

4
29



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA

ESTUDIO GEOLOGICO DEL AREA
LA ASCENSION - ARAMBERRI - ZARAGOZA,
ESTADO DE NUEVO LEON

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE
INGENIERO GEOLOGO
P R E S E N T A .
PASCUAL IGNACIO ESTRADA GALVAN



CIUDAD UNIVERSITARIA, MEXICO D. F.

1993

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas Tesis Digitales Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS © PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Indice

I.	Generalidades	4
I.1	Localización.	4
I.2	Vías de comunicación.	4
I.3	Clima, vegetación y fauna.	6
I.4	Trabajos previos.	6
I.5	Fisiografía.	7
I.6	Geomorfología.	9
I.7	Provincias geológicas.	9
II.	Estratigrafía.	11
II.1	Introducción.	11
II.2	Era paleozoica.	13
	Sistema carbonífero.	13
	Esquistos Granjeno.	13
II.3	Era Mesozoica.	16
	Sistema Jurásico.	16
	Grupo Huizachal.	16
	Formación La Joya.	16
II.4	Formación Zuloaga.	18
II.5	Formación Olvido.	20
II.6	Formación La Caja.	21
II.7	Sistema Cretácico.	23
	Formación Taraises.	23

II.7	Sistema Cretácico.	23
	Formación Taraises.	23
II.8	Formación Tamaulipas Inferior.	26
II.9	Formación Otates.	29
II.10	Formación Tamaulipas Superior.	32
II.11	Arrecife La Asunción.	35
II.12	Facies Mixtas.	36
II.13	Formación Agua Nueva.	39
II.14	Formación San Felipe.	41
II.15	Formación Tamasopo.	43
II.16	Formación Cárdenas.	45
II.17	Formación Méndez.	48
II.18	Era Cenozoica.	49
	Sistema Terciario.	49
	Formación Ahuichila.	49
II.19	Cenozoico Continental Indiferenciado.	51
II.20	Cenozoico Lacustre Indiferenciado.	51
II.21	Sistema Cuaternario.	52
	Aluvión y depósitos de talud.	52
III.	Geología estructural.	53
III.1	Introducción.	53
III.2	Descripción de anticlinales.	56
III.3	Descripción de sinclinales.	64
III.4	Descripción de fallas.	72

IV. Tectónica.	77
IV.1 Tectónica paleozoica.	79
IV.2 Tectónica Terciaria.	93
IV.3 Tectónica Post-Laramide.	98
V. Geología histórica.	100
V.1 Geología histórica cretácica.	101
V.2 Geología histórica cenozoica.	102
VI. Consideraciones económicas.	104
VII. Conclusiones y recomendaciones.	105
VII.1 Conclusiones.	105
VII.2 Recomendaciones.	107
Bibliografía.	108

I. Generalidades

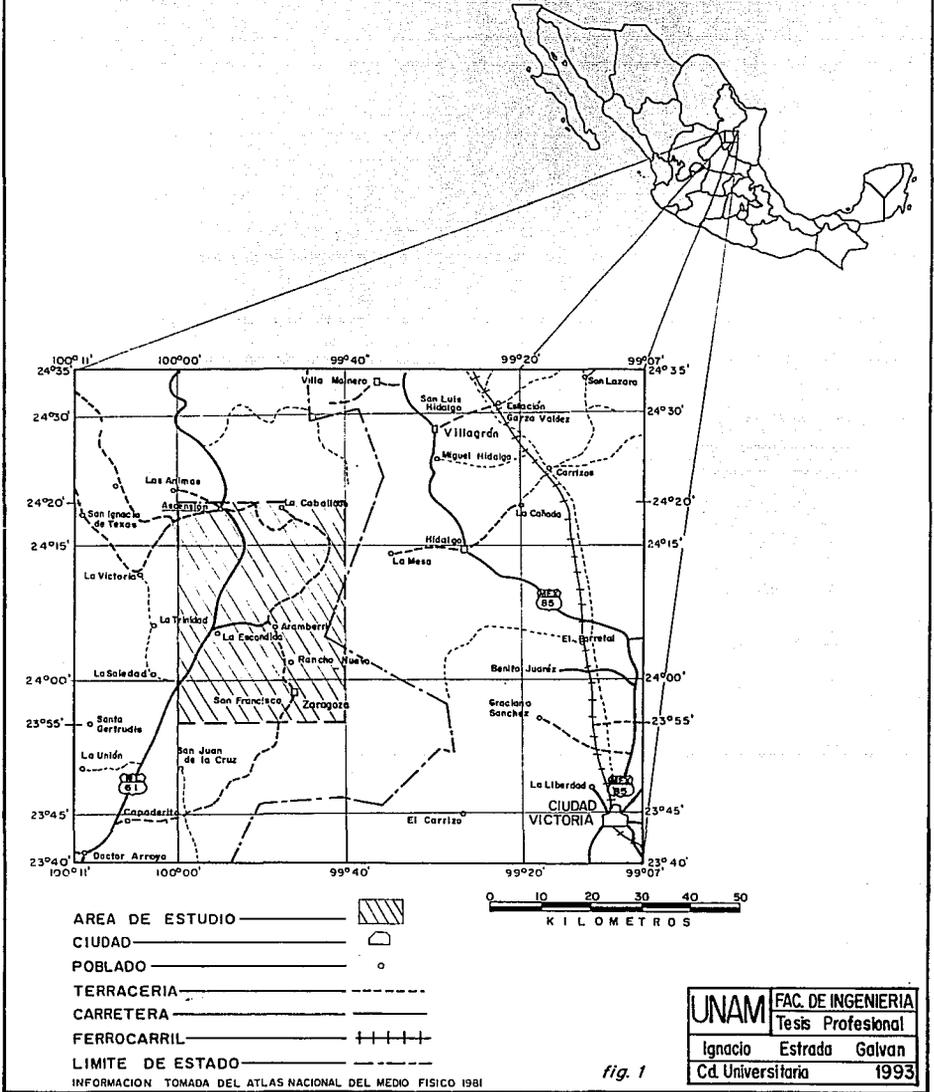
I.1 Localización

El presente trabajo comprende las hojas topográficas Ascención (G14-C77) en su porción sur, Aramberri (G14-C87) y Zaragoza (F14-A17) en la parte norte, escala 1:50,000 editadas por el Instituto Nacional de Geografía e Informática; se ubica entre las coordenadas 23° 40' y 24° 35' de latitud Norte y 99° 07' y 100° 11' de longitud Oeste (Fig. 1).

I.2 Vías de comunicación

La zona se encuentra comunicada por la carretera estatal No. 61 N.L., que une los poblados de Dr. Arroyo, La Escondida, La Ascención. Además existe un gran número de caminos de terracería que comunican muchos pueblos y rancherías en la zona de estudio.

MAPA DE LOCALIZACION



UNAM	FAC. DE INGENIERIA
	Tesis Profesional
	Ignacio Estrada Galvan
	Cd. Universitaria 1993

fig. 1

I.3 Clima, vegetación y fauna

De acuerdo con la carta de climas elaborada por el Instituto de Geografía de la UNAM y con la clasificación de climas de Koeppen, el área tiene un clima templado con lluvias en verano (C(WO)), con una temperatura media anual entre 20° C y 24° C y una precipitación media anual de 800 mm. (S.A.R.H.).

En las partes de mayor altitud del noreste de México, la vegetación es típica de las zonas semiáridas con plantas espinosas, arbustos entremezclados con yucas, agaves y cactáceas. En el lugar abundan ejemplares de las zonas neotropicales como caoba y palmera en las partes bajas(900 a 1500 m.s.n.m.), encinos y pinos en las partes altas(1500 hasta 3000 m.s.n.m.).

La fauna consiste de ardilla, coyote, jabalí de México, armadillo, codorniz, periquito, teolotito, ebillón, chupamirto y gorrión, entre otros.

I.4 Trabajos previos

El área de Aramberri y sus alrededores han sido objeto de numerosos estudios tanto de tipo económico como académico, de los cuales se pueden enunciar los siguientes:

Geología del anticlinorio Huizachal Peregrina región de Cd. Victoria Tamaulipas, Bol.de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, V.13, p. 1-98 Carrillo Bravo J. 1961.

Exploración del área Repesadero-Zaragoza N. L. PEMEX (informe inédito) De la Fuente,J.M. 1970.

Observaciones Generales sobre la Sierra Madre Oriental; La Aloctonía del Conjunto Cadena Alta Altiplano Central entre Torreón, Coahuila y San Luis Potosí, S.L.P., México Rev. del Instituto de Geología UNAM,75 (1). p. 1-11.

I.5 Fisiografía

El área de estudio se ubica en la provincia Fisiográfica de la Sierra Madre Oriental(E. Raisz 1964 modificada por la facultad de Ingenieria 1977) que es una de las mas grandes de México, caracterizada por una cadena montañosa que atravieza el país, está formada por rocas marinas de edad Jurásica y Cretácica.

Esta provincia limita al norte con la provincia de Sierras y Cuencas (Humphrey 1956), al oeste con la provincia de la Mesa Central, al E con la cuenca de Magitzcatzin y Pánuco-Tuxpan y al sur con el Eje Neovolcanico.(Fig.2)

I.6 Geomorfología

La zona tiene un relieve muy accidentado, presentando sierras que llegan a tener altitudes de más de 3000 m.s.n.m. y desniveles de más de 1000 m respecto al nivel de los valles. Las sierras son alargadas y angostas, teniendo una orientación noroeste-sureste al norte del área y norte-sur en el sur.

El nivel de los valles intermontanos es más bajo hacia el este (1300 m.s.n.m.) y aumenta gradualmente al oeste (2000 m.s.n.m.), Estos valles se formaron por la acción de los agentes erosivos que incidieron con más fuerza en las zonas de los ejes de las estructuras que fueron las que sufrieron mayor fracturamiento, ocasionando que sobre sus zonas axiales afloraran las rocas más antiguas y que ocupan las partes topográficas más bajas, en cambio los flancos de las estructuras que fueron los menos afectados, forman las partes topográficas más prominentes de la región.

I.7 Provincias geológicas

El área se localiza dentro de las provincias geológicas de la Sierra Madre Oriental y de la Plataforma Valles-San Luis Potosí (E. Lopez Ramos) (Fig. 3).

PROVINCIAS GEOLOGICAS DE MEXICO



E. Lopez Ramos

fig. 3

UNAM	FAC. DE INGENIERIA
	Tesis Profesional
	Ignacio Estrada Galvan
Cd. Universitaria	1993

II. Estratigrafía

II.1 Introducción

En el área afloran rocas metamórficas y sedimentarias cuyo rango varia del Carbonífero al Reciente, siendo las rocas sedimentarias marinas depositadas durante el periodo Cretácico (tabla 1) las que cubren aproximadamente un 60% de la superficie de la zona (ver plano geológico).

Desde el punto de vista paleogeográfico, el área se localiza en la cuenca mesozóica del centro de México al Norte de la Plataforma de Valles-San Luis Potosí (Carrillo-Bravo, 1969, 1971), la cual alcanzó su máximo desarrollo durante el Albiano-Cenomaniano.

TABLA DE CORRELACION ESTRATIGRAFICA

ERA	PERIODO	EPOCA	E D A D	MILLONES DE AÑOS	AREA DE ESTUDIO	ANTICLINORIO HUIZACHAL - PEREGRINA
CENOZOICO	CUATERNARIO		HOLOCENO	0.01 M.A.	ALUVION	ALUVION
			PLEISTOCENO		CENOC. CGNT. INDIFERENCIADO	
	TERCIARIO		PLIOCENO	1.8 M.A.		
			MIOCENO	6.0 M.A.		
			OLIGOCENO	22.5 M.A.	AHUICHILA	
			EOCENO	35 M.A.		
			PALEOCENO	54 M.A.		
MESOZOICO	CRETACICO	SUPERIOR	SENOBIANO	65 M.A.		
			CAMPAÑIANO	70 M.A.		
			SANTONIANO	76 M.A.		
			CONIACIANO	82 M.A.		
			TURONIANO	88 M.A.		
		INFERIOR	CENOMANIANO	94 M.A.	AGUA NUEVA	
			ALBIANO	100 M.A.	TAMAULIPAS SUPERIOR	
			APTIANO	106 M.A.	AGUA NUEVA	
			BARREMIANO	112 M.A.	TAMAULIPAS INFERIOR	
			HAUTERIVIANO	118 M.A.	TAMAULIPAS INFERIOR	
	JURASICO	SUPERIOR	VALANGINIANO	124 M.A.	TAMAULIPAS INFERIOR	
			BERRIASIANO	130 M.A.	TARAISES	
			TITHONIANO	136 M.A.	TARAISES	
			KIMMERIDGIANO	146 M.A.	LA CAJA	
			OXFORDIANO	151 M.A.	OLVIDO	
		MEDIO	CALLOVIANO	157 M.A.	ZULOAGA	
			BATHONIANO	162 M.A.	LA JOYA	
			BAJOCIANO	167 M.A.		
			TORCIANO	172 M.A.		
			PLEINSBAQUIANO	178 M.A.		
	SINEMURIANO	183 M.A.				
	HETTANGIANO	189 M.A.				
	TRIASICO	SUPERIOR	RETIANO	195 M.A.		
NORIANO						
MED. INF.		CARNIANO				
PALEOZOICO	PERMICO		205 M.A.			
	PENSILVANICO		215 M.A.			
	MISISIPICO		225 M.A.			
	DEVONICO		290 M.A.			
	SILURICO				315 M.A.	
					345 M.A.	
	ORDOVICICO				395 M.A.	
	CAMBRICO				440 M.A.	
PRECAMBRICO			500 M.A.	ESQUISTO GRANJENO		
			570 M.A.	ESQUISTO GNEISS		

Tabla 1

II.2 Era Paleozoica

Sistema Carbonifero

Esquisto Granjeno

Carrillo-Bravo (1961) estudia en forma regional los esquistos y gneisses de la región de Huizachal-Peregrina en el estado de Tamaulipas, e introdujo el término Esquisto Granjeno para una secuencia de esquistos micáceos de color gris verdoso, gris oscuro y negro, con algo de grafito, que afloran en la cuchilla el Granjeno, en las cercanías del nacimiento del Cañón de la Peregrina, al oeste de Ciudad Victoria, Tamaulipas.

Se encuentra aflorando principalmente en la porción central del área, a lo largo de la carretera que une a los poblados de la Escondida y Aramberri (consultar plano geológico para ver la distribución de esta unidad y las que se describen a continuación).

Los esquistos son de composición cuarzo feldespática, de color gris, gris verdoso, pardo rojizo y amarillo; presentan numerosos micropliegues, crenulaciones, abundantes venas y vetas de cuarzo lechoso y una bien desarrollada foliación.

El espesor de esta unidad es desconocido, aunque dentro de la zona afloran más de 500 m.

En general esta secuencia pertenece a la facies de esquistos verdes, subfacies de clorita a biotita, clase química pelítica a cuarzo feldespática (Turner F>J. 1968), la que se encuentra afectada por dinamometamorfismo regional originado por los primeros movimientos orogénicos del Pérmico-Triásico.

Al microscopio se observa cuarzo, muscovita, albita, clorita y ferromagnesianos. Su foliación se encuentra bien definida por una alternancia de capas delgadas ricas en cuarzo, con otras ricas en micas; en ciertos lugares se observan contactos bruscos y gradacionales, surgiendo estructuras primarias de estratificación gradada, lo que hace pensar que el protolito de estos esquistos lo constituyeron una alternancia de areniscas, lutitas y rocas volcánicas en un depósito de tipo "Flysch".

Junto con el depósito "Flysch", fue depositada una secuencia de rocas volcánicas de composición básica a intermedia que constituyen los protolitos de las rocas verdes aflorantes en el anticlinorio Huizachal-Peregrina (Ramírez-Ramírez 1981).

Esta misma secuencia ha sido observada en las regiones de Miquihuana-Bustamante y Aramberri (Sertesa, 1985).

Esta unidad subyace en forma discordante a la Formación La Joya y en ocasiones a la Formación Zuloaga. Su contacto inferior no fue observado pero se infiere que es tectónico.

Para Fries et al. (1962), constituyen una sola secuencia el gneiss, rocas graníticas, esquistos y cuarcitas. Los sitúa en el Precámbrico Tardío a pesar que la edad de 315 m.a. reportada para una muestra del Esquisto Granjeno indica que deben asignarse al Carbonífero.

De Cserna et al (1977 y 1978), consideran que los esquistos necesariamente tienen que ser Pre-Silúrico Medio.

Ramírez-Ramírez (1978 y 1981), y Garrison, Ramírez-Ramírez y Long (1980), concluyen en sus trabajos de geocronometría, que la edad del metamorfismo y emplazamiento tectónico del Esquisto Granjeno, es de 330 m.a. (Carbonífero), lo cual concuerda con la discordancia angular reportada por Carrillo Bravo (1961) entre los sedimentos del Mississípico Inferior y Pensilvánico (Formaciones Vicente Guerrero y Del Monte).

II.3 Era Mesozoica

Sistema Jurásico

Grupo Huizachal

Formación La Joya

El nombre de Formación Huizachal fué empleado por primera vez por Seemes en 1921. Posteriormente Imlay (1948), definió con el nombre de Formación Huizachal a las capas rojas que subyacen a las rocas del Jurásico Superior en el norte y este de México y que sobreyacen a sedimentos paleozoicos y rocas metamórficas del Precámbrico.

Mixon et al (1959), reconocieron dos secuencias diferentes de capas rojas a las que nombraron como Formaciones La Boca y La Joya, pertenecientes al Grupo Huizachal, definiendo a la Formación La Joya como 65 m o más, de capas rojas en el área del anticlinorio Huizachal-Peregrina, donde cubren en forma discordante a capas rojas de edad Triásica o a otras rocas ígneas metamórficas Precámbricas, o a rocas sedimentarias Paleozóicas, que subyacen a la Formación Zuloaga.

La localidad tipo se encuentra a lo largo del flanco norte del Valle del Huizachal, en las cercanías del rancho La Joya Verde, situado sobre el camino Jaumave-Cd. Victoria, a la entrada del Valle de Huizachal.

En la zona aflora en pequeñas áreas situadas al noroeste y oeste del poblado de Aramberri y en un pequeño anticlinal situado a 8 km al noreste de Aramberri, sobre el camino que va a Lampasitos.

Está constituida de un conglomerado basal que marca el inicio del depósito del Mesozoico compuesto por clastos de esquistos y grandes fragmentos de cuarzo lechoso, en una matriz arenosa de color rojizo; sobre este se encuentran estratos delgados a gruesos de areniscas, areniscas conglomeráticas y conglomerados de color rojo, con delgadas interestratificaciones de limolitas que van gradando a areniscas calcáreas y calizas arenosas. Su espesor se acuña hasta desaparecer.

En esta unidad se observó que las rocas presentan estratificación cruzada y gradada lo que indica que se depositó en un ambiente costero y continental, los sedimentos de esta unidad se encuentran rellenando pequeños grabens, acuñándose contra los bordes de estos.

Dentro del área de estudio se encuentra descansando en forma discordante sobre el Esquistos Granjeno; su contacto superior con la Formación Zuloaga se observó normal y transicional.

Las rocas de la Formación La Joya son de edad más joven que el Triásico Superior ya que se han visto sobre las capas rojas deformadas del Retiano y subyacen a la Formación Zuloaga del Argoviano. Imlay (1948) le asigna una edad Calloviano-Oxfordiano.

II.4 Formación Zuloaga

Burchkardt (1930) llama a las rocas que constituyen esta unidad "Calizas de Nerineas", por la presencia de estos fósiles en la zona norcentral de México. Imlay (1938) propone formalmente el nombre de Formación Zuloaga, para denominar a 548 m de calizas densas de color gris oscuro y textura fina, de estratificación media a gruesa, con escasos horizontes de limolitas calcáreas, citando su localidad tipo en la sierra de Sombrerete al norte de Melchor Ocampo, Zacatecas.

A las rocas pertenecientes a esta formación que afloran en el anticlinorio Huizachal-Peregrina, Heim (1926) las denominó Formación Novillo, pero debido a su posición estratigráfica y su similitud litológica con la Formación Zuloaga, Imlay (1953) opina

que el nombre de Formación Novillo debe ser reemplazado por el de formación Zuloaga. Aflora ampliamente en la parte central del área de estudio, al N del poblado de Aramberri.

La Formación Zuloaga está constituida en su base por wackestone de color gris oscuro a negro, en estratos delgados a laminares, con interestratos medianos y estilolitas paralelas a la estratificación; hacia su parte superior siguen siendo wackestone de color gris oscuro pero se presentan en estratos medianos a gruesos, se observan estilolitas y "hard grounds" con arcillas rojas entre los estratos.

Las características litológicas que se observan en esta formación son indicativas de un ambiente de depósito en litorales someros de plataforma, con ligero aporte de terrigenos.

En la zona esta formación sobreyace en forma transicional y concordante a la Formación La Joya, aunque en algunos lugares se le observó descansando discordantemente sobre el Esquisto Granjeno. Subyace concordantemente a la Formación Olvido.

Por su contenido faunístico y su posición stratigráfica se le asigna una edad Oxfordiana ya que subyace a la Formación Olvido que se considera del Kimmeridgiano.

Se le correlaciona con la Formación La Gloria del noreste y con la Formación Santiago de la cuenca de Magiscatzin.

II.5 Formación Olvido

Este nombre fué aplicado por Heim (1940) para designar a una secuencia de anhidrita, yeso, dolomía, caliza y lutita que en la región de Cd. Victoria sobreyace a la caliza El Novillo (Formación Zuloaga) y subyacen a la Formación La Casita; su localidad tipo se encuentra en el rancho El Olvido al sureste del valle de Huizachal.

Aflora ampliamente en las porciones noreste, centro y sur del área, así como en algunos núcleos de anticlinales ubicados al sureste, sur y noreste.

Dentro del área de estudio la Formación Olvido esta constituida por yesos en estratos masivos en la base; en la parte media tiene una alternancia de yesos blancos en estratos medianos a gruesos con packstone y grainstone color beige, que intemperiza en color gris claro, y en la parte alta consiste de grainstone oolítico color gris y beige que intemperiza a gris pardo en estratos medianos a gruesos.

La porción inferior corresponde a depósitos someros, en cuencas cerradas, con una gran evaporación controlada por el clima existente; la presencia de estratos de caliza en la parte media está asociada a periodos estacionarios con comunicación con mar abierto y la parte superior corresponde a un depósito litoral de borde de plataforma.

Subyace concordantemente a la Formación Zuloaga y subyace de igual modo a la Formación La Caja dentro del área. Debido a la plasticidad de la parte inferior de esta formación, se observa a esta unidad descansando con disarmonía tectónica sobre rocas más antiguas, o sobre rocas más jóvenes.

Debido a que la Formación La Caja pertenece al Tithoniano y la Formación Zuloaga es de edad Oxfordiano, a la Formación Olvido se le asigna una edad Kimmeridgiano; es correlacionable con las formaciones San Andres, Tamán y Chipoco de la cuenca Tampico-Misantla.

II.6 Formación La Caja

Fue Burckhardt (1906-1930) quien inicialmente realizó diversos estudios sobre los sedimentos de esta formación en diferentes zonas del norte y centro de México; sin embargo fue

Imlay (1938), quien propuso formalmente el termino de Formación La Caja para designar a una secuencia constituida por calizas arcillosas y margas color gris obscuro.

La localidad tipo se localiza en el flanco meridional de la sierra La Caja, sobre la vereda del Quemado, al norte de Mazapil, Zacatecas.

Aflora ampliamente en el área formando estrechos afloramientos a lo largo de los flancos de los anticlinales Agua Fria, El Padre, Agua Delgada, Zamora, Escondida-Ascención, en la parte sur y Montelongo-Carrizalillo, Ibarrilla, Buenavista-Texas, El Borrego-El Jilguero y Bocacelly, en la parte norte de la zona estudiada.

Está constituida de la base a la cima por wackestone arcilloso en estratos medianos y delgados con horizontes arcillosos, contiene concreciones calcáreas que en ocasiones contienen bivalvos, amonoideos o fragmentos de tallos, también escasos horizontes fosforíticos; wackestone arcilloso y lutitas en estratos delgados a laminares (existen escasos horizontes fosforíticos), wackestone arcilloso y lutitas de color gris a negro en estratos medianos con micronódulos de hematita.

Su litología indica un depósito de cuenca con aguas someras y una aportación considerable de detritos y aloquímicos; también indica un ambiente litoral transgresivo con procesos reductores.

Esta formación sobreyace franca y concordantemente a la Formación Olvido y subyace en forma similar a la Formación Taraises.

La microfauna reportada en muestras de esta unidad es: Calpionella alpina Lorenz, Nannoconus steinmani Kampter, Nannoconus broonnimani Trejo, Tintinopsella carpathica M. y F., Calpionella elliptica Cadish, esta formación se considera de edad Tithoniano.

II.7 Sistema Cretácico

Formación Taraises

Fue definida por Imlay (1936), en el cañon de Taraises, situado en la porción oeste de la sierra de Parras, en el estado de Coahuila, donde está constituida por dos miembros: el inferior presenta calizas gris y gris oscuro; en estratos medianos a gruesos interestratificados con areniscas; el miembro superior presenta calizas arcillosas de color gris claro, en estratos delgados con intercalaciones de limolitas calcáreas que al intemperizar tienden a tomar un tinte amarillo; este miembro presenta amonitas cerca de su base (Imlay 1944). En la localidad tipo subyace a la Formación Cupido.

Aflora ampliamente a lo largo de los flancos de los siguientes anticlinales; Agua Fria, El Padre, Aramberri, Agua Delgada, Zamora, Escondida-Ascención, en la parte sur del área, Bocacelly, Ibarrilla, Buenavista-Texas, El Borrego-El Jilguero, Montelongo-Carrizalillo en la parte centro y norte del área.

Esta formación está constituida de la base a la cima por:

Mudstone-wackestone en estratos medianos, de color e intemperismo gris, con intercalaciones de lutitas en estratos delgados, con intemperismo nodular, nódulos de hematita y fracturas selladas por calcita.

Mudstone-wackestone, color gris, a gris oscuro, en estratos medianos que al intemperizarse toman forma nodular, vetillas de calcita y nódulos de hematita.

Mudstone-wackestone de color gris e intemperismo gris, en estratos medianos y delgados de lutitas de color gris, con pequeños nódulos de hematitas y vetillas de calcita.

Las características litológicas de esta formación indican que esta fué depositada en una plataforma abierta con aporte de terrigenos finos durante un período transgresivo.

El contacto inferior con la Formación La Caja es un cambio brusco y concordante, mientras que el contacto superior con la Formación Tamaulipas inferior es transicional y concordante, marcado por la desaparición de estratos arcillosos, el aumento en el espesor de los estratos y la aparición de nódulos de pedernal que caracterizan a la Formación Tamaulipas inferior. La Formación Taraises tiene un espesor de 250 m.

La microfauna encontrada en rocas así como las relaciones estratigráficas con las formaciones subyacentes y sobreyacentes de esta formación, indican una edad Berriasiano-Valanginiano.

Es equivalente en edad a la Formación Santuario, el cuerpo margoso Miquihuana del área de Miquihuana y Bustamante Tamaulipas, con la Formación Taraises de la cuenca del centro de México y con las formaciones Menchaca y Barril Viejo de Coahuila. Los fósiles identificados en esta unidad fueron: *Calpionella alpina* Lorenz, *Calpionella elliptica*, *Calpionella oblonga* Cadish, *Calpionellopsis simplex* Colom, *Tintinopsella carphática* Murg et Fil., *Tintinopsella longa* Colom, *Remaniella cadischiana*, *Calpionellites darderi*, *Nannoconus steinmanni*.

II.8 Formación Tamaulipas Inferior

Stephenson (1921) fue el que inicialmente introdujo el nombre caliza Tamaulipas, durante el desarrollo de un trabajo privado realizado en 1921 para la Mexican Gulf Oil Company, y aún cuando no hizo mención de la localidad tipo, es evidente que el nombre fue dado a las rocas que afloran en el núcleo de la sierra de Tamaulipas (Muir 1935), a los cuales les asigno originalmente una edad de Albiano-Cenomaniano. Posteriormente Burckhardt en 1930, con base en las evidencias paleontológicas que se obtuvieron en los pozos Altamira y Cochoy determinó por primera vez que una parte de las calizas Tamaulipas son equivalentes al Cretácico Inferior.

A raíz de ese descubrimiento y por sugerencia de Burckhardt, Muir (1936), propuso dividir las calizas Tamaulipas en dos unidades, una superior que presenta los estratos de edad Albiano-Cenomaniano, llamada Formación Tamaulipas Superior y otra inferior que representa a los estratos de edad Neocomiano - Aptiano denominada Formación Tamaulipas Inferior, separadas ambas por la Formación Otates.

Después, la Formación Tamaulipas Superior se dividió en dos unidades formacionales: Cuesta del Cura hacia su cima y la misma Tamaulipas Superior hacia su base (Díaz, 1956).

La localidad tipo de la Formación Tamaulipas Inferior se encuentra en el cañon de la Borrega, en la sierra de Tamaulipas, donde está constituida por bancos gruesos de calizas con nódulos de pedernal y estilolitas paralelas a los planos de estratificación.

Se encuentra expuesta ampliamente formando los escarpes y las sierras más prominentes y espectaculares del área de estudio y forma parte de las siguientes estructuras: sinclinales, El Viejo, Los Cochinos, Los Mimbres, Las Mesas, El Pedregoso, El Floreadero, en la parte sur, el San Antonio-Milpillas, San Bartolo-Las Juanas, Los Pinos-Las Ahujas en la parte norte y en los anticlinales de Ibarrilla y Las Adjuntas.

Esta formación está constituida de la base a la cima por:

Mudstone-wackestone de color gris oscuro a negro que intemperiza a gris, en estratos medianos a gruesos con nódulos de pedernal arriñonado de color negro que intemperiza en café; tiene estilolitas paralelas a la estratificación, hacia la cima es un mudstone-wackestone de color gris oscuro en estratos gruesos con nódulos de pedernal negro con microfauna del Aptiano Inferior.

Las características litológicas de esta formación sugieren un depósito en mar abierto con un ambiente epibatial de baja energía.

EL contacto inferior con la Formación Taraises es concordante y transicional, está marcado por la desaparición del wackestone arcilloso y la aparición de las primeras capas calcáreas en estratos medianos a gruesos con nódulos de pedernal. Su contacto superior es concordante y nítido, marcado por la desaparición de los estratos medianos a gruesos con nódulos de pedernal y la aparición de wackestone con intercalaciones arcillosas del Horizonte Otates.

Basándose en su contenido faunístico y la posición estratigráfica que guarda, se le asigna una edad del Hauteriviano al Barremiano y posiblemente del Aptiano Inferior.

Los fósiles identificados en esta unidad fueron: *Microcalamoides confusus*, *Microcalamoides ornatus*, *Nannoconus globulus*, *Nannoconus steinmanni*, *Hedbergella planispira*, *Globigerinnelloides maridalensis*.

II.9 Formación Otates

En el cañon de San Nicolas, en la sierra de San Carlos, Emil Bose (1927) reportó una serie de calizas de color amarillo, rojo y gris, de estratificación delgada, con una peculiar superficie aporcelanada al partirse y las consideró como del Albiano Inferior, pertenecientes al "Horizonte Clansayes", que constituye la transición entre las rocas albianas y aptianas.

