



FACULTAD DE INGENIERIA
División de Ingeniería en Ciencias de la Tierra

GEOLOGIA HISTORICA

DE



MEXICO

por el Geólogo

FRANCISCO VINIEGRA OSORIO

1992

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

ESTADO DE MEXICO

SECRETARIA DE EDUCACION PUBLICA



SECRETARIA DE EDUCACION PUBLICA

MEXICO

SECRETARIA DE EDUCACION PUBLICA

SECRETARIA DE EDUCACION PUBLICA

Primera Edición: 1992

Formato y diseño: Lic. Arturo Cárdenas

Cuidado Editorial: Ing. Geol. Eduardo Ruiz Noriega

Impresión: SESIAB, S.A. de C.V.

Hecho en México

SECRETARIA DE EDUCACION PUBLICA

G- 611346

APUNTE 94-A FACULTAD DE INGENIERIA UNAM.



611346

G.- 611346

Dedico este libro a la eterna memoria de mi difunto padre, el Dr. Fermín Viniestra L. quién dedicó su vida al magisterio, dando la cátedra de "Ginecología y Partos", en la Facultad de Medicina de la U.N.A.M. en la Ciudad de México durante cuarenta años.

Francisco Viniestra O.



FACULTAD DE INGENIERIA

CD

INDICE

Página

PRESENTACION**INTRODUCCIÓN**

Datos geográficos de la República Mexicana	3
Orografía	3
Climocuenca central	4
Península de Baja California	5
Hidrografía	5
Antecedentes geológicos	6

CAPITULO I**ELEMENTOS BASICOS DE GEOLOGIA HISTORICA**

Introducción	7
La tierra archivo viviente del pasado	8
Distribución global de la vida	10
La escala del tiempo	10

CAPITULO II**PRINCIPIOS GEOLOGICOS**

Los primeros canales marinos	13
La ley de la superposición	13
Cronología estratigráfica	15
Grupos y unidades geológicas	16
Períodos y Epocas	17
Geosinclinal	19

CAPITULO III**EL EON CRIPTOZOICO**

Escudos	24
Clima	27
Marco Geológico Pre-cámbrico mexicano	28
El Proterozoico en México	29

CAPITULO IV

ERA PALEOZOICA

El período Cámbrico	35
Geosinclinales del Paleozoico	35
Paleozoico en Chihuahua	40
Primeros indicios del Cámbrico en México	41
Localidad Tiñu Oaxaca	43
Clima	43
El período Ordovícico	45
Orogenia Taconiana	54
Clima	54
El período Silúrico	55
Anticlinorio Huizachal Peregrina	57
El período Devónico	62
El período Carbonífero	68
Mississippico-Pensilvánico	68
Pensilvánico de Sonora	73
Flora y Fauna del Carbonífero	78
El período Pérmico	79
Orogeno de Kober	79
El geosinclinal Paleozoico mexicano	83
Sistema Marathon-Ouachita	83

CAPITULO V

LA ERA MESOZOICA

Sistema Triásico	91
Lechos rojos	94
Clima	95
Invertebrados marinos	96
Sistema Jurásico	98
Jurásico inferior	98
Lias-Hettangiano	98
Sinemuriano	100
Jurásico medio (malm)	107
Calloviano	108
Oxfordiano	110
Cuencas salinas del Jurásico	110
Cuba y el caribe	114
Final del Oxfordiano y principios del Kimmeridgiano	119
Sedimentos calcáreos de plataforma y cuenca	126

Sistema Cretácico	130
Cretácico inferior	130
La gran inmersión de Norte América y la formación final del Océano Atlántico	133
Estratigrafía y nomenclatura formacional	139
Tectónica profunda	150
Tectónica superficial	151
Breve historia geológica de Centro América y las grandes antillas	154
Yacimientos económicos	157
Cretácico superior	159
Antefosas orogénicas del Cretacico (turbiditas)	165
Región del caribe	171
Yacimientos económicos	171
Hidrocarburos	173
Provincias tectónico-volcánicas	175

CAPITULO VI

ERA CENOZOICA

Eje Neovolcánico	177
Paleoceno	179
Paleoceno-Eoceno	182
Eoceno	182
Cuenca de Tampico Nautla	185
Macizo de Teziutlán	188
Cuenca de Veracruz	193
Centro América	200
Región occidental y central	201
Cambios físicos notables en la Era Cenozoica	210
Recursos económicos	210
Fauna	212

BIBLIOGRAFIA

215

PRESENTACION

Como Geología Histórica de México designó el Geólogo Francisco Viniestra Osorio, a este texto, no breve, que será un valioso complemento del curso: "Geología Histórica", que se imparte a los alumnos de la carrera de Ingeniero Geólogo de la Facultad de Ingeniería de la U.N.A.M. Pero no solamente será valioso para los estudiantes de la carrera mencionada, pues sin temor a exagerar será también de gran ayuda para todos los estudiosos de las ciencias de la tierra, llámense geólogos, mineros, petroleros, geofísicos, paleontólogos u otros. Como geólogo, tuvo Francisco Viniestra la oportunidad de vivir el desierto en el norte y noroeste del país, donde las secuencias litológicas y sus rasgos estructurales se observan como un libro abierto, que al leerlo o interpretarlo proporciona una gran riqueza de conocimientos; vivió también el altiplano, las planicies costeras y el trópico húmedo, y si no encontró un libro abierto como en el desierto, de los escasos afloramientos y de la información de subsuelo llegó a conocer las secuencias litológicas, sus estructuras y su evolución histórica. El amplio y profundo conocimiento que tiene Francisco Viniestra del territorio nacional es el resultado de más de 50 años de ejercicio profesional, que le han permitido vivir intensamente distintos y muy variados ambientes geológicos. Esas vivencias de campo que ha tenido y el minucioso análisis de gabinete le han permitido arrancar al terreno las respuestas a las múltiples interrogantes que se le plantearon, para deducir su evolución histórica. El geólogo, dice Viniestra Osorio, no debe ser solamente un buen observador, pues la geología para entenderla hay que sentirla y solo sintiéndola se asimila y así se logran modelos geológicos verdaderos. Formador de varias generaciones de ingenieros geólogos, como profesor titular de la asignatura Geología Física, supo despertar en sus alumnos el amor e interés por la geología, su clara exposición, fruto de sus conocimientos y experiencia y su gran facilidad para ilustrar sus explicaciones, hacían de él un excelente y solicitado maestro. Comenta de él uno de sus alumnos que una vez que describía en el pizarrón la acción erosiva del agua, por lo ilustrativo de su dibujo sólo faltaba que apareciera el agua. El lector encontrará en el trabajo de Viniestra información e interpretación que nunca antes ha sido conocida y sin duda disfrutará su lectura.

La Facultad de Ingeniería de la Universidad Nacional Autónoma de México se enorgullece de contar con hijos agradecidos como Francisco Viniestra Osorio miembro de la primera generación de geólogos egresados de la Escuela Nacional de Ingenieros, quien además de demostrar su excelencia en la cátedra deja un legado para las generaciones futuras como su libro GEOLOGIA HISTORICA DE MEXICO.

MARIANO RUIZ VÁZQUEZ

INTRODUCCION

Datos geográficos de la República Mexicana

Al acudir a lo ya escrito sobre las formas fisiográficas, que son tan indispensables para el mejor conocimiento de la paleogeología, tectónica y evolución volcánica de nuestro país, se darán a continuación los datos de más interés geográfico, orográfico y fisiográfico, del territorio nacional (fig. 1).

La superficie de la República Mexicana es de 1,980,000 kilómetros cuadrados. Su morfología es la de una cornucopia, cuya parte más amplia está localizada en el norte y su posición más estrecha al sur-este. Por el norte colinda con los Estados Unidos de Norte América, en una línea sinuosa de más de 2,370 km de longitud. Al sur-este, con Guatemala y Belice, con un desarrollo de unos 900 km.

Orografía

Los grandes sistemas montañosos corren casi siguiendo paralelamente las costas del Pacífico y del Golfo, de sur-este a noroeste y con alturas que varían entre los 600 y 5000 m. A estas cadenas montañosas se les ha asignado los nombres de Sierra Madre Oriental, Sierra Madre Occidental y Sierra Madre del Sur. La primera y la última se unen en el extremo oriental del estado de Oaxaca y casi desaparece su forma orográfica en la región ístmica para volver a aparecer otro sistema orográfico en Chiapas, el cual se conjuga con el cinturón montañoso de Guatemala, proveniente de Honduras y Belice, y orientado de este a oeste, antes de incorporarse a la Sierra de Chiapas con orientación NW-SE.

Asociado al sistema orogénico de las sierras y siguiendo una orientación en forma ligeramente arqueada, con la concavidad dirigida al norte, está el llamado Eje Neovolcánico que se proyecta desde la costa de Jalisco hasta el Golfo de México siguiendo los estados de Jalisco, norte de Michoacán, México, Morelos, Tlaxcala, Puebla y termina en las costas de Veracruz, al norte del puerto del mismo nombre, en la Sierra de Chiconquiaco. Situados en este espinazo erizado de aparatos volcánicos, están los conocidos volcanes del Jorullo, Parícutín, Popocatepetl, Iztaccihuatl, y Pico de

Orizaba, este último con una altura de 5,665 m.s.n.m.; el de mayor altura en el país.

Respecto a la Sierra Madre Oriental, su dirección es paralela a las costas del Golfo de México, desde el nor-oeste de Oaxaca hasta las vecindades de la ciudad de Monterrey. Entre esta localidad y Saltillo, se bifurca formando dos ramales; uno que sigue la dirección N-NW hasta llegar al río Bravo, y otro dirigido hacia el oeste que podría denominarse geográficamente como sistema montañoso transversal Torreón-Saltillo. En el área de Torreón, este ramal nuevamente vuelve a cambiar de dirección y se dirige rumbo NW-SE incorporándose a la Sierra Madre Occidental en Durango y Chihuahua.

Bajo estas condiciones orográficas del país, la porción central, corresponde a lo que se ha llamado el Altiplano Mexicano que en realidad no forma topográficamente, una zona amplia y plana ya que también están presentes pequeñas serranías que rompen su continuidad morfológica. Acertadamente el Dr. J.G. Aguilera le llamó Clinocuenca Central^(*), pues verdaderamente forma una gran cuenca entre la Sierra Madre Occidental, Sierra Madre Oriental y el Eje Neovolcánico, inclinada ligeramente hacia el norte donde su altura es decreciente hasta llegar a la frontera con los Estados Unidos de Norte América.

Marginadas al oriente y al poniente de las dos grandes cadenas montañosas quedan localizadas la planicie costera del golfo, incluyendo en esta designación a la península yucateca. En el occidente, más accidentada por volcanismo, está la región costera del Golfo de California, y del Pacífico; Michoacán, Guerrero y Oaxaca que, con topografías accidentadas decrecientes, se internan prácticamente en el mar, lo que hace de las costas del Pacífico los balnearios más hermosos del mundo.

En Chiapas la zona costera es relativamente baja y plana. La sierra comprende dos altos y una depresión con orientación NW-SE. El primer elemento está situado en el extremo occidental siguiendo una línea paralela a la costa formando un espinazo y se le designa geológicamente, como *Macizo de Chiapas*.

(*) En la cátedra de Geología Física, 1937

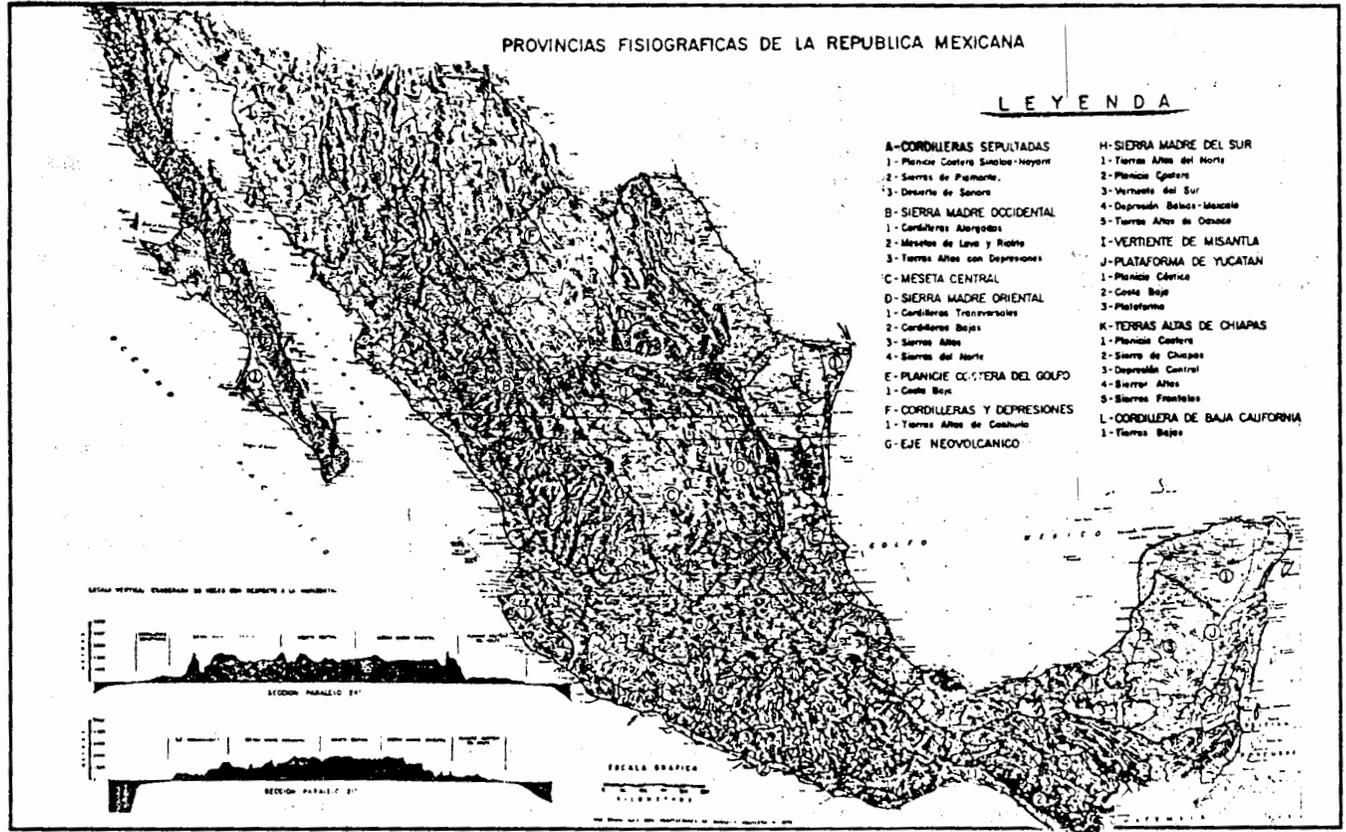


Figura 1

Por el nor-oeste se prolonga hasta la región transístmica donde casi desaparece, para surgir por el poniente el complejo montañoso de la Sierra Madre del Sur.

Entre este alto, o Macizo de Chiapas y el también llamado Altiplano Chiapaneco, está localizada una depresión donde queda ubicada la ciudad de Tuxtla Gutiérrez. Se le designa geográficamente como la Depresión Central de Chiapas y su origen geológico está aceptado como un graben o bloque hundido entre dos grandes fallas de tensión.

Respecto a la Sierra de Chiapas, algunos autores la designan como Sierra Madre de Chiapas y otros la incorporan a la Sierra Madre del Sur, geográfica y geológicamente no tiene alguna relación con ésta, en virtud de que ambas son unidades orográficas que las separa su origen geológico y caracteres fisiográficos como es el estrangulamiento en la región ístmica.

Clinocuenca Central

La Clinocuenca Central corresponde a toda la unidad fisiográfica y geológica de la Altiplanicie Central de México y de acuerdo con este criterio "La Mesa del Norte en Coahuila" (*N. Garfias-Chapin 1919*) no es sino la prolongación septentrional de aquella.

Los tres grandes sistemas orográficos que la enmarcan, le dan a la clinocuenca, unas características morfológicas especiales, puesto que en el norte, entre los estados de Chihuahua y Coahuila, la cadena montañosa que alcanza hasta Ciudad Juárez, divide a dicha cuenca en dos áreas casi planas de clima desértico con depresiones o bolsones de drenaje centripeto. Estas dos grandes áreas (*fig. 1*) tienen una explicación geológica respecto a su morfología y origen como se verá más adelante.

Península de Baja California

En el extremo nor-occidental del país está localizada la península de la Baja California cuya área de contacto con la República Mexicana es mediante una angosta franja terrestre, prolongación del estado de Sonora. Al oriente la península está limitada por el Mar de Cortés o Golfo de California, anteriormente llamado, durante la Colonia, "Mar Bermejo".

Esta franja peninsular de 1,200 km de largo y orientada NNW-SSE actualmente la componen los estados de Baja California Norte y Baja California Sur. El estado del norte es abrupto en su flanco oriental (Sierra San Pedro Mártir); más abajo aunque accidentado, es el flanco occidental que drena al Océano Pacífico. En la parte central, precisamente en donde se dividen los estados, en el área de Guerrero Negro, la península se amplía y se proyecta hacia el poniente formando una pequeña península (Punta Eugenia) que con la Isla de Cedros al NW, forma la gran bahía y Golfo de Sebastián Vizcaino.

Continuando hacia el sur, en un clima siempre desértico, que caracteriza a toda la península, la Sierra San Pedro Mártir del Norte se une al complejo volcánico y sedimentario de la Sierra de La Giganta. El extremo sur occidental menos accidentado aunque de costas escarpadas, es más plano formando llanuras desérticas ocasionales. En el sur la topografía vuelve a hacerse abrupta terminando en Cabo San Lucas con farallones en el mar, que son testigos mudos de antiguos perfiles de tierras que han quedado sumergidas, ante el avance destructivo del mar.

A la República Mexicana, la rodean en su periferia, como si fuera una gran península, más de 9,500 km de costa y una superficie con plataformas marinas de 378,000 km².

Pocos países tienen un potencial económico marino como México, amén de sus reservas mineras, petroleras, forestales, agrícolas, etc. En otras palabras, México visto bajo el análisis de un geólogo que conozca con bastante detalle toda su superficie y gran parte de su subsuelo, estará en condiciones de dictaminar cuáles y cuántas pueden ser las riquezas explotables que contiene.

Ya un gran mexicano y geólogo que entregó tributo a la tierra, con gran visión formó las cartas geográficas de la República Mexicana con información geológica,

orográfica, hidrológica, minera, etc., para mostrar el potencial económico que tiene la República Mexicana. Este hombre que trabajó incansablemente sin llegar a ser verdaderamente comprendido y valorizada su labor, fue el Ing. Geólogo Juan B. Puig de la Parra y la dependencia por él creada fué la Comisión de Estudios del Territorio Nacional (CETENAL), ahora Dirección General de Geografía dependiente del Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática (INEGI).

Hidrografía

La vertiente oriental de la República Mexicana está bañada por varios ríos uno de los cuales, el Río Bravo, también llamado en los EE.UU. Río Grande, forma, a lo largo de su trayecto parte del límite político entre México y los Estados Unidos, y se localiza en el centro-norte, entre los meridianos 107 y 106 de longitud oeste, para terminar en el Golfo de México en el paralelo 28 de latitud norte.

Este gran río que nace en la vertiente oriente de las Rocallosas en el estado de Colorado, EE.UU. es el más grande que baña el norte del territorio nacional, otros ríos como el Soto la Marina, Pánuco, Tamesí, Nautla, Pantepec o Tuxpan, Cazonas y Pescados, Papaloapan, Coatzacoalcos, Grijalva y Usumacinta se localizan en la llanura costera desde el sur de Tamaulipas hasta el estado de Tabasco; sus cauces son relativamente grandes sin ser por lo general navegables y sus cursos son divagantes formando amplios meandros al seguir la línea de máxima pendiente en la amplia faja de su superficie plana y casi horizontal que es la llanura costera, antes de drenar al mar.

Todos estos ríos tienen su nacimiento en las sierras; Sierra Madre Oriental, Sierra Madre del Sur y Sierra de Chiapas, donde sus aguas se mueven en valles de gargantas angostas, con despeñaderos y cascadas (ríos en su etapa de juventud) antes de continuar su curso por la planicie del Golfo.

Esta entrada tan brusca, de los ríos con pendientes fuertes y corrientes de altas velocidades a las superficies casi horizontales de la planicie de la llanura costera, ha ocasionado fuertes erosiones en los lugares de dichos cambios de pendiente.

Un caso típico de este fenómeno mecánico-hidrológico es el afluente del Río Papaloapan, el Río Tonto,

cuyo nombre es bastante sugestivo sobre el movimiento de sus aguas, que en la superficie, cerca de la garganta de entrada, se ven tranquilas, sin embargo a profundidad llevan grandes velocidades y la fuerza de la corriente, ha erosionado profundamente las rocas en ese lugar, teniendo profundidades de más de 15 m antes de volverse a levantar su lecho o incorporarse al Río Papaloapan.

Las costas del Pacífico son más escarpadas; los ríos con fuertes pendientes, drenan rápidamente al Océano Pacífico. Entre los más importantes está el Río Concepción, Río Sonora, Río Yaqui y Río Mayo en el estado de Sonora, en Sinaloa están el Río Fuerte, el Sinaloa, el Humaya, el San Lorenzo, el Elota, el Presidio, el Tamazula, Río Piaxtla y en Nayarit el Río Acajoneta que nace en la sierra de Tepehuanes, Dgo.; en los límites de Nayarit y Jalisco el Río Santiago. También dignos de mención son los ríos: Purificación en Jalisco, Balsas entre Michoacán y Guerrero; Papagayo en Guerrero y Verde y Tehuantepec en Oaxaca.

La península de la Baja California, no la baña ningún río de importancia, ya que la precipitación media anual es muy pobre, pues a veces pasan varios años antes de que caiga la suficiente lluvia para humedecer la extensa aridez de su territorio. El Río Colorado, que nace en el norte de los EE.UU., sirve de división política al estado de Sonora y drena al Golfo de Baja California, estando en formación un delta en su desembocadura.

En igual condición hidrográfica está la península de Yucatán, plana sin una topografía accidentada notable, no tiene ningún río de importancia y sus características litológicas, originan aguas subterráneas, las cuales encuentran su salida al mar por conductos subterráneos debido a su topografía kárstica y a su origen arrecifal.

Antecedentes Geológicos

Se supone que a lo largo de la parte central del territorio nacional se produjo, al final del Pre-Cámbrico, una depresión, la cual estuvo activa hasta el Meso-Cretácico con variantes en sus contornos a través de las Eras Paleozoica y Mesozoica. Así que a esta artesa, colmada con sedimentos de origen funda-

mentalmente marinos, se le ha designado como Geosinclinal Mexicano y si estuvo activa durante todo ese tiempo es posible que se ajuste a ese principio tectónico-sedimentario. Esto se discutirá más adelante.

Las Sierras Madre que casi marginan esta antigua depresión tienen una edad más joven que ésta; la evolución de ellas además, tiene otro origen y varía su constitución litológica.

La Sierra Madre Oriental se caracteriza por estar formada en su mayor parte, incluyendo la Sierra Transversa Torreón Saltillo, por rocas sedimentarias del Mesozoico. Contiene ventanas de erosión en Tamaulipas, (Anticlinorium Huizachal, J. Carrillo Bravo) de rocas metamórficas y Paleozoicas, más hacia el sur hay otra ventana de erosión del Pérmico, en el Anticlinorium de Huayacocotla, Ver.

A la Sierra Madre Occidental la forman, casi en toda su extensión, rocas ígneas volcánicas e intrusivas, con exposiciones de metamórficas y rocas sedimentarias Proterozoicas, Paleozoicas y Mesozoicas hacia el extremo noroeste.

La Sierra Madre del Sur la constituyen rocas volcánicas, rocas intrusivas y metamórficas coronadas por rocas sedimentarias marinas del Mesozoico Tardío, especialmente hacia su extremo oriental donde se integra, al extremo sur de la Sierra Madre Oriental.

La Sierra de Chiapas está formada de rocas Mesozoicas y del Cenozoico Temprano, formando un complejo orogénico que nace, desde el extremo occidental de Honduras y continua con rumbo este-oeste hacia Guatemala y antes de conjugarse con la Tectónica de Chiapas. A todo este sistema se le ha designado Cinturón Tectónico Chiapas-Guatemala (*Roberto A. Leian, 1976*). Al poniente del estado de Chiapas-Guatemala, a todo lo largo y paralelo a la línea costera, está emplazado un gran batolito granítico conocido como el Macizo de Chiapas, de edad probablemente Paleozoico Tardío o Mesozoico Temprano.

Así a grandes rasgos, se presenta actualmente la geología muy generalizada del país y más adelante podrá, con este panorama geomorfológico, comentarse su evolución histórico-geológica con mayor detalle con la información crono y lito-estratigráfica obtenida de varias fuentes informativas.

CAPITULO I

Introducción

La historia geológica de México está íntimamente ligada a la de Norteamérica o sea a la de los Estados Unidos y del Canadá. Sin tener antes un conocimiento general de lo que aconteció miles de millones de años atrás en esta parte de la superficie de la tierra, sería tan inútil como tratar de imaginarse una planta sin raíz.

Acudiremos primeramente, situándose en el espacio como planeta y nuestra posición dentro del sistema solar al que pertenecemos.

Nuestro planeta de forma bien conocida, es decir una esfera, como los demás planetas que giran alrededor del sol, tiene un diámetro de 13,000 km, aproximadamente.

Ahora que con la navegación espacial han podido ser fotografiados varios planetas de nuestro sistema solar, se está llegando a la conclusión que el único planeta habitable, dentro de nuestro sistema solar es la tierra. Estas deducciones han llevado a los científicos, a formularse estas preguntas: por qué?, qué fenómenos físicos, químicos, etc.? o, a qué leyes de la naturaleza se debe que nuestro planeta sea diferente de los demás?. Estas preguntas por ahora no tienen contestación, y es el mayor reto al que se haya enfrentado la mente escrutadora del hombre.

Quizá en alguna parte, dentro de los orígenes de la Tierra y su evolución histórica, están algunas de las contestaciones a tantas preguntas, especialmente las que se refieren a la aparición de la vida, cómo se inició ésta, cuándo, porqué, y en dónde?.

"La tierra es un enorme cementerio, donde las rocas son las lápidas, y los seres muertos han escrito sus propios epitafios" Louis Agassiz (en Shuchert y Dumbar 1946).

En este pensamiento de Agassiz se resumen los fundamentos de la geología y las ciencias afines a ella. El tener la habilidad de leer cada epitafio y profundizarse en él, comprender, sentir cada uno de estos mensajes; en ello está el secreto para que el geólogo pueda internarse en los secretos de esta maravillosa ciencia de la tierra.

Entre los orientales existe un concepto filosófico de la vida que se refiere a que ellos no ven únicamente el aspecto físico y exterior de las cosas, sino que tratan de sentir el objeto. Esta facultad en la ciencia de la tierra, se puede aplicar a cada exposición de rocas, que por algún fenómeno geológico se encuentra a flor de tierra, mostrando su naturaleza lítica, su origen sedimentario, ígneo o metamórfico, etc. Aquí precisamente la mente del geólogo podrá internarse en el pasado geológico, sentir y formar con ella imágenes que lo lleven a reconstruir eventos, pequeños o grandes, de lo que aconteció en ese preciso lugar, millones de años atrás. La geología hay que sentirla no solamente verla.

La curiosidad del hombre lo ha conducido a través de las edades, a buscar una explicación para todos y cada uno de los fenómenos de la naturaleza que periódicamente azotan la tierra, como la tormenta, el rayo, los terremotos, etc.

Sin embargo, durante muchos siglos la humanidad consideró que la tierra no tenía historia, y que así permanecería eternamente.

Algunos hombres más curiosos o menos satisfechos con lo que se sabía o se creía saber, probaron personalmente satisfacer su curiosidad y fue entonces que al internarse a aclarar tantas preguntas, los primeros descubrimientos científicos geológicos realizados cambiaron el pensamiento de una tierra de forma estática a una dinámica. Primero vino el estudio de la formación de los valles cuya explicación se encontró en las fuerzas de la erosión, trabajo lento pero persistente a través de milenios, que logra degradar las más altas montañas. A esta explicación vino aparejada la solución a los sedimentos acarreados por los ríos y arrojados al mar. Leonardo Da Vinci, genio universal, en su constante inquietud por llegar a conocer el orden y origen de las cosas, lo llevó hasta las altas montañas de los Apeninos y al ver conchas marinas petrificadas entre los estratos plegados de calizas, dedujo que éstas se encontraban ahí por fuerzas de la naturaleza que habían actuado levantando los sedimentos del fondo del océano y transformándolos en roca. Este pensamiento tan sutil, parece inconcebible

que surgiera, tan repentinamente de un solo hombre en los albores del renacimiento.

Los razonamientos y deducciones trajeron otros más amplios y más complicados; los valles son consecuencia de la fuerza de la erosión y las rocas sedimentarias producto o parte de aquella, los grandes sistemas montañosos forman rocas que se originaron en el mar. Estos sistemas desaparecen por denudación a través del tiempo y así interminablemente ha estado nuestro planeta. Entonces se levanta esta pregunta: desde qué época o tiempo geológico se remonta la edad de la tierra?, por qué ciertas especies de animales que aparecieron tiempo atrás se extinguieron?, fueron tantas y marcadas las preguntas que se alcanzaron ante los ojos y las mentes de los eruditos, que muchas de ellas no tuvieron contestación.

Y aún hoy en día, a muchas respuestas se presentan mayor número de preguntas. La humanidad ahora cuenta con una gran tecnología para penetrar más profundamente en los campos de la investigación, sin embargo, el hombre a veces comete errores, abusando de conceptos y teorías en boga, distorsionando principios, quizá por falta de madurez profesional, lo que origina atrasos en la evolución de la ciencia.

La geología es una ciencia deductiva y como tal su campo pertenece a los principios filosóficos que conducen, por analogía, a llegar a conclusiones o diagnósticos que pueden ser pragmáticos.

Dos ramas dentro de la geología son fundamentales para el conocimiento profundo de esta ciencia. Ellas son la Geología Física y la Geología Histórica.

La primera es la que trata con todos los caracteres físicos de la Tierra y con los procesos que modelan y cambian su estructura superficial, esta rama es básica para entender la otra, pues de sus modelos actuales pueden reconstruirse lo que pudo haber acontecido millones de años atrás en cualquier parte del planeta.

Todos los fenómenos físico-químicos que están operando en la superficie terrestre, debidamente registrados y analizados serán para el investigador, un fuerte punto de apoyo para desenterrar el pasado, como lo asentó en el siglo XVIII James Hutton: "El presente es la llave del pasado". La Geología Histórica trata de ligar, en orden cronológico los cambios importantes por los cuales la tierra ha pasado desde su origen, no únicamente en su aspecto físico, sino en

el biológico o sea la evolución de la vida sobre su superficie.

Para entender mejor los ciclos evolutivos de la superficie de la tierra, acudiremos al principio de que nuestro planeta, así lo creemos, pasó de un estado magmático superficial al estado sólido. Al solidificarse, en una atmósfera posiblemente enrarecida, sin o con fisuras y conductos magmáticos (agua juvenil), se evaporaba y condensaba formando las primeras precipitaciones que daban lugar a un enfriamiento lento pero continuo de la corteza y a la formación de charcas, posteriormente a los primeros lagos de importancia y dar origen a las primeras manifestaciones de la vida; tal vez fueron las plantas acuáticas, las algas, de cuya fotosíntesis se generó el oxígeno libre que debería más tarde cambiar la composición de la atmósfera original y engendrar con ello nuevas formas de vida y otros tipos de rocas, como las calizas biógenas o arrecifes.

La Tierra archivo viviente del Pasado

Museos y laboratorios de geología en todo el mundo guardan innumerables cantidades de conchas, animales y plantas que quedaron sepultados y petrificados en las rocas. Pueden ser las impresiones de huesos de grandes dinosaurios, fragmentos de conchas de moluscos, huellas o impresiones de plantas, todos ellos seres que vivieron y murieron enterrados en sedimentos que más tarde se transformaron en roca. Los romanos le llamaron fósiles (del lat. *fodere* = excavar) y la ciencia que hace estos estudios se llama Paleontología (Gr. *Palaios* = antiguo, *ontos* = cosas existentes, *logos* = estudio o ciencia). Originalmente cualquier objeto extraño encontrado en las rocas, fuese orgánico o mineral, se le designó con el nombre de fósil, en la actualidad únicamente se refiere a toda forma orgánica cuya estructura es reconocible, o a su impresión en las rocas de pasados períodos geológicos. Plantas y animales que durante milenios se han podido preservar, sin entrar en la descomposición de sus organismos, como los mamouths desenterrados en Siberia que fueron congelados durante milenios, se les consideran fósiles.

En la larga evolución de la tierra, se ha logrado llevar un record de la aparición y desaparición de numerosas especies tanto en fauna como en la flora lo que atestigüa cambios climáticos, casi radicales que

originaron el aniquilamiento de numerosas formas biológicas para dar surgimiento a otras más evolucionadas. Casos insólitos existen de animales y plantas que perduraron y perduran no obstante que han transcurrido varios cientos de millones de años. El principio de Darwin de "la adaptación al medio" se cumple inexorablemente, sin embargo, podía añadirse que, ésto también es factible, cuando el individuo o individuos no rompen el equilibrio ecológico. El hombre actualmente se enfrenta a este reto y consciente o inconscientemente, tendrá que resolverlo si desea sobrevivir en el caos ecológico que él mismo está generando.

Los primeros fósiles descubiertos y observados por el hombre deben haber causado gran impacto en su mente, que incapacitada para explicarlo pensó mejor eludirlos y dejar las cosas como se encontraban. Durante la Edad Media, cuando Europa se encontraba sumida en la ignorancia, pero con el corazón abierto a todos los dogmas de la religión; en Italia, por el año de 1500 D.C., al construir y excavar un canal en rocas marinas del Cenozoico, desenterraron abundantes conchas que tenían indudablemente gran semejanza con las actuales y cuya presencia difícilmente podría ser refutada. Sin embargo se negó públicamente este descubrimiento y por más de cien años las personas que aceptaban la teoría de que estos fósiles habían sido una vez animales, eran perseguidas y excomulgadas. Y así explicaciones que se antojan fantásticas, se inventaron para evitar aceptar la interpretación biológica de los fósiles. Algunos llegaron a proclamar que eran artimañas del demonio, o abortos de la naturaleza; más adelante, los cristianos devotos encontraron una explicación más simple a los fósiles de animales marinos que coronaban las altas montañas, atribuyéndoselos a "El Gran Diluvio Universal" cuyas aguas cubrieron la faz de la tierra, este mismo concepto y razonamiento se observa en la mitología azteca. Es una explicación simplista y no exenta de lógica, si se toman en cuenta los conocimientos que sobre esta materia existían en esa época. Al Diluvio Universal, se le atribuyen todos los fósiles encontrados hasta entonces, las explicaciones se hicieron fáciles y la Biblia se vió rebustecida con estos descubrimientos. Existe un tratado de latín de Johann Scheuchzer de 1726 titulado "Homo diluvis Testis". Contiene la descripción de un fósil encontrado en las capas sedimentarias del Lago Oeningen en Suiza de edad Cenozoico-medio, al que Scheuchzer le atribuyó pertenecer a un ser humano, conservado desde el gran Diluvio. Cuvier, paleontólogo de renom-

bre, más tarde comprobó que estos restos fosilizados pertenecían a una gran salamandra, y los denominó "Andrias Scheuchzeri". Como este caso se vieron muchos en el mundo durante el siglo XVIII. No fue sino hasta principios del siglo XIX que la teoría orgánica de los fósiles fue universalmente aceptada, y que éstas representaban la vida en el pasado geológico de nuestro planeta. Aceptado este principio vino posteriormente la doctrina de la evolución. La que conduce a suponer que algún tiempo remoto de la tierra, las formas primitivas de vida, de diversos tipos de animales y plantas han sufrido un cambio gradual y ordenado, evolucionando continuamente y formando nuevas especies cada vez más complejas en su estructura biológica.

Charles Schuchert, en su libro de Geología Histórica, de donde se han obtenido muchas de las ideas para complementar los presentes apuntes, especialmente referente al capítulo de los seres vivientes, presenta un "árbol de la vida" con un punto de arranque o raíz que son los animales más simples, los protozoarios. De esta forma primitiva de vida brotan un sin número de ramas de animales que evolucionaron en el medio acuático y permanecieron en él, en cambio otras ramas salieron a la superficie y se transformaron en anfibios terrestres, reptiles, aves y mamíferos, finalmente los insectos tuvieron el mismo origen acuático surgiendo del mismo tronco el árbol de la vida.

La **Ontogenia** corresponde a la ley de recapitulación, en la cual cada individuo comienza su etapa en la vida como una sola célula y por un proceso de subdivisión de ellas, crece y pasa a través de una asombrosa serie de estados embriológicos y juveniles antes de alcanzar la forma adulta. En la ontogenia se puede repetir brevemente, aunque en algunos casos imperfectamente, la historia evolutiva de los animales. Por ejemplo: los anfibios, como la salamandra y la rana, son ejemplos clásicos de recapitulación en su evolución. Ponen sus huevos en el agua, éstos incuban, aparece un animal, en la primera etapa tiene el aspecto de un pez, respirando a través de branquias, sin pulmones y extremidades. Durante el crecimiento, las branquias son reabsorbidas, los pulmones se forman, sus miembros nacen y después de un período de transición, el animal deja el agua para vivir en la tierra. En esta forma de evolución de un solo animal se descubre el principio de la evolución a través de la "Ley de Recapitulación" que en muchas especies marinas deben haber transcurrido muchos millones de años para que tuviese lugar.

Si el principio de la herencia existe, ésta se efectúa en cambios imperceptibles en cada individuo de una misma familia. Gracias a la genética, se sabe lo suficiente para entender por qué surgen estas variaciones.

En la evolución universal de los organismos, plantas o animales, debe tomarse en cuenta la Ley de la Supervivencia. Cada familia, cada organismo, tiene que luchar dentro del medio que lo rodea, hostil casi siempre, para su propia existencia, produciéndose como efecto la selección de las especies. El débil, no tiene cabida dentro del reino animal, es derrotado, aniquilado por los predadores y así maravillosamente se mantiene el equilibrio ecológico y selectivo de las especies.

Distribución global de la vida

Aún hoy en día se presentan muchas incógnitas y quizás la más importante es la diversidad de especies de animales y plantas que son comunes, es decir provienen de la misma rama de la vida y sin embargo, se encuentran distribuidos por casi todos los continentes, separados por océanos y otras barreras que se antojan infranqueables. ¿Cómo llegaron ahí, cuándo y cómo se logró esta maravillosa migración?

Para ilustrar esto escogeremos al hombre, su aparición como *Pithecanthropus Erectus* en la superficie de la Tierra se remonta quizá a más de cuatro millones de años. De la rama donde surge, se supone es del reptil *Theriodont*, pasando por las etapas del Oposum, Lemur, Gibon, Chimpanceé, hasta el hombre mismo. Su presencia se encuentra en continentes e islas con características antropológicas especiales que le han dado quizás el ambiente en que se estacione por milenios; pues bien siguen siendo un misterio difícil de explicar los aborígenes de Australia por ejemplo; cuyos rasgos faciales y modo de vida en siglos pasados, recuerdan al hombre primitivo de la Edad de Piedra. ¿Cómo llegaron ahí? ¿De dónde vinieron si su mente apenas estaba en su etapa primitiva?

Como esta incógnita hay cientos de ellas para otras especies. La teoría de las placas, su movimiento de desplazamiento, aclaran algunas de las incógnitas geológicas, sin embargo, otras quedan sin contestación, como son la ubicación de los animales más evolucionados.

El estudiante, en su vida profesional se encontrará con un sinnúmero de incógnitas, algunas tendrán contestación otras no, sin embargo, de su poder de asimilarse y de ejercitar su mente a su trabajo para que se desplace en el tiempo y en el espacio, para conceptualizar y entender fenómenos físico-geológicos que tuvieron lugar millones de años atrás; estaría entonces en condiciones de poder formarse una imagen de la tierra, casi como si fuera un ser con vida que tiene un principio y un fin, que ha estado en actividad desde sus principios, con movimientos internos que se traducen en otros tantos movimientos externos, siempre en ajuste, continuamente modificándose.

Así al estudiante que es capaz de sentir esta actividad macro y micro terrestre, le será más fácil comprender, realizar e incluso aportar sus deducciones lógicas al conocimiento de las ciencias de la tierra.

La escala del tiempo

La confusión que había sobre la historia de la tierra se remonta a las primeras civilizaciones que aparecieron en ella.

Los eruditos de aquellas épocas consideraban que ésta está tal como se presentaba y había sido creada por Dios, era y seguiría siendo eterna en todos sus aspectos. Algunos en el siglo XVII se apoyaban en las escrituras de la biblia y señalaban de acuerdo con las escrituras hebreas, que la creación había tenido lugar el 26 de octubre en el año 4004 A. de C. a las nueve de la mañana.

Ante tanta ignorancia y confusión que existía en el mundo sobre la historia de nuestro planeta, apareció el geólogo escocés Hutton, cuya teoría de la tierra presentada en 1785, marca un cambio radical sobre los conceptos de la geología. Como ya se mencionó Hutton argumentó que "El Presente es la llave del Pasado". Este concepto filosófico irrefutable vino a constituir la doctrina del uniformitarismo, universalmente aceptada. Con dicho principio queda marcado el camino para desentrañar la historia geológica de la tierra.

Las formas y métodos para tratar de fijar la edad de la tierra, han representado un esfuerzo que se remonta a muchos años. Primeramente se especuló sobre la salinidad del mar. En el intemperismo de las rocas

ígneas Primigenias. El sodio es atacado para formar compuestos solubles que los ríos se encargan de llevarlos hacia el mar, mientras el calor irradiado por el sol, evapora parte del agua y se forman nubes dejando el sodio como precipitado. Así que, si la sal de los océanos ha aumentado continua y constantemente a través de los tiempos geológicos, como producto del intemperismo de la roca primaria, entonces la fórmula para calcular la edad de la tierra se decía era:

$$\frac{\text{Concentración de Na en los océanos}}{\text{Incremento anual}} = \text{Edad de la tierra}$$

Si sustituimos la fórmula por números:

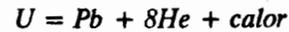
$$\frac{16\,000\,000\,000\,000\,000}{158\,000\,000} = 101,265,820 \text{ millones de años}$$

Estos resultados originalmente en 1899, se tomaron como el probable tiempo geológico de la tierra. Más adelante al descubrirse la radiactividad, se desarrolló un nuevo método y aparentemente muy preciso para medir el tiempo geológico.

El uranio y el torio se presentan en cierto tipo de rocas ígneas graníticas y en ciertas vetas de minerales, como la *pitchblenda de Bohemia*, donde Marie Curie descubrió el radio y fatalmente fue víctima de él.

Independientemente de las asociaciones químicas, la radiactividad de algunos elementos, pasan por una lenta desintegración cambiando a plomo o helium.

Así, en la desintegración del átomo de uranio, de peso atómico 238.07 se liberan ocho tomos de gas helium, con peso atómico de 206. La reacción que se produce es la siguiente:



La velocidad de desintegración del uranio puede lograr determinarse con bastante precisión, contando los átomos emitidos de helium por una determinada cantidad de uranio. Ello indica que un gramo de uranio puede producir en un año: 1/7,600,000,000 gramos de plomo; ahora si se tiene U gramos de uranio, producirá^(*) en un año $U \times 1/7,600,000,000$ y en t años $tU / 7,600,000,000$ por consiguiente la cantidad de plomo es $Pb = tU / 7,600,000,000$ despejando t (el tiempo) podemos obtener la edad del mineral $t = Pb / U$ por 7,600,000,000.

Las rocas más antiguas, hasta ahora localizadas en la tierra acusan, por este método, una edad que varía entre 1,000 a 2,000 millones de años. En esta forma se ha podido construir una tabla con la escala del tiempo para diferentes períodos geológicos (Tabla I).

La historia de las civilizaciones, conjuntamente con la prehistoria, son milésimas fracciones de tiempo comparado con lo que se conoce, a ciencia cierta, de la edad de las rocas más antiguas de la tierra. La mente del geólogo se acostumbra a manejar esta escala geológica de tiempo como algo rutinario y poder entonces concebir eventos geológicos que transformaron la faz de la tierra, como fenómenos que se sucedieron con la rapidez de una película. De sus observaciones, de su meticulosidad para analizar las rocas, de cualquier origen que sea, dependerá la efectividad de su trabajo.

(*) Shuchert ch. and Dunbar C. (*Textbook of Geology* p. 68) 1946.

UNIDADES DE TIEMPO		EVENTOS	LAPSOS (AÑOS) *
ERA CENOZOICA	EPOCA RECIENTE	Volcánicos	60,000,000
	EPOCA PLEISTOCENO	Volcánicos	
	EPOCA PLIOCENO	Volcánicos	
	EPOCA MIOCENO	Final de las transgresiones marinas Lagos volcánicos, plegamientos	
	EPOCA OLIGOCENO	Areniscas y lutitas marinas Conglomerados fluviales	
	EPOCA EOCENO	Fin de la Orogenia	
	EPOCA PALEOCENO	Continuación de la Orogenia Laramide Antefosas orogénicas en la Llanura Costera del Golfo	
ERA MESOZOICA	PERIODO CRETACICO	Orogenia Laramide [Antefosas orogénicas	130,000,000
	PERIODO JURASICO	Inundación Parcial del País . Formación del Golfo de México. Transgresión marina del Atlántico	
	PERIODO TRIASICO	Transgresión marina del Pacífico sobre el Sur y Occidente	
ERA PALEOZOICA	PERIODO PERMICO	Orogenia Marathon Huastecana	300,000,000
	PERIODO PENNSYLVANICO	Formación del Geosinclinal mexicano con aportes marinos del Geosinclinal Cordillerano y Marathon Ouachita de Texas, en Chihuahua, proyectandose hacia el sur-este y sur hasta el estado de Oaxaca.	
	PERIODO MISSISSIPPICO		
	PERIODO DEVONICO		
	PERIODO SILURICO		
	PERIODO ORDOVICICO		
	PERIODO CAMBRICO		
ERA CRIPTOZOICO EON			1,300,000,000

Tabla I. Escala geológica del tiempo en México
* Tomada de Schuchert, Ch. y Dumbar, C.O. 1946

CAPITULO II

Los primeros canales marinos

Quizá en las primeras masas de agua que surcaron la faz de la tierra y que buscaron su acomodo en las depresiones de la corteza terrestre, hace millones de años, como lo atestiguan las rocas Pre-Cámbricas localizadas en los Estados Unidos de Norteamérica y en Canadá, está el secreto del principio de la vida. En esas masas de agua que formaron las primeras vías o brazos de mar, cuyos sedimentos actualmente fragmentados y dispersos en los continentes, podrán aclarar, cómo y cuándo, los continentes quedaron separados por los grandes océanos.

Si por un fenómeno geológico, el nivel de los océanos subiera 180 m, o los continentes se hundieran la misma medida, entonces los mares entrarían a lo largo de los grandes ríos cubrirían toda la llanura costera del Golfo de México incluyendo casi toda la península de Yucatán y el Golfo de México se extendería hasta los Grandes Lagos. Sobre esta gran área inundada, los sedimentos clásicos continentales y los de origen marino se acumularían con animales y plantas marinas comunes a su ambiente ecológico y/o hábitat, como corales, crustáceos, estrellas de mar, dientes de tiburón, algas, etc. Entre esta amalgama animal, los sedimentos acumulados acarreados por las corrientes marinas y por los ríos, serían gravas, arenas, arcillas y margas.

Si los continentes regresaran a su posición primitiva, los sedimentos marinos acumulados serían un testimonio del hundimiento que había tenido lugar y la información sobre ellos, tomada adecuadamente en un mapa, nos daría, con cierta aproximación los límites del mar desaparecido.

Las inundaciones continentales han tenido lugar varias veces a través de los períodos geológicos, variando naturalmente, la orientación de las transgresiones marinas así como la amplitud y límites de éstas. Los actuales océanos en sus inicios pueden haber ocupado áreas reducidas, puesto que el caudal de aguas necesariamente tiene que haberse acumulado lentamente sobre la misma superficie terrestre, ya sea como se apuntó anteriormente, generado de la actividad magmática, y dispersado por las precipitaciones pluviales. Este proceso de inundación lento debe estar registrado en las rocas antiguas del Pre-Cámbrico, quizá durante el Proterozoico o antes y expuesto en los grandes escudos continentales en forma caótica, fragmentada y dispersa.

La ley de la superposición

Bajo esta ley se puede registrar la historia geológica de cualquier área o región, no importan los cambios morfológicos por fallas o plegamientos que las rocas, especialmente sedimentarias hayan sufrido.

En lugares donde la secuencia sedimentaria no ha tenido accidentes tectónicos de importancia, como es el caso del Cañón del Colorado, las rocas basales, por superposición con las que las suprayacen, permiten deducir cuáles serán las más antiguas y en ese orden ascendente se localizarán las más jóvenes. En otras palabras y para hacer más gráfica esta idea, imaginemos un libro; cada una de sus hojas representará un estrato geológico, de manera que colocado en posición horizontal la última hoja, representaría geológicamente la más antigua. Ahora bien, si plegamos las hojas, el orden no se alterará a menos que invirtiéramos la posición, que puede quedar por esfuerzos tectónicos, completamente invertida, pero el geólogo cuenta, para descifrar estos accidentes, con los fósiles, con los caracteres especiales de la formación de cada estrato o conjunto de estratos; de tal modo que habiéndolo observado en otros lugares dentro de la región por él estudiada, en su posición y secuencia normal, puede identificar plenamente cualquier anomalía que tengan, e interpretar, cómo y cuáles fueron las causas que la provocaron.

