período de su formación y su desarrollo posterior. Pero como la datación absoluta es difícil de establecer si la edad establecida es incierta, se recomienda omitir la letra (Verstappen y van Zuidam, 1991).

4.2.2 Método sintético

En este tipo de levantamiento la geomorfología es de vital importancia en la identificación de las Unidades de Mapeo de Terreno (UMT), debido a que las formas del terreno determinan las características inherentes y potenciales de cada unidad diferenciada (Verstappen y van Zuidam, 1991). A estas propiedades geomorfológicas de las unidades de mapeo de terreno se incorporan otras características del terreno relacionadas con suelos, hidrología, vegetación/uso del suelo y topografía.

Inicialmente se distingue y mapea solo un nivel jerárquico de unidad de mapeo de terreno y, posteriormente, se puede llegar a definir subunidades o generalizar en sistemas de terreno. Todo depende del nivel de detalle requerido y de la escala de mapeo final. Si las unidades que se obtienen son muy pequeñas existe una uniformidad en sus características, de tal manera, que es difícil conseguir una división a mayor detalle, mientras que las grandes unidades que se distinguen en un nivel de reconocimiento por lo general son muy complejas y permiten definir subunidades (Verstappen y van Zuidam, 1991).

De acuerdo a la escala y al tipo de levantamiento, el ITC propone cuatro niveles de unidades de terreno:

Componentes del Terreno, son las unidades más pequeñas de análisis, en ellas el relieve es el criterio de clasificación más importante. Presentan una homogeneidad interna en cuanto a forma del relieve, litología, origen, procesos y aspectos ambientales, pero alguna de ellas es la que domina y, por lo tanto, distingue una unidad de otra.

Unidades de Terreno corresponden a una forma del relieve en específico o a un conjunto homogéneo de formas del relieve que comparten una característica particular del terreno o un patrón de componentes del terreno. Sus características externas e internas las distinguen de las unidades adyacentes, aunque genéticamente se

encuentran relacionadas con las unidades que constituyen el sistema al que pertenece.

Las unidades en este nivel de análisis permiten obtener un mapeo a detalle o semidetalle, es decir, que la escala varía entre 1:10,000 y 1:100,000.

Sistemas de Terreno son unidades de paisaje que se desarrollaron en un ambiente ecológico específico, determinado, en particular, por la génesis, la litología y el clima. Estas unidades se representan en una escala media, 1:250,000.

Provincias de Terreno son las unidades mayores en donde se conjugan los sistemas, las unidades y los componentes de terreno.

4.2.3 Método pragmático

Este tipo de levantamiento está dirigido para los estudios de geomorfología aplicada, que tiene propósitos específicos y que no requieren de todos los datos recabados en el levantamiento analítico ó sintético, por ejemplo, la evaluación de riesgos naturales con el fin de mitigar desastres que impliquen grandes pérdidas humanas y/o económicas.

De igual forma, define el lugar y la frecuencia de futuros desastres y lo hace a través del seguimiento, que permite la prevención anticipada, y del mapeo, que se deriva de la zonificación del riesgo (Verstappen y van Zuidam, 1991). Este último aspecto es factible en todas las situaciones, debido a que está ligado a la geomorfología del relieve.

4.3 PROCEDIMIENTO DEL LEVANTAMIENTO

Como ya se mencionó, el levantamiento geomorfológico analítico sirvió de base para llevar a cabo el análisis morfogenético de la región hidrográfica de la Laguna de Tamiahua, resultando una metodología (Figura 4.1) que tuvo, como primer paso, conseguir una visión general de la geomorfología del área de estudio, incluyendo sus relaciones con las áreas adyacentes, mediante un rápido repaso del material fotográfico

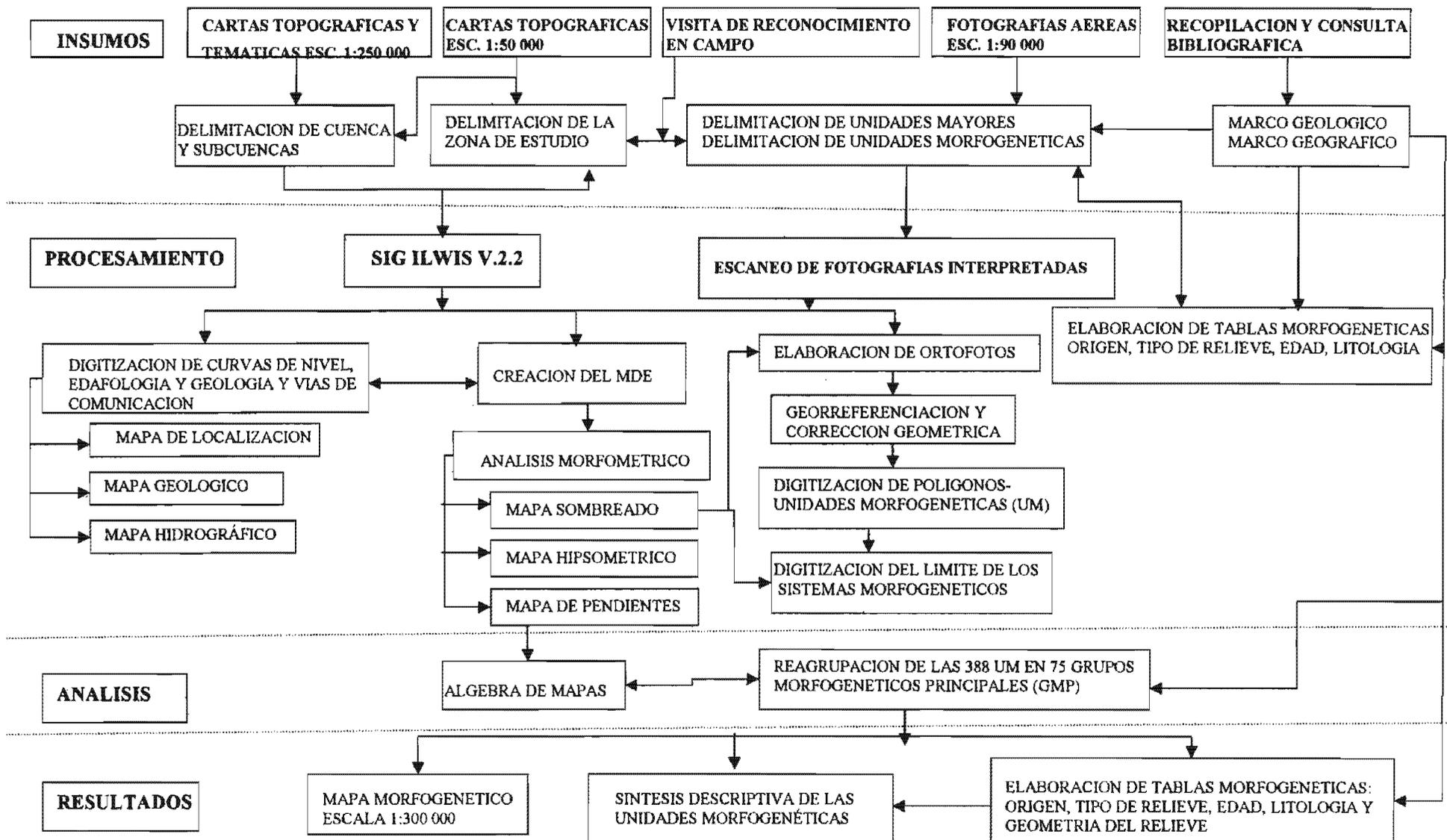


FIGURA. 4.1 Metodología para el Levantamiento Geomorfológico de la Región Hidrográfica de la Laguna de Tamiahua, Ver.

a escala 1:90,000 y de las cartas: topográfica, de aguas superficiales y la geológica de INEGI (Cuadro 4.1, 4.2 y 4.3). Aunque el ITC recomienda realizar esta tarea en imagen de satélite, no se contó con la posibilidad de obtenerla. De forma complementaria se realizó una visita al área de estudio, a nivel de reconocimiento.

4.3.1 Recopilación de literatura existente y cartografía analógica.

La cartografía analógica se obtuvo principalmente de INEGI, en distintas escalas y temas como a continuación se menciona aunque también se consultaron productos cartográficos de otras instituciones, como la SARH. En cuanto al material fotográfico, la única fuente disponible en su momento fue INEGI.

Cuadro 4.1 Cartas topográfica y temáticas a escala 1:250,000

NOMBRE	CLAVE	TEMA	ESCALA	AÑO	FUENTE
Tamiahua	F14-9	Topográfica	1:250,000	1981	INEGI
Tamiahua	F14-9	Geológica	1:250,000	1982	INEGI
Tamiahua	F14-9	Aguas Superficiales	1:250,000	1983	INEGI
Tamiahua	F14-9	Carta Edafológica	1:250,000	1982	INEGI

Cuadro 4.2 Cartas topográficas a escala 1:50,000 utilizadas en la elaboración del modelo digital de terreno

NOMBRE	CLAVE	TEMA	ESCALA	AÑO	FUENTE
Llano de Bustos	F14D14	Topográfica	1:50,000	1981	INEGI
Ozuluama	F14D24	Topográfica	1:50,000	1981	INEGI
Naranjos	F14D34	Topográfica	1:50,000	1981	INEGI
Cerro Azul	F14D44	Topográfica	1:50,000	1982	INEGI
Morales	F14D15	Topográfica	1:50,000	1980	INEGI

El Mamey	F14D25	Topográfica	1:50,000	1981	INEGI
Tamiahua	F14D35	Topográfica	1:50,000	1983	INEGI
Tamapache	F14D45	Topográfica	1:50,000	1982	INEGI

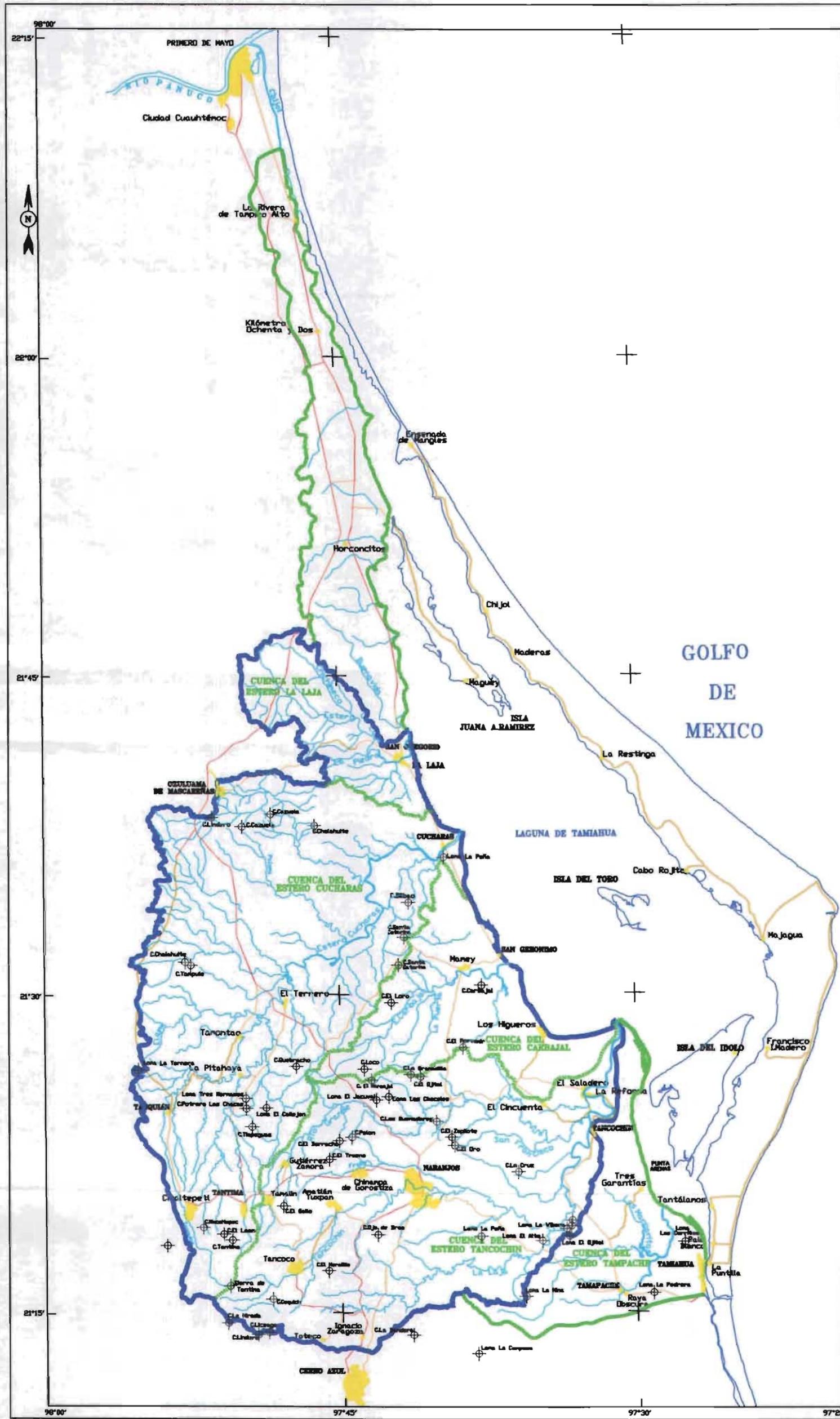
Cuadro 4.3 Material fotográfico utilizado en la identificación de las unidades morfogénicas, tomadas por DETENAL en Febrero de 1976.

NO. DE LINEA	NO. DE FOTOGRAFIA	ESCALA
Línea 7	Fotografía 35 a 41	1:90,000
Línea 6	Fotografía 22 a 12	1:90,000
Línea 5	Fotografía 8 a 14	1:90,000
Línea 4	Fotografía 18 a 14	1:90,000

De forma simultánea, se realizó una búsqueda de informes y estudios sobre la Laguna de Tamiahua y la cuenca que drena hacia este cuerpo de agua. Los autores de estas investigaciones son la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, el Instituto de Geología de la UNAM y la Asociación Mexicana de Geología y algunos autores independientes.

4.3.2 Delimitación del área de estudio

Se delimitó el área de estudio identificando el parteaguas de la cuenca y subcuencas que drenan hacia la Laguna de Tamiahua. Todo esto se realizó en las cartas topográficas de INEGI, la escala 1:250,000 en primera instancia y, posteriormente, a escala 1:50,000. Una vez conformados los polígonos para la cuenca y subcuencas, se obtuvo la superficie para cada una de ellas y se redujo el área de estudio a las subcuencas de mayor superficie (Cuadro 4.4) (Figura 4.2).



CROQUIS DE LOCALIZACIÓN

SIMBOLOGÍA

-  CARRETERA
-  TERRACERÍA
-  BRECHA
-  POBLADO
-  RÍO PERENE
-  RÍO INTERMITENTE
-  LIMITE DE COSTA
-  LIMITE AREA DE ESTUDIO
-  LIMITE DE SUBCUENCA
-  CRUCE DE COORDENADAS

NOTA:
 CARTAS TOPOGRÁFICAS ESCALA 1:50,000, INEGI, 1982
 SISTEMA DE COORDENADAS UTM, DATUM NAD87



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
 FACULTAD DE FILOSOFÍA Y LETRAS
 COLEGIO DE GEOGRAFÍA
 INSTITUTO DE GEOGRAFÍA

SUBCUENCAS QUE CONFIRMAN LA CUENCA DE LA LAGUNA DE TAMIAHUA, VERACRUZ.