En la sierra de San Carlos, al suroeste de Burgos, Hegwein encontró fósiles de Neocomiano, y posteriormente Burckhardt (1930) menciona calizas con amonitas del Cretácico Inferior (Neocomiano Inferior-Barremiano) y un horizonte al que denomina "Niveau de Clansayes", con Parahoplites sp. (Albiano Inferior).

Posteriormente Milek y Muir (1934) en el cañon de Otates, reportan la mejor localidad fosilífera, perteneciente al Horizonte Clansayes, aunque las amonitas están mal preservadas, entre las cuales Burckhardt identificó Puzosia sp. y Parahoplites sp., concluyendo que este último indica una edad de Albiano Inferior, probablemente un poco más alto que el Horizonte de Clansayes.

Con base en este hecho, la mayor localidad fosilífera de este horizonte, Muir propuso de manera informal designarse siempre como un delgado cordón con vegetación más predominante.

Se encuentra expuesta en la mayor parte de los flancos de los sinclinales: El Viejo, Los Cochinos, Los Mimbres, Las Mesas, El Pedregoso, El Floreadero en la parte sur, en la parte norte, Las Adjuntas, San Antonio-Milpillas, San Bartolo-Las Juanas, Los Pinos-Las Ahujas y El Yerbanis.

La Formación Otates se encuentra constituida por wackestone arcilloso color café amarillento, con intercalaciones de lutitas calcáreas y delgados lentes y bandas de pedernal negro.

El depósito de la Formación Otates, marca un gran cambio en las condiciones de sedimentación a nivel regional. La subsidencia regional, propicia la transgresión marina sobre zonas continentales, con una progradación abundante de terrigenos hacia la cuenca de sedimentación; asimismo, la alternancia cíclica de mudstone, mudstone arcilloso y lutitas, así como su espesor en capas delgadas, indican que durante su depósito ocurrieron algunos movimientos en los antiguos altos paleogeográficos del Jurásico Superior, produciendo un período transgresivo de depositación durante el Aptiano.

La abundancia de pedernal en la porción occidental, marca el inicio de una mayor concentración de sílice, producido por las corrientes marinas provenientes de regiones donde abundan los radiolarios, los cuales son transportados y depositados en zonas en donde no es favorable su reproducción y además la confluencia de sílice diseminado en la roca.

El contacto con la Formación Tamaulipas Inferior (subyacente) es un cambio brusco, concordante y nítido, marcado por la aparición de la primera capa delgada de mudstone arcilloso y las primeras bandas delgadas de pedernal negro de la Formación Otates; el contacto con la Formación Tamaulipas Superior, las facies mixtas (Tamabra) o con el arrecife La Ascención (Abra) sobreyacente, es también brusco y nítido pero concordante, marcado por la última capa delgada laminar de mudstone arcilloso con bandas delgadas de pedernal negro y la aparición del primer banco de estratificación mediana a gruesa de las formaciones El Abra, Tamabra o Tamaulipas Superior.

Por su posición estratigráfica y por su contenido microfauístico, en el área se considera que el Horizonte Otates se depositó durante el Aptiano Superior.

Es correlacionable en edad con la Formación La Peña del noreste de México, con la Formación Las Uvas de la plataforma de Coahuila y con la parte superior de la Formación Cuchillo.

Los fósiles que se identificaron en esta unidad fueron: Hedbergella trocoidea, Leupoldina reicheli, Hedbergella semielongata, Leupoldina pustulans, Hedbergella planispira, Hedbergella roblesae, Hedbergella gorbachiki, Hedbergella delrioensis, Globigerinelloides ferreolensis, Globigerinelloides

maridalensis, Globigerinelloides barri, Nannoconus steinmanni, Nannoconus truitti, Nannoconus minutus, Nannoconus wassalli, Nannoconus bucheri, Microcalamoides confusus.

II.10 Formación Tamaulipas Superior

Este nombre fué propuesto por Stephenson en 1921. Posteriormente con el hallazgo del Horizonte Otates, Muir (1936) propone el nombre para designar a la parte superior de la caliza Tamaulipas, la cual tiene fauna del Albiano-Cenomaniano y está constituida por calizas en estratos medianos a gruesos de color beige, con líneas estilolíticas paralelas a la estratificación y nódulos de pedernal negro. La localidad tipo se localiza en el cañon de la Borrega, en la sierra de Tamaulipas.

Aflora ampliamente en la mayor parte de los sinclinales como son: El Viejo, Los Cochinos, Los Mimbres, Las Mesas, El Pedregoso y El Floreadero en la parte sur, El Yerbanis, Las Adjuntas, San Antonio-Milpillas, San Bartolo-Las Juanas, Los Pinos-Las Ahujas hacia el norte, en tanto que al sur aflora en los sinclinales El Floreadero, El Pedregoso y La Lagunilla.

En la zona se pueden observar tres miembros dentro de esta unidad, que a continuación se describen de la base a la cima:

Wackestone con color e intemperismo gris, en estratos medianos a delgados, con nódulos y bandas onduladas de pedernal negro que intemperiza en café con interestratos arcillosos. En la parte media tiene wackestone medianos y delgados con nódulos de pedernal negro y en la cima wackestone delgados y ondulados con lentes y nódulos de pedernal negro.

Basándose en sus características litológicas y paleontológicas los sedimentos de esta formación se depositaron en una cuenca marina de mar abierto, con aguas profundas y con cierto grado de estabilidad.

La abundancia de pedernal, indica confluencia de sílice diseminado en la roca y depósito de fósiles silíceos.

La Formación Tamaulipas Superior descansa concordantemente sobre la Formación Otates y subyace en forma concordante y transicional a la Formación Agua Nueva. Lateralmente es equivalente a las facies de talud (prearrecife) de la Formación Tamabra y a las facies arrecifales y postarrecifales de la Formación El Abra.

A esta unidad se le ha asignado una edad del Albiano-Cenomaniano, por su contenido faunístico que consiste en: Colomiella recta Bonet, Colomiella mexicana Bonet, Microcalamoides diversus Bonet, Heterohelix moremani, Bonetocardiella poncedeleoni, Calciesphaerula innominata Bonet,

Pithonella ovalis Kaufmann, Pithonella trejoi, Favousella hiltermani, Favousella sp, Nannoconus truitti, Calpionellopsella maldonadoi, Bishopella alata, Bishopella diazi, Bishopella ornelasea.

Esta formación se correlaciona en edad con las formaciones El Abra y Tamabra de la plataforma Valles-San Luis Potosí, con las que cambia de facies; también es equivalente a las formaciones Aurora y Cuesta del Cura del noreste de México.

II.11 Arrecife La Ascención

Carrillo Bravo (1971), fué el primero en mencionar esta unidad y por primera vez utiliza el nombre de Arrecife La Ascención, para designar a una serie de calizas de caprinidos, radiolítidos, nerineas, toucasias, equinodermos y escasos corales.

Esta unidad aflora al noreste del área, al suroeste del poblado de la Ascención, abarcando una extensión aproximada de 35 km².

Esta constituida por wackestone y packstone con microfósiles de color gris claro y con intemperismo de color gris en estratos masivos, con abundantes rudistas.

Los fósiles que se identificaron en esta unidad fueron: Nummuloculina heimi, Dictioconus sp., Moluscos, Textularidos.

Esta unidad constituye un depósito de tipo arrecifal, que en trabajos anteriores se relacionaba con la porción este de la plataforma Valles-San Luis Potosí, sin embargo es má viable relacionarla con la porción oeste de la misma plataforma, ya que analizando su actual posición y tomando en cuenta el avance que tuvo de oeste a este a causa de la cabalgadura que dió origen a

la Sierra Madre Oriental y haciendo un desdoblamiento de las estructuras existentes, este arrecife debio estar cuando menos unos 40 km al occidente de su actual posición.

El arrecife Ascención en el área de estudio sobreyace franca y concordantemente a la Formación Otates y subyace de la misma forma a la Formación Agua Nueva.

Por su posición estratigráfica a esta unidad se le considera de edad Albiano-Cenomaniano.

Es correlacionable en tiempo con la Formación El Abra de la plataforma Valles-San Luis Potosí, con la Formación Tamaulipas Superior de la cuenca del centro de México.

II.12 Facies Mixtas

En 1940, Heim utilizó el nombre de Formación Tamabra para designar a las rocas del Albiano-Cenomaniano que se presentan en facies de cuenca (Caliza Tamaulipas), facies arrecifales (Caliza Taninul) y facies post-arrecifales (Caliza El Abra), las cuales se interdigitan lateralmente y frecuentemente se repiten estratigráficamente en una misma localidad.

En esta localidad de interdigitación Heim (op. cit.) y Muir en 1936, utilizaron el nombre "Mixed Facies" la cuál consiste de una alternancia de calizas de cuenca con horizontes de litoclastos y bioclastos, derivados de los bancos arrecifales contiguos.

En el área estudiada esta formación se encuentra en la parte noroeste cerca del poblado de la Ascención.

En general, esta formación se encuentra constituida por diferentes tipos de rocas, debido al ambiente en que fueron depositados sus sedimentos. Está constituida por una alternancia de mudstone, wackestone y packstone arenoso y arcilloso de color gris a gris oscuro que al intemperismo tiene un color gris, presenta una estratificación delgada a masiva' se observan bloques de olistolitos de calizas arrecifales, brechas dolomíticas estructuras de deslizamiento, microlaminaciones, estratificación cruzada y gradada, nódulos y bandas onduladas de pedernal de color negro y estilolitas paralelas a los planos de estratificación.

Los fósiles que se identificaron en esta unidad fueron: *Calciesphaerula innominata*, *Pithonella ovalis*, *Stomiosphaera sphaerica*, *Bishopella conoidea*, *Heterohelix conoidea*, *Rotalipora appenínica*, *Globigerina sp.*

Las facies mixtas se depositaron alrededor del Arrecife La Ascención, los fragmentos angulares procedentes del arrecife presentes en esta unidad constituyen una evidencia indicativa de un ambiente de tipo pre-arrecife.

Esta formación sobreyace concordantemente a la Formación Otates y subyace en igual forma a la Formación Agua Nueva. Lateralmente cambia a facies de plataforma de arrecife la Ascención y a facies de cuenca de la Formación Tamaulipas Superior.

Por su posición estratigráfica y por su contenido microfaunístico, en la zona se le ha asignado una edad Albiano-Cenomaniano.

II.13 Formación Agua Nueva

Stephenson (1921), separó por primera vez esta formación de la sobreyacente San Felipe de edad Coniaciano-Santoniano y por primera vez utiliza el nombre de Formación Agua Nueva para designar a más de 100 m de calizas laminares con bandas de pedernal negro algo carbonosas.

La localidad tipo se encuentra en el cañón de la Borrega, situado en el flanco oeste de la sierra de Tamaulipas, a 25 km aproximadamente, al oriente de la estación Forlón.

Esta formación aflora ampliamente en el área, donde forma grandes sinclinales como Los Cochinos, Las Mesas, El Pedregoso, El Floreadero y en el sur, El Yerbanis, Las Adjuntas, San Antonio-Milpillas, San Bartolo-Las Juanas y Los Pinos-Las Ahujas. En los alrededores del Mezquital aflora esta unidad en una ventana Tectónica.

Esta constituida por mudstone, wackestone y packstone con microfósiles planktónicos de color gris oscuro y con intemperismo gris. Los estratos son de medianos a delgados y laminares con interstratificaciones de lutitas calcáreas de color negro. En esta unidad se observan conglomerados intraformacionales y delgadas bandas de pedernal negro, estratificación cruzada y microlaminaciones.

Esta formación fue depositada como una continuación de la sedimentación batial de la Formación Tamaulipas Superior, pero con una fuerte influencia de una fase regresiva del mar, con levantamiento en la parte arrecifal, lo que provocó en parte, que se depositara el material arcilloso y turbidítico que se observa en esta formación. La fase regresiva se infiere porque en otros lugares de la Sierra Madre Oriental se nota la ausencia de esta unidad o se le observa muy reducido su espesor.

La Formación Agua Nueva en el área sobreyace concordante y en forma transicional a las formaciones Tamaulipas Superior y Tamabra; subyace concordantemente a la Formación San Felipe.

En la porción sur del área de estudio esta formación no aflora, encontrando en su lugar a la Formación Tamasopo, con la que cambia de facies bajo el Frente de cabalgadura, ya que la Formación Agua Nueva en la Cañada de los Cochinos presenta intercalaciones conglomeráticas, indicio de un talud cercano.

Por su posición estratigráfica, a esta unidad se le considera como perteneciente al Turoniano, aunque pudiera pertenecer parte de ella al Cenomaniano o al Coniaciano (parte basal del Senoniano).

Es correlacionable en tiempo con el miembro inferior de la Formación Tamasopo de la plataforma Valles-San Luis Potosí, con la Formación Indidura de la cuenca del centro de México y con la

Formación Soyatal de la porción suroeste de la plataforma Valles-San Luis Potosí. La microfauna que se identificó fue: *Clavhedbergella simplex*, *Clavhedbergella* sp., *Pithonella ovalis kaufmann*, *Globigerinelloides* sp., *Risserella rablingae*, *Calcisphaerula innominata* Bonet, *Guembelitra harrisi* (?), *Guembelitra* sp., *Calcistheca ruizi* nov. sp., *Rotalipora* sp., *Globotruncana* sp., cf. *G. concavata*, *Globotruncana* sp. cf. *G. lapparenti*, *Heterohelix moremani*, *Heterohelix renssi*, *Heterohelix* sp.

II.14 Formación San Felipe

El nombre de Formación San Felipe, fue utilizado por Jeffreys en (1910), para denominar a las capas transicionales que cubren a la caliza El Abra y que subyacen a la Formación Méndez. En 1936 Muir utiliza este nombre para designar a una alternancia de calizas y lutitas, de edad Coniaciano-Santoniano Temprano, que se localiza al oeste del pueblo de San Felipe, S.L.P., 6 km al oriente de Ciudad Valles.

La Formación San Felipe aflora dentro del área en los sinclinales de San Antonio Milpillas, Las Adjuntas, San Bartolo-Las Juanas, Yerbanís, Los Pinos, Las Ahujas y en los alrededores de San Joaquín, Las Hoyas, al oeste de El Mezquital, en la Cañada de Los Mimbres y en la ventana tectónica del Mezquital.

En el área está constituida por una alternancia de mudstone y wackestone con foraminíferos, en estratos medianos a delgados, con intercalaciones de lutitas calcáreas, arenosas y bentonitas; los primeros presentan un color gris y la bentonita es de color verde pistache; el color de intemperismo es pardo amarillento y gris, observándose microlaminaciones, estratificación cruzada y gradada.

La Formación San Felipe se depositó en un ambiente de mar abierto con profundidades medias, en el cual había un suministro constante de material arcilloso, clástico carbonatado y cenizas volcánicas, las cuales se convertirían posteriormente en bentonitas. La presencia de lutitas arenosas sugieren levantamientos locales.

La Formación San Felipe sobreyace concordantemente y en forma transicional a la Formación Agua Nueva y subyace de la misma forma a la Formación Méndez. Por su posición estratigráfica y contenido faunístico se le asigna una edad Senoniano Inferior (Coniaciano-Santoniano). Los microfósiles identificados en esta unidad fueron: *Pithonella ovalis*, *Globotruncana fornicata*, *Globotruncana lapparenti*, *Globotruncana sp.*, *Heterohelix sp.*, *Globotruncana sp. cf. G. elevata*, *Globigerinelloides sp.*, Radiolarios calcificados.

Es correlacionable en edad con las facies arrecifales del miembro superior de la Formación Tamasopo de la plataforma Valles-San Luis Potosí y con la Formación Caracol de la cuenca mesozoica del centro de México.

II.15 Formación Tamasopo

Esta unidad fué mencionada por primera vez por Boose (1906), sin darle nombre formacional y refiriendose a ella como las calizas de la cañada de Tamasopo.

Jeffreys en 1910 incorporo el término Tamasopo dentro de la nomenclatura de los campos petroleros y mas tarde la describio Baker en 1924.

Putman y Baker en 1923 concluyeron que esta unidad mostraba cambios de facies. Muir (1936) hace referencia a la Formación Tamasopo como facies arrecifales de le Formación San Felipe, la localidad tipo citada por este autor se localiza entre las estaciones de ferrocarril Tamasopo y Canoas, S.L.P., en donde le asignó una edad Turoniano Superior-Campaniano, correlacionandola con las formaciones Agua Nueva, San Felipe y Méndez.

Reyes (1961, 1967), aclara que no toda la columna expuesta en esa localidad pertenece a la Formación Tamasopo, ya que calizas del Albiano Campaniano se encuentran incluidas en esa columna y sólo 200 m son de edad Turoniano (en Carrillo-Bravo, 1971).

Carrillo Bravo (1971), designa como Formación Tamasopo a una sección de 200 m de calizas de grano fino, calizas arcillosas nodulares, calizas bioclásticas y calizas arrecifales, color gris crema y crema amarillento, en capas de espesor medio a grueso, la cual aflora en la región de Tamasopo y sobre una gran parte de la plataforma Valles-San Luis Potosí. Como localidad tipo considera a los afloramientos que se encuentran al E-NE de Canoas, S.L.P., sobre el ferrocarril San Luis Potosí-Tampico.

La Formación Tamasopo aflora en la parte sureste, de la zona formando sierras espectaculares como la del anticlinal Agua del Toro.

En el área sólo aflora el miembro superior de esta formación, el cual está constituido por packstone y grainstones de color gris claro, en estratos medianos a gruesos, con fracturas rellenas de calcita, macrofósiles y nódulos de hematita; se observan intercalaciones de calizas recristalizadas de color gris claro con macrofósiles bentónicos. El espesor no fue posible medirlo pues no se observó la base de la formación, pero en localidades cercanas se midieron 960 m.

La Formación Tamasopo representa un depósito calcáreo de ambiente de plataforma.

Se depositó en la zona de plataforma interna (Post-arrecife), y está constituida por packstone de bioclásticos, detritus de moluscos, algas y miliólidos. Su contacto inferior no fue observado, pero se infiere que es concordante con la Formación El Abra. El contacto superior es concordante con la Formación Cárdenas. El miembro inferior de la Formación Tamasopo cambia lateralmente a la Formación Agua Nueva, mientras que el miembro superior cambia a la Formación San Felipe.

Por la posición estratigráfica que ocupa y por su contenido microfaunístico se data de edad Turoniano-Santoniano. Se le correlaciona en edad con la Formación Indidura del Altiplano Mexicano, con la Formación Soyatal del borde suroccidental de la plataforma Valles-San Luis Potosí y con las formaciones San Felipe y Agua Nueva de la Faja de Oro.

II.16 Formación Cárdenas

Esta formación fue referida por primera vez por Bose (1906) como división Cárdenas. Posteriormente en 1925, Heim y Burckhardt en 1930 la denominaron capas Cárdenas.

En 1944 Imlay la llamó Formación Cárdenas; Myers en 1968 realizó un estudio bioestratigráfico de la Formación Cárdenas y la subdividió en tres miembros.

El miembro inferior que está constituido por una alternancia de lutitas, areniscas y bioespatita con un espesor de 180 m. El miembro medio que está constituido por lutitas y limolita y tiene un espesor de 445 m. El miembro superior que está constituido por limolitas, areniscas y bioesparrudita, con un espesor de 430 m. dentro del área aflora en la porción sureste.

Su base está representada por lutitas en estratos de color café, con intercalaciones de areniscas de grano fino en estratos delgados de color café amarillento y escasas capas delgadas de calizas arcillosas de color café verdoso; el conjunto intemperiza a color café claro y hacia la parte media se hace más arcilloso, presentando lutitas en estratos delgados, laminares, de color café y su color al intemperismo es de color café claro. Se encuentra aflorando al SE del área, sobre la paleoplataforma de Valles-San Luis Potosí.

La Formación Cárdenas se depositó en un ambiente de aguas someras, de plataforma interna (post-arrecife), con abundante aporte de terrígenos; el depósito es de tipo regresivo en el que los sedimentos arcillosos fueron cubriendo la plataforma Valles-

San Luis Potosí, hasta terminar por invadirla completamente. La Formación Cárdenas sobreyace concordantemente a la Formación Tamasopo en los flancos del anticlinal Agua del Toro.

Por su posición estratigráfica y su contenido microfaunístico se le asigna una edad Campaniano-Maestrichtiano; es correlacionable con la formación Méndez infiriéndose el cambio de facies de estas dos formaciones en la porción sureste, ambas tienen la misma litología y se les cambia de nombre, porque una se depositó sobre la plataforma de Valles-San Luis Potosí y la otra sobre sedimentos de cuenca; también se correlaciona con la cima de la Formación Caracol y con la Lutita Parras del Altiplano Mexicano.

II.17 Formación Méndez

Por primera vez Dumble en 1910, las denominó como lutitas Papagayo; posteriormente Jeffreys 1911, utilizó el nombre de Formación Méndez, para denominar a aquellas rocas arcillosas que afloran al oriente de la Estación Méndez, S.L.P., en el Km 629.3 del ferrocarril Tampico-San Luis Potosí. Dentro del área de estudio aflora en los sinclinales Los Pinos y San Antonio Milpillas, al poniente de El Mezquital.

En la zona se encuentra determinada por una serie monotonamente de lutitas calcáreas de color negro e intertemperiza a pardo en estratos medianos, delgados y laminares, con algunas margas y escasas intercalaciones de bentonita color verde.

La Formación Méndez se depositó en mares abiertos de profundidad variable, en aguas tranquilas y representa una facies de relleno de cuenca del tipo "flysch" arcilloso. Esta formación sobreyace concordante y transicionalmente a la Formación San Felipe y subyace discordantemente a aluviones de Edad Plio-Cuaternaria.

En la porción sureste del área, cambia de facies con la Formación Cardenas, la Formación Méndez también aflora en los sinclinales Los Pinos, Las Agujas, San Bartolo-Las Juanas, San Antonio Milpillas, Las Adjuntas, y El Yerbanís; también se observa en el frente de la cabalgadura frontal de la Sierra Madre

Oriental y en las ventanas tectónicas Mezquital y el Rodeo. Por su posición estratigráfica y por su contenido microfaunístico se le asigna una edad Campaniano-Maestrichtiano.

Es correlacionable con la Formación Cárdenas, con la Formación Mezcala del centro de México, con el Grupo Difunta del noreste de México, con las formaciones Upson-Clay, San Miguel, Olmos y Escondido de la cuenca carbonífera de Sabinas y con el grupo Navarro Taylor de Texas, E.U.A.

II.18 Era Cenozoica

Sistema Terciario

Formación Ahuichila

Esta formación fue estudiada por primera vez por Kellum (1932), quien la describió sin definir localidad tipo. En 1938, Imlay y Rogers, le asignaron el nombre de Conglomerado Mazapil, a rocas equivalentes a la unidad en el distrito de Concepción del Oro, Zac. En 1961, Rogers es el primero en definirla como Formación Ahuichila, en la región comprendida entre los límites de los estados de Durango, Coahuila y Zacatecas, lugar donde esta formación tiene su máximo espesor.

En su localidad tipo, está formada por conglomerados masivos, fuertemente cementados, dentro de los cuales predominan los guijarros de caliza y pedernal; se observan también intercalaciones tobáceas y arenosas. En el área los depósitos de esta formación se localizan en la porción central y surcentral, alrededor del poblado de Aramberri y a lo largo de la carretera Aramberri-Zaragoza; el afloramiento mas espectacular se observa sobre la misma carretera y se denomina El Morro. Esta formación está constituida por conglomerados y brechas bien cementadas, en estratos masivos y gruesos; los fragmentos que se encuentran embebidos en los conglomerados son calizas de todas las edades, en general de subangulares a subredondeados en una matriz arcillo-arenosa.

El espesor es muy irregular ya que no es un depósito uniforme. Esta formación, por sus características morfo-estructurales y litológicas, se supone un depósito tipo "molasse", producto de una fase post-orogénica (tafrogénica) y depositada en las partes bajas de cuencas intramontanas, o en los grabens formados durante la fase tafrogénica. Aflora en el centro del área, cubriendo discordantemente a rocas de diferentes edades, como por ejemplo a rocas metamórficas del Esquistos Granjeno, o bien a rocas Triásicas, Jurásicas o Cretácicas.

Por su posición estratigráfica se le asigna una edad Eoceno-Oligoceno, por lo que es correlacionable en edad con el conglomerado El Morro del estado de Hidalgo y con el conglomerado Texcoco.

II.19 Cenozoico Continental Indiferenciado

Esta unidad aflora al noroeste del poblado La Escondida en la parte centro-oeste de la zona se constituye de conglomerados poco cementados de rocas calcáreas en una matriz arenarcillosa, los fragmentos son subangulosos y mal clasificados. sobreyace discordantemente a rocas cretácicas y jurásicas. Esta unidad constituye un depósito de abanicos aluviales que se originó probablemente en el pleistoceno.

II.20 Cenozoico Lacustre Indiferenciado

Esta secuencia se encuentra localizada en la parte noreste de la zona estudiada formando grandes mesetas; esta constituida por gruesos paquetes estratificados de arcillas, limos, gravas, arenas y conglomerados color rojizo, con fragmentos subangulares a subredondeados de calizas y lutitas mal clasificados y escasamente cementados.

El espesor es muy variable pudiendo alcanzar 150 m; esta unidad se encuentra sobreyaciendo discordantemente a rocas Jurásicas y Cretácicas y está cubierta por depósitos aluviales

Cuaternarios. Por su composición litológica y por sus relaciones estratigráficas, se supone que su depósito pudo haberse efectuado entre el Plioceno y el Pleistoceno.

II.21 Sistema Cuaternario

Aluvión y Depósitos de Talud

Se encuentran representados , por suelos residuales, limos, arcillas y por gravas mal cementadas que afloran en las márgenes de ríos, arroyos y en las faldas de las sierras.

III. Geología Estructural

III.1 Introducción

En el área se identificaron tres tipos diferentes de deformación:

La primera característica es en la porción norte , donde las estructuras anticlinales y sinclinales son amplias, alargadas y asimétricas. Más hacia el norte estas estructuras están orientadas noroeste-sureste y sufren una flexión hacia el sur, tomando una orientación noreste-suroeste.

El segundo tipo de deformación se manifiesta en la porción sur y se caracteriza por las estructuras que son, apretadas asimétricas y de poca longitud. En esta parte las estructuras también tienen una flexión, cambiando su orientación de noreste-suroeste a norte-sur.

Los cambios de orientación (flexiones) que sufren las estructuras, son consecuencia de la colisión de las rocas de la cuenca, (que son emplazadas de oeste a este a causa del Decollément) con las rocas de la paleoplataforma Valles-San Luis Potosí, así se tiene que las estructuras en el norte tienen una orientación noroeste-sureste y se continúan con esta orientación noreste suroeste cerca del área de colisión. En la porción más al

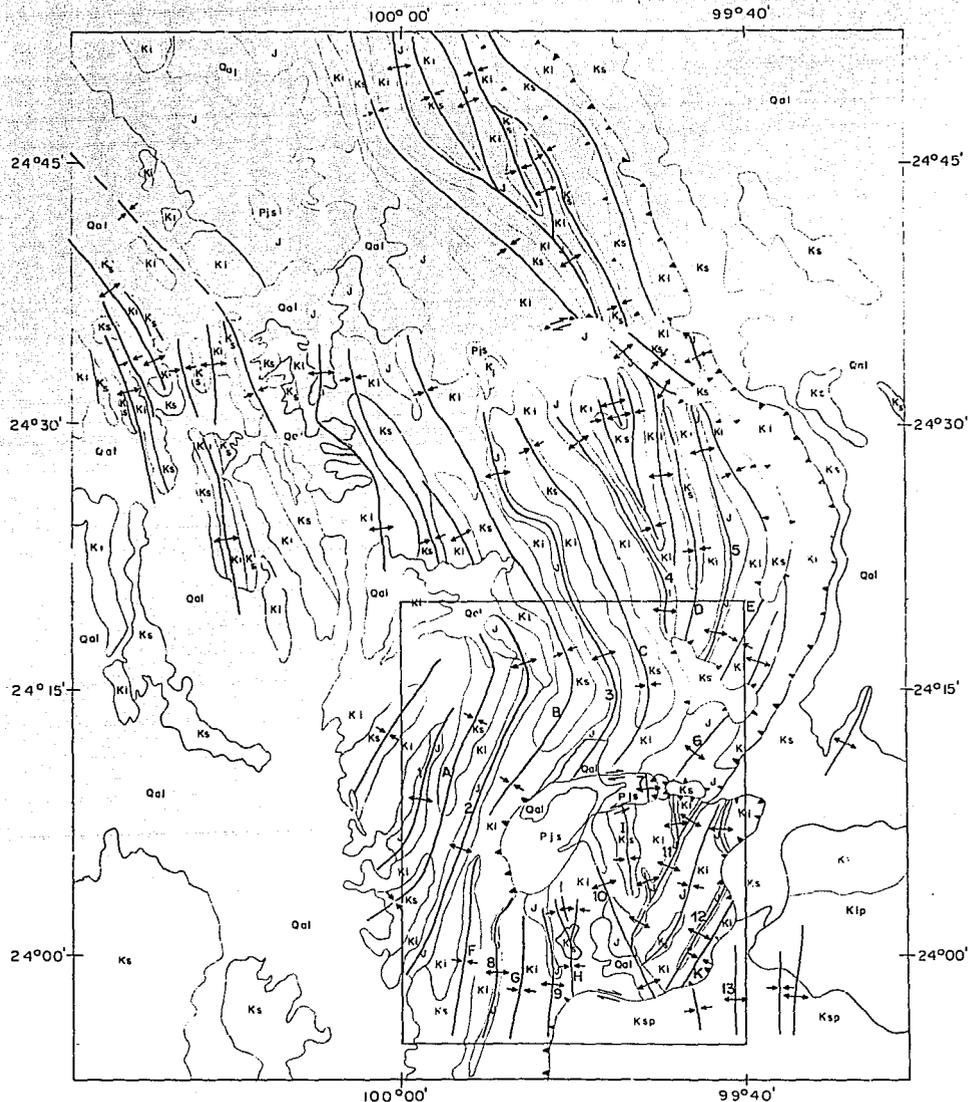
sur del área que es donde se tiene la colisión de la cuenca con la plataforma las estructuras tienen una orientación norte-sur (Plano geológico).

El tercer tipo de deformación, se ubica en la porción central del área donde los pliegues que se forman son suaves y simétricos, vale la pena hacer notar que en esta zona es donde afloran las rocas más antiguas de este trabajo (Sección B-B').

Las estructuras situadas hacia el frente de la Sierra Madre Oriental son pliegues recostados al este, y se encuentran truncados con la falla frontal. (Plano geológico, secciones estructurales y fig. 4).