En la **fig. 2** se muestra un bloque diagramático de una determinada área donde la exposición de rocas sedimentarias, marcan dos períodos de depósito, que pueden ser rocas de origen marino o continental o una mezcla de ambos. La porción inferior, o sea la primera secuencia (1) después del depósito fue fallada por esfuerzos de tensión (fallas normales) (**fig. 2**).

Posteriormente, ante un rejuvenecimiento de la región, la superficie plana original, es transformada a otra de relieves fuertes por las fallas, la erosión comenzó a actuar hasta nuevamente nivelar el terreno (**n**), las tierras vuelven a hundirse bajo el mar y los nuevos depósitos (2) traen consigo, testimonios de cómo se hizo el hundimiento. En nuestro caso éste fue lento. Los conglomerados basales acusan la última etapa de erosión de las tierras emergidas y la naturaleza lítica de las rocas clásicas, así como su grado de desgaste o proceso abrasivo, nos dará una

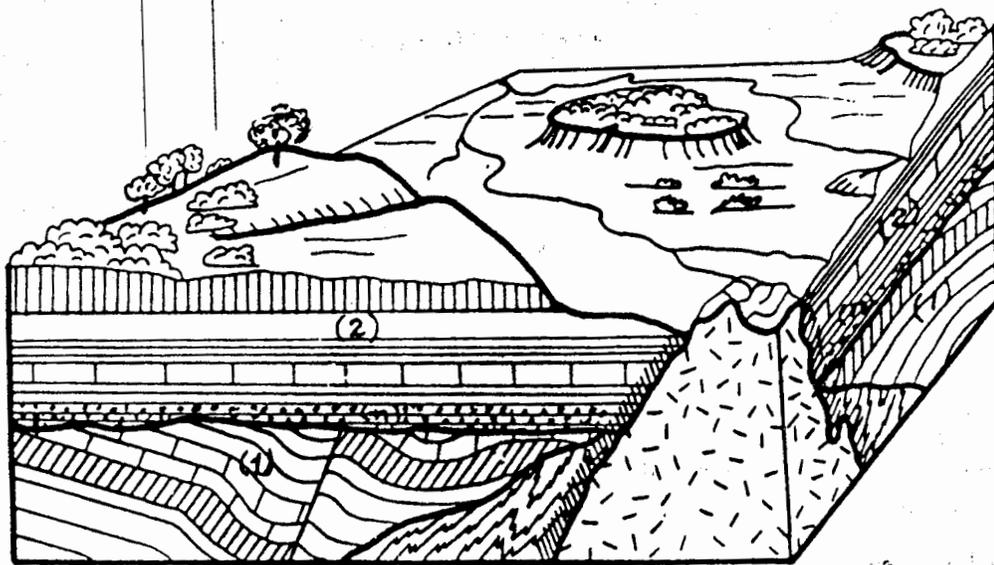


Figura 2

idea del tipo de fisiografía y paleogeología que existía en la región al iniciarse la nueva transgresión marina, la cual dejará a su vez nuevos testigos del hundimiento, que tan intenso fue éste y cuánto tiempo duró de acuerdo con los fósiles que están ahí presentes, ya sean éstos macro o micro fósiles. La razón de encontrarse formando una nueva topografía terrestre con plantas en su cima evidencia que por un nuevo accidente de la corteza terrestre, las últimas rocas sedimentarias marinas volvieron a emerger y al erosionarse, muestran la presencia de una intrusión ígnea granítica. Ello significaría que posterior a los dos eventos sedimentarios, tuvo lugar esta intrusión. A la emersión le siguió un período de volcanismo con derrames lávicos, que más adelante fueron erosionados para dejar unas mesas basálticas aisladas.

En cada estrato, como en un libro, está escrita la historia de cómo se formó, qué batimetría aproximada tenía, cuándo comenzó a cambiar la naturaleza litológica de los estratos que señalaron un nuevo levantamiento y finalmente la emersión total. Del raciocinio y observación hecha por el estudiante, se podrán reconstruir con bastante aproximación, todos los eventos que sucedieron a través de los períodos geológicos en cualquier parte del planeta en que se encuentre.

En la fig. 3 se muestra una secuencia sedimentaria 1,2,3,4 y 5, que puede quedar invertida, interrumpida por falla inversa y/o plegamiento recumbente. Estos fenómenos tectónicos son frecuentes donde ha existido orogenias importantes, como en la Sierra Madre Ori-

tal y muchos otros lugares del país. Para resolver estos casos y aplicar la Ley de la Superposición es indispensable observar la columna geológica en algún lugar o lugares donde se encuentre en su posición normal, como se señaló anteriormente (fig. 3):

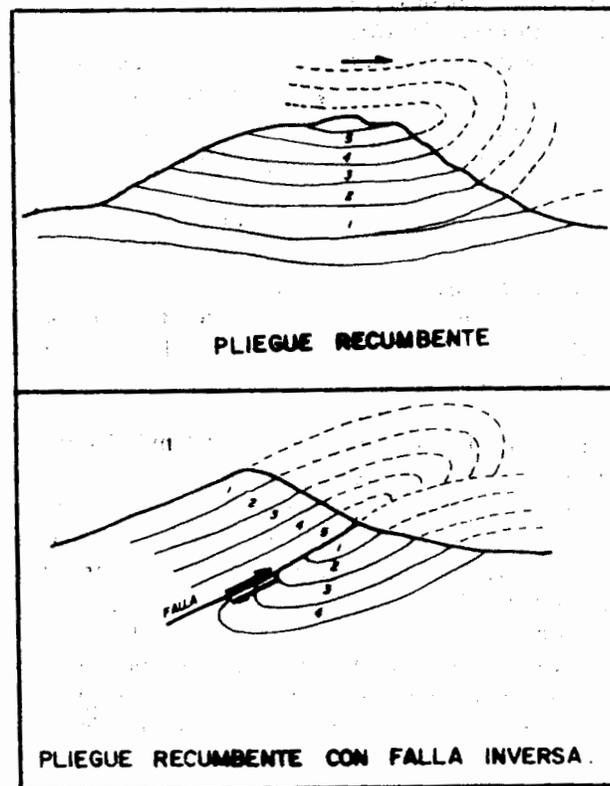


Figura 3

La ley de la sucesión faunal.- (Lat. *Faunus*, dios de la vida animal). Una reunión natural de animales forma la fauna y ésta puede ser particular de una determinada región y en un determinado período geológico lo distinguen un grupo de animales que vivieron en esos tiempos. Este descubrimiento atribuido a fines del siglo XVIII a William Smith, marcó un gran avance en la determinación de los períodos geológicos, y pudo con ellos establecerse la correlación mundial de los mismos.

Con base en ésta correlación faunal podrá determinarse la orientación y magnitud de los canales marinos que cruzaron en diferentes direcciones de la superficie de la tierra, antes de constituirse en los grandes océanos que son hoy.

Esta es una labor que requerirá de muchos años y de personal experto, pero que ayudará a resolver muchos de los problemas insolutos que plantea la teoría de las placas.

Cronología y Estratigrafía

El estudiante, al enfrentarse a los problemas de correlación de grupos de rocas sedimentarias que están separadas a veces por distancias bastante grandes, digamos unos 40 a 100 km, se encontrará que la litología de un piso geológico ha cambiado y puede confundirlo, sin embargo la recolección adecuada y controlada de la fauna o flora, le podrá mostrar cómo establecer su correlación, no importa que existan hiatus o diastemas* en el área.

Un buen ejemplo lo tenemos en las rocas del Mesozoico del Jurásico y Cretácico en el oriente de México; desde el norte, en el estado de Tamaulipas hasta la extremidad sur de Veracruz, en el área de Chinameca, donde por una intrusión salina, afloran estas rocas.

* Períodos prolongados o cortos en que no hubo depósitos sedimentarios.

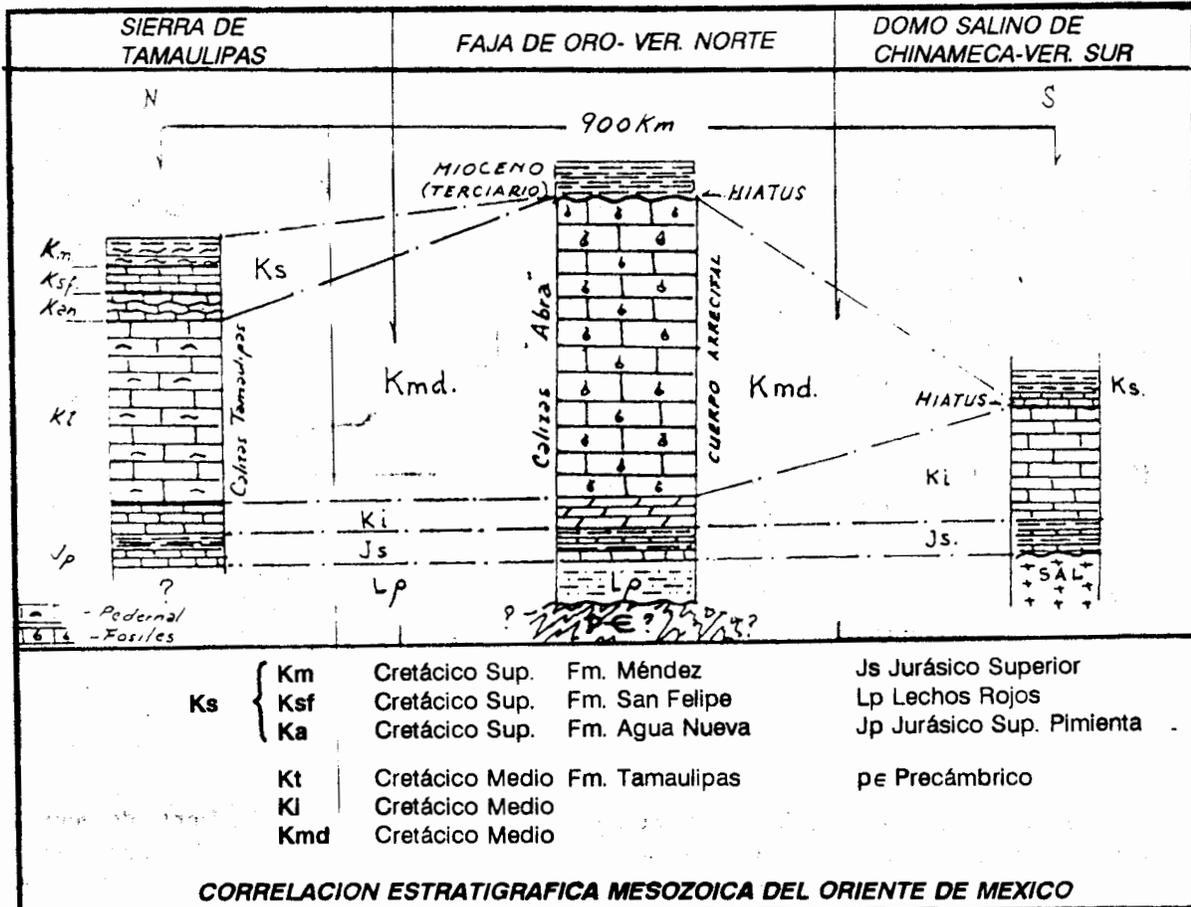


Figura 4

La correlación estratigráfica quedaría formada por las calizas de Tamaulipas, la columna geológica de la plataforma calcárea de la Faja de Oro y finalmente por el Domo de Chinameca en las inmediaciones del Puerto de Coatzacoalcos, tal como se ilustra en la fig. 4. En la Sierra de Tamaulipas la columna cretácica está completa, en cambio en la Faja de Oro, está ausente el Cretácico Superior, por erosión probablemente, ya que sobre el Cenomaniano descansan, en discordancia angular, las rocas marinas del Terciario, ocasionalmente el Eoceno o Paleoceno; en otros, como en el extremo norte, es el Mioceno (Formación Tuxpan) la que cubre las calizas Abra del Cretácico Medio (ver la fig. 4a).

El fenómeno deposicional a nivel regional, enseña que el cambio que sufre un depósito (cambio de facies), cuando no se acude al apoyo de la fauna para establecer la cronoestratigrafía, puede ocasionar confusiones de correlación bastante graves. En la fig. 4 que se refiere a la correlación de rocas de la misma edad, los estratos de la formación Tamaulipas, compuesta de calizas grises con pedernal negro, que tuvieron su origen sobre una plataforma marina de aguas relativamente profundas; contrastan con las calizas blancas, de la Formación el Abra, que se formaron en aguas de tirantes de agua de 5 a 3 m, o sea muy someras, aunque llegan a formar cuerpos calcáreos de más de mil metros de espesor y se forman bajo condiciones especiales (biostromas) como el ejemplo actual del Banco Calcáreo de las Bahamas. Esos dos cuerpos de espesores y origen sedimentario diferentes, aunque de la misma edad se correlacionan, como se ilustra en la figura, apoyado en la fauna que, aunque también es diferente, representan la misma edad del Cretácico Medio. Una es fauna bentónica (arrecife) y la otra planctónica.

La correlación crono-estratigráfica debe incluir series de rocas o pisos que tengan la misma edad, independiente de su naturaleza litológica. A veces la ausencia de una formación o varias formaciones puede presentarse y es lo que se denomina *hiatus*; en estos casos el geólogo debe buscar cual fue la causa de esta omisión con base en sus conocimientos de Geología Física.

Grupos y unidades geológicas

Los continuos movimientos, por ajuste, de la corteza terrestre, han ocasionado grandes cambios en el desarrollo de la vida, ya que esos ajustes traen consigo lentas pero inexorables modificaciones climáticas. Así lo que fue millones de años atrás una gran región desértica,

posteriormente al ser invadida por los mares de los océanos, cambian radicalmente el clima circundante. Este mismo fenómeno de transgresión puede ocurrir sobre áreas tropicales a subtropicales, como existe evidencia de ese pasado en México y varias partes del mundo. Los movimientos isostáticos, el ajuste de placas y la lucha gigantesca entre la erosión, el desgaste de masas, contra la construcción de montañas, permitirán que se mantengan vivos los efectos sobre la evolución de las especies animales y vegetales, así como la formación de nuevas rocas sedimentarias marinas y continentales.

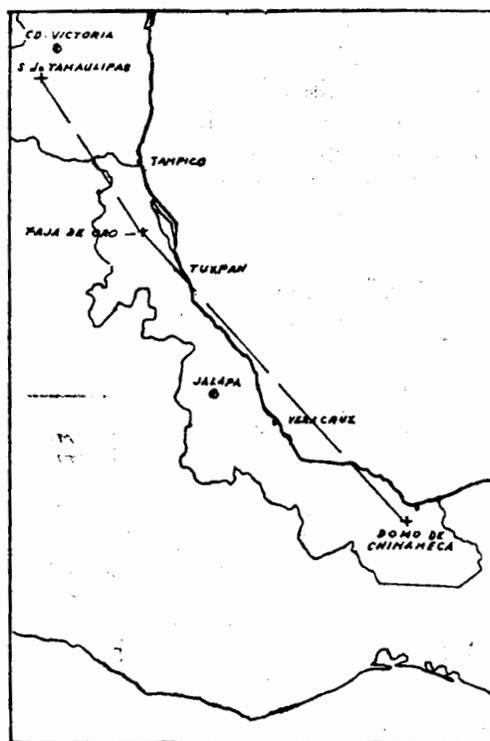


Figura 4a

No hay duda que la evolución de la vida, a través de las eras geológicas, ha sido fuertemente influenciada por los cambios físicos y químicos de la tierra. La deriva (*) de los continentes deben haber modificado continuamente las condiciones climáticas con efecto de largo alcance, resultando en nuevas formas orográficas e hidrográficas.

Los mares son y han sido fuente de generación y proliferación de organismos, fundamentalmente las áreas correspondientes a las plataformas marinas,

* Movimientos sin rumbo de los continentes o islas por la interacción y efecto de las placas oceánicas.

donde se desarrolla el plancton y el bentos; presencia de la vida, que en el pasado de la tierra, son evidencia fehaciente de la transformación evolutiva que ha tenido lugar en los organismos, en su lucha dramática, a la adaptación al medio para su supervivencia.

Los grandes cambios que ha sufrido nuestro planeta, varían bastante en la dimensión del tiempo y lógicamente corresponden a la formación de grandes o pequeñas unidades de roca que atestiguan los lapsos transcurridos en su formación; en esta forma se cuenta con una base para separarlas en **unidades de roca** con sus equivalentes en **unidades de tiempo** (tablas II y III).

Los mayores cambios son los causados en la amplitud de las superficies continentales. Estos cambios coinciden con los grandes movimientos orogénicos o formación de grandes cadenas montañosas llamadas revoluciones orogénicas, las cuales generalmente separan las eras geológicas o sean las más grandes divisiones de tiempo en la historia geológica de la tierra (tabla II).

TABLA II

- 4.- CENOZOICO (Gr. *Kainos* = reciente)
- 3.- MESOZOICO (Mesos = medio)
- 2.- PALEOZOICO (Palaios = antigua)
- 1.- CRIPTOZOICO-EON PROTEROZOICO
(PRE-CAMBRICO) ARQUEOZOICO

Se les ha llamado ERAS por encerrar o indicar los caracteres específicos de la vida que existieron durante el largo período que ésta comprende. Un ejemplo lo podemos señalar en la Era Paleozoica (Gr. *Palaios* = antiguo + *Zoo* = vida o animal) o sea, el tiempo geológico de la presencia más antigua de la vida. Este tiempo geológico encierra un ciclo perfectamente definido por el tipo de vida que existió y que surcaron y modificaron los continentes. En Norteamérica oriental y en México las orogenias: Appalachia-Marathon-Huastecana, cierran la Era Paleozoica.

Otro ejemplo de era, es la del Cenozoico (Gr. *Kainos* = reciente, *Zoo* = vida animal) y corresponde a la última era de la tierra, caracterizada por los modernos tipos de animales y vegetales que pueblan actualmente nuestro

planeta. Algunos de estos organismos han sufrido una gran evolución, otras pequeñas y los menos ninguna. Muchas especies desaparecieron definitivamente de una era a otra, imposibilitados quizá para adaptarse a los nuevos medios ambientes.

Períodos y Epocas.

Dentro de cada era geológica, se han sucedido perturbaciones de la corteza terrestre menos profundas y menos amplias que las revoluciones orogénicas, sin embargo causaron cambios en la geografía de los continentes al retirarse los mares que transgredieron algunas áreas para invadir otras. A estos episodios se les ha designado períodos o sistemas y se caracterizan por un cambio de la ecología marina y terrestre, surgiendo nuevas especies en los organismos. Los mares al transgredir sobre los continentes, más o menos ampliamente, generan mares epeíricos en los cuales se acumulan sedimentos clásticos y de precipitación química. Esta sedimentación o depósitos que corresponden a un período, constituyen un sistema de rocas.

Cambios locales y de menor importancia separan los períodos o sistemas en épocas y los sistemas se agrupan en series. Esta subdivisión o clasificación puede ser dual, es decir puede indistintamente denominarse (1) Unidades de Roca o (2) Unidades de Tiempo. Para la primera se le designa litoestratigráficas, y a la segunda cronoestratigráficas.

Cuando se trata de establecer y presentar una correlación geológica de una localidad a otra en una región, debe indicarse a qué unidad corresponde, puesto que esta correlación puede ser puramente litológica o bien cronoestratigráfica. Indudablemente que la cronoestratigrafía, que se fundamenta con flora y/o fauna, es el primer paso en firme para establecer la estratigrafía de una región. Las características litológicas de estratos de índole u origen diferente pueden, en muchos casos ser de la misma edad.

Este cambio litológico que en ocasiones se puede observar en escasos metros uno de otro, se le denomina **cambio de facies**.

Por consiguiente, cuando se trata de establecer la correlación estratigráfica de una área, se debe usar la unidad tiempo y la unidad roca. Uno de tantos ejemplos se muestra en la **fig. 4** sobre la correlación crono-

Unidades de tiempo		Datos distintivos	Orogenias	Efectos	
Eras (p)	Epocas				
ERA CENOZOICA	CUATERNARIO	Reciente	R*. Cascadiana	Volcánicos	
		Pleistoceno	Edad de Piedra	R. Cascadiana	
	P. TERCARIO	Plioceno	El hombre se separa de los simios		Volcánicos
		Mioceno	Dominio de los mamíferos	Disturbio	Magmático Lacustre
		Oligoceno	Desarrollo de los mamíferos		Magmático
		Eoceno	Nuevos ordenes de mamíferos	R. Laramide	Magmático
		Paleoceno	Valles de glaciación - Aparecen mamíferos primitivos	R. Laramide	
ERA MESOZOICA	Período Cretácico	Separación total de los continentes Americanos de Africa. Se Forma el mar Mexicano.	R. Laramide		
	Período Jurásico	Segunda etapa de separación del continente Norte Americano de Africa Noroccidental. Se forma el Golfo de México.			
	Período Triásico	Primera fase de separación del continente Norte Americano de Africa.			
ERA PALEOZOICA	Período Pérmico	Elevación continental y orogenia en Norte y Centro América.	R. Apalachiana. Marathon- OUA y Huastecana		
	Período Pensylvánico	(Carbonífero), Reino de reptiles e insectos, climas cálidos y húmedos.	R. Apalachiana		
	Período Mississípico	(Carbonífero), Extinción de crinoides y briozoarios	Se inicia la R. Apalachiana		
	Período Devónico	Los peces con desarrollo de los pulmones evolucionan a anfibios-vertebrados.	Disturbio Taconiano		
	Período Silúrico	Desarrollo y evolución de las formas Coralígenas.			
	Período Ordovícico	Los mares transgreden ampliamente sobre las tierras bajas de los continentes.			
	Período Cámbrico	La vida tiene un gran desarrollo en el mar únicamente. (Período de las Trilobitas)			
ERA ARQUEOZOICA PROTEROZOICA					

Modificada de Schuchert, Ch. y Dumbar, C.O.

Tabla III

R = Revolución

estratigráfica del Jurásico Superior y Cretácico Inferior y Medio, desde Tamaulipas hasta el sur de Veracruz; las calizas arrecifales del Abra tienen un cambio de facies al poniente y norte con las calizas de ambiente de aguas más profundas de la Formación Tamaulipas, este cambio litológico y faunal en las rocas sedimentarias marinas del Mesozoico se observará en varios estados del país, donde la inundación marina de esta era tuvo lugar.

Se le ha designado, en la geología de campo, formación, a conjuntos de estratos o de rocas identificables en una amplia región que son idénticas en su litología y paleontología y corresponden a la misma época (tiempo). En México contamos con conjuntos de estratos de esta naturaleza que son perfectamente identificables y cartografiables, especialmente para rocas del Mesozoico y Cenozoico de cuya evidencia está cubierta casi toda la superficie del país, especialmente para el Jurásico y Cretácico (Mesozoico) y así contamos, como ejemplo, la "Formación Pimienta" (Jurásico Superior) "Formación Tamaulipas" (Cretácico Medio), "Formación Palma Real" (Oligoceno Inferior o Medio), etc.

Así que las denominaciones de sistemas, series y formaciones, son aplicados de localidades geográficas que muestran una columna geológica perfectamente medible y reconocida litológicamente en el área o región y que facilita ubicar donde se hizo su primera observación y medición, tal es el caso de las Formaciones Pimienta, Palma Real, Agua Nueva, etc.

En idéntica forma se aplica un nombre para lo que constituye un conjunto sedimentario de rocas que comprenden un lapso, lo bastante grande, donde grupos faunales característicos y específicos e identificados mundialmente forman lo que se denomina período o sistema. El período o sistema Jurásico, se le designó al conjunto de rocas sedimentarias marinas que se observó en las montañas del Jura en los Alpes. El período Cámbrico tomó su nombre romano de Cámbrica (Gales). El período o sistema Cretácico, del latín *Creta* = Greda. En esta forma están nombrados cada período o sistema que integran las eras geológicas y a cada período lo componen varios grupos de formaciones.

Las series (estratos) y las épocas (tiempo) son subdivisiones de sistemas y períodos respectivamente. Al período o sistemas Jurásico, puede designarse Jurásico Inferior, Jurásico Medio y Jurásico Superior; cuando se trata de la subdivisión en tiempo se designa Jurásico Temprano, Meso-Jurásico y Jurásico Tardío, véase un ejemplo de Schuchert sobre el uso de estas subdivisiones

en el Cámbrico: "Las rocas del Cámbrico Inf. se formaron durante el Cámbrico temp., sin embargo los vertebrados más antiguos datan del Devónico Tardío".

Una buena correlación estratigráfica, con fuerte apoyo taxonómico, es una puerta abierta para entrar a la geología histórica y de ahí a la geología petrolera y minera. Es pues importante para el estudiante familiarizarse con todas estas subdivisiones, pero fundamentalmente con la escala geológica del tiempo, la que debe memorizar y dejarla impresa en su mente; con ello podrá más fácilmente internarse en el estudio de la geología histórica.

Como sería un esfuerzo incompleto tratar de entender la geología histórica de México sin tener el punto de apoyo de la de EEUU y Canadá, se incluirá en los mapas del hemisferio norte la continuación de los principales eventos en las eras geológicas, hacia México, esto facilita, con la información que se dispone, establecer correlaciones tectónicas y sedimentarias a nivel continental.

Desgraciadamente en toda la amplitud de la República Mexicana se cuenta sólo con datos aislados respecto a rocas tan antiguas como el Pre-Cámbrico y del mismo Paleozoico, así que respecto a estos episodios geológicos, se dará un panorama general y mucho será de carácter especulativo, mientras no se localice superficialmente o en subsuelo información perfectamente confiable.

Las invasiones marinas que transgredieron sobre México y de las cuales se cuenta con amplia información, corresponden a la Era Mesozoica y parcialmente, casi completa la columna sedimentaria del Cenozoico en la Llanura Costera del Golfo.

Geosinclinal

El concepto general de un geosinclinal es el de una gran depresión, de magnitud regional que se forma en un continente o parte de él; se le puede denominar también como ARTESA o CUBETA. Esta depresión corresponde a un fenómeno de tectónica profunda, generado por cambios térmicos del substrato que naturalmente subyace la corteza terrestre. En esta diferenciación térmica se origina una contracción por enfriamiento de el substrato ocasionando que la corteza quede prácticamente sin sustentación y tenderá a hundirse y plegarse con el substrato contraído.

En este trabajo se hablará continuamente sobre este elemento geológico tan singular que se presentó en todos los continentes al concluir cada era geológica, denominándose REVOLUCION la que comprendió y correspondió a una transformación física y biológica en la tierra como se mencionó anteriormente.

Al geosinclinal se le ubica, con su proyección, siguiendo la dirección de su máxima depresión. Se consideran dos zonas principales o territorios: El TRASPASIS o territorio de donde provienen los esfuerzos de compresión y el ANTEPAIS o territorio sobre el avanza el Sistema Orogénico o Cadenas Montañosas que se forman al comprimirse el Geosinclinal o Cubeta, azolvado con sedimentos, que indistintamente pueden ser de origen continental y/o marino, dependiendo la magnitud del azolve, de la amplitud del geosinclinal, así como de su profundidad; y del material detrítico continental o de los sedimentos marinos que también lo colman, antes de verificarse la orogenia correspondientes a su era. (ver fig. 5).

Nuevos conceptos y denominaciones surgieron posteriormente. Al traspaís se le designó zona de internidos y a los plegamientos que eran volcados hacia el Antepaís se les designó con externidos. Sigue persistiendo la antefosa orogénica, depresión que se forma entre la cadena orogénica del Geosinclinal y el Antepaís; ésta se azolvirá con material detrítico que por erosión e intemperismo (lluvia, calor, frío, corrientes fluviales, etc.) actúa sobre las cadenas montañosas en su etapa de mayor desarrollo designándose a estos sedimentos de azolve, turbiditas o depósitos flysch. (ver fig. 5 y 6). La vida de estas antefosas comprende las últimas pulsaciones de una orogenia. En los períodos de azolve, por lodos arcillosos calcáreos en la base y lodos y arenas en la cima; la antefosa llega a tener, en sus sedimentos costeros, ya que se encuentra marginada en uno de sus costados por el mar, rizaduras de oleaje, así como el crecimiento de plantas. Al continuar activa la orogenia, los esfuerzos compresionales son transmitidos a los sedimentos de la antefosa (fig. 6), los que a su vez, por su naturaleza arcillosa, son intensamente comprimidos y distorsionados; formando pliegues "en echelon" o en escalera; macro y micropliegues, fallas inversas, cabalgaduras de las rocas basales sobre las más jóvenes, etc. Los sedimentos Flysch o Turbiditas son rocas inconfundibles por estar compuestas de un sistema de estratos rítmicos de lutitas (lat. *Lutus* = Lodo) y areniscas lenticulares estas últimas de espesores que varían de medio metro o poco más^(*),

a dos centímetros. En México, como veremos más adelante, las turbiditas se localizan desde Chihuahua hasta Chiapas, en la frontera con Guatemala y su edad, a través de las grandes orogenias que sacudieron al país, comprenden desde el Paleozoico hasta el Mesozoico y principios del Cenozoico.

Regresando a la terminología actual, existen aparte del término geosinclinal, otras formas dependiendo de su ubicación, dentro de la corteza continental, como el EUGEOSINCLINAL, que se refiere a un elemento también orogénico que se genera a profundidad y proximidad del magma siálico con el básico, lo que le da una particularidad especial en la composición extrusiva, intrusiva y metamorfismo de los magmas expulsados de carácter ultramáfico, como aconteció en las Grandes Antillas durante su evolución geomorfológica. Otro ejemplo de influencia de Eugeosinclinal se encuentra en Alta California y posiblemente Guatemala.

Al finalizar una Orogenia, ésta ha formado un sistema de cadenas montañosas que por su gran pendiente crean, hacia las partes bajas frontales y planas, grandes conos aluviales de deshecho o FLANGOMERADOS, formados de cantos rodados de tamaños que pueden ser de hasta 70 a 90 cm de diámetro, arenas y material brechoide de rocas de diferente edad y composición. A estos depósitos se les ha designado con el nombre de DEPOSITOS MOLLASSE que en sí marcan el final de la Orogenia. Esta sedimentación que se antoja caótica, se deposita inmediata al mar, de tal modo que es influenciada por la fauna marina que la circunda durante su evolución. Estos nuevos datos biológicos facilitan al geólogo para precisar cuando finalizaron los movimientos orogénicos (ver fig. 6).

El material transportado que se va acumulando en estos abanicos, siguen un orden deposicional en el cual, los fragmentos de roca o desechos de rocas más jóvenes o de menor antigüedad, se depositan en su base y los derivados de rocas más antiguas en la escala del tiempo deposicional, lo hacen o quedan en la cima del cono. Esto es consecuencia del proceso erosivo de las corrientes fluviales o sistema de drenaje que se inicia y evoluciona sobre los frentes orogénicos (inicialmente sobre la Antefosa) y a que los cauces de esos ríos continúan profundizándose hasta alcanzar las rocas subyacentes más antiguas, cuando las redes hidrográficas, que los alimentan, han crecido y evolucionado dentro del sistema montañoso orogénico.

(*) Antefosa de Chicontepec

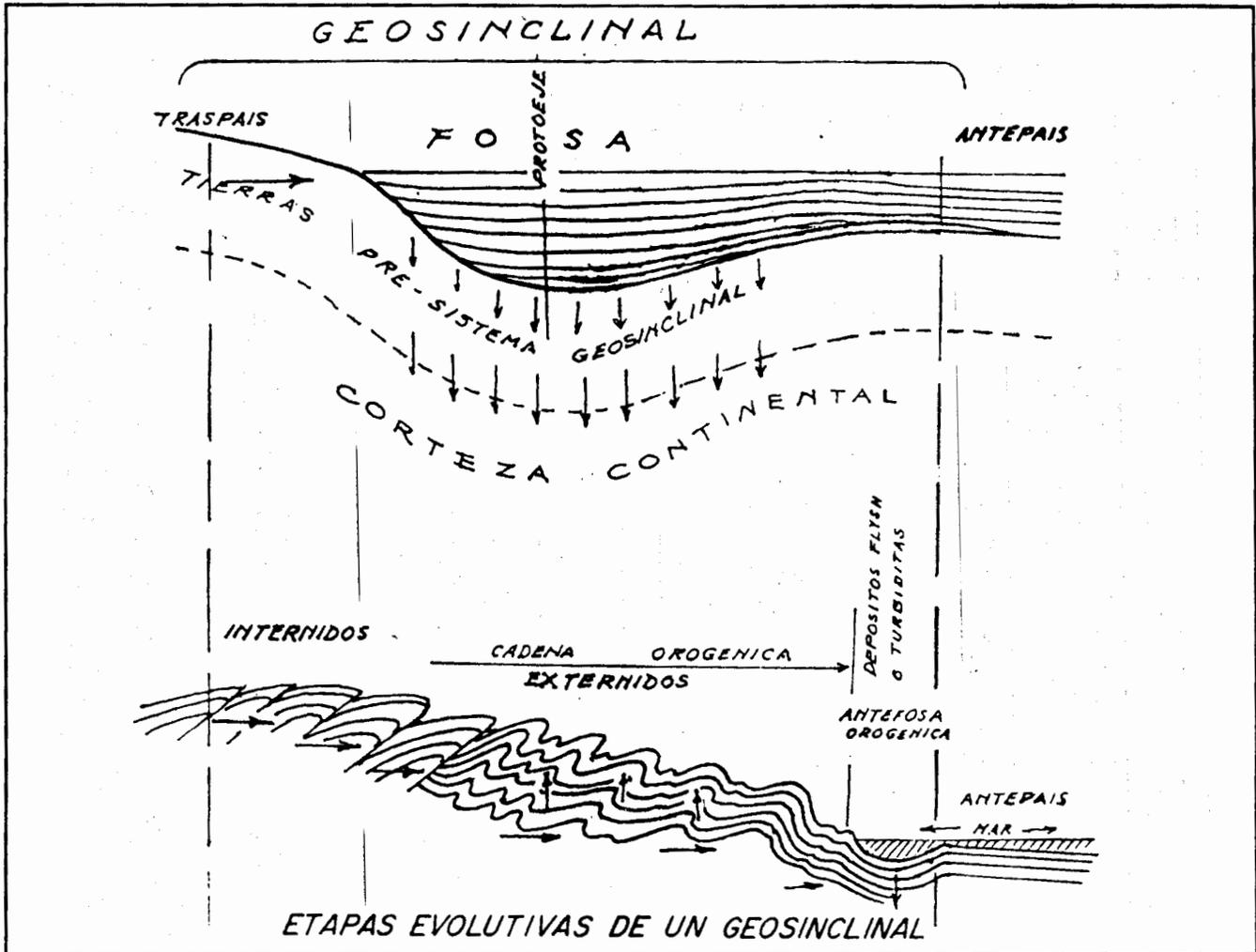


Figura 5

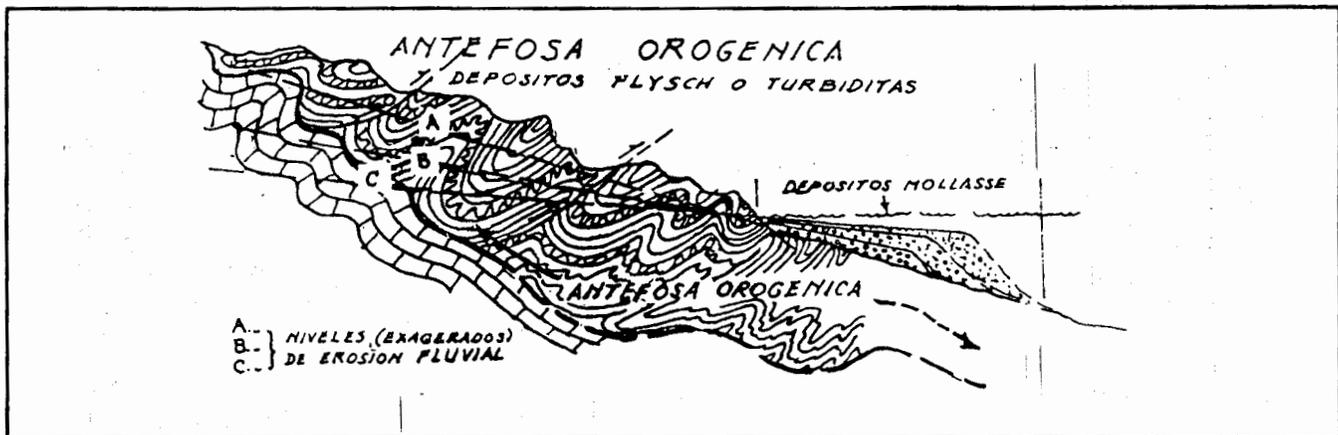


Figura 6

CAPITULO III

El Eon-Criptozoico

El Eon-Criptozoico (Gr. *Cryptos* = oculto y *zoo* = animal o vida) es el tiempo más antiguo de la tierra y como su nombre lo indica se refiere a rocas que se encuentran generalmente sepultadas bajo la enorme cubierta de los sedimentos marinos y continentales posteriores. Está dividido en dos eras; Arqueozoica y Proterozoica; comúnmente se hace referencia a éstas, con el calificativo de "El Precámbrico".

Las rocas de estas eras se encuentran localizadas generalmente en los escudos y las unidades de tiempo o períodos, están más o menos bien determinados en ellos.

Es sumamente interesante conocer las características tan singulares que envuelven estos períodos, tan antiguos y que se refieren a la formación inicial de la corteza terrestre. Primeramente o sea el tiempo más antiguo que se conoce en el escudo canadiense y que es el período Keewatiano de la Era Arqueozoica corresponde a rocas volcánicas de carácter básico; posteriormente, ver **Tabla IV**, en el período subsiguiente el Timiskaniano y al que se calcula, por métodos radiactivos, una edad de 1,050 millones de años lo integra una potente sedimentación, la cual más adelante es afectada por grandes disturbios orogénicos y al final por una gran erosión.

CRIPTOZOICO-EON -CANADA-			
ERA	UNIDADES DE TIEMPO	DATOS RELEVANTES	OROGENIAS
P R O T E R O Z O I C O	PERIODO KEWEENAIWIANO	Grandes derrames de lava y gruesas capas de lechos rojos (Lp) cubre la región del Lago Superior. Un geosinclinal ocupa el área de las Montañas Rocallosas.	Revolución KILLARNEY
	PERIODO HURONIANO	Un geosinclinal ocupa la región de los grandes Lagos. La glaciación se extiende en Canadá en el lago superior. Se forman grandes depósitos de minerales de hierro.	(Discordancia)
A R Q U E O Z O I C O	PERIODO TIMISKANIANO	Este es un periodo prolongado de sedimentación en cual es seguido por disturbios orogénicos y posteriormente por una profunda erosión del Escudo Canadiense.*	Revolución ALGOMANA
	PERIODO KEEWATIANO	Periodo de enormes derrames lávicos que cubren el área del Lago Superior interdigitándose con rocas más antiguas conocidas.*	Revolución LAURENTIANA
* Intrusiones graníticas			

Tabla IV. Tomada de Schucher, Ch. (1946)

De acuerdo con estos datos, durante el primer período, o sea el de volcanismo, no solamente la topografía cambió, haciéndose más agreste, sino que para que hubiera habido una potente sedimentación en el período siguiente, necesariamente tuvieron que influir todos los agentes atmosféricos: lluvia, nieve, vientos, ríos; en otras palabras, actuó, formidablemente durante un tiempo geológico muy prolongado, el ciclo de erosión.

En el período Huroniano de la Era Proterozoica hubo glaciación y el nacimiento de un geosinclinal y con él la invasión marina sobre el paleocontinente. Se formaron minerales de hierro, los más grandes del hemisferio. En fin, en esta era se comienza a palpar, por primera vez, el surgimiento de la vida al aparecer las primeras plantas acuáticas.

Los fósiles son raros en esta era, sin embargo, existe evidencia indirecta de abundante vida primitiva, fundamentalmente algas. Debido a esta particularidad se le ha designado con ese nombre y comprende naturalmente uno de los tiempos más largos de la evolución terrestre. La subdivisión del Criptozoico-eon, en dos eras las cuales, inicialmente se pensó que se encontraban separadas por una extensa y general discordancia. La Era Arqueozoica, o sea la más antigua o primitiva, se supuso estaba formada por rocas ígneas transformadas en ortogenesis o esquistos. El Proterozoico por rocas esencialmente sedimentarias más o menos metamorfizadas (ver fig. 7).

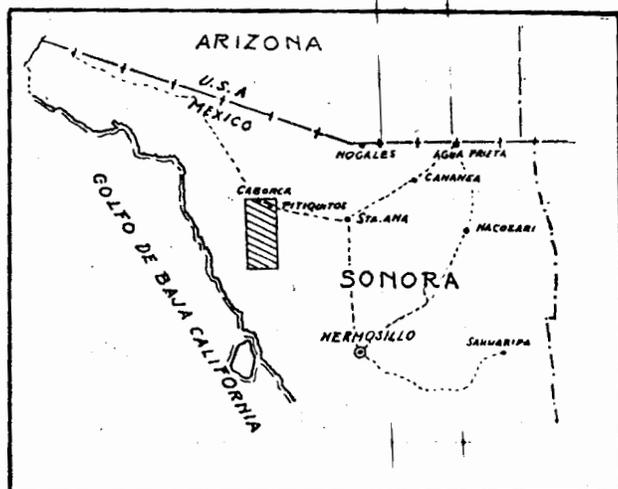


Figura 7

En México, en los estados de Oaxaca, Sonora y Guerrero se han observado rocas metamórficas que acusan una edad absoluta de más de 1,000 millones de años, sin embargo, poco se conoce de ellas pues la información se encuentra dispersa e incompleta. Las rocas de estas eras pueden ser de interés minero, por lo que su localización y distribución, integrada a la historia geológica del país, sería de gran valor económico. Se les supone que forman parte del extremo occidental de México quizá sepultadas bajo la Sierra Madre Occidental que conjuntamente a las rocas metamórficas de Guerrero, Sonora y Oaxaca formen el antiguo Antepaís Paleozoico como se señala en las páginas siguientes (ver fig. 8a).

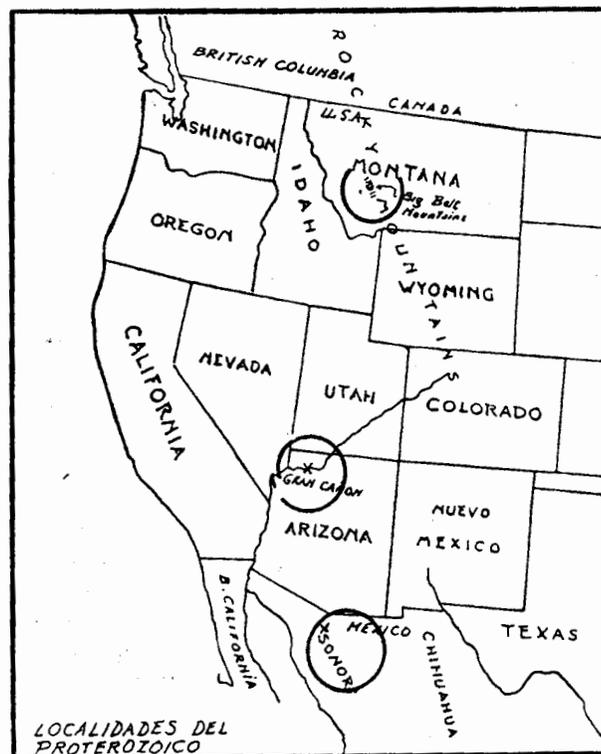
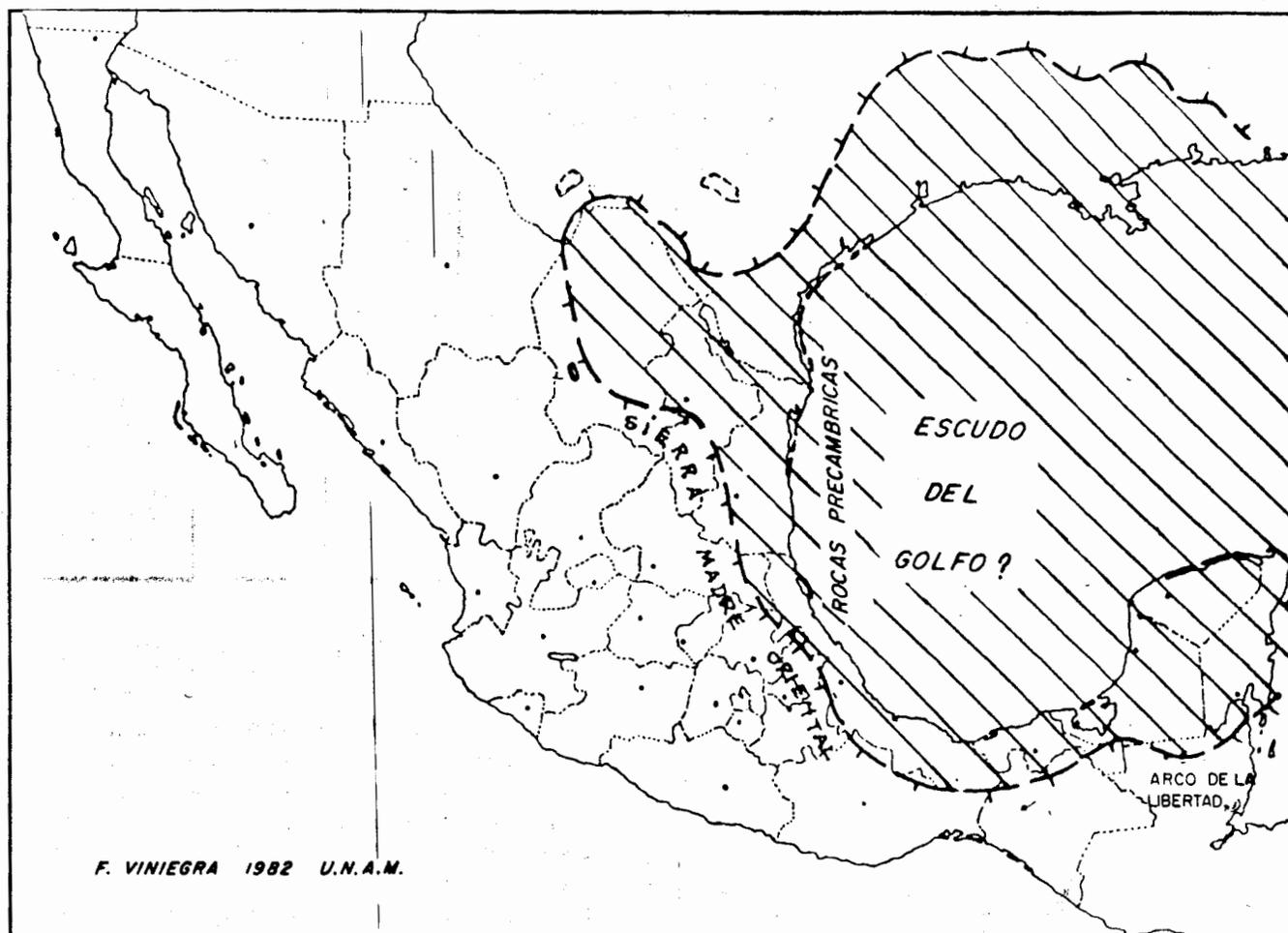


Figura 8

Escudos

Los escudos corresponden a unidades geomorfológicas que, como su nombre lo indica, tiene la forma convexa de un antiguo escudo guerrero. Son áreas gigantescas estables y rígidas, que durante las subsiguientes eras, o posteriores a su formación, han permanecido inalterables, resistiendo los esfuerzos diastróficos de las revoluciones orogénicas que aconte-



F. VINIEGRA 1982 U.N.A.M.

Figura 8a

cieron inmediatas a ellos. Vendrían a ser el esqueleto de la anatomía terrestre puesto que a cada continente corresponden uno o dos escudos. En América se conocen tres escudos: el Escudo Canadiense, el escudo Guayanés al sureste de Venezuela y el escudo Brasileño. El autor, de acuerdo con la tectónica que circunda el Golfo de México, piensa que esta gran área, corresponda a un escudo sepultado (A.A.P.G. 1971).

De los ocho escudos existentes en la superficie de la tierra, el de Canadá es el más grande, con una superficie aproximada de dos millones de millas cuadradas (ver fig. 9).

En general, las rocas que comprenden los escudos originalmente fueron intensamente plegadas y metamorfozadas durante todo el tiempo que duró el

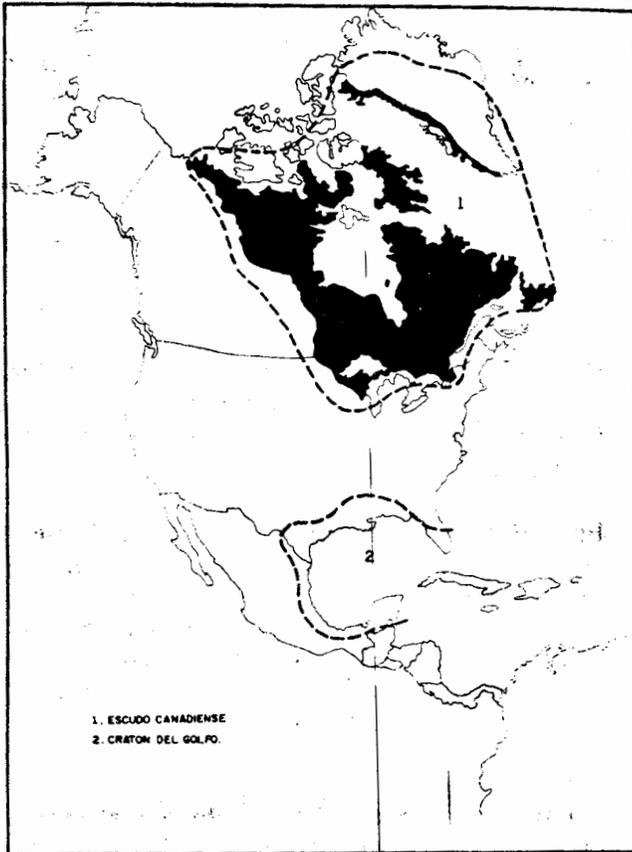
Criptozoico-Eon o Pre-Cámbrico. Son de origen, predominantemente ígneo básicas volcánicas y con intrusiones posteriores de cuerpos batolíticos graníticos.