ELABORÓ	EVA NAVA URIBE	APROBÓ	DR. JORGE LÓPEZ BLANCO
Figura 42	Archivo: cuencas	FECHA: OCTUBRE 2004	HOLM 1/1

Cuadro 4.4 Cuencas que conforman la región hidrográfica de la Laguna de Tamiahua

CUENCA	SUPERFICIE
Estero La Laja	117.3 km ²
Estero Cucharas	728.8 km ²
Estero Carbajal	205.0 km ²
Río Tancochín	614.5 km ²

4.3.3 Almacenamiento y organización de los datos en el sistema de información geográfica ILWIS versión 2.1

La elaboración del mapa geomorfológico aplicado asistido por la computación abarca (van Zuidam, 1986): a) Digitización de distinta información (topográfica, geológica, etc.), b) La aplicación de métodos cuantitativos para la diferenciación y generalización conceptual de las unidades geomorfológicas y c) El uso de las herramientas de los sistemas de información geográfica para la generalización y producción de mapas.

De entrada, la información se almacenó en formato vectorial y posteriormente, se cambió a la estructura raster para facilitar su procesamiento y consulta.

Una vez delimitada el área de estudio se digitizaron los siguientes elementos de las cartas topográficas, escala 1:50,000.

- Se capturaron las curvas de nivel con un intervalo de altitud de 20 metros y en algunas cartas cada 10 metros, para derivar el análisis morfométrico del relieve:
- Se elaboró un mapa base topográfico que incluye las principales poblaciones, vías de comunicación y rasgos hidrográficos; esta información facilitó la ubicación en campo y la localización de los distintos fenómenos observados en las fotografías y en el terreno.

- Al mapa base topográfico se agregó la distribución de las fotografías aéreas por línea de vuelo, para conocer el cubrimiento fotográfico de la zona y definir los pares estereoscópicos donde se encontraba el mayor porcentaje de traslape.
- Se capturaron los límites de la laguna y la línea de costa.
- Se digitizaron los límites de las subcuencas que conforman el área de estudio.
- De la carta geológica escala 1:250,000 se capturaron los polígonos que representan los distintos tipos de litología.

4.3.4 Elaboración de la cartografía morfométrica

Las curvas de nivel previamente capturadas, se transformaron de formato vector a raster para generar el Modelo Digital de Elevación (MDE), el cual presenta un tamaño de pixel de 25 metros; una vez rasterizadas las curvas de nivel se calculó la distancia entre ellas y se interpolaron, todo esto lo realiza el algoritmo de ILWIS con base al valor z para cada celda (Palacio y Luna, 1993).

En el análisis geomorfológico existen ciertos elementos del relieve que pueden ser cuantificados para su comprensión, como: longitud, superficie, volumen, altitud absoluta, altura relativa, pendiente y orientación, densidad, frecuencia y otros. Para este trabajo de investigación, a partir del mapa base (MDE), se cuantificó la altura, la pendiente del terreno y se derivó el mapa de relieve sombreado. Con este fin se elaboraron los siguientes mapas:

Mapa hipsométrico (altimétrico)

Este mapa es uno de los más importantes en cuanto a la forma como se representa el relieve en su totalidad y porque aporta información fundamental en el estudio de procesos, morfoestructuras y morfogénesis de las formas del relieve. El procedimiento

para su elaboración consiste en definir a partir de las alturas máximas y mínimas, los intervalos de valores de altura, a los cuales se les aplica una secuencia de colores que va de los tonos fríos (azules y verdes) a los cálidos (anaranjado y rojo). Este sistema internacional permite obtener una visualización del relieve en tercera dimensión si se aplica correctamente (Lugo, 1988) (Figura 4.3).

Mapa de pendientes

La pendiente del terreno caracteriza a las principales formas del relieve y permite establecer la secuencia de desarrollo así como la zonificación de los procesos geomorfológicos (Lugo, 1988). Constituye un factor de suma importancia, por cuanto que condiciona en gran parte la acción de los agentes exógenos modeladores del relieve, por ejemplo la ocurrencia de los procesos gravitacionales y el trabajo erosivo fluvial están estrechamente ligados a las áreas de pendientes abruptas, desde luego que la litología y el grado de fractura influyen en este modelado (Palacio *op. cit.*) (Figura 4.4).

Para este tipo de análisis se adaptó la clasificación que sugiere van Zuidam (1985/1986) para el ITC, con la finalidad de definir de manera más detallada las formas del relieve de poca altitud, sobre todo en la planicie costera. La clasificación que se utilizó es la siguiente:

Cuadro 4.5 Intervalos de valores de pendiente en grados

0 - 0.5°
0.5 - 2°
2 - 4°
4 - 8°
8 - 16°
> 16°

Mapa de relieve sombreado

Resulta de la aplicación de filtros direccionales al MDE para simular iluminaciones con diferentes orientaciones. El efecto que se obtiene es una aparente tercera dimensión definida por la distribución de tonos de gris, que facilita la percepción visual de las características del terreno (Palacio *op. cit.*).

Para la generación del mapa de relieve sombreado se aplicó el filtro *Shadow*, el cual tiene la fuente de iluminación en el NW. Esta forma de representar el relieve del terreno permitió corregir a las unidades geomorfológicas delineadas en las fotografías aéreas (Figura 4.5).

4.4. DELIMITACIÓN DE LAS UNIDADES MORFOGENÉTICAS

Verstappen y van Zuidam (1991) menciona que la forma de estudiar el relieve consiste esencialmente en delimitar en las fotografías aéreas las unidades de terreno (UT) y las asociaciones de geoformas, tomando en cuenta los factores endógenos y exógenos que influyeron en su formación, la litología y los aspectos ambientales, como suelos, hidrología, vegetación, etc.

Para Meijerink (1988) las Unidades de Mapeo del Terreno (UMT) constituyen el primer nivel de jerarquización, al representar una división natural del terreno identificable, tanto en el material fotográfico como en el terreno. Se distinguen unas de otras por la forma, como se conjuga la litología, la estructura geológica, las características morfométricas y otros fenómenos geográficos en cada una de ellas. De tal forma, que las características inherentes y potenciales de cada UMT diferenciada y en función de la escala del estudio, permiten asociarlas o encontrar subunidades al interior de ellas. Estas UMT tienen su equivalencia en las Unidades de Terreno (UT), que Verstappen y van Zuidam (1991) describen como una forma del relieve que se diferencia de aquellas que la rodean, pero que genéticamente guardan una similitud y se encuentran bajo el mismo Sistema de

Terreno. De acuerdo con esto, en este trabajo decidió adoptar el término de Unidad Morfogenética (UM) en lugar de UMT ó UT, que connotan aparte de la morfogénesis otras propiedades de carácter ambiental.

Como objetivo principal de este levantamiento geomorfológico, la elaboración del mapa morfogenético se realizó a partir de la interpretación del material fotográfico, aéreo a escala 1:90,000, siguiendo la metodología del Levantamiento Geomorfológico Analítico del ITC. El análisis morfogenético de las fotografías aéreas se llevó a cabo en dos etapas y se partió de lo general a lo particular. Posteriormente, en un proceso de generalización o reagrupación de las unidades morfogenéticas identificadas, se trabajó de lo particular a lo general.

4.4.1 Identificación de las unidades morfogenéticas en la fotografía aérea

En una primera etapa, se llevó a cabo la fotointerpretación del material fotográfico a poco detalle para obtener una visión general, delimitando los tipos de relieve mayores: ladera de montaña, piedemonte, planicie y lomerío. Para obtener estas unidades se tomó en cuenta la morfología, la ruptura de pendiente del terreno, la altura relativa (h) (Cuadro 4.5), tomada de las cartas topográficas a escala 1:50,000, los rasgos disyuntivos del relieve y los cambios de tono y textura en las fotografías aéreas para cada unidad.

La heterogeneidad al interior de estas unidades mayores permitió identificar unidades homogéneas, que se denominaron Unidades Morfogenéticas (UM), en cuanto a los siguientes aspectos geomorfológicos:

El origen de las formas, que está en función de los procesos que predominaron en su creación, el cual debe ser principal y específico. Algunas veces las UM presentan dos o más tipos de origen principal, por lo que se deben mencionar en orden de importancia (Meijerink, 1988).

Cuadro 4.6 Tipos de relieves mayores

UNIDADES MAYORES	
TIPO DE RELIEVE	ALTURA RELATIVA
LADERA DE MONTAÑA	LM >200 m (h)
PIEDEMONTE	PD >10 - <=20 m (h)
LOMERÍO	L > 0 - <=200 m (h)
PLANICIE	P <=20 m (h)

El tipo del relieve, que indica la forma de terreno. En el área de estudio se identificaron los siguientes tipos con sus respectivas variantes al interior: laderas de montaña, laderas de colina, laderas de lomerío, lomeríos, piedemonte, piedecolina, piedelomerío, planicie aluvial, planicie aluvial ondulada, planicie costera y planicie deltaica.

La litología, estructura y tectónica ayudan a encontrar, por un lado, las fuerzas internas que participaron en la creación del relieve y, por otro lado, a inducir los agentes de modelado, pues en muchos casos el accionar de estos se traduce en un comportamiento tectónico-estructural y litológico determinado. Meijerink (*op. cit.*) dice que de la litología depende el origen principal de las UMT y, en algunas ocasiones, los límites de dichas unidades coinciden con los contactos geológicos y en otras pueden existir unidades diferentes dentro de una unidad litológica homogénea.

Geometría del Relieve:

El parámetro altura relativa (h), concebida como la distancia medida entre dos puntos a partir de su nivel de base (Lugo, 1989), permitió subdividir los tipos de relieve (ladera de montaña, ladera de colina y ladera de lomerío) en un total de 12. Estos nuevos tipos de relieve se fragmentaron al tomar en cuenta la posición topográfica y los cambios de pendiente en 24 pisos altitudinales, (Cuadro 4.7). La altitud promedio (HP), entendiendo altitud como la altura que existe a partir del nivel medio superior del mar, se definió sobreponiendo el mapa hipsométrico al modelo digital del terreno (MDT), el resultado se sobrepuso al mapa de unidades morfogénicas; de las estadísticas obtenidas se seleccionaron los intervalos que caracterizaban la mayor superficie de cada UM. Para obtener la pendiente del terreno se procedió de la misma forma, solo que utilizando el mapa de pendientes. Los intervalos de altitud promedio y pendiente para cada unidad morfogénica se registraron en una matriz (Tabla 4.1), junto con los datos de origen, edad, altura relativa y litología.

El análisis de la relación que guardan las propiedades del relieve arriba mencionado, junto con la edad de las rocas, de las formas y de las estructuras hizo posible fragmentar el relieve del área de interés en 388 Unidades Morfogénicas. La delimitación de cada una de ellas se corroboró al sobreponerlas al mapa de relieve sombreado.

4.4.2 Ingreso de las unidades morfogénicas al Sistema de Información Geográfica ILWIS.

Corrección Fotogramétrica de las fotografías aéreas.

Una vez identificadas y delineadas las UM en las fotografías aéreas se procedió a almacenar dichas unidades en el Sistema de Información Geográfica ILWIS, con la finalidad de corregir y validar los resultados de la fotointerpretación.

Cuadro 4.7 TIPO DE RELIEVE/ ALTURA RELATIVA/POSICION TOPOGRAFICA		
TIPO DE RELIEVE	CATEGORIA POR ALTURA RELATIVA	CATEGORIA POR POSICION TOPOGRAFICA
LADERA DE MONTAÑA ALTA	> 600 m (h) LMA	LADERA SUPERIOR DE MONTAÑA ALTA LSMA
		LADERA MEDIA DE MONTAÑA ALTA LMMA
		LADERA INFERIOR DE MONTAÑA ALTA LIMA
LADERA DE MONTAÑA MEDIA	> 400 - <= 600 m (h) LMM	LADERA SUPERIOR DE MONTAÑA MEDIA LSMM
		LADERA MEDIA DE MONTAÑA MEDIA LMMM
		LADERA INFERIOR DE MONTAÑA MEDIA LIMM
LADERA DE MONTAÑA BAJA	>200 - <= 400 m (h) LMB	LADERA SUPERIOR DE MONTAÑA BAJA LSMB
		LADERA INFERIOR DE MONTAÑA BAJA LIMB
COLINA MUY ALTA	COLINA MUY ALTA CMA > 150 - <=200 m (h)	LADERA SUPERIOR DE COLINA MUY ALTA LSCMA
		LADERA INFERIOR DE COLINA MUY ALTA LICMA
COLINA ALTA	COLINA ALTA CA >100 - <= 150 m (h)	LADERA SUPERIOR DE COLINA ALTA LSCA
		LADERA INFERIOR DE COLINA ALTA LICA
COLINA MEDIA	COLINA MEDIA CM >50 - <= 100 m (h)	LADERA SUPERIOR DE COLINA MEDIA LSCM
		LADERA INFERIOR DE COLINA MEDIA LICM
COLINA BAJA	COLINA BAJA CB > 20 - <= 50 m (h)	
LOMERÍO MUY ALTO	LOMERÍO MUY ALTO LMA > 150 - <=200 m (h)	LADERA SUPERIOR DE LOMERÍO MUY ALTO LSLMA
		LADERA INFERIOR DE LOMERÍO MUYALTO LILMA
		ELEVACIONES MAYORES DE LOMERÍO MUY ALTO EMLMA
		ELEVACIONES MENORES DE LOMERÍO MUY ALTO EmLMA
LOMERÍO ALTO	LOMERÍO ALTO LA >100 - <= 150 m (h)	LADERA SUPERIOR DE LOMERÍO ALTO LSLA
		LADERA INFERIOR DE LOMERÍO ALTO LILA
		ELEVACIONES MAYORES DE LOMERÍO ALTO EMLA
		ELEVACIONES MENORES DE LOMERÍO ALTO EmLA
LOMERÍO MEDIO	LOMERÍO MEDIO LM >50 - <= 100 m (h)	LADERA SUPERIOR DE LOMERÍO MEDIO LSLM
		LADERA INFERIOR DE LOMERÍO MEDIO LILM
LOMERÍO BAJO	LOMERÍO BAJO LB > 20 - <= 50 m (h)	
PIEDEMONTE	>10 - <= 20 m (h) P	PIEDEMONTE DE MONTAÑA ALTA PMA
		PIEDEMONTE DE MONTAÑA MEDIA PMM
		PIEDEMONTE DE MONTAÑA BAJA PMB
		PIE DE COLINA MUY ALTA PMCMA
		PIE DE COLINA ALTA PMCA
		PIE DE COLINA MEDIA PMCM
		PIE DE LOMERÍO MUY ALTO PLMA
		PIE DE LOMERÍO ALTO PLA
		PIE DE LOMERÍO MEDIO PLM
PLANICIE	PLANICIE ALUVIAL ONDULADA PAO <= 20 m (h)	
PLANICIE	PLANICIE ALUVIAL PA < 20 m (h)	
PLANICIE	PLANICIE COSTERA PLC < 10 m (h)	
PLANICIE	PLANICIE DELTAICA PLD < 10 m (h)	

Para ello, se escanearon 18 fotografías de 28, las cuales presentan el área de mayor traslape. La resolución en el escaneo de las fotografías fue de 500 dpi para obtener la mayor nitidez en los rasgos del relieve y en los límites de las UM.