PLANO ESTRUCTURAL

l e y



Qal	Depósito
Ks	Cretácico
Ksp	Cretácico
Ki	Cretácico
Kip	Cretácico
J	Jurásico
Pjs	Prejurásico

Anticlinal _____

Sinclinal _____

Falla de Transcurriencia _____

Falla Inversa _____

Ventana Tectónica _____

Area de Estudio _____

Anticlinales

Montelongo-Carrizalillo _____

La Escondida-La Ascension _____

El Borrego-El Jilguero _____

Buenavista-Texas _____

Ibarrilla _____

Bocacelly _____

La Cruz _____

Zamora _____

Agua Delgada _____

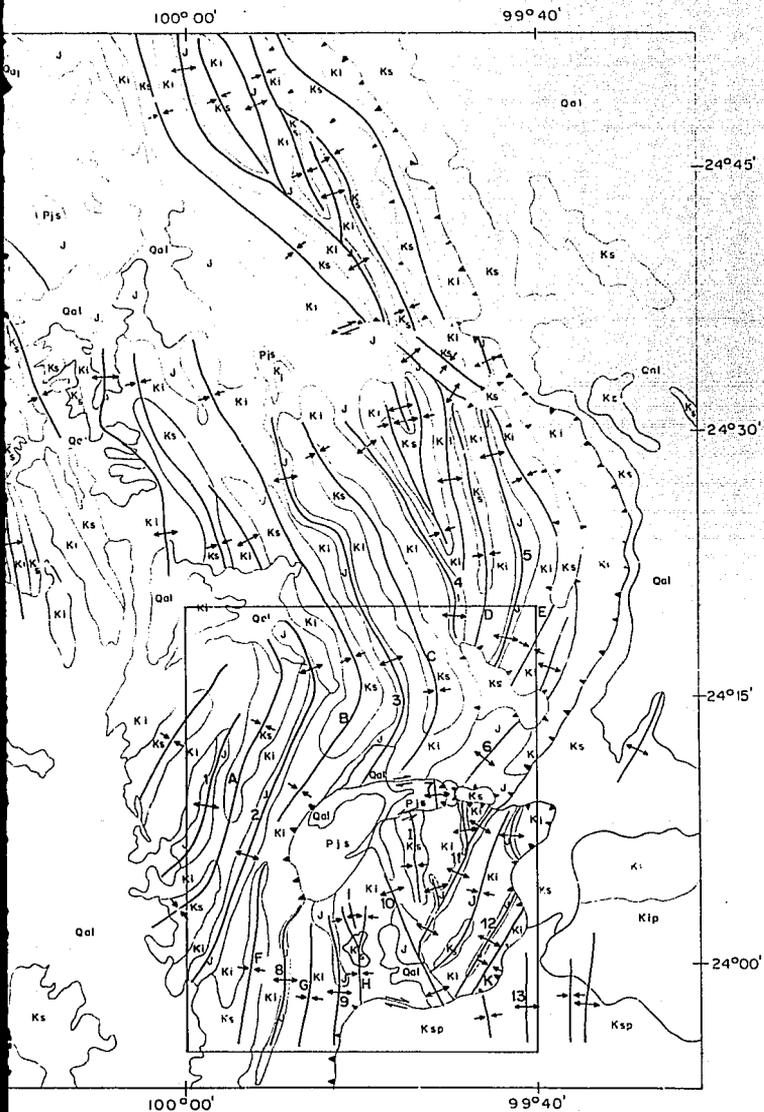
Aramberri _____

El Padre _____

Agua Fria _____

Agua del Toro _____

PLANO ESTRUCTURAL



l e y e n d a

Qal	Depósitos Aluviales
Ks	Cretácico Superior
Ksp	Cretácico Superior de Plataforma
Kl	Cretácico Inferior
Klp	Cretácico Inferior de Plataforma
J	Jurásico
Pjs	Prejurásico Superior

Anticlinal	
Sinclinal	
Falla de Transcurriencia	
Falla Inversa	
Ventana Tectónica	
Area de Estudio	

Anticlinales

Sinclinales

Montelongo - Carrizalillo	1	Los Pinos - Las Ahujas	A
La Escondida - La Ascension	2	San Bartolo - Las Juanas	B
El Borrego - El Jilguero	3	San Antonio - Milpillas	C
Buenavista - Texas	4	Las Adjuntas	D
Ibarrilla	5	El Yerbanis	E
Bocacelly	6	El Floreadero	F
La Cruz	7	El Pedregoso	G
Zamora	8	La Mesa	H
Agua Delgada	9	Los Mimbres	I
Aramberri	10	Los Cochinos	J
El Padre	11	El Viejo	K
Agua Fria	12		
Agua del Toro	13		

UNAM	FAC. DE INGENIERIA
	Tesis Profesional
	Ignacio Estrada Galván
	Cd. Universitaria 1993

III.2 Descripción de anticlinales

Anticlinales Montelongo-Carrizalillo

Está ubicado al noreste del área de estudio, al pie de la Sierra Montelongo-Pedregoso y tiene una longitud de 18 Km.

Es un anticlinal recostado hacia el oriente, su eje tiene una orientación general NE 15° SW y se encuentra buzando hacia el norte.

Es una estructura con topografía invertida, localizándose su parte axial en la porción este del valle de Montelongo- Pedregoso al norte y la sierra del Tigre al sur, en ellas se encuentra el flanco este de la estructura, mientras que el flanco oeste se localiza en el límite oeste del área.

En la parte central de la estructura afloran rocas de la Formación Olvido del Jurásico Superior; en la parte norte, se encuentra buzando la estructura, y afloran rocas de las facies mixtas.

Anticlinal La Escondida-La Ascención

Está ubicado al oeste y presenta una longitud de 30.5 km. Es un anticlinal recostado al este en su región centro-norte al sur es un pliegue de caja, su eje tiene una orientación general NW 5° SE.

Es una estructura con topografía invertida; su parte axial se encuentra a lo largo del valle en donde está la carretera Dr. Arroyo-Galeana. El flanco este lo constituyen las Sierras de Barreta y La Papa, su flanco oeste lo constituyen las sierras Los Pinos y Las Calabazas.

En su parte axial afloran rocas de la Formación La Caja, y de la Formación Olvido.

Anticlinal Zamora

Está ubicado al sur del área, al este del poblado de Zamora tiene una longitud de 14.5 km. Es ligeramente asimétrico hacia el oeste, en su parte norte, en donde su eje tiene una orientación NE 30° SW, misma que cambia en su parte sur, en donde tiene una orientación SE 5° NW además de ser buzante.

Es una estructura con topografía invertida, su parte axial se localiza a lo largo de los arroyos Agua Blanca y Zamora. En la parte central, sobre su eje, afloran rocas de la Formación La Caja, mientras que en la parte sur afloran rocas de la Formación Taraises.

Anticlinal Agua Delgada

Está ubicado al oeste del poblado de Zaragoza. Tiene una longitud de 4.3 km y una anchura de 5 km. Es un anticlinal asimétrico con el flanco oeste más inclinado; su eje en la parte norte tiene una dirección NW 12° SE, en tanto en su parte sur es N-S. La estructura buza hacia el norte, localizándose su eje a lo largo del arroyo Agua Delgada; el flanco oeste lo constituye la sierra el Pedregoso y el flanco este está constituido por la

sierra La Lagunita. En su parte axial, al sur, afloran rocas del Jurásico Superior de la Formación Olvido, en tanto que al norte esta representada por la Formación La Caja.

Anticlinal El Borrego-El Jilguero

Está ubicado en la parte central norte, continuándose fuera del área, tiene una longitud de 17.7km y una anchura de 4.7 km. Es una estructura ligeramente asimétrica y su eje tiene una dirección NE 21° SW cambiando al norte a NW 11° SE, así como una topografía invertida y su eje se encuentra localizado a lo largo del arroyo Puerto Los Borregos. Sus flancos están representados por las sierras La Mesa, El Rayo y Las Tunas.

En su parte central, a lo largo de su eje axial, afloran rocas de la Formación Olvido (Jurásico Superior). En la parte norte y sur se encuentran aflorando las rocas de la Formación La Caja.

Anticlinal Aramberri

Se encuentra en la parte central, su eje tiene una longitud de 17 km, con anchura de 5.5 km en la porción norte y de 8.5 km al sur, donde se une con el anticlinal El Padre. Es un anticlinal asimétrico, truncado en sus partes norte y sur por la traza del decollement. Su eje tiene una orientación NW 12° SE; Es una estructura con topografía invertida, su parte axial se localiza a lo largo del valle del río Blanco, donde se encuentra el poblado de Aramberri y en donde afloran rocas de la Formación Olvido.

Anticlinal La Cruz

Se encuentra ubicado en la porción central del área, con una longitud de 2.9 km y una anchura de 1.2 km. Es una estructura ligeramente asimétrica con su eje orientado NW 17° SE. En su parte central afloran rocas de la Formación La Joya y en los flancos, rocas de la Formación Zuloaga.

Anticlinal El Padre

Se ubica en la parte centro-oriental, presentando una longitud de 17.7 km y una anchura de 6.5 km y de 8.5 km más al sur, donde se une con el Anticlinal de Aramberri. Es una estructura recostada en su parte sur y asimétrico en su parte norte se encuentra afectado por una falla normal y truncado por el decollement; su eje presenta una orientación general NE 21° SW. En la parte central de la estructura afloran rocas del Jurásico Superior de la Formación Olvido.

Anticlinal Bocacelly

Se ubica al noreste, presentando una longitud de 10.6 km; su anchura no fue posible medirla dado que su flanco oriental está afectado por la falla La Ventana-El Viejo (falla frontal de la Sierra Madre Oriental) y su parte sur se encuentra afectada por una falla inversa. Es una estructura recostada hacia el este, ya que se observó en su flanco oriente la secuencia invertida; su eje tiene una orientación general NE 43° SW.

Las rocas que afloran en la parte central de la estructura pertenecen a la Formación Olvido.

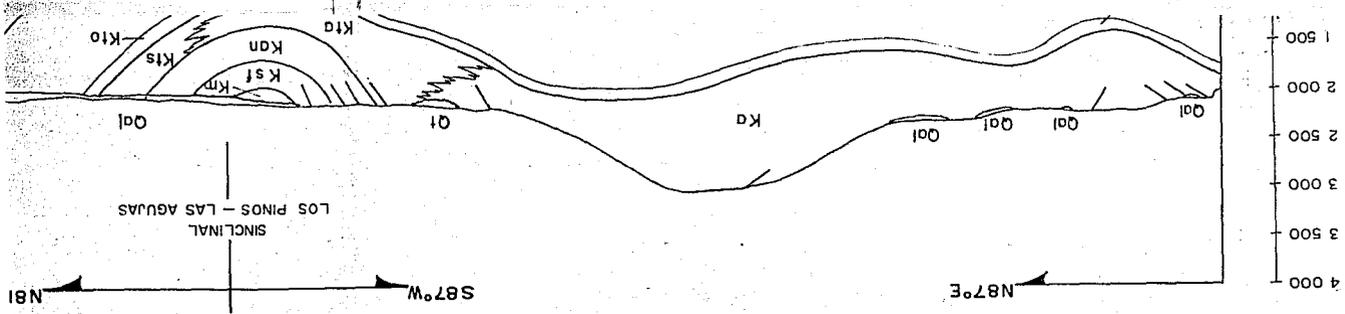
Anticlinal Agua Fria

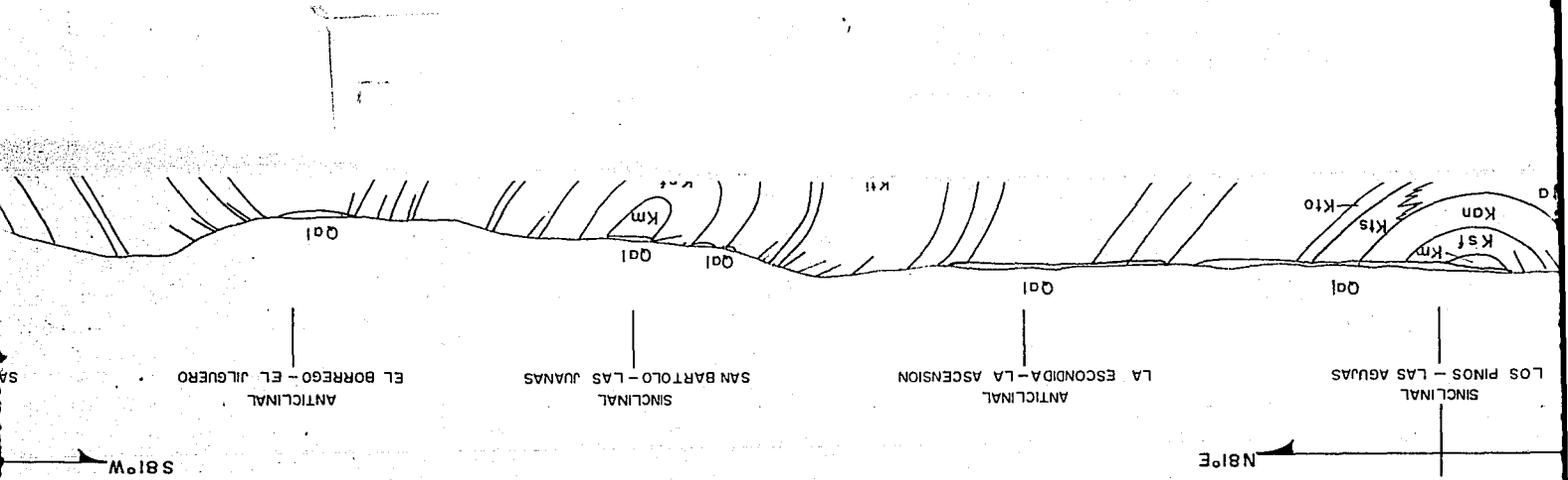
Está ubicado al este y tiene una longitud de 14.4 km. Es una estructura simétrica, truncada al norte por la Falla "La Ventana-El Viejo". En tanto que su parte sur es recostada hacia el este en la parte central; el flanco este se encuentra truncado por la falla frontal de la Sierra Madre Oriental (Falla La Ventana-El Viejo). Su eje presenta una orientación NE 22° SW en su parte sur, y al norte está orientado NW 11° SE.

Anticlinal Ibarrilla

Esta estructura está localizada al noreste y se continúa hacia el norte fuera del área, tiene una longitud de 7.5 km y una anchura de 5 km. Es una estructura asimétrica con su eje orientado NE 20° SW el que se encuentra buzando hacia el suroeste, donde está truncado por una falla inversa.

En el núcleo de la estructura afloran rocas de la Formación La Caja y en una parte afloran rocas de la Formación Taraises; sus flancos están formados por rocas de las formaciones Tamaulipas Inferior, Otates y Tamaulipas Superior.





ANTICLINAL
EL BORREGO - EL JILGUERO

SINCLINAL
SAN BARTOLO - LAS JUANAS

ANTICLINAL
LA ESCONDIDA - LA ASCENSION

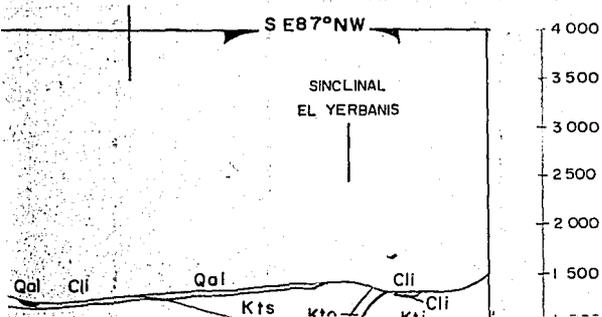
SINCLINAL
LOS PINOS - LAS AGUAS

100m

200m

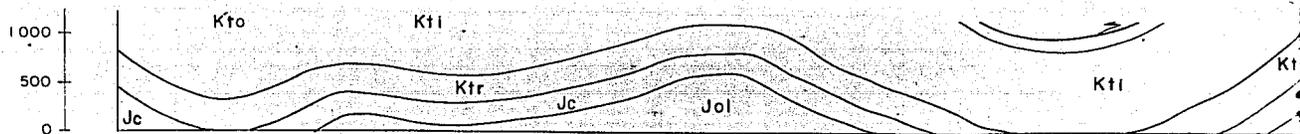
LEYENDA

Qal	Qt	Depositos Aluvial
CII		Cenozoico Lacus
Tah		Formacion Ahuichi
Km	Kcd	Formacion Mendez
Ksf	Ktm	Formacion San Fe
Kan	Ktm	Formacion Agua N
Kts	Kta	F. Tamaulipas Superi
Kto		Formacion Otates
Ktl		Formacion Tamaulip
Ktr		Formacion Taraises
Jc		Formacion La Caja
Jol		Formacion Olvido

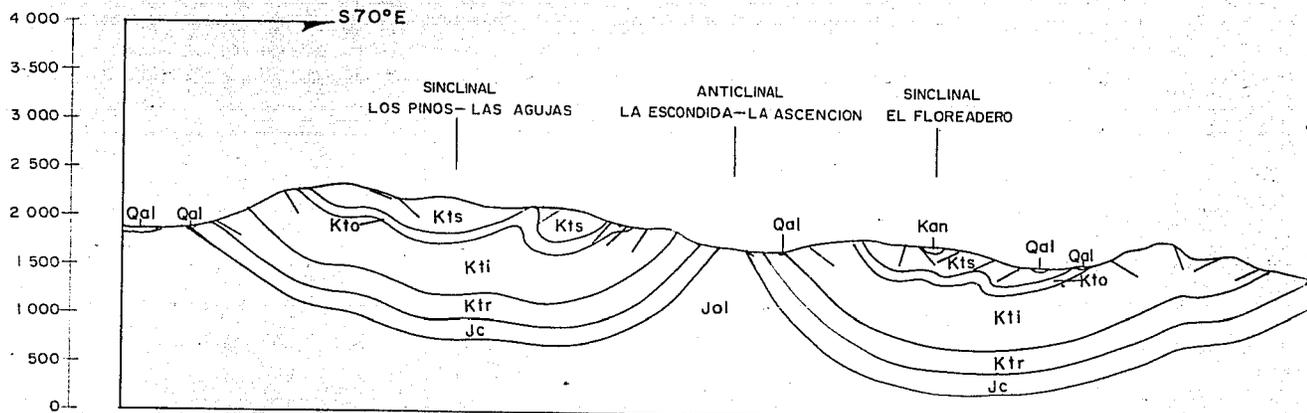


L E Y E N D A

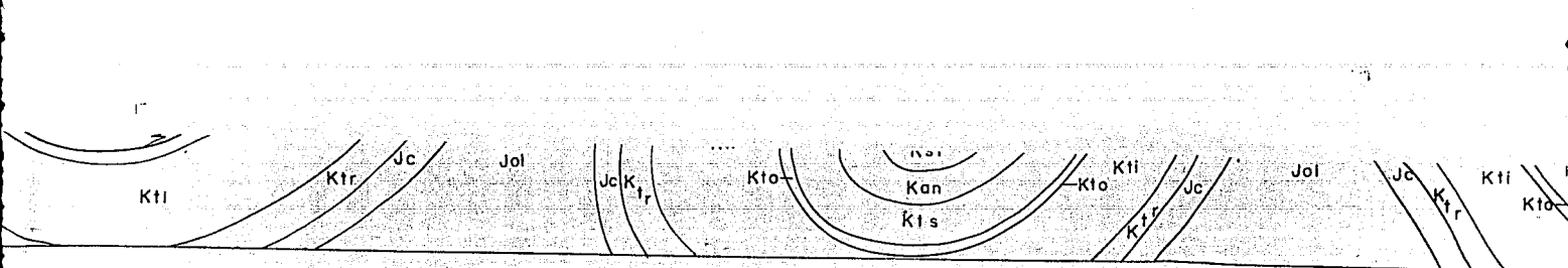
Qal	Qt	Depositos Aluviales , Depósitos de Talud
Cll		Cenozoico Lacustre Indiferenciado
Tah		Formacion Ahulchila
Km	Kcd	Formacion Mendez , Formacion Cardenas
Ksf	Ktm	Formacion San Felipe , Formacion Tamasopo
Kan	Ktm	Formacion Agua Nueva , Formacion Tamasopo
Kts	Kta Ka	F. Tamaulipas Superior, Facies Mixtas, Arrecife La Ascencion
Kto		Formacion Otates
Kti		Formacion Tamaulipas Inferior
Ktr		Formacion Taraises
Jc		Formacion La Caja
Jol		Formacion Olvido



A

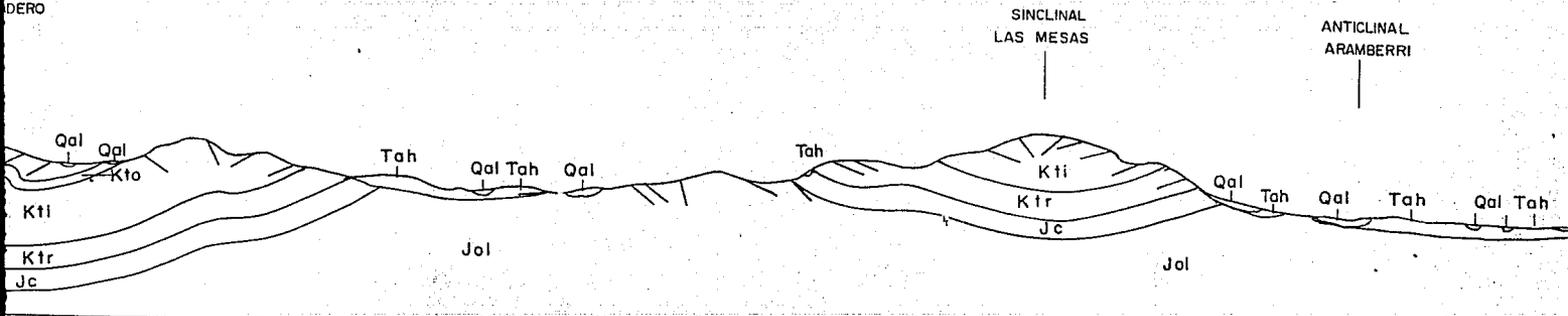


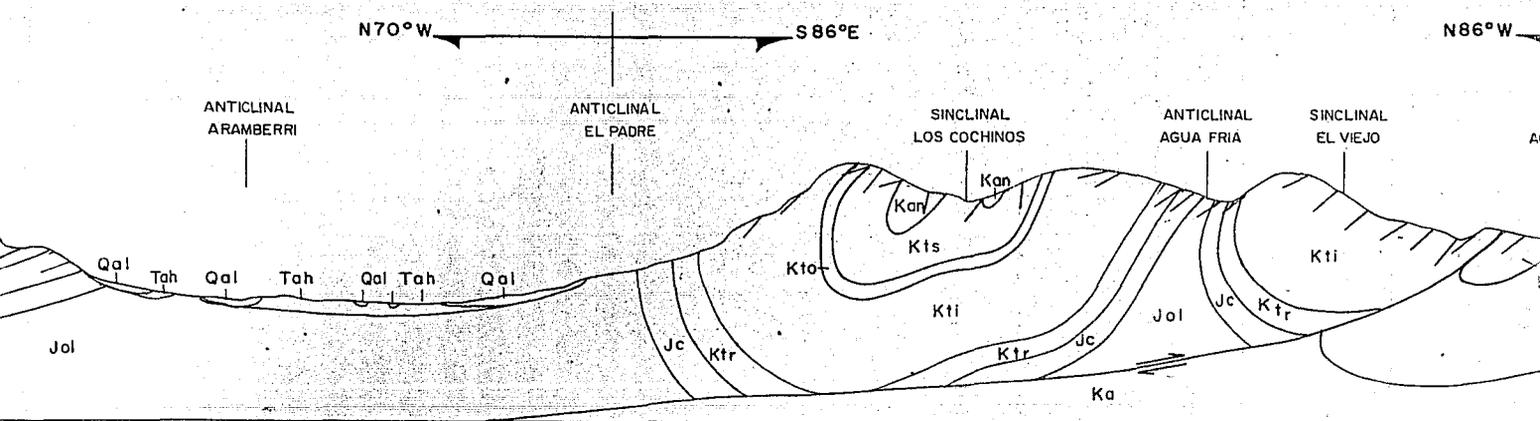
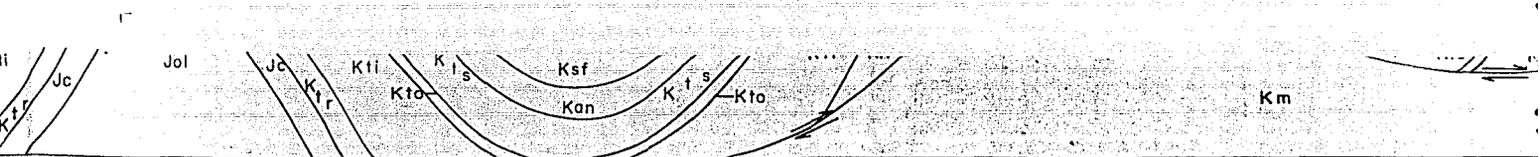
C