En los Estados Unidos, las rocas correspondientes a este tiempo geológico se localizan en la garganta del río Colorado, en su parte más profunda formando los Esquistos Vishnú, los cuales incluyen una variedad de mica-cuarzo-horblenda-esquisto intrusionados por grandes cuerpos graníticos y por un buen número de diques pegmatíticos (Tabla V).

Por su naturaleza química, se sabe que algunos de estos cuerpos de esquistos, fueron inicialmente rocas sedimentarias y otras tuvieron un origen ígneo volcánico.

Escala de Tiempo		Región de los Grandes Lagos		U.S.A. Poniente		México Pacífico
PROTEROZOICO	CRIPTOZOICO TARDIO	OROGENIA PENOKEANA (Intrusivos Graníticos.- Largos periodos de erosión.		Gran Cañón del Colorado	Sistema Beltiano	Form. Gamuza (Sonora)
		KEWEEBawan	Keweenawan Volcanismo y depósitos sedimentarios			
		OROGENIA ALGOMAN (Intrusiones graníticas.- Largo período de erosión.				
ARQUEOZOICO	CRIPTOZOICO TEMPRANO MEDIO	TIMISKANIANO		Esquistos Vishnu	Gran Cañón del Colorado	?
		OROGENIA LAURENTIANA (intrusivos graníticos.- Largos periodos de erosión.				
		KEEWATIANO	Sedimentos Soudan Volcanismo Keewetiano Sedimentos Couthching			

Tabla V. Subdivisiones del Criptozoico
Tomada de Schuchert, Ch. y Dumbar, C.O., 1946, ampliada



1. ESCUDO CANADIENSE
2. CRATON DEL GOLFO.

Figura 9

En el escudo Canadiense, las rocas que componen su gran cuerpo, son principalmente rocas metamórficas e intrusivas; en cambio en el Cañón del Colorado, está bien marcada la Era Arqueozoica con los esquistos Vishnú de la Era Proterozoica compuesta de rocas sedimentarias y derrames volcánicos finales, que en conjunto forman un potente cuerpo de rocas de más de dos millas de espesor.

La sección de rocas sedimentarias más antiguas que se observan en el Cañón del Colorado, quizá sea de las mejor expuestas en el mundo debido a que las orogenias no las afectaron no obstante que incluye rocas de las Eras Paleozoica y Mesozoica. Los sedimentos conservan su estratificación paralela y aunque con discordancias erosionales y angulares, facilitan el estudio de todo lo que aconteció en la historia geológica, que se remonta a más de 1 500 millones de años, en esta región de la tierra.

La particularidad que tienen los estudios de las rocas Pre-Cámbricas o sea del Criptozoico-Eon en el escudo Canadiense, estriba en que en él, todas estas rocas están más ampliamente distribuidas. Además, ahí fueron primeramente observadas y estudiadas con detalle, por lo que esta área de Norteamérica será siempre una región tipo y punto de comparación para otras donde se encuentran los otros escudos. El descubrimiento, en este escudo, de grandes yacimien-

tos de minerales fundamentalmente fierro, ha conducido a que estas rocas tan antiguas, se vean con un gran interés económico.

Clima

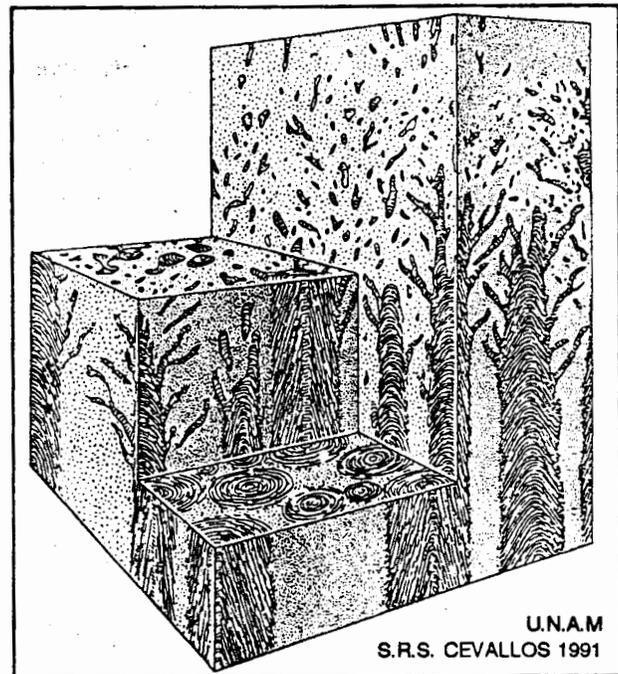
Como dato importante sobre esta era, están dos grandes eventos que contrastan entre sí, se refieren a dos cambios climáticos que tuvieron lugar en esta amplia región; el primero comprende una glaciación que parece haber acontecido en dos períodos de la era Proterozoica y cuyo efecto se deduce que fue mundial, de acuerdo con lo que se observa sobre este fenómeno en el escudo Australiano y donde quizá esté mejor definido. El otro es aún más interesante porque marca climas de tipo subtropical o templado, ya que aparecen por primera vez la vida en forma de algas, en esas latitudes septentrionales tan próximas al actual Polo Norte y quizá en una atmósfera enrarecida, pobre en nitrógeno y oxígeno.

Sabemos que las algas del mar son las que dan el mayor porcentaje de oxígeno a la atmósfera y que esto es el resultado de un proceso físico-químico de las plantas con la clorofila y la fotosíntesis de las mismas. Así que, según se puede deducir por la evidencia fósil de las primeras algas en el ambiente acuático de la Era Proterozoica, fueron éstas la primera manifestación de la vida en una atmósfera casi carente de oxígeno. El oxígeno liberado por estas plantas acuáticas y el hidrógeno y nitrógeno desprendido de la actividad volcánica, fueron los elementos básicos para la multiplicación de la vida en todas sus manifestaciones sobre la faz de la tierra.

La presencia casi increíble, de depósitos de glaciación que se han encontrado en diversos países, subyaciendo a las rocas del Proterozoico Tardío y en clara discordancia angular y erosional, independiente del grado de metamorfismo de las mismas rocas, colocan a estos cuerpos clásticos sedimentarios continentales dentro del Proterozoico Temprano. Se ha encontrado evidencia de este fenómeno climatológico en: el Sur de Africa, Australia, China Nor-Oriental, Siberia, India, Noruega, La Gran Bretaña, Los Grandes Lagos en Canadá y E.U., etc. Esta primera glaciación que aconteció en el tiempo, llamado en Norte América TIEMPO HURONIANO (derivado del Gran Lago Hurón, situado entre Canadá y los E.U.A.) y que se extendió por tan diversas latitudes, como en Asia,

dan apoyo a razonar que han existido movimientos de desplazamiento constantes de los continentes y parte de ellos, en el transcurso de la inmensidad del tiempo.

En México y de hecho en Norteamérica, las conclusiones que se derivan de los diversos afloramientos del Proterozoico Tardío, con respecto al clima en que se desarrollaron y evolucionaron los enormes cuerpos sedimentarios calcáreos, algunos muestran la evidencia de que existió vida vegetal en su medio ambiente; otras rocas contienen arcillas de color negro que podría uno aventurarse a pensar que su color fue producto de la presencia de alguna forma de flora terrestre, acarreada al mar por corrientes fluviales o por la acción de las altas mareas, sobre las planicies de inundación, donde se desarrollaban o crecían los bancos arrecifales de Estromatolitos y Gallenia sp., (Lámina I), ésta última localizada en las calizas de este período, en la Bahía de Hudson. Esto aunado a las escamas de grafito encontradas en otras regiones del norte, son un buen argumento para considerar que los climas, en este último periodo del Pre-Cámbrico, eran húmedos calientes para crear y desarrollar tipos de vida vegetal en aquellas tierras inhóspitas, inmediatas a esos mares desaparecidos en la historia y evolución de la tierra.



U.N.A.M
S.R.S. CEVALLOS 1991

Lámina 1. Estromatolitos "Formación Gamuza" (Bioherma)
Conophyton y Jacutophyton (Sonora).

Si la vida, en su forma más primitiva se originó en el agua y en los primeros mares que cubrieron nuestro planeta, se levanta la pregunta ¿cómo estaban distribuidas en aquellos tiempos las masas de tierra que encerraban esos mares?. Esta pregunta quizá nunca tenga contestación en virtud de que los fósiles de esta edad no son abundantes, más bien son primitivos y escasos lo que impide primeramente su clasificación y con ello dificultan establecer una correlación de lugares distantes o a veces cercanos entre sí. Por otra parte el metamorfismo que fue bastante intenso en gran parte de los escudos, desvanece toda posibilidad de buscar fósiles en estas rocas. Otra particularidad negativa a esta labor de correlación, son las erosiones que deben haber actuado en los períodos de las eras Pre-Cámbricas o del Criptozoico-Eon. Son incontables los factores que intervinieron para cambiar por completo las formas originales de la superficie de nuestro planeta.

El trabajo de los investigadores es arduo, pues el único criterio para la clasificación y correlación de estas rocas que siguen, es propiamente la roca en sí, su naturaleza lítica; esto tiene indudablemente un valor relativo y puede caer en errores. Quizá los elementos radiactivos y otros elementos que pueden contener las rocas de esta edad, con el tiempo, den una edad más exacta que haga factible su correlación mundial.

M. Alvarez, en sus apuntes de Geología, Paleogeografía y Tectónica de México señala una lista de factores que denomina físicos y que son los que se han usado hasta ahora para la clasificación y correlación de las rocas del Pre-Cámbrico en los escudos; conviene que el estudiante aprenda esos factores o elementos tan importantes, no únicamente para aplicarlos en la correlación de rocas del Pre-Cámbrico sino para sus trabajos profesionales de campo, a nivel local y más adelante regional.

- 1.- Carácter litológico
- 2.- Continuidad de las formaciones
- 3.- Semejanza de las formaciones
- 4.- Semejanza en la secuencia de las formaciones
- 5.- Depósitos subaéreos o subacuáticos
- 6.- Discordancias
- 7.- Relaciones con series de edad conocida
- 8.- Relaciones con las rocas intrusivas
- 9.- Intensidad de la deformación
- 10.- Grado de metamorfismo

Marco geológico Pre-Cámbrico mexicano

Con el fin de tener una base para poder entender mejor la evolución histórica de la geología en México, partiendo de las rocas Pre-Cámbricas, es indispensable imaginar que los actuales contornos de la República Mexicana eran diferentes a los actuales y han ido evolucionando y cambiando a través de las eras geológicas. Sin embargo, el actual basamento cristalino al que podemos llamar zócalo continental, debe aún conservar muchos (rocas) elementos de su pasado histórico.

Este basamento fue modificando sus contornos a través del tiempo geológico el cual se refiere a cientos de millones de años, cuando la superficie de la tierra debió lentamente cambiar su aspecto por los mares incipientes que comenzaban a cubrirla y aumentar en volumen. Difícilmente o imposible, es en el momento actual, imaginarse cómo pudo ser la geografía al finalizar el Pre-Cámbrico en los actuales continentes. Únicamente por la evidencia de las rocas de origen marino y los fósiles que contienen animales y ocasionalmente plantas, puede la mente humana atreverse a penetrar en el profundo misterio del pasado geológico de la tierra.

Las rocas del Pre-Cámbrico en México y sur de los Estados Unidos de Norteamérica se encuentran erráticamente distribuidas, expuestas a los ojos y mentes de los investigadores, quienes sacan o deducen hipótesis respecto a su distribución global actual y por supuesto local.

Las grandes planicies costeras que circundan el Golfo de México desde la Florida hasta la Península de Yucatán, incluyendo la amplitud del mismo Golfo, por exposiciones en la superficie, así como por pozos petroleros perforados a profundidades variables; a estudios de magnetometría aérea, sismología terrestre y marina, se sabe y se deduce, que las rocas del Pre-Cámbrico se encuentran sepultadas bajo rocas sedimentarias marinas de edades que van desde la era Mesozoica hasta el Reciente. Los estudios efectuados por el barco oceanográfico CHALLENGER, de los E.U., en el centro del golfo, señalan que a la profundidad de 5,800 m, se localiza el complejo basal con reflejos de tan alta velocidad, que se les compara con las velocidades oceánicas.

Secciones simológicas marinas ha cruzado en todas direcciones al Golfo de México, de manera que el

complejo basal o metamórfico del Pre-Cámbrico, se detecta perfectamente ascendiendo hacia las costas, tanto de los E.E.U.U. como de México.

El Proterozoico en México

Es en el estado de Sonora, en su extremo nor-occidental donde se han encontrado rocas sedimentarias de origen marino del PROTEROZOICO, con un espesor de más de 3,000 m, que hace pensar e imaginar, en el pasado remoto de la tierra, en una amplia bahía que debió hundirse lentamente ocasionando que los mares de esa era, penetraran o avanzaran más hacia el oriente, en un avance lento pero persistente, todo esto ocasionado por basculamiento continental. ¿Qué tan grande fue esta inundación en México? no lo sabemos aún pero para haberse depositado una columna de sedimentos calcáreos de más de 3,000 m, de espesor en el área de Caborca, allá en Sonora, quiere decir que ese mar, no solamente cubrió la superficie norte de Baja California y gran parte de Alta California y Arizona, sino todo el estado de Sonora y región nor-occidental de Sinaloa. Posteriormente, movimientos orogénicos, levantamientos corticales, como fallas de tensión, compresión, intrusivos ígneos y metamorfismo regional, modificaron su superficie y finalmente la erosión, a través de las eras subsiguientes, limitaron la exposición de todas las rocas, tanto sedimentarias como ígneas de esta Era.

Las rocas sedimentarias marinas del Proterozoico de Caborca y concretamente el área de Pitiquitos, observadas y estudiadas dentro de una estructura erosionada en forma de un gran anticlinal asimétrico muy complejo, orientado norte-sur, se encuentran aflorando las rocas que componen las formaciones crono-estratigráficas en su orden de antigüedad, de abajo hacia arriba: El Arpa, Caborca, Pitiquito, Gamuza, Papalote y Gachupín (figs. 10 a 13). Esta secuencia sedimentaria formada bajo condiciones someras, rica en carbonatos y magnesio, está cubierta en el oriente, por material volcánico de rocas ácidas, como riolitas y andesitas, fenómenos erúptivos que parecen haber tenido lugar durante la Era Mesozoica. Las rocas representativas del Paleozoico son erráticas y escasas. La

denudación que siguió a esta última era había hecho casi desaparecer lo que había acontecido en el transcurso de ella.

Varias de las rocas ígneas intrusivas y algunas metamórficas, han sido datadas por métodos radiactivos. Al granito de la localidad de Aib (figs. 11 y 13), se le determinó una edad de 1,110 + 10 millones de años las calizas de la Formación Arpa, que suprayacen el cuerpo granito, con abundantes estromatolitos (Lam.1) sin mostrar evidencia de pirometamorfismo, señala que el granito ya existía cuando se produjo la transgresión marina con que finalizó la era Proterozoica.

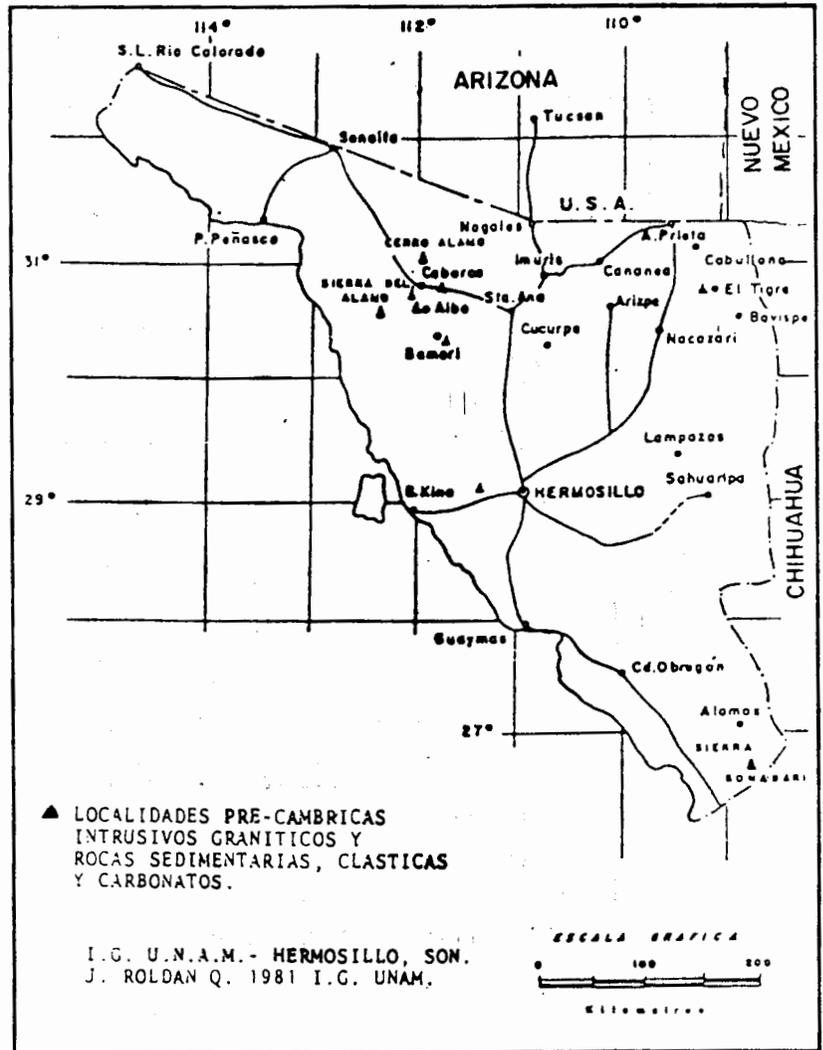


Figura 10

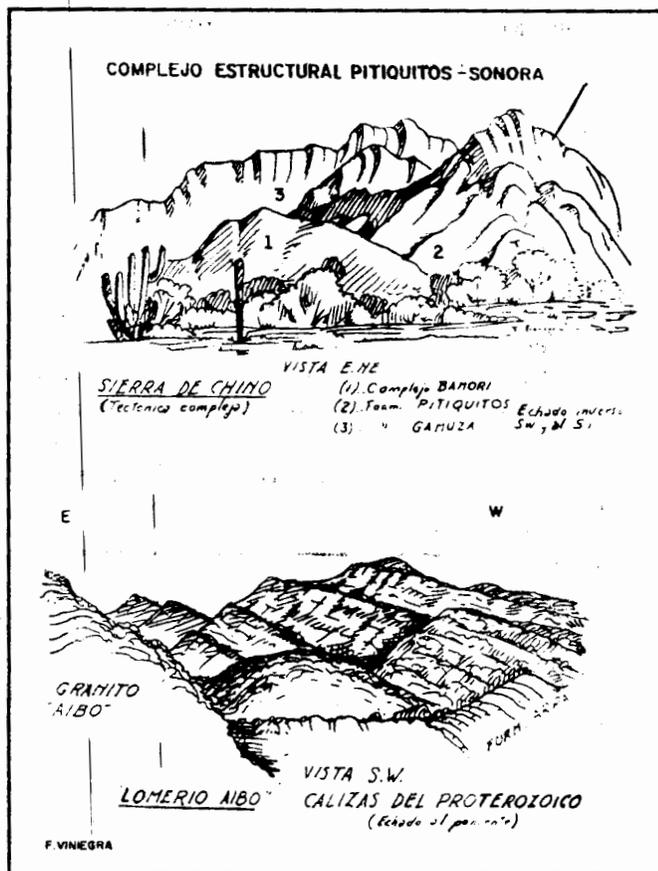


Figura 11

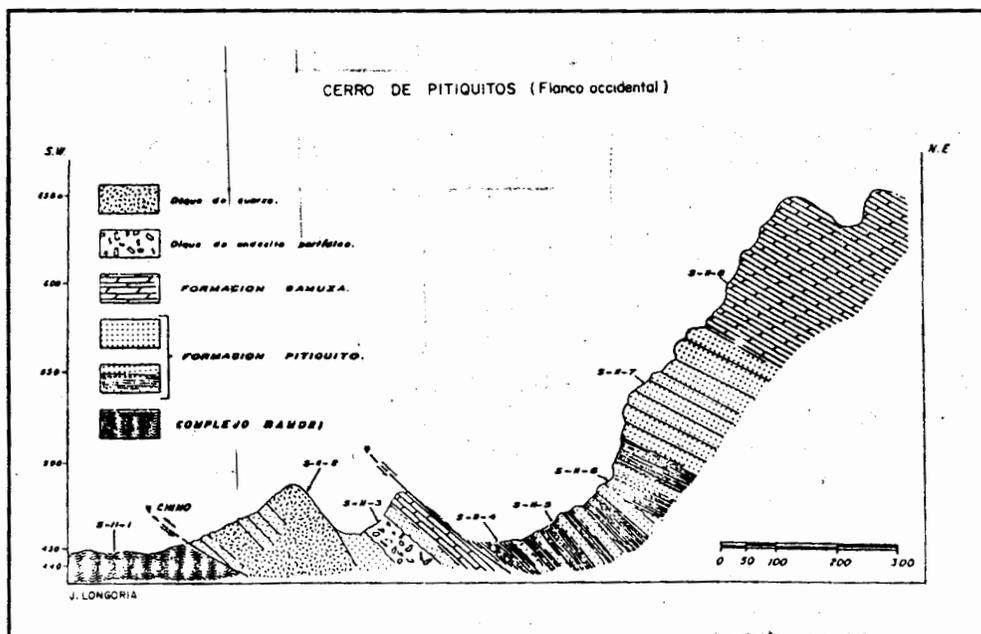
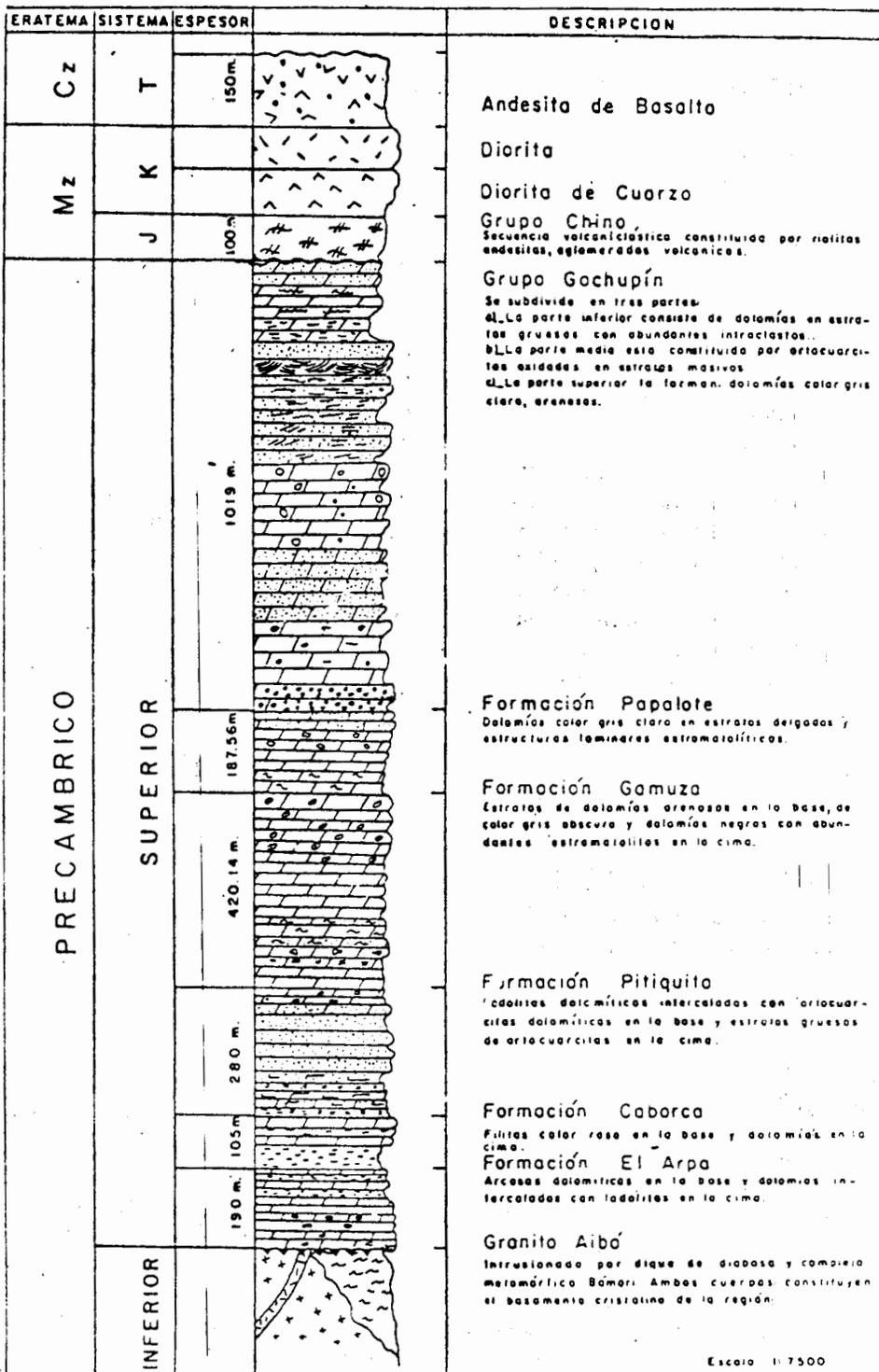


Figura 12



Escala 1:7500

University of Texas at Dallas José Longoria
COLUMNA LITOSTRATIGRAFICA COMPUESTA DE LOS CERROS EL ARPA - GAMUZA.

Figura 13

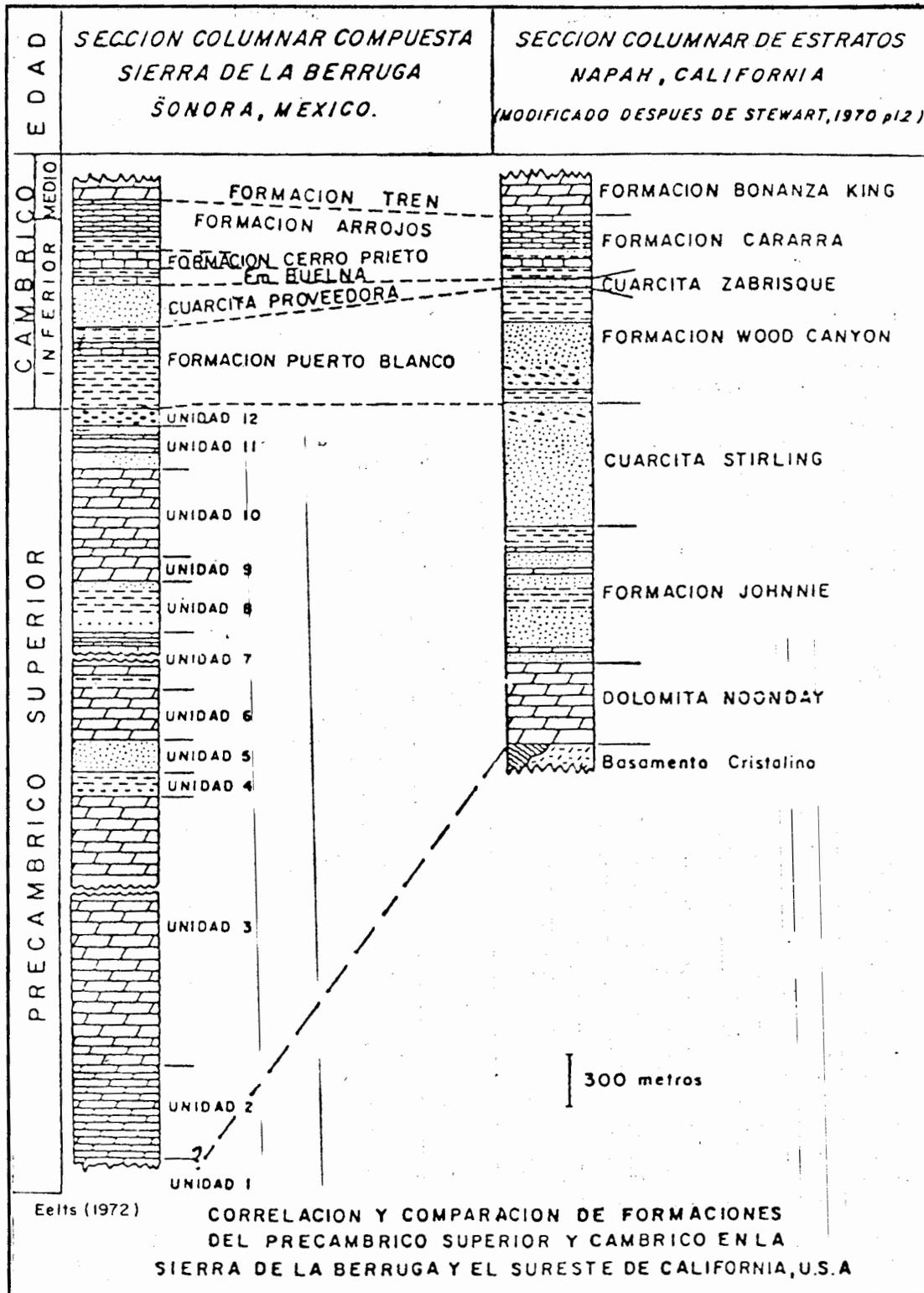
Cooper y Arellano (1956), sentaron las bases para el estudio estratigráfico del Proterozoico Tardío en aquella región, dividiéndolo en tres unidades estratigráficas. Arellano señaló, que el contacto que se efectuó entre el PROTEROZOICO y el PALEOZOICO TEMPRANO, podría haberse efectuado transicionalmente, es decir que los mares del Cámbrico fueron una continuación de los del Proterozoico, con variación en litología marina consiguientemente en la batimetría de sus fondos marinos. Más adelante, esta hipótesis la apoya Eells (1972) observando el contacto de las dos eras, en los cerros Calaveras y San Clemente. Sin embargo ese contacto que se observa como transicional, podría ser aparente, como veremos más adelante observando éste fenómeno regionalmente, ya que en la columna estratigráfica de Eells, en la unidad 12 (fig. 13a) se observa un conglomerado en la parte superior que bien podría corresponder a un período de erosión por emersión previa a la entrada de los mares del Paleozoico Temprano y a sus depósitos sedimentarios, con los que parece guardar una relación paralela y litográfica de sedimentos de ambiente nerítico costero, como es la entrada a la Formación Puerto Blanco, del Cámbrico, que se muestra en la misma fig. 13a. El contacto entre las dos eras que ha sido observado en la región de Caborca por varios geólogos, ha sido ampliamente discutido y la mayoría se inclina por considerar que éste contacto, es discordante por fenómenos tectónicos acaecidos al final del Proterozoico de carácter regional norte-sur.

En el cañón del Colorado, en el norte del estado de Arizona y donde se puede observar más claramente las rocas del Pre-Cámbrico o Proterozoico, en casi toda su magnitud; los estratos del Cámbrico se ven aún hoy, casi horizontales, descansando en fuerte discordancia angular y erosional, sobre las rocas del Proterozoico. Esto significa que al finalizar la sedimentación de los que se conoce como "The Grand Canyon System" y que comprende "Los Esquistos Vishnú" en la base del Proterozoico Superior, fue intensamente afectado por un levantamiento regional, con plegamientos suaves, finalmente desarticulados por un sistema de fallas de tensión o de gravedad, que cambió la horizontalidad del paisaje regional en accidentado y montañoso, que a su vez fue erosionado por acción del intemperismo y degradado, volviendo a quedar la región formando un peniplano sobre el cual, al hundirse nuevamente bajo el mar, durante el principio de la era Paleozoica, los mares del Cámbrico la inundaron, cubriendo sus sedimentos de azolve, con

estratos horizontales de arenas y lodos, los restos erosionados y desarticulados del Proterozoico; incluyendo en este fenómeno deposicional discordante, a los Esquistos Vishnú.

Estos eventos histórico geológicos que se observan en el Gran Cañón del río Colorado, se repiten con ciertas variaciones, en otras partes de las Montañas Rocallosas, donde el Pre-Cámbrico, se muestra formando dos grupos de rocas bien diferenciados, uno intensamente metamorfozadas, de rocas ígneas y otro más joven de origen sedimentario, cubriendo al primero en fuerte discordancia erosional y deposicional, según lo describen por C. Schuchert y C.O. Dumbar. La región de Sonora en México, parece encajar, con sus rocas Pre-Cámbricas, en el panorama geológico de aquella provincia geológica de Norteamérica y ser parte integrante de aquellos eventos de las Rocallosas. Sonora, así como el occidente de México, no solamente fue afectada por la REVOLUCIÓN Pre-Cámbrica, sino como veremos más adelante por otras posteriores como el final de las eras Paleozoica, Mesozoica y especialmente la Cenozoica, así que el área de Caborca, es una zona geológica muy compleja que amerita ser estudiada y observada con sumo cuidado. Desafortunadamente por lo que respecta al Proterozoico, solamente en aquella entidad federativa ha podido ser localizado en su fase sedimentaria marina lo que facilita en cierto modo correlacionarla con el norte de Arizona y con algunas provincias de Alta California (fig. 7).

La provincia geológica más próxima a Caborca, dentro de los Estados Unidos de Norteamérica, es el Cañón del Colorado que dista 700 Km, (fig. 8) aproximadamente de esta localidad de México. La sedimentación en ambas parecen haber estado vinculadas por el mismo mar interior que debió extenderse, desde la Columbia Británica en Canadá, hasta la región noroeste de México, cruzando todo el territorio norteamericano hasta Arizona comprendiendo la mayor parte de las Montañas Rocallosas, donde el Pre-Cámbrico está expuesto o incluyendo al Cañón del Colorado, donde también se reconocen dos grandes grupos de rocas: uno inferior o basal, compuesto de rocas ígneas intrusivas y metamórficas, el otro superior o más joven de origen sedimentario descansando sobre el primero en fuerte discordancia. Este grupo, en las Montañas Rocallosas, en el norte de los E.U. y parte de la Columbia Británica, en Canadá, comprende un cuerpo sedimentario de más de 10,000 m de espesor, conocido como "Beltian



José Longoria

Figura 13a.

Correlación y comparación de formaciones del Precámbrico superior y Cámbrico en la sierra de la Berruga y el sureste de California, U.S.A. .

System" (fig. 8) compuesto de estratos de areniscas y lutitas y dos amplias formaciones de calizas, algunas mostrando crecimientos de algas calcáreas, que por su amplia extensión, recuerdan los crecimientos arrecifales posteriores. Todo este bosquejo expuesto del Proterozoico de Norte América, coincide con lo observado en Caborca; de manera que se puede teorizar sobre los mares que inundaron el continente por el occidente, durante el transcurso de final del Precámbrico, y que fue el de una antigua tierra formada de metamórficos con intrusivos plutónicos; esos mares se mantuvieron o conservaron prácticamente bajo las mismas condiciones de temperatura marginados por tierras de características fisiográficas parecidas, para haber dado lugar a una columna sedimentara regional constante de clásticos y calizas biógenas (algas) en una extensión de varios miles de kilómetros que actualmente existen, desde la frontera de Canadá, hasta el noroeste de México.

A diferencia del gran disturbio que sacudió la región del Gran Cañón del Colorado, con fuertes plegamien-

tos y fallas de colapso, al final del Proterozoico, el resto del territorio fue fuertemente levantado, arqueado y erosionado, desapareciendo en algunas provincias geológicas, más de 6,000 m de estratos del "Beltian System" del mismo Proterozoico. Este amplio arqueamiento regional, permitió que los cuerpos sedimentarios marinos del Paleozoico Temprano (Cámbrico), se observen paralelos en algunas localidades, a los del Proterozoico Superior con los que evidentemente guarda una gran discordancia erosional. Este fenómeno geológico debe estar presente en Sonora, de manera que lo observado en Pitiquitos, en el Cerro de la Berruga podría ser una concordancia aparente. El norte y occidente de Sonora, como se señaló páginas atrás, encierra un fenómeno tectónico muy complejo por todas las orogenias y diastrofismo que sufrió a través de las eras, especialmente las del Mesozoico y Cenozoico.

CAPITULO IV

ERA PALEOZOICA

EL Período CAMBRICO

Así como la historia de la humanidad tiene fijado un tiempo de referencia para señalar hechos históricos y otros que pertenecen a la prehistoria, como el nacimiento de Cristo abreviado con las letras D.C. y A.C.; en las edades geológicas, comienza la historia de la tierra, al inicio del período Cámbrico, lo anterior sería la prehistoria, es llamado tiempo o era Precámbrica.

En los primeros sedimentos del Cámbrico, los fósiles son abundantes y esto se presenta en todos los continentes, lo que facilita la correlación de las rocas en períodos y rehacer eventos históricos, como inundaciones marinas (transgresiones), ¿dónde se efectuaron éstas y con qué amplitud se extendieron sobre los continentes?, ¿cuánto tiempo permanecieron?, ¿se bifurcaron o ampliaron los canales marinos?, ¿cuándo se retiraron esas vías de aguas marinas?. En fin, con la evidencia de los fósiles, su hábitat y la litología es posible rehacer mucho sobre la historia de la evolución geológica de nuestro planeta. Durante el Cámbrico, apareció una especie animal que hizo distintivo este período, los trilobites, crustáceos nadadores y predadores que llegaron a ser tan numerosos que ocupan el 60 por ciento de la fauna cámbrica.

Los braquiópodos hacen por vez primera, su aparición como consecuencia de un cambio en los climas, de fríos de último período glacial, a otro húmedo caliente. Estos cambios que se antojan bruscos, pero que se efectuaron durante varios millones de años, denotan sin embargo, modificaciones o ajustes de las condiciones atmosféricas globales y que se repetirían a través de las eras geológicas.

Geosinclinales del Paleozoico

En los Estados Unidos y Canadá el período Cámbrico se manifiesta con dos grandes vías marinas que se abren a través del territorio de Norteamérica, correspondiendo ambas a dos artesas o depresiones geosinclinales, que corren casi norte-sur en los dos extremos, el oriental que se denominar la Cubeta Apalachiana y otra en el poniente la Cubeta Cordillerana (fig. 14).

La Cubeta Apalachiana queda bordeada, en el oriente por la Antigua Tierra Apalachiana de forma accidentada montañosa, que al erosionarse proporcionar todo el material detrítico que bajar hacia el área inundada, azolvando lentamente el geosinclinal naciente durante la era Paleozoica.

La región central de Norteamérica, era casi plana con relieves ocasionales, testigos mudos de fenómenos diastróficos que formaron montañas durante el Pre-Cámbrico Tardío y que fueron posteriormente casi barridas por la erosión.

El Geosinclinal Cordillerano en el extremo occidental de Norteamérica, tuvo un rumbo casi paralelo a la dirección de las Rocallosas, desde Canadá pasando por Montaña, Idaho, separándose suavemente hacia el suroeste hacia la Great Basin (Gran Cuenca) dentro de Nevada y continuando hacia California. (fig. 14).

La ausencia de sedimentos del Cámbrico Temprano, en una gran extensión del suroeste del estado de Montaña y región central de Idaho, podría significar que no tuvo depósitos porque los mares no cubrieron esta parte del geosinclinal o que una erosión posterior barrió por completo las rocas representativas de esta edad (Schuchert y Dumbar 1946).

J.E. Peterson en 1977 presenta un trabajo sobre la Gran Cuenca y muestra una sección transversal al Geosinclinal Cordillerano, desde Idaho hacia Montaña, donde expone en dicha sección, toda la columna del Paleozoico, incluyendo el Cámbrico, formado de rocas clásticas en la base y calizas en la cima, pasando con este cuerpo calcáreo, transicionalmente al Ordovícico.

En México se cuenta con evidencia diagnóstica en el estado de Sonora, de la presencia de los mares del Cámbrico Temprano que posiblemente, (figs. 14 y 15) inundaron no solamente Alta California, sino gran parte de Baja California Norte y por el sur penetraron al estado de Oaxaca en el Cámbrico Tardío. Esta vía

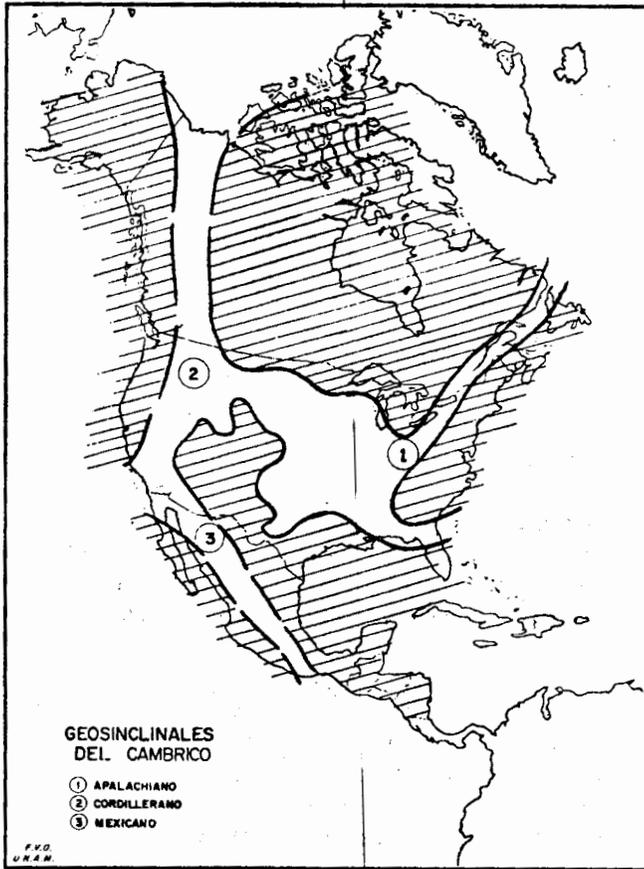


Figura 14

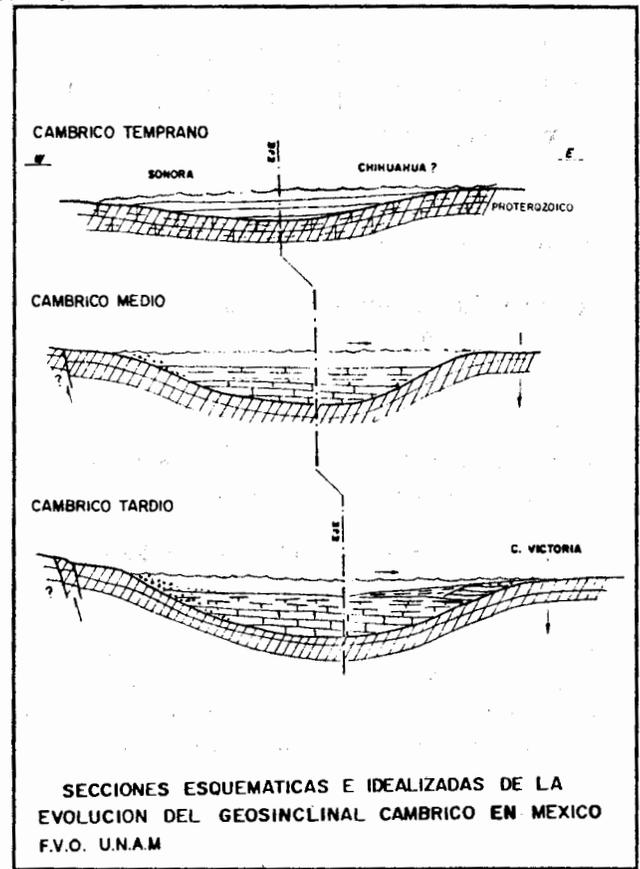


Figura 14a

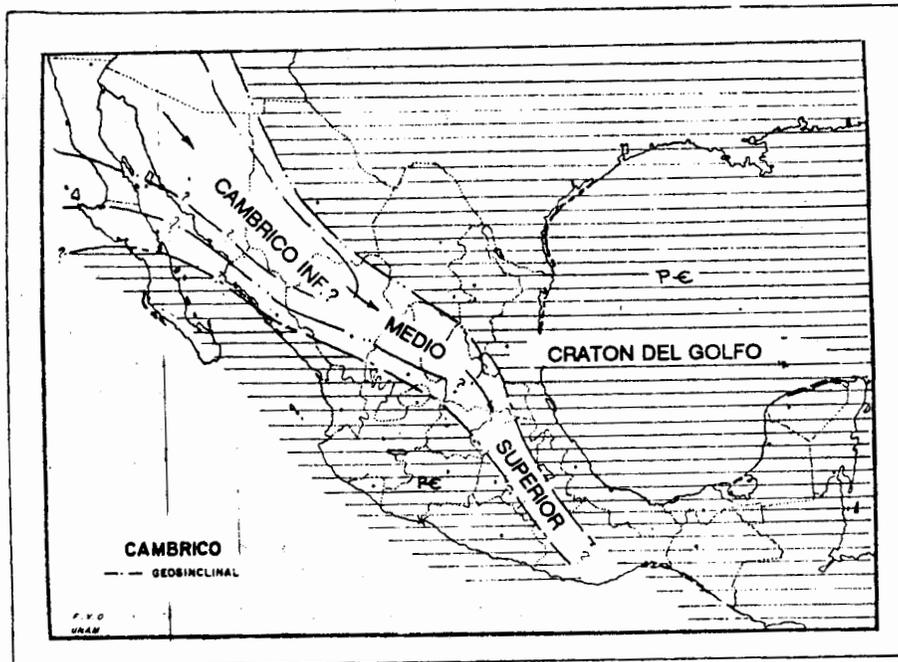


Figura 15

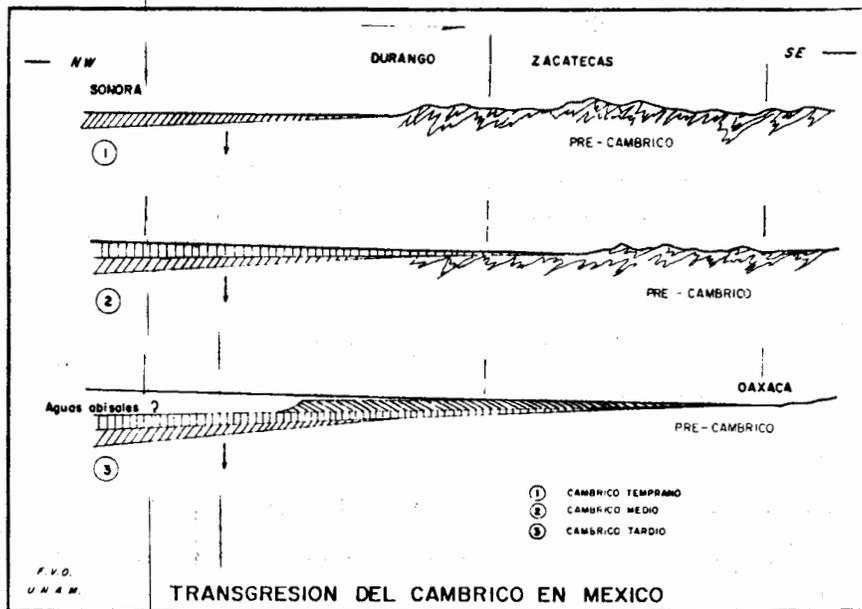


Figura 15a

marina, que no es más que la prolongación meridional de los mares del Geosinclinal Cordillerano, y parece, según la información, se mantuvo activa durante toda la Era Paleozoica, con retrocesos parciales del mar en diferentes períodos que modificaron sus contornos. Durante la evolución del mismo Cámbrico se observaa través de sus rocas sedimentarias una oscilación de las costas de oriente a poniente (fig. 18).

Los primeros investigadores que estudiaron las rocas Paleozoicas de México fueron Aguilera, Flores, Burckhardt, Dumble, King etc. Más tarde geólogos de Petróleos Mexicanos, del Instituto de Geología de la UNAM y de la U.T.D. de U.S.A. aumentaron los conocimientos que existían sobre estas rocas, sin embargo, aún se conocen poco, en virtud de que las exposiciones que hasta ahora se han encontrado en nuestro país, son pobres y fragmentadas, sobre todo en el extremo oriental, dentro del sistema orogénico de la Sierra Madre Oriental donde los afloramientos de rocas del Paleozoico, se ven intensamente plegadas y falladas, o bien encajonadas por fallas normales formando grabens.

Esta particularidad tectónica evitó que la erosión Mesozoica barriera con todas las formas topográficas, de las pasadas actividades orogénicas, que ocurrieron durante la era Paleozoica.

La existencia de un Geosinclinal Paleozoico Mexicano en el centro del país es posible en virtud de que aunque

están dispersas las localidades donde se pueden observar y estudiar estas rocas hay evidencia de depósitos marinos de azolve continuo en todo el Paleozoico, Medio y Tardío.