Dentro del ambiente de un Sistema de Información Geográfica estas unidades se representan como una entidad poligonal con atributos propios y únicos Meijerink (1988). Con esa finalidad se convirtieron los límites de las UM en vectores. Para ello se llevaron a cabo las siguientes actividades:

Creación y Georreferenciación de Ortofotos

Con el comando Georeference de ILWIS se derivó ortofoto por fotografía, tomando como base el modelo digital de elevación, la distancia focal de la fotografía y la distancia promedio que se calculó entre las cuatro marcas fiduciales de las 18 fotografías escaneadas.

Distancia Focal	distancia promedio	Sigma
88.14 mm	105.9 mm	0.05 mm/pixel

Se asignó un par de coordenadas con la distancia promedio a cada marca fiducial; el signo de los valores se estableció de acuerdo al sistema cartesiano. La georreferenciación de dichas marcas se realizó en el sentido de las manecillas del reloj, iniciando en la parte superior derecha.

4 ^a (-105.9, 105.9)	1 ^a (105.9, 105.9)
+	+
	+ (0,0)
+	+
3 ^a (-105.9, -105.9)	2 ^a (105.9, -105.9)

El error que arrojó el sistema fue de 0.05 mm por pixel, que se considera aceptable.

Una vez creado el documento para cada ortofoto, se prosiguió a agregar puntos de control con valor en x y y al interior de la imagen. Estos puntos x,y se obtuvieron identificando un cruce de vías de comunicación, ríos y escurrimientos en las cartas topográficas 1:50,000.

En promedio se asignaron 30 puntos por fotografía, distribuidos de manera uniforme y cuidando que el SIGMA siempre marcara por debajo del valor máximo de error, que es de 5.0. En las fotografías que cubrían las márgenes occidentales del área de estudio el error estuvo cerca del máximo permitido, debido a que el MDE se derivó cubriendo exclusivamente el área de estudio.

Para tratar de disminuir el desplazamiento de las ortofotos con respecto a los puntos de control asignados se capturaron los vectores de ríos, caminos y algunas veces de predios, sobre todo cuando no se identificaba ningún cruce de los anteriores.

4.4.3 Digitización de los límites de las Unidades Morfogénéticas (UM)

Los límites de las UM se digitizaron sobre la ortofoto, generando un mapa de segmentos que presenta las mismas características de referencia geográfica que la imagen. De acuerdo a la escala, se definieron las tolerancias de captura como sigue:

Snap Tolerance (m) = 25

Snap Tolerance (pixel) = 5

Tunnel Tolerance (m) = 5

Se capturaron UM completas y solo donde el MDE no abarcaba la unidad completa se terminó el polígono con una línea recta. Una vez que se digitizaron los límites de las UM

para toda el área de estudio, los polígonos resultantes se sobrepusieron al mapa de relieve sombreado y se procedió a corregir la configuración de algunos de ellos.

4.5 SISTEMA DE CLASIFICACIÓN DE LAS UNIDADES MORFOGENÉTICAS

En una segunda etapa y después de haber capturado los 408 polígonos de las UM, se diseñó un sistema de clasificación que permitiera agruparlas de acuerdo a sus propiedades cualitativas y cuantitativas como origen (principal y específico), tipo de relieve, estructura y litología, altura relativa y posición topográfica, y así poder describirlas.

Partiendo de la idea de que las UM deben ayudar a entender el arreglo del relieve en un modelo tridimensional, Meijerink (1988) sugiere iniciar la jerarquización con el origen principal de las UM, que es el responsable de su creación, resultando un primer nivel de análisis muy general, el de Sistema Morfogenético y que corresponde con el concepto de Sistema de Terreno que Verstappen y van Zuidam (1991) define como el desarrollo característico del relieve determinado fundamentalmente por la génesis, la litología y el clima. Para este estudio se tomó en cuenta la génesis, la estructura, la litología, y la edad de las rocas y de las estructuras; resultando el sistema morfogenético Aguada, el sistema morfogenético Gran Planicie (estero Cucharas), el sistema morfogenético Tantima, el sistema morfogenético Tamabra, el sistema morfogenético Planicie Costera y el sistema Morfogenético Faja de Oro. El nombre para cada sistema hace referencia a las estructuras mayores en cada uno de ellos (Figura 4.6).

4.5.1 Sistema morfogenético Aguada

Gibson (1952) caracteriza la estructura de la Aguada como una prominencia granítica, con forma más o menos cóncava que culmina en el centro de la hacienda de la Aguada en una parte y en otra en los terrenos de San Antonio Tamijuí. La geología superficial está representada por una secuencia de areniscas y lutitas del Oligoceno, intrusionadas

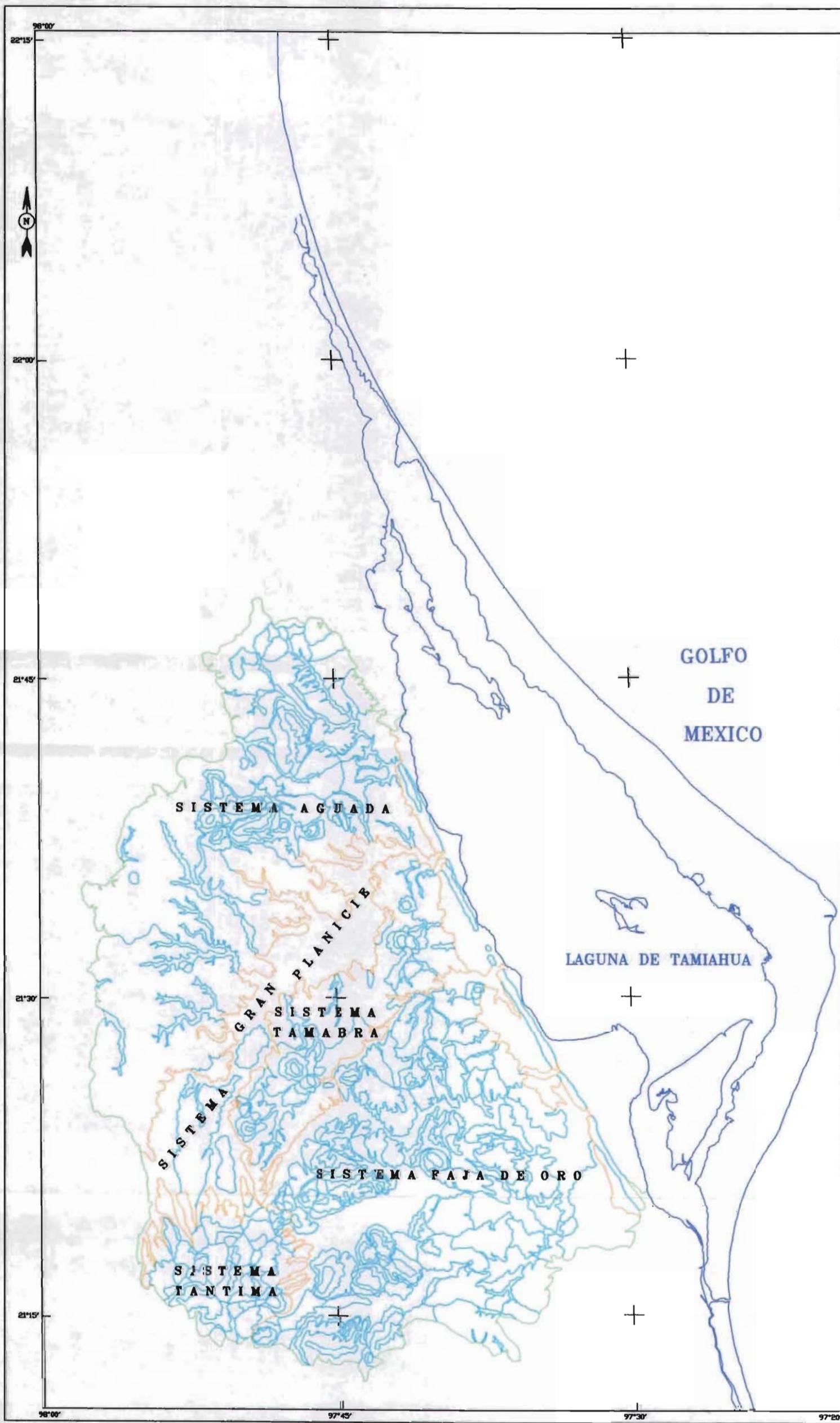
en ciertos puntos por domos, tapones y diques. En este sistema el relieve se caracteriza por el desarrollo de distintos tipos de lomeríos, colinas, laderas de lomeríos y de colinas, piedecolina y de lomeríos y planicies, principalmente.

4.5.2 Sistema morfogénico Gran Planicie (Estero Cucharas)

Esta gran planicie aluvial presenta la columna estratigráfica completa, así lo demuestran las perforaciones realizadas en el área de Tamontao y Pitahaya, por lo que se supone que su carácter de falla data desde el Jurásico (López, 1952) (Figura 3.5). Este autor la describe como un sinclinal formado por la estructura de la Aguada y la del anticlinal de la Faja de Oro. Por la escala del material fotográfico solo se identificaron los relieves de planicie aluvial y de planicie aluvial ondulada. También se identificaron pequeñas terrazas, que por su extensión se omitieron.

4.5.3 Sistema morfogénico Tantima

Está constituido por la estructura alargada de la Sierra de Tantima, que alcanza 1,200 msnm. y se extiende de NE-SW; con ensanchamientos y alargamientos que indican efusiones por fisura. Gibson (1952) ubica a la Sierra de Tantima a 8 kilómetros de la hacienda de la Aguada y la define como una estructura de médula granítica rodeada de material efusivo. Los sedimentos que afloran en la superficie corresponden a lutitas intercaladas con areniscas. Esta secuencia de rocas está cubierta por una extensa y abundante capa de material piroclástico al norte del macizo ígneo e intrusionada por cuellos volcánicos de menor altura. Las unidades morfogénicas identificadas corresponden a distintos tipos de relieves como laderas de montaña, piedemonte, lomeríos y planicies aluviales.



CROQUIS DE LOCALIZACIÓN

SIMBOLOGÍA

-  LIMITE DE COSTA
-  UNIDAD MORFOGENETICA
-  LIMITE DE SISTEMA
-  LIMITE DE CUENCA
-  CRUCE DE COORDENADAS

FUENTE:
 FOTOGRAFIA AEREA ESCALA 1: 90,000, INEGI, 1976
 SISTEMA DE COORDENADAS UTM, DATUM MAD27



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO	
FACULTAD DE FILOSOFÍA Y LETRAS	
COLEGIO DE GEOGRAFÍA	
INSTITUTO DE GEOGRAFÍA	
SISTEMAS MORFOGENÉTICOS EN LA CUENCA HIDROGRÁFICA DE LA LAGUNA DE TAMIAHUA, VERACRUZ.	
ELABORADO:	APROBADO:
EVA NAVA URBIBE	DR. JORGE LÓPEZ BLANCO
FIGURA 4.6 Archivo sistemas.dwg	FECHA: OCTUBRE 2004 HOJA 1/1

4.5.4 Sistema morfogenético Tamabra

Es un terreno que se extiende en la margen occidental de la Sierra de la Faja de Oro y que varios autores consideran que corresponde al bloque hundido de una gran falla normal. López (1952), Flores (1955), Mata (1954) definen una estructura litológica compuesta de una sucesión de calizas densas, abundantes clastos derivados de la erosión de la cima de la Faja de Oro y dolomitas cubiertas por los depósitos oligocénicos. También definen una diferencia de grosor de sedimentos con respecto a la Faja de Oro de más de 1,000 m. El tipo de relieve que predomina corresponde a una planicie aluvial ondulada interrumpida por la presencia de colinas que conforman cuerpos ígneos como diques, tapones y cuellos volcánicos.

4.5.5 Sistema morfogenético Faja de Oro

Está constituido por la estructura arrecifal de la Faja de Oro y por los terrenos orientales adyacentes. La estructura de esta sierra se describe como una barrera seccionada en bloques o altos estructurales asociados a pequeños domos, cubierta por las secuencias de lutitas-areniscas del Oligoceno, en forma discordante. El flanco occidental de esta sierra es abrupto, mientras que el flanco oriental presenta una pendiente que oscila entre los 2 y 5°. En el área de estudio presenta un buzamiento hacia el NNE que coincide con la dirección (NE-SW) de muchos de los cuerpos ígneos emplazados, que dan lugar a la existencia de colinas y lomeríos. Los terrenos adyacentes corresponden al postarrecife, donde el desarrollo de sedimentos propios de ambientes lagunares influye en la conformación de una variedad de lomeríos de poca altura y planicies.

4.5.6 Sistema morfogenético Planicie Costera

Este sistema está integrado por las formas propias de un complejo ambiente costero, donde los materiales y procesos de origen fluvio-deltaico-lagunar se conjugan para dar lugar a planicies costeras, planicies deltaicas y lomeríos bajos.

La información geológica-estructural se obtuvo a nivel de cuenca y sólo para algunas zonas específicas se encontró información local. Para las áreas que no se consiguió información a detalle, se tuvo que extrapolar la información de las regiones que sí presentaban datos.

La delimitación de los sistemas morfogénéticos se llevó a cabo en el mapa de relieve sombreado, siguiendo los límites de las UM sobrepuestas (Figura 4.7). En algunas áreas las fallas que ocupan los principales ríos marcaron fronteras entre los sistemas y, en otras, la geología fue determinante. Esta primera organización del relieve para su análisis, se caracteriza por una homogeneidad al interior de los sistemas en cuanto al origen principal, tectónica, estructura geológica y edad. En cuanto al parámetro origen específico, tipo de relieve, altura relativa, litología y pendiente, cada sistema presenta una heterogeneidad en su interior representada por las 388 UM identificadas, es decir que los sistemas pueden albergar varios tipos de relieve. Por lo que se tuvieron que reagrupar las UM en 75 Grupos de Unidades Morfogénéticas (GUM) distribuidas en todos los sistemas; en la Figura 4.6 se mencionan las características morfométricas de cada una de las UM agrupadas.

4.6 GRUPOS DE UNIDADES MORFOGENÉTICAS

En este segundo nivel de análisis se reagruparon las 388 UM en 75 GUM con base a los parámetros origen específico, altura relativa, altura promedio, litología, pendiente, posición topográfica y edad; el cuadro 4.8 muestra en resumen las características de cada unidad morfogénética. Estas 75 GUM son las que aparecen en la leyenda del Mapa Morfogénético definitivo, entendiendo que al interior de cada una de ellas se encuentran las UM (Verstappen y van Zuidam, 1991 y Meijerink, 1988) que genéticamente guardan una similitud, pero que se distinguen unas de otras por la forma como se conjuga la litología, la estructura geológica y las propiedades morfométricas; lo que se traduce en distintos tipos de morfodinámica y morfologías al interior de cada GUM. En el capítulo

siguiente se describen los GUM resaltando las características morfométricas y morfográficas de cada UM.