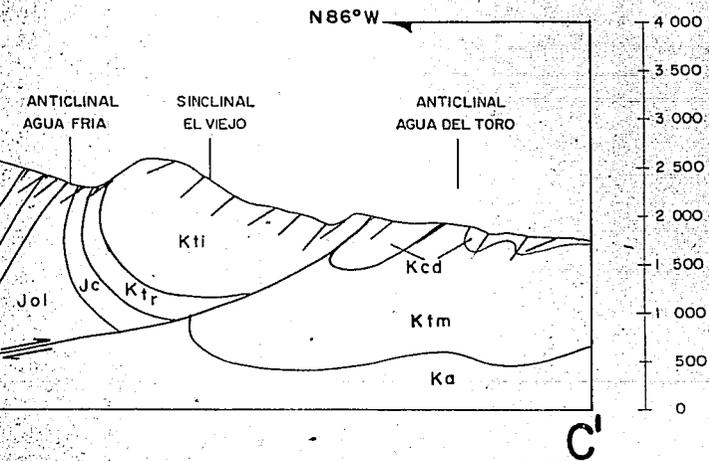


N70°W

DERO





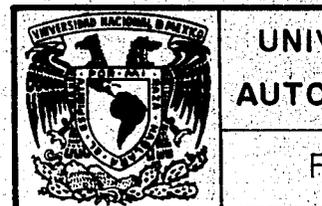


CONTACTO GEOLÓGICO _____

DISCORDANCIA _____

CAMBIO DE FACIES _____

FALLA INVERSA _____



ESTUDIO GEOGRÁFICO
LA ASCENCIÓN
ESTADÍSTICO

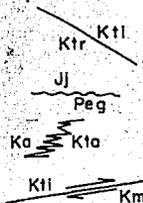
T E S I S
PROFESIONAL

CONTACTO GEOLOGICO _____

DISCORDANCIA _____

CAMBIO DE FACIES _____

FALLA INVERSA _____



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTONOMA DE MEXICO

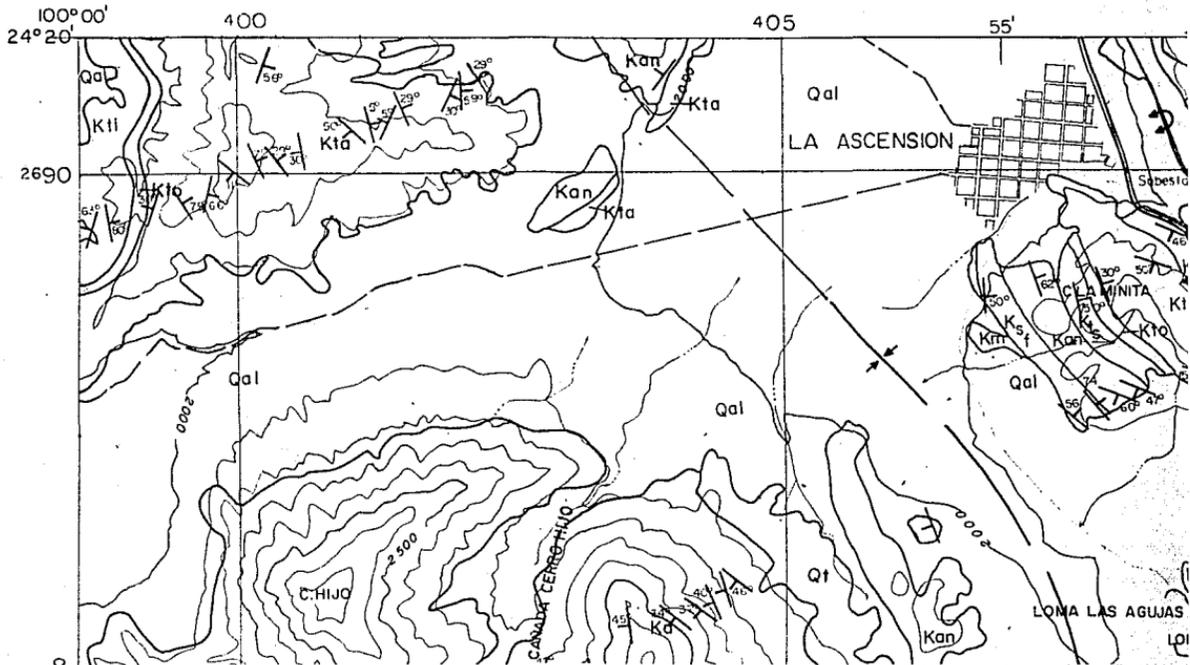
FACULTAD DE INGENIERIA

ESTUDIO GEOLOGICO DEL AREA
LA ASCENSION-ARAMBERRI-ZARAGOZA
ESTADO DE NUEVO LEON

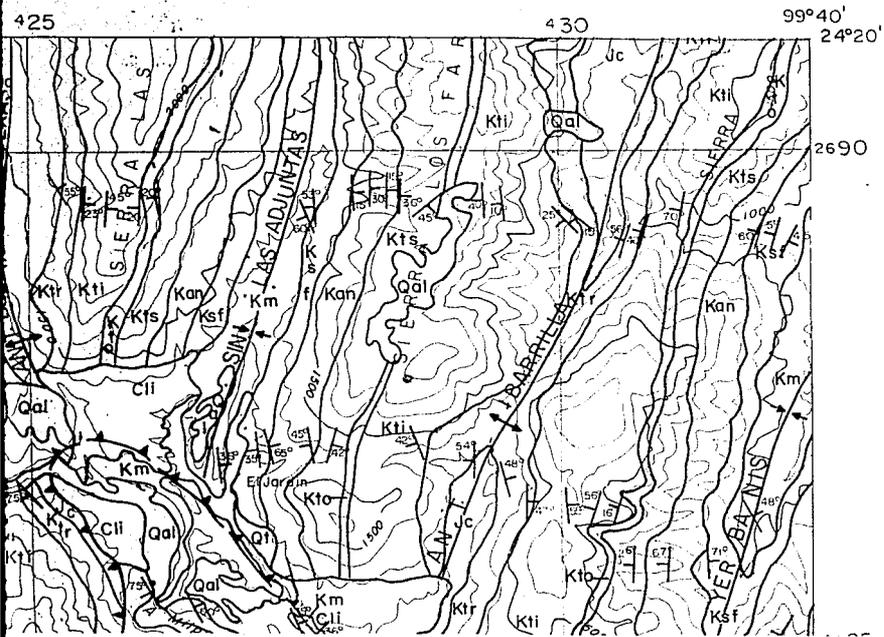
TESIS
PROFESIONAL

Ignacio Estrada Galván

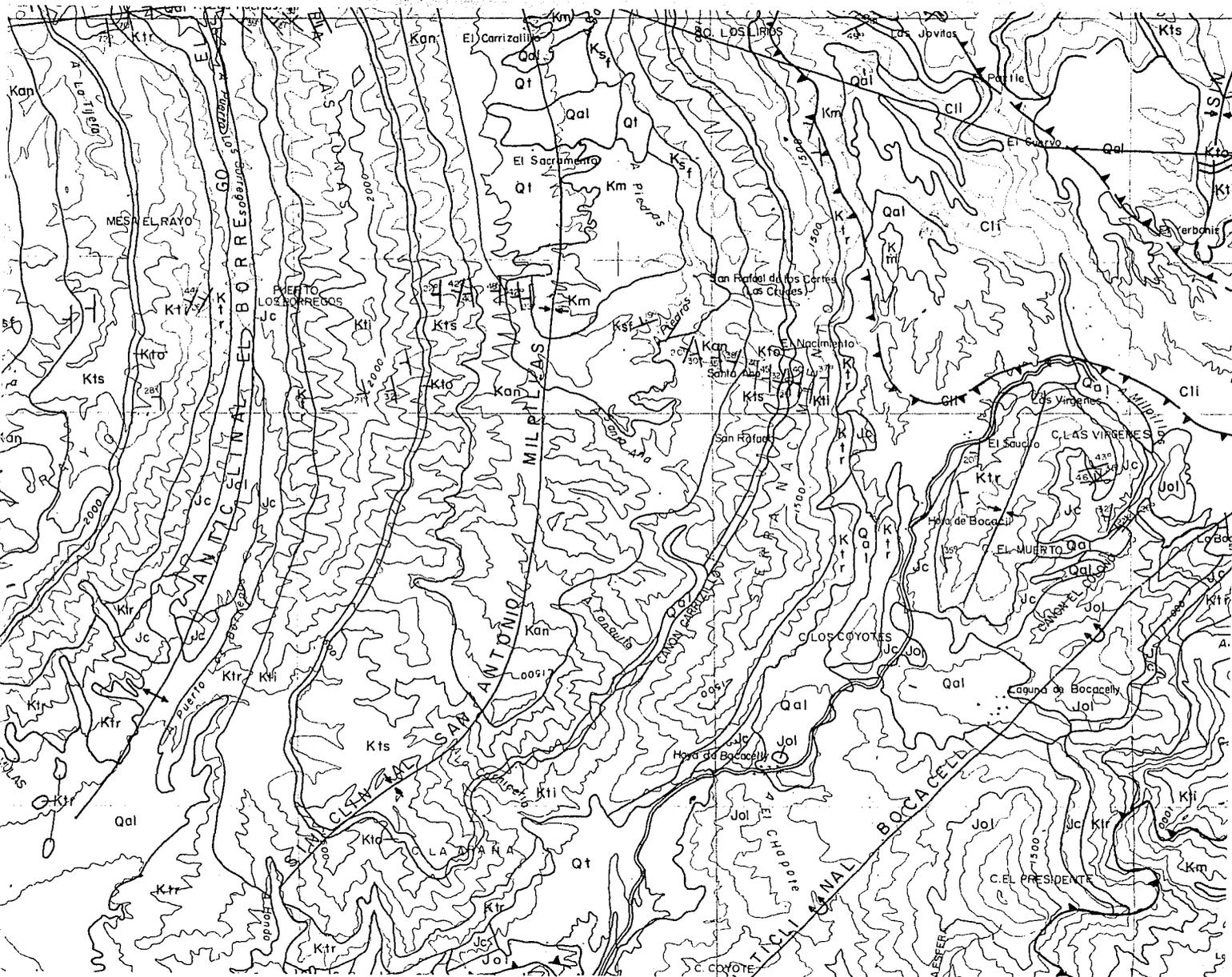
CIUDAD UNIVERSITARIA, MEXICO

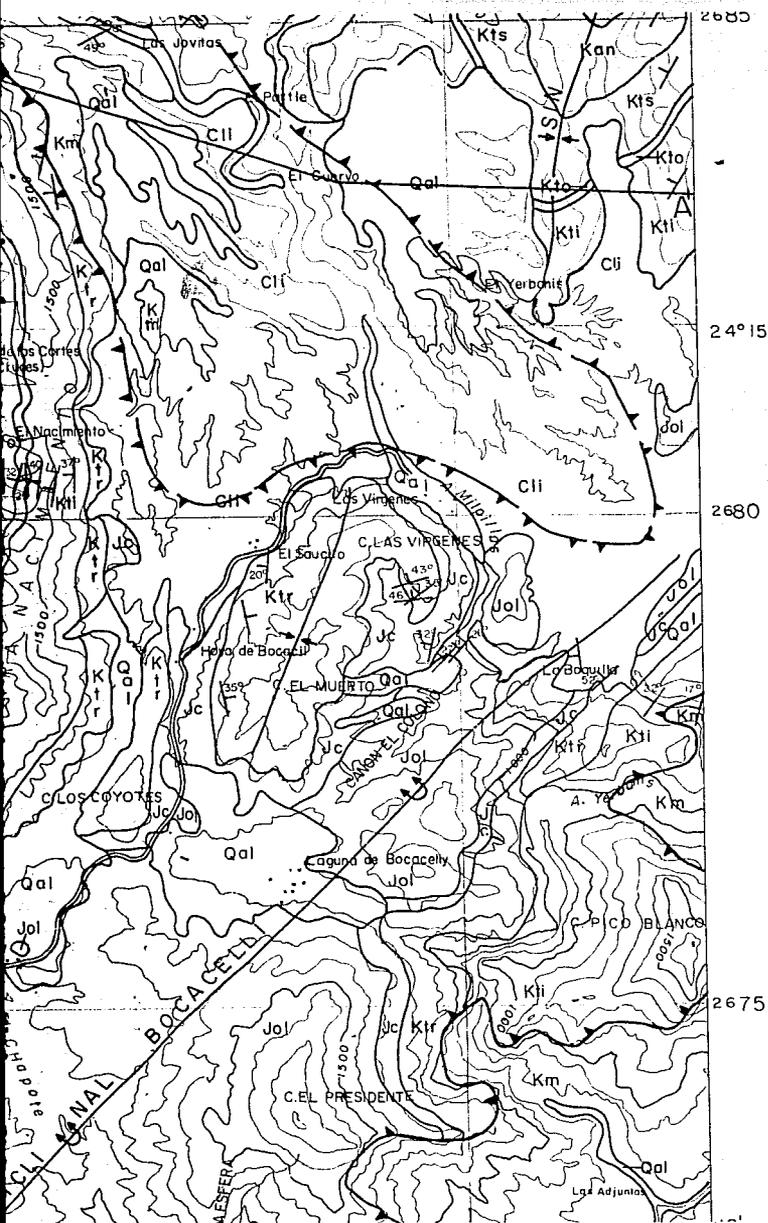


L E Y E



ERA	PERIODO	EPOCA	E D A	
CENOZOICO	CUATERNARIO		HOLOCEN	
			PLEISTOCEN	
	TERCIARIO		PLIOCEN	
			MIOCENO	
			OLIGOCEN	
			EOCENO	
			PALEOCENO	
	CRETACICO	SUPERIOR	SENONIANO	MAESTRICIANO
				CAMPANIANO
SANTONIANO				
CONIACIANO				
TURONIANO				
CENOMANIANO				
INFERIOR		NEGOTOMIANO	APTIANO	
			BARREMIANO	
			HAUTERVIANO	
			VALANGIANO	
			BERRIASIANO	
			TITHONIANO	
			KIMMERIDGIANO	
SUPERIOR		OXFORDIANO		

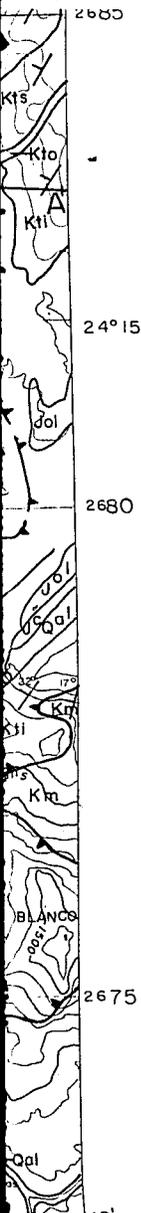




M E S O	JURASICO	SUPERIOR	INFERIOR	CALLOVIANO	162
				BATHONIANO	167
	BAJOCIANO		172		
	TOARCIANO		178		
	PLEINSBAQUIANO		183		
	SINE MURIANO		188		
TRIASICO			HETTANGIANO	195	
			RETIANO		
			NORIANO		
			CARNIANO		
PALEOZOICO	PERMICO	MED.		205	
	PENSILVANICO	INF.		215	
	MISISIPICO			225	
	DEVONICO			290	
	SILURICO			315	
	ORDOVICICO			34	
	CAMBRICO			395	
PRECAMBRICO				440	
				500	
				570	

SIMBOLOS GEOL

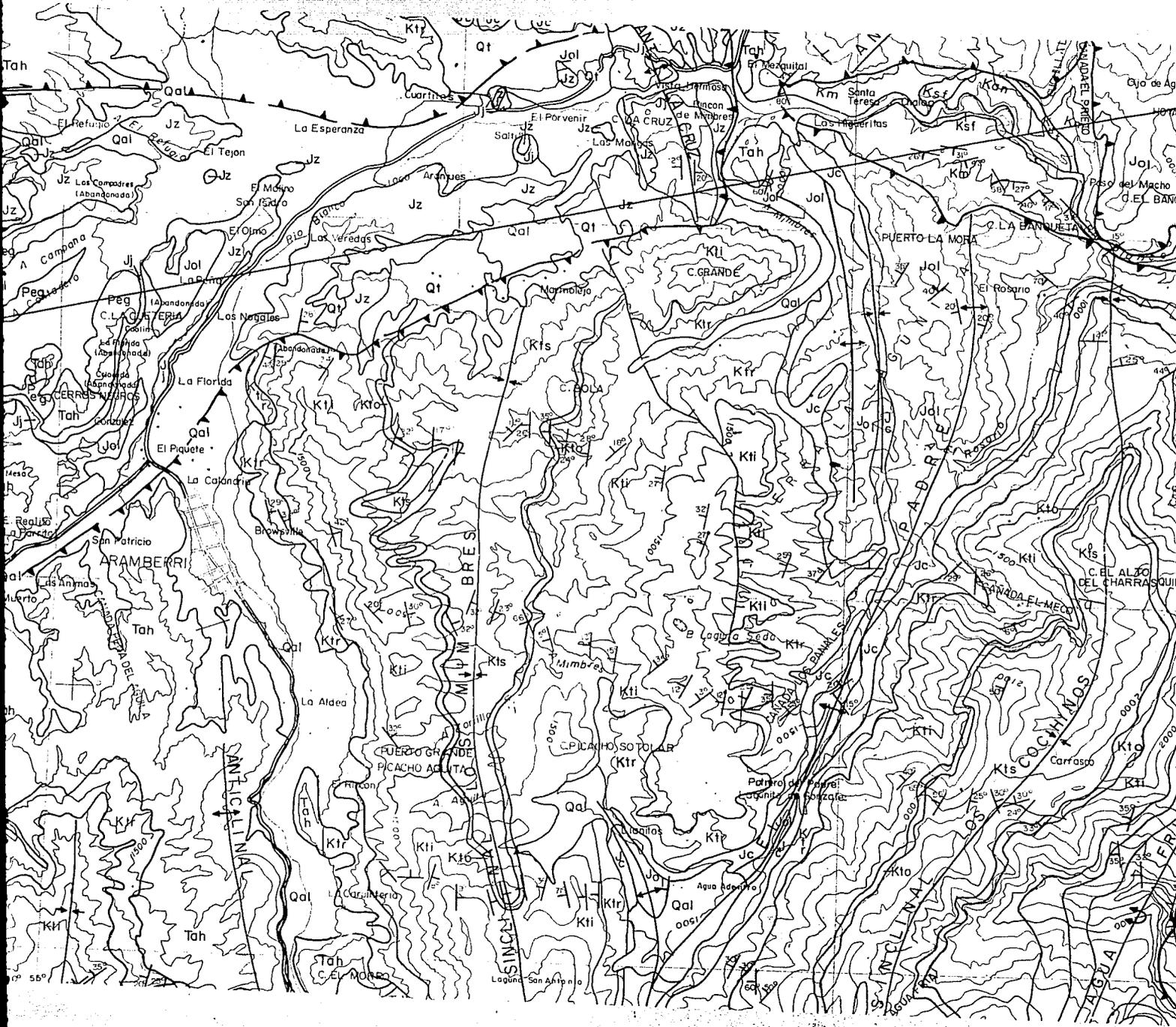
CONTACTO GEOLOGICO	_____
DISCORDANCIA	_____
LINEA DE SECCION	_____
RUMBO Y ECHADO MEDIDO EN CAMPO	_____
RUMBO Y ECHADO DE FOLIACION	_____
ECHADO HORIZONTAL	_____
ECHADO VERTICAL	_____
ECHADO FOTOGEOLOGICO	_____
CAMBIO DE FACIES	_____
EJE ANTICLINAL	_____
EJE SINCLINAL	_____
EJE ANTICLINAL RECUMBENTE	_____
EJE SINCLINAL RECUMBENTE	_____
FALL NORMAL	_____
FALLA INVERSA	_____
FALLA DE TRANSCURRENCIA	_____

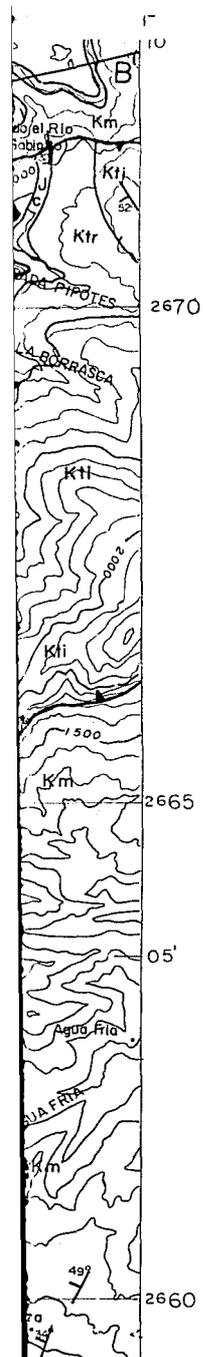


M E S O	JURASICO	MEDIO	CALLOVIANO	162 M.A.	LA JOYA	Jj
			BATHONIANO	167 M.A.		
			BAJOCIANO	172 M.A.		
			TOARCIANO	178 M.A.		
			PLEINSBAQUIANO	183 M.A.		
	TRIASICO	SUPERIOR	SINEMURIANO	188 M.A.		
			HETTANGIANO	195 M.A.		
			RETIANO			
			NORIANO			
			CARNIANO	205 M.A.		
PALEOZOICO	MED. INF.		215 M.A.			
			225 M.A.			
		PERMICO	290 M.A.			
		PENSILVANICO	315 M.A.			
		MISISIPICO	345 M.A.	ESQUISTO	GRANJENO	Peg
		DEVONICO	395 M.A.			
		SILURICO	440 M.A.			
ORDOVICICO		500 M.A.				
	CAMBRICO	570 M.A.				
	PRECAMBRICO					

SIMBOLOS GEOLOGICOS

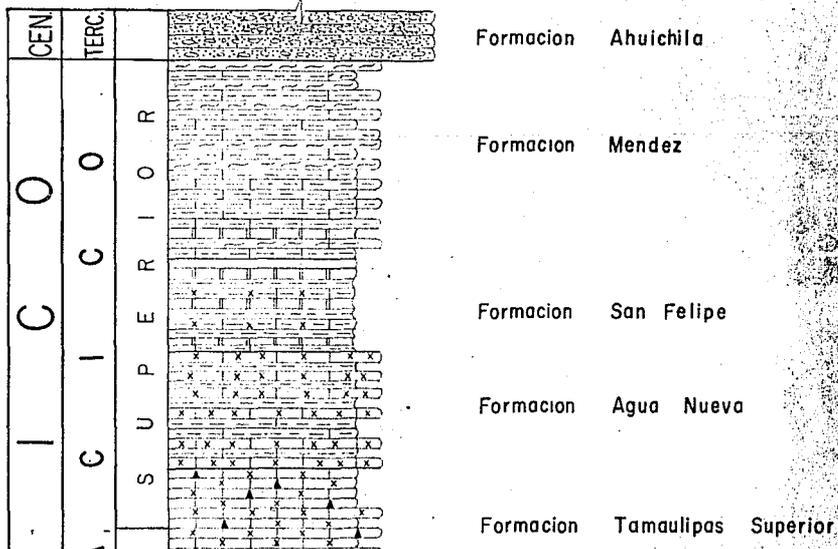
CONTACTO GEOLOGICO	
DISCORDANCIA	
LINEA DE SECCION	
RUMBO Y ECHADO MEDIDO EN CAMPO	
RUMBO Y ECHADO DE FOLIACION	
ECHADO HORIZONTAL	
ECHADO VERTICAL	
ECHADO FOTOGEOLOGICO	
CAMBIO DE FACIES	
EJE ANTICLINAL	
EJE SINCLINAL	
EJE ANTICLINAL RECUMBENTE	
EJE SINCLINAL RECUMBENTE	
FALLA NORMAL	
FALLA INVERSA	
FALLA DE TRANSCURRENCIA	





SIMBOLOS TOPOGRAFICOS

CIUDAD O POBLADO	
CARRETERA	
PUENTE	
TERRACERIA	
BRECHA	
CAMINO O VEREDA	
FERROCARRIL	
BANCO DE NIVEL	
CURVA DE NIVEL ACOTADA EN METROS	
CURVA DE NIVEL ORDINARIA	
RIO O CORRIENTE PERMANENTE	
ARROYO INTERMITENTE	
BORDO	
MINA O CATA	



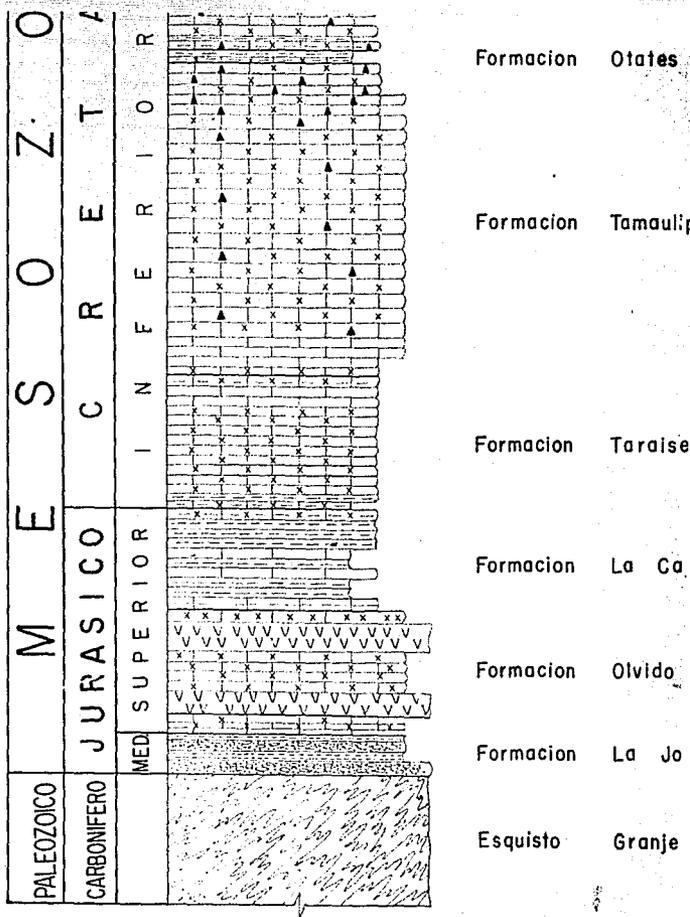
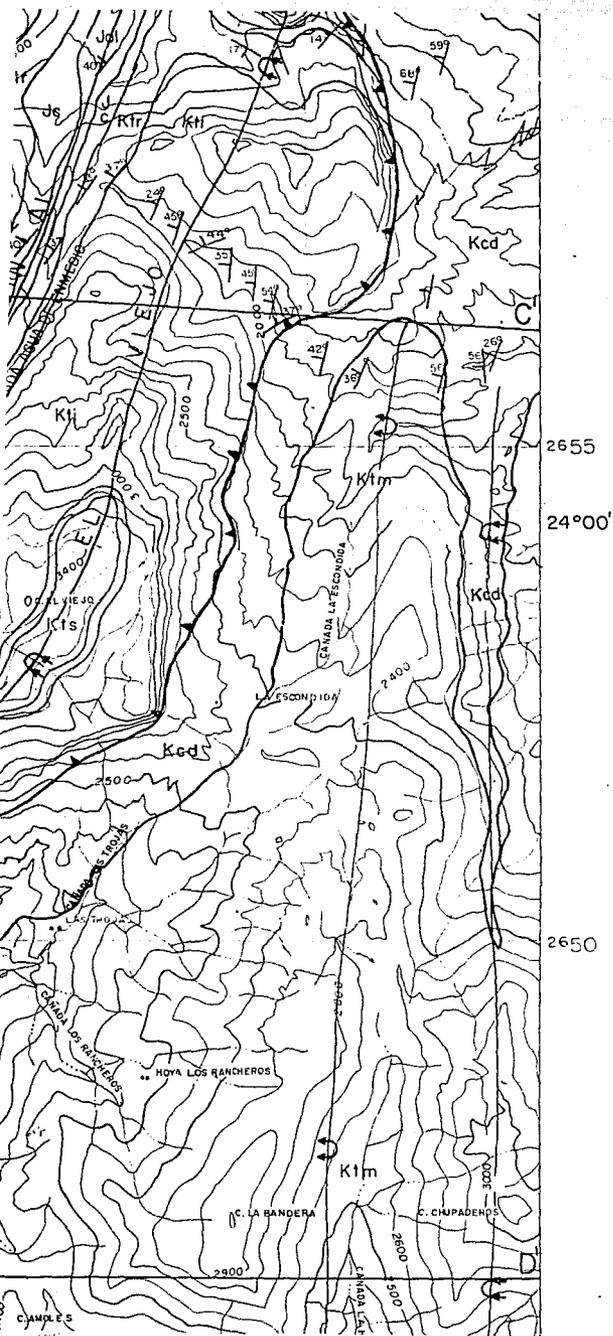


DIAGRAMA DE LOCALIZACION



2655

24°00'

2650

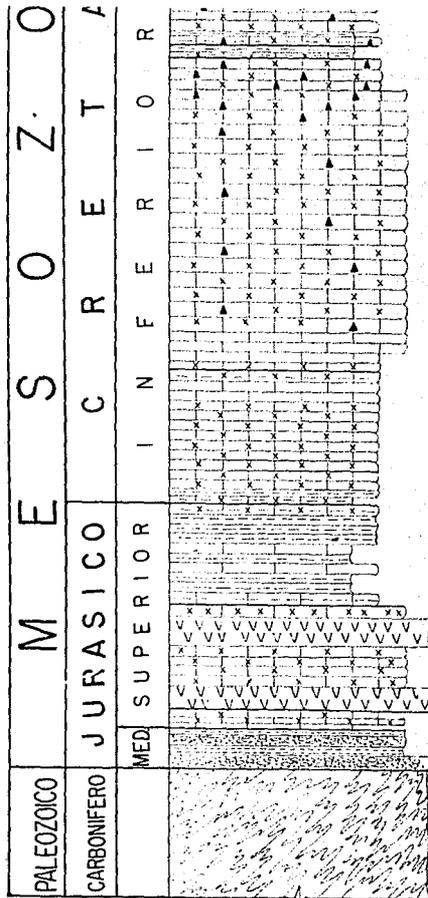
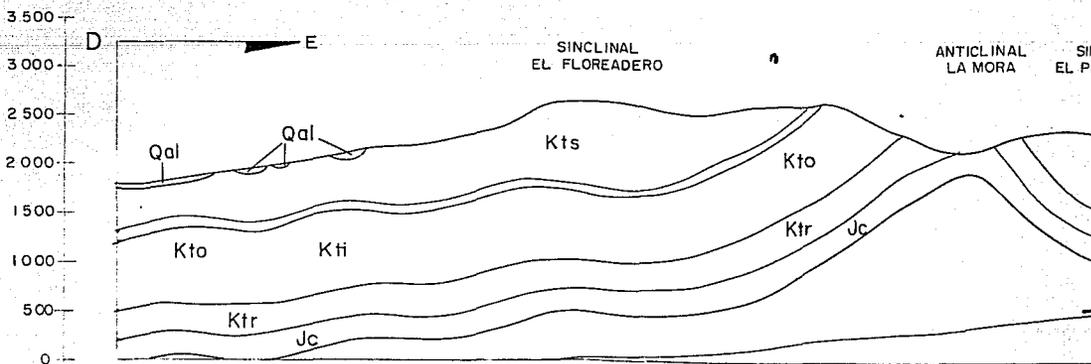
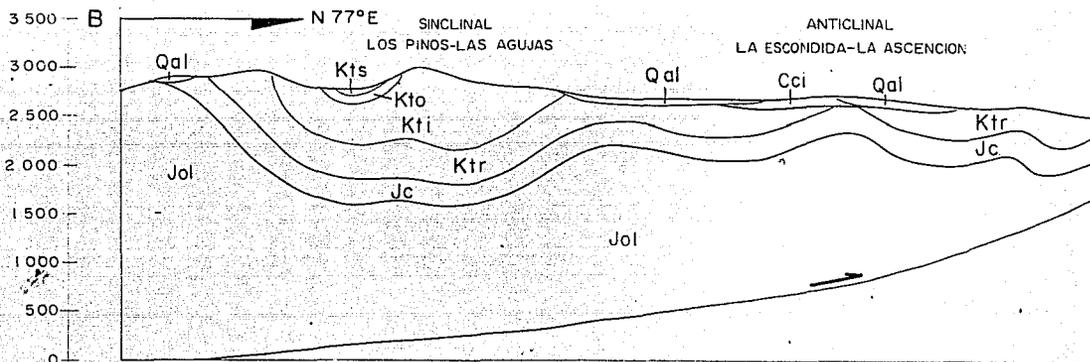
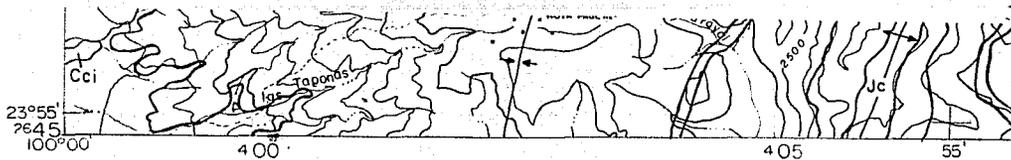
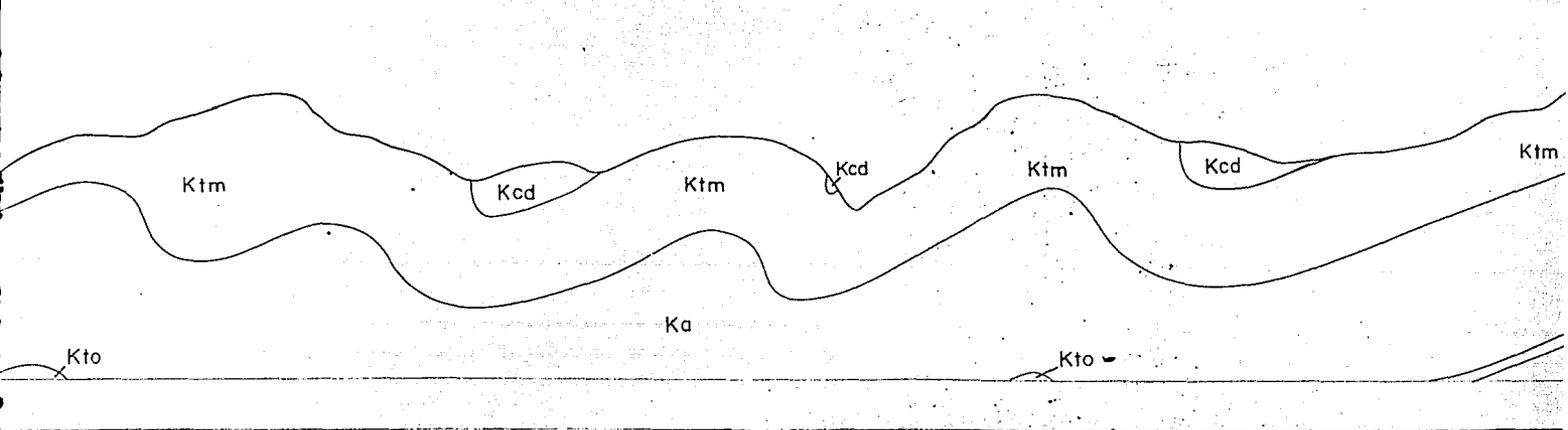
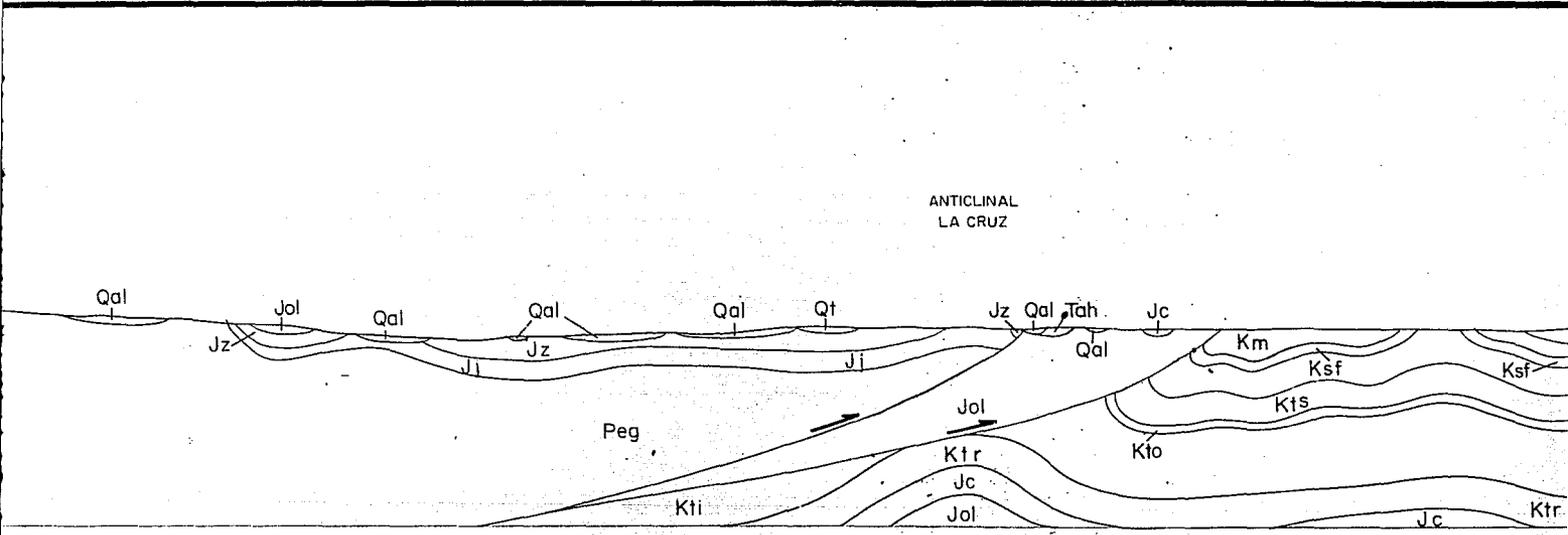
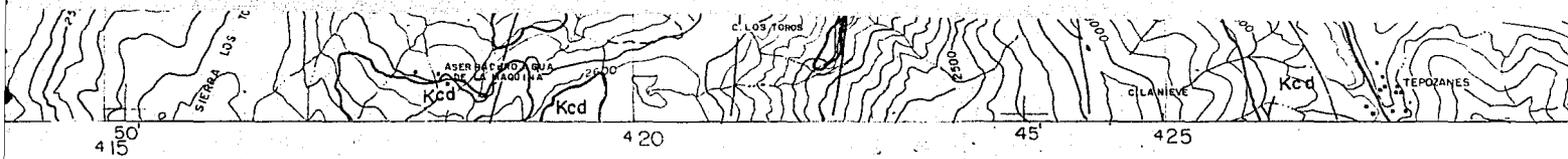
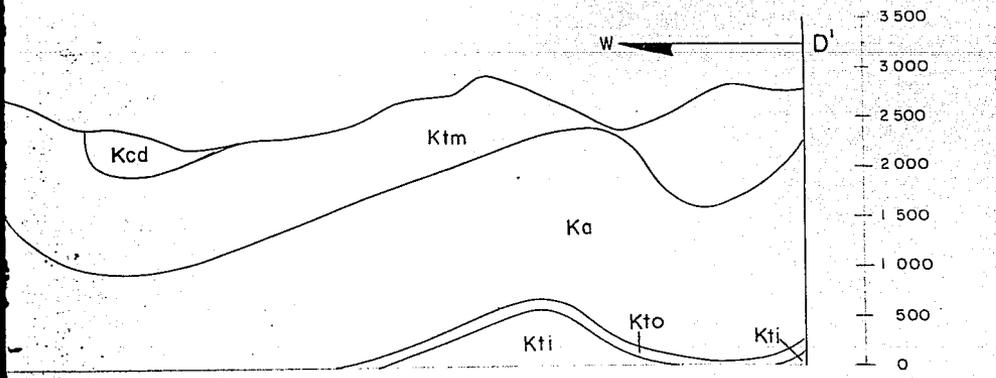
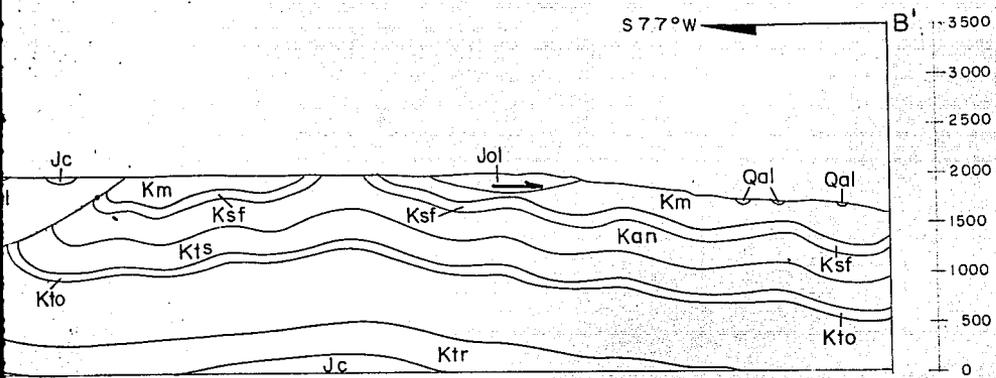
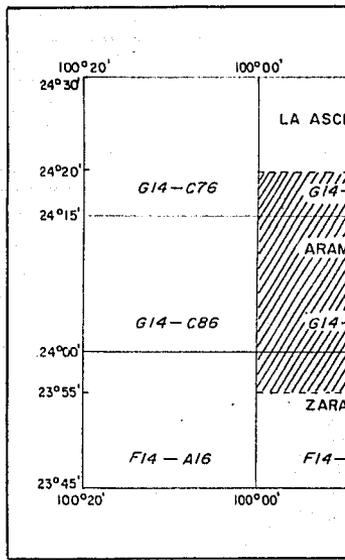
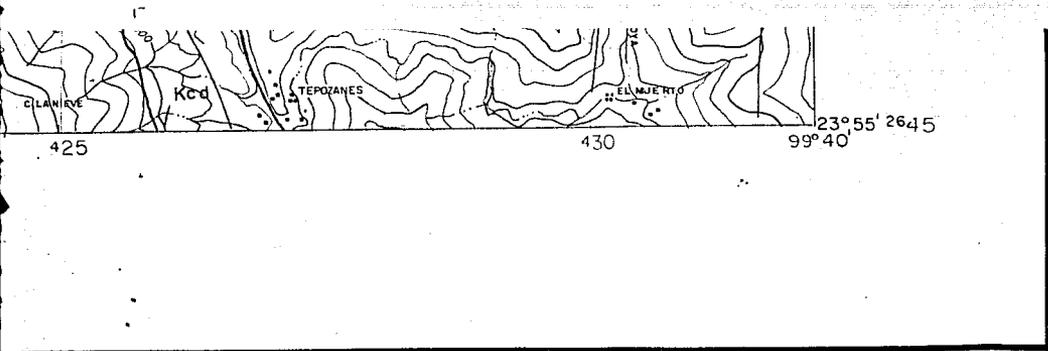