Cuando se haga un estudio exclusivamente para comprender cómo y hasta donde se extendieron los mares del Paleozoico en México, entonces se podrá emitir un juicio mejor fundado; por lo pronto nos conformaremos con bosquejar el posible canal o vía de mar que parece que cruzó nuestro territorio de NW-SE, y con la información que existe, dar una idea sobre la paleogeografía Paleozoica del país y como pudo ir evolucionando esta a través del tiempo (figs. 14 y 15).

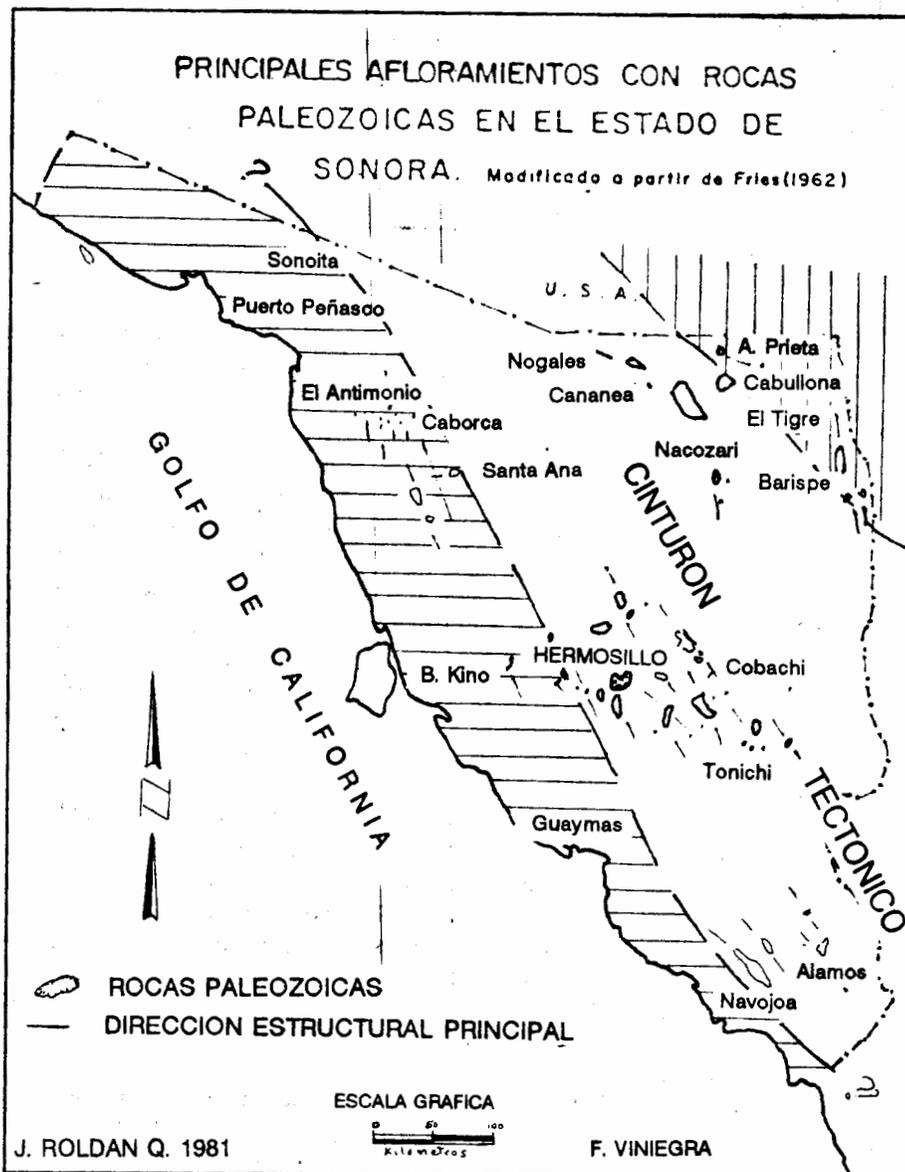
El Cámbrico expuesto en Sonora, no fue localizado hasta principios de los años cuarenta, antes solamente se tenía evidencia del Ordovícico y Pérmico. Los períodos, desde el Silúrico, hasta el Pennsilvánico, se les suponía que estaban presentes dentro de los cuerpos orogénicos intensamente plegados y fallados. No fue sino más tarde, que se pudo identificar a los períodos faltantes en Sonora y Chihuahua.

Petróleos Mexicanos, a fines de los años sesenta y durante los setenta, hizo una recopilación de los datos obtenidos por varios geólogos, sobre rocas paleozoicas estudiadas en Sonora, Chihuahua, Coahuila, Zacatecas, Tamaulipas, Hidalgo, Querétaro, Oaxaca, y dio una tabla de localidades.

En el estado de Sonora, el Cámbrico está representado en lo que se le ha designado como Cuenca Paleozoica de Sonora Pedregosa, con un cuerpo sedimentario bastante complejo por metamorfismo, plegamiento y fracturas, de calizas, margas, dolomitas y cuarcitas. Robert E. King, por la Sociedad Geológica de América, en 1939 hace un estudio más completo de la región con apoyo en estudios anteriores. La geología histórica de ésta región parece ser bastante más complicada de lo que se le suponía con anterioridad.

Sin embargo, aquel autor no encontró fauna del Cámbrico, Ordovícico y Silúrico por lo que muchos años quedó en duda la presencia del Paleozoico Temprano en Sonora.

Conviene transcribir algunos párrafos de R. King de lo que él, en su época observó, sobre las rocas expuestas del Paleozoico y otras más jóvenes en el área costera inmediata Golfo de California:



"Las rocas en esta área comprenden, desde rocas Paleozoicas hasta el Terciario y Cuaternario. Las rocas del Paleozoico se extienden ampliamente. Tanto las rocas del Paleozoico como las del Mesozoico son calizas, lutitas y cuarcitas."

"Sistemas presentes.- Fósiles del Ordovícico y Pérmico se encuentran en el área estudiada. La existencia del Cámbrico, Silúrico, Devónico y Carbonífero Temprano localizados en Arizona, adyacentes a la parte norte de Sonora, sugiere que pueden eventualmente, ser descubiertas dentro de la región estudiada, sin embargo, no se han descubierto aún fósiles de estos períodos."

"Todas las rocas se encuentran intensamente plegadas y falladas y las más antiguas (Pre-Cámbrico Temprano), están localmente metamorizadas. Existen varias discordancias que atestiguan períodos de formación de sistemas montañosos. Los fósiles son difíciles de localizar por escasos y por el metamorfismo. (Los sistemas montañosos no son elementos privativos o exclusivos de geosinclinales como veremos posteriormente al analizar las rocas Mesozoicas)."

El área donde se encuentran las rocas Paleozoicas, mejor y más ampliamente expuestas, de acuerdo con King, es la primeramente

Figura 16

descrita por Dumble (1900), en el noroeste de la Casita, de 13 millas de largo por 7 millas de ancho; con grandes extensiones de afloramientos no determinados; la segunda, es la Sierra de Cobachi (75 km E - SE de Hermosillo) (fig. 16).

Con estas referencias de King, se deduce que difícilmente se pueden integrar las piezas del rompecabezas para hacer deducciones, respecto a espesores que pudieran tener cada período del Paleozoico de Sonora, donde

existen numerosos afloramientos de éstas rocas, así como también en Chihuahua.

Así que el autor se concretará a dar y presentar todas y cada una de las localidades donde se han descubiertos afloramientos de los diferentes períodos del Paleozoico, sus caracteres petrológicos y hacer sus comentarios sobre los diferentes tipos de sedimentación, discordancias, (si son reconocibles), la tectónica y paleogeografía, un tanto dudosa pero factible en forma general.

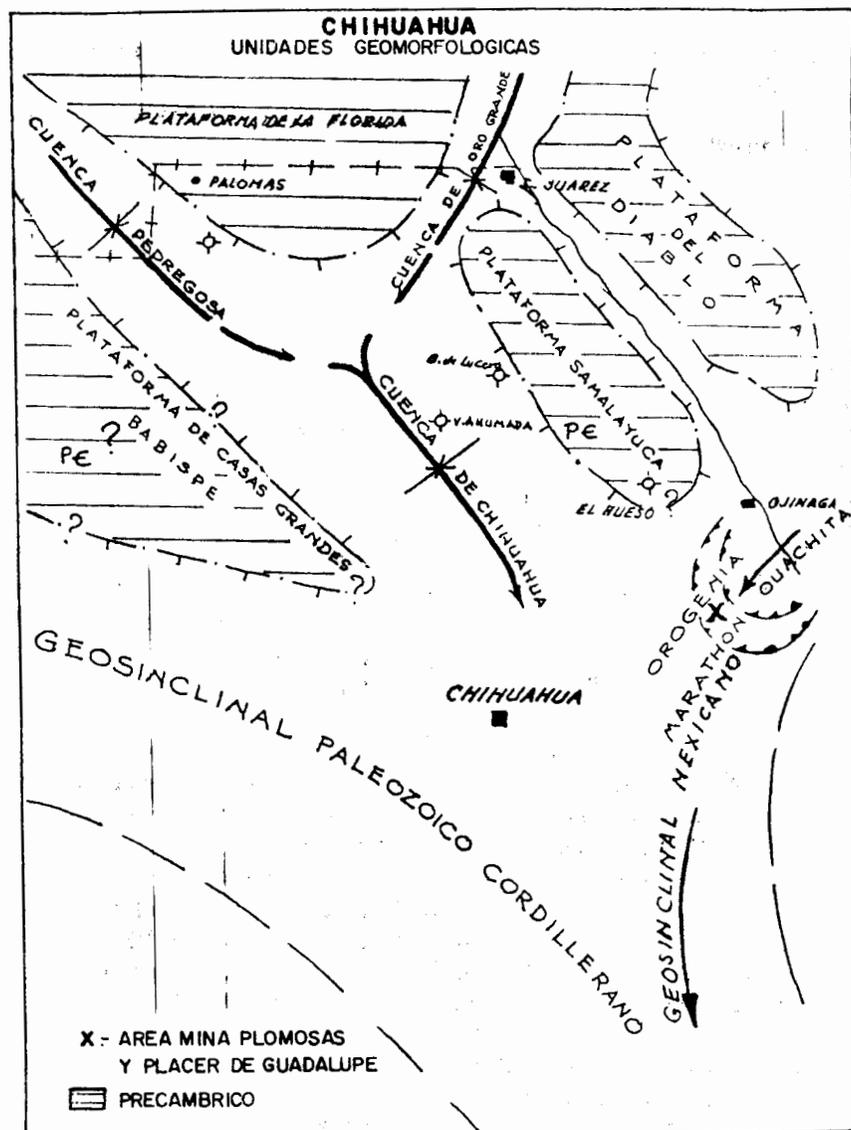


Figura 17

Paleozoico de Chihuahua

En el estado de Chihuahua, han sido estudiadas rocas del Paleozoico en dos localidades donde se exponen con bastante claridad; una de ellas está en el extremo NW del estado colindado con los EE.UU., y formando parte regionalmente, del Paleozoico de Nuevo México en el Big Hatchet y que en nuestro país se ha denominado localidad Palomas, expuestas esas rocas en un sistema de lomeríos orientado casi norte-sur.

Otra localidad, quizá la más interesante de todo el país y más difícil de interpretar, por la tectónica tan complicada expuesta, es el área de Mina Plomosa y Placer de Guadalupe en el camino de la ciudad de Chihuahua a Ojinaga y dentro del curso del río Conchos. Fig. 17.

Esta área tan compleja ha sido estudiada por varios geólogos, pero no fue sino hasta el año de 1965, para un doctorado de la Universidad de Texas, L. W. Bridges II, efectuó un levantamiento fotogeológico, con verificación de campo, y con ello pudo elaborar unas columnas cronoestratigráficas, que mostraron los cabalgamientos o pliegues de cobijadura, de una oro-genia nacida en el noroeste, en el extremo sur-poniente de Texas y que se escurrió (tectónica gravitacional) sobre el área de Placer de Guadalupe, quedando invertidos los pisos del Paleozoico, desde el Devónico, hasta el Pérmico. Esta tectónica tiene todas las características de ser consecuencia de deslizamientos orogénicos ocasionados por cuerpos evaporíticos subyacentes. Esta es una opinión del autor, quien lo postula sin tener por el momento argumentos firmes para comprobarlo.

Volviendo al Paleozoico del noroeste de Chihuahua, que es parte integrante de las rocas de la misma era, que se encuentran el suroeste de Nuevo México (Cuenca Pedregosa) y suroeste de Texas (Marathón-Ouachita), conviene presentar un resumen de lo abreviado por algunos autores norteamericanos; como R. E. Donison 1962-1964, sobre la edad de las rocas expuestas en esta área.

Las rocas más antiguas en Texas y Nuevo México, así como Chihuahua, están datadas entre 1500 y 1700 m.a. y corresponden a granitos, gneises de composición granítica y en su menor proporción a rocas metasedimentarias. Las edades radiométricas colocan a estas rocas dentro de la escala del tiempo del Pre-Cámbrico, todas ellas han quedado agrupadas dentro de lo que se conoce como Chaves granite Terrane y se localiza a lo largo del sistema de las montañas San Andrés en el área sur central de Nuevo México. Estas rocas son las que

formaron el marco para las intrusiones y/o depósitos sedimentarios de posteriores períodos.

F.E. Kottolowski, señala que entre el sureste de Nuevo México y noroeste de Chihuahua, existe una sedimentación Paleozoica de cerca de 3,300 m de espesor. Desde el Cámbrico Tardío al Ordovícico Temprano, están representados por los sedimentos clásticos denominados Bliss Sandstone, con unidades litológicas de 15 a 120 m, de espesor depositadas en forma de areniscas y calcarenitas durante una transgresión marina dirigida hacia el norte (Cratón Central de Norteamérica). En el área central y norte de Nuevo México existía, durante este tiempo, una zona positiva de escaso relieve, el Domo de Armstrong (1962), que proporcionó el material detrítico en los mares del Paleozoico Temprano y que azolvó las depresiones existentes (Cuencas).

No se ha encontrado evidencia de la presencia de rocas Cámbricas en Chihuahua, lo más antiguo que se conoce son las areniscas, calizas y lutitas del Ordovícico en el área de Placer de Guadalupe. Bridges señala que el mismo tipo de sedimentación del Ordovícico, se localiza en el Marathon, El Paso (Texas) y en Mina Plomosas (Placer de Guadalupe, Chih.) lo que indica que esta región correspondió, para ese período, a una plataforma marina amplia y nerítica que se extendió por gran parte del norte de Chihuahua, y estuvo ligada a la sedimentación del sur de Nuevo México y Texas.

Este tipo de sedimentación, indica mares someros próximos a un margen continental, que correspondió a rocas Precámbricas, como veremos más adelante, y es el patrón sedimentario, con pequeñas variantes, que caracteriza a los depósitos de la era Paleozoica en México. Bridges considera, que toda la sedimentación Paleozoica de Chihuahua no es mayor de 2,000 metros.

Este investigador efectuó un estudio muy detallado del Paleozoico de Placer de Guadalupe y Plomosas; localidades ubicadas el este noreste de la ciudad de Chihuahua, fig. 17. Es ésta, quizá, la mejor área en México donde se puede hacer un estudio lito y cronoestratigráfico de casi todo el Paleozoico.

Chihuahua es la zona crucial, donde pudieron haberse unido los dos mares (figs. 19) el Cordillerano y el de Marathón Ouachita, prolongación sur, del Apalachiano. En la fig. 23 se muestran las unidades geo-

morfológicas que tuvieron una gran influencia en la sedimentación y evolución histórico-geológico del sur de los E.U. y norte de México.

En estas notas se designan plataformas, a cuerpos geomorfológicos planos, cuya constitución litológica y origen puede ser diferente. En este caso, la Plataforma del Diablo, la Central y Bavispe, las conforman rocas Pre-Cámbricas, que por su inestabilidad afectaron, en diferente forma, la sedimentación tanto Paleozoica como Mesozoica y los efectos de sus revoluciones orogénicas.

D.W. Greenlee señala, respecto a la Plataforma del Diablo, que estuvo bajo la influencia de dos orogénias, una entre el Pre-Cámbrico y otra entre el Pennsilvánico y el Pérmico. Así cada una de estas unidades geomorfológicas tuvo su parte constructiva y área de influencia sobre la sedimentación clástica o de precipitación química en las eras Paleozoica y Mesozoica de la región.

Primeros indicios del Cámbrico en México

En el estado de Sinaloa en la localidad de Guamuchil y al oriente de Tonichi (fig. 16), se puede observar un afloramiento de caliza de cristales gruesos y pedernal, con intercalaciones de pizarras calcáreas de colores blanco y negro. Contienen en sus estratos cantidades de pirita que puede ser considerado testimonio de un evidente ambiente reductor en el cual fueron depositadas originalmente estas rocas.

La edad tentativa Cámbrica, que ha sido asignada a la mayor parte de las rocas sedimentarias en esta región del país, se deben fundamentalmente, a que las rocas clásticas de que están formadas, son producto de erosión de las rocas metamórficas e ígneas plutónicas y que se les ha considerado de edad Pre-Cámbrica Inferior. (figs. 13 y 13a).

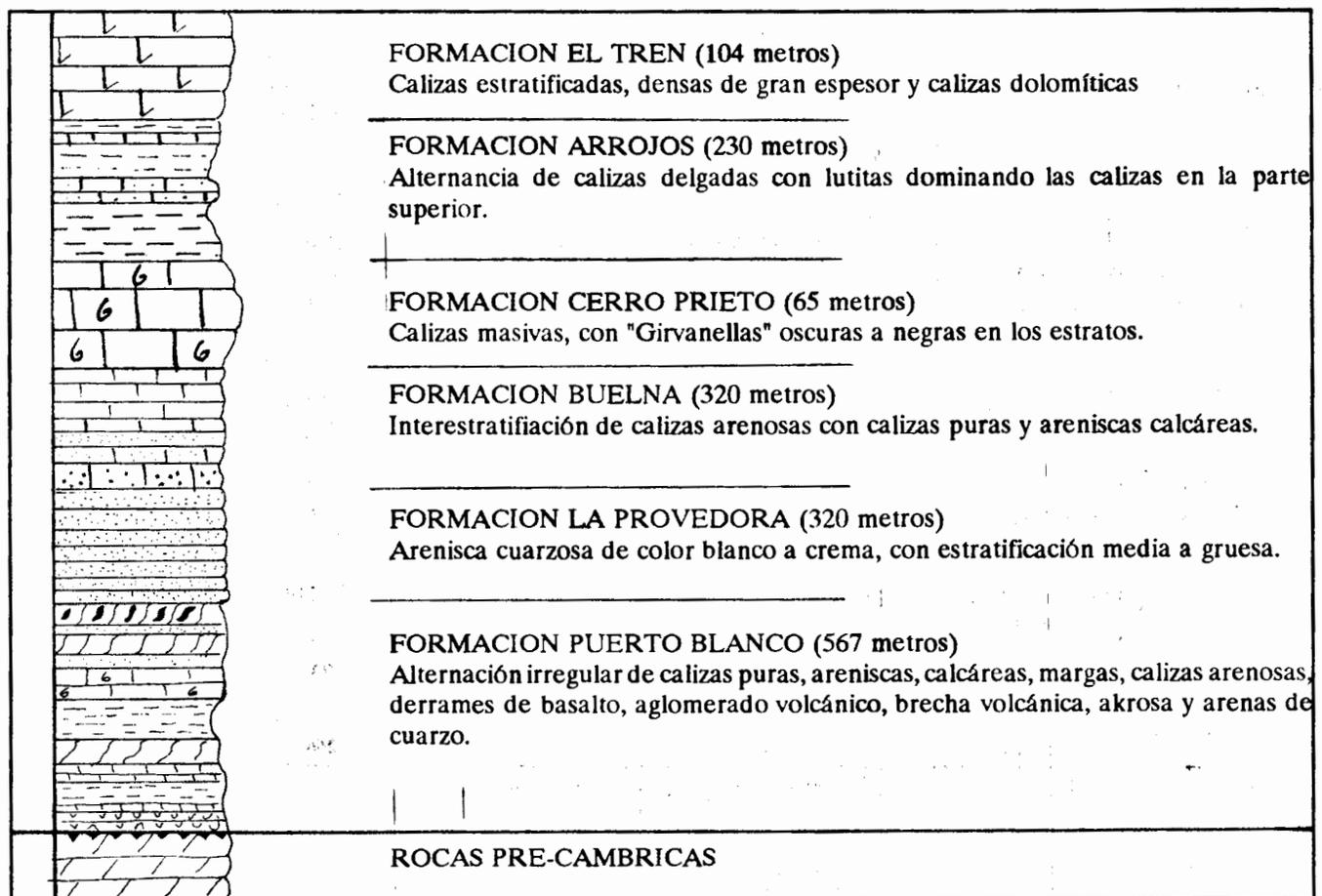


Figura 18.- SECCION COLUMNAR CAMBRICA SONORA NW

En 1941 se descubrieron los primeros trilobites del Cámbrico, al sur-oeste de Caborca, Sonora por I. Gómez y L. Torres Izábal. Los ejemplares estudiados por el Dr. A. Stoyanow de la Universidad de Arizona, los describió con los nombres de *Sonorapis Torresi Stoyanow n. sp.* y *Sonorapes Gomezii Stoyanow n. sp.* y que corresponden al género *Glossopeura Lochman*.

Más tarde Cooper y Arellano (op. cit. 1956) hicieron un estudio del área y pudieron encontrar varias localidades en la región de Caborca, una de ellas y la más importante, por ser de extensión mayor que las anteriores, es la de Cerro Provedora hacia el norte de Puerto Blanco y a unos 10 km al poniente de Caborca. Estos investigadores lograron establecer las unidades formacionales en las cuales se ha dividido el Cámbrico en México. (fig. 18).

La litología que describen Arellano y Cooper, de aquella entidad corresponde, en su mayor parte, a dolomías con un espesor de 645 m, con intercalaciones de calizas. Encuentran y describen la presencia de Trilobites que les permitieron asignarle, a la sección litoestratigráfica estudiada por ellos, una edad correspondiente al Cámbrico Medio. Estos sedimentos de origen calcáreo indican que pudieron formarse en un ambiente de plataforma marina media, con hundimiento continuo, lento y temperatura de las aguas marinas lo suficientemente calientes durante casi todo el tiempo que duró el depósito calcáreo para dar una sección sedimentaria tan potente. A ésta formación se le denominó EL TREN y se localiza al oeste-suroeste de Caborca.

Otra sección correspondiente al Cámbrico Medio es la conocida o nombrada Formación Arrojos, al sur-oeste de Caborca, compuesta de areniscas, lutitas y calizas; este tipo de sedimentación clástica equivalente en edad a la de la Formación El Tren; debió formarse en ambiente de plataforma interna próxima a la costa; su espesor es variable de 160 a 230 m, (ver Tabla VI y fig. 18).

Bajo estas condiciones de mares que inundaron el nor-oeste del país, en una transgresión marina que tuvo lugar desde Alta California, poniente de Arizona y cubrió gran parte de Sonora, Baja California y norte de Sinaloa, no parece haber logrado cubrir las tierras de Chihuahua, o por ahora no se ha logrado descubrir rocas sedimentarias marinas de éste período Cámbrico, en afloramientos o en pozos petroleros exploratorios. En aquella entidad, hay dos localidades del Paleozoico: **Palomas y Placer de Guadalupe**.

En el sur de México, en el estado de Oaxaca y en la localidad de Nochixtlán vuelven a localizarse rocas sedimentarias de aquel piso del Paleozoico, la Formación Tiñú (J. Pantoja) del Cámbrico Superior, que se describirá más adelante. Las dos regiones, donde se ha encontrado evidencia del Paleozoico Temprano basal, es a inmediaciones del Océano Pacífico, sin embargo no son contemporáneas ya que en la primera o sea en Sonora se localiza el Cámbrico Inferior y Medio y en la segunda, a más de mil kilómetros de distancia, está el Cámbrico Superior.

TABLA VI LOCALIDADES CAMBRICAS ESTUDIADAS EN MEXICO (*)

ESTADO	FORMACION	LITOLOGIA	EDAD	ESPESOR (M)	LOCALIDAD
Sonora	(1) Arrojos (Equiv. Bolsa)	Arenisca gris, roca y lutita, caliza gris	Cámbrico Medio	160 - 335	14.5 Kms SW de Caborca
	(2) El Tren	Caliza y dolomita	Cámbrico Medio	645	18 Kms W-SW de Caborca
	(3) Cerro Prieto (Caborca)	Caliza oscura	Cámbrico Inferior	99 - 110	3 Kms SW de Caborca
	(4) Buelna	Caliza y arenisca	Cámbrico Inferior	70	15 Kms W-SW de Caborca
	(5) Provedora	Cuarcita y arenisca	Cámbrico Inferior	266	10 Kms W de Caborca
Tamaulipas	(1) Naranjal	Conglomerado	Cámbrico (?)	40	500 Kms NE del Rancho Naranjal, NW Cd. Victoria
Oaxaca	(1) Tiñú	Calizas y Lutitas	Cámbrico Ordovícico	30 (15 Cám. ?)	Nochixtlán, Oax.

* Descrita originalmente por Pantoja como Nochixtlán. en el Texto se utiliza la palabra Nochistlán.

(*) Tomada de E. Lopez Ramos.

El Paleozoico de Ciudad Victoria, en el estado de Tamaulipas, comprende desde el Ordovícico hasta el Pérmico; no hay evidencia del Cámbrico, únicamente un conglomerado que por su posición estratigráfica, subyaciendo a rocas sedimentarias marinas del Ordovícico, se le supone pertenecer al Cámbrico sin evidencia diagnóstica y se le denominó "Conglomerado Naranja". Carrillo lo describe de la siguiente manera:

Conglomerado Naranja.- "Con este nombre se han designado a las rocas sedimentarias más antiguas que se han encontrado en la región de Cd. Victoria; afloran aproximadamente a 500 m, al NW del Rancho Naranja, en el Cañón de Caballeros. El conglomerado está constituido principalmente por fragmentos de gneiss sobre el cual descansa; el tamaño de los fragmentos es muy variable y se hayan cementados en matriz silicosa de grano fino a medio; las capas o estratos son de espesor medio a grueso".

No existiendo evidencia del Cámbrico en Chihuahua, provincia geológica regional donde se unieron posteriormente los mares paleozoicos del Geosinclinal Marathon-Ouachita del sur y sur-este de los Estados Unidos y los del Cordillerano del poniente del mismo país, difícilmente podía imaginarse la presencia de estas rocas de origen marino, en la base de la sedimentación Paleozoica en el GEOSINCLINAL MEXICANO, correspondiente a esta era. De manera que el conglomerado Naranja de Cd. Victoria, Tamps., podía quedar tentativamente fijada su edad como Pre-Ordovícica, ya que no se tiene evidencia diagnóstica para precisar su edad.

Localidad Tiñú Oaxaca

La localidad Paleozoica de Tiñú está ubicada a 9 kilómetros al sur-sureste del poblado de Nochixtlán; estas rocas se encuentran encajonadas en un graben de rocas metamórficas de edad Pre-Cámbrica. La otra localidad, de la misma región de Nochixtlán, está al WNW de este pueblo, sobre el arroyo Totoyac. La sedimentación del Cámbrico Tardío descansa discordantemente sobre el gneiss. La porción inferior o base de la formación la componen rocas sedimentarias de carácter clástico, como areniscas de cuarzo, inmediatamente hacia arriba, aparecen estratos de calizas y finalmente lutitas. La transgresión marina que inundó Oaxaca por el sur, con mares del Océano Pacífico, parece haberlo hecho sobre rocas de una antigua tierra Pre-Cámbrica formada de metamórficos, como los de

América Central; Honduras y Guatemala con los que existe una gran afinidad como son los paragneiss y paraesquistos. El tipo de costa, en esta región parece haber sido de suaves relieves relativamente, ya que la porción superior está compuesta de lutitas, señalando aporte continental de clásticos finos (TABLA VII). Los estratos de caliza, se interdigitan con lutitas y a la mitad de la columna, cuyo máximo espesor es de aproximadamente 200 m, cambia y se vuelve esencialmente una sedimentación de lutitas, antes de quedar interrumpida por un período de erosión Pre-Mississípico (Movimientos de basculación continental al final del período Cámbrico).

Los fósiles (Trilobites) característicos en ésta localidad son, en la porción superior: *Angelina spinosa* y *befodina Longifrons*. Porción media: *Parabolinella variabilis* y *Saukia globosa* así como otros fósiles *Asaphellus* y *Onychopuge sculptura* los cuales aparecen indistintamente en la parte superior como media.

La fauna antes mencionada fija una edad Tremadoceano equivalente a la edad de las rocas sedimentarias marinas de Europa y Sudamérica, del Cámbrico Tardío.

Habiendo existido una distancia tan grande que separa ambas localidades del Cámbrico en la República Mexicana y de pisos de este período no correlacionables en edad, es de suponer que las costas occidentales del sur de México, en las entidades ya antes mencionadas, fueron parcialmente inundadas en tiempos diferentes a través de todo el período Cámbrico (fig. 14); la inundación de los mares del norte del país no lograron comunicarse inclusive con los mares de la Cubeta Marathon-Ouachita que se iniciaba en el sureste de Estados Unidos de Norteamérica.

Clima

Poco se puede decir sobre el clima de este período en México y poco se conoce sobre el mismo tema en el mundo entero, sin embargo, la presencia de algas que tienen una cierta proliferación en el Cámbrico en varias partes del mundo, señalan un clima templado para haber dado lugar a los arrecifes de algas *Archacoyathids* del Cámbrico Inferior. También en México como en los Estados Unidos y Canadá, la formación de cuerpos de caliza arrecifal podían ser evidencia de temperaturas templadas en el hemisferio septentrional.

TABLA VI LOCALIDADES ORDOVICICAS ESTUDIADAS EN MEXICO (*)

ESTADO	FORMACION	LITOLOGIA	EDAD	ESPESOR (M)	LOCALIDAD
Sonora	Serie Mazatlán	Caliza gris azul con pedernal negro	Ordovícico Superior	50+	Entre Mazatlán y Tecoripa
	Serie Cobachi	Calizas masivas gris oscuro con pedernal	Ordovícico Superior	100	La Casita 100 Kms E-SE de Hermosillo.
	(Probablemente las mismas Series Mazatlán)				Cobachi, 75 Kms E-SE de Hermosillo
Chihuahua	Formación Sóstenas	Calizas, lutitas y areniscas	Ordovícico Superior	275	NW de Placer de Guadalupe
	Caliza Solís (parte)	Caliza y dolomita	Ordovícico Superior Devónico Med.	40	5 Km S de Mina Plomosas
Tamaulipas	Calizas Victoria	Calizas	Ordovícico (?)	10	1 Km N-W del Rancho V. Guerrero, Cañón de la Peregrina 0.4 Km NW de Cd. Victoria.
Oaxaca	Form. Tiñú (Parte)	Lutitas y Calizas	Tremadociano	30+-(1.5 ordov)	15 Kms N-NE de Nochistlán

* Nombre Provisional (véase Schuchert, Ch. p. 135).

(*) Tomada de E. López Ramos.

La fauna se hizo más abundante, aunque dominaron las formas complejas de los crustáceos como los trilobites. Varias especies, de braquiópodos hicieron su aparición en el albor de la vida animal, que comenzaba a despuntar en el Cámbrico Inferior. El ambiente se oxigenaba más con la presencia de las algas y favorecía a la aparición de otros organismos en el ambiente acuático y quizás a las primeras plantas terrestres en forma de líquenes y musgos que se desarrollan en sitios húmedos. Los líquenes son plantas criptógamas que resultan de la asociación de una alga y un hongo. Otro tipo de vida terrestre es difícil de señalar, puesto que no existen fósiles para atestiguarlo.

Es notable el cambio tan radical que sufrió el ambiente, si puede llamarse radical, el paso de la era Proterozoica a la era Paleozoica, que debe haber sido de varios millones de años, sin embargo, en la primera, la vida se reducía a las primitivas algas secretoras de carbonatos y como representantes de esta familia, estaban los protozoarios, esponjas y gusanos; en cambio, el Cámbrico de Norteamérica ha proporcionado, cuando menos, 120 diferentes clases de animales que incluyen foraminíferos, celenterados, gusanos, esponjas, braquiópodos, gasterópodos, equinodermos y artrópodos. etc.

Resumiendo sobre las características litológicas de los sedimentos del período Cámbrico en México, se puede especular que los mares de esta edad, que inicialmente entraron a nuestro país por Sonora, es posible que encontraran topografías bajas y planas, pues la presencia de calizas y areniscas calcáreas con lutitas indican, como se señaló anteriormente, un ambiente nerítico, pero más importante, es que no existía una fisiografía madura en las áreas emergidas contiguas a esta vía de mar, de otra manera estaría perfectamente marcado, por el proceso de erosión y denudación de costas accidentadas; la sedimentación resultante de esa actividad, que sería de guijarros, y en la base, quizás conglomerados de gneises y granitos, para pasar a areniscas de grano grueso y finalmente areniscas, lutitas y calizas que señalan con precisión, el desgaste de masas contiguas al mar, así como el avance de los mares hacia una tierra Precámbrica formada de rocas metamórficas, volcánicas y sedimentarias marinas e ígneas intrusivas.

La amplitud como se extendieron y desarrollaron los bancos calcáreos arrecifales, no solamente en México, sino en otras latitudes como en la Provincia de Quebec, en Canadá y aún en Groenlandia, es indicativo de que las temperaturas climáticas eran templadas

y éstas debieron mantenerse o conservarse así, por lo menos hasta el Cámbrico Tardío.

Con el advenimiento del período Cámbrico, o sea en el albor de la era Paleozoica, la presencia de la vida en la tierra, tuvo otro significado. En el mar proliferaban por primera vez algunas especies de braquiópodos y moluscos, sin embargo, las criaturas dominantes fueron los Trilobites, crustáceos predadores nadadores, que limpiaban los fondos marinos de toda la materia orgánica para ellos comestible. Se asegura que estos animales cubrieron el 60% de la fauna conocida. Su tamaño no fue mayor de 10 cm, y cubrieron todo el rango estratigráfico del período Cámbrico.

Otras formas de vida tuvieron un papel importante en la génesis de las calizas arrecifales, éste fue el *ARCHAEOCYTHIDAE* su tamaño no fue mayor de 30 cm, ya que en su apariencia recuerda las esponjas calcáreas de los arrecifes, creciendo como aquellas, unas encima de las otras. Su presencia ha permitido establecer correlaciones cronoestratigráficas, con exposiciones de estas rocas, en Quebec, Nueva York, Newfoundland, Siberia, Australia, España y la Antártida.

Al cerrarse el período hubo una **emersión** continental, los mares intracontinentales retrocedieron. Los fondos marinos de suaves relieves emergieron más ampliamente; este lapso de denudación regional y no depósito marino, causó un quiebre deposicional entre los sedimentos marinos del Cámbrico con los del período siguiente el Ordovícico que se presentó con una nueva inundación y los mares que heredaron los cauces del nuevo hundimiento regional, de los dos grandes Geosinclinales de Norteamérica, el Cordillerano en el extremo occidental y el Appalachiano en el oriente, lo hicieron con mares relativamente someros.

El geosinclinal Cordillerano quedó colmado con sedimentos marinos del Período Cámbrico de carácter predominantemente arenoso, el calcáreo cubrió la porción superior de la columna sedimentaria. En Sonora como en Sinaloa se produjo, al finalizar el Cámbrico Medio, una regresión marina hacia el occidente quedando todo ese territorio emergido conjuntamente con las tierras correspondientes a la actual península de la Baja California, la cual era parte integrante de aquellos dos estados nortños.

Durante el Cámbrico Tardío, el territorio mexicano, casi totalmente emergido, únicamente en el sur, en el estado de Oaxaca se produjo, por influjo del mar, un golfo o un

embahíamiento (fig. 15) donde se formaron los depósitos clásticos de la localidad Tiñú, Nochixtlán, Oaxaca.

La era Paleozoica en sus inicios y como huella de su nacimiento había dejado en México, datado con fósiles marinos, la evolución de su primer período geológico. En las tierras emergidas, con el cierre de la era Pre-Cámbrica, la actividad ígnea y los ajustes corticales debieron producir una orografía contrastante donde actuaban los diversos procesos de erosión y denudación.

El Período ORDOVICICO

En el período Ordovícico, que siguió al Cámbrico, los mares que invaden Norteamérica, marcan una de las mayores inundaciones, cubriendo más de la mitad del continente. (fig. 19).

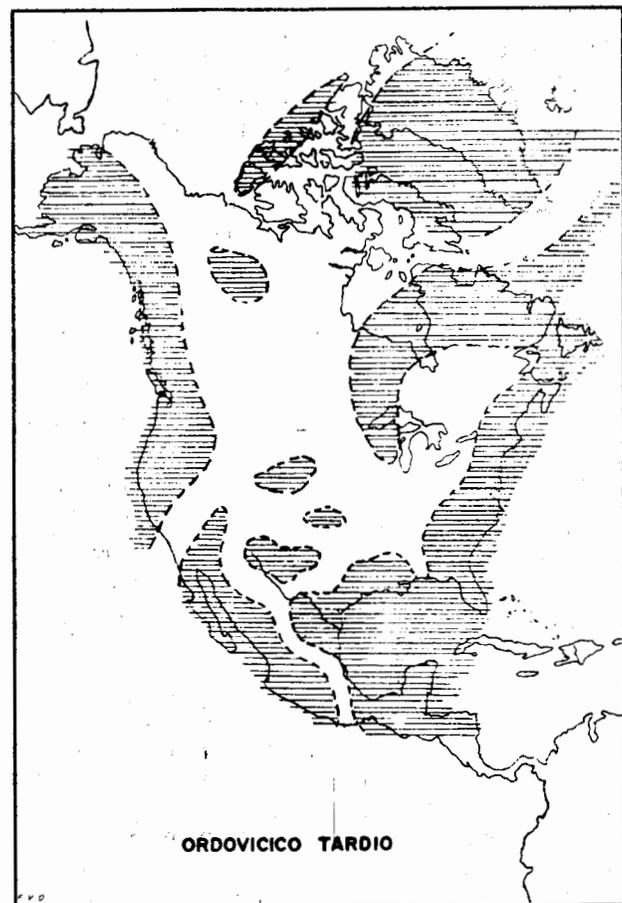


Figura 19

Lo que originalmente debe haber empezado como una transgresión de mares epeíricos, invadiendo e inundando los geosinclinales originales, el Appalachiano y el Cordillerano, más adelante esta invasión marina había de cubrir, a través de todo el período, el sur de los Estados Unidos, uniéndose las dos grandes vías marinas del oriente y poniente, cruzando los estados centrales de Norteamérica, alcanzando a penetrar en Sonora, Chihuahua y posiblemente el suroeste de Tamaulipas. No existe o no se ha encontrado hasta ahora, información fidedigna para saber como progresó hacia el sur esta transgresión marina. En Oaxaca, en la localidad faunística encontrada en esa localidad corresponde, la parte más alta, de la Formación Tiñú, al Cámbrico Tardío y al Ordovícico.

El simple hecho de que durante el período Ordovícico haya sido de grandes inundaciones, da lugar a pensar que nuestro país no quedó al margen de esta transgresión y por consiguiente en alguna parte pueden estar ocultas evidencias, sobre esta inundación que cubrió parcialmente a México, a través de una depresión central. Los mares del Ordovícico Tardío, desde el sur de Texas, oriente de Chihuahua, siguieron un rumbo S-SE, alcanzando el sur de Tamaulipas y norte de Veracruz y probablemente uniéndose al Pacífico por Oaxaca. M. Alvarez hace mención de tres localidades en Sonora asignables a esta edad, próximas a La Casita, hacia el centro del estado, en Mazatán, Tecoripa y Cobachi, al este y sureste de Hermosillo. (TABLA VII).

Estas localidades tienen cuerpos de caliza masiva sin estratificación de unas 50 m, de espesor, coralígena con fauna Richmond de coral *Collumnarias (Paldephyllum)* cf. *C. Thomi*, *C. (P) Stokisi*, *Calpaesia af. c. Canadensis* un pequeño *Streptilesma* y *Heliolites*. Lateralmente asociada a este banco calcáreo, se encuentra una caliza gris oscura a negra con concreciones de pedernal, lutita silicosa y caliza arcillosa. Este cambio de facies señala un cambio de medio ambiente marino lateral probablemente ocasionado por corrientes marinas con temperaturas diferentes.

CHIHUAHUA. En esta entidad se encuentra una localidad muy bien estudiada por L. W. Bridges (1973) y que se refiere a Mina Plomosas y Placer de Guadalupe y que anteriormente a él, solo se mencionaba como rocas del Mesozoico. Burckhardt (1930) y Bése, E. (1923), fueron los primeros en identificar las rocas del Jurásico en aquella localidad correspondiente a la Era Mesozoica.

E. C. Spalding fue el primer geólogo que descubrió las primeras rocas Paleozoicas (pre-carboníferas), en la Mina de Plomosas, al identificar *Habysites* en un núcleo obtenido de la mina a profundidad y le asignó una edad Silúrica de la era Paleozoica Media.

Mina Plomosas y Placer de Guadalupe son dos localidades inmediatas que se encuentran ubicadas en el extremo centro oriental del estado, formando un sistema de cadenas montañosas orientadas noroeste-sureste. (fig. 20).

L. W. Bridges, (*op. cit.*), al estudiar estas localidades, lo hizo subdividiendo los cuerpos estratigráficos en seis unidades litoestratigráficas que varían en edad, desde el Ordovícico hasta el Mesozoico, y al sumar los espesores medidos le dió un total de 2,440 m, de los cuales 910 m, corresponden al Jurásico Tardío, es decir que todo el cuerpo de rocas que comprenden al Paleozoico es de 1, 530 m. TABLA VIII.

La posición que guardan estas localidades, con respecto al Cinturón Orogénico Paleozoico del Marathon Ouachita, que describe Peter Flawn, parece ser inmediata, (fig. 21). La tectónica que sufrió esta área, es posible que comprenda más de una orogenia, (1) la correspondiente al disturbio de final del Paleozoico (Wolfcamp Leonard?), (2) la Laramídica Mesozoica. (3) Paleocena, y quizá otra anterior durante el final del Jurásico; estas rocas en el SE del área, son turbíditas (Flysch).

Esta región Paleozoica encierra uno de los problemas más interesantes que tiene el país, referente a movimientos orogénicos y tectónicos no contemporáneos.

La unidad 1 de Bridges, que corresponde al Ordovícico, es lo más antiguo que se encuentra en el área y este autor señala que: "La base de esta unidad es un contacto de falla"; esto lo dice porque toda la sección o cuerpo de rocas que comprenden el Paleozoico, está invertida por pliegues recostados y posteriormente erosionados (figs. 20 y 21).

La tectónica en esta región es sumamente complicada y da la idea, al hacer una reconstrucción, de los diferentes episodios en que se formaron los pliegues en echelón, que a raíz de haberse formado el primer pliegue anticlinal recostado, le siguió una fuerte actividad erosiva desapareciendo la mitad superior del pliegue. El proceso tectónico continuó y el segundo

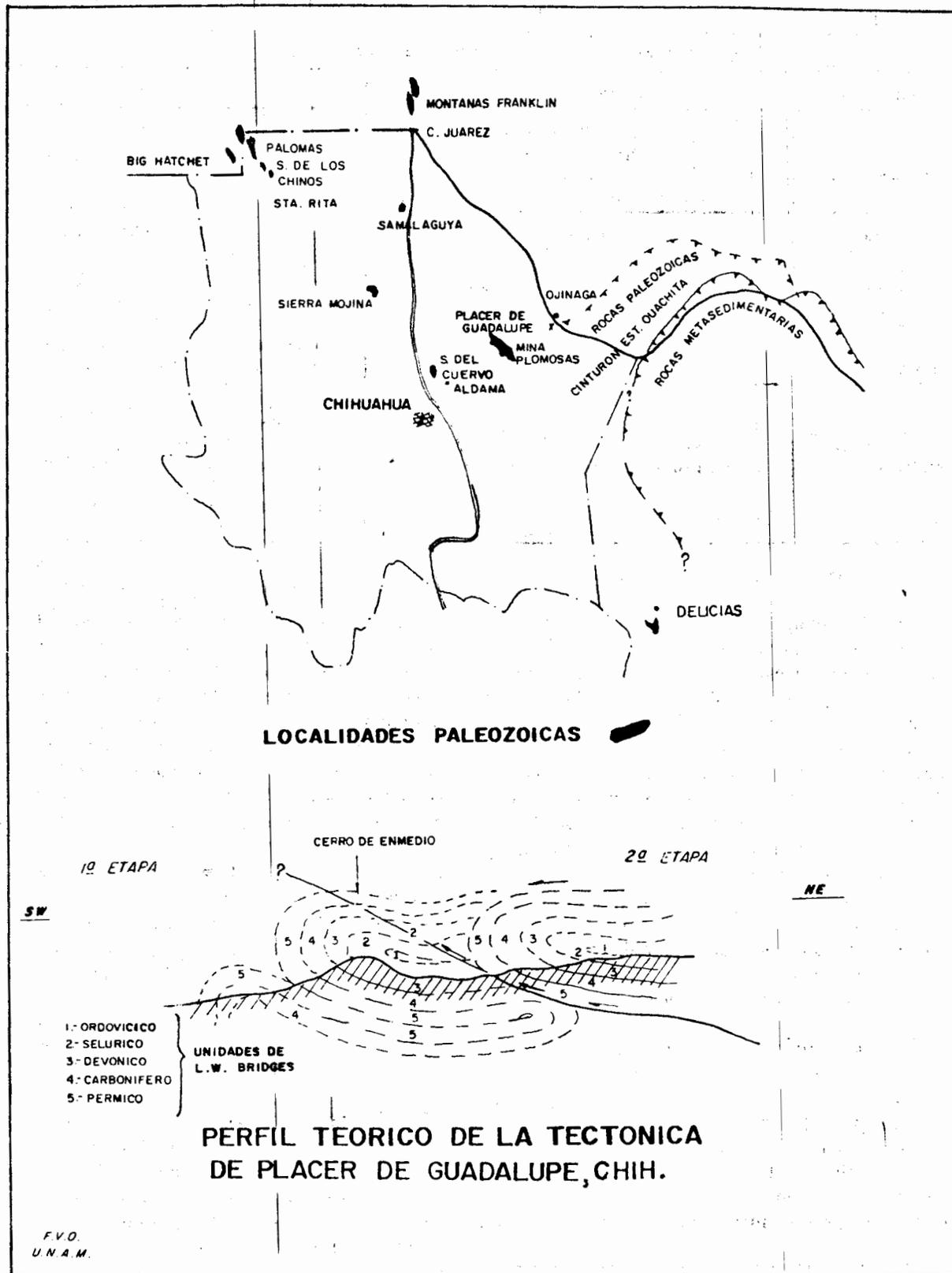


Figura 20

TABLA VIII

ESTRATIGRAFIA PRELIMINAR REGION PLACER DE GUADALUPE		
Jurásico	Calizas Arcillosas	Amonitas
Pérmico	Areniscas y Conglomerados Riolitas y Lutitas Arrecifes Fusulinidos	Leonard ? Wolfcampiano ? Cavusgnathus
Pennsylvánico	Calizas	
Mississippico	Calizas y Lutitas	
Silúrico	Hiatus	
Devónico	Calizas con intercalaciones de Pedernal	Braquípodos y corales aislados, Pequeñas colonias de corales, Artrupo, Gypadula
Ordovícico	Calizas arcillosas con algunos estratos de Lutitas y Areniscas	Sowerayella Rafinesquina delmanillidos Ordovícico Tardío (conodontos) Ordovícico medio a tardío (gasterópodos) Ordovícico medio temprano (corales) Ordovícico temprano (gasterópodos) Abundantes gasterópodos

L. W. Bridges (modificada), (1973)

pliegue recostado cabalgó sobre el primero con falla inversa y en discordancia erosional y angular. El segundo ciclo erosivo decapitó a este nuevo pliegue recostado. Esto es únicamente, pudieramos llamarlo así, un bosquejo que el autor como introducción ofrece al lector, sobre el problema tectónico tan difícil de Plomosas y Placer de Guadalupe que aún guarda muchos enigmas, entre ellos los conglomerados que se observan en los cerros de Las Monillas, fotografías 1 y 2. Estos conglomerados pueden tener su origen en la erosión fluvial que actuó activamente sobre los pliegues recumbentes, (fig. 20), cuando las cadenas montañosas pasaron de simples pliegues recostados a pliegues fallados y cabalgar sobre sus propios detritus formados por conglomerados y brechas, al final de la Orogenia, quizá en el Pérmico Tardío, y/o Triásico Temprano de la era Mesozoica (*).

La unidad 1 o sea las rocas correspondientes al Ordovícico, Bridges las describe de la siguiente manera:

Se caracteriza por contener cuerpos de caliza con pedernal, en algunas partes de la sección contiene manchas de dolomita. También existen secciones gruesas de calizas muy pura, con estratos de lutitas y en la cima, dos cuerpos prominentes de arenisca (fig. 22).

(*) Este concepto tectónico-erosivo es una hipótesis del autor.

La caliza es un microespato con lentes de colores gris claro; el color de la lutita varía de olivo grisáceo a negro verdoso. El color de la arenisca varía de olivopálido a blanco, con muchas manchas de hematita, se intemperiza tomando diferentes tintes de color café. Estos cuerpos de arenisca corresponden a unas ortocuarzitas; sus granos son redondeados a subangulosos, su tamaño varía de 0.09 a 0.28 mm, lo que los coloca de arena fina a media, en la escala de Wentworth.