CUADRO 4.7 GRUPOS DE UNIDADES MORFOGENÉTICAS

GUM	ORIGEN	TIPO DE RELIEVE	UM	ID	SISTEMA	GEOMETRIA DEL RELIEVE	LITOLOGIA	EDAD	OBSERVACIONES
LsMAv	Endógeno-Tectónico-	Ladera sup de Montaña Alta	LsMAv01	1	Tantima	> 16°, > 1080-1180m, 900 m	Espesos derrames de basaltos alcalinos que	Roca: Plio-Cuaternario	Estas rocas integran la parte superior de
	Volcánico	de origen endógeno-volcánico	LsMAv02	2	Tantima	> 16°, > 1020-1100m, 900 m	descansan sobre basaltos intermedios. A partir	Relieve: Reciente	la Sierra de Tantima. En esta sección se
			LsMAv03	3	Tantima	> 16°, > 740-820m, 900 m	de los 700 m de altitud Robin (1976) identifica		identificaron microbloques
			LsMAv04	4	Tantima	> 16°, > 920-1000m, 900 m	derrames alcalinos como bloques sin intercala		
LmMAv	Endógeno-Tectónico-	Ladera media de Montaña	LmMAv01	5	Tantima	> 16°, > 720-800m, 900 m	Espesos derrames de basaltos alcalinos que	Roca: Plio-Cuaternario	Estas rocas integran la parte superior de
	Volcánico	Alta de origen Endógeno-	LmMAv02	6	Tantima	> 16°, > 760-840m, 900 m	descansan sobre basaltos intermedios. A partir	Relieve: Reciente	la Sierra de Tantima. En esta sección se
		Volcánico	LmMAv03	7	Tantima	> 16°, > 640-720m, 900 m	de los 700 m de altitud Robin (1976) identifica		identificaron microbloques
			LmMAv04	8	Tantima	> 16°, > 880-980m, 900 m	derrames alcalinos como bloques sin intercala		
LIMAv	Endógeno-Tectónico-	Ladera inferior de Montaña	LIMAv01	9	Tantima	> 8-16°, > 540-640m, 900 m	Espesos derrames de basaltos intermedios Cal	Roca: Plio-Cuaternario	Los flujos lávicos y los cuerpos intrusivos
	Volcánico-Acumulativo	Alta de origen Endógeno-	LIMAv02	10	Tantima	> 16°, > 620-700m, 900 m	coalcalinos a partir de los 540 m de altitud	Relieve: Reciente	son producto de una fase tectónica de
		Volcánico del Terciario Sup.	LIMAv03	11	Tantima	> 8-16°, > 500-580m, 900 m	Robin, 1976		carácter distensivo del Terciario sup
			LIMAv04	12	Tantima	> 16°, > 420-500m, 900 m			INEGI (1982)
			LIMAv05	13	Tantima	> 8-16°, > 500-600m, 900 m			
LsMIV	Endógeno-Tectónico-	Ladera sup de Montaña Media	LsMIV01	14	Tantima	> 16°, > 560-640m, 560 m	Espesos derrames de basaltos intermedios Cal	Roca: Plio-Cuaternario	Estas rocas integran la parte media de la
	Volcánico	de origen endógeno-volcánico	LsMIV02	15	Tantima	> 16°, > 440-500m, 420 m	coalcalinos a partir de los 540 m de altitud	Relieve: Reciente	Sierra de Tantima. Las cimas de estas
			LsMIV03	16	Tantima	> 8-16°, > 420-500m, 480 m	Robin, 1976		Montañas medias corresponden a los
			LsMIV04	17	Tantima	> 16°, > 620-680m, 560 m			cuellos intrusivos del C. Tantima, C. Pelón
			LsMIV05	18	Tantima	> 16°, > 520-560m, 460 m			y otros por donde se supone fueron expul-
			LsMIV06	19	Tantima	> 8-16°, > 560-640m, 460 m			sados los flujos lávicos
LmMIV	Endógeno-Tectónico-	Ladera intermedia de Montaña	LmMIV01	20	Tantima	> 16°, > 420-500m, 560 m	Espesos derrames de basaltos intermedios Cal	Roca: Plio-Cuaternario	Estos flujos basálticos se encuentran
	Volcánico	Media de origen Endógeno-	LmMIV02	21	Tantima	> 16°, > 480-580m, 560 m	coalcalinos a partir de los 540 m de altitud	Relieve: Reciente	cubiertos por una gruesa capa de mate-
		Volcánico del Terciario Sup.	LmMIV03	22	Tantima	> 16°, > 440-500m, 460 m	Robin, 1976		rial piroclástico.
LIMV	Endógeno-Tectónico-	Ladera inferior de Montaña	LIMV01	23	Tantima	> 8-16°, > 340-400m, 560 m	A partir de los 375 m de altitud Robin (1976)	Roca: Plio-Cuaternario	Los flujos lávicos y los cuerpos intrusivos
	Volcánico-Acumulativo	Media de origen Endógeno-	LIMV02	24	Tantima	> 8-16°, > 300-360m, 420 m	identificó basaltos doleríticos de olivino cubiertos	Relieve: Reciente	se encuentran cubiertos por una gruesa
		Volcánico del Terciario Sup.	LIMV03	25	Tantima	> 8-16°, > 360-420m, 480 m	por derrames de basalto andesítico de augita		capa de material piroclástico. C. Coquich
			LIMV04	26	Tantima	> 8-16°, > 380-420m, 560 m			
			LIMV05	27	Tantima	> 8-16°, > 320-420m, 460 m			
			LIMV06	28	Tantima	> 8-16°, > 340-440m, 460 m			
LsMBv	Endógeno-Tectónico-	Ladera sup de Montaña inferior	LsMBv02	29	Tantima	> 4-16°, > 420-500m, 320 m	A partir de los 375 m de altitud Robin (1976)	Roca: Plio-Cuaternario	Los flujos lávicos y los cuerpos intrusivos
	Volcánico	de origen endógeno-volcánico	LsMBv03	30	Tantima	> 8-16°, > 480-580m, 350 m	identificó basaltos doleríticos de olivino cubiertos	Relieve: Reciente	se encuentran cubiertos por una gruesa
			LsMBv04	31	Tantima	> 16°, > 380-440m, 400 m	por derrames de basalto andesítico de augita		capa de material piroclástico.
			LsMBv05	32	Tantima	> 8-16°, > 280-360m, 260 m			
			LsMBv05 era LsMBv09						
LIMBv	Endógeno-Tectónico-	Ladera inferior de Montaña	LIMBv02	33	Tantima	> 4-16°, > 340-400m, 320 m	De flujos lávicos y cuerpos intrusivos cubiertos	Roca: Plio-Cuaternario	Los flujos lávicos y los cuerpos intrusivos
	Volcánico-Acumulativo	Baja de origen Endógeno-	LIMBv03	34	Tantima	> 16°, > 380-460m, 350 m	por material piroclástico del Terciario Superior	Relieve: Reciente	se encuentran cubiertos por una gruesa
		Volcánico del Terciario Sup.	LIMBv04	35	Tantima	> 8-16°, > 280-360m, 400 m	(Robin, 1972)		capa de material piroclástico.
			LIMBv05	36	Tantima	> 8-16°, > 220-280m, 280 m			
			LIMBv06	37	Tantima	> 8-16°, > 240-320m, 260 m			
			LIMBv06	37	Tantima	> 8-16°, > 240-320m, 260 m			
LMBvnd	Endógeno-Tectónico-	Ladera de Montaña Baja No	LMBvnd01	38	Tantima	> 4-16°, > 300-380m, 235 m	De flujos lávicos y cuerpos intrusivos cubiertos	Roca: Plio-Cuaternario	Los flujos lávicos y los cuerpos intrusivos
	Volcánico-Acumulativo	diferenciada de origen endógeno	LMBvnd02	39	Tantima	> 8-16°, > 520-600m, 320 m	por material piroclástico del Terciario Superior	Relieve: Reciente	se encuentran cubiertos por una gruesa
		Volcánico del Terciario Sup.	LMBvnd03	40	Tantima	> 8-16°, > 460-540m, 380 m	(Robin, 1972)		capa de material piroclástico.
								Una de las cimas de estas unidades co-	
								responde al C. Mixcaltepec	
LsMBI	Endógeno-Tectónico-	Ladera sup de Montaña Baja	LsMBI01	41	F.O Toteco	> 4-8°, > 240-320m, 210 m	Los cuerpos intrusivos se encuentran en forma	Roca: Mioceno-Plioceno	INEGI(1982) el Gabro es la roca intrusiva
	Zacamitile	Intrusivo	LsMBI02	42	F.O	> 8-16°, > 260-320m, 230 m	de diques -estratos, domos y tapones resultado	Relieve: Reciente	que predomina. Se distinguen por su mor-
	C. Moratillo		LsMBI03	43	F.O	> 8-16°, > 240-320m, 270 m	de un vulcanismo alcalino de edad Miocénica		fología de espigas y al igual que la roca
	Amatitán		LsMBI04	44	F.O	> 16°, > 220-280m, 250 m	Estas rocas se encuentran emplazadas en las		volcánica está relacionada con una
	Amatitán		LsMBI05	45	F.O	> 16°, > 240-280m, 250 m	estratos de areniscas-lutitas del Oligoceno.		tectónica de carácter distensivo
	C. El Trueno		LsMBI06	46	F.O	> 16°, > 200-260m, 280 m	Demant y Robin 1976, Gibson 1952, INEGI 1982		
	C. El Borracho		LsMBI07	47	F.O	> 16°, > 180-220m, 210 m			
	C. El Zopilote, C. El Oro		LsMBI08	48	F.O	> 16°, > 120-180m, 270 m			
C. El Quebracho			LsMBI10	49	Tamabra	> 16°, > 180-260m, 240 m			
LmMBI	Endógeno-Tectónico-	Ladera media de Montaña	LmMBI01	50	F.O	> 4-8°, > 220-280m, 210 m	Los cuerpos intrusivos se encuentran en forma	Roca: Mioceno-Plioceno	INEGI(1982) el Gabro es la roca intrusiva
	Intrusivo	Baja de origen Endógeno-Tecto-	LmMBI02	51	Tamabra	> 8-16°, > 140-180m, 240 m	de diques -estratos, domos y tapones resultado	Relieve: Reciente	que predomina. Se distinguen por su mor-
		nico-Intrusivo del Terciario Sup.				de un vulcanismo alcalino de edad Miocénica		fología de espigas y al igual que la roca	
						Estas rocas se encuentran emplazadas en las		volcánica está relacionada con una	
						estratos de areniscas-lutitas del Oligoceno.		tectónica de carácter distensivo	
						Demant y Robin 1976, Gibson 1952, INEGI 1982			
LIMBI	Endógeno-Tectónico-	Ladera inferior de Montaña	LIMBI01	52	F.O	> 4-8°, > 200-260m, 210 m	Los cuerpos intrusivos se encuentran en forma	Roca: Mioceno-Plioceno	INEGI (1982) el Gabro es la roca intrusiva
	Intrusivo-Acumulativo	Baja de origen Endógeno-	LIMBI02	53	F.O	> 4-16°, > 200-280m, 230 m	de diques -estratos, domos y tapones resultado	Relieve: Reciente	que predomina. Se distinguen por su mor-
		Intrusivo del Terciario Sup.	LIMBI03	54	F.O	> 4-8°, > 200-280m, 270 m	de un vulcanismo alcalino de edad Miocénica		fología de espigas y al igual que la roca
			LIMBI04	55	F.O	> 8-16°, > 160-240m, 260 m	Estas rocas se encuentran emplazadas en las		volcánica está relacionada con una
			LIMBI05	56	F.O	> 4-16°, > 180-220m, 250 m	estratos de areniscas-lutitas del Oligoceno.		tectónica de carácter distensivo
			LIMBI06	57	F.O	> 8-16°, > 120-180m, 280 m	Demant y Robin 1976, Gibson 1952, INEGI 1982		
			LIMBI07	58	F.O	> 8-16°, > 100-180m, 210 m			