DIAGRAMA DE LOCALIZACION

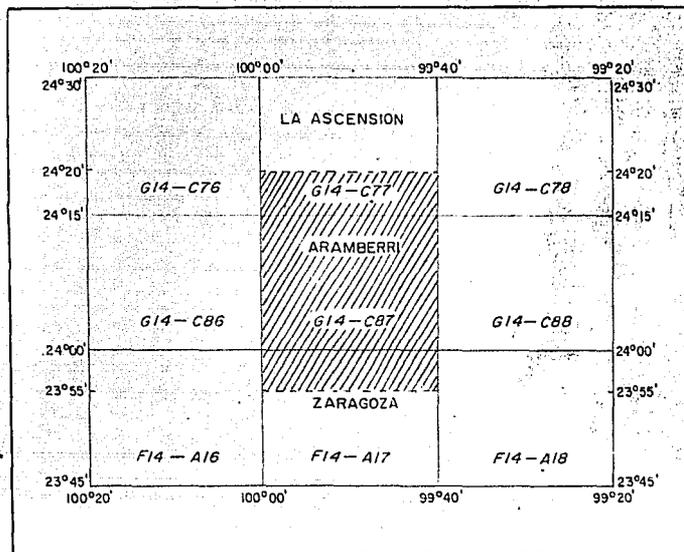






	UNIVERSIDAD AUTÓNOMA
	FACULTAD
ESTUDIO GEOLOGICO LA ASCENSION-ARAMAYACAN ESTADO DE OAXACA	
TESIS PROFESIONAL	Ignacio

23°55' 26.45
9°40'



B' 3500

3000

2500

2000

1500

1000

500

0

Qal

Ksf

Kto

D' 3500

3000

2500

2000

1500

1000

500

0



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE MÉXICO

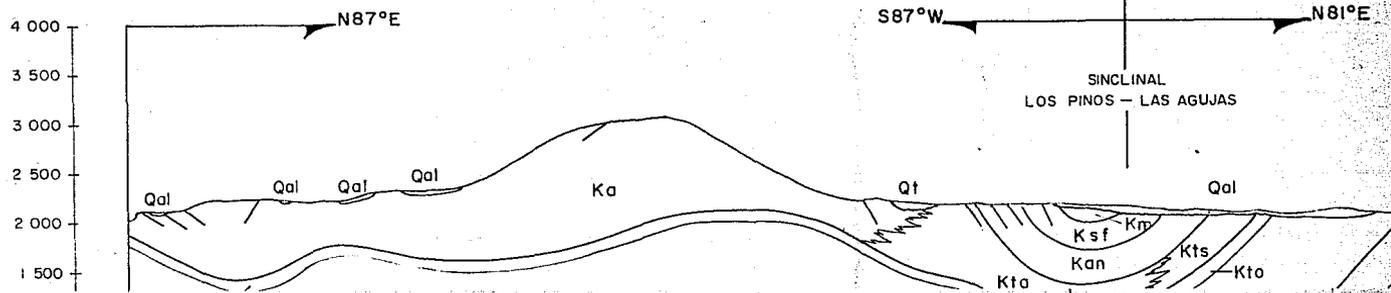
FACULTAD DE INGENIERÍA

ESTUDIO GEOLOGICO DEL AREA
LA ASCENSION-ARAMBERRI-ZARAGOZA
ESTADO DE NUEVO LEON

TESIS
PROFESIONAL

Ignacio Estrada Galvan

CIUDAD UNIVERSITARIA, MEXICO



S 81° W ← ————— → S 71° E

ANTICLINAL
EL BORREGO - EL JILGUERO

SINCLINAL
SAN ANTONIO - MILPILLAS

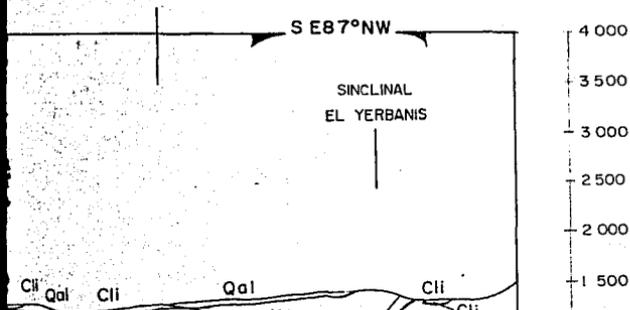
N 71° W ← ————— → S E 87° NW

SINCLINAL
EL YERBANIS



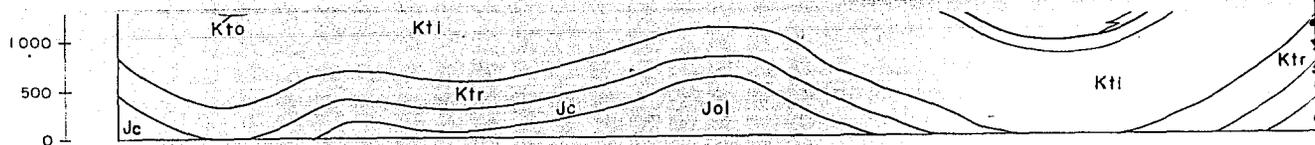
LEYENDA

Qal	Ql	Depositos Aluvia
Cll		Cenozoico Lacus
Tah		Formacion Ahuich
Km Kcd		Formacion Mende
Ksf Ktm		Formacion San F
Kan Ktm		Formacion Agua M
Kts Kta Ka		F. Tamaulipas Super
Kto		Formacion Otates
Ktl		Formacion Tamau
Ktr		Formacion Tarais
Jc		Formacion La Co
Jol		Formacion Olvido

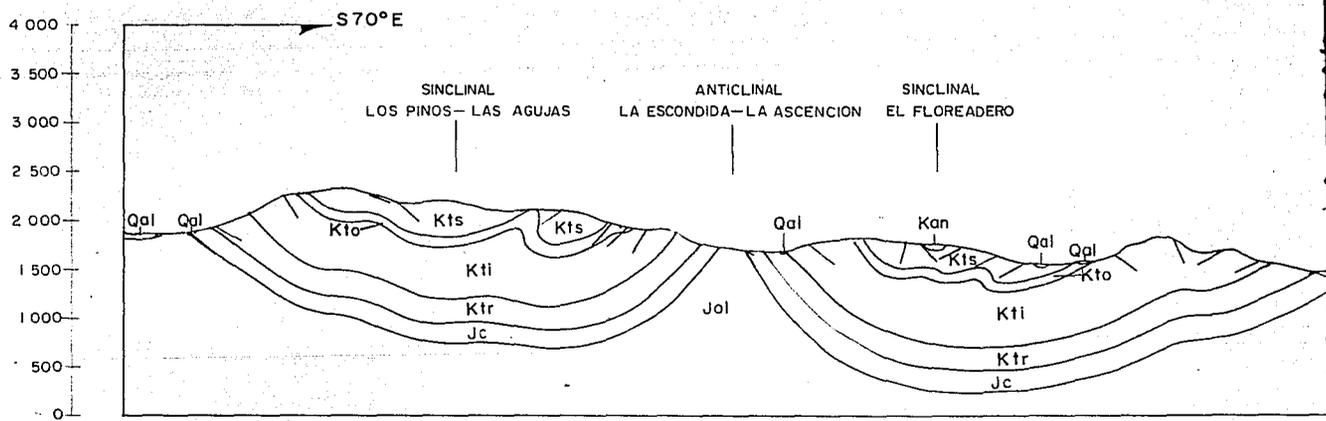


L E Y E N D A

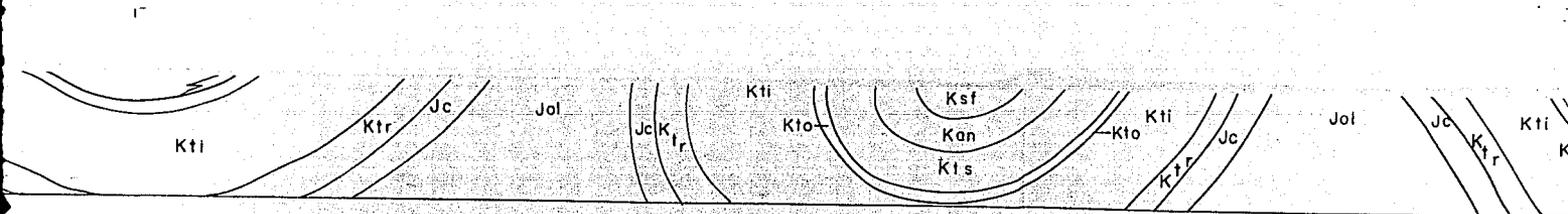
Qal	Ql	Depositos Aluviales , Depósitos de Talud	
CII		Cenozoico Lacustre Indiferenciado	
Tah		Formacion Ahuichila	
Km	 Kcd	Formacion Mendez , Formacion Cardenas	
Ksf	 Ktm	Formacion San Felipe , Formacion Tamasopo	
Kan	 Ktm	Formacion Agua Nueva , Formacion Tamasopo	
Kts	 Kta	 Ka	F. Tamaulipas Superior, Facies Mixtas, Arrecife La Ascencion
Kto		Formacion Otates	
Kii		Formacion Tamaulipas Inferior	
Ktr		Formacion Taraises	
Jc		Formacion La Caja	
Jol		Formacion Olvido	



A

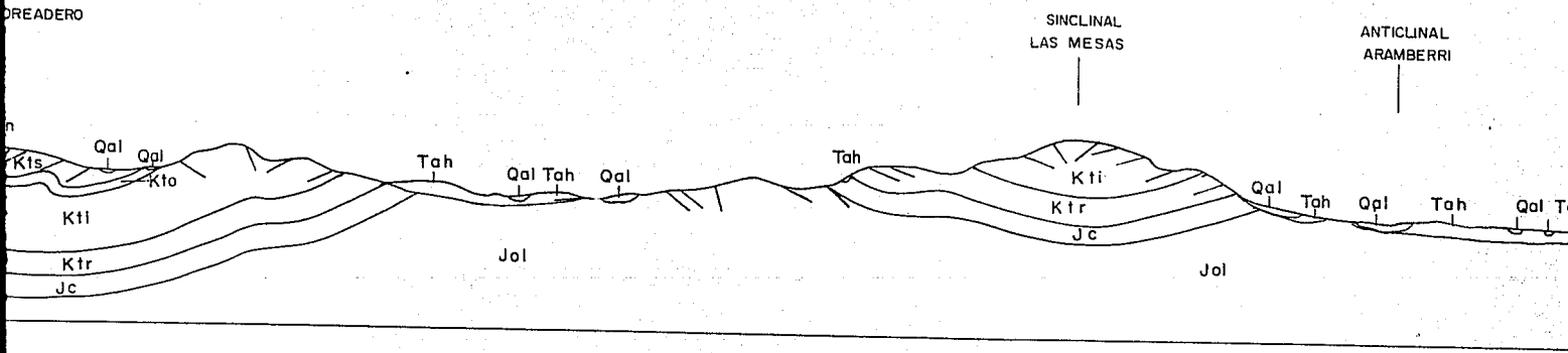


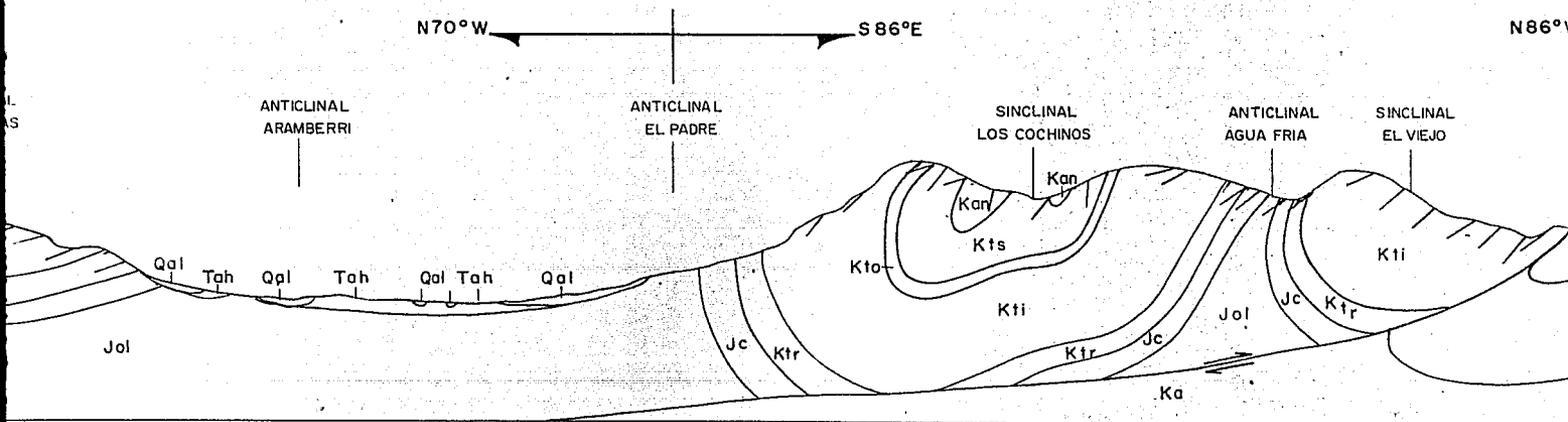
C

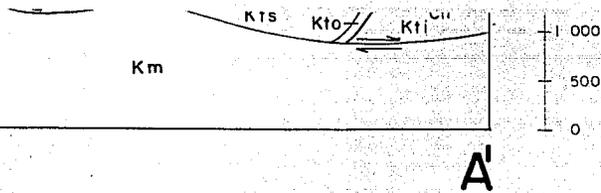


LINAL
DREADERO

N70°





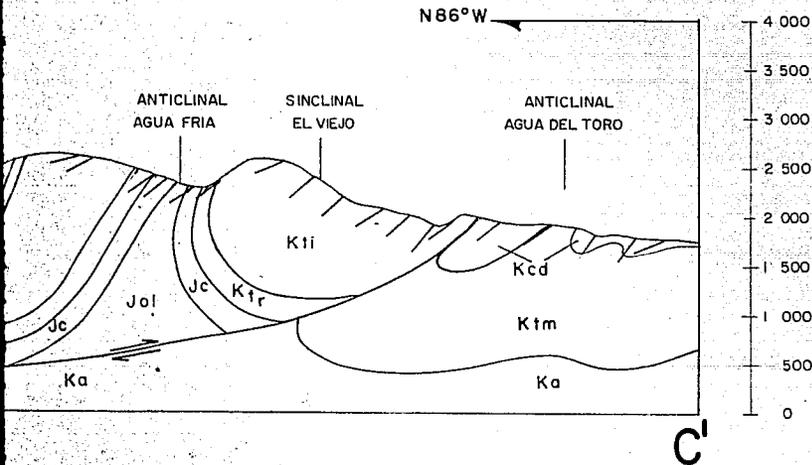


CONTACTO GEOLOGICO _____

DISCORDANCIA _____

CAMBIO DE FACIES _____

FALLA INVERSA _____



ESTUDIO
LA ASCEN
ES

TESIS
PROFESIONAL

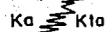
CONTACTO GEOLOGICO _____



DISCORDANCIA _____



CAMBIO DE FACIES _____



FALLA INVERSA _____



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTONOMA DE MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA

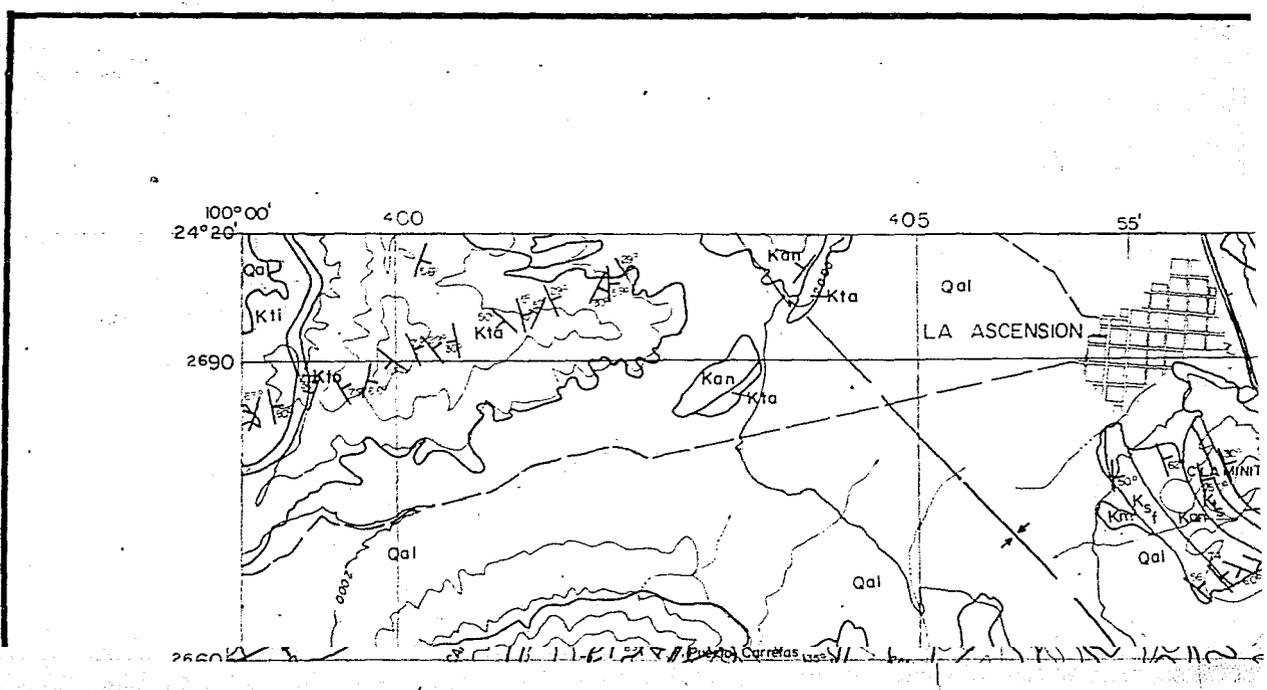
ESTUDIO GEOLOGICO DEL AREA
LA ASCENCION-ARAMBERRI-ZARAGOZA
ESTADO DE NUEVO LEON

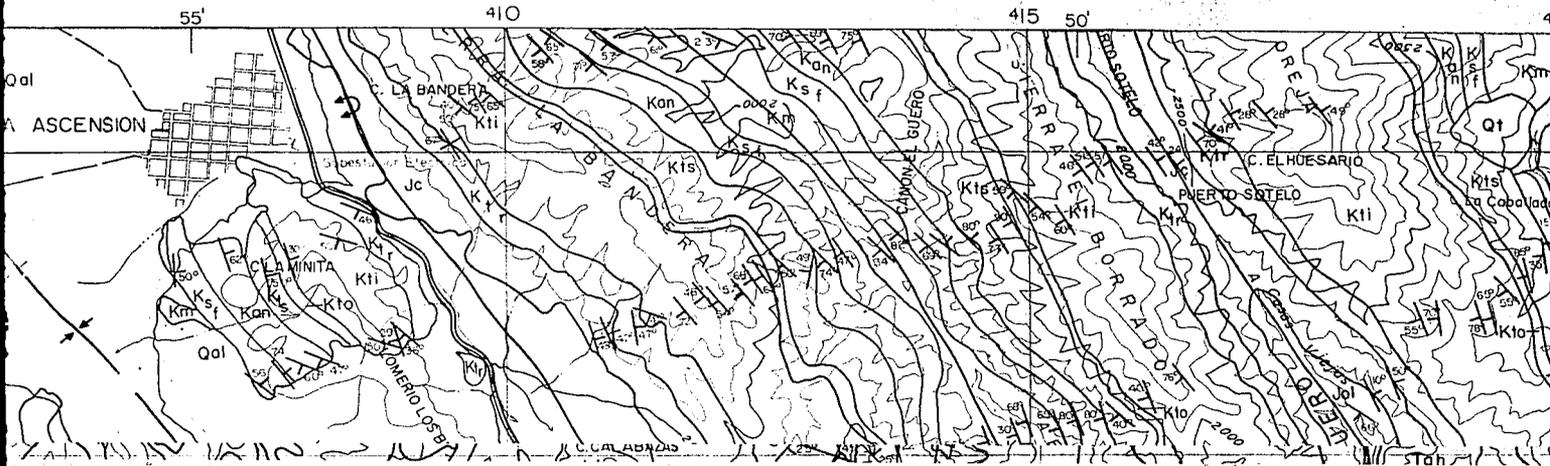
TESIS
PROFESIONAL

Ignacio Estrada Galván

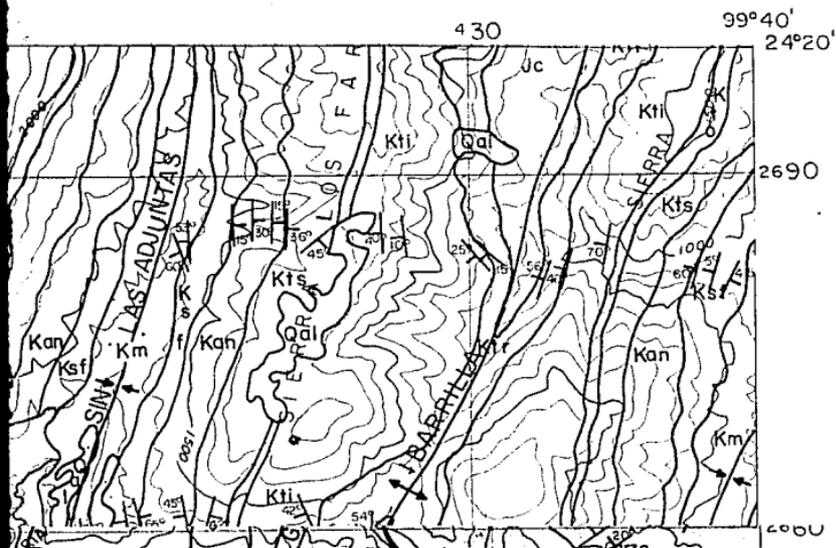
CIUDAD UNIVERSITARIA, MEXICO

Handwritten notes at the top of the page, including a vertical line on the left and some illegible scribbles.

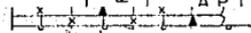


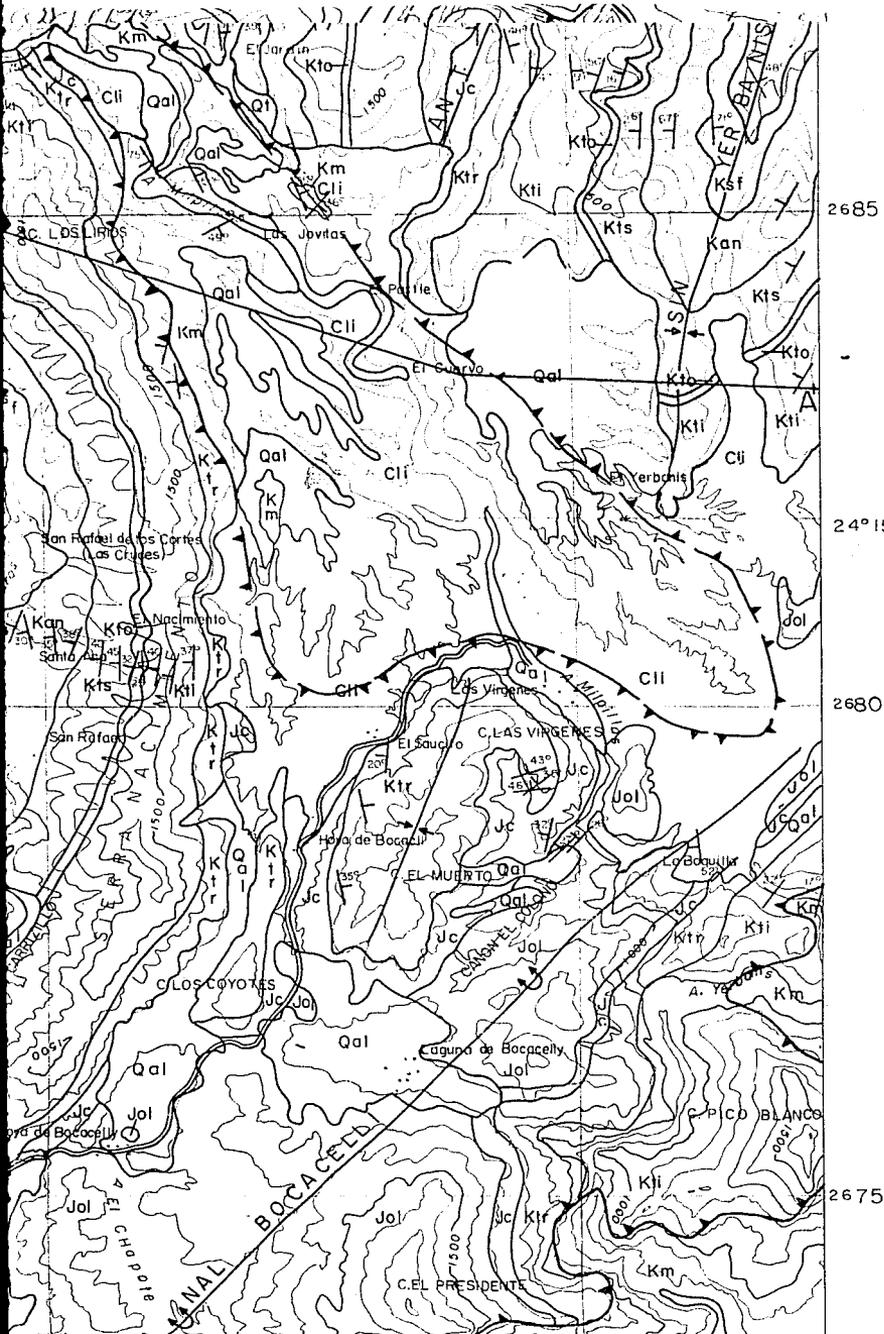


L E Y E N



ERA	PERIODO	EPOCA	EDAD	MILLONES DE AÑOS		
CENOZOICO	CUATERNARIO		HOLOCENO	0.01 M.A.		
			PLEISTOCENO	1.8 M.A.		
	TERCIARIO		PLIOCENO	6.0 M.A.		
			MIOCENO	22.5 M.A.		
			OLIGOCENO	35 M.A.		
			EOCENO	54 M.A.		
			PALEOCENO	65 M.A.		
			SUPERIOR	SENOZANO	MAESTRICHTIANO	70 M.A.
					CAMPANIANO	76 M.A.
					SANTONIANO	82 M.A.
CONIACIANO	88 M.A.					
CRETACICO		TURONIANO	94 M.A.			
		CENOMANIANO	100 M.A.			
		ALBIANO	106 M.A.			
		APTIANO				