El Ordovícico de esta localidad es poco fosilífero, el artrópodo *Palliseria* es abundante, no así el *Maclurites*. En las capas lutíticas se localizan algunos briozoarios y también algunos braquiópodos mal conservados, posiblemente sean *Multicostella* y *Macrocoelia*.

Entre los conodontos se identifican *Acodus*, *Amorfnathus*, *Aphelognathus*, *Beludus*, *Cordylodus*, *Pharagmodus* y *Scolopodus*, entre otros.

En la sección columnar sedimentaria del Paleozoico Inferior y Medio que comprende, desde el Ordovícico Temprano (?) Medio y Tardío, no ha sido posible localizar el contacto entre los dos pisos, incluso se sospechaba que el período Silúrico no estuviese presente en este sitio (TABLA VIII), un tiempo geológico bastante prolongado en que, por emersión de partes del continente, hubo retrocesos de los mares

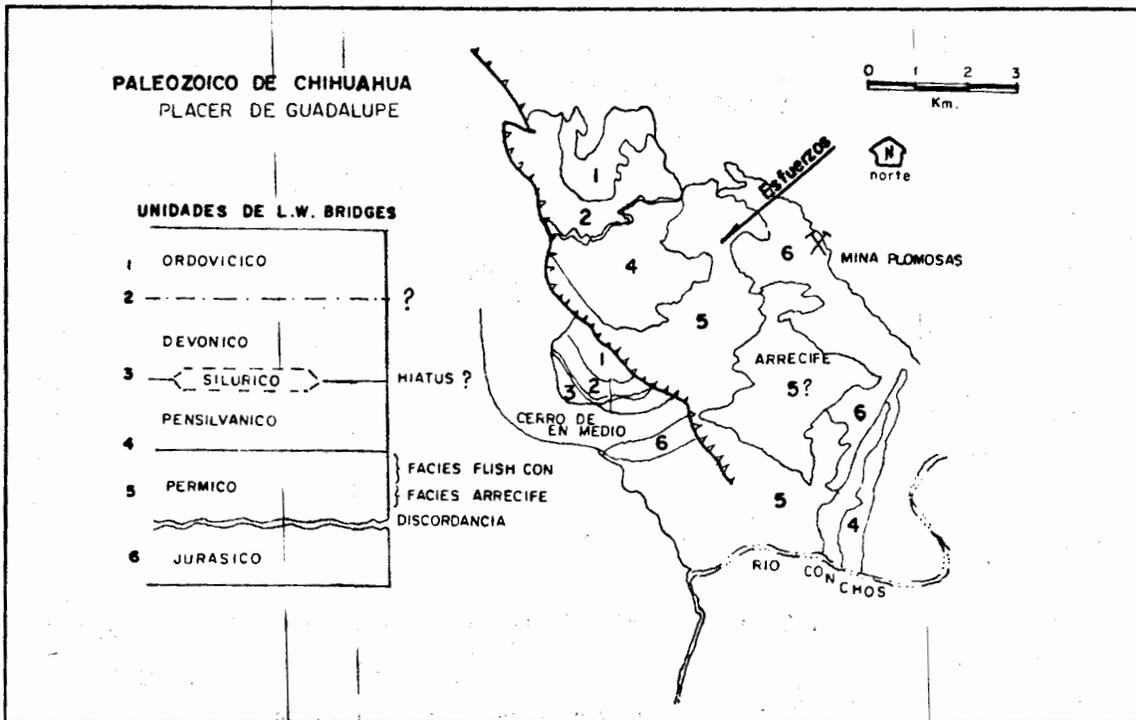


Figura 21

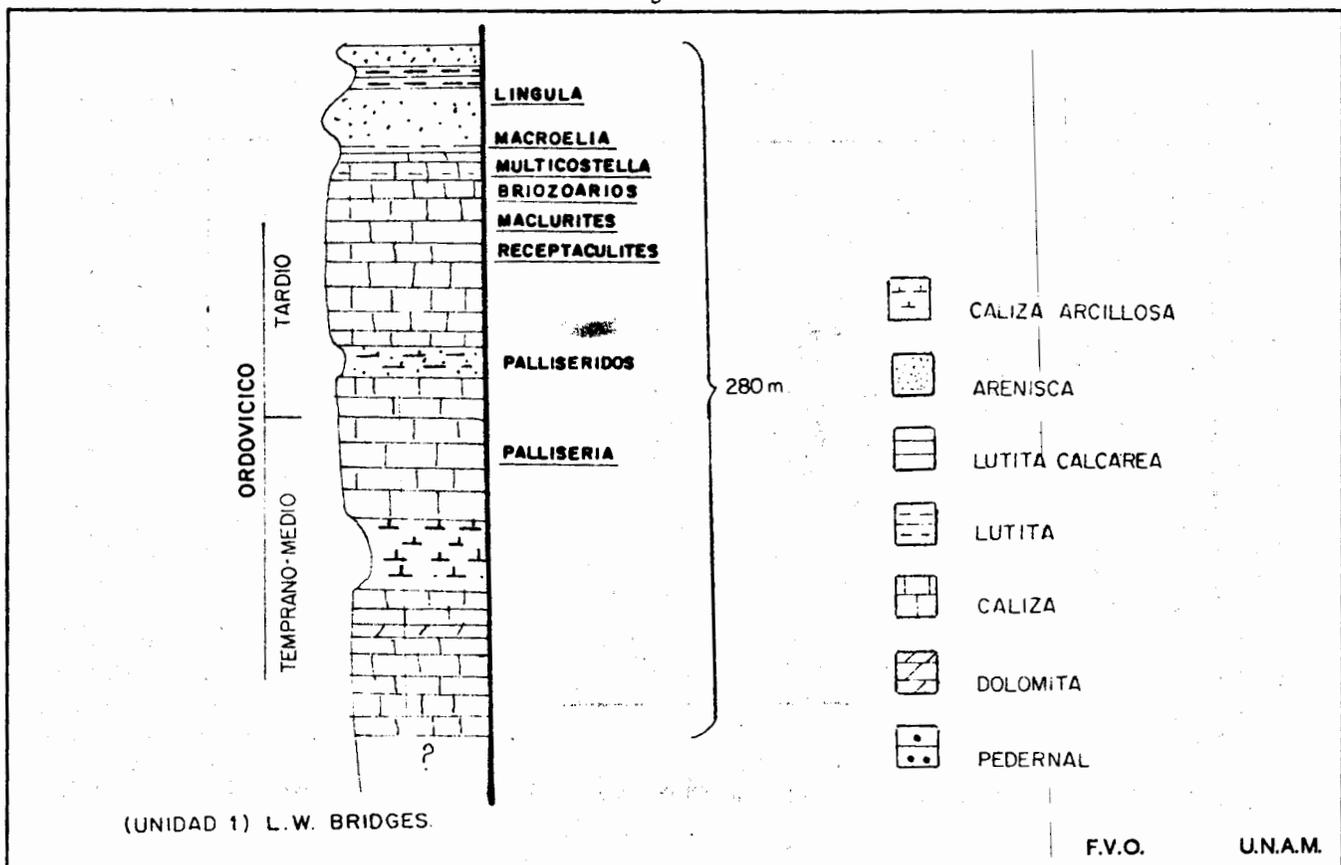
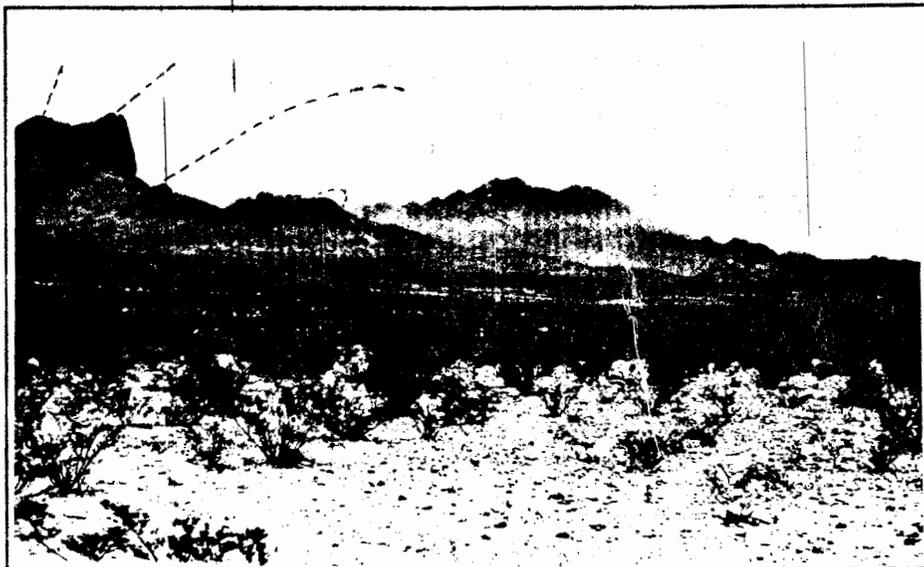


Figura 22 Columna estratigráfica del Ordovícico de Plomosas y P. de Guadalupe



Fotografía 1. Sierra de las Monillas (Placer de Guadalupe, Chih.)

Conglomerado Pérmico (partes elevadas). Su origen es quizá producto de la erosión fluvial que actuó activamente sobre los pliegues recumbentes (Fig. 20), cuando las cadenas montañosas pasaron de simples pliegues recostados a pliegues fallados y cabalgaron sobre sus propios detritos formados por conglomerados y brechas.



Fotografía 2. Placer de Guadalupe, Chih. Conglomerados plegados del Pérmico.
Area "Las Monillas"

y estos dejaron poca o ninguna huella de su existencia produciéndose un *Hiatus* local o regionalmente como se verá más adelante.

La litología de la columna sedimentaria del Ordovícico que observó Brigdes (Unidad 1) (fig. 22) la componen en su mayor parte calizas, con escasos bancos o cuerpos de estratos calcáreos arcillosos y lutitas calcáreas o margas. La presencia de fauna bentónica señala conjuntamente con la precipitación abundante de carbonatos, un medio bastante oxigenado durante todo el tiempo en que se formaron estos sedimentos marinos. Al final del período, los cuerpos de areniscas con granos de cuarzo y los estratos de lutitas, indican emersión de aquellas costas o lo que es lo mismo, una regresión marina por la misma causa, las areniscas con fósiles de fauna

Lingula, son características de un ambiente costero que confirman lo anterior. Este fenómeno deposicional marino quedó escrito al final de la columna sedimentaria del Ordovícico Tardío; los mares se retiraban parcialmente antes del advenimiento del período Silúrico.

La inundación marina del Ordovícico, en esta región del país, por su proximidad al sistema orogénico Marathon Ouachita, debió ser continuidad de los mares intercontinentales que inundaron la región sur-este y sur de los Estados Unidos de América, abriéndose camino por el norte del territorio mexicano uniéndose con los mares, que en ese mismo tiempo, inundaban la región noreste de Sonora y que provenían de Arizona y de la región central de Norteamérica (figs. 19 y 23).

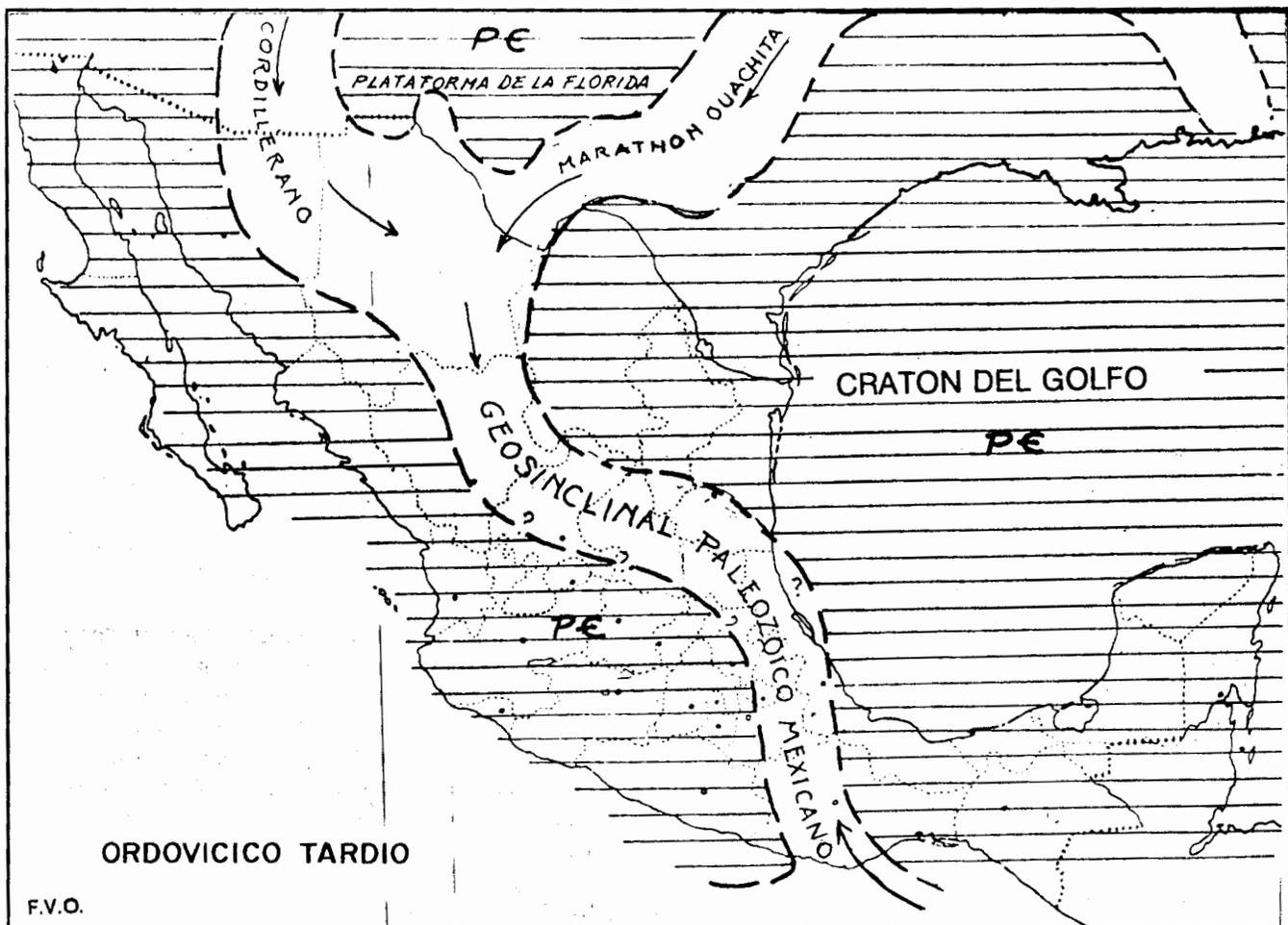


Figura 23. Ordovícico Tardío

La formación de bancos calcáreos en este piso, como en los subsiguientes, fue una condición ambiental muy especial a todo lo largo de la vía marina o mediterráneo del geosinclinal Marathon-Ouachita, el Cordillerano-Sonora y el Mexicano, que en sus hundimientos lentos y la fisiografía de su áreas costeras quizá, de relieves suaves, no aportaba abundantes clásticos gruesos, ocasionalmente estos se reducían a sedimentos arcillosos dependiendo regionalmente de los movimientos pulsatorios de hundimiento o estabilidad de los geosinclinales que llegan a colmarse antes de sufrir otro periodo de subsidencia.

Las rocas sedimentarias que conforman los periodos Cámbrico, Devónico y Mississípico en la región de Arizona y Sonora, (el Silúrico está ausente) es tan limitada, que el espesor total que se ha calculado de estos pisos no es mayor de 600 m. Lo más singular de los depósitos marinos del Paleozoico de Arizona, está en que al tratar de interpretar con isopacas las variaciones de espesor, para estos pisos, se puede observar que existen grandes áreas sin depósitos hacia el noreste de esta entidad americana (E.D. Makke). No se trata de fenómenos de erosión, ya que al alejarse del área mencionada, aumentan los espesores con dirección sur, norte y oeste, es decir el fenómeno desposicional fue de acuñamiento. Esto es lógico si se considera que al oriente se encontraba una área terrestre, o tierra antigua que comprendió gran parte de la porción norte y central de Nuevo México desde el Cámbrico hasta el Mississípico (fig. 19).

Por ahora es todo lo que se conoce de rocas ordovícicas en Chihuahua; las otras localidades como Palomas, Los Chinos, Sta. Rita, Samaloyuca, La Mojina y la Sierra del Cuervo, son casi todas ellas del Paleozoico Superior, excepto Samaloyuca y la Mojina, que corresponden a conglomerados de rocas metamórficas y que se les supone una edad Mesozoica (Pre-Jurásico-Triásico Tardío). En el pozo Los Chinos No. 1, perforado en el extremo NW de Chihuahua y sobre el pliegue de la sierra del mismo nombre, donde aflora el Pérmico, encontró rocas del Ordovícico a los 3,820 m, con estratos de areniscas, dolomitas y rocas limolíticas. Este material clástico fue derivado de la erosión producida, sobre el Cratón de Nuevo México y Texas sur occidental.

Rocas correspondientes al Ordovícico no vuelven a encontrarse hasta las inmediaciones occidentales de Cd. Victoria en Tamaulipas, en lo que J. Carrillo denominó el Anticlinorium de Huizachal-Peregrina.

TAMAULIPAS. En esta localidad están las Calizas Victoria, al NW del rancho Vicente Guerrero, en el cañón de la Peregrina, subyaciendo en aparente concordancia, a los sedimentos marinos del Silúrico y descansando sobre rocas metamórficas probablemente del Pre-Cámbrico. Estas calizas de color rosado tienen una estratificación de espesores medios, con abundantes fósiles donde domina el braquiópodo *Rafinesquina Trentonensis* del Ordovícico Medio (Lámina II).

No puede abstraerse la mente al tratar de imaginarse cómo los mares interiores que surcaron los continentes, no solo modificaban la geografía sino que de un periodo geológico a otro cambiaban su curso o desaparecían para reaparecer en el siguiente, siguiendo el rumbo del geosinclinal de la era respectiva. Los climas variaban con la modificación y evolución de los continentes e islas, así como de la temperatura de las corrientes marinas. Los movimientos regionales de basculamiento generaban avances o retrocesos de las aguas marinas sobre los continentes, originando cambios en la sedimentación marina y continental. Todos estos cambios geográficos, más los fisiográficos que surgían al finalizar las eras, con la formación de sistemas orogénicos regionales y toda su secuela de eventos resultantes, tuvieron lugar durante un tiempo increíblemente prolongado que comprendió decenas de millones de años.

La presencia de calizas de tipo arrecifal que señala J. Carrillo para el Ordovícico Medio en las cercanías Cd. Victoria, podían señalar que el Ordovícico Temprano no logró invadir el oriente del país, quedando retrasado varios kilómetros en el norte, dentro del territorio norteamericano. La inundación marina continuó y no fue hasta el final de periodo, que los mares del norte se unieron con los del portal de Oaxaca.

Si los mares del Ordovícico y los otros periodos posteriores, llegaron a transgredir las tierras del oriente, esto querría decir que el plano axial o protoeje, del llamado geosinclinal Paleozoico Mexicano, nacido y originado en Chihuahua, tenía una deflexión en su curso hacia el oriente, hacia la región del Cratón del Golfo de México siguiendo un rumbo NW-SE (figs. 19 y 23).

En Norteamérica y Canadá, especialmente en este último país, se encuentra ampliamente expuesto el Ordovícico Temprano, por lo que se le ha designado **Epoca Canadiense**. Al Ordovícico Medio, se la ha nombrado **Epoca Champlaniana**, y para el Ordovícico

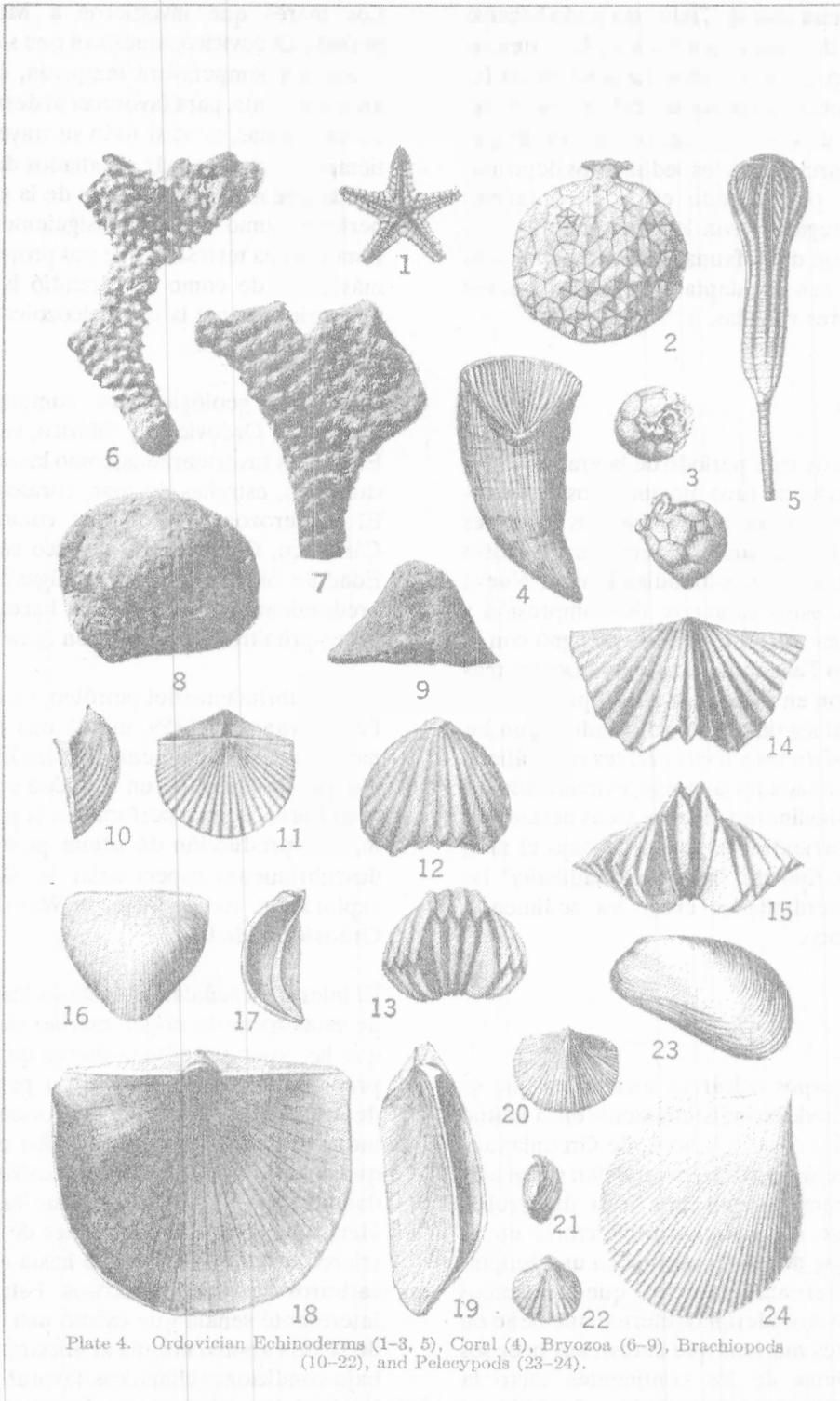


Plate 4. Ordovician Echinoderms (1-3, 5), Coral (4), Bryozoa (6-9), Brachiopods (10-22), and Pelecypods (23-24).

Lamina II. Ordovícico

Tomada de Schuchert, Ch. y Dunbar, C.O. 1946

Tardío, la **Epoca Cincinnatiana**. Todo esto pudo hacerse por la gran cantidad de fósiles localizados y las extensas áreas donde pudieron ser observados. La subdivisión del período en tres épocas permitió descubrir que hubo períodos temporales de emersión del continente, lo que ocasionó erosiones parciales de los sedimentos depositados más recientes, produciendo esto, discordancias fuertes, en algunas regiones con los sedimentos subsiguientes y la migración de la fauna marina a aguas más estables y en otros casos, adaptaciones a los nuevos ambientes de aguas restringidas.

Orogénia Taconiana

Durante la evolución de este período de la era Paleozoica, la región Appalachiana tuvo movimientos de emersión y al final del período, estos movimientos corticales se tradujeron en la formación de sistemas montañosos desde la región central de Newfoundland, hasta Nueva Jersey en el sur. A estos esfuerzos de compresión y formación de pliegues orogénicos, se le designó con el nombre de **Disturbio Taconiano**. Los movimientos más intensos se registraron en el norte de la Appalachia; en el sur, el geosinclinal siguió activo azolvándose con los sedimentos derivados de los suaves perfiles orográficos. La actividad volcánica sacudió la región, extendiéndose cenizas sobre el geosinclinal en algunas áreas destacadas de él,^(*) así como corrientes de lava, que bajo el mar, formaron el clásico tipo de "lava almohadillada" las cuales quedaron interdigitadas entre los sedimentos marinos del Ordovícico.

Clima

La formación de cuerpos calcáreos arrecifales que se encuentran en el Ordovícico indistintamente en la latitud del norte de Canadá y Alaska, y norte de Groenlandia, señalan que en ese período geológico, existían corrientes marinas lo suficientemente calientes para desarrollar biohermas, esto, que se antoja contradictorio en el mundo en que vivimos, debió ser normal en una geografía absolutamente diferente a la actual que conocemos y que en un principio consideramos eterna; que tiene en el presente, corrientes marinas que surcan sus océanos y modifican los climas de los continentes como la corriente del golfo, la cual forma un habitat favorable al hombre, la flora y la fauna, en el noroeste de Europa, Inglaterra, Noruega e Irlanda.

(*) Schuchert. Historical Geology

Los mares que invadieron a México durante el período Ordovícico, muestran que sus aguas debieron tener una temperatura templada, como se comentó anteriormente, para favorecer al desarrollo de cuerpos de biohermas, en casi todo su trayecto; quizá con el tiempo y estudios más detallados de litoestratigrafía, pueda encontrarse evidencia de la existencia, en este período, como en los subsiguientes del Paleozoico, flora y fauna terrestre, que nos proporcione una visión más clara de como se extendió la vida en nuestro territorio durante la era Paleozoica hace más de 400 millones de años.

El tiempo geológico que comprende las épocas; Cámbrico, Ordovícico y Silúrico, se le designa como Era de los Invertebrados, como las esponjas, trilobites, caracoles, estrellas de mar, corales, crinoides, etc. El Proterozoico Tardío así como las épocas del Cámbrico, Ordovícico y Silúrico se le ha designado Edad de las Floras Marinas (algas). En el Ordovícico predominaron los trilobites y hacen su aparición los peces primitivos con armazón ósea.

El descubrimiento del petróleo, en el siglo pasado en Pennsylvania en 1859, marcó una etapa insólita que modificaría notablemente nuestro hábitat. Este petróleo que se descubrió en cantidad económica se logró con el primer pozo perforado a la profundidad de 300 m, con producción de aceite pesado y gas. A este descubrimiento espectacular le siguió una intensa exploración con pozos en Wabash en rocas del Ordovícico Medio.

El interés en señalar estos datos histórico-económicos de estas rocas de origen marino es el de que indican que las paleo-cuencas euxínicas que se formaron por primera vez en los mares del pasado de la tierra; deficientes de oxígeno en sus fondos, produjeron una mortandad o talatocenosis de los primeros animales que poblaban los mares de nuestro planeta, mortandad que por su abundancia fue capaz de generar y almacenar a través de millones de años que transcurrieron desde el Ordovícico hasta el presente, hidrocarburos líquidos y gaseosos. Esta información tan interesante señala que existió una gran proliferación de la vida animal marina al iniciarse la era Paleozoica bajo condiciones climáticas favorables, tan cierto que los depósitos calcáreos muchos de ellos arrecifales que se formaron en estos mares, de temperaturas templadas se extendieron desde las actuales regiones árticas hasta las zonas ecuatoriales, consecuencia de la influencia de las corrientes marinas que se generaban

en las áreas mediterráneas tropicales de aquellas paleogeografías cambiantes, en la evolución de nuestro planeta.

Durante el Ordovícico Tardío, la máxima (fig. 19) inundación que trajo este período en el continente Norteamericano, formó un amplio mar mediterráneo que originó, en su extremo sur, una bifurcación hacia el territorio mexicano, uniéndose en la región de Chihuahua, dando origen a la presencia de islas en el territorio de Nuevo México y sur-oriente de Texas. Este mar se continuó hacia el sur e inició la inundación del geosinclinal Paleozoico Mexicano (fig. 23) progresando este por el norte como por el sur, a través de las actuales costas de Oaxaca y Guerrero, territorio que sería, en la era Mesozoica, portal para las nuevas inundaciones marinas provenientes del paleo-oceano occidental y sur occidental (Océano Pacífico).

El Período SILÚRICO

Este período está expuesto, con sus tres pisos, en el NW de Canadá y área central, oriente de los Estados Unidos de América, donde cambió de abajo hacia la cima, en depósitos clásticos finos, como son areniscas y lutitas, indicando la regresión marina por emersión de las áreas continentales en el inicio del período. En el Silúrico Medio, se presentan cuerpos arrecifales y estratos de calizas dolomíticas, en el llamado "Lockport Group", el cual constituye la parte superior de la serie Niágara, tomado de la sección observada en las cataratas del Niágara (Schuchert H. G. P. 183-185).

En el Silúrico Superior cambiaron radicalmente las condiciones ambientales y de depósito, que sucedieron

a las calizas del Niágara, formándose en la región central de Nueva York, las lutitas con intercalaciones de sal, de la Formación Salina con más de 300 m, de espesor. Esto es indicativo de que el continente emergió parcialmente durante el final del Silúrico, extendiéndose en toda la costa oriental de los Estados Unidos, un clima seco de gran aridez. Áreas inundadas, de un mar epérico que desaparecía y daba lugar a una precipitación por evaporación de grandes cantidades de sal y yeso.

En la región del Marathon-Ouachita, o sea el sur de los Estados Unidos y en la porción central del anticlinorium así como en los anticlinales externos y bloques fallados se observa que la sedimentación del Silúrico, fue diferente a la región Appalachiana, aquí se compone de lutitas y pizarras con graptolitos, interrumpidas a intervalos, por unidades de areniscas y pedernal cubiertas por las rocas silíceas de la llamada "Serie Arkansas Novaculitas" del Mississípico Temprano.

En México (TABLA IX), la presencia de las rocas sedimentarias representativas del Silúrico, son escasas. No siempre, donde están localizadas las rocas Paleozoicas, se encuentran éstas. En Sonora donde existen afloramientos marinos desde el Pre-Cámbrico y Paleozoico Temprano, no han sido aún localizadas rocas del Silúrico, quizá debido al metamorfismo que sufrieron los sedimentos del Paleozoico en varias de las localidades, o sencillamente que la elevación de las tierras continentales al final de Ordovícico limitaron su entrada marina, originando un Hiatus o no depósito. (TABLA IX y fig. 24).

TABLA IX FORMACIONES Y LOCALIDADES DEL SILURICO

ESTADO	FORMACION	EDAD	ESPESOR (M)	LOCALIDAD
Chihuahua	Caliza Solís (parte)	Silúrico Inferior	50	5 Km Sur de Minas Plomasas
Tamaulipas	Cañón de Caballeros	Silúrico Inf./Superior Llandoveryano Superior Ludloviano	90	17 Km al Norte de Cd. Victoria

(*) Tomada de E. Lopez Ramos

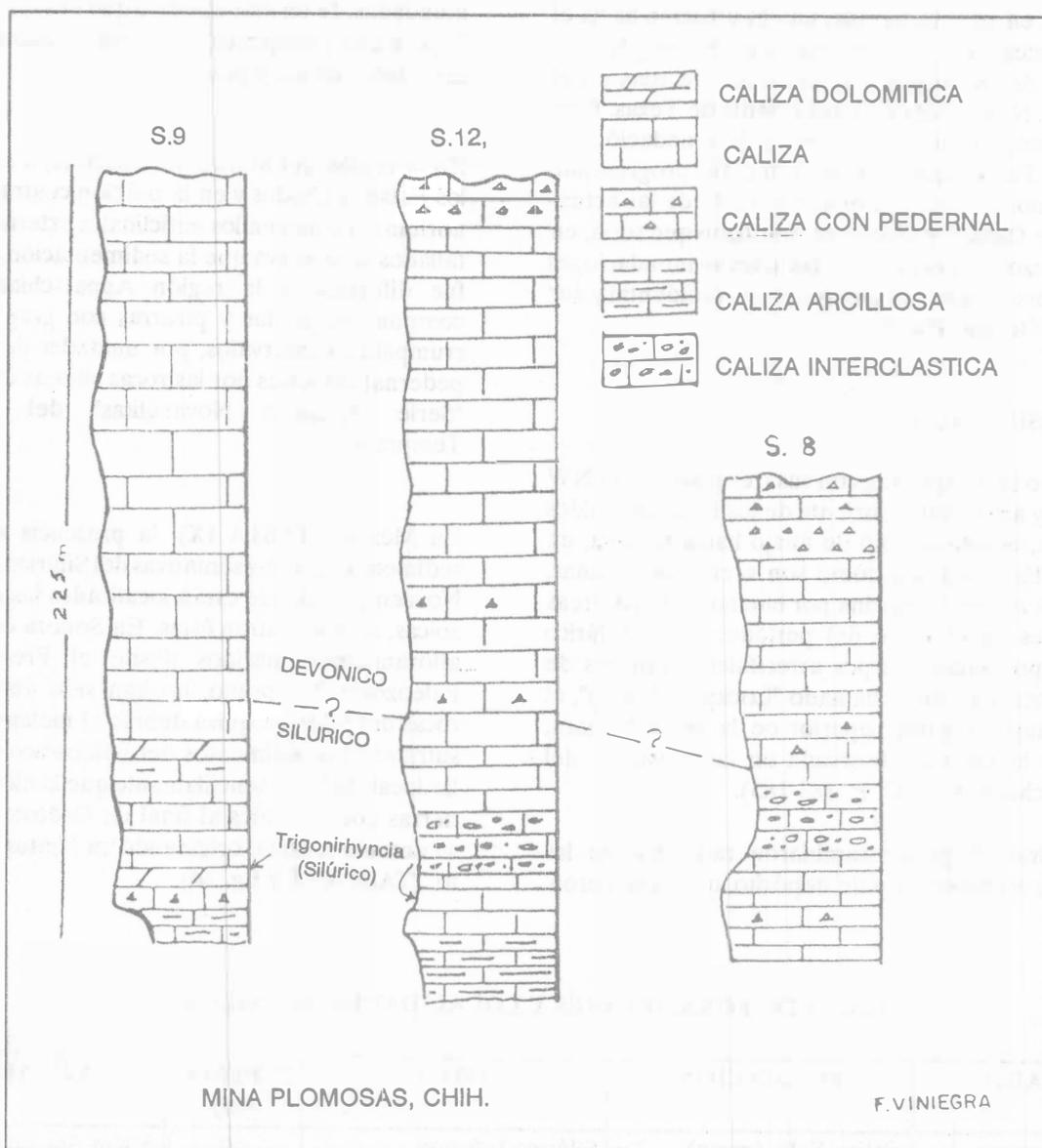


Figura 24. Silúrico

En Chihuahua, en Mina Plomosas y Placer de Guadalupe, al noreste de ciudad de Chihuahua, W. Bridges pudo identificar, con fauna, este período y le asignó un espesor de 50 m, aproximadamente. Este autor denominó en su trabajo, Unidad 2 al conjunto de rocas que comprenden el Silúrico y Devónico, debido a la confusión faunal que parece presentarse en estas localidades. Indica: "La Unidad 2 es predominantemente caliza y próxima a la base de la columna estratigráfica que viene a corresponder al Silúrico, se presenta un cuerpo de calizas intraclásticas". Este horizonte de calizas intraclásticas, como lo nombra W. Bridges, parece tratarse de un cuerpo calcáreo o de calizas compuestas de fragmentos redondeados de caliza. Buena parte de los clásticos, son de forma ovoide parecidos a las chinias deformadas y aplastadas de un conglomerado sometido a grandes esfuerzos. La longitud de estos varía de 25 mm, a 35 mm, dentro de las lentes que los contienen cuya matriz, de microespato, señala la acción de un dinamometamorfismo. Se presentan dentro de estas lentes de clastos, fragmentos de fósiles.

Folk (1959) atribuyó, la caliza intraclástica a un rompimiento penecontemporáneo y redépósito de los sedimentos carbonatados débilmente consolidados. El rompimiento, es efecto de la acción de las olas sobre una farallón o costa accidentada compuesta de roca caliza; la forma ovoidal plana, es el trabajo de la resaca y su desplazamiento a tirantes de agua más profunda, resultado del transporte de las corrientes marinas a puntos de reposo en una plataforma marina en hundimiento; su efecto origina que los clastos sean paralelos a la estratificación general (*).

Los estratos del Silúrico, así como del Devónico de esta localidad de Chihuahua, muestran un rumbo de depósito que parece provenir del S. Existe una particularidad que favorece para analizar y deducir cuál fue la dirección de dónde se hizo el depósito, y ésta es el cambio litológico y faunal gradual (hacia aguas más profundas) entre capas penecontemporneas, especialmente el faunal que acusa un hábitat, con diferente batimetría. Respecto al litológico, los sedimentos se hacen más finos, si son calizas, la fauna indicará, la posición y profundidad de la plataforma marina donde se formaron. Esta es una observación en la cual debe estar muy acostumbrado el geólogo de campo, para en un caminamiento, saber si va en dirección hacia una antigua zona costera o se aleja de ella.

Los fósiles característicos de las secciones litológicas anteriores son, los corales, particularmente *Favosites* y los braquiópodos, *Leveana*, *Leptocoella*, *Acrospirifer* y *Atrypa*.

(*) Observaciones del autor

Los fósiles diagnósticos del Silúrico son Haysites y Entelophylum, este último muy común, sin embargo los fósiles anteriores no se localizaron en todas las secciones medidas y observadas, ocasionalmente se encontraba, como representativo del Silúrico, al fósil *Trigonirhynchia cf. Sulcata* (Cooper).

El paleopaisaje local, de acuerdo con las guijas calcáreas, dentro de los cuerpos de calizas, podía ser el de una costa en proceso de hundimiento, con cuerpos de calizas emergidos o costeros, del período anterior, que eran destruidos por el avance del mar hacia tierra. Esto es indicativo quizá de una probable discordancia angular y erosional entre el Silúrico y el Ordovícico subyacente en el cual, sus rocas marginales a las costas, se erosionaban ante un mar que avanzaba hacia ellas, ampliando sus penetraciones en un proceso de transgresión marina inicial.

Anticlinorio Huizachal-Peregrina

TAMAULIPAS. Los primeros afloramientos del sistema Silúrico, identificables con fósiles que se encontraron por primera vez en México, fueron observados en el Cañón de Caballeros por J. Carrillo B., en el año de 1958 y nombró, a esta unidad de rocas, como Formación "Cañón de Caballeros". Esta unidad la componen 90 m, aproximadamente de calizas de color gris a negro y lutitas gris verdoso a negro, con abundante fauna silúrica. Esta localidad se encuentra situada a 600 m, al oeste del rancho el Naranjal en el Cañón de Caballeros. (TABLA IX).

Su secuencia estratigráfica, de la base hacia arriba, es 30 m, de caliza gris, gris oscuro y negras en estratos de espesor medio, alternando con estratos de lutita negra. Sobre este cuerpo suprayacen 15 m, de calizas de color gris oscuro a negro, alternando con capas delgadas de areniscas de granos de cuarzo; más arriba están 45 m, de lutitas y lutitas-arenosas de color gris verdoso a gris oscuro. Las calizas contienen abundantes trilobites, braquiópodos y algunos corales. En las lutitas se encuentran muy abundantes, fósiles de braquiópodos.

Los fósiles que identifican a esta unidad como perteneciente al Silúrico son:

Graniops. cf. Ovalis (Hall)
Leptaena Rhomboidalis (Wilckens)

Resserella cf. *R. elegantula* (Dalman)
Howellela cf. *H. crosa Simplex* (Hall)
Trigonirrhynchia cf. *T. Stricklandi* (Sowerby)
Brachyprion sp.
Cupricardina sp.
Diaphovostoma cf. *D. niagerensis* (Hall)
Dawsonceras cf. *D. Anycus* (Hall)

Calymene sp.
Dalmanites sp.
Cheirurus cf. *magarensis* (Hall)
Humastus armatus (Hall)
 Trilobite de género desconocido
Eospirifer radiatus.
 (Láminas III, IV y V.)

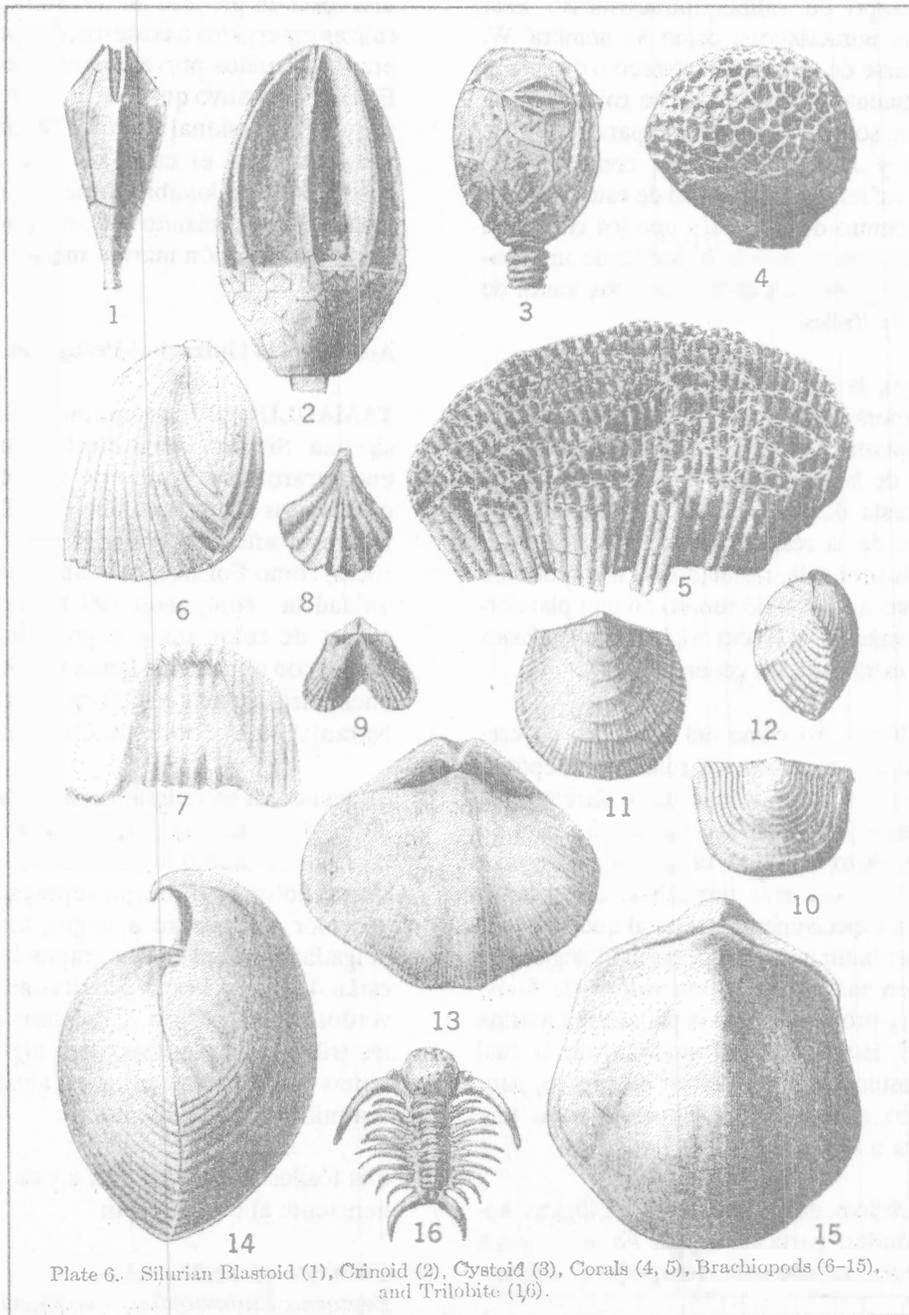


Plate 6. Silurian Blastoid (1), Crinoid (2), Cystoid (3), Corals (4, 5), Brachiopods (6-15), and Trilobite (16).

Lamina III. Silúrico (Appalachia)
 Tomada de Schuchert, Ch. y Dunbar, C. O. 1946

SILURICO - MEXICO

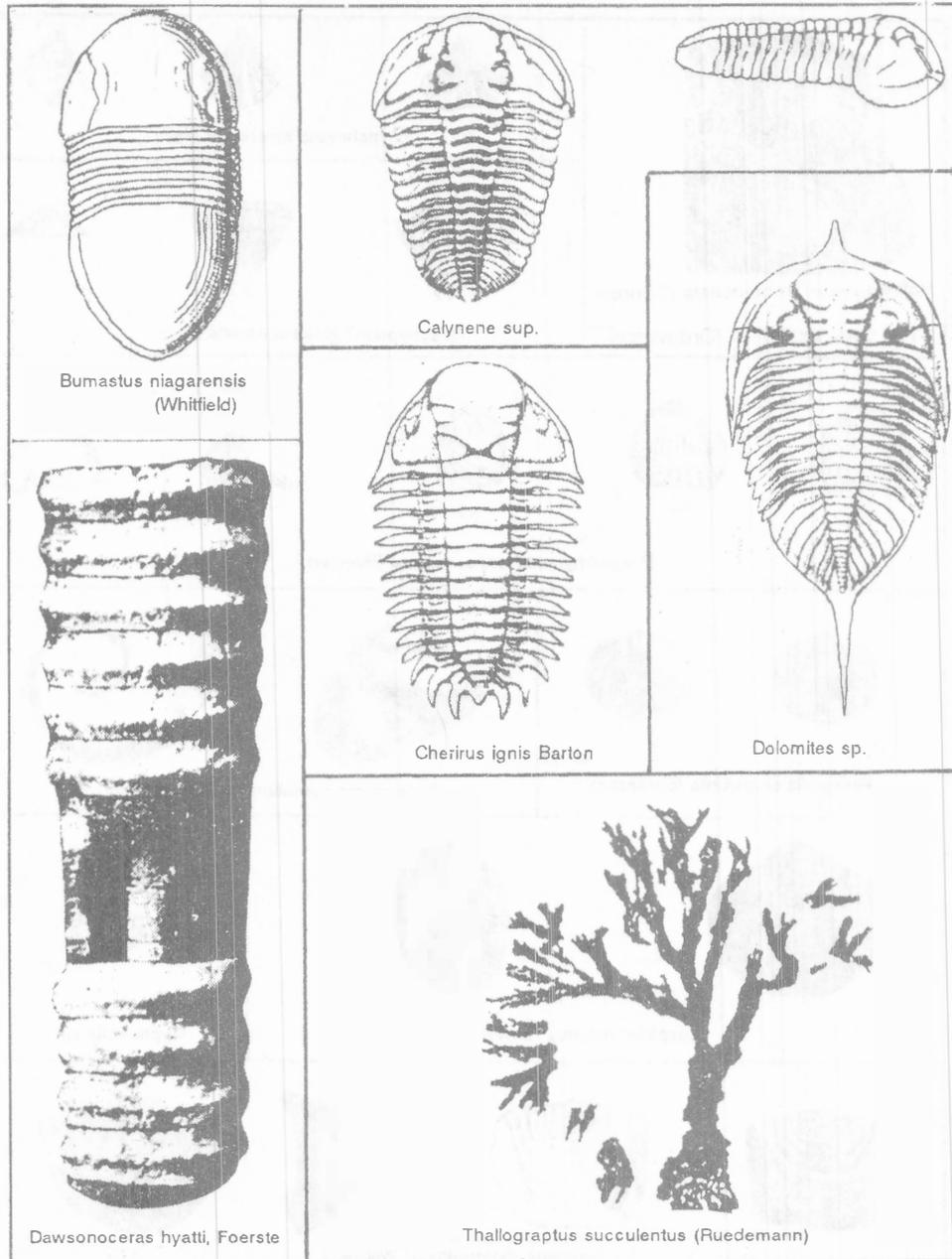


Lámina IV. Fósiles de la Formación (Cañón de Caballeros)
Tomada de Carrillo B.J. 1967 AMGP

SILURICO - MEXICO

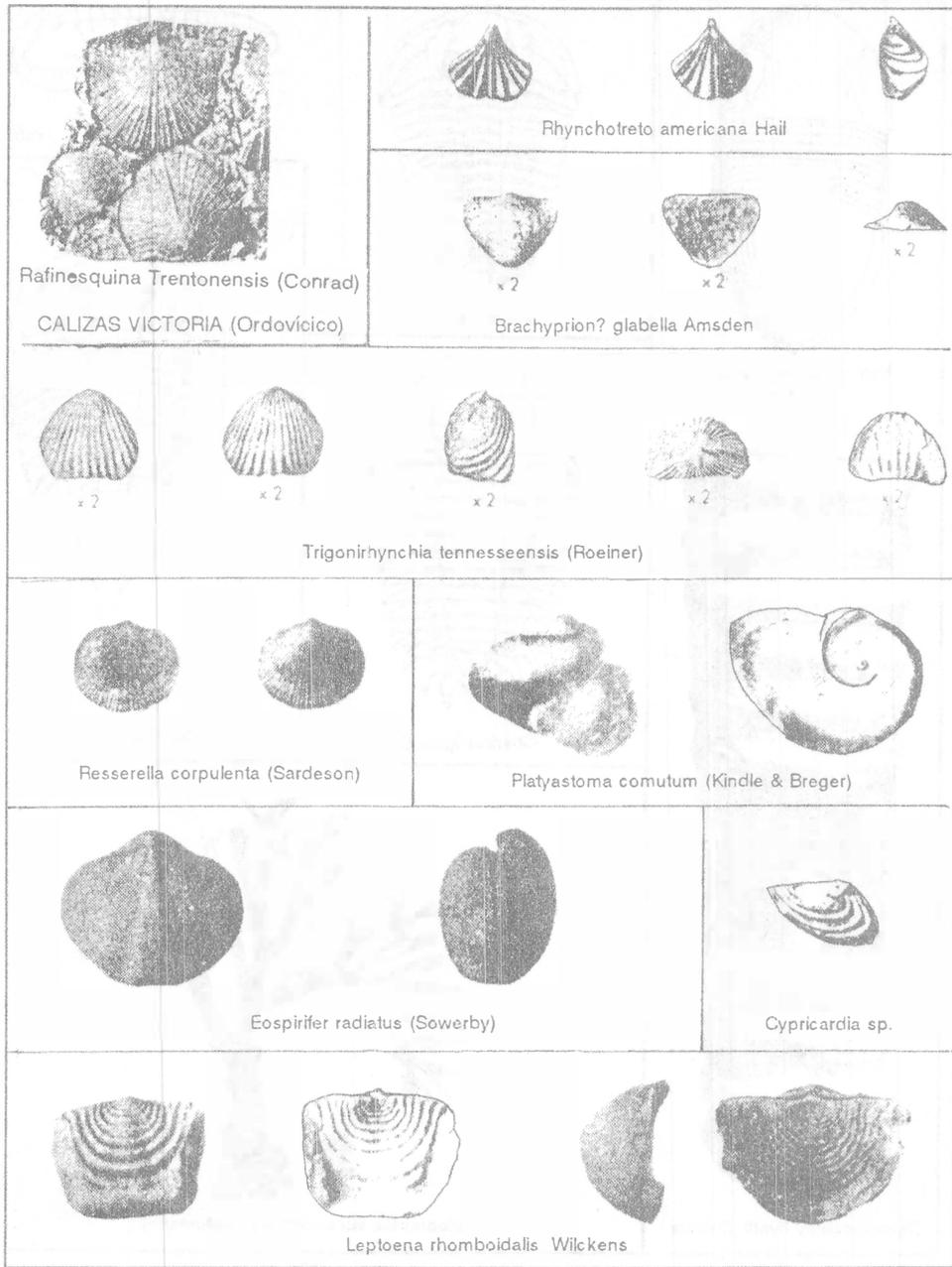


Lámina V. Fotografía de los fósiles de las formaciones Victoria y Caballeros.
Tomada de Carrillo B. J. 1967 AMGP

El sistema Silúrico no vuelve a encontrarse en parte alguna de la República, no porque no esté presente, sino porque las rocas del Paleozoico han sido encontradas en contadas localidades. En el Anticlinorio de Huayacocotla, así designado por Erben, dentro de la Sierra Madre Oriental, entre rocas metamórficas de edad Pre-Cámbrica, se han localizado, hasta ahora, rocas sedimentarias pertenecientes al Paleozoico Superior y Mesozoico.