			LIMB08	59	F.O	> 4-16°, > 40-120m, 270 m					
											LeMB09, 10 pasan como LeMBv05 06
			LIMB11	60	Tamabra	> 4-16°, > 60-120m, 240 m					
LSMA	Endógeno-Tectónico-Intrusivo	Ladera Superior de Colina Muy Alta de origen Endógeno-Tectónico-Intrusivo del Terciario Sup.	LSMA01	61	F.O CI	> 8-16°, > 200-240m, 190 m	Estos tipos de relieve están ligados a rocas intrusivas del Mioceno como domos, diques y tapones (Gibson 1952, López 1952, Flores 1955)	Roca: Mioceno-Plioceno	Relieve: Reciente	INEGI (1982) el Gabro es la roca intrusiva que predomina. Se distinguen por su morfología de espigas. Cerro Santa Catarina Cerro El Gallo	
			LSMA02	62	F.O CI	> 8-16°, > 160-220m, 165 m					
			LSMA03	63	Tamabra TB	> 8-16°, > 60-120m, 150 m					
			LSMA04	64	F.O CI	> 8-16°, > 220-260m, 170 m					
LICMA	Endógeno-Tectónico-Intrusivo-Acumulativo	Ladera Inferior de Colina Muy Alta de origen Endógeno-Tectónico-Intrusivo del Terciario Sup.	LICMA01	65	F.O CI	> 8-16°, > 140-180m, 190 m	Estos tipos de relieve están ligados a rocas intrusivas del Mioceno como domos, diques y tapones (Gibson 1952, López 1952, Flores 1955)	Roca: Mioceno-Plioceno	Relieve: Reciente	INEGI (1982) el Gabro es la roca intrusiva que predomina. Se distinguen por su morfología de espigas. Cerro Santa Catarina Cerro El Gallo	
			LICMA02	66	F.O CI	> 8-16°, > 100-160m, 165 m					
			LICMA03	67	F.O TB	> 4-16°, > 20-60m, 150 m					
			LICMA04	68	F.O CI	> 8-16°, > 160-200m, 170 m					
CMA	Endógeno-Tectónico-Intrusivo	Colina Muy Alta de origen Endógeno-Tectónico-Intrusivo del Terciario Superior	CMA02	69	Tamabra TI	> 16°, > 80-120m, 165 m	Estos tipos de relieve están ligados a rocas intrusivas del Mioceno como domos, diques y tapones (Gibson 1952, López 1952, Flores 1955)	Roca: Mioceno-Plioceno	Relieve: Reciente	INEGI (1982) el Gabro es la roca intrusiva que predomina. Se distinguen por su morfología de espigas. Cerro Santa Catarina	
LSCA	Endógeno-Tectónico-Intrusivo	Ladera Superior de Colina Alta de origen Endógeno-Tectónico-Intrusivo del Terciario Superior	LSCA01	70	Aguada CI	> 8-16°, > 100-160m, 105 m	Estos tipos de relieve están ligados a rocas intrusivas del Mioceno como domos, diques y tapones (Gibson 1952, López 1952, Flores 1955)	Roca: Mioceno-Plioceno	Relieve: Reciente	INEGI (1982) el Gabro es la roca intrusiva que predomina. Se distinguen por su morfología de espigas.	
C.Lindero			LSCA02	71	Aguada CI	> 4-16°, > 140-180m, 115 m					
CI			LSCA03	72	Aguada	> 8-16°, > 120-160m, 125 m					
			LSCA04	73	F.O	> 0.5-4°, > 240-260m, 140 m					
			LSCA05	74	F.OZaragoza	> 4-8°, > 180-220m, 110 m					
			LSCA06	75	F.O CI	> 8-16°, > 100-140m, 110 m					
C.Tlapaguas			LSCA07	76	Tamabra CI	> 8°, > 140-160m, 140 m					
			LSCA08	77	Tamabra CI	> 8-16°, > 100-160m, 120 m					
LICA	Endógeno-Tectónico-Intrusivo-Acumulativo	Ladera Inferior de Colina Alta de origen Endógeno-Tectónico-Intrusivo del Terciario Superior	LICA01	78	Aguada	> 4-8°, > 80-120m, 105 m	Estos tipos de relieve están ligados a rocas intrusivas del Mioceno como domos, diques y tapones (Gibson 1952, López 1952, Flores 1955)	Roca: Mioceno-Plioceno	Relieve: Reciente	INEGI (1982) el Gabro es la roca intrusiva que predomina. Se distinguen por su morfología de espigas.	
C.Lindero			LICA02	79	Aguada CI	> 4-8°, > 100-140m, 115 m					
CI			LICA03	80	Aguada	> 4-8°, > 80-120m, 125 m					
			LICA04	81	F.O	> 8-16°, > 200-260m, 140 m					
			LICA05	82	F.OZaragoza	> 4-8°, > 140-180 m, 110 m					
			LICA06	83	F.O CI	> 8-16°, > 40-100m, 110 m					
C.Tlapaguas			LICA07	84	Tamabra CI	> 4-16°, > 80-140m, 140 m					
			LICA08	85	Tamabra CI	> 4-8°, > 60-100m, 120 m					
CA	Endógeno-Tectónico-Intrusivo	Colina Alta de origen Endógeno-Tectónico-Intrusivo del Terciario Superior	CA02 C. Taninul	86	Aguada CI	> 8-16°, > 40-80m, 105 m	Estos tipos de relieve están ligados a rocas intrusivas del Mioceno como domos, diques y tapones (Gibson 1952, López 1952, Flores 1955)	Roca: Mioceno-Plioceno	Relieve: Reciente	INEGI (1982) el Gabro es la roca intrusiva que predomina. Se distinguen por su morfología de espigas. C. Taninul es una intrusión dolerítica	
C.Tampulá			CA03 C. Tampulá	87	Aguada CI	> 16°, > 20-80m, 145 m					
LSM	Endógeno-Tectónico-Intrusivo	Ladera Superior de Colina Media de origen Endógeno-Tectónico-Intrusivo del Terciario Superior	LSM01C.Chalahuite	88	Aguada	> 8-16°, > 60-100m, 90 m	Estos tipos de relieve están ligados a rocas intrusivas del Mioceno como domos, diques y tapones (Gibson 1952, López 1952, Flores 1955)	Roca: Mioceno-Plioceno	Relieve: Reciente	INEGI (1982) el Gabro es la roca intrusiva que predomina. Se distinguen por su morfología de espigas.	
			LSM03 Tapon	89	F.O C.Carbal	> 8-16°, > 40-60m, 60 m					
LICM	Endógeno-Tectónico-Intrusivo-Acumulativo	Ladera Inferior de Colina Media de origen Endógeno-Tectónico-Intrusivo del Terciario Superior	LICM01C.Chalahuite	90	Aguada	> 8-16°, > 40-80m, 90 m	Estos tipos de relieve están ligados a rocas intrusivas del Mioceno como domos, diques y tapones (Gibson 1952, López 1952, Flores 1955)	Roca: Mioceno-Plioceno	Relieve: Reciente	INEGI (1982) el Gabro es la roca intrusiva que predomina. Se distinguen por su morfología de espigas.	
			LICM03 Tapón	91	F.O C.Carbal	> 4-8°, > 20-60m, 60 m					
CM	Endógeno-Tectónico-Intrusivo	Colina Media de origen Endógeno-Tectónico-Intrusivo del Terciario Superior	CM01 CI	92	Tamabra	> 8-16°, > 100-140m, 90 m	Estos tipos de relieve están ligados a rocas intrusivas del Mioceno como domos, diques y tapones (Gibson 1952, López 1952, Flores 1955)	Roca: Mioceno-Plioceno	Relieve: Reciente	INEGI (1982) el Gabro es la roca intrusiva que predomina. Se distinguen por su morfología de espigas.	
			CM02 CI	93	Aguada	> 2-8°, > 40-80m, 60 m					
CB	Endógeno-Tectónico-Intrusivo	Colina Baja de origen Endógeno-Tectónico-Intrusivo del Terciario Superior	CB01 CI	94	Aguada	> 4-8°, > 60-80m, 35 m	Estos tipos de relieve están ligados a rocas intrusivas del Mioceno como domos, diques y tapones (Gibson 1952, López 1952, Flores 1955)	Roca: Mioceno-Plioceno	Relieve: Reciente	INEGI(1982) el Gabro es la roca intrusiva que predomina. Se distinguen por su morfología de espigas y al igual que la roca volcánica está relacionada con una tectónica de carácter distensivo	
			CB02 CI	95	Aguada	> 8-16°, > 40-80m, 50 m					
			CB03 CI	96	Tamabra	> 4-16°, > 60-100m, 50 m					
			CB04 CI	97	Tamabra	> 4-8°, > 60-80m, 50m					
			CB05 CI	98	Tamabra	> 8-16°, > 40-80m, 40 m					
			CB06 CI	99	Tamabra	> 4-8°, > 80-100m, 50 m					
			CB07 CI	100	Tamabra	> 2-8°, > 80-100m, 40 m					
LMAvAsP	Endógeno-Tectónico-Volcánico-Acumulativo	Lomerío Muy Alto de origen Endógeno-Tectónico-Volcánico y Acumulativo del Terciario Superior, asociado a Piedemonte	LMAvAsP01	101	Tantima	> 8-16°, 160-260m,	Espesos derrames de basaltos intermedios que descansan sobre los sedimentos oligocénicos y que están cubiertos por material piroclástico.	Roca: Plio-Cuaternario	Relieve: Reciente	Los flujos lávicos y los cuerpos intrusivos se encuentran cubiertos por una gruesa capa de material piroclástico.	
			LMAvAsP02	102	Tantima	> 16°, > 260-340m, h170m					
			LMAvAsP03	103	Tantima	> 4-16°, > 220-300m, h170m					
			LMAvAsP04	104	Tantima	> 4-8°, > 220-300m, h170m	Estas rocas volcánicas se encuentran intrusivas por diques y tapones (Robin, 1972)				
			LMAvAsP05	105	Tantima	> 4-8°, > 280-340m, h190m					
LAvAsP	Endógeno-Tectónico-Volcánico-Acumulativo	Lomerío Alto de origen Endógeno-Tectónico-Volcánico-Acumulativo del Terciario Superior, asociado a Piedemonte	LAvAsP04	106	Tantima	> 2-8°, > 140-220m, 120 m	Espesos derrames de basaltos intermedios que descansan sobre los sedimentos oligocénicos y que están cubiertos por material piroclástico.	Roca: Plio-Cuaternario	Relieve: Reciente	Los flujos lávicos y los cuerpos intrusivos se encuentran cubiertos por una gruesa capa de material piroclástico.	
			LAvAsP05	107	Tantima	> 4-8°, > 180-260m, 110 m					
			LAvAsP06	108	Tantima	> 8-16°, > 180-260m, 120 m					
			LAvAsP07	109	Tantima	> 4-8°, > 160-220m, 115 m	Estas rocas volcánicas se encuentran intrusivas por diques y tapones (Robin, 1972)				
LMAvAsP	Endógeno-Tectónico-Volcánico-Acumulativo	Lomerío Medio de origen Endógeno-Tectónico-Volcánico-Acumulativo del Terciario Superior asociado a Piedemonte	LMAvAsP01	110	Tantima	> 2-8°, > 160-240m, 70 m	Espesos derrames de basaltos intermedios que descansan sobre los sedimentos oligocénicos y que están cubiertos por material piroclástico.	Roca: Plio-Cuaternario	Relieve: Reciente	Los flujos lávicos y los cuerpos intrusivos se encuentran cubiertos por una gruesa capa de material piroclástico.	
			LMAvAsP02	111	Tantima	> 4-8°, > 160-240m, 60 m					
			LMAvAsP03	112	Tantima	> 4-8°, > 120-200m, 70 m					
			LMAvAsP04	113	Tantima	> 2-4°, > 140-200m, 70 m	Estas rocas volcánicas se encuentran intrusivas por diques y tapones (Robin, 1972)				
			LMAvAsP05	114	Tantima	> 2-4°, > 180-240m, 60 m					
LMAp	Endógeno-Tectónico-Estructural-Plegado	Lomerío Muy Alto de origen Endógeno-Tectónico de estructura	LMAp02	115	F.O C.Pelón	> 8-16°, > 80-160m, 155 m	Lutitas-Areniscas del Oligoceno con estructura de Caliza Arrecifal, ambas muy plegadas e intru	Roca: Oligoceno-Mioceno	Relieve: Reciente	Estos sedimentos plegados se localizan en los altos estructurales que conforman la	

		plegada					alonadas en algunos puntos por tapones, diques ó domos volcánicos (López 1952)		Faja de Oro y la zona norte de la Aguada
LSLMap	Endógeno-Tectónico-Estructural-Plegado	Ladera Superior de Lomerio Muy Alto de origen endógeno-tectónico de estructura muy plegada	LSLMap01	116	F.O CI	> 16°, > 120-180m, 180 m	Lutitas-Areniscas del Oligoceno con estructura de Caliza Arrecifal, ambas muy plegadas e intrusionadas en algunos puntos por tapones, diques ó domos volcánicos (López 1952)	Roca:Oligoceno-Mioceno Relieve: Reciente	Viniestra y Suárez identificaron estratos de caliza arenosa con abundancia de fósiles, de fuerte echado y plegamientos recurrentes.
LILMap	Endógeno-Tectónico-Estructural-Plegado	Ladera Inferior de Lomerio Muy Alto de origen endógeno-tectónico de estructura muy plegada	LILMap01	117	F.O CI	> 8-16°, > 80-120m, 180 m	Lutitas-Areniscas del Oligoceno con estructura de Caliza Arrecifal, ambas muy plegadas e intrusionadas en algunos puntos por tapones, diques ó domos volcánicos (López 1952)	Roca:Oligoceno-Mioceno Relieve: Reciente	Viniestra y Suárez identificaron estratos de caliza arenosa con abundancia de fósiles, de fuerte echado y plegamientos recurrentes.
ESLMap	Endógeno-Tectónico-Estructural-Plegado	Elevaciones Superiores de Lomerio Muy Alto de origen endógeno tectónico de estructura plegada	ESLMap01	118	F.O	> 8-16°, > 200-260m, 155 m	Lutitas-Areniscas del Oligoceno con estructura de Caliza Arrecifal, ambas muy plegadas e intrusionadas en algunos puntos por tapones, diques ó domos volcánicos (López 1952). Se ubican en la zona de transición entre la zona volcánica de Tantima y los sedimentos oligocénicos plegado	Roca:Oligoceno-Mioceno Relieve: Pleistoceno	Viniestra y Suárez identificaron estratos de caliza arenosa con abundancia de fósiles, de fuerte echado y plegamientos recurrentes. Y de acuerdo a INEGI, podría existir cierta presencia de material proclástico
EILMap	Endógeno-Tectónico-Estructural-Plegado	Elevaciones Superiores de Lomerio Muy Alto de origen endógeno tectónico de estructura plegada	EILMap01	119	F.O	> 8-16°, > 140-200m, 155 m	Lutitas-Areniscas del Oligoceno con estructura de Caliza Arrecifal, ambas muy plegadas e intrusionadas en algunos puntos por tapones, diques ó domos volcánicos (López 1952). Se ubican en la zona de transición entre la zona volcánica de Tantima y los sedimentos oligocénicos plegado	Roca:Oligoceno-Mioceno Relieve: Reciente	Viniestra y Suárez identificaron estratos de caliza arenosa con abundancia de fósiles, de fuerte echado y plegamientos recurrentes. Y de acuerdo a INEGI, podría existir cierta presencia de material proclástico
LAp	Endógeno-Tectónico-Estructural-Plegado	Lomerio Alto de estructura muy plegada, de origen endógeno-tectónico-plegado	LAp01	120	Aguada	> 4-16°, > 60-120m, 105 m	Lutitas-Areniscas del Oligoceno con estructura muy plegada e intrusionadas por diques, domos y tapones volcánicos (López 1952, Gibson 1952)	Roca:Oligoceno-Mioceno Relieve: Reciente	Los lomerios ubicados en la F.O tiene una influencia directa por la estructura arrecifal interna.
			LAp02	121	F.O	> 8-16°, > 80-140m, 105 m			
			LAp03	122	F.O	> 4-16°, > 80-120m, 115 m			
			LAp04	123	F.O	> 8-16°, > 60-120m, 105 m			
C.Los Quemadores			LAp05	124	F.O	> 8-16°, > 60-120m, 130 m			
C.El Naranjal, C.Loco			LAp06L. El Jacuval	125	F.O.L. Los Ch	> 4-16°, > 60-120m, 120 m			
ESLAp	Endógeno-Tectónico-Estructural-Plegado	Elevaciones Superiores de Lomerio Alto de origen endógeno-tectónico de estructura plegada	ESLAp01	126	F.O	> 8-16°, > 120-180m, 140 m	Lutitas-Areniscas del Oligoceno con estructura interna de Caliza arrecifal ambas rocas muy plegadas e intrusionadas por diques, tapones y domos volcánicos del Terciario superior	Roca:Oligoceno-Mioceno Relieve: Pleistoceno	Estas elevaciones superiores se concentran hacia el centro de la unidad
EILAp	Endógeno-Tectónico-Estructural-Plegado	Elevaciones Inferiores de Lomerio Alto de origen endógeno-tectónico de estructura plegada	EILAp01	127	F.O	> 4-16°, > 60-120m, 140 m	Lutitas-Areniscas del Oligoceno con estructura interna de Caliza arrecifal ambas rocas muy plegadas e intrusionadas por diques, tapones y domos volcánicos del Terciario superior	Roca:Oligoceno-Mioceno Relieve: Reciente	Estas elevaciones inferiores se encuentran cubiertas por la erosión de las elevaciones superiores
LSLmp	Endógeno-Tectónico-Estructural-Plegado	Ladera superior de Lomerio Medio de estructura muy plegada, de origen endógeno-tectónico-plegado	LSLmp01	128	Aguada	> 8-16°, > 60-100m, 80 m	Lutitas-Areniscas del Oligoceno con estructura muy plegada e intrusionadas por diques, domos y tapones volcánicos (López 1952, Gibson 1952)	Roca:Oligoceno-Mioceno Relieve: Reciente	Los lomerios ubicados en la F.O tiene una influencia directa por la estructura arrecifal interna.
C.La Granadilla			LSLmp02	129	F.O	> 8-16°, > 60-120m, 80 m			
			LSLmp03	130	F.O	> 8-16°, > 120-140m, 90 m			
LILmp	Endógeno-Tectónico-Estructural-Plegado	Ladera Inferior de Lomerio Medio de estructura muy plegada, de origen endógeno-tectónico-plegado	LILmp01	131	Aguada	> 2-8°, > 40-80m, 80 m	Lutitas-Areniscas del Oligoceno con estructura muy plegada e intrusionadas por diques, domos y tapones volcánicos (López 1952, Gibson 1952)	Roca:Oligoceno-Mioceno Relieve: Reciente	Los lomerios ubicados en la F.O tiene una influencia directa por la estructura arrecifal interna.
C.La Granadilla			LILmp02	132	F.O	> 4-16°, > 40-80m, 80 m			
			LILmp03	133	F.O	> 4-16°, > 60-120m, 90 m			
Lmp	Endógeno-Tectónico-Estructural-Plegado	Lomerio Medio de estructura muy plegada y de origen endógeno-tectónico-plegado	Lmp01	134	Aguada	> 4-16°, > 60-100m, 60 m	Lutitas-Areniscas del Oligoceno con estructura muy plegada e intrusionadas por diques, domos y tapones volcánicos (López 1952, Gibson 1952)	Roca:Oligoceno-Mioceno Relieve: Reciente	Estos sedimentos plegados se localizan en los altos estructurales que conforman la Faja de Oro y la zona norte de la Aguada
			Lmp02	135	Aguada	> 4-8°, > 40-80m, 55 m			
			Lmp03	136	Aguada	> 8-16°, > 40-100m, 60 m			
			Lmp04	137	Aguada	> 8-16°, > 20-80m, 80 m			
			Lmp05	138	F.O	> 4-8°, > 240-300m, 80 m			
			Lmp06	139	F.O	> 4-16°, > 40-80m, 75 m			
			Lmp07	140	F.O Loma La	> 4-16°, > 20-60m, 65 m			
			Lmp08	141	F.O	> 4-8°, > 40-80m, 55 m			
			Lmp09	142	F.O Loma La	> 4-16°, > 40-80m, 70 m			
			Lmp10	143	F.O	> 8-16°, > 40-100m, 70 m			
			Lmp11	144	F.O	> 4-8°, > 100-140m, 70 m			
			Lmp12	145	F.O	> 4-8°, > 80-140m, 60 m			
			Lmp13	146	F.O	> 8-16°, > 40-100m, 70 m			
			Lmp14	147	F.O	> 4-8°, > 40-80m, 90 m			
			Lmp15	148	F.O.C.La Cruz	> 4-8°, > 40-80m, 65 m			
			Lmp16	149	F.O	> 8-16°, > 20-60m, 85 m			
			Lmp17	150	F.O	> 8-16°, > 40-80m, 90 m			
			Lmp18	151	Tamabra	> 4-16°, > 80-140m, 70 m			
			Lmp19	152	F.O	> 4-16°, > 20-60m, 55 m			
LBp	Endógeno-Tectónico-Estructural-Plegado	Lomerio Bajo de estructura plegada, de origen endógeno-tectónico-plegado-acumulativo	LBp01	153	Aguada	> 0.5-2°, > 40-60m, 45 m	Lutitas-Areniscas del Oligoceno con estructura muy plegada e intrusionadas por diques, domos y tapones volcánicos (López 1952, Gibson 1952)	Roca:Oligoceno-Mioceno Relieve: Reciente	Estos lomerios bajos pueden estar relacionados a elevaciones mayores ó depresiones
			LBp02	154	Aguada	> 0.5-2°, > 40-60m, 30 m			
			LBp03	155	Aguada	> 0.5-2°, > 20-60m, 30 m			
			LBp04	156	Aguada	> 0.5-2°, > 20-60m, 35 m			
			LBp05	157	Aguada	> 4-8°, > 20-60m, 40 m			
			LBp06	158	Aguada	> 0.5-2°, > 20-40m, 35 m			