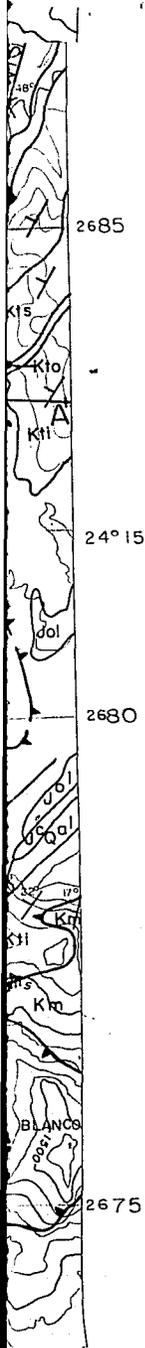




PALEOZOICO	M E S O Z O I C O	SUPERIOR INFERIOR	SUPERIOR MEDIO INFERIOR	PERMICO TRIASICO	BARRER HAUTE VALAN BERR TITHON KIMMERI OX FOR CALLO BATHO BAJO C TOARC PLEINSB SINEML HETTA RETI NORI CAR N							
						JURASICO						
	MED. INF.											
							PERMICO					
								PENSILVANICO				
									MISISIPICO			
										DEVONICO		
											SILURICO	
												ORDOVICICO
PRECAMBRICO												

SIMBOLOS

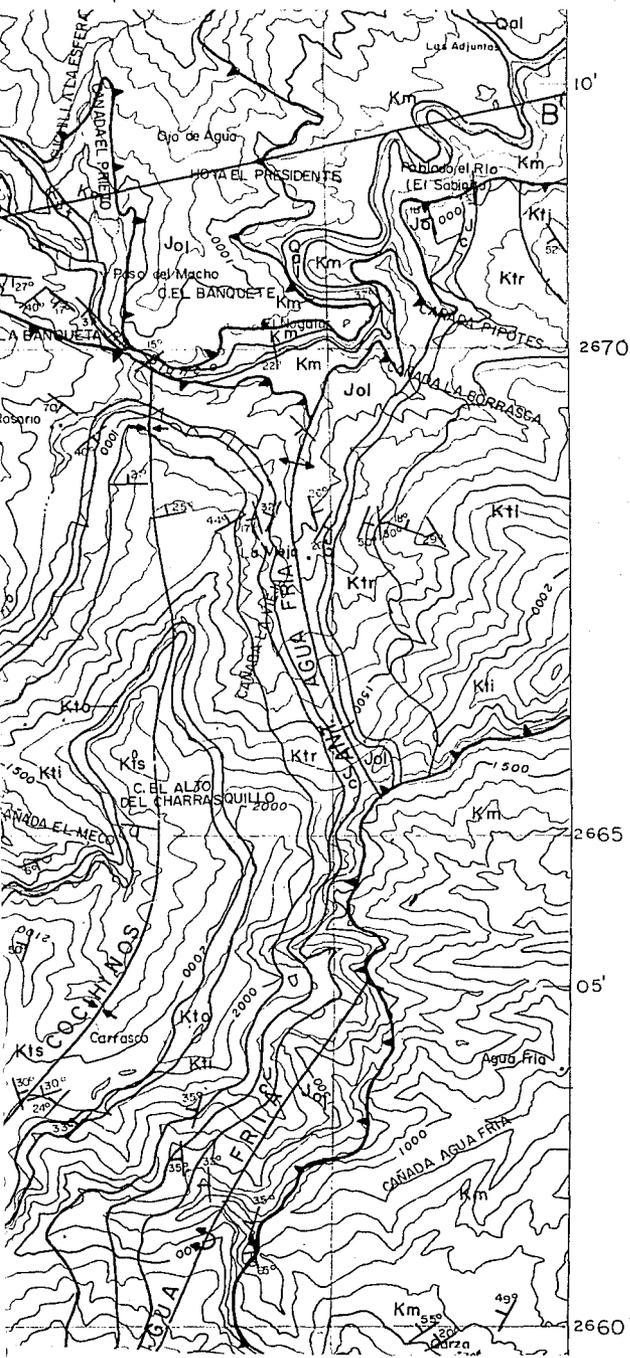
CONTACTO GEOLOGICO	_____
DISCORDANCIA	_____
LINEA DE SECCION	_____
RUMBO Y ECHADO MEDIDO EN CAMPO	_____
RUMBO Y ECHADO DE FOLIACION	_____
ECHADO HORIZONTAL	_____
ECHADO VERTICAL	_____
ECHADO FOTOGEOLOGICO	_____
CAMBIO DE FACIES	_____
EJE ANTICLINAL	_____
EJE SINCLINAL	_____
EJE ANTICLINAL RECUMBENTE	_____
EJE SINCLINAL RECUMBENTE	_____



M E S O Z O I C O	A	JURASICO	SUPERIOR	BARREMIANO	112 M. A.	TAMAULIPAS INFERIOR	Kti
				HAUTERIVIANO	118 M. A.		
				VALANGINIANO	124 M. A.		
				BERRIASIANO	130 M. A.		
					136 M. A.		
			MEDIO	TITHONIANO	146 M. A.	LA CAJA	JC
				KIMMERIDGIANO	151 M. A.	OLVIDO	Jol
				OXFORDIANO	157 M. A.	ZULOAGA	Jz
				CALLOVIANO	162 M. A.	LA JOYA	JJ
				BATHONIANO	167 M. A.		
			INFERIOR	BAJOCIANO	172 M. A.		
				TOARCIANO	178 M. A.		
				PLEINSBAQUIANO	183 M. A.		
				SINEMURIANO	188 M. A.		
				HETTANGIANO	195 M. A.		
TRIASICO	SUPERIOR	RETIANO					
		NORIANO					
		CARNIANO					
PALEOZOICO	A		MED.	205 M. A.			
			INF.	215 M. A.			
				225 M. A.			
			PERMICO	250 M. A.			
			PENSILVANICO	315 M. A.			
			MISISIPICO	345 M. A.	ESQUISTO GRANJENO	Peg	
			DEVONICO	395 M. A.			
			SILURICO	440 M. A.			
			ORDOVICICO	500 M. A.			
			CAMBRICO	570 M. A.			
PRECAMBRICO							

SIMBOLOS GEOLOGICOS

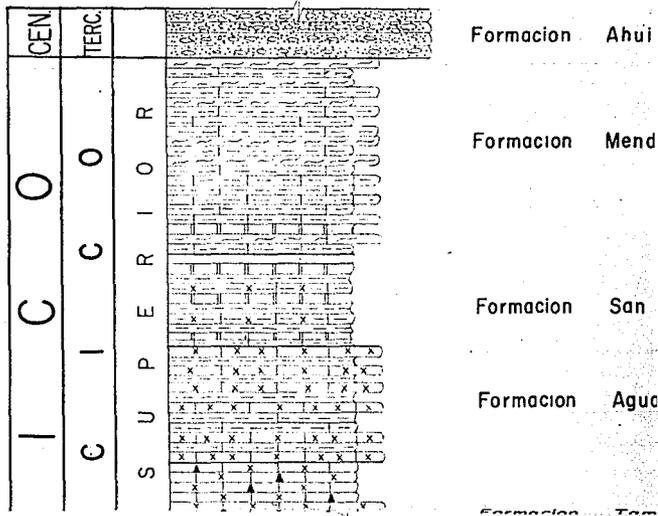
CONTACTO GEOLOGICO	
DISCORDANCIA	
LINEA DE SECCION	
RUMBO Y ECHADO MEDIDO EN CAMPO	
RUMBO Y ECHADO DE FOLIACION	
ECHADO HORIZONTAL	
ECHADO VERTICAL	
ECHADO FOTOGEOLOGICO	
CAMBIO DE FACIES	
EJE ANTICLINAL	
EJE SINCLINAL	
EJE ANTICLINAL RECUMBENTE	
EJE SINCLINAL RECUMBENTE	



FALLA NORMAL _____
 FALLA INVERSA _____
 FALLA DE TRASCURRENCIA _____

SIMBOLOS TOPOGRAFICOS

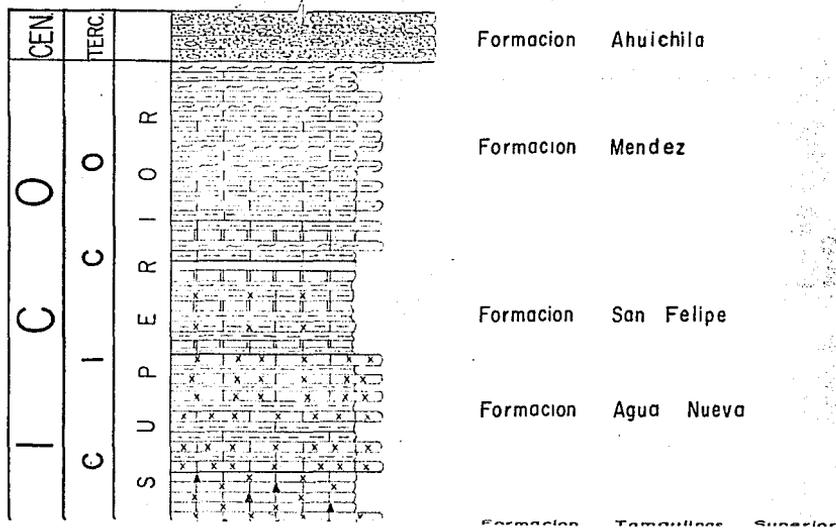
CIUDAD O POBLADO _____
 CARRETERA _____
 PUENTE _____
 TERRACERIA _____
 BRECHA _____
 CAMINO O VEREDA _____
 FERROCARRIL _____
 BANCO DE NIVEL _____
 CURVA DE NIVEL ACOTADA EN METROS _____
 CURVA DE NIVEL ORDINARIA _____
 RIO O CORRIENTE PERMANENTE _____
 ARROYO INTERMITENTE _____
 BORDO _____
 MINA O CATA _____

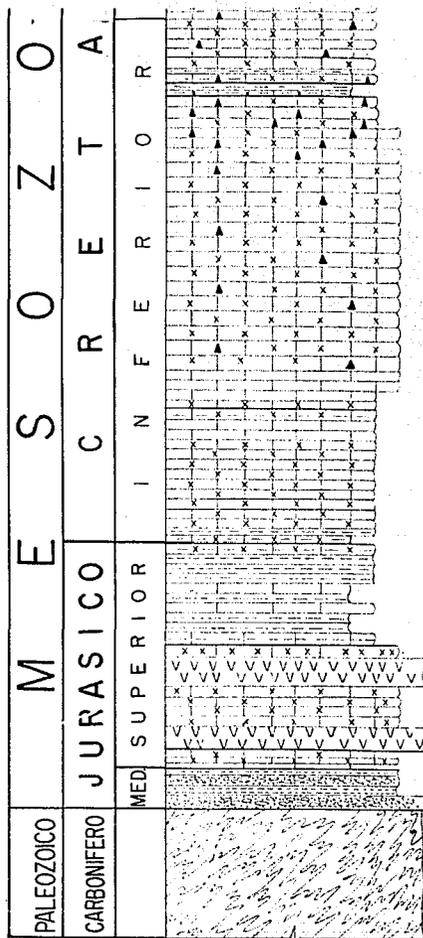
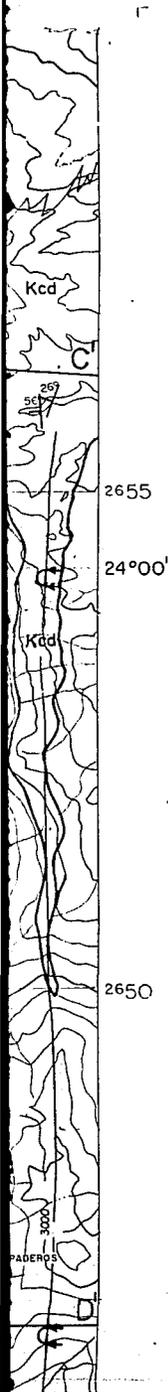


FALLA NORMAL	
FALLA INVERSA	
FALLA DE TRASCURRENCIA	

SIMBOLOS TOPOGRAFICOS

CIUDAD O POBLADO	
CARRETERA	
PUENTE	
TERRACERIA	
BRECHA	
CAMINO O VEREDA	
FERROCARRIL	
BANCO DE NIVEL	
CURVA DE NIVEL ACOTADA EN METROS	
CURVA DE NIVEL ORDINARIA	
RIO O CORRIENTE PERMANENTE	
ARROYO INTERMITENTE	
BORDO	
MINA O CATA	





Formacion Tamaulipas Superior

Formacion Otates

Formacion Tamaulipas Inferior

Formacion Taraises

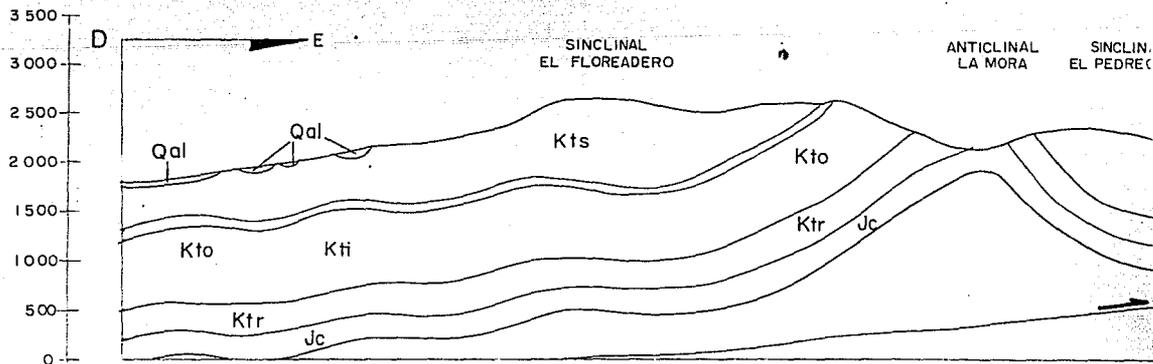
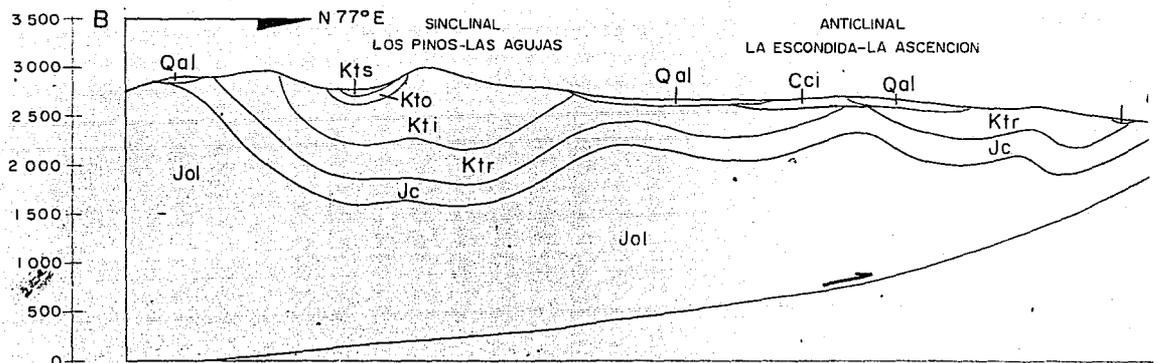
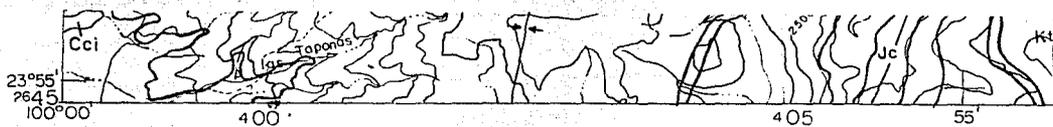
Formacion La Caja

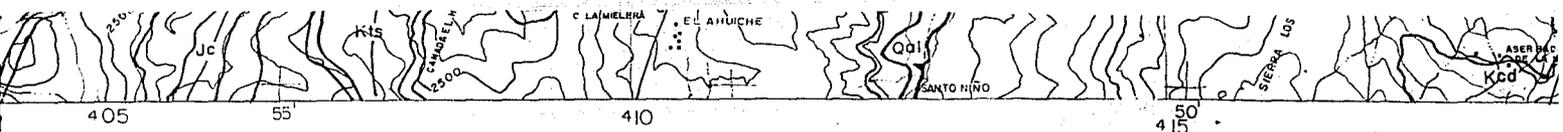
Formacion Olvido

Formacion La Joya

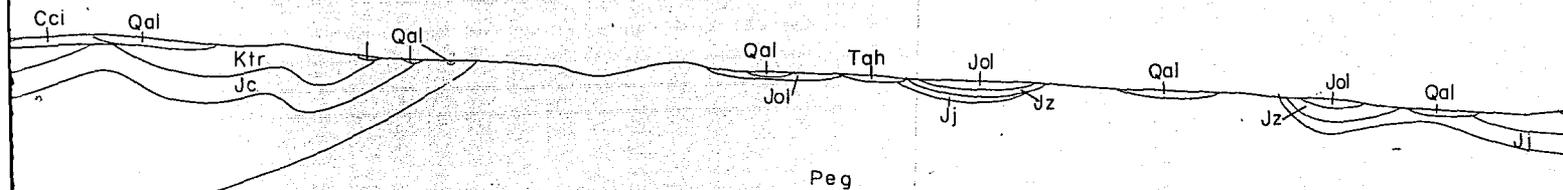
Esquisto Granjeno

DIAGRAMA DE LOCALIZACION





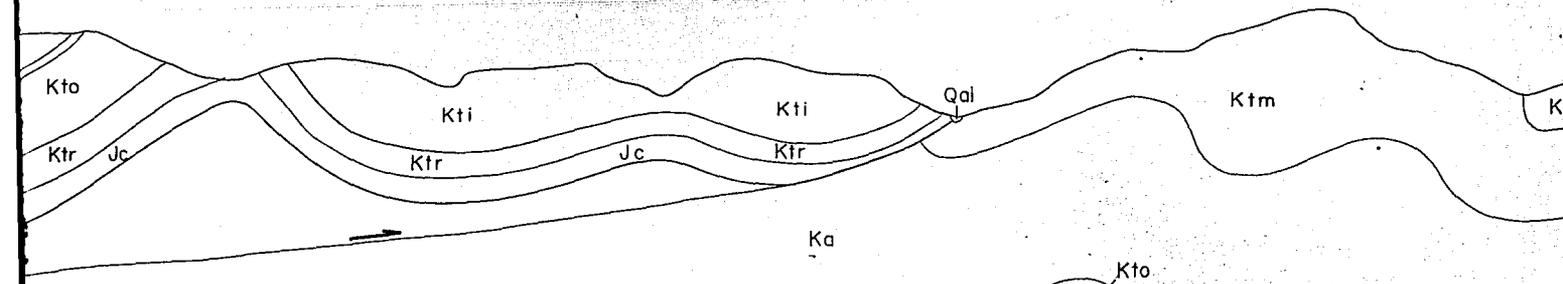
ANTICLINAL
ESCONDIDA-LA ASCENCION

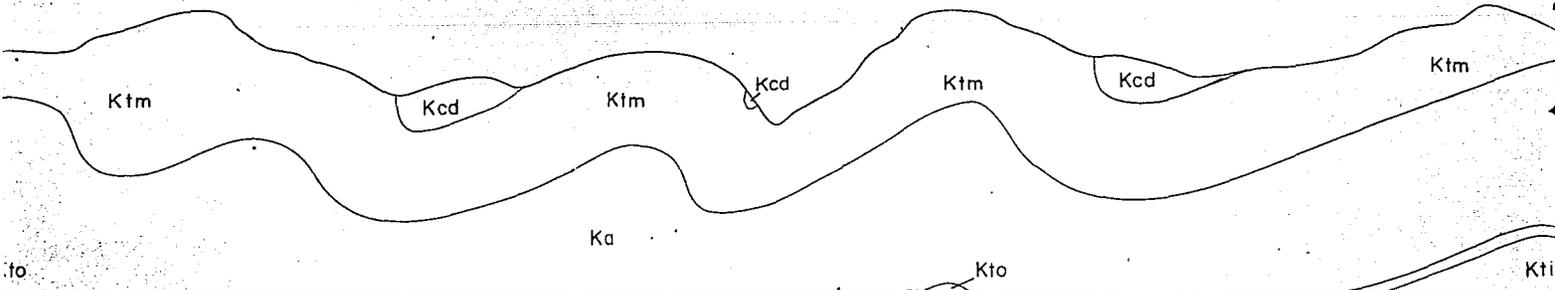
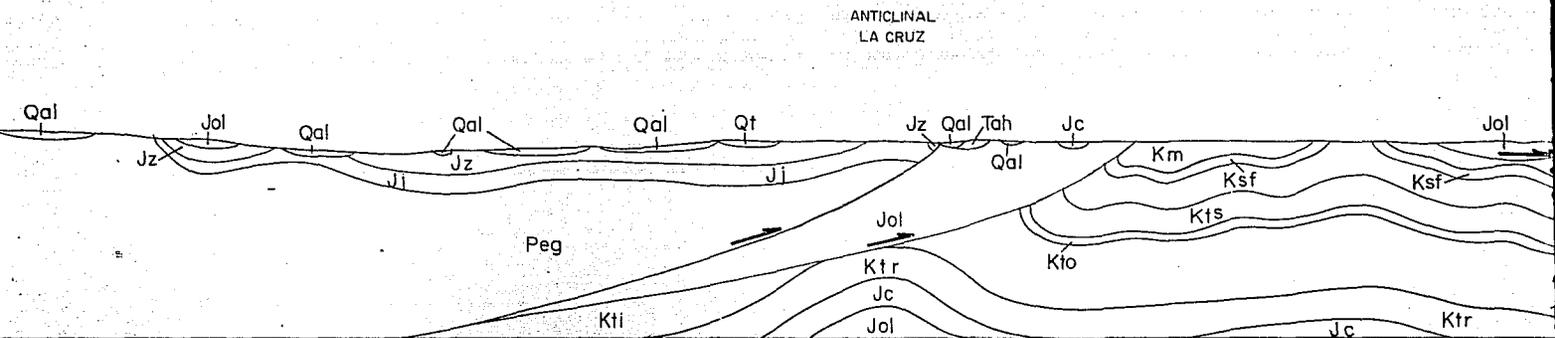
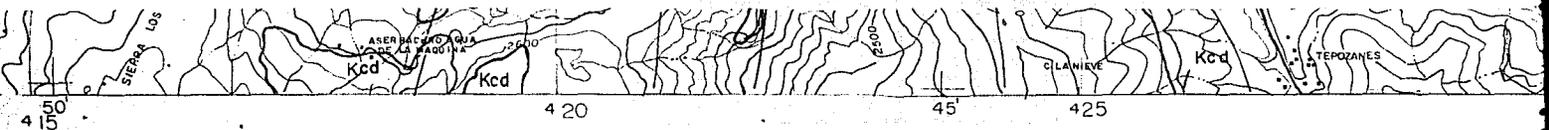


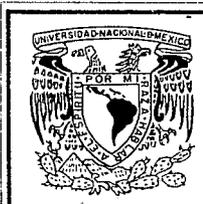
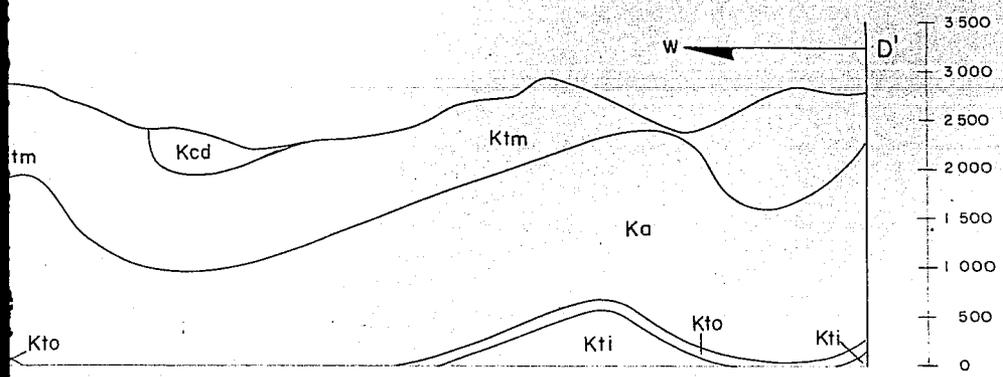
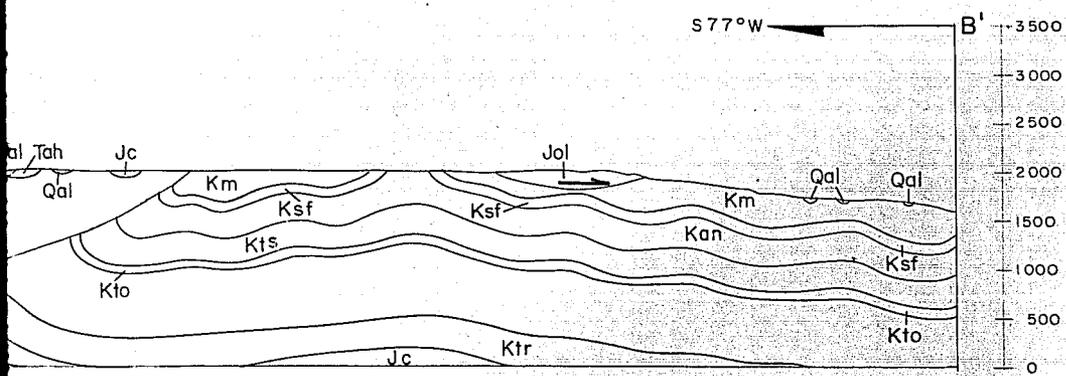
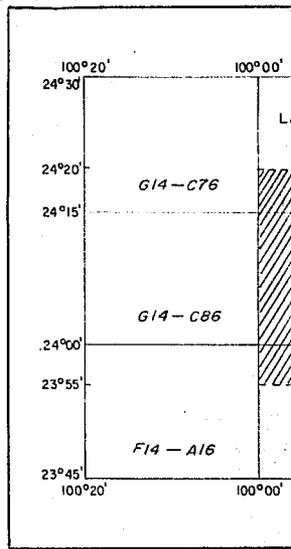
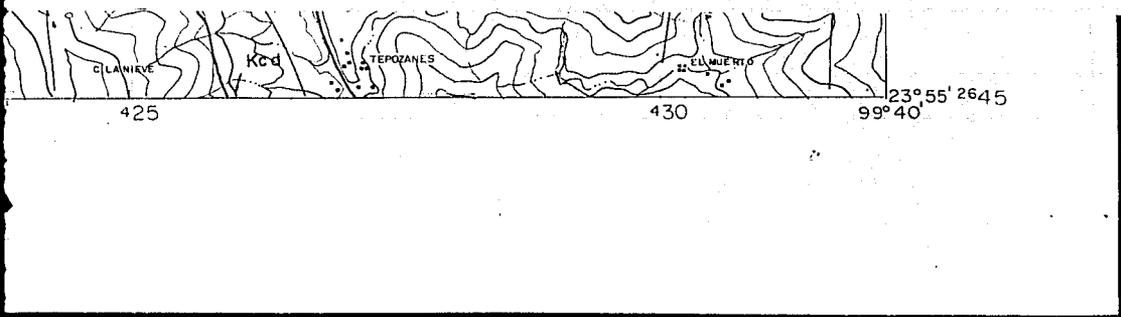
ANTICLINAL
LA MORA

SINCLINAL
EL PEDREGOSO

ANTICLINAL
AGUA DELGADA



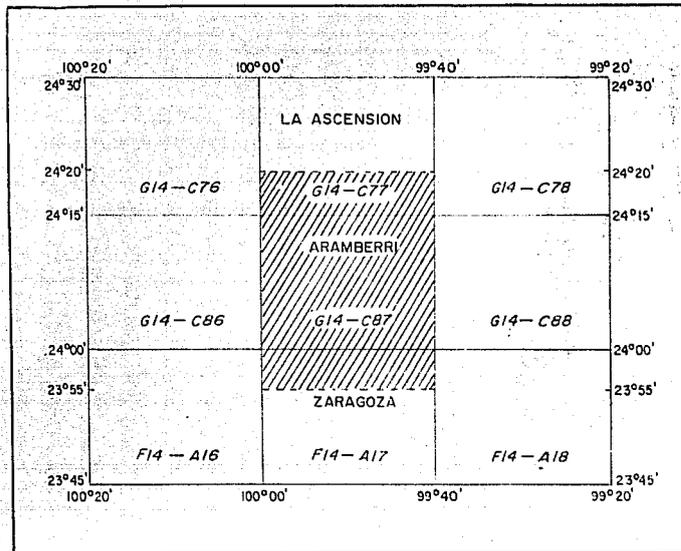
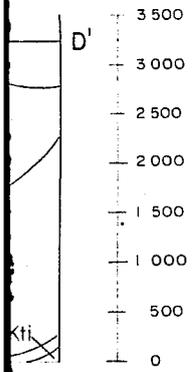
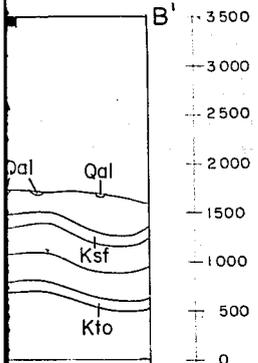
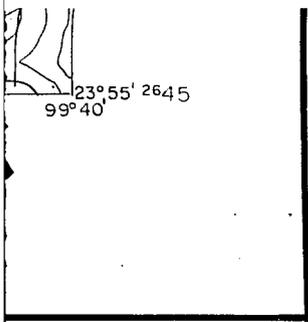




UNIVERSIDAD NACIONAL DE MEXICO
 FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y FISICOMATEMATICAS

ESTUDIO GEOLOGICO DE LA ASCENSION
 ESTADO DE QUERETARO

TESIS PROFESIONAL



	UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO	
	FACULTAD DE INGENIERIA	
ESTUDIO GEOLOGICO DEL AREA LA ASCENSION-ARAMBERRI-ZARAGOZA ESTADO DE NUEVO LEON		
TESIS PROFESIONAL	Ignacio Estrada Galvan	
	CIUDAD UNIVERSITARIA, MEXICO	

Anticlinal Buenavista - Texas

Está localizado en la región noroeste y tiene una longitud de 3.5 km y una anchura de 7 km continuándose hacia el norte fuera del área. Es una estructura asimétrica cuyo eje tiene una orientación sensiblemente Norte-sur y se encuentra buzando hacia el sur.

Topográficamente sus flancos lo forman dos grandes sierras en tanto que su eje es la parte más baja formando así una estructura de topografía invertida, su zona axial la forman rocas pertenecientes a la Formación La Caja, mientras que en sus flancos están expuestas rocas de las formaciones Taraises y Tamaulipas Superior.

Descripción de Sinclinales

Sinclinal Los Pinos - Las Ahujas

Se encuentran en la parte oeste, presentando una longitud de 24.8 km y una anchura de 6.15 km.

Es una estructura recostada en su parte norte, mientras que en su región central se presenta abanicada. Al sur se comporta como un pliegue asimétrico; su eje tiene una orientación general NE 33° SW.

En su parte norte afloran rocas del Cretácico Superior, asignadas a la Formación Méndez; en la central afloran rocas del Albiano-Cenomaniano de las facies mixtas y de la Formación Tamaulipas Inferior en tanto que en la sur afloran rocas que pertenecen a la Formación Agua Nueva del Turoniano.

Sinclinal San Bartolo - Las Juanas

Se encuentra localizado al oeste; presenta una longitud de 23.0 km a lo largo de su traza axial y una anchura de 8.1 km.

Es un pliegue asimétrico presentando una dirección en la traza del plano axial de NE 52° SW.

Al norte, en su parte axial afloran rocas del Cretácico Superior asignadas a la Formación San Felipe; en la central afloran rocas del Cretácico Superior de la Formación Agua Nueva, así como rocas del Albiano-Cenomaniano de la Formación Tamaulipas Superior; en la sur afloran rocas del Cretácico Inferior asignadas a la Formación Tamaulipas Inferior.