La vida en el Silúrico, que tuvo su mejor exponente en la región Appalachiana, en el extremo oriental de los Estados Unidos, se continuó con ciertas modificaciones, al terminar el período Ordovícico. Los invertebrados siguieron predominando aún con cierta tendencia a declinar.

Los *graptolitos* por ejemplo, habían sufrido una gran declinación y están presentes en muy limitados horizontes del Silúrico de Norteamérica, en cambio en Europa eran numéricamente abundantes, especialmente el género *Monograptus*. Los corales por el contrario, tuvieron una gran expansión desarrollándose numerosos géneros y especies, incluyendo los tipos de forma de panal (*Favosites*), los corales en forma de cadena (*Halysites*) y corales compuestos, como los (*tetracorales*).

Los *Euruptéridos* o escorpiones marinos, formaron quizá el elemento más sobresaliente y distintivo de la fauna del Silúrico: aunque hicieron su aparición en el Ordovícico, no fue sino hasta el período Silúrico que llegaron en forma meteórica a su climax, para declinar en el período Devónico, donde son escasos y raros.

Los ostracodos continuaron presentándose en forma abundante, su tamaño máximo alcanzó la longitud de una pulgada. Los peces que aparecieron en el período Ordovícico, también se hicieron frecuentes en el Silúrico, consistiendo esencialmente de pequeños tubérculos óseos con armaduras formadas por placas. En el Silúrico Tardío de Noruega han sido encontrados abundantes peces primitivos y perfectamente conservados, con quijadas aún no bien definidas; tienen una aleta que nace al final de su parte dorsal y otra en la ventral (*Pharyngolepis oblongus*). En Inglaterra, en Gotland, han sido localizados fragmentos de plantas terrestres del período Silúrico, lo mismo en Australia. Los restos se encuentran fragmentados consistiendo en pedazos de tallos. En Australia los tallos contienen pequeñas hojas no mayores de 2 cm de largo por 1 cm de ancho. Esta primera evidencia de plantas en el planeta, no nos dice mucho sobre las primeras formas de vida vegetal en él;

se ha pensado que algas de tejido suave, así como hongos deben haber sido abundantes en regiones bastante húmedas y climas propicios.

Es sin embargo durante el período Silúrico, cuando por primera vez, nuestro planeta muestra, nuevas formas de vida fuera del ambiente marino. La primera flora terrestre debió ser acarreada al mar por las corrientes fluviales dejando, con estos testigos fósiles, evidencia de que la vida vegetal surgía favorecida por las condiciones climáticas continentales.

Es importante señalar que durante el Silúrico, en el noreste de los Estados Unidos y esto incluye a México, no hubo casi disturbios que modificaran los rasgos orográficos existentes. Fue un período de emersión continental y los mares intercontinentales retrocedieron hacia los océanos y la geografía nuevamente se modificó. En México, donde solamente existen dos localidades de este período, Placer de Guadalupe, Chih. y Cañón de Caballeros en Tamaulipas (TABLA IX), se puede inferir, apoyándose en el espesor de la columna sedimentaria, que su litología y distribución regional, tanto del período anterior al Ordovícico como del posterior al Silúrico, el período Devónico, que la emersión fue parcial desde Chihuahua hasta el sur de Tamaulipas, quedando inundado el geosinclinal mexicano con mares relativamente someros, en el norte y más profundos en el sur (fig. 25).

En el poniente de los Estados Unidos en las Rocallosas, dentro del geosinclinal Cordillerano, cuya zona cratónica, quedó definida durante el curso de la era Paleozoica, se formaron sedimentos de cuenca y de miogeosinclinal, cubriendo parcialmente los estados de Montana, Idaho, Wyoming, Utah y Nevada. Sin embargo en el período Silúrico ha sido difícil determinar su existencia ya que, entre el Ordovícico y el Devónico se encuentran unos cuerpos de dolomitas sin fósiles a los que, por su posición estratigráfica se les supone ser de aquel período. Otro argumento sobre la posible ausencia de rocas fosilíferas que identifiquen este período, es una denudación parcial que pudo haber acontecido al final del Silúrico.

Resumiendo del panorama deposicional regional del período Silúrico en México se concluye que, tanto en el norte como en el noreste, la casi ausencia de sedimentos representativos de los pisos de este período geológico, dan margen a pensar que hubo emersiones regionales que provocaron retiradas parciales de los mares interiores.

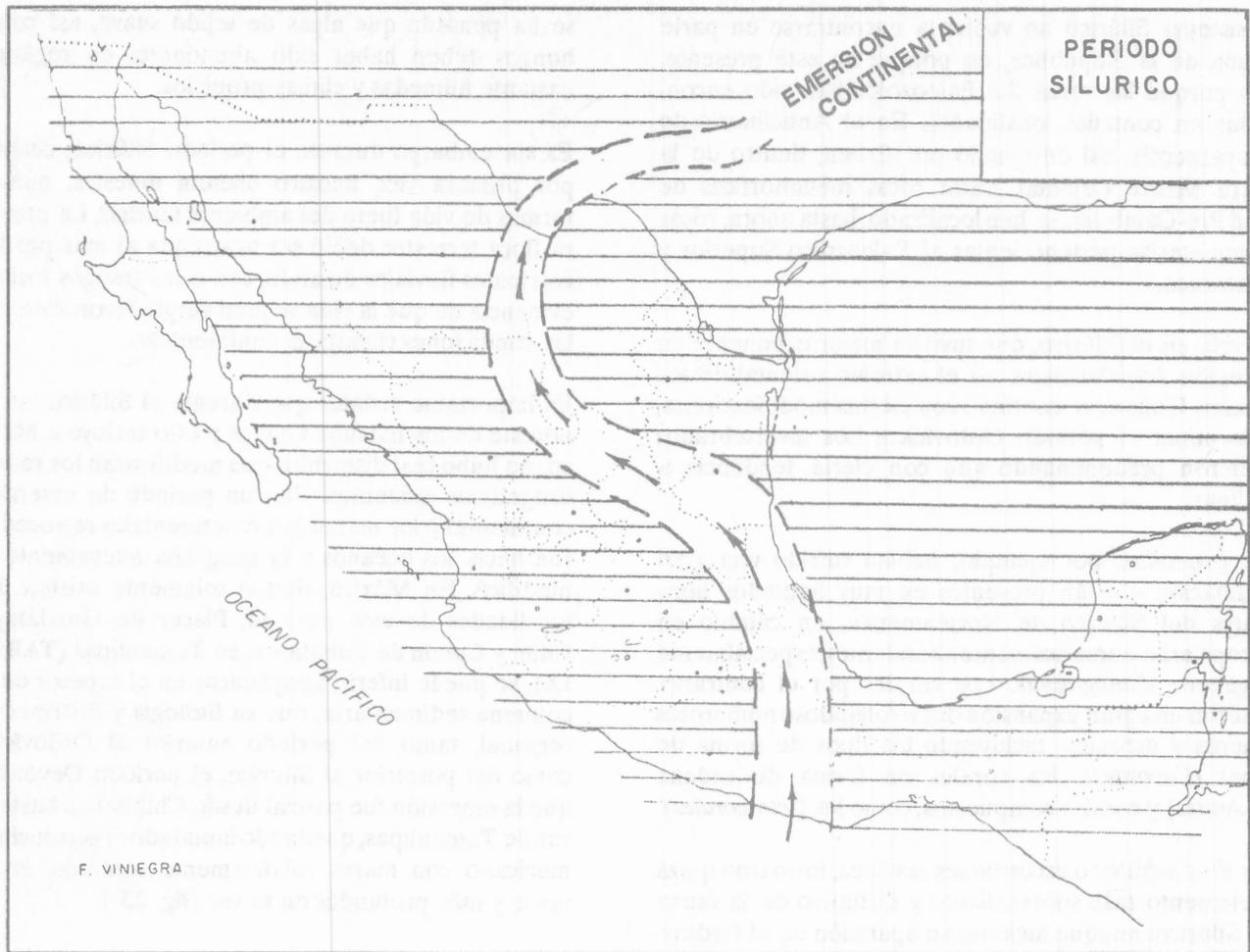


Figura 25. Periodo Silúrico

En contraste con la pobre sedimentación del Silúrico de Chihuahua, en Tamaulipas la flora y la fauna marinas, se observa que tuvieron una evolución y proliferación tan notable que contrasta con las de aquel estado, comprendido en el sistema Marathon Ouachita de Texas, cuyos mares debieron sufrir un retroceso hacia el este, mientras que la inundación marina mexicana se conservaba a través del portal de Oaxaca con los mares del océano sur-occidental (Pacífico).

El periodo DEVONICO

En Sonora, en los cerros de los murciélagos, a unos 5 km, al E.SE de Antimonio, distrito de Altar, este período se encuentra representado por cuerpos de

calizas y dolomitas con abundantes estromatoporoides, corales y gasterópodos pertenecientes al Devónico Superior (Lámina VI), con un espesor de 280 m, que incluye unas calizas denominadas Martín las que pueden ser observadas en la Cuenca de Cabullona y que consisten en capas o estratos compactos de calizas gris claro; hacia la base de la formación, está presente, una lutita calcárea o marga de color rosado, que caracteriza a esta unidad crono y litoestratigráfica.

Esta nueva presencia de sedimentación marina y fauna, en el nor-oeste del país, es una prueba fehaciente de que se originó un nuevo hundimiento de esa región de México, continuándose así la transgresión marina hacia el oriente y centro del país.

DEVONICO

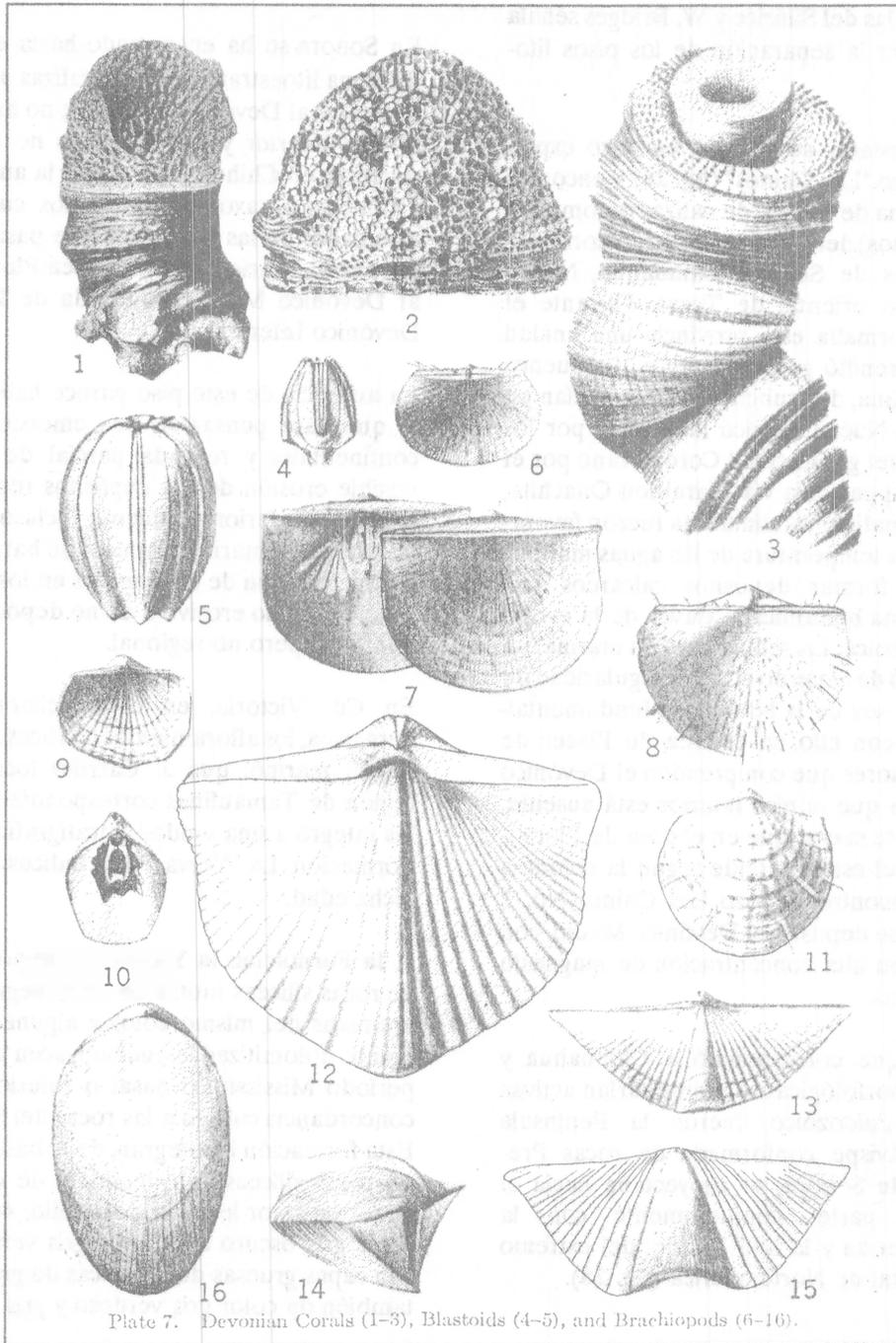


Plate 7. Devonian Corals (1-3), Blastoids (4-5), and Brachiopods (6-16).

Lámina VI

Tomada de Schuchert, Ch. y Dubar. C. O. 1946

En Chihuahua, Placer de Guadalupe como localidad tipo, el Devónico está compuesto por una serie de calizas cuyas características sedimentarias o litoestratigráficas son iguales a las del Silúrico y W. Bridges señala que ello impide hacer la separación de los pisos litoestratigráficamente.

En el noroeste del estado, se perforó un pozo exploratorio petrolero, pozo "Los Chinos" (fig. 26) y encontró o perforó una columna de 340 m, de calizas dolomíticas con fósiles (conodontos) del Devónico Medio; correlativo este piso con los de Sonora, Chihuahua, Nuevo México y el extremo oriental de Texas. Durante el período Devónico, formaba esta provincia una unidad territorial que comprendió geológicamente, la Cuenca Devónica de Chihuahua, dos subcuencas que nacían en el sur del estado de Nuevo México inundadas por los mares provenientes del geosinclinal Cordillerano por el occidente y los del Appalachia vía Marathon Ouachita, por el oriente. Las condiciones climáticas fueron favorables para mantener la temperatura de las aguas marinas en condiciones de formar depósitos calcáreos con abundante macrofauna bentónica, a través de la evolución de la Era Paleozoica. La sedimentación marina, en ésta región se efectuó de acuerdo con la irregularidad de los fondos marinos o sea de la batimetría fundamentalmente. De acuerdo con ello en el área de Placer de Guadalupe, los espesores que comprenden el Devónico Medio y Superior, ya que el piso inferior está ausente, es incomparablemente mayor que en el área de Plomosas en el noroeste del estado donde según la columna estratigráfica que encontró el pozo Los Chinos No. 1 (fig. 26) únicamente se depositó el Devónico Medio, con 340 m, de calizas con alta concentración de magnesio para formar dolomitas.

La paleogeografía que correspondió a Chihuahua y cuyas unidades geomorfológicas se mantendrían activas hasta el final del Paleozoico, fueron la Península de Chihuahua o Bavispe conformada de rocas Pre-Cámbricas que desde Sonora, se proyectaba hacia el sur-este formando parte, conjuntamente con la Plataforma de la Florida y la Del Diablo, del extremo sur del Cratón Central de Norteamérica (fig. 28).

Al NW del estado de Chihuahua, se localizan la Sierra Alta y la Sierra Boca Grande donde afloran rocas sedimentarias marinas del Paleozoico Superior formando una potente sección de estratos de calizas de tipo: biomicritas, oospatitas y bioespatitas, todas ellas correlacionables en su litología y en edad con los

afloramientos de las montañas "BIG HATCHET", distantes unos 25 km, al oeste, en la frontera de Nuevo México.

En Sonora se ha encontrado hasta el presente, una columna litoestratigráfica de calizas arrecifales pertenecientes al Devónico Superior; no ha sido localizado el piso inferior y este hiatus o no depósito parece repetirse en Chihuahua a donde la ausencia de fósiles distintivos a taxonómicos en los cuerpos calcáreos estudiados en las localidades, se pasa del Ordovícico Tardío, al Silúrico Inferior (área Plomosas) y de ahí al Devónico Medio (hay duda de la presencia del Devónico Inferior).

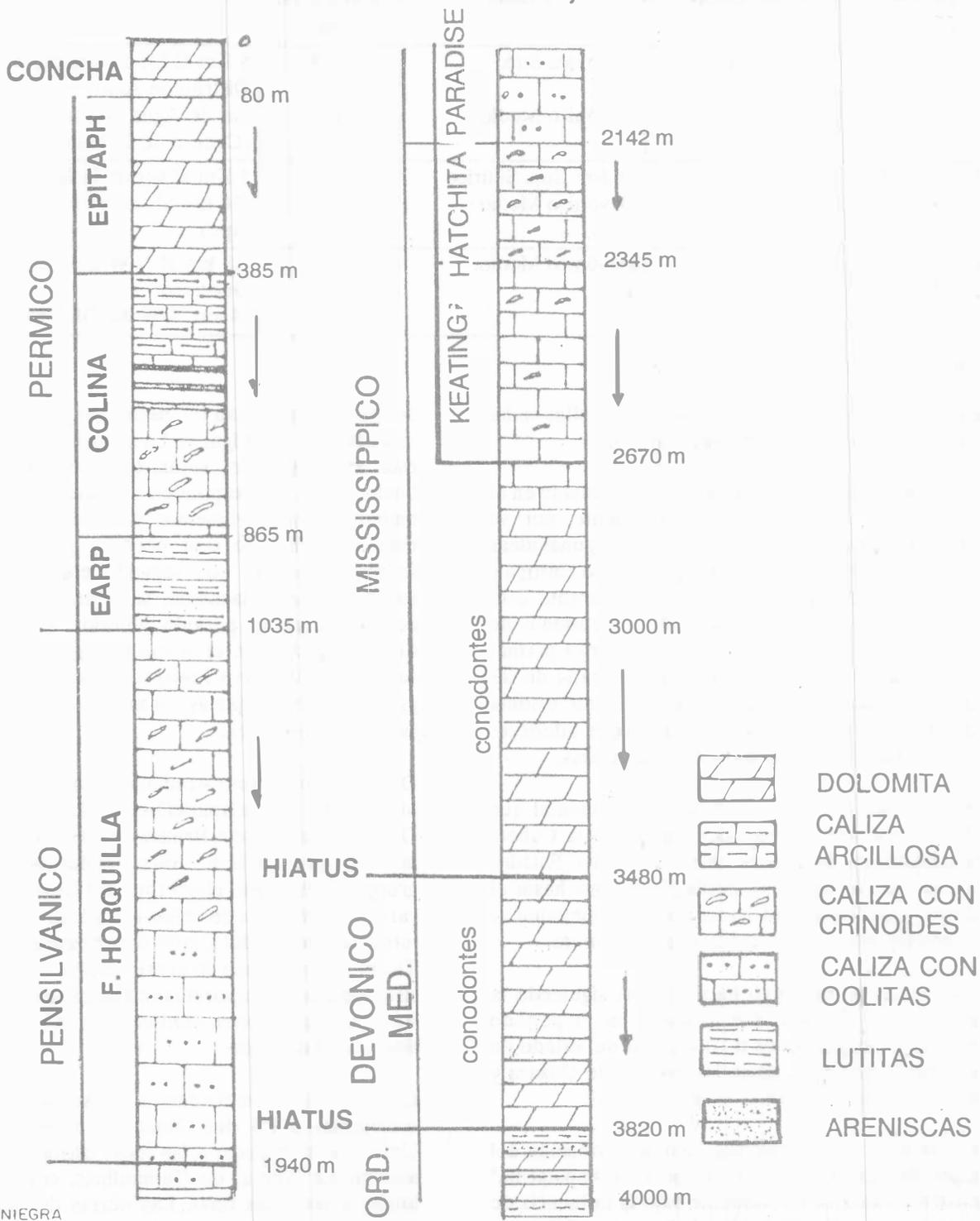
La ausencia de este piso parece haber sido regional, lo que hace pensar en una emersión de las tierras continentales y retirada parcial de los mares, con posible erosión de los depósitos representativos del Devónico Inferior. Se piensa incluso en la presencia de corrientes marinas capaces de barrer o no permitir la precipitación de sedimentos en los lechos marinos; este fenómeno erosivo o de no depósito podría haber sido local pero no regional.

En Cd. Victoria, en el anticlinorium Huizachal-Peregrina, los afloramientos de rocas sedimentarias de origen marino, que J. Carrillo localizó en aquella región de Tamaulipas correspondientes al Devónico, los integró a una unidad estratigráfica que denominó Formación La Yerva, con índices taxonómicos de dicha edad.

A la Formación la Yerva, la componen un conjunto de rocas silíceas lutitas de color negro y gris verdoso, areniscas del mismo color y algunas calizas parcialmente dolomitizadas que subyacen a sedimentos del período Mississípico basal o Inferior y en aparente concordancia cubren a las rocas del Silúrico Superior. Esta formación la integran, de la base a la cima, 20 m, de rocas silíceas (novaculina?) de color blanco con pedernal color lechoso y amarillo, 40 m, de lutita de color gris oscuro a negro y gris verdoso, alternando con capas gruesas de areniscas de grano fino a medio también de color gris verdoso y gris oscuro.

En la **Tabla X** vienen señaladas cuatro importantes localidades de rocas sedimentarias correspondientes al período Devónico en el territorio mexicano: **Sonora** en el Distrito de Altar y Cuenca de Cabullona, **Chihuahua**, Placer de Guadalupe; **Tamaulipas**, Rancho V. Guerrero.

POZO "LOS CHINOS", CHIH. - N.W.



F. VINIEGRA

Figura 26

TABLA X FORMACIONES Y LOCALIDADES DEL DEVONICO

ESTADO	FORMACION	EDAD	ESPESOR (m)	LOCALIDAD
Sonora	a) Murciélagos	Devónico Sup.	279	5 Km E-SE de Antimonio, Distrito de Altar.
	b) Caliza Martín Sup.	Devónico Medio	100	Sur de Agua Prieta (Cuenca de Cabullóna).
Chihuahua	a) Caliza Solís (parte)	Ordov. Sup. Silúrico Devónico Medio	150	5 Km al sur de la Mina Plomosas (16 km SE de Placer de Guadalupe).
Tamaulipas	a) Yerba	Devónico Medio. Sup.	100	1.8 km al N-W del Rancho V. Guerrero (4 km N-W de Cd. Victoria)
			90	

(*) Tomada de E. Lopez Ramos

Como dato de interés es que en **ninguna de ellas** se ha localizado el piso inferior del Devónico.

El Devónico, primeramente observado y estudiado en el mundo, fue en Inglaterra y posteriormente, por su correlación mundial, se lograron establecer algunas ideas respecto a los caracteres paleofisiográficos de Europa y Norteamérica. Europa se supone, que durante este período geológico, había pasado por un episodio de formación montañosa, en cambio Norteamérica permaneció relativamente plana y baja. La geografía de las tierras emergidas y los océanos era totalmente distinta a la actual. El Atlántico no existía y si, mares interiores o mediterráneos cruzaban las tierras emergidas.

La transgresión marina o inundación continental que siguió al período del Devónico, se inició en la Cubeta Appalachiana en la región oriental de los Estados Unidos la cual se extendió, desde Terranova hasta el Mississipi para continuar hacia Texas, Chihuahua y unirse con los mares del Cordillerano en Sonora.

De Chihuahua se prolongó hacia el sur, siguiendo la Cubeta Central, inicialmente formada en el período Ordovícico, y alcanzar estos mares, el sur del estado de Tamaulipas y continuar, hacia los estados de Oaxaca y Guerrero, siguiendo el curso del geosinclinal.

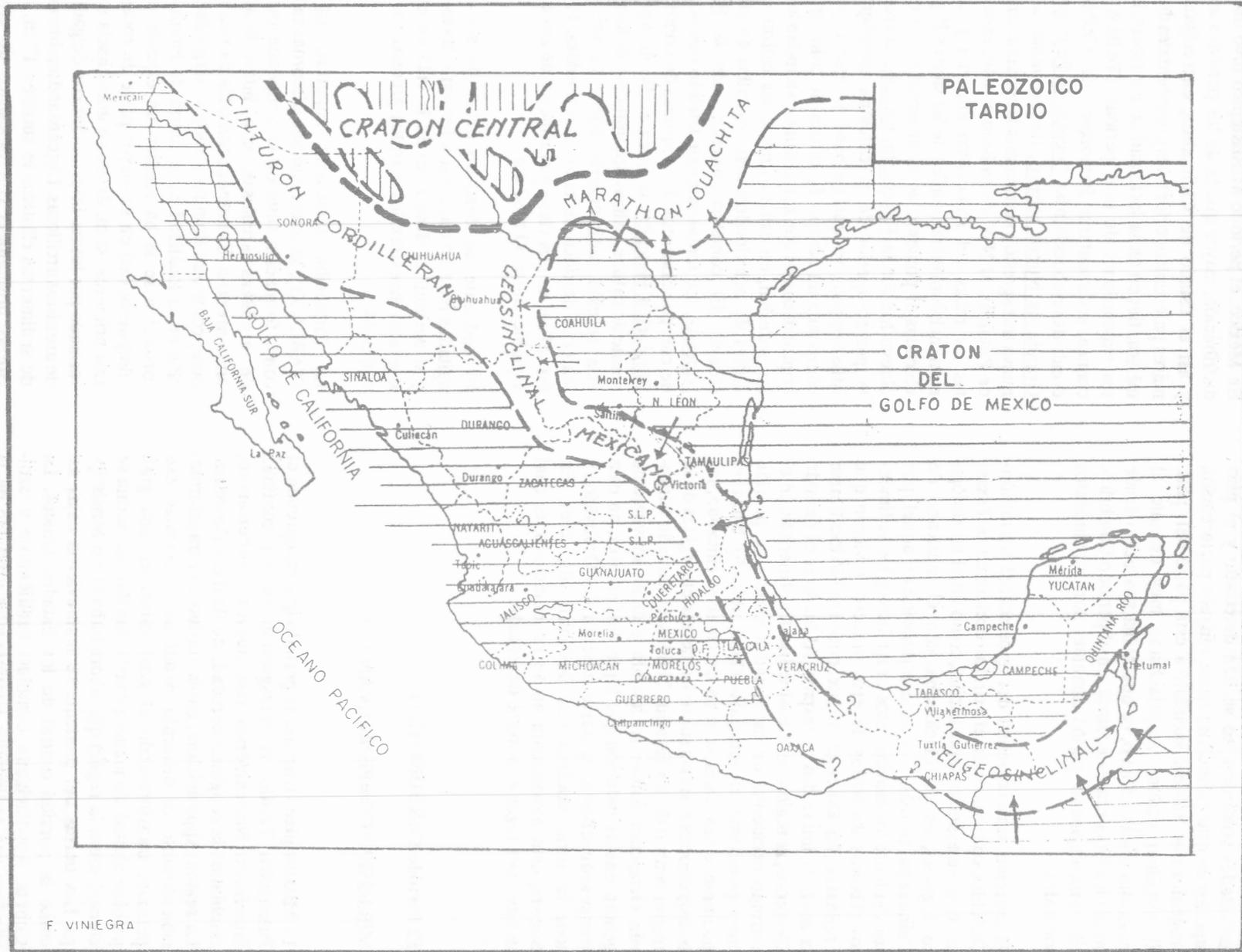
Levantamiento de la Appalachia. Durante principios del Devónico Medio, la "Antigua Tierra de la Appalachia" comenzó a levantarse nuevamente bajo la influencia de una nueva orogenia (Schuchert) llamada "Disturbio Acadiano". Este disturbio está bien expuesto y marcado en Acadia (Canadá) donde los sedimentos más antiguos

del geosinclinal están intensamente plegados e intrusionados por rocas ígneas. La historia de este episodio está impreso en las rocas, que como se mencionó líneas arriba, corresponden al Devónico Medio, sin embargo, los movimientos progresaron con fuerza mayor al final de este período, generando como señala Schuchert, una segunda etapa del sistema montañoso Appalachiano, semejante al que había acontecido en el período anterior. El geosinclinal quedó segado por el intenso plegamiento, que se suscitó desde Nueva Inglaterra hacia el norte, a tal grado, que nunca jamás los mares volvieron a incursionar por esta área.

Durante el disturbio Acadiano, la actividad ígnea se hizo patente con la aparición de volcanes en el sur de Quebec, Gasp, Nueva Brunswick y Maine donde enormes derrames de lava y tobas quedaron impresos. El grupo sedimentario Helderbez del Devónico, incluye varias formaciones de caliza con pocas cantidades de lutita, testimonio del aporte continental de la Antigua Tierra Appalachiana en el oriente, que a través de sus sistemas fluviales, aportaban clásticos finos ocasionales sobre una plataforma continental estable durante el tiempo del depósito.

En el territorio mexicano, se observan testimonios semejantes a los del Canadá y norte de Estados Unidos, con respecto a las rocas clásticas de la Formación La Yerba, de Tamaulipas, compuestas de lutita y areniscas finas. Las tierras del oriente, las antiguas tierras Pre-Cámbricas, en el área del Golfo de México, sobre las que transgredían los mares Paleozoicos, debieron ser relativamente estables.

Figura 27



F. VINIEGRA

Actividades volcánicas no se han detectado y el piso superior de este período no acusa ninguna perturbación orogénica que hubiese sacudido a esta parte del país. El complejo sistema Appalachiano muy distante al mexicano y más antiguo, ya que había aparecido desde principios de la era Paleozoica, en el período Cámbrico, era convulsionado periódicamente por movimientos corticales.

El extremo sur-occidental del geosinclinal Marathon-Ouachita, continuado en el extremo occidental de Texas; tanto en su aspecto deposicional, como en el morfológico regional, es correlacionable con el mexicano de Chihuahua, es más, éste es continuación de aquel, por consiguiente los movimientos orogénicos y los sedimentos clásticos derivados de este proceso, tuvieron que originarse (fig. 28) en el oriente, donde debió localizarse la zona de internidos o traspaís. Al finalizar el período Devónico, la región del Geosinclinal Cordillerano, en el extremo occidental de los Estados Unidos la porción correspondiente al miogeosinclinal ubicado hacia el poniente, o sea hacia la zona donde se verificaban, las transgresiones marinas sobre las tierras emergidas de la región central de los Estados Unidos, el llamado Cinturón Orogénico Antler se levanta y dicho movimiento genera una denudación que logra desaparecer, en esta franja sedimentaria, la parte superior del Ordovícico y toda la serie cálcarea del Devónico (fig. 29a). En Sonora, este movimiento no se ha detectado, el cual debió tener lugar al noreste del estado.

El Período CARBONIFERO

MISSISSIPPICO=PENSILVANICO

1.- Mississípico.-Durante el período que comprende el Paleozoico Tardío, la transgresión marina continuó inundando Norteamérica con nuevos mediterráneos, cambiando la geografía heredada de final del Devónico. La región Appalachiana, había sufrido una transformación durante el disturbio Acadiano al cerrarse ese período, transformando el geosinclinal en una gran planicie aluvial, de manera que la inundación marina se efectuó sobre la región que ahora baña el río Mississipi. Las tierras del poniente se mantuvieron bajas así como la porción central de los Estados Unidos. La Cubeta Appalachiana continuó hundiéndose y azolándose con sedimentos continentales producto de la denudación de las formas orogénicas recién formadas.

En México, el período Mississípico tuvo una amplia distribución, mayor que la de los períodos anteriores y así el estado de Chihuahua, encrucijada de los mares paleozoicos orientales y occidentales de Norteamérica, tienen en la localidad de Plomosas, las mejores exposiciones de este período (TABLA XI). La cuenca sedimentaria Paleozoica de Chihuahua, a donde desembocaban las Cuencas de Pedregosa y Oro Grande de Nuevo México, fueron inundadas por la nueva transgresión marina mississippiana. En la sierra de Palomas, al NW. del mismo estado, están expuestas las rocas del Paleozoico Superior y usando la nomenclatura estratigráfica de las sierras Big Hatchet ubicadas al poniente de la anterior, en el estado de Nuevo México la Formación Keating, corresponde a la parte superior de la columna estratigráfica del Mississípico, ya que su base no está expuesta. La componen un cuerpo de calizas de color gris oscuro, criptocristalinas con zonas donde abundan los nódulos de pedernal, en estos estratos, las calizas contienen fósiles de pelecípodos, algunos tallos de crinoides y corales. El contacto superior, con la Formación Hatchita, fue tentativamente situado con la aparición de cuerpos calcáreos de "coquinas de crinoides". A la Formación Hatchita, la integran 90 m, aproximadamente de calizas, calizas dolomíticas y dolomías. Es en esta sección sedimentaria donde es abundante el material detrítico de tallos de crinoides. El color de las calizas es gris claro y el espesor de sus estratos es variable, entre 30 a 60 cm.

El ambiente de depósito debió de ser de aguas agitadas para no dar lugar a formar estratos delgados y sí permitir el desarrollo de la vida en ese medio, según lo muestran los estratos gruesos, calcáreos de coquinas.

La formación inmediata superior, La Paradise (TABLA XI), se inicia con una discordancia erosional con la formación anterior; la componen unos cuerpos de areniscas arcillosas, con intercalaciones de lutita-arenosa. El intemperismo les da una coloración ocre, color que domina a todo lo largo de su exposición en la localidad en la Sierra de Palomas. A esta formación se le ha medido un espesor de 107 m, compuesta casi en su mayor parte de rocas clásticas. Los primeros 90 m, desde su inicio hacia arriba, está formada por lutitas intercaladas con delgados estratos de areniscas arcillosas. Descansando sobre este cuerpo de sedimentos clásticos le suceden 17 m, de calizas, calizas dolomíticas con bioclastos de crinoides en varios niveles de la sección sedimentaria.

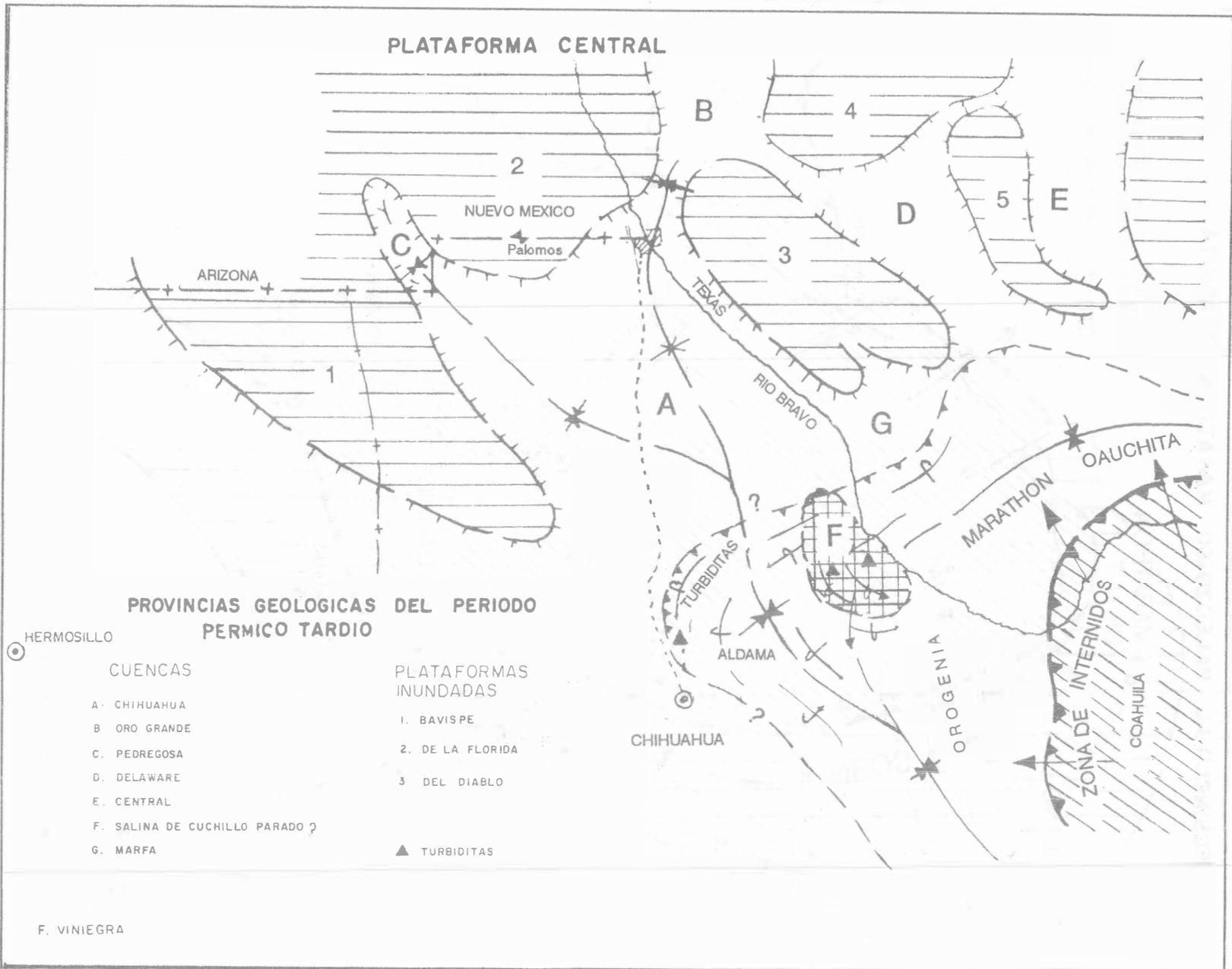


Figura 28

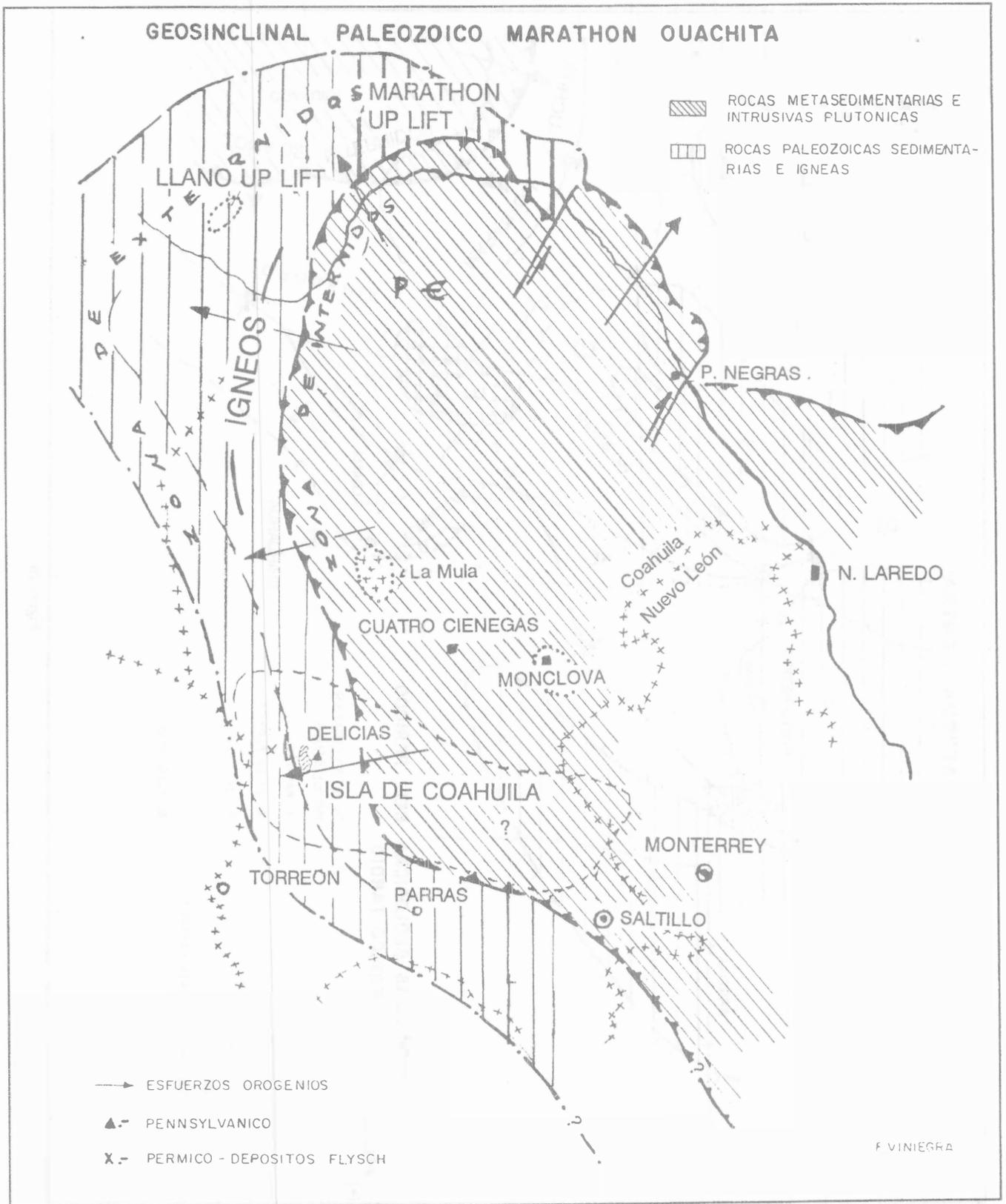


Figura 29

TABLA XI.- LOCALIDADES CARBONIFERAS ESTUDIADAS EN MEXICO (*)

ESTADO	FORMACION	LITOLOGIA	EDAD	ESPESOR (m)	LOCALIDAD
Sonora	a) Caliza, cristalina Sup. caliza (Inc. Zona Chivaterra)	Caliza	Miss.	---	Cananea
	b) Escabrosa	Calizas	Miss. Inf.	---	Cabullona 150 km E-SE de Cananea Bavispe 21 km W de Caborca 21 km W de Caborca
	c) El Tigre	Calizas	Miss. Inf.	385	
	d) Venada	Calizas	Miss. Sup.	---	
	e) Represo (Bisnai)	Calizas	Miss. Inf.	49+	
Chihuahua	a) Paradise - Escabrosa	Calizas y margas Calizas y margas	Miss. Sup.	535+	NW de la S. de Palomas
	b) Monulas (parte)		Miss. Sup.	30-35	6 km SW Mina Plomosas
Tamaulipas	a) V. Guerrero	Areniscas y lutitas	Miss. Inf.	160-200	11 km NW de Cd. Victoria
Hidalgo	a) Serie Calnali *	Lutitas	Miss.	---	Calnali, Hgo.
Oaxaca	a) Form. Santiago (parte)	Lutitas areniscas y conglomerado.	Miss.	192	S. Italtepec

* Nombre provisional

(*) Los nombres dados a las localidades son informales en algunos casos.

Tomada de E. López Ramos

En el pozo "Los Chinos" perforado al sur de aquella localidad, en el NW de Chihuahua (fig. 26) la columna del Mississippico, por estar completa, es más potente, habiéndosele medido 1,540 m, de espesor, e iniciándose después del período Devónico con un potente cuerpo de calizas dolomíticas de 810 m, de espesor. La **Formación Keating**, formada de calizas con crinoides en algunos de sus estratos, se le midió un espesor de 325 m. A La **Formación Hatchita**, compuesta de estratos calcáreos con crinoides 203 m, y La **Paradise**, también compuesta de cuerpos estratificados de calizas pero en un ambiente deposicional más somero que el anterior, en planicies de marea con abundantes oolitas, 202 m. De aquí hacia arriba según muestra el pozo "Los Chinos", la entrada al período **PENSILVANICO**, se hace con el mismo tipo de depósito, calizas con oolitas, es decir el medio ambiente se mantuvo constante. Esto es posible, sin embargo, a la mitad de la columna de la **Formación Horquilla**, los estratos calcáreos, nuevamente vuelven a contener crinoides, se repite el ambiente deposicional de la **Formación Huatchita**, esto podía significar un nuevo hundimiento que fue capaz de cambiar el hábitat, antes de finalizar el período Carbonífero, final que generó movimientos corticales de levantamientos e inicio de la Orogenia de final de la era Paleozoica.

Los depósitos sedimentarios que se observan en la Sierra de Palomas muestran un acuñaamiento de sur a norte, en toda la columna cronoestratigráfica del Carbonífero, amén de discordancias erosionales, tanto para el

Mississippico como para el **Pensilvánico**. Este, de acuerdo con los estudios de T. Díaz y A. Navarro y quienes estudiaron con detalle esta localidad, se inicia con un conglomerado silíceo, al que suprayacen unos estratos de areniscas cuarcíticas. Esta simple exposición revela que los mares del Pensilvánico como los del Mississippico, transgredieron de sur a norte, sobre la antigua tierra Pre-Cámbrica de Nuevo México la que se hundía lentamente hasta ser finalmente cubiertas las márgenes de la Cuenca de Pedregosa por los mares del final del Carbonífero, ampliando sus riveras, previamente erosionadas por los embates del mar. Los fragmentos de tallos de crinoides y la presencia de corales (F. Hatchita) señalan cuerpos arrecifales sometidos a la destrucción por oleajes en sus áreas más expuestas, durante las bajas mareas. Ahora bien, la proliferación de estos cuerpos arrecifales de crinoides y corales, parece que fue regional, según puede verse en las localidades de las Rocallas, Sonora, Arizona, Placer de Guadalupe y el área de Palomas y las Montañas Big Hatchet.

Placer de Guadalupe. L. W. Bridges, en su subdivisión del Paleozoico de Plomosas y Placer de Guadalupe, en unidades, al Pensilvanico lo asigna a la "unidad 4" y la describe de la siguiente manera: "Esta unidad la integran calizas masivas (micritas); su base se liga gradualmente con la caliza arcillosa de la "unidad 3" que de acuerdo con lo escrito por este autor, debe ser Mississippico. En algunos puntos dentro del área, este

contacto se hace a través de una discordancia erosional y angular. Los estratos de caliza del período Pensilvánico, varían en espesor, a veces son cuerpos calcáreos masivos, otras son estratos con escaso pedernal nodular hacia la mitad inferior de la columna estratigráfica, la coloración de las calizas es gris oscuro haciéndose más clara en la parte superior e inferior. En el "Cerro Nevado" dentro de la misma área de Placer de Guadalupe, los 7 m, superiores los forman cuerpos de coquinas de crinoides y/o calcarenitas, material probablemente derivado de cuerpos arrecifales. La fauna de esta unidad 4 de Bridges la componen en su mayor parte fusulínidos. Además existe un horizonte de 6 m, de espesor, que contiene colonias de coral CHAETETES los cuales llegan a tener en su desarrollo, hasta 1 m de diámetro.