			LBp07	159	Aguada	> 0.5-2°, > 40-60m, 25 m			
			LBp08	160	Aguada	> 0.5-2°, > 40-80m, 25 m			
			LBp09	161	Aguada	> 0-0.5°, 40-80m, 25 m			
			LBp10	162	Aguada	> 0.5-2°, > 20-40m, 35 m			
			LBp11	163	Aguada	> 2-8°, > 20-60m, 40 m			
			LBp12	164	Aguada	> 2-4°, > 10-40m, 30 m			
			LBp13	165	Aguada	> 4-8°, > 20-40m, 30 m			
			LBp14	166	Aguada	> 4-8°, > 20-40m, 30 m			
			LBp15	167	Aguada	> 2-4°, > 10-40m, 30 m			
			LBp16	168	Aguada	> 2-4°, > 10-20m, 25 m			
			LBp17	169	Aguada	> 0.5-2°, > 20-40m, 35 m			
			LBp18	170	Aguada	> 0.5-2°, > 40-80m, 35 m			
			LBp19	171	Aguada	> 0.6-2°, > 20-60m, 30 m			
			LBp20	172	Aguada	> 0.5-2°, > 20-100m, 35 m			
			LBp21	173	F.O	> 4-8°, > 40-80m, 45 m			
Loma El Ojital			LBp22 Loma La Vibora	174	F.O	> 0.5-2°, > 20-60m, 30 m			
			LBp23 Loma El Ato	175	F.O	> 2-4°, > 20-60m, 35 m			
			LBp24	176	F.O	> 2-8°, > 20-60m, 40 m			
			LBp25	177	F.O	> 2-4°, > 40-80m, 50m			
			LBp26	178	F.O	> 0.5-4°, > 20-60m, 30 m			
			LBp27	179	F.O	> 2-8°, > 40-80m, 50 m			
			LBp28	180	F.O	> 0.5-2°, > 10-40m, 25 m			
			LBp29	181	Tamabra	> 0.5-2°, > 40-80m, 30 m			
C. Tapaguas			LBp30	182	Tamabra	> 0.5-4°, 40-100m, 35 m			
			LBp31	183	Tamabra	> 0.5-2°, > 20-80m, 25 m			
			LBp32	184	Tamabra	> 4-8°, > 10-40m, 30 m			
C. Bilbao			LBp33	185	Tamabra	> 0.5-2°, > 10-40m, 35 m			
LsLMAe	Endógeno-Tectónico-Intrusivo	Ladera Superior de Lomerio Muy alto de estructura alargada y de origen endógeno-tectónico intrusivo	LsLMAe01	186	F.O Ojo de B	> 8-16°, > 180-240m, 190 m	Lutitas-Areniscas del Oligoceno con estructura interna de Caliza arrecifal muy plegada e intrusio	Roca:Oligoceno-Mioceno	Estas lomerios presentan una estructura alargada en forma de espinazo debilmente plegadas
			LsLMAe02	187	F.O.C.El Gall	> 8-16°, > 200-260m, 170 m	nadas por diques, tapones y domos volcánicos del Terciario superior	Relieve: Reciente	
LiLMAe	Endógeno-Tectónico-Intrusivo-acumulativo	Ladera Inferior de Lomerio Muy alto de estructura alargada, de origen endógeno-tectónico-intrusivo-acumulativo	LiLMAe01	188	F.O Ojo de B	> 8-16°, > 120-180m, 190 m	Lutitas-Areniscas del Oligoceno con estructura interna de Caliza arrecifal muy plegada e intrusio	Roca:Oligoceno-Mioceno	Estas lomerios presentan una estructura alargada en forma de espinazo debilmente plegadas
			LiLMAe02	189	F.O.C.El Gall	> 8-16°, > 140-180m, 170 m	nadas por diques, tapones y domos volcánicos del Terciario superior	Relieve: Reciente	
LAe	Endógeno-Tectónico-Intrusivo	Lomerio Alto de estructura alargada y de origen endógeno-tectónico-intrusivo	LAe01	190	F.O	> 4-8°, > 200-260m, 140 m	Lutitas-Areniscas del Oligoceno con estructura interna de Caliza arrecifal muy plegada e intrusio	Roca:Oligoceno-Mioceno	Estas lomerios presentan una estructura alargada en forma de espinazo debilmente plegada
			LAe02	191	F.O.el Anono	> 8-16°, > 140-200m, 135 m	nadas por diques, tapones y domos volcánicos del Terciario superior	Relieve: Reciente	
LsLAe	Endógeno-Tectónico-Intrusivo	Ladera Superior de Lomerio Alto de estructura alargada y de origen endógeno-tectónico-intrusivo	LsLAe01	192	Aguada C.Ca	> 8-16°, > 100-140m, 145 m	Lutitas-Areniscas del Oligoceno con estructura interna de Caliza arrecifal muy plegada e intrusio	Roca:Oligoceno-Mioceno	Estas lomerios presentan una estructura alargada en forma de espinazo debilmente plegada
			LsLAe02	193	F.O	> 8-16°, > 120-180m, 150 m	nadas por diques, tapones y domos volcánicos del Terciario superior	Relieve: Reciente	
LiLAe	Endógeno-Tectónico-Intrusivo	Ladera Inferior de Lomerio Alto de estructura alargada y de origen endógeno-tectónico-intrusivo	LiLAe01	194	Aguada C.Caz	> 4-8°, > 40-100m, 145 m	Lutitas-Areniscas del Oligoceno con estructura interna de Caliza arrecifal muy plegada e intrusio	Roca:Oligoceno-Mioceno	Estas lomerios presentan una estructura alargada en forma de espinazo debilmente plegada
			LiLAe02	195	F.O	> 4-8°, > 80-140m, 150 m	nadas por diques, tapones y domos volcánicos del Terciario superior	Relieve: Reciente	
LMe	Endógeno-Tectónico-Intrusivo	Ladera Media de Lomerio Medio de estructura alargada y de origen endógeno-tectónico-intrusivo	LMe01	196	F.O	> 4-8°, > 140-220m, 90 m	Lutitas-Areniscas del Oligoceno con estructura interna de Caliza arrecifal muy plegada e intrusio	Roca:Oligoceno-Mioceno	Estas lomerios presentan una estructura alargada en forma de espinazo debilmente plegada
			LMe02 Dique	197	F.O.C.Sta Cat	> 4-16°, 20-80m, 75 m	nadas por diques, tapones y domos volcánicos del Terciario superior	Relieve: Reciente	
			LMe03	389	F.O.C. Peñón	> 4-16°, > 40-100m, 70 m			
LsLMe	Endógeno-Tectónico-Intrusivo	Ladera Superior de Lomerio Medio, de estructura alargada y de origen endógeno-tectónico-intrusivo	LsLMe01	198	Aguada El Re	> 8-16°, > 60-100m, 85 m	Lutitas-Areniscas del Oligoceno con estructura interna de Caliza arrecifal muy plegada e intrusio	Roca:Oligoceno-Mioceno	Estas lomerios presentan una estructura alargada en forma de espinazo debilmente plegada
			LsLMe02	199	F.O.el Cinco	> 8-16°, > 120-180m, 65 m	nadas por diques, tapones y domos volcánicos del Terciario superior	Relieve: Reciente	
Dique Manto			LsLMe03	200	F.O.C.Sta Cat	> 8-16°, > 40-80m, 85 m			
LiLMe	Endógeno-Tectónico-Intrusivo	Ladera Inferior de Lomerio Medio, de estructura alargada y de origen endógeno-tectónico-intrusivo	LiLMe01	201	Aguada El Re	> 4-8°, > 40-80m, 85 m	Lutitas-Areniscas del Oligoceno con estructura interna de Caliza arrecifal muy plegada e intrusio	Roca:Oligoceno-Mioceno	Estas lomerios presentan una estructura alargada en forma de espinazo debilmente plegada
			LiLMe02	203	F.O El cinco	> 2-8°, > 100-140m, 65 m	nadas por diques, tapones y domos volcánicos del Terciario superior	Relieve: Reciente	
Dique Manto			LiLMe03	203	F.O.C.Sta Cat	> 4-8°, > 20-60m, 85 m			
LBe	Endógeno-Tectónico-Intrusivo	Lomerio Bajo de estructura alargada y de origen endógeno-tectónico-intrusivo	LBe01	204	Aguada	> 0.5-2°, > 20-60m, 30 m	Lutitas-Areniscas del Oligoceno con estructura interna de Caliza arrecifal muy plegada e intrusio	Roca:Oligoceno-Mioceno	Estas lomerios presentan una estructura alargada en forma de espinazo debilmente plegada
			LBe02	205	Aguada	> 0.5-4°, > 20-60m, 30 m	nadas por diques, tapones y domos volcánicos del Terciario superior	Relieve: Reciente	
			LBe03	206	F.O	> 0.5-4°, > 100-140m, 30 m			
			LBe04	207	F.O	> 0.5-2°, > 20-60m, 20 m			
			LBe05	208	F.O	> 0.5-2°, > 20-40m, 20 m			
C.El Loro			LBe06 Dique	208	Tamabra	> 0.5-4°, > 20-40m, 20 m			
			LBe07	210	Tamabra	> 0-2°, > 20-40m, 20 m			
C.El Rincon			LBe08	211	Tamabra	> 0.5-2°, > 10-20m, 35 m			
CLoma La Peña			LBe09	212	Tamabra	> 0.5-4°, > 10-40m, 25 m			