Sinclinal El Floreadero

Se ubica al suroeste del área, presenta una longitud de 19.0 km a lo largo de la traza de su plano axial y una anchura de 6.4 km.

La estructura es un pliegue asimétrico, su eje tiene una orientación de NE 12° SW.

En la porción central y norte afloran rocas del Cretácico Superior asignadas a la Formación Agua Nueva; en la parte sur afloran rocas del Albiano-Cenomaniano asignadas a la Formación Tamaulipas Superior.

Sinclinal El Pedregoso

Se localiza al suroeste, presenta una longitud de 12.5 km aproximadamente y tiene una anchura de 4.9 km.

La estructura es un pliegue asimétrico con una orientación NE 10° SW y es buzante hacia el suroeste.

En la parte norte y centro afloran rocas del Cretácico Inferior de la Formación Tamaulipas Inferior, mientras que en la sur afloran rocas del Albiano-Cenomaniano de la Formación Tamaulipas Superior.

Sinclinal Las Mesas

Se ubica al suroeste del área de estudio; y tiene una longitud de 23.0 km aproximadamente y una anchura de 6.6 km.

La estructura es un pliegue asimétrico, en el que la parte norte tiene una orientación N-S, cambiando hacia el sur donde se orienta SW 10° NE.

En la parte norte afloran rocas asignadas a la Formación Tamaulipas Inferior, en la central afloran rocas del Albiano-Cenomaniano asignadas a la Formación Tamaulipas Superior y en la sur afloran rocas del Cretácico Superior asignadas a la Formación Agua Nueva.

Sinclinal San Antonio-Milpillias

Se localiza en la porción norcentral, presenta una longitud a lo largo del plano axial de 20.0 km, toene una anchura de 5 km aproximadamente; el flanco este se encuentra afectado por una falla inversa.

Es una estructura buzante al noreste y se comporta como un pliegue asimétrico, la traza del plano axial tiene una orientación NE 8° SW.

En la parte norte de la estructura afloran rocas del Cretácico Superior asignadas a las formaciones Méndez, San Felipe y Agua Nueva. En la central afloran rocas del Albiano-Cenomaniano de la Formación Tamaulipas Superior y en la sur afloran rocas asignadas a las formaciones Tamaulipas Inferior y Taraises.

Sinclinal Los Mimbres

Se encuentra localizado en la región sur-central y presenta una longitud a lo largo del plano axial de 11.0 km, y una anchura de 5 km aproximadamente. Es un pliegue asimétrico, buzante hacia el norte y su eje presenta una orientación NE 2° SW.

Es un pliegue de topografía invertida; el flanco oeste está constituido por la sierra Puerto Grande y su flanco este está formado por el cerro el Picacho Sotolar. En la parte norte y centro de la estructura afloran rocas del Cretácico Superior de la Formación Tamaulipas Superior; en la parte sur afloran rocas del Cretácico Inferior representadas por formaciones Tamaulipas Inferior y Taraises.

Sinclinal Los Cochinos

Se localiza al este del área con una longitud a lo largo de la traza del plano axial de 19.0 km aproximadamente y una anchura de 7.1 km.

El plano axial en la parte norte y central es normal, mientras que en la sur el plano axial esta recostado hacia el este.

En la porción norte afloran rocas del Albiano-Cenomaniano pertenecientes a la Formación Tamaulipas Superior; en la norte afloran rocas del Albiano-Cenomaniano y Cretácico Superior asignadas a las formaciones Tamaulipas Superior y Agua Nueva.

Sinclinal El Viejo

Está ubicado al sureste y presenta una longitud de 5.86 km. su anchura no fue posible medirla ya que el flanco oriental se encuentra truncado por la falla "La Ventana-El Viejo" (falla frontal de la Sierra Madre Oriental).

Es un pliegue con su plano axial recostado hacia el oeste con inclinaciones de los flancos de 40° a 60°; al oeste la traza del plano axial tiene una dirección de NE 21° SW. Las rocas que afloran a lo largo de su zona axial son de edad Albiano-Cenomaniano y pertenecen a la Formación Tamaulipas Superior.

Sinclinal Yerbanís

Está expuesto en el vértice nororiental teniendo una longitud de 7 km, pero se continúa hacia el norte fuera del área de estudio.

Es una estructura asimétrica, su eje está orientado NE 15° y está buzando hacia el sur, en donde se aprecia un truncamiento a causa de una falla inversa.

En el núcleo del sinclinal están expuestas rocas de la Formación Méndez y en sus flancos afloran las formaciones San Felipe, Agua Nueva, Tamaulipas Superior y Otates.

Sinclinal Las Adjuntas

Se encuentra expuesto al noroeste, tiene una longitud de 4.5 km dentro del área, prolongándose hacia el norte fuera de esta.

Es una estructura asimétrica cuyo eje presenta una orientación NE 15° SW; en la porción sur, esta estructura es truncada por una falla inversa que da origen a la ventana tectónica El Rodeo.

Su núcleo es ocupado por rocas de la Formación Méndez y en sus flancos están expuestas rocas de las formaciones San Felipe, Agua Nueva y Tamaulipas Superior.

III.4 Descripción de Fallas

Falla La Ventana - El Viejo (falla frontal de la Sierra Madre Oriental).

La falla frontal de la Sierra Madre Oriental es una falla inversa (cabalgadura), localizada al este del área de estudio, su traza tiene una longitud de 30 km dentro de la zona continuando hacia el norte fuera de esta; en tanto que en el sur, además de que también se continúa fuera de la región, pasa transicionalmente de inversa a una falla de transurrencia dextral.

Debido a la erosión sufrida en la región donde aflora la traza de la falla, su expresión superficial tiene un rumbo muy variable, aunque se puede decir que tiene un rumbo general de NE 25° SW. Pone en contacto rocas del Jurásico y Cretácico (alóctono) con rocas del Cretácico Superior (autóctono). Tiene un echado sensiblemente horizontal y un desplazamiento de oeste a este que se le estima en 18 km como mínimo, pudiendo ser mayor.

Las evidencias que apoyan este desplazamiento son 2 ventanas tectónicas que se localizan dentro de la zona y en especial, al sur, donde la traza de la falla cambia a un desplazamiento lateral derecho.

Una ventana tectónica está situada en la parte noreste en las inmediaciones del poblado de Lampacitos; dentro de esta se encuentran expuestas rocas pertenecientes a la Formación Méndez, las cuales están parcialmente cubiertas por depósitos lacustres del Terciario. La Formación Méndez está ocupando las partes topográficas más bajas, quedando más abajo que las formaciones Olvido, La Caja, Taraises y Tamaulipas Inferior, que son mucho más antiguas y que están contenidas en las estructuras que la rodean.

Los anticlinales y sinclinales situados tanto al norte como al sur de la ventana están truncados por la misma; este truncamiento es debido a la erosión que han sufrido las rocas que forman estas estructuras, ya que son parte del alóctono y al ser removidas de su lugar por los agentes erosivos, permiten ver las rocas del autóctono (Sección A).

La parte más occidental de esta ventana está a una distancia de 18 km del frente de la Sierra Madre Oriental que es el frente de cabalgadura y es la que marca la distancia mínima de desplazamiento de la cabalgadura en esta región.

La segunda ventana tectónica se localiza en el centro oriente y abarca un área de más o menos 6 km². Aquí se encuentran expuestas rocas del Cretácico Superior que corresponden a las formaciones Méndez, San Felipe y Agua Nueva; de ellas la primera es la que tiene mayor área de

afloramiento; además, estas rocas están formando en la parte central de la ventana un pequeño anticlinal con su eje orientado casi norte-sur, y están cubiertas por la Formación Olvido mediante una falla inversa que es la continuación de la falla frontal de la Sierra Madre Oriental, ya que se le puede seguir desde el frente hasta esta ventana y a lo largo de más o menos 10 km dentro del valle labrado por el río Blanco, que fue el que erosionó a las rocas alóctonas.

El plano de falla es semi-horizontal con algunas ondulaciones muy suaves. Al igual que en la primera ventana, las estructuras que convergen en esta parte se ven truncadas al llegar a este.

La secuencia sedimentaria mesozoica de cuenca que se deslizó de oeste a este, chocó contra la porción norte de la plataforma mesozoica Valles-San Luis Potosí, situada al sur ; esto ocasiona que las estructuras del norte muestren una orientación NW-SE y sean más amplias, mientras que las del sur sean más apretadas y cambien su orientación a N-S. Es por esto que la parte norte que no chocó con la plataforma avanzó 13 km más que la parte sur, que sufrió colisión.

El valle donde se asienta el poblado de Zaragoza marca el límite de la zona de choque, ya que al norte se encuentran estructuras truncadas como son el anticlinal del Padre, sinclinal

Los Cochinos, anticlinal Agua Fria y sinclinal El Viejo del alóctono, que es el que forma el frente de cabalgadura donde están en contacto las formaciones Tamaulipas Inferior y Méndez.

Al sur de este valle se encuentran expuestas las rocas que se depositaron en la plataforma y corresponden a las formaciones Tamasopo y Cárdenas (autóctono) y el frente de falla lo se vuelve a localizar en el Cañón de Guadalupe donde las formaciones La Caja, Taraises y Tamaulipas Inferior estan cabalgando a la Formación Tamasopo, por tanto, entre el frente de falla localizado al norte y el frente localizado al sur hay una distancia de 13 km, en esta parte la traza de la falla se observa como una falla de desplazamiento lateral derecho, y se ubica en el Valle de Zaragoza (Secciones D y C).

En el centro del área están expuestas rocas pertenecientes a las formaciones Zuloaga, La Joya y al Esquisto Granjeno, que son las rocas más antiguas que afloran en la región están emplazadas dentro de un bloque que es limitado al este por una falla inversa, al norte y al sur es limitado por la traza lateral de la misma falla inversa que lo limita al oriente y que en estas partes actúa como falla de transurrencia. Dentro de este bloque las rocas de las formaciones La Joya y Zuloaga forman pliegues pequeños y suaves, notándose que tienen continuidad sólo dentro de este bloque, ya que no hay ninguna falla que denote algun contacto tectónico, pero si se ve en algunas partes el truncamiento en los límites del bloque, ya que están en contacto

la Formación Zuloaga y La Joya con rocas del Cretácico por medio de una falla transcurrente. La falla inversa que limita al oriente a este bloque, no se puede ver físicamente pero si es facilmente inferible, pues en la ventana tectónica del Mezquital aflora la Formación Méndez y a 1 km de estos afloramientos se tiene expuesta en un pequeño anticlinal (anticlinal La Cruz) a la Formación La Joya, así que estando en esta posición no es posible que este espacio tan reducido contenga a la secuencia estratigráfica completa (Sección B). Cabe señalar que las estructuras (anticlinales y sinclinales) situadas al occidente de este bloque son continuas de norte a sur dentro del área, cosa que no sucede con las estructuras situadas al norte y al sur del bloque, pues no es posible marcar una continuidad entre ellas, además de que las estructuras situadas al norte son amplias, y las del sur apretadas (Ver plano geológico y secciones).

Tomando en cuenta los argumentos anteriores, se puede deducir que el bloque completo esta cabalgando hacia el este sobre rocas del Cretácico Superior; además, como encima del bloque se tiene el nivel de deslizamiento (decollement) de la secuencia Jurásico Superior-Cretácico, que fue el que dió origen a la Sierra Madre Oriental, se deduce que este bloque proviene del basamento y fue arrastrado de algun lugar situado al oeste de su posición actual.

IV. Tectónica

Las rocas más antiguas que afloran en la región, son aquellas que se encuentran en el anticlinorio Huizachal-Peregrina y corresponden a un complejo metamórfico de alto grado (facies de granulita (700° C y 8 Kbars), formado por una secuencia de paragneis (mármol, metacuarcita, etc.), las cuales se formaron a partir de sedimentos y rocas ígneas que se acumularon en un geosinclinal que sufrió metamorfismo durante la Orogenia Grenvilliana, como lo indican las edades metamórficas de 874-920 millones de años (Denison et al., 1970). Estas rocas están intrusionadas por cuerpos de ortogneiss de composición gabroico-anortositica. Remanentes de estas rocas afloran en tres distintas localidades; porción centro-este de Oaxaca (Complejo Oaxaca) este de Hidalgo (Gneis Huiznopala) y noroeste de Ciudad Victoria, Tamaulipas, (Gneis Novillo).

Los estudios realizados por varios métodos geocronométricos (U/Pb, Pb/alfa, Rb/Sr y K/Ar) a diferentes muestras de estas localidades, acusan edades de 1000 +/- 150 millones de años. La consistencia de estos resultados, tomando en cuenta que los lugares de muestreo son muy distantes entre sí ha sido considerado como evidencia para postular el "Evento Metamórfico Intrusivo Oaxaqueño" (Fries, 1962), que afectó la margen oriental del continente mexicano durante el Precámbrico Tardío.

Posteriormente, de Cserna (1967, 1977) consideró conveniente denominar con el nombre de Orogenia Oaxaqueña a tal periodo de deformación, la cual fue responsable de la consolidación y formación de la Faja Estructural Oaxaqueña, que ha sido considerada como la extensión más meridional de la Faja Estructural Grenville del oriente de Norte América (Fries y Rincon Orta, 1965; Kesler y Heath, 1970; de Cserna 1971; Anderson y Silver 1971; Silver et. al. 1972; Anderson et. al. 1972; Fries et. al. 1974; Ortega-Gutiérrez et. al. 1977; Garrison y Ramírez-Ramírez 1978).

La edad de 940 millones de años reportada por Fries et. al. (1962) representa una época de levantamiento regional, estando el registro geológico pobremente representado después de este evento hasta el depósito del Silúrico con fósiles; este periodo de 300 millones de años aproximadamente, entre el levantamiento regional y el depósito de las calizas silúricas, se considera suficiente para erosionar al menos 20 km de corteza precámbrica, profundidad que se calcula como mínima para la formación del complejo granulítico y representa un levantamiento de 4.5 cm cada mil años (Ramírez-Ramírez, en: Sertesa, 1983).

Las características y asociaciones litológicas, así como la intensa deformación y el grado de metamorfismo de este complejo (Gneis Novillo), presenta semejanzas con las rocas de la

Provincia Grenville del noroeste de los Estados Unidos de América y Canada, donde Dewey y Burke (1973) postulan la existencia de un antiguo basamento reactivado o por un evento ocurrido hace 900-1000 millones de años, sugiriendo que esta reactivación fue el producto de una colisión de placas continentales. Así mismo, el largo periodo que erosionó el precámbrico está de acuerdo con la proposición de Keller et al. (1975), en el sentido de que al final del Precámbrico Tardío ocurrió una abertura (rifting) de la corteza continental en un área al sur del sitio actual del sistema Ouachita.

ESTA TESIS NO DEBE
SER REPRODUCIDA

IV.1 Tectónica Paleozoica

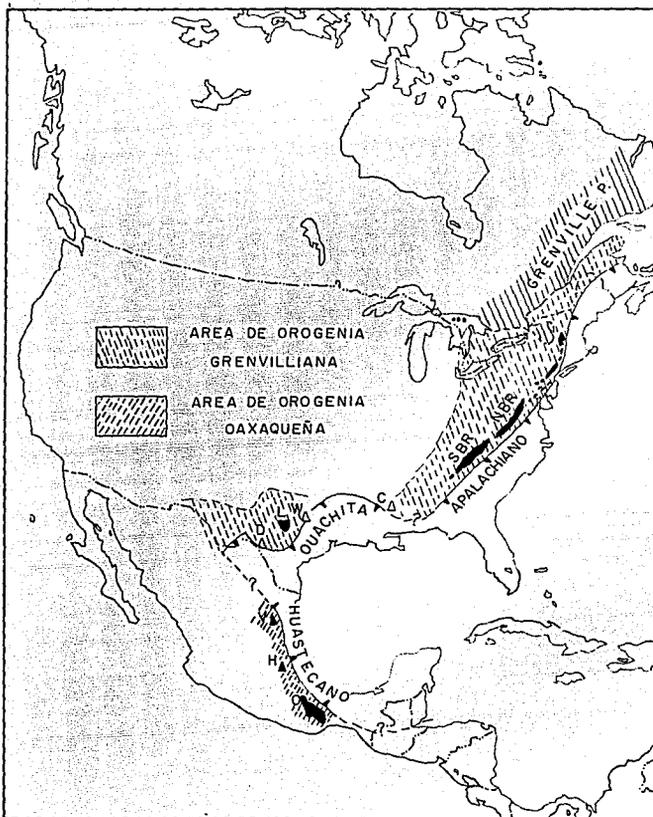
La interpretación geológica sobre la evolución tectónica del noreste y este de México durante el Paleozoico, se basa fundamentalmente en las determinaciones geocronológicas practicadas a un complejo de rocas metamórficas de bajo grado, de facies de esquistos verdes (400° C y 3 Kbars Esquisto Granjeno), que tiene una amplia distribución en superficie y a profundidad en los estados de Tamaulipas, Nuevo León y Coahuila.

Edades del orden de los 300 millones de años evidencian un evento tectónico acompañado de metamorfismo regional durante el Misisípico Tardío, de acuerdo con la observación hecha por Carrillo Bravo (1961) en el núcleo del Anticlinorio de Huizachal-

Peregrina, en donde existe una marcada discordancia angular al nivel del Misisípico Superior en la secuencia sedimentaria de edad Paleozoica más completa que se conoce en el oriente de México. La presencia de estas rocas ha sido tomada como evidencia para postular la existencia de la Faja Estructural Huastecana de Cserna (1960), Guzmán y de Cserna (1961), la cual bordeaba la margen oriental de México como una extensión hacia el sur del Sistema Marathon-Ouachita-Apalachiano de los Estados Unidos de América (Fig. 5).

El complejo metamórfico de bajo grado está constituido por esquisto de cuarzo (metapedernal), calcoesquisto, metagrauwava, serpentina, mica-esquisto de albita y grafito, esquisto de actinolita-epidota y rocas metavolcánicas de composición básica. Esta asociación es notablemente similar en composición, apariencia, grado y edad de metamorfismo con las rocas de la zona interna (Eugeosinclinal) del Sistema Marathon Ouachita. Además la estratigrafía de los sedimentos marinos paleozoicos es muy

CINTURONES OROGENICOS PALEOZOICOS DEL ORIENTE DE NORTEAMERICA Y DE MEXICO



L E Y E N D A

- ▲ Los triángulos indican la parte interna (eugeosinclinal) del cinturón orogénico.
- Las áreas en negro indican los macizos externos, compuestos por rocas metamórficas de 1000 M.A. y son áreas de extenso afloramiento: NBR = Northern Blue Ridge; SBR = Southern Blue Ridge; L = Levantamiento de Llano O = Complejo Oaxaca.
- ▲ Área de afloramiento limitado de rocas granulíticas de 1000 M.A.: V = Cd. Victoria, Tamps; H = Huiznopala, Hidalgo.
- ▲ Área de rocas metamórficas de 1000 M.A. penetradas en el subsuelo
C = Levantamiento Central de Mississippi, W = Macizo de Waco
D = Macizo de Devils River.

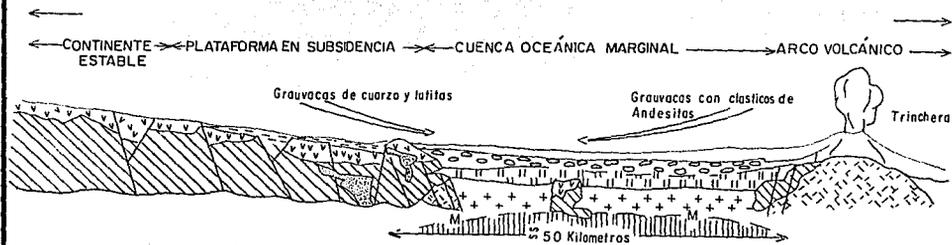
UNAM	FAC. DE INGENIERIA
	Tesis Profesional
	Ignacio Estrada Galván
	Cd. Universitaria 1993

Fig. 5

semejante a las de la zona frontal del mismo sistema en el área de Marathon, Texas (Flawn y Diaz, 1959; Flawn et al., 1961; Denison et al., 1971 Carrillo-Bravo, 1959, 1961).

Posteriormente, a partir de estudios de la geología pre-mesozoica del núcleo del anticlinorio de Huizachal-Peregrina, Ramírez Ramírez (1978, 1981) y Garrison, Ramírez Ramírez y Long (1980), interpretaron que la Faja Estructural Huastecana representa un sistema orogénico de colisión continente-arco de islas, originado a partir de una subducción hacia el este (?) cerrando la cuenca oceánica marginal que existía entre el continente y el arco de islas (Fig. 6). Esto es, el continente esta representado por las rocas granulíticas de edad Precámbrico Tardío (Gneis Novillo); las raices plutónicas del arco de islas son representadas por el gran batolito localizado en el subsuelo de la Llanura Costera del Golfo, en Tamaulipas; el complejo metamórfico de bajo grado atestigüa una antigua secuencia vulcano sedimentaria depositada en la cuenca oceánica marginal; y las rocas sedimentarias del tipo flysch de edad Paleozoico Tardío, el relleno final de la cuenca marginal en proceso de destrucción (Fig. 7).

Modelo geotectónico activo durante el Paleozoico a lo largo de la margen oriental de México



CORTEZA OCEÁNICA
PALEOZOICA

- Protolito del
 - Grauvas
 - Lavas Almohadilladas
 - Enjambre de Diques (DIABASAS)
 - Gabro
- Esquistos
- Granjeno
- M — Discontinuidad de Mohorovicic
- Rocas Ultramáficas (MANTO)

- Raíces magmático-intrusivas del arco volcánico Batolito Calco Alcalino (Granitos del subsuelo de la llanura Costera del Golfo)
- Sedimentos de margen continental Lutita, Mudstone, Sedimentos flysch (Paleozoico Sedimentario de Huizachal-Peregrina)

CORTEZA CONTINENTAL
PRECAMBRICA

- Rocas volcánicas acidas con lavas máficas subordinadas
- Sills de rocas basicas (v gr. diabasas)
- Complejo Metamórfico Granulítico (v.gr. Gneis Novillo)

UNAM	FAC. DE INGENIERIA
	Tesis Profesional
Ignacio Estrada Galvan	
Cd. Universitaria	1993

MODELO INTERPRETATIVO DE LA TECTÓNICA PALEOZOICA EN EL ORIENTE DE MÉXICO

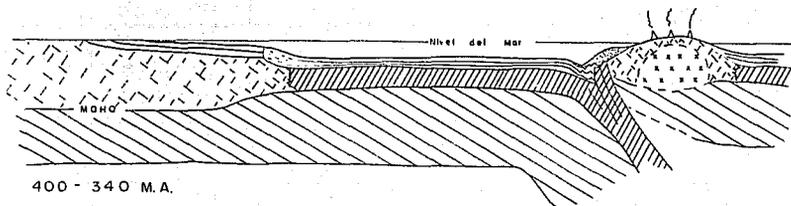
W

CONTINENTE MEXICANO

CUENCA OCEÁNICA MARGINAL

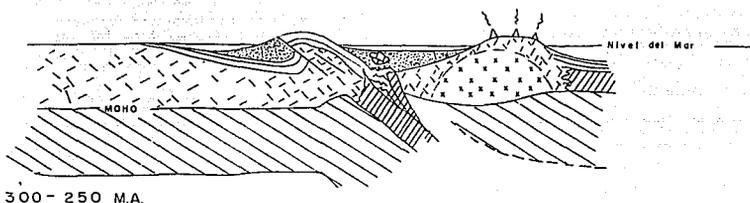
ARCO DE ISLAS

E



ANTEFOSA

CUENCA MARGINAL CERRADA



LEYENDA



Raíz magmática del Arco de islas.



Sedimentos Flysch.



Sedimentos de cuenca "Storved"



Carbonatos de plataforma.



Corteza continental



Corteza oceánica con cubierta de rocas metasedimentarias y meta volcánicas

-MOHO-



Manto

POSIBLES ROCAS EQUIVALENTES

Batolito granítico del Subsuelo de Tamaulipas, y del Macizo santana - plan de hayas

Formaciones del Monte y Guacamaya del Permo Pensilvánico.

Formaciones La Yerba y Vicente Guerrero del Devónico - Misisípico

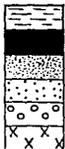
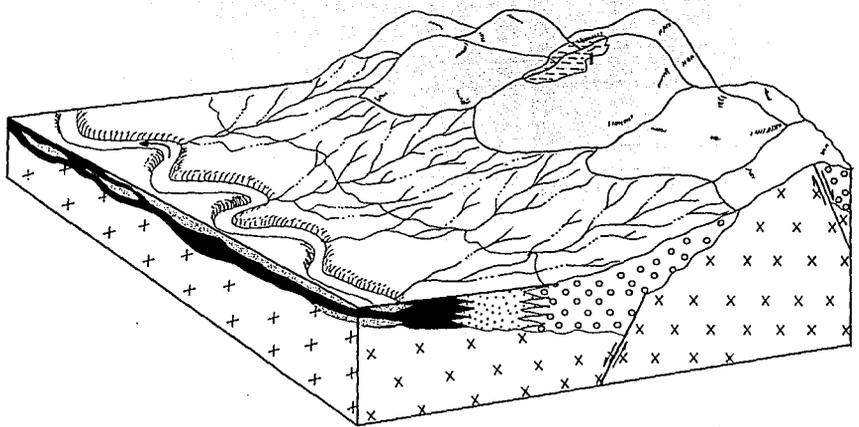
Formación Calizas Victoria del Silúrico

Gneis Novillo

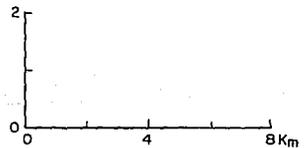
Esquisto Granjeno

UNAM	FAC. DE INGENIERIA
	Tests Profesional
	Ignacio Estrada Galvan
	Cd. Universitaria 1993

Al principio de la Era Mesozoica la margen oriental de México estuvo sujeta a un periodo distensivo, posiblemente ocasionado por grandes fallas de desplazamiento lateral izquierdo, que culminó con la rápida apertura del Golfo de México durante el Jurásico Medio (Salvador, 1980; Buffler et al, 1980), por lo que se asume que la configuración estructural del basamento pre-lechos rojos, durante el Mesozoico Temprano, estuvo conformada por un sistema dinámico de horsts y grabens, que expuso a la erosión y desplazó lateralmente diferentes niveles estructurales y estratigráficos de las fajas estructurales Oaxaqueña y Huastecana (de Cserna 1971, 1976; Alfonso Zwanzinger 1978; Pilger, 1978; Anderson y Schmidt, 1980). Esta fase tafrogénica (Orogenia Palizada), fue la que originó los horsts y grabens; los primeros erosionándose y los segundos llenándose por los clastos continentales, producto de la destrucción de la cadena montañosa formada por la Orogenia Apalachiana (Fig. 8). Al mismo tiempo que había acumulación de los clásticos (facies molasse), había emisiones volcánicas fisurales con un vulcanismo de tipo alcalino (?), el cual aprovechó las grandes fallas corticales para salir y depositarse penecontemporaneamente con los sedimentos molasse de la Formación Huizachal; esta paleogeografía Permo-Triásica va a ser de aquí en adelante responsable del comportamiento sedimentológico y estructural de lo que será llamada Plataforma Mesozoica Valles- San Luis Potosí y de la Sierra Madre Oriental.



ROCAS DEL PALEOZOICO
 LIMOLITA
 ARENISCA CON ESTRATIFICACION CRUZADA
 LIMOLITA Y ARENISCA
 CONGLOMERADO
 BASAMENTO PREMESOZOICO



ESCALA APROXIMADA

Bloque diagramatico que muestra el ambiente visualizado, para
 la deposicion de las capas rojas del Grupo Huizachal en el
 Oriente de México.

UNAM	FAC. DE INGENIERIA
	Tesis Profesional
Ignacio Estrada Galvan	
Cd. Universitaria	1993

Al finalizar el periodo Triásico, la región sufre una fase compresiva, lo que se manifiesta con pliegues de fondo sobre los que se depositaron discordantemente los sedimentos del Jurásico Medio (Formación La Joya) y del Jurásico Superior (Formación Zuloaga); en el anticlinorio de Huayacocotla esta fase compresiva está indicada por la discordancia del Sinemuriano Superior Marino sobre los lechos rojos de la Formación Huizachal.

Durante el Jurásico Medio se van a depositar los sedimentos rojos continentales de la Formación Cahuasas y/o la Formación La Joya, representando una emersión relativa de las cuencas de depósito del Jurásico Inferior, que al principio tuvieron una circulación restringida de las aguas marinas. Cabe mencionar que en el anticlinorio Huizachal-Peregrina, Mixon et al (1959) reportan una discordancia angular que separa a la Formación La Boca (Huizachal de Carrillo-Bravo) de edad Triásico, de la sobreyacente Formación La Joya de edad Jurásico Medio. Esto ha sido interpretado como el resultado de una posible fase compresiva equivalente con la fase Cimeriana de Europa.

Dentro de la zona estudiada se observa sobre el Esquisto Granjeno un conglomerado de base y sobre este una columna de lechos rojos que en partes tiene sólo 10 m. de espesor y en ocasiones llegan a desaparecer, pero lo importante es que estos sedimentos van graduando, primero a areniscas finas y limolitas calcáreas, para pasar a calizas arenosas y arcillosas y, finalmente llegan a ser las calizas de la Formación Zuloaga, por

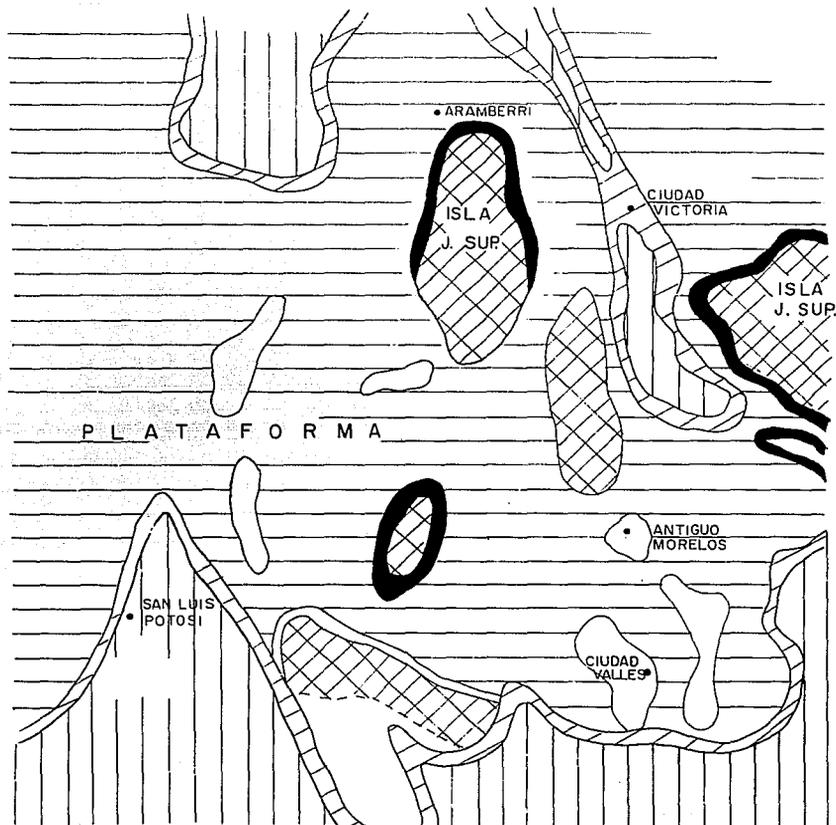
lo que los sedimentos rojos son cartografiados como la Formación La Joya y no como Formación Huizachal, quedando patente que el contacto entre las formaciones La Joya y Zuloaga es concordante y transicional al menos en el área de este estudio.