2.- Pensilvánico (TABLA XII). El Pensilvánico de Placer de Guadalupe es diferente, en sus caracteres líticos, a los sedimentos que se formaron durante la misma edad en el geosinclinal Marathon-Ouachita en Texas, donde la rapidez o velocidad de depósito, muestran rocas clásticas con bloques erráticos del tamaño de una casa; esto es evidencia de que la actividad orogénica ya se manifestaba con una fuerte acción erosiva del traspais o zona de inténidos, mientras que en el estado de Chihuahua, los mares se mantenían hasta cierto punto tranquilos mostrando sus áreas marginales emersiones parciales que ocasionaban discordancias erosionales en la secuencia de posicional. Probablemente la influencia de los mares de la Cubeta Cordillerana, con corrientes marinas más templadas, influenciaban o favorecían al desarrollo y formación de cuerpos arrecifales.

Rocallosas.- Región cordillerana y occidental

El Pensilvánico de esta región, sur-occidental de los Estados Unidos, lo caracteriza un constante cambio de facies. Imaginando una sección transversal en esta región Cordillerana, hacia la porción norte de la plataforma marina que fue de las Rocallosas, ahí predominan los cuerpos arenosos limpios, los cuales hacia el oeste y centro de lo que fue la "Gran Cuenca", cambian a sedimentos arcillo-arenosos y calizas arcillosas. En el extremo poniente de los Estados Unidos en la cuenca sedimentaria del "Cinturón Orogénico Antler" mencionado páginas atrás, aparecen unos conglomerados, en el extremo occidental de la antigua cuenca, dentro del Carbonífero que señalan también un período bastante prolongado de erosión o de denudación de la zona de inténidos que se rejuvenecía periódicamente por tectónica compresional de la Orogenia.

Una correlación litoestratigráfica, entre esta región Cordillerana, con lo que se conoce de Sonora, es difícil realizarla ya que en esta última no se ha hecho un estudio detallado, tanto sedimentario, tectónico como ígneo de las rocas del Paleozoico Superior, estudio que ayudaría a comprender como se continuó y se prolongó el sistema hacia el centro y sur de México, ya que desde el Pre-Cámbrico, esa franja occidental de Norteamérica, fue invadida por los mares intercontinentales que lo inundaban periódicamente hasta finales de la Era Paleozoica y que desde el Ordovícico se extendió hasta Chihuahua dando nacimiento al Geosinclinal Paleozoico Mexicano.

TABLA XII.- LOCALIDADES PENSVANICAS ESTUDIADAS EN MEXICO (*)

ESTADO	FORMACION	LITOLOGIA	EDAD	ESPEJOR	LOCALIDAD
Sonora	a) Caliza El Tigre Unidad 3 b) Caliza Puertecitos c) Caliza Nacoziari	Caliza Caliza Caliza	Pensilv. Sup. Pensilv. Pensilv. Sup. (?)	726(?) 300 ?	120 km E-SE Cananea W de Cananea NW de Nacoziari
Chihuahua	a) Horquilla (probable) b) V. Aldama c) Parte d) Caliza Pastor (parte)	Caliza Lutitas Caliza-dolomita, pedernal	Pensilv. Pérm. Pensilv. Pensilv. Med. Sup. Perm. Inf.	825 - 1035 3600+ 290 - 500	N de S. de la Boca o (Palomas) 15 kms NW de V. Aldama 2 kms W de Placer de Gpe.
Coahuila	a) Delicias (parte)	Calizas y margas	Pérm. Pensilv. Sup. (Virgiliano)	150	Cerro Los Pitoncillos, N de la S. de Sobaco (210 km NW de Saltillo.)
Tamaulipas	a) Del Monte b) Pozo González 101	Calizas, areniscas, lutitas Lutitas y areniscas	Pensilv. Sup. Inf. Pensilv. Sup.	200 1428+	600 m de W. Rancho Peregrina NW de Cd. Victoria 150 km SE de Cd. Victoria
Puebla	Serie Matzizi*	Lutitas Carbonosas	Pensilv.	500	Cerro Matzizi
Oaxaca	a) Ixaltepec	Lutitas, areniscas, pocas calizas	Pensilv. Inf. Med.	190	E de Nochistlán
Chiapas	Sta. Rosa	Filitas, esquistos, areniscas, calizas	Pensilv. (?)	1800	Chicomuselo

* Información propuesta informalmente ya que existe sinonimia

TABLA XII - A

TRIASICO				JURASICO		CRETACICO	
k	Pisos	J		Pisos		K	
SUPERIOR	Rético	SUPERIOR		Tithoniano		SUPERIOR	Maestrichtiano
	Nórico			Portlandiano			Campaniano
	Kárnico			Kimmeridgiano	OXF.		Santoniano
				Argoviano			Coniaciano
				Divesiano			Turoniano
	Calloviano		Cenomaniano				
MEDIO	Ladínico	MEDIO		Balthoniano		MEDIO	Albiano
	Anísico			Bajaciano			Aptiano
		INFERIOR	LIASICO	Aleniano		INFERIOR	Barremiano
				Toarciano			Neocomiano
				Pliensbaquiano			
				Sinemuriano			
				Hettangiano			

TABLA DE PISOS O SERIES DE LA ERA MESOZOICA
Sistema Europeo

Pensilvánico de Sonora

En la Cuenca Cabullona, cerca de Cananea, así como en la localidad de EL TIGRE, se han encontrado rocas sedimentarias marinas del Pensilvánico, sin precisar el piso o pisos de este período. Son estos, estratos de calizas densas de color negro y grano fino, con aspecto de argilita. Se les denominó (CALIZA PUERTECI-TOS). La porción basal de este cuerpo calcáreo está bastante mineralizada y metamorfizada, confundándose con las calizas también metamorfizadas del Mississípico, que en esta localidad, forzosamente debieron sufrir los mismos efectos o parecidos del período que los sobreyace.

La (CALIZA NACO) tiene su localidad en Arizona y fue descrita por Ranson, posteriormente descubierta en Sonora por N. L. Talafierro. Está formada por un cuerpo finamente estratificado con abundante fauna marina, de estratos de areniscas y margas que cambian a calizas hacia la parte superior. La sección inferior y

media es entonces clástica, que debió corresponder a una batimetría relativamente baja y la otra, la superior, de precipitación calcárea, a una batimetría más profunda por hundimiento de la plataforma marina. Se localiza esta sección en la Sierra de La Morita, en el extremo SW. de la Cuenca de Cabullona. R. Imlay, en el área del TIGRE, 150 km, al E.SE. de Cananea, encontró bajo rocas del Pérmico margas muy ricas en braquiópodos, calizas con pedernal, calizas con corales, tallos de crinoides, briozoarios del Pensilvánico Superior, con espesor aproximado de 400 m. (TABLA XI). La sedimentación en esta área, señala las condiciones favorables, que se extendieron regionalmente, para la formación de cuerpos arrecifales con abundante fauna bentónica. Los mares de la Región Cordillerana y del Océano Pacífico, con corrientes de aguas templadas, se extendieron hasta Chihuahua, Coahuila y Tamaulipas, permitiendo el desarrollo de la vida marina sin contaminación, derivadas de las actividades tectónico-orogénicas y denudación de las mismas, que se habían iniciado en el Mississípico.

En el área próxima a San José de Gracia, norte de Sinaloa, se ha localizado un cuerpo sedimentario marino con fauna Mississípico y Pensilvánico. Se identifican tres miembros (M. Carrillo M.). El que se le considera inferior, consiste de micritas, pizarras, pedernal y cuarcitas en capas delgadas. La porción media contiene limolitas masivas y cuarcitas masivas. Del miembro superior son también cuarcitas y lutitas en alternancias que pudieran corresponder a sedimentos costeros. Continuando hacia el oriente del país, en el CAÑÓN DE LA PEREGRINA, Tamps., las "Capas del Monte", con la que se denomina la columna representativa de una parte del período Pensilvánico Temprano, que está presente en esta región y lo conforman: un conglomerado basal de aproximadamente 2 m de potencia, sobre el que descansa una sección bastante grande de calizas arenosas de color gris, medio a grueso, conteniendo corales y foraminíferos, CONIATITES del género *Pseudoparallogoceras* y *Clapyrites*. Hacia la parte superior de la columna o sección expuesta, está un cuerpo de areniscas y lutitas de color gris oscuro a negro (ambiente euxínico). Al conjunto se le calcula un espesor de 200 m, de acuerdo con J. Carrillo B. La presencia del conglomerado basal, señala una discordancia erosional y posiblemente angular con respecto al período Mississípico subyacente. La forma y tipo de depósito, podría referirse al efectuado por una transgresión marina sobre las rocas sedimentarias suavemente elevadas y parcialmente erosionadas, del período anterior que había finalizado con una regresión de los mares, debido probablemente a movimientos pulsatorios en el extremo oriental del geosinclinal, el cual parece haber actuado desde el extremo occidental del estado de Coahuila. En el sur-oeste de este estado, existe otra localidad del período Pensilvánico, conformado por cuerpos de calizas y bancos arrecifales intensamente plegados por la orogenia de final de la era, las rocas sedimentarias del Pérmico las cubren, en algunos sitios, en fuerte discordancia erosional y angular, según se puede apreciar, en el amplio Valle de Delicias.

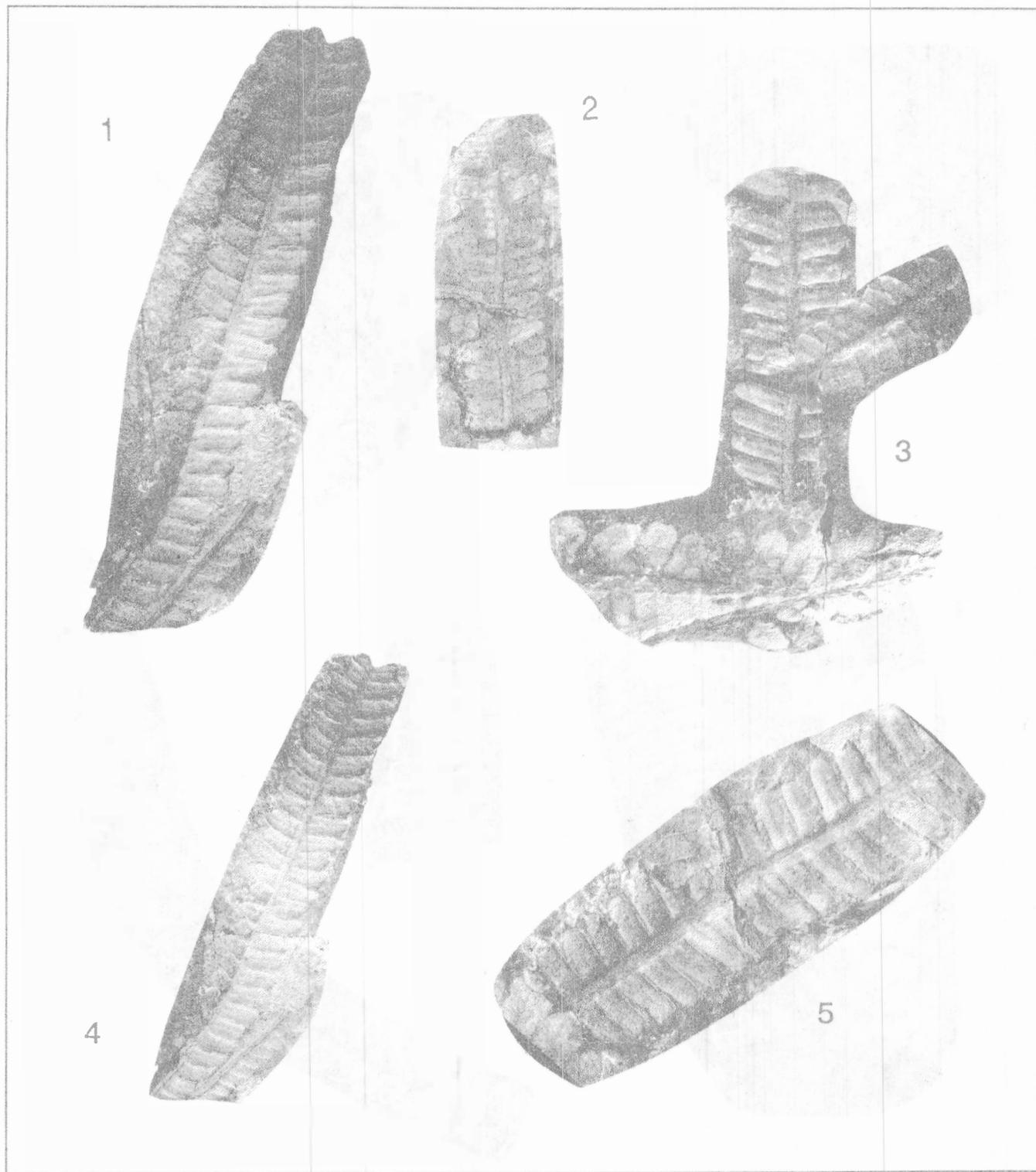
En la región oriental del estado de Puebla, en las inmediaciones de Zapotitlán Salinas, área de Tehuacán, se ha localizado flora continental PENNSYLVANICA (Instituto de Geología, U.N.A.M.) en el Cerro de Matzitzi, (Láminas VII, VIII y IX), de lo que fue un ambiente con clima tropical el cual necesariamente debió influir en la sedimentación marina, contaminándola y en las zonas deltáicas, formando sedimentos carbonosos o turba y en otras quizá deficientes en oxígeno, sedimentos ricos en materia orgánica animal y vegetal, capaces, millones de años después, de generar hidrocarburos líquidos y gaseosos.

En el pozo González 101, localizado a 98 Km, al nortenoeste del puerto de Tampico, y perforado por Petróleos Mexicanos, se encontraron rocas clásticas calcáreas, conteniendo fósiles del Pensilvánico después de atravesar a las rocas sedimentarias marinas del Pérmico y las superiores de carácter continental del Triásico. Posteriormente fueron perforados otros dos pozos más al oriente del primero, encontrando rocas sedimentarias del Triásico Continental y Paleozoico Tardío marino, lo que abre la posibilidad de que la transgresión marina de final del Paleozoico Pérmico) en territorio mexicano, haya llegado más allá de las actuales costas de Tamaulipas y norte de Veracruz, formando una extensa bahía que penetraba hacia las antiguas tierras occidentales emergidas del Cratón del Golfo de México, para continuar su curso hacia el sur, hacia Oaxaca, donde vuelven a quedar marginados, estos mares del Paleozoico Tardío, por las tierras PreCámbricas de Oaxaca, formadas por gneises y rocas plutónicas, en un ambiente climático tropical, con su flora característica que se puede observar en las rocas de este período del final de Carbonífero en Zapotitlán, Puebla. (Láminas VII a IX).

Al cierre del Carbonífero Tardío comienza a observarse el inicio de la OROGENIA HUASTECA, nombrada así por Z. de Czerna, en razón de que se observa más claramente en esa región que comprende el antiguo territorio de la raza huasteca, enclavado entre los estados del sur de Tamaulipas, norte de Veracruz y el oriente de los estados de San Luis Potosí e Hidalgo.

Tanto en el área de Nochixtlán, Oax., como en el Cañón de la Peregrina en Tamaulipas, se observa la presencia de rocas clásticas, areniscas y lutitas en el Pensilvánico Medio, señalando un período de erosión de las tierras del traspaís, que comienzan a elevarse para dar inicio a la Orogenia del final de la Era.

En la región de Oaxaca queda interrumpida la información sobre la continuidad del geosinclinal Paleozoico, desconociéndose su curso, al interponerse por el sur y sur-oriente las rocas sedimentarias marinas del Mesozoico así como rocas ígneas intrusivas y extrusivas de esta Era y la del Cenozoico, que cubren grandes extensiones del sur del territorio mexicano, y que enmascaran las rocas subyacentes.



Alicia Silva L.G. UNAM

Lámina VII Filicales del Pensilvánico de Tehuacán

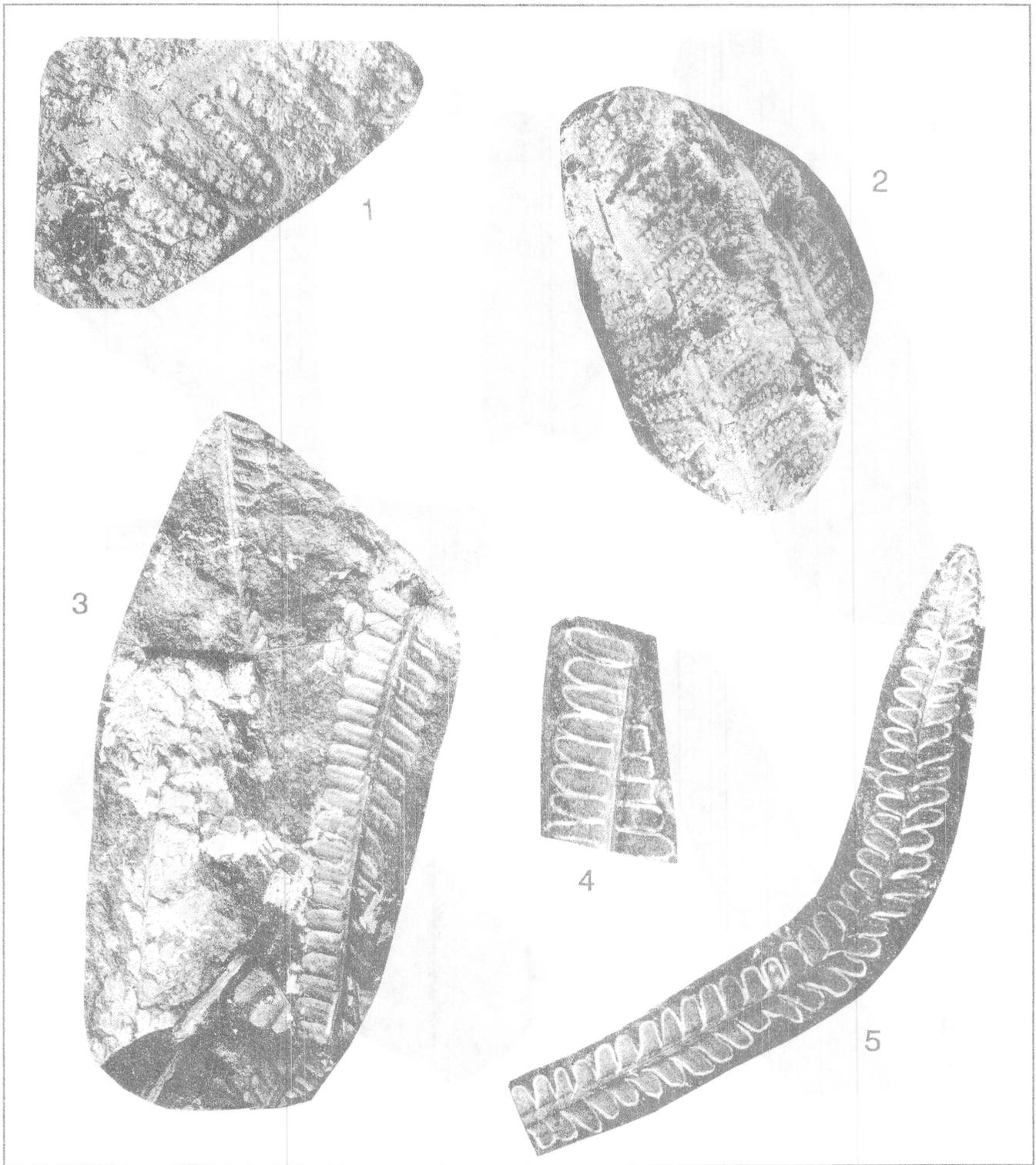


Lámina VIII
Filical y Pteridosperma del Pensilvánico de Tehuacán, Cerro Matzizi

Alicia Silva I.G. UNAM

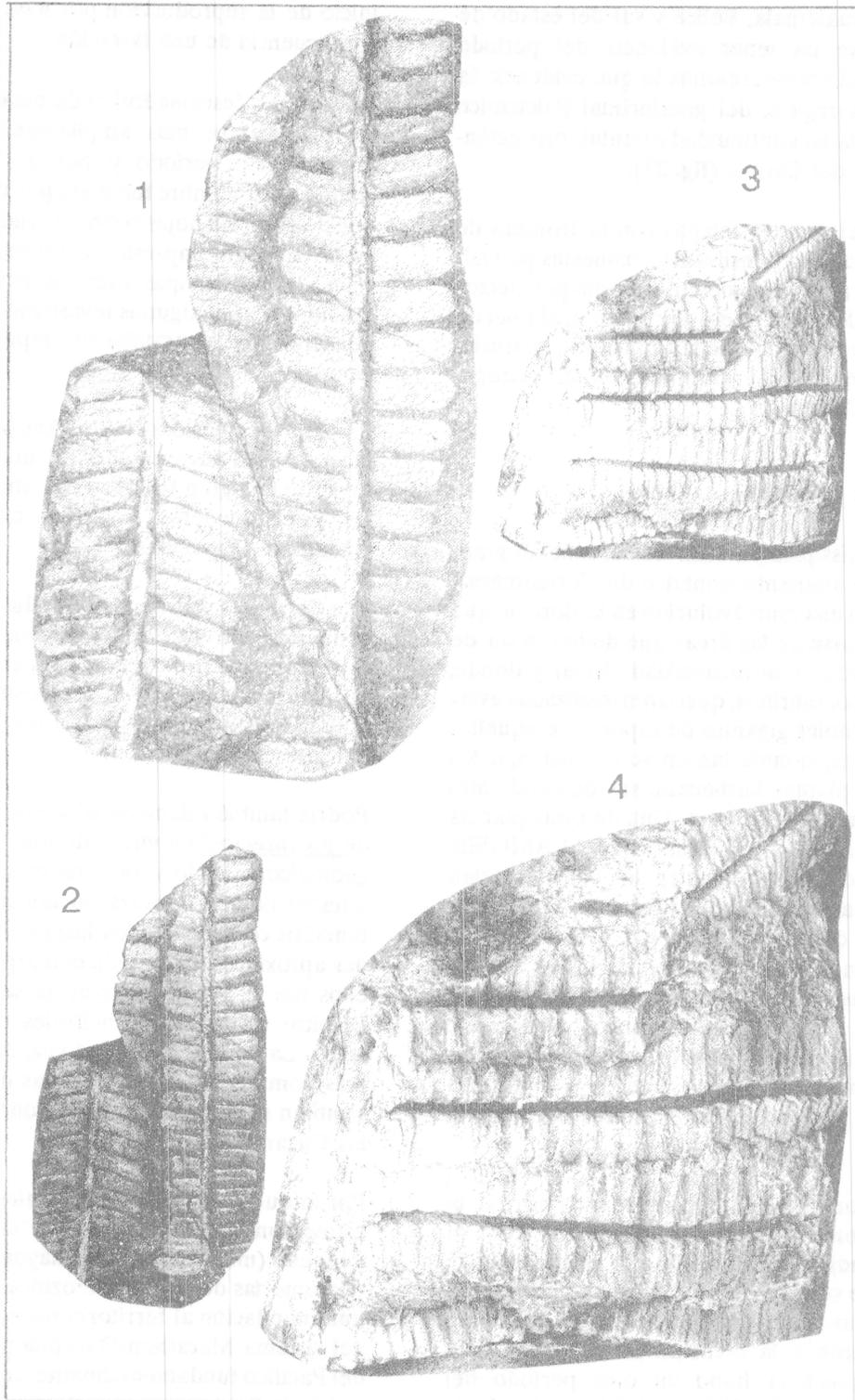


Lámina IX
Filiciales del Pensilvánico de Tehuacán

Nuevamente en Guatemala, Belice y sur del estado de Chiapas, se vuelve a tener evidencia del período Pensilvánico, formado por turbiditas lo que evidencia la presencia, en esta región, del geosinclinal Paleozoico Mexicano que tenía su continuidad oriental, proyectándose hacia el área del Caribe. (fig. 27).

En la localidad del sur de Chiapas con la frontera de Guatemala, las rocas del Pensilvánico expuestas parcialmente, se encuentran dinamometamorfizadas por efectos de la Orogenia Paleozoica. Y posteriormente, al final de la era Mesozoica y principios de la Cenozoica, intrusivada por el gran batolito granítico, en el extremo suroccidental de Chiapas.

Flora y Fauna del Carbonífero

Los períodos Mississípico y Pensilvánico, señalan grandes cambios en el ambiente climático de Norteamérica y esto trae consigo una gran evolución en la flora, lo que ha podido constatarse en las áreas que debieron ser de carácter pantanoso por su proximidad al mar y donde, entre los sedimentos marinos, quedaron fosilizadas estas evidencias. Los árboles gigantes de esporas de aquellos períodos geológicos, cambiarían en su evolución, a los actuales tipos de plantas herbáceas, sus descendientes que hoy se ven tan insignificantes. Una de estas plantas del período Pensilvánico, fueron los CALAMITES, ascendientes de los juncos actuales, los cuales crecían erguidos como bambúes y como éstos en apretados grupos. La planta denominada ANNULARIA tenía sus hojas creciendo en espiras y cuyos restos fósiles recuerdan la corola de la flor. Sin embargo los CALAMITES dominaron entre los numerosos juncos alcanzando diámetros de casi 40 cm, y alturas de 9 a 10 m. Sus grandes tallos sin embargo, eran huecos y de textura leñosa lo que les permitía crecer a alturas poco comunes.

A este período, conjuntamente con el Mississípico, se la ha designado como Período CARBONIFERO, su amplitud fue mundial. Quizá debido a la gran humedad, que posiblemente se extendió por casi toda la faz de la tierra. Las tierras bajas pantanosas con deficiente drenaje, propiciaron a la creación de una flora continental como nunca la hubo en otro período del Paleozoico. Zonas pantanosas fueron cubiertas predominantemente por los juncos de tamaños y formas variadas; los juncos en lugar de reproducirse por esporas, desarrollaban unas semillas en forma de nueces y quizá estas formas vegetales, fueron las plantas que marcaron el

inicio de la reproducción por medio de las semillas, consecuencia de una floración.

Los árboles "escamados" o de escamas, quizá fueron las plantas que más ampliamente se extendieron, durante este período y por lo tanto se hicieron comunes. El nombre fue dado por la forma de cicatriz que dejaban las hojas sobre el tallo al desprenderse y estas dejaban impresa la forma de rombos; tan singulares eran, que estas formas escamadas han ocasionado que algunos investigadores, en el pasado, pensaron que se trataba de impresiones de piel de víbora.

La flora del período Pensilvánico es tal vez la que más afinidad tuvo en todo el mundo. Sus especies, tuvieron una gran similitud con otras, en los continentes que estuvieron bajo las mismas condiciones climáticas o parecidas.

Los Cordaites, fueron los ascendientes de las actuales coníferas, con los cuales tienen varias formas de estructura que son comunes, sin embargo, difieren de las actuales coníferas en sus hojas; los Cordaites las tenían en forma de espada y no de aguja como las del presente.

Podría también llamarsele, a este período "El Reino de los Insectos" en virtud de que fue, en este tiempo geológico, cuando varios insectos, que aún viven en nuestro tiempo, alcanzaron tamaños inusitados. Los tamaños comunes de los insectos eran de dos pulgadas aproximadamente, sin embargo, el más grande de ellos fue la libélula, que en la serie Carbonífera de Bélgica, se encontraron fósiles de 29 pulgadas de largo. La cucaracha fue tal vez, entre los insectos, el más común, de 3 a 4 pulgadas de largo, por lo que también se designó a este período, como la Edad de las Cucarachas.

Por lo que respecta a los animales vertebrados, estos estuvieron representados por anfibios de tamaño pequeño (microsaurios) no mayores de 3 metros. Las postrimerías de la era Paleozoica en México, señalan una inundación al territorio mexicano, por los mares del sistema Marathon-Ouachita por el NE y por los del Pacífico fundamentalmente, desde Alta California, Arizona, Sonora, y parte de Sinaloa. Los mares de estos sistemas alcanzaron Durango, oriente de Coahuila, sur de Tamaulipas, el norte de Veracruz, Puebla y Oaxaca. En la región Centroamericana; Chiapas, norte de Guatemala y Belice.



PERMICO.- (Nombre derivado de PERM en los Montes Urales; URSS) (figs. 28 y 29 y fotos 3, 4 y 5).

Depósitos Flysch o Turbiditas

El Pérmico de México, en casi su mayor extensión y distribución, corresponde a depósitos marinos de areniscas y lutitas, producto de la erosión de las rocas en su proceso de deformación en pliegues incipientes de la Orogenia que marca el cierre de la era Paleozoica en el mundo entero.

Este tipo de sedimentación clástica, lentamente se va formando en la Antefosa Orogénica o Cuenca Frontal de la Cadena Montañosa en desarrollo. Así que se verifican o tienen lugar dos procesos, uno de erosión progresiva o denudación de los pliegues frontales iniciales al producirse la compresión y la otra de azolve de la antefosa que va ahondándose también con los esfuerzos compresionales. Este fenómeno de azolve de la Antefosa, da como consecuencia que los primeros sedimentos que recibe en su medio marino sean carbonatos y lutitas calcáreas (margas). En el transcurso de la evolución de la Cadena Montañosa, cambian a calcarenitas y lutitas y el tamaño y volumen de estos clásticos dependen del tipo o naturaleza de las rocas que la erosión ataca, así como del grado de intensidad de los plegamientos del sistema Orogénico. Ocasionalmente y localmente se forman sedimentos clásticos con estratificación cruzada así como impresiones de plantas, que señalan, estas últimas, el medio ambiente pantanoso que también existió en las primeras etapas de azolve de la Antefosa.

En el intervalo de una pulsación a otra, pueden acontecer varios fenómenos de carácter deposicional o ajeno a ello; una discordancia intraformacional con conglomerados y brechas, un lapso de estabilidad orogénica que puede dar lugar al desarrollo de estratos ricos en fauna bentónica (Pérmico de Delicias, Coah.) y/o intercalaciones de coladas de basalto. Algunos autores señalan que estos fenómenos de volcanismo es indicativo de la proximidad del Eugeosinclinal, que en este caso de Coahuila, se encontraba situado al oriente de este tipo de depósitos (fig. 29).

Es preciso señalar o hacer incapié, en el depósito de turbiditas como en el Pérmico del Paleozoico Tardío en México, o el del final del Mesozoico y principios del Cenozoico también en el país que marcaron el final de dos Eras. Fue este último un proceso que tuvo lugar en

el frente oriental del geosinclinal Mesozoico Mexicano que evolucionó en su formación y desarrollo de norte a sur, de manera que sus antefosas también fueron progresivas y el tiempo de su inicio varió de norte a sur, desde Tamaulipas hasta Veracruz y Oaxaca, como lo veremos más adelante al final de la era Mesozoica de México.

Orogeno de Kober **G-611346**

En 1931 Kober, anunció su concepto de un Orógeno, nombre con el que se le designa a una cadena montañosa de dobles cabalgaduras o de doble sobreposición. Esto estuvo basado en un estudio orogénico de los Alpes y en la afirmación de Siëss, de que la cadena montañosa de "Los Alpidos" cabalgaron hacia el norte, montándose sobre rocas plegadas más jóvenes, en cambio "Los Dináridos" lo hicieron hacia el sur. Este concepto de SUESS, de fines del siglo pasado, se aplicó únicamente a los Alpes. El Orógeno de Kober incluye todos los movimientos orogénicos de la Cadena Alpina, a la que divide en dos grupos:

- 1.- Un cuerpo o masa cabalgante boreal
- 2.- Un cuerpo o masa cabalgante austral

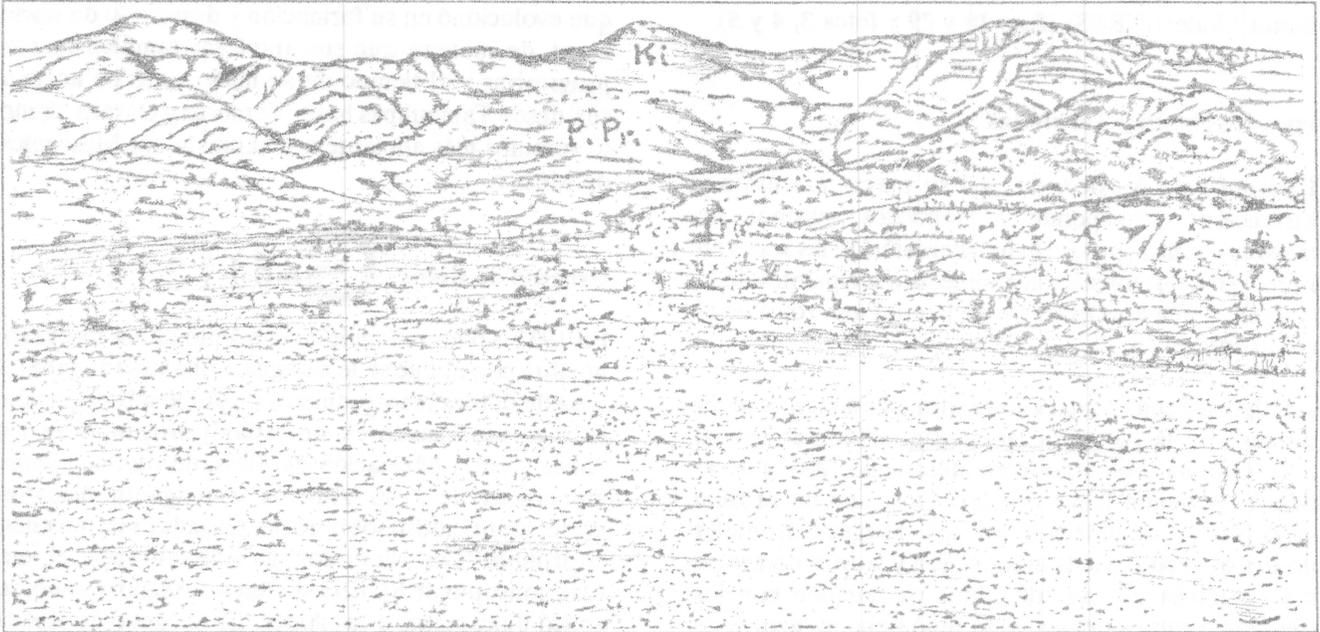
En la masa cabalgante boreal, son los pliegues en cobijadura, de los Altos Alpes, que las fuerzas orogénicas llevaron hacia el Antepaís, también llamado "Zona de Extérnidos" o de "Miogeosinclinal".

Los metamórfidos en la "Zona de Intérnidos", muestran plegamientos con fuerte desplazamiento y rompimiento, caracterizados por estar compuestos de cuarcitas las cuales por presión y temperatura, pasan a formar micaesquistos y filitas con GRANATES, así como la presencia de las ROCAS VERDES. (Eugeosinclinal) u OFIOLITAS.

Con el objeto de ampliar mas el concepto tectónico en la fase orogénica por la que pasa un geosinclinal, conviene hacer un poco de historia al respecto.

Schuchert, presenta una visión panorámica sobre el ocaso de la era Paleozoica en Norteamérica y dice; "mientras las tierras móviles marginales del continente continuaban levantándose y eran empujadas sobre las tierras que empezaban nuevamente a emerger del mar, varios de los geosinclinales del Paleozoico, se elevaban formando cadenas montañosas por plegamiento.



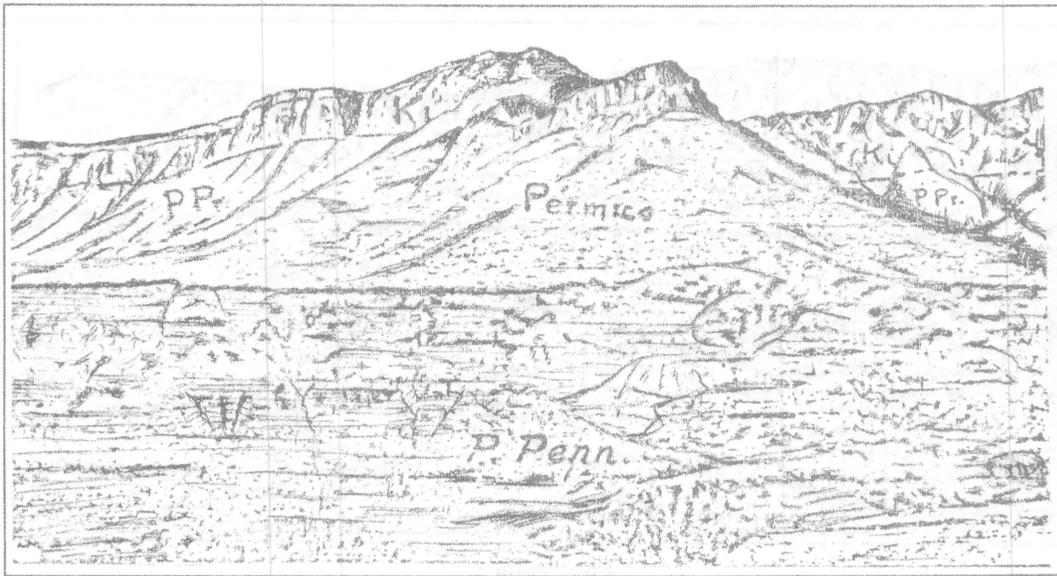


Valle Delicias Coah.- Afloramientos del Pérmico W.



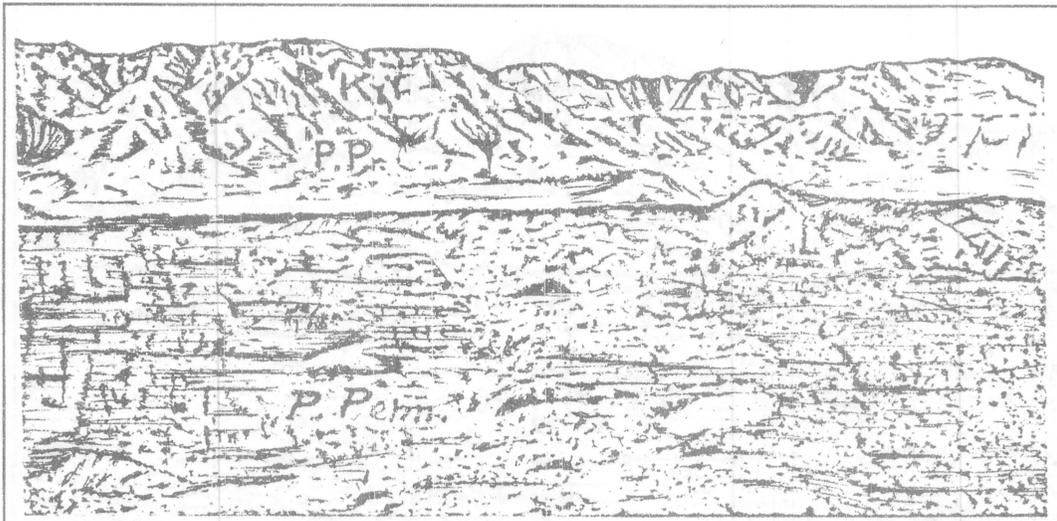
Fotografías 3

Sierra del Cuervo. Depósitos Flysch del Pérmico (Wolfeamp).
Foto interior de calizas arrecifales con fusilínidos de Wolfeampiano.



Fotografía 4

Valle Delicias, Coah. Calizas del Pensylvánico 1er. tamaño,
al fondo el Pérmico cubierto por los yesos "La Virgen" del Cretácico Inferior.



Fotografía 5

Valle Delicias. Yesos "La Virgen, Discordancias sobre depósitos Flysch del Pérmico.

Estas cadenas montañosas se comprimían a lo largo del borde oriental y sur oriental de Norteamérica" (El sistema Appalachiano y Ouachita respectivamente).

"También estos grandes movimientos cruzaron Europa Central y sur de Asia; los urales se formaron en esta misma época. Esta transformación fisiográfica, global, originó cambios climáticos radicales. Animales terrestres, así como las plantas, tuvieron que readaptarse o extinguirse. El período Pérmico puede decirse que marca una de las mayores crisis en la historia de la vida".

El Geosinclinal Paleozoico Mexicano

Es interesante formarse una idea de lo que aconteció en el Territorio Mexicano, al cerrarse la era Paleozoica, esto es, durante la evolución del período Pérmico, tanto en su inundación como en los movimientos orogénicos que tuvieron lugar al cerrarse la era y cual fue el resultado de esos movimientos, si existieron en el occidente, provenientes del *SISTEMA CORDILLERANO* así como del oriental del *SISTEMA MARATHON OUACHITA*, cuyas terminales se confundieron, como ya en páginas atrás se ha mencionado, en el estado de Chihuahua.

Para sacar una hipótesis referente a lo anterior es imprescindible tener una visión sobre la tectónica Pérmica de esos dos grandes sistemas de Norteamérica.

Sistema MARATHON OUACHITA

A este sistema lo integran una amplia faja de rocas del Paleozoico formando un complejo estructural que bordea, por el sur, al Cratón Central de los Estados Unidos, en la misma forma que el sistema Appalachiano lo hace por el oriente. P. Flawn divide este sistema en dos segmentos; uno oriental que abarca las montañas Ouachita, donde se localiza la mayor exposición de este sistema. Su continuidad oriental la lleva hasta el norte de la Florida y la occidental la proyecta hasta el extremo sur occidental de Texas, donde la deja con la interrogante de su paso por Chihuahua. Este segmento occidental lo divide en dos zonas o franjas tectónicas bien diferenciadas: la **Zona Interna** o intérridos, ubicada en el norte y occidente de Coahuila, formando lo que se ha denominado por Kober, "**Zona de Metamórfidos**", y la **Zona Externa** o de "**Extérridos**" formada por pliegues volcados o de cabalgadura así como fallas de traslape o inversas (**fig. 29**). Frente a este complejo orogénico

regional y repetitivo de finales de las eras, se extiende el Antepaís, región suavemente ondulada.

En el sistema o geosinclinal Marathon-Ouachita de Texas, la franja o Zona de extérridos, está prácticamente arrojada contra el **Cratón Central del Norte**, donde se localizan las unidades geomorfológicas Pre-Cámbricas conocidas por los nombres de: Plataforma de Delaware, Cuenca de Delaware, Plataforma de Midland, Cuenca de Midland (central) Plataforma del Diablo, Cuenca de Marfa y en Chihuahua y la Cuenca Salina de Cuchillo Parado ⁽¹⁾ (**fig. 28**).

Las fases orogénicas, en el área Marathon de Texas, se iniciaron en el Pensilvánico Tardío y se piensa que alcanzó hasta el Wolfcampiano del Pérmico Temprano. En Chihuahua en la zona colindante con Texas, los depósitos de facies flysch que se observan en la Sierra del cuervo y en Placer de Guadalupe de edad, posiblemente también Wolfcampiano, ligando los movimientos orogénicos de esta área, a los del Marathon.

Existe sin embargo, una discrepancia respecto a la dirección de los movimientos entre una y otra localidad. Mientras que en el Marathon los movimientos estuvieron dirigidos al norte y noroeste, en Placer de Guadalupe, por los pliegues y fallas de traslape que se localizan en Placer de Guadalupe y Mina Plomosas en las rocas del Paleozoico, se deduce que los esfuerzos provinieron del noreste (**fig. 21**). La tectónica de esta parte de Chihuahua tiene una particularidad, de acuerdo con el autor, el sistema de pliegues "en echelon" dan la impresión de que son pliegues gravitacionales que se originaron desde la Cuenca de Marfa en Texas y se "escurrieron" hacia Chihuahua, quizá favorecidos por las pendientes accidentadas locales del basamento Precámbrico.

Hay además otro aspecto que es de suma importancia para tratar de entender las orogenias de Chihuahua; "o sean las del Paleozoico y posteriormente la Laramídica del Mesozoico", actuando prácticamente con direcciones opuestas, la Paleozoica de oriente a poniente, durante el período Pérmico y La Laramide al final del período Cretácico, de poniente a oriente.

La Paleozoica o de final del Pérmico en esta región, tuvo dos fuerzas opuestas, la arriba citada, Marathon-Ouachita y la Cordillerana; como resultado de esto, las series de rocas paleozoicas se comprimieron y

(1) Unidades Geomorfológicas del oriente de Chihuahua

tuvieron un metamorfismo incipiente en el extremo sur de la Cuenca de Chihuahua. La orogenia Laramide veremos más adelante, tuvo otras características que influenció y complicó tectónicamente aún más esta región.

En el extremo NW del estado, en el área de Palomas, T. Díaz y A., Navarro, intentaron diferenciar el Pensilvánico del Pérmico inferior, problema que se presenta en Arizona y Nuevo México (Big. Hatchet) sin localizar el contacto entre ambos períodos. T. Díaz explica, que al oeste del rancho El Norteño, están presentes, en un afloramiento, 50 metros de lutitas calcáreas nodulares con interstratificación de calizas arcillosas con presencia de fusulínidos del Pensilvánico Superior (Virgiliano) subyaciendo a calizas también con fósiles de fusulínidos del Wolfcampiano (Pérmico Inferior). Este paso casi imperceptible de un sistema a otro, probablemente ha ocasionado la duda con respecto a la ubicación de la base del Pérmico y la cima del Pensilvánico.

Lo que si es evidente es que el Pérmico de Palomas, litológicamente es diferente al de Placer de Guadalupe. Allí, la sedimentación la componen en su mayor parte calizas con una columna de 500 m, de espesor que constituyen la formación HORQUILLA, que incluye la cima del Pensilvánico. T. Díaz señala que difícilmente puede hacerse zonificación en estas rocas de precipitación química, sin embargo se mencionan la presencia de calizas oolíticas y coquinas de crinoides, braquiópodos y corales. Este tipo de sedimentación, de acuerdo con lo antes descrito podría corresponder a un banco calcáreo arrecifal formado en aguas con tirante de aguas muy someras a diferencia de las calizas arcillosas que son de plataforma marina, media a nerítica con fauna dominante pelágica.

El hecho de que no se ha localizado el quiebre entre los dos sistemas del Paleozoico Superior en esta área, puede deberse a que la sedimentación no sufrió alteración alguna por estar descansando sobre el Cratón Central o área estable a donde los esfuerzos orogénicos del final del Paleozoico llegaron débilmente, o no llegaron.

Esta zona correspondería a la franja de Extérnidos o de Miogeosinclinal de acuerdo con el concepto tectónico de Jean Auboin (1965). Para la Orogenia del Marathon Ouachita.

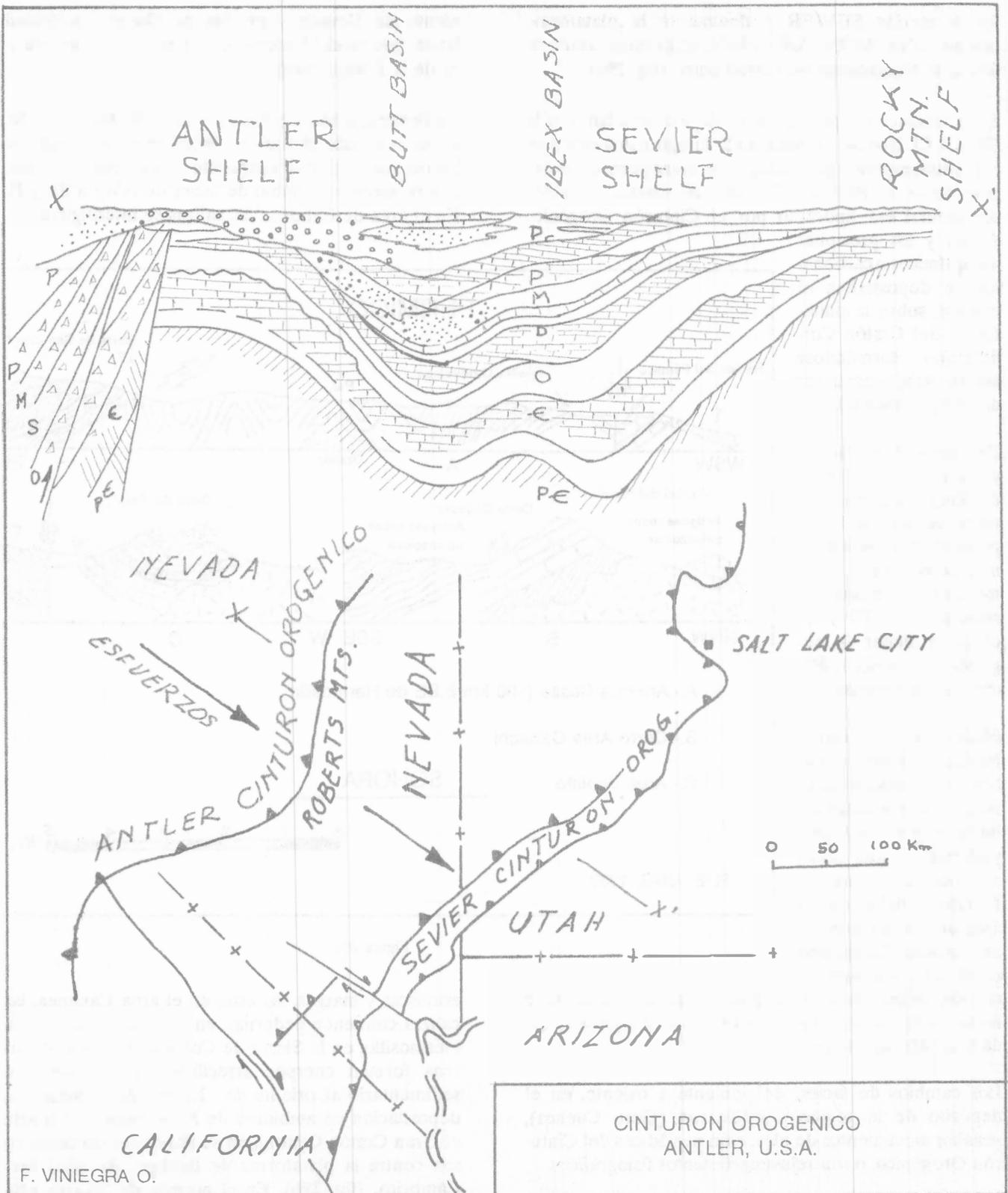
Schuchert con gran maestría, describe los grandes accidentes que se sucedieron durante el Pérmico y dice lo siguiente: "El evento más grande que existe en

Norteamérica", si no es que en el mundo, ocurrió en el occidente de Texas y sureste de Nuevo México, donde las rocas sedimentarias del Pérmico, tienen un espesor de más de 4,200 m.