LAm	Endógeno-Tectónico- Estructural-Plegado	Lomerío Alto de Areniscas poco plegadas y de origen endógeno-tectónico-plegado	LAm01 LAm02	213 214	F.OEI Omal F.OC.El Porv	> 4-16°, > 20-100m, 115 m > 4-16°, > 20-100m, 110 m	Estratos gruesos de Areniscas del Mioceno, algunos muy fosilíferos y otros conglomeráticos poco plegados e intrusados por diques, domos y tapones volcánicos del Terciario Sup.	Roca:Mioceno Relieve: Reciente	Estos lomeríos están muy fracturados y presentan cumbrerales cóncavos
LMm	Endógeno-Tectónico- Estructural-Plegado	Lomerío Medio de Areniscas poco plegadas y de origen endógeno-tectónico-plegado	LMm01 LMm02 LMm03 LMm04	215 216 217 218	F.O F.OTaberna F.O F.OC.El Porv	> 4-16°, > 20-80m, 85 m > 4-8°, > 20-60m, 75 m > 8-16°, > 40-100m, 100 m > 4-16°, > 20-80m, 90 m	Estratos gruesos de Areniscas del Mioceno, algunos muy fosilíferos y otros conglomeráticos poco plegados e intrusados por diques, domos y tapones volcánicos del Terciario Sup.	Roca:Mioceno Relieve: Reciente	Estos lomeríos están muy fracturados y presentan cumbrerales cóncavos
LBm	Endógeno-Tectónico- Estructural-Plegado	Lomerío Bajo de Areniscas poco plegadas y de origen endógeno-tectónico-plegado	LBm01 LBm02 LBm03	219 220 221	F.O F.O F.O	> 4-8°, > 20-40m, 30 m > 2-8°, > 20-40m, 35 m > 0.5-4°, > 20-40m, 35 m	Estratos gruesos de Areniscas del Mioceno, algunos muy fosilíferos y otros conglomeráticos poco plegados e intrusados por diques, domos y tapones volcánicos del Terciario Sup.	Roca:Mioceno Relieve: Reciente	Estos lomeríos están muy fracturados y presentan cumbrerales cóncavos
LMem	Endógeno-Tectónico- Estructural-Plegado	Lomerío Medio plegado de estructura monoclinial y de origen endógeno-tectónico-plegado	LMem01 LMem02 LMem03	222 223 224	Aguada Aguada Aguada	> 0.5-4°, > 40-80m, 55 m > 0.5-2°, > 40-80m, 65 m > 0.5-2°, > 20-80m, 55 m	Lutitas-Areniscas del Oligoceno plegadas y con estructura monoclinial.	Roca:Mioceno Relieve: Reciente	La ladera de pendiente suave desemboca hacia la Planicie Costera mientras que el escarpe forma parte de una depresión tectónica
LBem	Endógeno-Tectónico- Estructural-Plegado	Lomerío Bajo plegado de estructura monoclinial y de origen endógeno-tectónico-plegado	LBem01 LBem02 LBem03 LBem04 LBem05	225 226 227 228 229	Aguada Aguada Aguada Aguada Aguada	> 0.5-4°, > 40-60m, 45 m > 0.5-2°, > 40-80m, 40 m > 2-8°, > 40-80m, 30 m > 0.5-4°, > 10-40m, 25 m > 0.5-4°, > 20-40m, 35 m	Lutitas-Areniscas del Oligoceno plegadas y con estructura monoclinial.	Roca:Mioceno Relieve: Reciente	La ladera de pendiente suave desemboca hacia la Planicie Costera mientras que el escarpe forma parte de una depresión tectónica
LBcd	Endógeno-Tectónico- Exógeno-Acumulativo	Lomerío Bajo de depósitos de Cordón Dunar y de origen endógeno-tectónico-accumulativo	LBcd01 LBcd02 LBcd03 LBcd04 LBcd05 LBcd06 LBcd07	230 231 232 233 234 235 236	P.C P.C P.C P.C P.C P.C P.C	> 0-0.5°, > 0-20m, 5 m > 0-0.5°, > 0-10m, 5 m > 0-2°, > 0-20m, 25 m > 2-8°, > 0-20m, 15 m > 0.5-2°, > 0-10m, 5 m > 0-2°, > 0-20m, 15 m > 0.5-2°, > 10-20m, 15 m			
PMAv	Endógeno-Volcánico Exógeno-Acumulativo	Pie de Montaña Alta de origen endógeno-volcánico, exógeno acumulativo del Terciario sup.	PMAv01 PMAv02	237 238	Tantima Tantima	> 8-16°, > 500-580m, 900 m > 8-16°, > 320-380m, 680 m	De flujos lávicos y cuerpos intrusivos cubiertos por abundante material piroclástico del Terciario superior (Robin,1972)	Roca: Plioceno-Cuaternario-Reciente Relieve: Reciente	En este relieve predomina el depósito de material piroclástico y del derivado de la desgaste de los pisos altitudinales sup
PMVv	Endógeno-Volcánico Exógeno-Acumulativo	Pie de Montaña Media de origen endógeno-volcánico, exógeno acumulativo del Terciario sup.	PMVv01 PMVv02 PMVv03	239 240 241	Tantima Tantima Tantima	> 4-16°, > 200-280m, 420 m > 4-16°, > 200-300m, 480 m > 4-8°, > 300-340m, 460 m	De flujos lávicos y cuerpos intrusivos cubiertos por abundante material piroclástico del Terciario superior (Robin,1972)	Roca: Plioceno-Cuaternario-Reciente Relieve: Reciente	En este relieve predomina el depósito de material piroclástico y del derivado de la desgaste de los pisos altitudinales sup
PMBv	Endógeno-Volcánico Exógeno-Acumulativo	Pie de Montaña Baja de origen endógeno-volcánico, exógeno acumulativo del Terciario sup.	PMBv01 PMBv02 PMBv03 PMBv04 PMBv05	242 243 244 245 246	Tantima Tantima Tantima Tantima Tantima	> 4-16°, > 300-360m, 350 m > 4-8°, > 240-300m, 400 m > 8-16°, > 200-260m, 260 m > 8-16°, > 200-260m, 260 m > 8-16°, > 140-200m, 260 m	De flujos lávicos y cuerpos intrusivos cubiertos por abundante material piroclástico del Terciario superior (Robin,1972)	Roca: Plioceno-Cuaternario-Reciente Relieve: Reciente	En este relieve predomina el depósito de material piroclástico y del derivado de la desgaste de los pisos altitudinales sup
PMBvnd	Endógeno-Volcánico Exógeno-Acumulativo	Pie de Montaña Baja No diferenciada de origen endógeno-volcánico, exógeno-accumulativo del Terciario sup.	PMBvnd01	247	Tantima	> 16°, > 420-460m, 320 m	De flujos lávicos y cuerpos intrusivos cubiertos por abundante material piroclástico del Terciario superior (Robin,1972)	Roca: Plioceno-Cuaternario-Reciente Relieve: Reciente	En este relieve predomina el depósito de material piroclástico y del derivado de la desgaste de los pisos altitudinales sup
PMBi	Endógeno-Intrusivo Exógeno-Acumulativo	Pie de Montaña Baja de origen Endógeno-Intrusivo, Exógeno-Acumulativo del Terciario sup.	PMBi01 PMBi02 PMBi03 PMBi04 PMBi05 PMBi06 PMBi07 PMBi08 PMBi09 PMBi10 PMBi11 PMBi12 PMBi13	248 249 250 251 252 253 254 255 256 257 258 259 260	F.O Toteco F.O F.O F.O F.O F.O F.O F.O F.O F.O F.O F.O F.O	> 4-8°, 200-280m, 210 m > 2-8°, > 160-200m, 210 m > 2-8°, > 140-180m, 210 m > 2-4°, > 140-160m, 210 m > 2-8°, > 100-180m, 230 m > 4-8°, > 140-200m, 270 m > 4-16°, > 120-160m, 250 m > 4-16°, > 100-180m, 250 m > 4-8°, > 120-180m, 250 m > 0.5-4°, > 60-120m, 280 m > 8-16°, > 80-120m, 210 m > 4-16°, > 60-100m, 210 m > 2-8°, > 20-60m, 270 m	De rocas ígneas intrusivas cubiertas por depósitos acumulativos provenientes de la erosión de las rocas oligocénicas.	Roca:Oligoceno Relieve: Reciente	
C.El Quebracho C.El Quebracho PCMA			PMBi17 PMBi18 PCMA01 PCMA02 PCMA03 PCMA04 PCMA05 PCMA06 PCMA07	261 262 263 264 265 266 267 268 269	Tamabra Tamabra F.O F.O F.O Tamabra Tamabra Tamabra F.O	> 2-8°, > 20-80m, 240 m > 4-8°, 40-120m, 240 m > 4-8°, > 100-140m, 160 m > 4-8°, > 80-100m, 165 m > 4-16°, > 40-80m, 165 m > 2-4°, > 10-40m, 150 m > 0.5-4°, > 20-40m, 150 m > 8-16°, > 20-60m, 165 m > 2-8°, > 100-140m, 170 m	PMBi14,15,16 pasan a PMBv03,04,05		
PCA			PCA01 PCA02	270 271	Aguada Aguada	> 2-4°, > 80-100m, 105 m > 2-8°, > 60-100m, 105 m			

		PCA03	272	Aguada	> 2-8", > 80-100m, 115 m		
		PCA04	273	Aguada	> 2-8", > 80-100m, 125 m		
		PCA05	274	F.O	> 4-16", > 160-220m, 140 m		
						PCA06 es PCMA07	
		PCA07	275	F.O	> 2-4", > 40-80 m, 110 m		
		PCA08	276	Tamabra	> 4-8", > 60-100m, 140 m		
		PCA09	277	Tamabra	> 0.5-4", > 40-80m, 120 m		
		PCA10	278	F.O	> 4-8", > 120-160m, 110 m		
		PCA11	279	F.O	> 4-8", > 120-160m, 110 m		
PCM		PCM01	280	Aguada	> 2-8", > 20-40m, 90 m		
		PCM04	281	F.O.C. Cerba	> 2-8", > 10-20m, 80 m		
		PCM05	282	Tamabra	> 4-8", > 60-100m, 80 m		
PCB		PCB01	283	Aguada	> 4-8", > 20-60m, 50 m		
PLMAvAsP		PLMAv01	284	Tantima	> 4-8", > 180-240m, 170 m		
PLMAp		PLMAp01	285	F.O	> 4-8", > 60-100m, 180 m		
					Chinampa de Gorostiza		
PLAp		PLAp01	286	F.O	> 2-4", > 60-100m, 115 m		
		PLAp02	287	F.O	> 4-8", > 40-80m, 130 m		
		PLAp03	288	F.O	> 4-8", > 40-80m, 120 m		
PLMp		PLMp01	289	Aguada	> 0.5-2", > 20-80m, 80 m		
		PLMp03	290	F.O	> 0.5-4", > 40-60m, 80 m		
PLMAe		PLMAe01	291	F.O	> 0.5-4", > 80-120m, 190 m		
		PLMAe02	292	F.O	> 4-8", > 120-160m, 190 m		
		PLMAe03	293	F.O	> 4-16", > 100-140m, 170 m		
PLAe		PLAe01	294	Aguada	> 0.5-4", > 40-60m, 145 m		
		PLAe02	295	Aguada	> 0.5-4", > 40-60m, 145 m		
		PLAe03	296	F.O	> 0.5-4", > 80-120m, 150 m		
		PLAe04	297	F.O	> 2-8", > 80-100m, 150 m		
		PLAe05	298	F.O	> 4-8", > 80-100m, 150 m		
PLMe		PLMe02	299	F.O	> 2-4", > 20-40m, 65 m		
		PLMe03	300	F.O	> 0.5-2", > 20-40m, 65 m		
		PLMe04	301	F.O	> 2-8", > 10-40m, 85 m		
Pmi		Pmi01	302	Tantima	> 4-16", > 300-360m		
		Pmi02	303	Tantima	> 4-8", > 320-400m		
PAo		PAo01	304	Aguada	> 0.5-2", > 20-80m		
		PAo02	305	Aguada	> 0.5-2", > 10-40m		
		PAo03	306	Aguada	> 0.5-2", > 10-40m		
		PAo04	307	Aguada	> 0.5-2", > 10-40m		
		PAo05	308	Tantima	> 2-4", > 180-240m		
		PAo06	309	F.O	> 0.5-2", > 20-40m		
		PAo07	310	F.O	0-2", > 10-40m		
		PAo08	311	F.O	> 2-4", > 20-60m		
		PAo09	312	F.O	> 0.5-2", > 10-40m		
		PAo10	313	Tamabra	> 0-0.5", > 20-40m		
		PAo11	314	Tamabra	0-2", > 10-40m		
		PAo12	315	Tamabra	> 0.5-2", > 20-60m		
		PAo13	316	Tamabra	> 0.5-2", > 20-40m		
		PAo14	317	Tamabra	> 0.5-2", > 10-40m		
		PAo15	318	G.P	> 0.5-2", > 60-140m		
		PAo16	319	G.P	> 0.5-2", > 40-120m		
		PAo17	320	Aguada	> 0.5-2", > 20-40m		
		PAo18	321	G.P	> 0-0.5", > 10-40m		
PAom		PAom01	322	Aguada	0-2", > 10-20m		
		PAom02	323	Aguada	0-2", > 10-40m		
		PAom03	324	Aguada	> 0.5-4", > 10-40m		
		PAom04	325	Aguada	> 0.5-4", > 10-40m		
		PAom05	326	Aguada	0-2", > 10-40m		
		PAom06	327	F.O	0-2", > 10-40m		
		PAom07	328	P.C ?????	> 0.5-2", > 10-20m		
		PAom08	329	F.O	> 0.5-2", > 10-20m		
PA		PA01	330	Aguada	0-0.5", > 20-40m		
		PA02	331	Aguada	> 0.5-2", > 40-60m		
		PA03	332	Aguada	0-0.5", > 40-80m		
		PA04	333	Aguada	> 0.5-2", > 20-60m		
		PA05	334	Aguada	0-2", > 10-40m		
		PA06	335	Aguada	> 0.5-2", > 10-40m		
		PA07	336	Aguada	0-0.5", > 0-20m		
		PA08	337	Aguada	> 0.5-2", > 40-60m		

			PA09	338	Aguada	> 0.5-2°, > 40-60m		
			PA10	339	Aguada	0-2°, > 20-60m		
			PA11	340	Aguada	0-2°, > 20-60m		
			PA12	341	Aguada	> 0.5-2°, > 40-60m		
			PA13	342	Aguada	> 0.5-2°, > 40-80m		
			PA14	343	Aguada	> 0.5-2°, > 20-60m		
			PA15	344	F.O	> 0.5-2°, > 60-140m		
			PA16	345	F.O	> 0.5-2°, > 20-60m		
			PA17	346	F.O	> 0.5-2°, > 80-100m		
			PA18	347	F.O	> 0.5-2°, > 80-100m		
			PA19	348	F.O	0-0.5°, > 40-80m		
			PA20	349	F.O	> 0.5-2°, > 40-80m		
			PA21	350	F.O	0-2°, > 20-60m		
			PA22	351	F.O	> 0.5-2°, > 20-60m		
			PA23	352	F.O	> 0.5-4°, > 10-40m		
			PA24	353	F.O	> 0.5-2°, > 20-40m		
			PA25	354	F.O	> 0.5-4°, > 10-20m		
			PA26	355	F.O	0-2°, > 20-60m		
			PA27	356	F.O	0-2°, > 40-120m		
			PA28	357	F.O	> 0.5-2°, > 10-40m		
			PA29	358	F.O	0-2°, > 20-60m		
			PA30	359	F.O	0-4°, > 20-60m		
			PA31	360	F.O	0-4°, > 20-40m		
			PA32	361	F.O	> 0.5-2°, > 20-40m		
			PA33	362	F.O	> 0.5-2°, > 10-40m		
			PA34	363	F.O	> 0.5-2°, > 10-40m		
			PA35	364	F.O	> 0.5-2°, > 20-40m		
			PA36	365	F.O	0-0.5°, > 10-40m		
			PA37	366	Tamabra	0-0.5°, > 20-60m		
			PA38	367	Tamabra	0-0.5°, > 10-40m		
			PA39	368	Tamabra	0-0.5°, > 10-20m		
			PA40	369	Tamabra	0-0.5°, > 0-10m		
			PA41	370	Tamabra	0-2°, > 0-20m		
			PA42	371	Tamabra	0-0.5°, > 0-20m		
			PA43	372	Tamabra	0-0.5°, > 0-10m		
			PA44	373	Tamabra	0-2°, > 10-20m		
			PA45	374	Tamabra	0-2°, > 20-40m		
			PA46	375	G.P	0-0.5°, > 10-20m		
PAm			PAm01	376	Aguada	0-0.5°, > 0-10m		
			PAm02	377	F.O	0-0.5°, > 0-20m		
			PAm03	378	F.O	0-0.5°, > 0-10m		
			PAm04	379	F.O	0-0.5°, > 10-20m		
PC	Exógeno-Fluvio-Lagunar	Planicie costera de origen	PC01	380	P.C	0-0.5°, > 0-20m		
	Acumulativo-Modelado	Exógeno fluvio-lagunar	PC02	381	P.C	0-0.5°, > 0-20m		
		acumulativo-modelado	PC03	382	P.C	0-0.5°, > 0-20m		
			PC04	383	P.C	> 0.5-2°, 0-10m		
			PC05	384	P.C	> 0.5-2°, > 0-20m		
PD			PD01	385	P.C	0-0.5°, > 0-10m		
			PD02	386	P.C	0-2°, > 0-10m		
			PD03	387	P.C	0-0.5°, > 0-10m		
			PD04	388	P.C	0-0.5°, > 0-10m		

CONCLUSIONES

Los objetivos de este trabajo de investigación se cumplieron: la delimitación y descripción de las 388 unidades morfogénicas en que se fragmentó el relieve, mediante el análisis geomorfológico realizado, implicó la adecuación del método analítico del sistema de levantamiento ITC. Este levantamiento permitió obtener información concisa y sistemática sobre las formas del terreno y su origen a través del estudio del origen del relieve, el tipo de relieve, estructura y tectónica, litología, altura relativa, altitud promedio, edad de las rocas y edad de las estructuras y pendiente.