Durante el Oxfordiano-Tithoniano la transgresión marina ha avanzado lo suficiente, como para cubrir una gran parte del oriente de México, dejando las zonas más elevadas (horsts) como islas, que posteriormente serán áreas favorables para futuros arrecifes (Fig. 9).

Durante este tiempo en los alrededores de estas islas se verificó una sedimentación arcillo-evaporítica de facies lagunar y plataforma (formaciones Olvido y Zuloaga), que gradúan a sedimentos clásticos de ambiente litoral y/o lagunar marginal (formaciones La Caja, La Casita) (Carrillo-Bravo, 1961).

Por otra parte, en el subsuelo de la región de Tampico se ha identificado un sistema sedimentario de plataforma, talud y cuenca (formaciones San Andrés, Chipoco y Tamán, respectivamente) de edad Kimmeridgiano. Durante el Cretácico Inferior se depositan en la cuenca los sedimentos arcillo-calcáreos de la Formación Taraises, sobre los cuales se deposita mudstone en estratos gruesos y medianos con nódulos de pedernal de la Formación Tamaulipas Inferior, donde se encontraron microfósiles

PALEOGEOGRAFIA TENTATIVA DEL
KIMMERIDGIANO INFERIOR - OXFORDIANO (Jur. Sup)



LEYENDA

-  Facies de cuenca
-  Facies de margen de plataforma
-  Facies de plataforma
-  Facies de terrigenos
-  Islas del jurasico
-  Levantamientos interpretados por magnetometria
-  Margen de plataforma

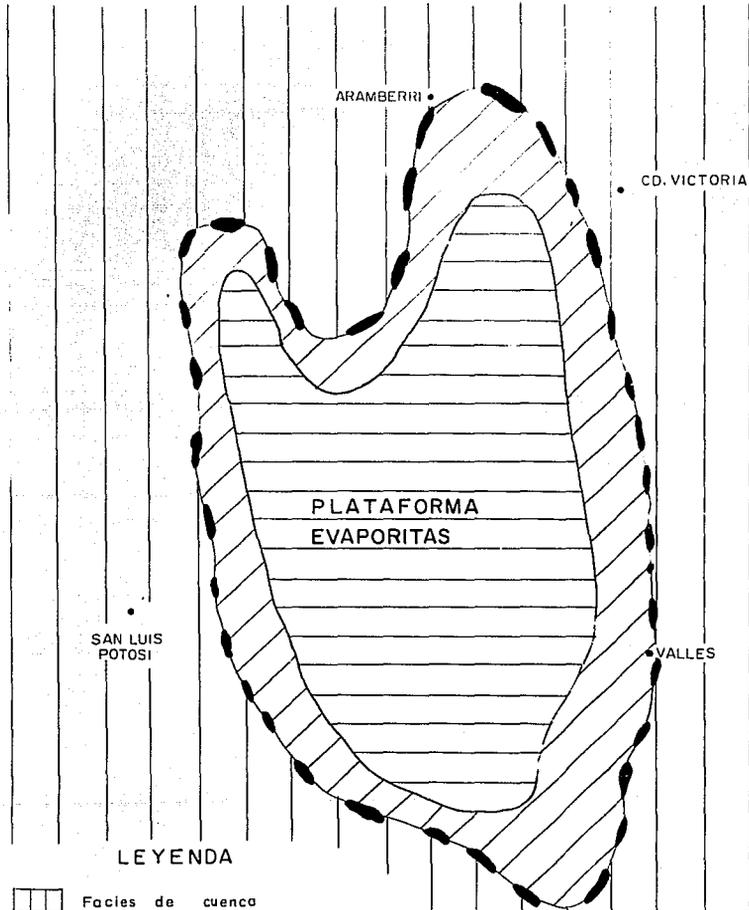
UNAM	FAC. DE INGENIERIA
	Tesis Profesional
Ignacio Estrada Galvan	
Cd. Universitaria 1993	

típicos de cuenca (Fig. 10), sobre estos sedimentos y después de una regresión marina, se depositan durante el Aptiano los sedimentos arcillo-calcáreos de la Formación Otates.

Es en el Albiano-Cenomaniano cuando las partes sureste y noroeste, del área se individualizan como una margen de plataforma (Plataforma Valles San Luis Potosí), para dar lugar al sistema sedimentario arrecifal (Formación El Abra), talud arrecifal (Formación Tamabra y/o Facies Mixtas) y cuenca (Formación Tamaulipas Superior). La porción SE queda dentro de la llamada plataforma Valles-San Luis Potosí (Fig. 11).

En la fracción noroeste afloran rocas de plataforma del Albiano-Cenomaniano (arrecife La Ascención) con su respectiva facies de talud, mientras que la porción sureste se ubica en el límite norte de la plataforma Valles-San Luis Potosí, estas dos áreas están 30 km distantes entre sí, separadas además por una cabalgadura que ocasionó que la porción oeste avanzara cuando menos 20 km al este, haciendo más patente la lejanía entre la Plataforma Valles-San Luis Potosí y el Arrecife La Ascención, si aunado a esto se despliegan las estructuras, la lejanía entre ambas sería de 50 km, y quizá más. Durante el Turoniano se depositaron estratos arcillo-calcáreos, tanto sobre la plataforma Valles-San Luis Potosí (Formación Tamasopo Inferior),

PALEOGEOGRAFIA DE APTIANO

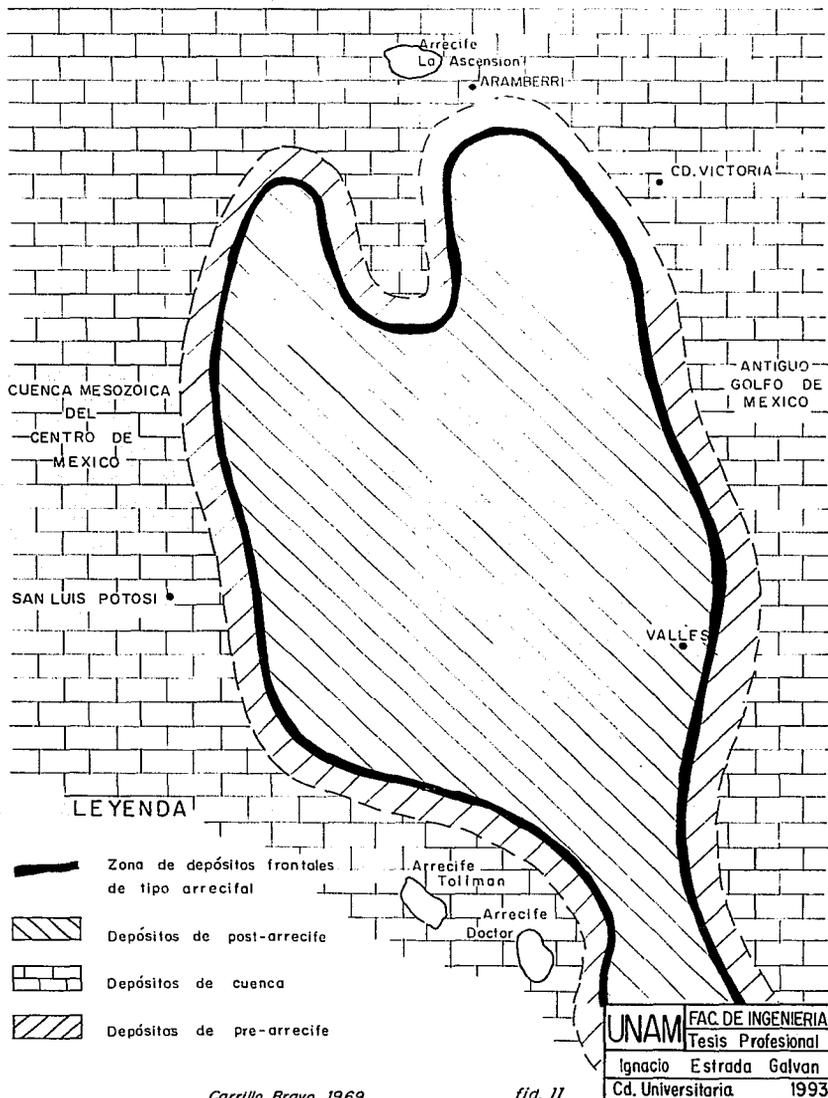


LEYENDA

-  Facies de cuenca
-  Facies de borde de plataforma
-  Facies de carbonatos lagunares
-  Facies evaporitas

UNAM	FAC. DE INGENIERIA
	Tesis Profesional
Ignacio Estrada Galvan	
Cd. Universitaria	1993

PALEOGRAFIA DEL ALBIANO - CENOMANIANO



como en la cuenca (Formación Agua Nueva). En el Coniaciano-Santoniano se depositan en la plataforma sedimentos de la Formación Tamasopo Superior, al tiempo que en la cuenca se depositaban estratos arcillo-calcáreos bentoníticos de la Formación San Felipe y finalmente durante el Campaniano-Maestrichtiano se depositaron las margas y lutitas calcáreas de la Formación Méndez, mientras que sobre la plataforma se depositaron las lutitas calcáreas de la Formación Cárdenas.

IV.2 Tectónica Terciaria (Orogenia Laramide o Hidalgoana)

Las diferentes características estructurales que presentan los pliegues de la Sierra Madre Oriental y aquellos de la margen septentrional de la plataforma Valles-San Luis Potosí, donde se localiza la zona de estudio, reflejan de una manera muy clara la secuencia depositada principalmente en el intervalo Jurásico Superior-Cretácico Superior (Sección D).

Dichos estilos de plegamiento se desarrollaron a partir de las irregularidades, tales como horsts y grabens, que conformaron la paleotopografía del basamento pre-Jurásico Superior de gran parte del oriente de México; esto es, las antiguas islas jurásicas (horsts) representan las áreas de depósito de futuros arrecifes cretácicos de estratificación gruesa a masiva, que al

tiempo de la deformación Laramide se comportan de manera quebradiza produciendo amplios pliegues dada la rigidez (alta viscosidad) tanto del basamento como de la sobreyacente columna arrecifal. Por otro lado, las secuencias sedimentarias depositadas en cuenca (grabens), a menudo se encuentran separadas del "basamento rígido" por medio de una secuencia basal de evaporitas y/o rocas arcillosas (ver secciones estructurales).

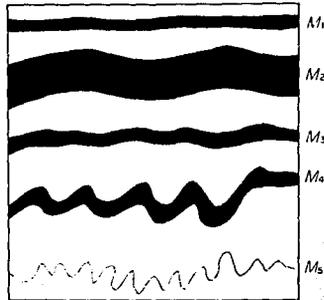
Esta secuencia basal represento una superficie potencial de "decollement", lo cual aunado a las propiedades mecanicas de mayor plasticidad de la secuencia estratificada sobreyacente (formaciones Tamaulipas, Agua Nueva, San Felipe y Méndez) causada por la presencia de capas más delgadas, si se comparan con las del arrecife, propiciaron la formación de un estilo de plegamiento más apretado. Estas consideraciones de tipo regional, son indicativas de la estrecha relación que guardan los diferentes estilos de plegamiento con el tipo de facies sedimentarias predominante en la columna de rocas involucradas en la deformación.

Hacia la parte noroeste de la región, los pliegues que se desarrollaron en sedimentos de la antigua Cuenca Mesozoica del Centro de México, son bastante apretados mostrando una notable vergencia y recostamiento hacia el oriente, así como también fallas inversas de bajo ángulo (sección A); mientras que los pliegues dentro de la plataforma, desarrollados en los carbonatos post-arrecifales y arrecifales de la formación El Abra, son

simétricos de poca amplitud y amplia longitud de onda (Sección D). Respecto al origen de los dominios estructurales delimitados, se deben fundamentalmente a diferencia en la litología y espesor de las rocas involucradas. Estos dominios estructurales aparentemente dan la impresión de que la región fue sometida a esfuerzos compresionales de diferentes magnitudes durante la Orogenia Laramide.

Estas diferencias en estilo estructural se pueden explicar a través del modelo de laboratorio llevado a cabo por Ramberg (1964), en el cual se tiene varias capas de diferente espesor y viscosidad contenidas en un medio o matriz de viscosidad menor, que al ser sometidas a fuerzas compresivas idénticas producen diferentes estilos de pliegues (Fig. 12).

Ahora bien, las ideas acerca de las trayectorias del esfuerzo compresional máximo que plegó las rocas sedimentarias de la Sierra Madre Oriental durante la Orogenia Laramide (Hidalgoana) en general han sido determinadas a partir de la orientación de las estructuras observadas; esto es, dichas trayectorias debieron estar orientadas perpendicularmente a los ejes de las estructuras producidas, sin embargo en las orientaciones que tienen las estructuras también influyeron los elementos paleogeográficos, ya que estas tienen una orientación



VISCOSIDADES

$$M_5 > M_4 > M_3 > M_2 \geq M_1 > M_0$$

Efectos del plegamiento en una serie de capas de diferentes viscosidades y diferente espesor sometidas a fuerzas compresivas idénticas.

(Ramberg, 1964)

paralela a los límites de los elementos paleogeográficos contra los que chocarán al avanzar con una dirección de suroeste a

noreste. Por otro lado las ideas acerca del mecanismo que produjo el campo de esfuerzo compresional máximo han sido un tanto controversiales.

Algunos autores han considerado que las estructuras de la Sierra Madre Oriental son el resultado de fuerzas compresivas coaxiales ("pure shear"), que actuaron en dirección perpendicular a los ejes de las estructuras observadas, comprimiendo los sedimentos mesozoicos contra las áreas continentales Pre-Jurásicas. Otros autores han agregado a estas consideraciones la variante de que la deformación estuvo también acompañada de un "décollement". Sin embargo, Padilla y Sanchez (1982), sugiere que las estructuras producidas por la deformación Laramide (Hidalgoana) en el norte y oriente de México, son el resultado del "movimiento relativo izquierdo" ("simple shear"), del sur de los Estados Unidos, que se movió hacia el WNW con respecto a México durante el Paleoceno-Eoceno Temprano. Este fenómeno tectónico produjo además un basculamiento regional hacia el noreste propiciando una tectónica de gravedad (décollement).

Esta tectónica de gravedad ha sido reportada en el flanco oriental del Anticlinorio Huizachal-Peregrina, donde existe un despegue a nivel de las evaporitas y lutitas de la Formación Olvido (Carrillo-Bravo, 1961; Ramírez-Ramírez, 1974). Por lo

tanto se piensa que como estas facies evaporíticas existen en el subsuelo del área, la deformación en la zona estudiada debió haber sido del tipo de gravedad acompañado de fuerzas compresivas (Secciones A, B, C y D).

Como conclusiones acerca del tiempo en que se verificó la deformación Laramide en esta región de México oriental, a continuación se cita lo establecido por Muir (1936, p. 140), para la región de Tampico, el que bajo criterios estratigráficos postula que los movimientos orogénicos de la Sierra Madre Oriental son posteriores al Paleoceno (Midway Superior) y anteriores al Eoceno Temprano (Wilcox Temprano).

IV.3 Tectónica Post Laramide

Posterior a la deformación Laramide los fenómenos tectónicos a nivel regional pueden resumirse como sigue:

Durante el Mioceno (?), se produjo una fase "compresiva" que generó grandes pliegues de fondo que afectaron tanto al basamento Pre-Jurásico, como a la cubierta sedimentaria sobreyacente (Tardy, 1977). Como evidencia de esta fase tectónica se puede citar el suave plegamiento que presenta una "molasse" continental del tipo Formación Ahuichila que aflora en el área de Aramberri, N.L., (Ramírez-Ramírez, 1974; Tardy et. al. 1977).

Según estos autores las grandes estructuras donde afloran rocas del basamento pre-Jurásico en la Sierra Madre Oriental se deben a este plegamiento tardío (Anticlinorio de Huizachal-Peregrina, Huayacocotla y Sierra de San Julian y Teyra). Además de esta fase tardía se tiene el inicio de las actividades magmáticas intrusivas de tipo alcalino (Sierra de San Carlos y Tamaulipas), que Robin y Tournon (1978) y Cepeda et al., (1977) han datado del Oligoceno-Mioceno. Después de esta fase "compresiva" tardi-tectónica gran parte del oriente de México estuvo sujeto a un periodo de disipación de esfuerzos acumulados.

Por último, durante el Plio-Cuaternario se deposita un conglomerado continental de edad Pleistoceno (?), que aflora en el noreste y este del área; la elevación actual de estos cuerpos de conglomerado, sobre el nivel actual de los valles aluviales representa una evidencia de que la región ha estado sujeta a un levantamiento durante épocas muy recientes (Post-Pleistoceno).

V. Geología histórica

Las rocas más antiguas que afloran en la región se encuentran en el Anticlinorio Huizachal Perregrina y pertenecen al Gneiss Novillo (Fries y Rincón-Orta 1965), las cuales se formaron a partir de sedimentos y rocas ígneas, que se acumularon en un geosinclinal que sufrió metamorfismo durante la orogenia Grenvilliana.

Sobre este basamento metamórfico se depositan dos ciclos sedimentarios el inferior formado por calizas arcillosas en la base que gradúan a rocas silíceas terminando en sedimentos arcilloarenosos pre-flysch depositados del Silúrico medio al Missisípico temprano, el segundo ciclo formado por sedimentos clásticos tipo flysch de edad Pensilvánico-Pérmico medio, estos ciclos se encuentran separados por una discordancia angular pues faltan los sedimentos del Missisípico superior (Carrillo Bravo 1961), esta discordancia así como la edad radiométrica de 333 M. A. reflejan que mientras en la zona externa de la cuenca marginal se plegaban los sedimentos Silúrico-Missisípicos en la zona interna de la cuenca un conjunto de rocas de edad equivalente, se encontraban bajo los efectos de un metamorfismo dinámico que dio origen al Esquisto Granjeno, emplazándose tectónicamente hacia el oeste sobre la zona externa.

Durante el Pérmico tardío-Triásico la región se ve afectada por horsts y grabens, esto da origen al depósito de la Formación Huizachal ocasionada por la erosión de los horsts y depósito en los grabens.

Durante el Jurásico medio se depositan los sedimentos continentales de la Formación Cahuascal y/o las evaporitas de la Formación La Joya, representando una relativa emersión de las cuencas de depósito del Jurásico inferior.

Durante el Oxfordiano-Tithoniano la transgresión marina avanza cubriendo una parte del oriente de México, dejando los horsts más elevados como islas, alrededor de las cuales se depositan arcillas y evaporitas de facies lagunar y plataforma (Formación Olvido y Formación Zuloaga), que gradúa a sedimentos clásticos de ambiente litoral y/o laguna marginal (Formaciones La Caja, La Casita) (Carrillo Bravo 1961).

V.1 Geología histórica cretácica

Durante el Cretácico inferior se depositan los sedimentos arcillo-calcáreos de la Formación Taraises, sobre la que se depositan los mudstones en estratos medianos y gruesos con nódulos de pedernal de la Formación Tamaulipas Inferior, en un ambiente de cuenca, sobre esta a consecuencia de una regresión se depositan los sedimentos arcillo-calcáreos de la Formación Otates durante el Aptiano superior.

En el Albiano-Cenomaniano en la porción sureste se forma un sistema sedimentario de margen arrecifal (Formación El Abra), talud arrecifal (Formación Tamabra) y cuenca (Formación Tamaulipas Superior), al mismo tiempo en la parte noroeste se deposita el arrecife La Ascención, las Facies Mixtas y la Formación Tamaulipas Superior de ambiente arrecifal, talud y cuenca respectivamente.

En el Turoniano-Santoniano, se depositaron las calizas arcillosas intercaladas con lutitas calcáreas laminares y bentoníticas de las Formaciones Agua Nueva y San Felipe; finalmente durante el Campaniano-Maestrichtiano se depositan las margas y lutitas calcáreas de la Formación Méndez mientras que sobre la plataforma se depositaron las calizas de la Formación Tamasopo y las lutitas de la Formación Cárdenas.

V.2 Geología histórica cenozoica

Al término del ciclo sedimentario mesozoico, la región es afectada por la Orogenia Laramide del Paleoceno que provoca el desprendimiento (decollement) de la cubierta mesozoica al nivel de los yesos de la Formación Olvido, responsable de la formación de anticlinales y sinclinales de dirección sensiblemente norte-sur y de la cabalgadura frontal de la Sierra Madre Oriental.

Durante el Eoceno-Oligoceno se depositan sedimentos continentales de la Formación Ahuichila y por último durante el Plio-Cuaternario se deposita un conglomerado continental y unos sedimentos lacustres que afloran en el noreste del área.

VI. Consideraciones económicas

En general la región es pobre en yacimientos minerales susceptibles de ser explotados económicamente, en el área de estudio existe una mina que extrae talco de las rocas metamórficas (Esquisto Granjeno).

También existen pequeñas minas (catas) la mayoría de ellas abandonadas, de las que se extraía fosforita la cual está presente en forma de horizontes dentro de la Formación La Caja, estos horizontes tienen espesor variable alcanzando hasta 0.80 m, sin embargo la cantidad de fosforita varía lateralmente por lo que cuando la extracción ya no es rentable las minas son abandonadas.

En la región existen grandes afloramientos de yesos masivos que son susceptibles de explotarse fácilmente, pues están bien comunicados y su costo de extracción sería mínimo.

VII. Conclusiones y recomendaciones

VII.1 Conclusiones

El basamento está constituido por rocas de metamorfismo regional de bajo grado, pertenecientes al Esquisto Granjeno.

El contacto entre la Formación La Joya y el Esquisto Granjeno es discordante marcado por un conglomerado en la base de la Formación la Joya que marca el inicio de la transgresión marina en el Jurásico Superior, mientras que el contacto entre las formaciones La Joya y Zuloaga se observó concordante y transicional.

En el Albiano-Cenomaniano se desarrolla la plataforma de Valles-San Luis Potosí al sureste, al mismo tiempo se desarrolla el arrecife La Ascención en la noroeste.

El arrecife La Ascención no es correspondiente con la región noreste de la plataforma Valles-San Luis Potosí, lo que evita que dicho arrecife sea tomado como testigo de la continuidad entre las plataformas de Valles-San Luis Potosí y de Coahuila en esta región.

En la parte noreste del área se depositaron sedimentos lacustres en el Plioceno-Pleistoceno.

El avance mínimo de la cabalgadura de la secuencia del mesozoico fue de 18 km hacia el este.

El basamento representado por el Esquistos Granjeno, y la Formación la Joya cabalgaron con la secuencia sedimentaria Mesozóica hacia el este.

A la altura del poblado de Zaragoza la orientación de la cabalgadura cambia de noroeste-sureste a este-oeste en un tramo de 13 km, al fin del cual cambia nuevamente su orientación a norte-sur a través del cañon de Guadalupe.

La secuencia sedimentaria de cuenca que cabalga de oeste a este (incluyendo al arrecife la Ascención), se colisiona con la paleoplataforma Valles-San Luis Potosí; esto ocasiona que las estructuras involucradas en la secuencia cabalgante sufran cambios de orientación y sean más apretadas en la región de colisión.

VII.2 Recomendaciones

Se recomienda tratar de establecer la geometría del depósito de la Formación La Joya, pues su espesor se hace más potente hacia el este.

En años anteriores catedráticos de la Universidad Autónoma de Nuevo León, encontraron en rocas del Jurásico Superior al parecer calizas (Formación Zuloaga) los restos de un Ictiosaurio (V. Hugo Garduño, comunicación personal) por lo que sería conveniente hacer estudios paleontológicos en la region.

Se recomienda hacer estudios geofísicos, para tratar de delimitar la porción de la plataforma de Valles-San Luis Potosí que está cubierta por el alóctono (cuenca), que potencialmente son rocas almacenadoras de hidrocarburos.

Se recomienda estudiar con detalle la porción central, para dar una mejor idea de los límites del bloque que se encuentra cabalgando, dentro del cual está incluido el basamento.

Por último, se recomienda estudiar los sedimentos lacustres presentes en la porción noreste, para conocer el origen de su cuenca de depósito y la edad en que se depositaron.

Bibliografía

Alfonso-Zwanzinger, J., 1978. Geología Regional del Sistema Sedimentario Cupido: Bol. Asoc. Mex. Geólogos Petroleros, V.30. p. 1-56.

Anderson, T.H., Schmidt, V., 1980. The Evolution of Middle America and the Gulf of Mexico Caribbean Sea Region During Mesozoic time: in the Origin of the Gulf of Mexico and the Early opening of the Central North Atlantic Ocean, a Symposium; Baton Rouge,, La. Lousiana State Univ., p. 99-100 (resúmen)

Bonet, F., 1963. Biostratigraphic notes on the Cretaceous of eastern Mexico: in Geology of the Peregrina Canyon and Sierra de El Abra, Mexico, Corpus Christi. Geol. Soc. Ann. Field Trip Guide Book p. 36-48.

Burkhardt, 1930. Etude synthetique sur le Mesozoique Mexicain: Mem. Soc. Pal. Suisse v. 49-50, p. 280.

Carrillo-Bravo, J., 1956. Notas sobre el Paleozoico de Cd. Victoria, Tamps.: Bol. Asoc. Mex. Geólogos Petroleros V 24, Nos. 7, 9.

-----1961. Geología del Anticlinorio de Huizachal-Peregrina, al NW de Ciudad Victoria, Tamps.: Bol. Asoc. Mex. Geólogos Petroleros. V. 13, p. 1-98.

-----1969. Plataforma Valles-San Luis Potosí Sierra Madre Oriental-Altiplano Mexicano: Inst. Mexicano del Petroleo. Seminario sobre Exploración Petrolera, Mesa Redonda No.6.

Colín-Mercado, D., 1980. Reconocimiento Geológico del Prospecto Ascención, Informe Geológico No. 597, (Reporte Privado de PEMEX, (inédito).

Cserna, Zoltan de, 1971. Precambrian Sedimentation, Tectonic and Magmatism in Mexico: Geol. Rundschau, V. 60, p. 1488-1513.

-----1971. Taconian (early Caledonian) deformation in the Huastecan Structural Belt of eastern Mexico: Am. Jour. Sci. V. 271, p. 544-550.

De la Fuente J.M., 1970. Exploración Geológica del area Presadereo Zaragoza, N.L. IG-543, (Inédito).

Dewey, J.F. y Burke, K.C.A., 1973. Tibetan, Variscan and Precambrian basement reactivation products of Continental Collision: Jour. Geol. V. 81, p. 683-692.

Garrison, J.R.J., 1978. Reinterpretationat isotopic age data from the Granjeno Schist, Ciudad Victoria, Tamaulipas: Univ. Nal. Auton. México, Inst. Geología, Revista, V.2, No.1, p. 87-89.

Garrison, J.R.J., Ramirez-Ramirez, C., and Long, L.E., 1980. Rb-Sr isotopic study of the ages and provence of Precambrian granulite and Paleozoic greenschist near Ciudad Victoria, México, in the Origin of the Gulf of Mexico and the early opening of the Central North Atlantic Ocean a Symposium, Baton Rouge, La., Lousiana State Univ., p. 37-49.

GYMSA, 1982. Exploración Geológica Petrolera de Semidetalle del
Prospecto Villa Hidalgo Nuevo León-Tamaulipas, (Inédito)

IGASA, 1982. Exploración Geológico-Petrolera de Semidetalle del
Prospecto Aramberri Nuevo León-Tamaulipas, (Inédito).

-----1982. Estudio Geológico de Semidetalle del Prospecto Tula,
Tamps.: Informe Geológico (Inédito).

Longoria, J.F., 1974. Acerca del Limite Aptense Albense en
México: Bol. Soc. Geol. Mexicana, V. 35, p. 38-40.

Matauer, M., 1976. Las deformaciones de los Materiales de la
corteza terrestre, Editorial Omega, Colección Métodos.

Mixon, R.B., Murray, G.E., and Díaz, G.T., 1959. Age and
correlation of Huizachal Grupo (Mesozoico) State of
Tamaulipas, Mexico: Am. Assoc. Petroleum Geologist, Bull, V.
43, No. 4, p. 757-771.

Muir, J.M., 1934. Limestone Reservoir Rocks in the Mexican Oil Fields: In: Problems of Petroleum Geology, p. 337-398, Tulsa, Oklahoma, U.S.A.

Padilla y Sanchez, R.J., 1982. Geologic evolution of the Sierra Madre Oriental between linares, Concepcion del Oro, Saltillo and Monterrey, Mexico: Univ. Texas at Austin, Ph. D. Dissertation, (inedito), 276 p.

Petroleos Mexicanos, 1965. Reconocimiento Geológico del area Tula, Albercas, Tamps. y la Presa de Guadalupe, S.L.P.: Informe Geologico No. 512 por Eliseo Reyes Domínguez (inédito).

Ramberg, H., 1964. Selective buckling of composite layers with contrasted rheological properties; Tectonophysics, V.1, p. 307-341.

Ramírez-Ramírez, Calixto., 1974. Reconocimiento Geológico de las zonas metamórficas al poniente de Cd. Victoria, Tamaulipas: Univ. Nal. Auton. México, Fac. Ingeniería, Tesis Profesional, 78 p., México, D.F. (inédito).

-----1978. Reinterpretación tectónica del Esquistos Granjeno de Ciudad Victoria, Tamaulipas: Univ. Nal. Auton. México, Inst. Geología. Revista V. 2, p. 31-36.

-----1981. Pre-Mesozoic Geology of Huizachal-Peregrina Anticlinorium, Near Ciudad Victoria, Northeastern México, (abs.): Geol. Soc. Amer. Abst. Progr. V.13, p. 102.

Salvador, A. y Green, A., 1980. Opening of the Caribbean Tethys (origin and development of the Caribbean and the Gulf of Mexico) in Geologie des Chaines alpines issues de la Tethys; Auboin, J., et al. Coordinators: Fr., Bur. Rech. Geol. Minieres, Mem. 115, p. 224-229.

SERTESA., 1983. Estudio de Geología Superficial de Detalle Geológico, Prospecto Llera, Estado de Tamaulipas, PEMEX, Zona Norte, I.G.-642 (inédito).

Tardy, M. y Ruiz Barragan R., 1974. Sobre la observación directa del "Decollement" de la cobertura Mesozóica del Sector transversal de Parras sobre el flanco oriental del

Anticlinal de San Julian, Sierra Madre Oriental, estado de Zacatecas, México: Univ. Nal. Auton. México, Inst. Geol. Revista Serie Divulgación No. 2, p. 29-37.

Tardy, M. et. al., 1975. Observaciones Generales sobre la Estructura de la Sierra Madre Oriental: La aloctonía del Conjunto Cadena Alta y Altiplano Central, entre Torreón, Coah., y San Luis Potosí, S.L.P., México Univ. Nal. Auton. México, Inst. Geol.. Revista Divulgación, No. 1, p. 1-11.

Tardy, M., Ramírez-Ramírez, C., y Patiño-Avila, M., 1976. El Frente de la Napa de Parras (Conjunto Cadena Alta Altiplano Central) en el área de Aramberri, N.L., Sierra Madre Oriental, México: Univ. Nal. Auton. México, Inst. Geol. Revista, No. 2, p. 1-12.

UNAM, Facultad de Ingeniería, 1979. "Estudio Geológico del Prospecto Concepción del Oro, Zacatecas", (Inédito).