El resultado principal de este trabajo de investigación es el mapa morfogénico de un área específica, de la región hidrográfica de la Laguna de Tamiahua, localizada en el norte del Estado de Veracruz. Este mapa representa a las unidades morfogénicas en que se fragmentó el área de estudio para su análisis, agrupadas en 75 grupos principales, distribuidos a su vez en seis sistemas morfogénicos (Tantima, Aguada, Gran Planicie, Faja de Oro, Tamabra y Planicie costera).

Esta distribución de los grupos principales en seis sistemas morfogénicos intenta dar una primera interpretación del relieve, de acuerdo con el origen de las unidades morfogénicas que se identificaron en el área de estudio. Así, los tipos de relieve de origen volcánico: laderas de montaña y lomeríos, se concentran en el sistema Tantima; los tipos de relieve de origen intrusivo como laderas de montaña, colinas y lomeríos se concentran en su mayoría en el sistema Faja de Oro y con menor frecuencia en el sistema Tamabra y Aguada; mientras que los de origen estructural: lomeríos plegados y lomeríos de estructura monoclinas, se encuentran desarrollados en los sistemas Faja de Oro y Aguada, y por último, los tipos de relieve de origen exógeno representados por planicies, lomeríos de cordón dunar y piedemontes, caracterizan al sistema Gran

Planicie, Planicie costera, y en menor medida, a los sistemas Tamabra, Aguada y Faja de Oro.

De acuerdo con lo evaluado, se concluye que en la región hidrográfica de la Laguna de Tamiahua, en casi toda el área de estudio se encuentran desarrollados tipos de relieve con dinámica energética muy baja, como las planicies (44%) y los lomeríos bajos (57%), pero que las reducidas área con tipos de relieves de alta energía como las laderas (7%), y Colinas (2%) son las que aportan los sedimentos e imprimen dinámica a la región.

A pesar de haber definido un origen general a cada una de las unidades morfogenéticas es inegable que este origen es complejo, debido a la combinación de procesos terrestres, lagunares y marinos, sin faltar la presencia antrópica.

La importancia de este estudio radica en que sus resultados han aportado un nuevo conocimiento geomorfológico de un área específica, de la región hidrográfica de la Laguna de Tamiahua. Esta caracterización es punto de partida para lograr una aproximación y detalle mayor en el estudio del relieve. También se erige como una herramienta muy útil en la evaluación de los recursos naturales que se encuentran en la cuenca de la laguna; en el estudio de posibles riesgos naturales y prevención de desastres naturales; en el diagnóstico ambiental y el establecimiento de políticas de conservación y aprovechamiento de los recursos naturales del área de estudio.

BIBLIOGRAFÍA

- Álvarez, M. (1949) " Unidades Tectónicas de la República Mexicana " Bol. Soc. Geol Mex. t. XIV, No. 1., pp. 1-22. México.
- Araujo, M. (1977) " Estudio estratigráfico de la Formación Tamaulipas Inferior en los campos Bejuco y La Laja". IMP. 277 p.
- Ayala C, A. (1969) " Síntesis de los conocimientos sobre la Geología marina de la Laguna de Tamiahua, Veracruz, México " en Memorias del Simposio Internacional sobre Lagunas Costeras. UNAM-UNESCO, pp. 39-48. México.
- Bassols B., A. (1977) La Huastecas. Trillas, 346 p., México.
- Bonet, F. (1952) " Las Facies urgoniana del Cretácico medio de la Región de Tampico " Bol. Asoc. Mex. Geol. Petr.. Vol. IV, No. 5-6, pp. 153-263. México.
- Bosques S., J. (1992) Sistemas de Información Geográfica. Ediciones Rialp, 215 p., Madrid.
- Cabrera C., R. y Lugo R., J.E. (1984) " Estratigrafía-Sedimentología de las Cuencas Terciarias " Bol. Asoc. Mex. Geol. Petr. Vol. XXXVI, No. 2, pp. 3-55, México.
- Carranza, E.A., Gutiérrez, M y Rodríguez, R.T. (1975) " Unidades Morfotectónicas Continentales de las Costas Mexicanas " Anales del Centro de Ciencias del Mar y Limnología. 2(1): pp. 81-88, UNAM, México.
- Carrillo B., J. (1980) " Paleocañones Terciarios de la Planicie Costera del Golfo de México " Bol. Asoc. Mex. Geol. Petr. Vol. XXXII, No. 1, pp. 27-55, México.
- Claude Robin, C. (1976) " El Vulcanismo de las Planicies Huastecas " Boletín Instituto de Geología No. 96, pp. 55-92, México.
- Coque, R. (1977) Geomorfología. Alianza Editorial, 297 p., España.
- Cruz O., R. (1968) " Geología Marina de la Laguna de Tamiahua, Ver " Bol. Inst. Geol., No. 88. UNAM, pp. 54-70, México.
- Cruz O., R. (1966) Sedimentología de la Laguna de Tamiahua, Veracruz. Escuela Superior de Ingeniería. IPN, 108 p., México.

- Demant, A. y Robin C. (1975). Las Fases del Vulcanismo en México, una síntesis en relación con la evolución geodinámica desde el Cretácico". Revista del Instituto de Geología. UNAM. Vol. 75, No. 1, pp. 70-83, México.
- Flores R., J. (1955) " Arrecifes de la Cuenca Tampico –Tuxpan " Bol. Asoc. Mex. Geol. Petr. Vol. VII, No. 11-12, pp. 437-442, México.
- Gibson, J. B. (1952) " Exploración Geológica del Area de la Aguada-Comales, Municipios de Ozuluama y Tantoyuca, Veracruz " Bol. Asoc. Mex. Geol. Petr. Vol. IV, No. 1-2, pp. 29-50, México.
- Gonzales G, R. (1976) Bosquejo Geológico de la Zona NE." Bol. Asoc. Mex. Geol. Petr. Vol. XXVIII, No. 1-2, pp. 3-49, México.
- Instituto de Geografía. (1990) Atlas Nacional de México. UNAM. México.
- INEGI. (1981) Carta Topográfica: Tamiahua, Veracruz. Escala 1:250,000. México.
- INEGI. (1982) Carta Edafológica: Tamiahua, Veracruz. Escala 1:250,000. México.
- INEGI. (1982) Carta Geológica: Tamiahua, Veracruz. Escala 1:250,000. México.
- INEGI (1983) Carta Hidrológica de Aguas Superficiales: Tamiahua, Veracruz. Escala 1:250,000. México.
- López R., E. (1952) " Bosquejo geológico y Campos petroleros al oriente de la Faja de Oro " Bol. Asoc. Mex. Geol. Petr. Vol. IV, No. 11-12, pp. 413-424, México.
- López R., E. y et al (1955) " Geología petrolera de México (I) " Bol. Asoc. Mex. Geol. Petr. Vol. VII, No. 5-6, pp. 137-152, México.
- López R., E. (1953) " Distribución de la porosidad, en las Calizas del Cretácico medio de la Región de Tampico-Poza Rica " Bol. Asoc. Mex. Geol. Petr. Vol. V, No. 1-2, pp. 31-56, México.
- López R., E. (1959) " Origen del Petróleo en relación a las cuencas de depósito " Bol. Asoc. Mex. Geol. Petr. Vol. XI, No. 3-4, pp. 155-167, México.
- López R., E. (1972) " Estudio del basamento ígneo y metamórfico de la zona norte y Poza Rica (entre Nautla, Veracruz y Jiménez, Tamaulipas) " Asoc. Mex. Geol. Petr. Vol. XXIV, No. 7-9, pp. 267-333, México.
- López R., E. (1979) Geología de México. Tomo II, 317 p., México.
- López R., E. (1994) Geología General y de México. Trillas, 217 p., México.

- Lugo H., J. (1982) "La Geomorfología moderna y su importancia en los estudios del Relieve Mexicano." Bol. Inst. Geogr. No. 12. UNAM. México.
- Lugo H., J. (1988) Elementos de Geomorfología Aplicada: Métodos Cartográficos. Instituto de Geografía. UNAM. México.
- Lugo H., J. (1989) Diccionario Geomorfológico. Instituto de Geografía, UNAM, 189 p., México.
- Lugo H., J. (1991) Atlas Nacional de México: Carta Geomorfológica No. 1, Escala 1:4,000,000, Instituto de Geografía, UNAM, México.
- Margalef, R. (1980) Ecología. Omega, 310 p., España.
- Mata, M.(1954) "Estratigrafía al este de la Faja de Oro". Tesis. UNAM, 121 p., México.
- Meijerink, a.(1988) "Data Acquisition and Data capture through mapping units. ITC Journal, pp. 23-42.
- Muir, J. M. (1936) "Geología de la Región de Tampico." Bol. Soc. Geol. Mex. Tomo IX, No. 4, pp. 197-211, México.
- Nigra, J. (1951) "El Cretácico medio de México, con especial referencia a las facies de calizas arrecifales del Albiano-Cenomaniano en la Cenobahía de Tampico-Tuxpan." Bol. Asoc. Mex. Geol. Petr. Vol. III, No. 3-4, pp. 107-175, México.
- Ortíz P, M. A. y Espinosa, R. (1991) "Clasificación de las Costas de México." Geografía y Desarrollo. 2(6): pp. 2-9, INEGI, México.
- Padilla y Sánchez, R. J. (1982) "Implicaciones estructurales de los arrecifes en el desarrollo de pliegues." Bol. Asoc. Mex. Geol. Petr. Vol. XXXIV, No. 2, pp. 43-90, México.
- Palacio P., J.L. (1983) "Metodología para el desarrollo de trabajos geomorfológicos a Escala 1:50,000." en II Congreso Interno del Instituto de Geografía. UNAM, pp. 52-71, México.
- Palacio P., J.L. y Luna G., L. (1993) Introducción al Manejo de ILWIS. Instituto de Geografía. UNAM, 71 p., México.
- Pedraza, G. (1996) "Geomorfología: Principios, Métodos y Aplicaciones". Editorial Rueda, 403 p., Madrid.
- Puig, H. (1973) Vegetación de la Huasteca. Instituto de Ecología, 625 p., México.

- Quezadas F., A. (1961) "Las rocas del Basamento de la Cuenca Tampico-Misantla." Bol. Asoc. Mex. Geol. Petr. Vol. XIII, No. 9-10, pp. 189-323, México.
- Robin, C.(1976). "El vulcanismo de las Planicies Huastecas". Boletín del Instituto de Geología. No. 96, pp. 55-92, México.
- Rodríguez V., L. (1953) "Origen de las condiciones de acumulación de hidrocarburos en los Campos de Ebano-Pánuco." Bol. Asoc. Mex. Geol. Tomo XVI, No. 2, pp. 3-50, México.
- Ruiz V., M. (1953) "Posibilidades petrolíferas de los sedimentos del Eoceno en la Cenobahía de Tampico-Tuxpan." Bol. Asoc. mex. Geol. Petr. Vol. V, No. 11-12, pp. 425-449, México.
- Salas, G. P. (1951) "Levantamiento geológico en San Sebastián, Veracruz." Bol. Asoc. Mex. Geol. Petr. Vol. III, No. 9-10, pp. 279-304, México.
- Salas, G. P. (1958) "Control del marco rígido de las Cuencas Sedimentarias sobre las estructuras existentes dentro de ellas." Bol. Asoc. Mex. Geol. Petr. Vol. X, No. 11-12, pp. 579-588, México.
- Sánchez, L. (1961) "Paleogeografía en yacimientos petrolíferos". Bol. Asoc. Mex. Geol. Petr. Vol. XIII, No. 11-12, pp. 360-376, México.
- SARH. (1969) "Región Hidrológica No. 27: Tuxpan-Nautla". Boletín Hidrológico. No. 42, Tomo I, 302 p., México.
- SARH-UACH (1982) Inventario de Áreas Erosionadas, Rangos de Pendientes y Unidades de Suelos del Estado de Veracruz, 98 p., México.
- Secretaría de Programación y Presupuesto. (1982) Geología de la República Mexicana, 175 p., México.
- Soto E., M. y García, E. (1989) Atlas Climático del Estado de Veracruz. Instituto de Ecología, 93 p., México.
- Sotomayor C., A. (1954) "Distribución y causas de la porosidad en las calizas del Cretácico medio en la Región de Tampico-Poza Rica." Bol. Asoc. Mex. Geol. Petr. Vol. VI, No. 5-6, pp. 157-206, México.
- Thornbury, W. (1960) Principios de Geomorfología. Editorial Kapeluz, 117 p., Argentina.

-
- UAM-Iztapalapa. (1994) I Informe preliminar sobre la Evaluación Ambiental de las Laguna Costeras de pueblo Viejo, Tamiahua y Tampamachoco, Veracruz, para el Aprovechamiento de su Biodiversidad. Laboratorio de Geología y Limnología, 46 p., México.
- van Zuidam, R. (1985/1986) Aerial Photo-Interpretation in Terrain Analysis and Geomorphologic Mapping. ITC. Smith Publishers, 442 p., Netherlands.
- Verstappen, H.T. (1983) Applied Geomorphology. Elsevier, 516 p., Netherlands.
- Verstappen, H.T. y van Zuidam (1991) El Sistema ITC para levantamientos geomorfológicos, 89 p., Netherlands.
- Viniegra, F. y Suárez, R. (1951) "Exploración geológica en las vecindades de la Sierra de Tantima, Veracruz. " Bol. Asoc. Mex. Geol. Petr. Vol. III, No. 7-8, pp. 259-273, México.

- UAM-Iztapalapa. (1994) I Informe preliminar sobre la Evaluación Ambiental de las Lagunas Costeras de pueblo Viejo, Tamiahua y Tampamachoco, Veracruz, para el Aprovechamiento de su Biodiversidad. Laboratorio de Geología y Limnología, 46 p., México.
- van Zuidam, R. (1985/1986) Aerial Photo-Interpretation in Terrain Analysis and Geomorphologic Mapping. ITC. Smith Publishers, 442 p., Netherlands.
- Verstappen, H.T. (1983) Applied Geomorphology. Elsevier, 516 p., Netherlands.
- Verstappen, H.T. y van Zuidam (1991) El Sistema ITC para levantamientos geomorfológicos, 89 p., Netherlands.
- Viniegra, F. y Suárez, R. (1951) "Exploración geológica en las vecindades de la Sierra de Tantima, Veracruz." Bol. Asoc. Mex. Geol. Petr. Vol. III, No. 7-8, pp. 259-273, México.