Mientras la región del *Mid-Continent* emergía, formando tierras bajas y el clima se hacía extremadamente árido, condiciones locales dentro de la Cuenca de Guadalupe, daban lugar a excepcionales formas de depósitos. La excesiva evaporación, era equilibrada por una constante entrada de aguas marinas de la cuenca a sus áreas perimetrales, donde estas, al sobrecalentarse, comenzaron a sufrir una mayor concentración de carbonatos, lo que trajo el crecimiento de bancos arrecifales de barrera que se formaron entre las cuencas profundas y las zonas lagunales. Estas últimas, tendrían a formar áreas evaporíticas en las que se interdigitaban, las anhidritas y sal con los sedimentos de lodos rojos que provenían de la erosión de las tierras norteñas marginales. Mientras tanto, en las cuencas marinas se acumulaban grandes depósitos de carbonatos. Lutitas negras, calizas oscuras, y limolitas fueron depositadas en las áreas profundas de esas cuencas, donde la oxigenación de las aguas era prácticamente nula y daba lugar a un ambiente reductor, mortal a todo organismo. Esta región de Texas se distinguió por su riqueza en petróleo.

REGION CORDILLERANA.- En la región Cordillerana, la porción sur del geosinclinal, lo cubrieron mares someros. La extensa región localizada entre las Montañas Rocallosas y el extremo occidental Cordillerano Pacífico, forman una amplia cuenca fisiográfica, ubicada en el sureste de Oregon, sur de Idaho, oeste de UTAH, el estado de Nevada, sureste de California y suroeste de Arizona y que se la ha designado como LA GRAN CUENCA. El norte de Sonora parece también participar de esta unidad o provincia geológica que se remonta hasta el Pre-Cámbrico, tiempo en el cual los mares del Artico, que penetraron por Canadá, cruzaron esta región para internarse a México inundándola con aguas muy someras formando una gran entrante marina epicontinental nortesur.

A esta gran cuenca, la forman, de occidente a oriente, el Cinturón Tectónico y Orogénico (Intérnidos) o Eugeosinclinal llamado ANTLER, la Plataforma marina Antler, e inmediato al este del Cinturón, la subcuenca BUTT (Pettersen-1977), la subcuenca IBEX, la plata



F. VINIEGRA O.

Figura 29a

forma marina SEVIER y finalmente la plataforma marina de las MONTAÑAS ROCALLOSAS donde se forma el Miogeosinclinal Cordillerano (fig. 29a).

Estas unidades o provincias geológicas indican que la GRAN CUENCA, en realidad la integran dos subcuencas sedimentarias o gemelas que permanecieron azolvándose hasta el Pérmico. El material clástico detrítico continental era aportado por el Cinturón Orogénico Antler y los precipitados químicos o carbonatos se depositaban al oriente, sobre la plataforma del Cratón Cordillerano formándose así la franja norte-sur de Miogeosinclinal.

Durante el Pensilvánico y Pérmico, la erosión del Eugeosinclinal (Cinturón Antler), o franja poniente del Geosinclinal, azolvó con conglomerados y areniscas la subcuenca BUTT y alcanzó a llenar la segunda subcuenca IBEX con calizas arenosas.

Hacia el Pérmico Medio y Superior cubrieron a estas últimas rocas sedimentarias, lutitas negras fosfáticas, pedernal y rocas calcáreas de la Formación PHOSPHORIA en el área de Idaho y noreste de Nevada. En cambio en el sur y suroeste, la sección sedimentaria la integran, calizas con pedernal y limos de aguas someras; se presentan en menor cantidad, anhidritas y lutitas.

Los cambios de facies, de poniente a oriente, en el depósito de la región Cordillerana (Gran Cuenca), señalan movimientos de elevación periódicos del Cinturón Orogénico, o sea rejuvenecimientos fisiográficos.

En California, durante la mitad del período Pérmico, hubo una actividad volcánica que se extendió al po-

niente de Nevada y oriente de Oregon, actividad ígnea, que en el Mesozoico, iba a ser una característica de la Franja Pacífica.

En Sonora, la sedimentación marina de este período, se caracterizó, desde el Wolfcampiano hasta el Leonardiano, por la formación de cuerpos de caliza, que tuvieron un cambio de facies de NWz a SE y E. En el área de Caborca, las calizas se interdigitan con

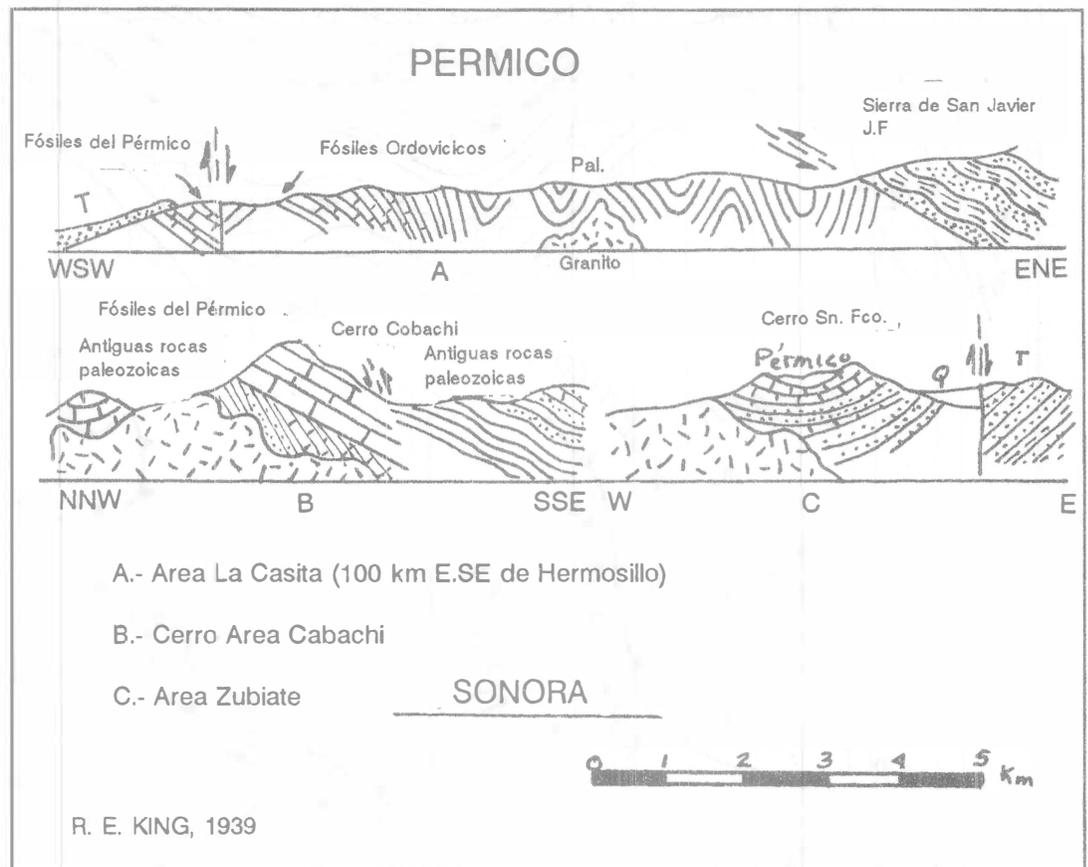


Figura 29b

areniscas y margas. Al este, en el área Cananea, las calizas contienen pedernal, en cambio al sureste de Hermosillo, en la Sierra de Cobachi, las rocas calcáreas forman cuerpos arrecifales. Todo este tipo sedimentario al oriente de Hermosillo, señala una depositación en ambiente de Miogeosinclinal contra el Gran Cratón Central, en su flanco sur-occidental o sea contra la plataforma de Bavispe, de edad Pre-Cámbrica. (fig. 29b). En el noreste de Sonora, esta franja de Miogeosinclinal, se une a los depósitos del Paleozoico, también en facies de Miogeosinclinal de

Chihuahua, continuación de la sedimentación marina Paleozoica del Marathon-Ouachita, la franja de Extérnidos, o Zona Externa.

Así tenemos que en las dos Orogenias de Nortemérica, parecen haber culminado los máximos movimientos, durante el Pérmico Temprano y corresponden al Appalachiano, Marathon-Ouachita en el oriente, y el Cordillerano en el poniente hasta California como límite sur. Como dos grandes brazos de un gigantesco cascanueces la Antigua Tierra Appalachiana, con su prolongación del Marathon, y la Franja Oriental del Geosinclinal Cordillerano se movieron contra el Cratón Central de Nortemérica en el área de Texas y Nuevo México, California y comprimieron los sedimentos marinos del Paleozoico originando un último y potente plegamiento, con rompimientos por fallas inversas y pliegues recumbentes, pliegues de cobijadura y grandes deslizamientos, por fallas inversas y transcurrencia.

En México, la orogenia Cordillerana, alcanza débilmente Sonora, moviéndose la zona de inténidos con dirección noreste sobre la franja de Miogeosinclinal formada, como ya se apuntó líneas arriba, principalmente de carbonatos. Los ejes, de los pliegues resultantes, deben seguir la orientación de los bordes del Cratón Central (fig. 31) en su porción externa o próximos a él. La franja inmediata al Eugeosinclinal o zona interna parece estar localizada inmediata al poniente de la ciudad de Hermosillo, región de metamórficos y de intrusivos graníticos y extrusivos, que es tan característica de la Franja Pacífica del País.

La zona de inténidos correspondiente al geosinclinal Marathon-Ouachita, afectó el oriente de Chihuahua y el área occidental de Coahuila. El Pérmico de Delicias tiene, independientemente de los cuerpos arenosos y arcillosos de tipo Flysch, intercalaciones de derrames lávicos y bancos arrecifales. En el oriente y norte de esta entidad hay evidencia de rocas metamórficas e intrusivos graníticos Pre-Cámbricos lo que da margen a considerar que la zona de inténidos del Marathon, de P. Flawn et al, está localizada en el estado de Coahuila, Nuevo León y Tamaulipas y se continua al sur en el extremo oriental de Veracruz y Oaxaca.

Este concepto Orogénico del geosinclinal Paleozoico Mexicano es un resumen del autor, intentando unir las piezas del rompecabezas de un problema gigantesco como es el de tratar de explicar, con los datos que existen, donde quedarían ubicadas cada franja de los dos sistemas Orogénico Paleozoico proveniente del este y

oeste de Norteamérica al conjugarse en Chihuahua antes de continuar como una sola unidad en el sur y sur-este de México.

Hasta el momento se están tomando como base o como punto de apoyo, los dos geosinclinales de Norteamérica, cuyo conocimiento es ampliamente conocido y así partir de ellos a lo desconocido. Ahora bien, el área crucial donde se unen esos dos geosinclinales, como se señaló anteriormente, es Chihuahua y de esto no hay la menor duda con la presencia de una expuesta sedimentación marina, que existe desde Sonora hasta Chihuahua y oeste de Texas, de todos o casi todos los períodos del Paleozoico. De esta región hacia el sur, se cuenta con información, alguna bastante completa y en otras escasa y errática hasta el estado de Oaxaca y Guerrero.

En Delicias Coahuila, lo que anteriormente se mencionó como Pérmico, posiblemente Leonardiano, se puede considerar como un tipo de sedimentación formada en una franja intermedia entre el Eugeosinclinal y Miogeosinclinal, dada la presencia de coladas volcánicas de tipo básico, y ésta estaría ligada a la Orogenia Huastecana (Z. Czerna), prolongándose esta franja hacia el área de Ciudad Victoria, Tamaulipas.

Existe en Petróleos Mexicanos, un trabajo inédito de sismología que se efectuó a mediados de los años 70's y que se refiere, específicamente a una sección de sismología digital que se levantó desde un lugar muy próximo a las estribaciones de la Sierra Madre Oriental con dirección ENE, unos 35 kilómetros aproximadamente sobre la región de Pánuco-Ebano y cuyo objetivo era buscar información a profundidades no trabajadas antes.

En esta sección sismológica se observó, como algo insólito, una serie de reflejos de horizontes de rocas estratificadas (sedimentarias) con recumbencias falladas hacia el poniente, seccionadas o interrumpidas en sus reflejos, por lo que se interpretaron como fallas inversas con echado al nor-oriente. Estos reflejos provienen de cuerpos estratificados de más de 10,000 m, de profundidad. Se les supone pertenecer al Paleozoico, en virtud de que en la superficie, hay pozos taponados exploradores que quedaron suspendidos a profundidades mayores de 2,000 m, por encontrar los lechos rojos del Triásico o posiblemente del Jurásico Medio; esto sucedió aproximadamente por los años 60's.

Si estos reflejos sismológicos se llegaran a comprobar que pertenecen a rocas del Paleozoico de origen marino y están formando pliegues "en escamas" por fallas inversas, entonces se tendría que asumir, que esta área, formó parte también, de la zona de Intérnidos ubicados al oriente del geosinclinal, en este caso hacia el área del Golfo de México, en donde los trabajos simológicos, en la zona marina, proxima a la costa, revelan que bajo las rocas sedimentarias marinas del Mioceno, está el complejo cristalino basal o sea el Traspais.

El problema de interpretación tectónico regional y referente a la Orogenia o Revolución de final del Paleozoico en México, se complicaría si se acepta que ésta fuera continuación sur del sistema Orogénico Cordillera-no, en virtud de que éste sistema tiene bien definida la dirección de los esfuerzos que plegaron la potente columna sedimentaria paleozoica la cual se hizo de poniente a oriente contrario a lo que se observa en el Geosinclinal Mexicano, desde Chihuahua hasta Oaxaca.

Existe un dato de gran interés que reafirma que la región de intérnidos se localizaba en el oriente y fue prolongación de la Marathon-Oauchita. Este dato está entre el área de Palomas y Aldama en Chihuahua. Mientras que en la primera localidad durante el Wolfcampiano (PERMICO TEMPRANO), se estaban formando en un ambiente tranquilo, calizas y arcillas calcáreas con bancos arrecifales, en el mismo tiempo y en la segunda localidad de Aldama al poniente de la ciudad de Chihuahua (fig. 28) los depósitos de areniscas y lutitas eran ya producto de una actividad orogénica que se había originado en el oriente. Con ello queda hasta cierto punto confirmada la hipótesis de Zoltan de Czerna sobre la orogenia Huastecana. Es decir, que la orogenia del final del Paleozoico de México se efectuó de Oriente a Poniente. Así que la ZONA DE EXTERNIDOS teóricamente, quedaría localizada hacia el centro del país y la de INTERNIDOS en la franja de la llanura costera del Golfo de México.

En el sureste de México, área de Chiapas colindantes con Guatemala, están aflorando cuerpos de calizas, areniscas y lutitas del Pérmico temprano, en sus facies *Flysch*, *Wolfcampiano* y *Leonardiano* que se continúan hacia Guatemala. Esta sedimentación queda interrumpida al oeste y nor-oeste por el batolito granítico o macizo granítico de Chiapas, el cual se prolonga a Oaxaca, siguiendo la franja costera del Pacífico.

El Paleozoico Tardío de la localidad de Chicomuselo, de Chiapas denominadas "calizas vainillas y grupera"

subyacentes al Pérmico compuesta de calizas, areniscas, filitas y esquistos y a las cuales se les asignan dudosamente, una edad pensilvánica, estan metamorfizadas y éste metamorfismo es regional ya que se extiende al norte de Guatemala y Oriente de Belice.

El Paleozoico expuesto en Guatemala, tiene sus pliegues un alineamiento este-oeste formando un gran arco que se pierde en el Mar Caribe y posiblemente en el pacífico; su arco es concavo hacia el norte. Ya anteriormente se explicó que su parte expuesta con afloramientos de rocas mesozoicas, es posible que se extienda hacia el norte unos 300 Km y que comprendería la zona de intérnidos (eugeosinclinal), la cual se proyecta hasta Belice. Los depositos de miogeosinclinal (externidos) quizá alcancen hasta el "Arco de la Libertad" al sur del Craton Yucateco.

Las rocas de este Cinturón Orogénico en Belice lo componen las rocas antes descritas, denominadas:

"Serie Maya" o sea filitas areniscas y lutitas de color gris oscuro. "La Serie Macal" la componen cuerpos de areniscas limolitas y lutitas. A la "Santa Rosa", lutitas y limonitas negras y calizas de estratificación delgada, la Formacion Chocal son ya estratos de calizas y dolomitas fosilíferas del Pérmico. Se presentan también rocas metamórficas no identificables a las que se les supone una edad Paleozoica quizá Cámbrica. Otros cuerpos también sin identificación son unas lutitas, calizas y areniscas a las que les han asignado dudosamente pertenecer al Paleozoico.

Dentro de este cinturón orogénico Paleozoico y Mesozoico se localizan serpentinas e intrusivos graníticos.

Se perforó un pozo exploratorio petrolero en Belice, al norte de las Montañas Mayas, el Hill-Bank No. 1 que alcanzó las rocas del Pérmico y dudosamente las del Pensilvánico despues de haber atravesado las rocas del Cretácico y Terciario, así como los lechos rojos del Jurásico y Triásico, los cuales suprayacen mas al oriente de esta zona, a un cuerpo granítico, según el pozo Tower Hill No. 2.

No se sabe, o no se conoce si a esta latitud de Belice, parte de Guatemala y quizá Chiapas, se encuentran las rocas sedimentarias marinas que correspondan a la franja o zona de extérnidos o de Miogeosinclinal depositados contra el craton (área de Yucatán). La zona de internidos quedaría aproximadamente localizada en la franja de metamórficos. La orogenia

Paleozoica de Guatemala muestra dos períodos de actividades. Una al final del Mississípico y otra al final en el Pérmico tardío. El geosinclinal de Guatemala parece haber seguido trabajando en sus pulsaciones orogénicas con períodos de erosión, durante todo el Mesozoico y culminando con intrusivos ígneos, serpentinas y peridotitas.

El enigma mas grande que se presenta, es saber si existió alguna conexión entre el Geosinclinal Mexicano y el de Guatemala y si la hubo por donde se hizo.

En la región Istmica de México afloran calizas marmorizadas y esquistos sericíticos; Baker por los años 20 reforzó la presencia de fantasmas de fusulínidos en esta área y en las calizas anteriormente señaladas.

Otros geólogos, que recorrieron posteriormente el área no los encontraron por desconocer la localidad exacta.

Así que únicamente por los esquistos y las calizas marmorizadas, se podría intentar establecer la conexión entre los dos sistemas. Esto requiere de un estudio

detallado sobre el problema. Todo lo que se expone no pasa a ser una hipótesis del autor, quién piensa, que la franja de esquistos en el istmo, podría corresponder a la zona de rocas metamórficas de Guatemala. Teóricamente quedarían ligadas las rocas del Paleozoico Inferior y Superior del área de Nochixtlán, Oax., con las de Guatemala en cuanto a su edad probable. Los micaesquistos de Tlaxiaco también en Oaxaca se les ha asignado una edad Paleozóica por subyacer a rocas del Jurásico Inferior y suprayacer a gneises de edad Precámbrica. La falla Motawa en Guatemala corresponde a una gran falla de transcurrencia, que originó la separación de las rocas metamórficas del Paleozoico y Precámbrico de Oaxaca y Guerrero de las de Guatemala, Belice y Honduras.

El Pérmico de México muestra, de acuerdo con su distribución regional, un ambiente marino estable y nerítico en el nor-ocete del país y de turbiditas desde Chihuahua hasta el extremo sur del territorio mexicano, continuándose con estas mismas características hacia Chiapas y Guatemala mostrando con ello la Orogenia que marcó el ocaso de la era Paleozoica.

CAPITULO V

LA ERA MESOZOICA

Esta era, tal como su nombre lo señala (del griego *Meso* = medio y *Zoon* = animal), se refiere a un prolongado período que duró más de cien millones de años y que de acuerdo con su posición geocronológica, ha quedado colocada entre la Era Paleozoica y la Era Cenozoica; marca en sí, la gran evolución que tuvo la vida vegetal y animal en mares y continentes. Fue la era de los grandes reptiles, tanto acuáticos como terrestres y con ellos se entra en otra fase biológica extraordinaria y experimental en el gran laboratorio de la naturaleza.

Al finalizar la Era Paleozoica, ya habían desaparecido un gran número de especies animales y plantas. Este drama de la vida tuvo que haber sucedido lenta pero inexorablemente sobre toda la faz de la tierra, al irse modificando la geografía y consecuentemente los climas.

TRIASICO

El nombre de TRIASICO, fue dado por el geólogo alemán Alberti, en el año de 1834, quien observó que el cuerpo sedimentario de este período, lo conformaban tres unidades perfectamente diferenciadas. Sin embargo estas tres divisiones no son aplicables hoy en día a otros países; se ha respetado su designación para señalar el primer período de la Era Mesozoica (Tabla XII-A).

Lo más sobresaliente, o la característica más relevante de este período, es sin lugar a duda, la emersión global de los continentes y con ello la extensa formación de depósitos continentales, de colores predominantemente abigarrados conocidos o denominados en la literatura geológica como "LECHOS ROJOS". Esta emersión continental produjo un desequilibrio isostático en las masas continentales que trajo consigo, entre otras cosas, una gran actividad volcánica y un sin número de fallas de tensión o normales. Esto aconteció al final del período y muy especialmente en el territorio mexicano que más adelante, con las nuevas invasiones marinas intercontinentales de la misma era geológica, darían lugar a la formación de golfos, penínsulas, archipiélagos, etc.

Tratemos de imaginar como pudo ser, en forma muy general, la paleogeografía de nuestro país, al finalizar la Era Paleozoica y despuntar la Era Mesozoica.

En primera instancia, es indispensable considerar o tener en mente que los continentes de Asia, Europa, Africa, Norteamérica y Sudamérica, así como la Antártida y Australia formaban una unidad, es decir estaban unidos formando lo que actualmente se ha dado en llamar PANGEA. Bajo esta premisa, donde al finalizar el período Pérmico, no existía el Océano Atlántico y lo que hoy es el Golfo de México y el Mar Caribe, eran tierras que unían a Norteamérica con Sudamérica (fig. 30). El continente Africano quedaba situado inmediato al oriente.

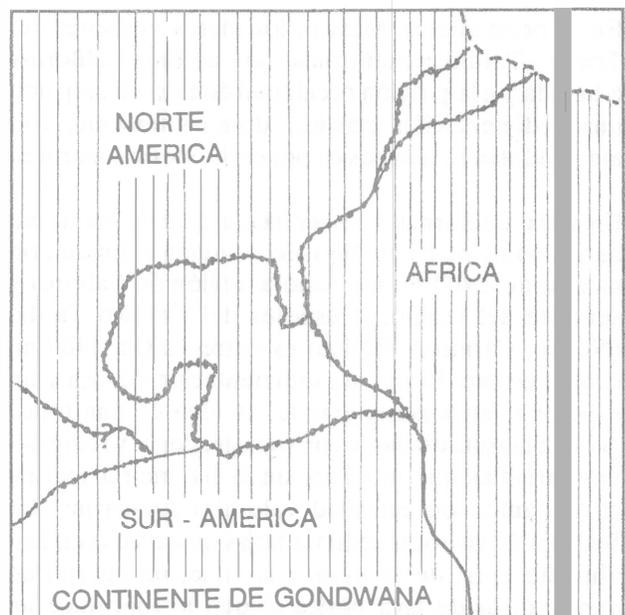


Figura 30

El período Triásico en el territorio mexicano y en sus principios, se debe haber manifestado como un proceso evolutivo de destrucción erosiva y construcción sedimentaria por denudación de los sistemas montañosos formados en el norte, centro y sur del país durante la Revolución Marathon Ouachita (Huastecana en México*) de final del Paleozoico. La gran denudación y generación de depósitos continen-

(*) Nombre que fue asignado por Z. Czerna

tales en nuestro territorio, duró hasta el final del período, quedando nombrados o designados como "Lechos Rojos". Adicionalmente a estas rocas, otros sedimentos de origen aluvial y abanicos de PIAMONTE también se formaron localmente.

No fue sino hasta el Triásico Tardo, cuando los mares del Pacífico invadieron las costas de Norteamérica, desde Alaska hasta el sur de México penetrando por diferentes puntos al continente. Fue en este tiempo geológico, cuando parece iniciarse la separación de Africa Nor-occidental de América del Norte, más bien esta última es la que inicia su movimiento de desplazamiento como lo veremos más adelante. En la plataforma marina de Agadir, en Marruecos se ha encontrado una cuenca salina cubierta por calizas marinas del Liásico (Jurásico Inferior) por lo que se le ha asignado una edad TRIASICO TARDIO (fig. 31).

En el occidente de México, los mares invasores del Triásico Tardío penetraron a travs de Baja California e inundaron la porción occidental de Sonora, dejando una sedimentación clástica, predominantemente, con almohadillas de lava básica por emisiones submarinas.

En Baja California a inmediaciones de la Bahía de San Hipólito, se ha medido una columna sedimentaria marina de 2,400 m. En Sonora, región de Caborca y suroeste del estado, el espesor del Triásico Tardío (Nórico, Cárnico y Rético) es entre 1200 a 1400 m, como máximo. El tipo de sedimentación clástica y un espesor relativamente grande, dá idea de una transgresión marina oscilante con transgresiones y regresiones variables que modificaban la batimetría marina circundante, con actividad volcánica submarina. La litología de las rocas sedimentarias observadas en San Hipólito Son., de la base a la cima, un cuerpo de almohadillas de lava básica al que le sobreyace un cuerpo de areniscas y lutitas con escasos cuerpos de calizas con fósiles. Localmente se encuentran presentes bloques de calizas arrecifales correspondientes al período anterior, al Pérmico o final del Paleozoico, señalando con ello costas ocasionales accidentadas y restos de una antigua fisiografía erosionada producto de la tectónica de final del Sistema Cordillera no y/o de los levantamientos o emersiones con que despuntó la Era Mesozoica.

En el sur del país, entre Michoacán y Guerrero, probablemente los mares del Triásico Tardío (Rético y Nórico) hicieron su entrada e inundaron necesaria-

mente varios estados del centro y alcanzar Zacatecas y poniente del estado de San Luis Potosí (fig. 32). Las localidades con sedimentación marina de este período, descubiertas en esta parte de México, son oeste y noroeste de la capital de Zacatecas y Charcas en el estado de San Luis Potosí. La posibilidad de una continuidad marina desde el sur de Sonora hasta estos dos estados mexicanos es difícil imaginarla debido al tipo de sedimentos de tipo costero que se formaron con plantas fósiles y carbón de acuerdo con la descripción que R.E. King (1939) hace de la Formación Barranca en el extremo sur de la Sierra de San Javier en el estado de Sonora, en contraste con la sedimentación de aspecto de turbiditas que se localizan en Zacatecas, lentes de areniscas con intercalaciones de lutitas calcáreas.

La inundación del país, durante la ERA MESOZOICA (fig. 32) por mares provenientes del Pacífico, es un postulado de importancia trascendental, ya que con ello se puede fundamentar la evolución histórica del Océano Atlántico y la del Golfo de México, con su secuela evolutiva de cuencas salinas, depósitos marinos de aguas profundas, cuencas euxínicas, plataformas y bancos calcáreos arrecifales, etc.

No existe, o no se ha encontrado hasta estas fechas, evidencia diagnóstica de rocas sedimentarias marinas del Triásico, tanto en las costas orientales y plataformas marinas de Norteamérica, Golfo de México y Noroccidente de Africa, de manera que se puede considerar que no existían en este tiempo, mares entre América y Africa.

El Océano Pacífico periódicamente penetró e inundó las costas de Norteamérica, México y Nor-Centroamérica probablemente Sudamérica y este fenómeno se repitió en el transcurso del Triásico y Jurásico formándose golfos, mares epeíricos intracontinentales, que fueron modificando sus contornos y extensiones, cuando se iniciaron, con mayor aceleración, los movimientos de separación de Norteamérica y más tarde de Africa y Sudamérica. (figs. 36 y 37).

La influencia de la separación continental por acción de las placas oceánicas en la evolución de la vida, tanto animal como vegetal, así como de los efectos geológicos de carácter sedimentario (marino o continental) ígneo (intrusivo y extrusivo) metamórfico, es fascinante. Cuando las piezas del rompecabezas empiezan a encajar, todo parece lógico, natural, así al menos lo considera el autor.



F.VINIEGRA

Figura 31

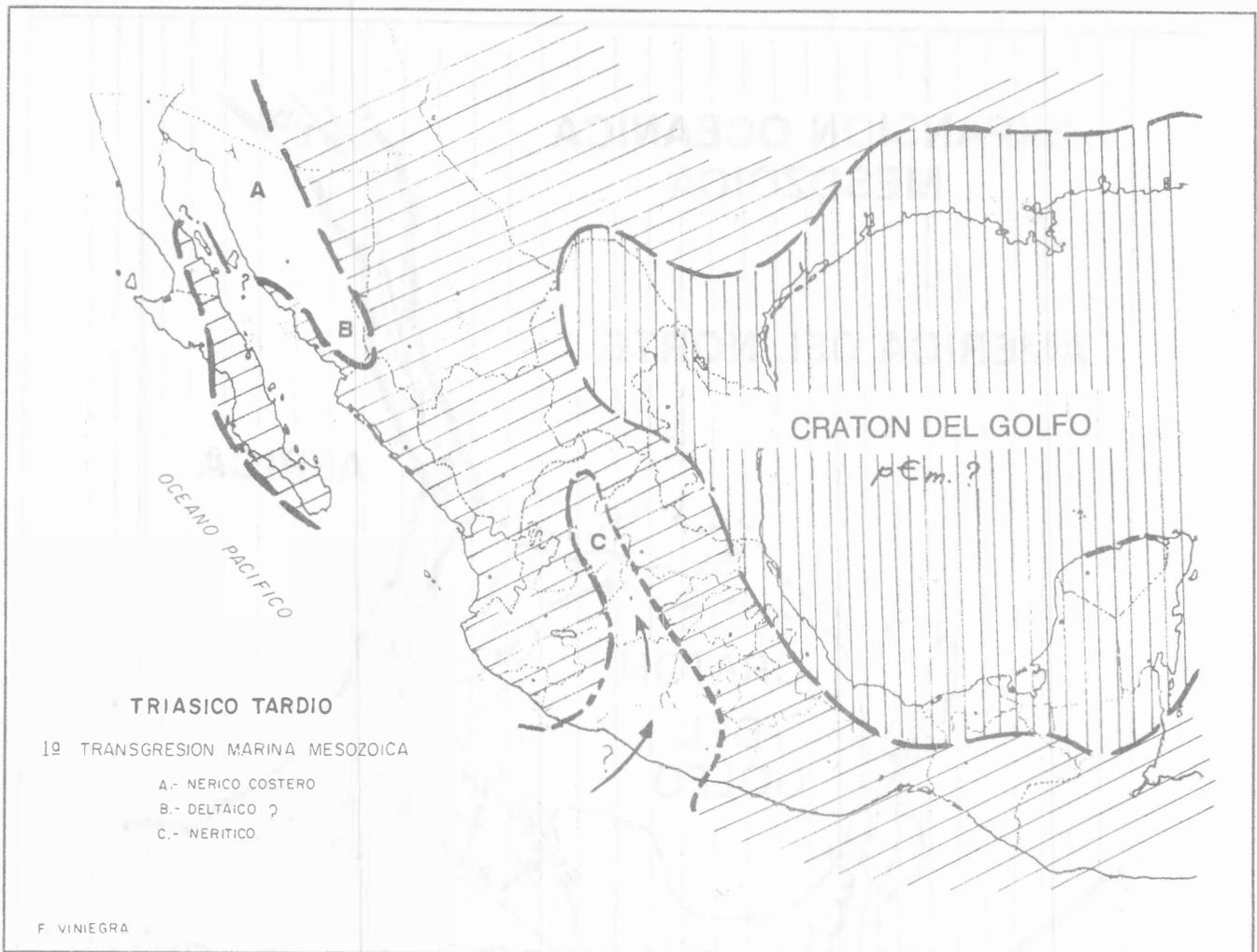


Figura 32

Tenemos durante el Triásico Tardo, el país invadido por mares epeíricos en su extremo occidental mientras que hacia el centro y el extremo oriente, las tierras desgastadas por la fuerte denudación originaron, en un ambiente generalmente desértico, una amplia sedimentación de "Lechos Rojos" (que se ha denominado como Formación Huizachal).

Lechos Rojos

La sedimentación continental Triásica, con su lechos rojos denominados "Formación Huizachal", cubre gran parte del oriente de México, sobreyaciendodiscordantemente rocas del Paleozoico, rocas intrusivas plutónicas o metamórficas Paleozoicas a Precámbricas.

Los lechos rojos de este período, en su sección columnar, muestran entre sus conglomerados, areniscas de sílice y limolitas, cantos rodados de rocas volcánicas y de cuarzo, que atestiguan un transporte ocasional de tipo fluvial así como las actividades volcánicas. La historia geológica sobre la evolución del paisaje montañoso de las rocas del Paleozoico, degradándose, denudándose activamente, está ampliamente escrito en esas rocas sedimentarias continentales. El tamaño, esfericidad, dureza, antigüedad de las rocas erosionadas, etc, dan una imagen de la paleotopografía que se transformaba a través del tiempo. Esto necesariamente estaba influenciado por los paleoclimas, el transporte y el medio deposicional de cada área.

En el sureste de México, no se han encontrado evidencia de rocas del período Triásico. Por muchos años los lechos rojos, que afloraban indistintamente en varios puntos de la República Mexicana, invariablemente quedaban referidos a aquella edad, sin embargo, estudios posteriores han venido a mostrar que hay varios períodos en que se generaron este tipo de sedimentación continental. En Chiapas y Guatemala, especialmente en este país, los lechos rojos llamados "Formación Todos Santos" que se les ha situado entre el período Pérmico y Triásico; ahora se sabe que corresponden al Jurásico-Medio a Superior.

Petróleos Mexicanos ha perforado un gran número de pozos a lo largo de la llanura Costera del Golfo de México y varios de ellos, han llegado, en profundidad, hasta el complejo metamórfico, después de pasar los lechos rojos del Triásico Tardío y los lechos rojos del Jurásico Medio a Superior denominados "Cahuasas". No se ha localizado, hasta la fecha evidencia de rocas marinas del Mesozoico Temprano. Ocasionalmente, después de atravesar los lechos rojos del Jurásico o Triásico, se han descubierto sedimentos marinos clásticos del Pérmico y/o Pensilvánico. Esta evidencia de sedimentos continentales en el oriente de México de edad Triásico y Jurásico Inferior, atestigua que los mares mesozoicos de esos períodos, no entraron jamás por el oriente, y ésto tuvo lugar, desde el Paleozoico hasta el inicio de la Era Mesozoica. La explicación a esto está en que durante ese largo período no existía el Golfo de México, ni el Océano Atlántico. Este último era quizá un gran brazo de mar, no mayor que el Mar Rojo al finalizar el Jurásico Liásico. Las antiguas tierras del golfo de edad probablemente Pre-Cámbrico, con sedimentación también continental en un ambiente carente de humedad, de tipo desértico a semidesértico, aun no recibían las aguas del Atlántico.

Los sedimentos continentales de México, no han sido detalladamente estudiados, por lo que no se conoce el tipo de flora y fauna que existía en este período, que en determinados lugares como en el norte del país, deben ser continuación del territorio de los E.U. de Norteamérica conocido como "Cuenca Árida Cordillerana", de dimensiones regionales y que se extendió por los estados de Utah, Colorado, Arizona, Nuevo México y poniente de Texas. Estas rocas de coloraciones rojo encendido o marrón, formadas de lutitas y areniscas de estratificación cruzada, recuer-

dan las coloraciones del "Painted Desert" desierto pintado de Arizona. En su extremo oriental, entre las lutitas se localizan cuerpos de yeso en varios niveles. Contiene considerables cantidades de cenizas volcánicas en Utah y Arizona. En el poniente hacia California se interdigita con sedimentos marinos, de la transgresión marina proveniente del Océano Pacífico.

Los fósiles son extremadamente raros en esta gran cuenca, con excepción de aquellos encontrados en ciertos miembros marinos que como se señaló líneas arriba, se interdigitan con los lechos rojos, de la región este. En los lechos rojos, se observan ocasionalmente, huellas de animales terrestres o animales de agua dulce, así como madera petrificada.

Clima

Los climas áridos y semiáridos se extendieron por Europa occidental, Sudafrica, América del Sur y Norteamérica. El clima árido prevaleció y se generalizó durante el Triásico. Esto no invalida la posibilidad de que en algunas regiones del planeta, después de la glaciación continental global del Pérmico, una gran humedad invadiera extensas regiones al licuarse los hielos, siendo surcada, por corrientes fluviales y lagos, formando durante mucho tiempo, extensas áreas de vegetación con una vida animal característica al hábitat así creado.

La fauna terrestre alcanzó en este período, un inusitado desarrollo, especialmente los reptiles que se hicieron dominantes en la tierra, adaptándose a todas las condiciones ambientales; algunos, en la lucha por la supervivencia, regresaron al mar y compitieron con los peces en el dominio del reino marino.

Los Phytosaurios fueron animales comunes en los ríos y llegaron a tener hasta 3 a 4 m de largo. Recuerdan en apariencia, al cocodrilo aunque de quijadas más largas y angostas.

Los dinosaurios (Gr. *deinos* = terribles + *saurio*, = reptil), hicieron su aparición en este período, sobrepasaron en número a todos los demás grupos de reptiles. Su reinado sobre la tierra duró hasta el final de la Era Mesozoica.

Poco se conoce de la vida vegetal, son escasas las especies estudiadas en todo el mundo y comprenden principalmente al Triásico Tardío.

Es bien conocido el Bosque Fosilizado de Arizona, formado de troncos fósiles de coníferas, que se supone cayeron de las antiguas tierras altas, a las cuencas desérticas. No han sido localizados en este lugar follaje o ramas; sin embargo, después de haber visto, lo que es capaz de ocasionar una explosión volcánica, como la ocurrida en el estado de Washington, con el volcán Santa Elena al producirse la mayor de sus explosiones, que debastó una gran área de coníferas, dejándolas sembrada de miles de troncos sin follaje, puede atribuirsele quizá un fenómeno semejante lo que aconteció en aquella región.

Este episodio pudo suceder en cualquier época de la historia de la tierra y favorecer, con las mismas cenizas volcánicas, a fosilizar las florestas arrasadas.

En las series Newark, en el oriente de los Estados Unidos de Norteamérica, se han encontrado restos de plantas de cicadeceas y coníferas, que llegaron ahí transportadas por arroyos conservándose en un medio pantanoso. El tipo de flora, tal parece que confirma el tipo de fisiografía que existía, tierras altas, montañas y húmedas.

Los lechos rojos del Triásico Tardío, no necesariamente atestiguan climas desérticos, pues la evidencia de plantas fosilizadas como las coníferas, tanto en el este como en el sur-oeste de Norteamérica indican humedad y quizá abundante precipitación pluvial. El proceso de descomposición de las rocas pre-existentes transformándose a lateritas (rocas volcánicas o rocas calcáreas) podan explicar el color rojo de muchos de los sedimentos de esta edad. Un ejemplo de ello lo tenemos hoy día en las vertientes de la Sierra Madre Oriental, donde los suelos son, en muchos lugares, de color rojo ladrillo a rojo, como producto de oxidación y lixiviación de calizas y de derrames lávicos básicos.

Sin embargo, lo anterior no niega la existencia de regiones de aridez que hubo en Norteamérica, América del Sur, Sudafrica y Europa Occidental. Es en el tipo de suelos, donde puede estudiarse, cuando se trata de una lateritización⁽¹⁾ y cuando de climas desérticos. La Geología Física es un arma eficaz en manos de quienes la saben aplicar adecuadamente.

Conviene hacer mención de la aparición, de los primeros mamíferos casi al término de este período geológico. Sus tamaños eran prácticamente insignifi-

(1) Laterita; material residual de color rojizo, producto de intemperismo en regiones tropicales húmedas.

cantes y sus restos fósiles, son raros. Algunos dientes y fragmentos de cráneo, han sido encontrados en el Rético de Alemania e Inglaterra, así como en Sudafrica y representan un orden extinguido de multituberculata.

Los reptiles que regresaron al mar se hicieron marinos, como el Ichtyosaurio (Gr. *ichtys* = pez y *saurio* = reptil), que apareció en el Triásico Tardío y se desarrolló rápidamente llegando a ser un grupo dominante de los animales marinos de la Era Mesozoica.

Otro grupo de los reptiles marinos es el Plesiosaurio (Gr. *plesios* = próximo y *saurio* = lagarto), que hizo su aparición en los mares europeos, de aspecto diferente al Ichtyosaurio, de cuerpo grueso y de cola corta que nadaba impulsado con sus extremidades como lo hace la tortuga, de cuello angosto rematado por una cabeza pequeña.

Invertebrados Marinos

Durante este período, las amonitas que habían hecho su aparición en el Pérmico, considerado como la "edad dorada de las Amonitidos", poblaron los mares algunas más grandes y más hermosas que las del período anterior, sin embargo, al cerrarse éste casi llegaron a su extinción. Un género (*Phylloseras*) con varias especies sobrevivieron en el Jurásico y dieron lugar a otra gran evolución de formas en ese período (Schuchert).

En Inglaterra, Alemania y Francia el Triásico está representado principalmente por lechos rojos de origen continental. En Francia estos sedimentos rojos contienen sal y en Alemania contienen yesos. Sin embargo, el sur de Europa fue inundado por un gran mar epeírico en el Geosinclinal del Tethys cuya prolongación en el oriente, llegaba hasta la región de los Himalaya y de ahí al sur dentro del Arco Oriental Indú.

Hacia el noroeste de Africa, costas orientales de Estados Unidos, y en la Bahía de Fundy en Canadá, se considera que las fosas tectónicas que se localizan, paralelas y a lo largo de las costas, se formaron durante el Triásico y se prolongaron al Jurásico Temprano. Esto lo señalan algunos investigadores y consideran que pueden ser evidencia de la separación del Continente Africano de Norteamérica. Ello como

veremos más adelante, tiene varios puntos de apoyo, los cuales, como eslabones de una cadena se van ligando, desde México hasta las costas de Marruecos en África y Nueva Escocia en Norteamérica-México, es en cierta forma, región o área clave, para precisar con bastante aproximación cuando se produjeron los principales movimientos de separación continental, entre África y América del Norte. Así como el piso del Jurásico en que los mares del Atlántico inundaron el Golfo de México.

En el Triásico Tardío, se producen y se originan las fracturas de colapso y abertura inicial, a la latitud de Marruecos y de Norteamérica, con la formación de la primera de las cuencas salinas que se irían formando en el transcurso del período Jurásico y Cretácico inferior, de norte a sur a lo largo de las actuales plataformas marinas del occidente de África. (fig. 31).

El Triásico Tardío, marca el inicio del desquebrajamiento del Continente de Gondwana (fig. 33). El mundo animal y vegetal, que en la Era Paleozoica había evolucionado en un hábitat formado por un conjunto paleogeográfico especial; en el albor de la Era Mesozoica, los climas generados por la geografía cambiante iban a favorecer a la evolución de animales que dominaron la tierra por 200 millones de años más, para a su vez desaparecer también y dejar su reinado a otros más evolucionados.

Los nuevos continentes surgidos de Eurasia y Gondwana, en sus movimientos de separación y los propios de la corteza oceánica, daría lugar a cambios en la latitud y longitud con respecto al paleo-ecuador y polos, necesariamente los climas se modificarían resultando con ello el surgimiento de nuevas especies de flora y fauna, siempre siguiendo una evolución ascendente en la escala y ramificación de la vida.

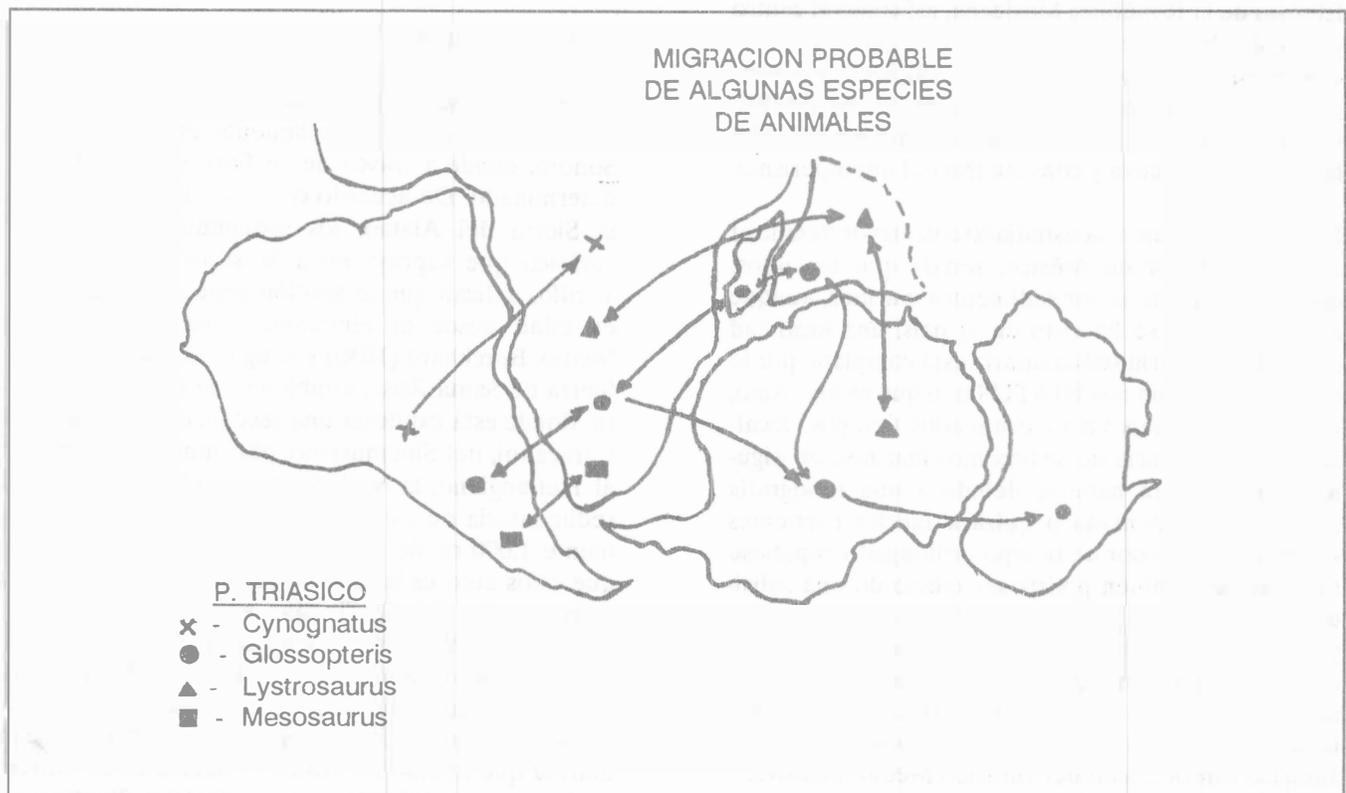


Figura 33
CONTINENTE DE GONDWANA

JURASICO

Jurásico inferior

La distribución de las localidades donde se han encontrado rocas de marinas del Jurásico Inf. en México, están perfectamente relacionadas a los sitios geográficos, donde los mares del Pacífico penetraron al territorio Mexicano en el Triásico Tardío.

En el NW del país, a través de Baja California Norte, deben haber transgredido los mares del Jurásico Inferior, para introducirse inconteniblemente hasta el NW de Sonora, así como, en el centro del estado.

El Lías Mexicano más conocido y definido, se localiza desde los estados de Guerrero y Oaxaca hacia las costas del Pacífico, hasta los estados de Puebla, San Luis Potosí, este y nor-este del estado de Hidalgo y poniente centro del estado de Veracruz. (fig. 34).

El resto de la República Mexicana, así como el centro y oriente de Norteamérica, se encontraban durante este tiempo geológico emergidos. La superficie correspondiente al Golfo de México incluyendo la Florida, Guatemala y Honduras, formaban tierras sometidas a la acción destructiva y constructiva del intemperismo.

Erben (1956) quien ha estudiado con mayor detalle el Jurásico Inferior de México, señala que los pisos, están representados por sedimentos marinos, aunque no existe, o no se ha visto en el país, una localidad donde la secuencia sedimentaria está completa, por lo que se piensa que hay HIATUS o lo que es lo mismo, no hubo depósitos en determinados tiempos, localmente. La ausencia de sedimentos marinos, en algunas áreas, podrá haberse debido a una topografía submarina accidentada o quizá a fuertes corrientes submarinas, que por un tiempo prolongado impidiese el depósito; también podría ser efecto de una subsidencia acelerada. Las causas pueden haber sido varias y solamente un estudio muy especial local y regional de la litología y fauna (micro y macro) darían una idea más precisa de cuales fueron las causas que motivaron la ausencia de varios pisos, no solamente del Jurásico Inferior, sino del Jurásico Medio inclusive.

El período Jurásico, es el período mejor estudiado en Europa, donde tomó su nombre de las montañas del JURA en Suiza, Alemania y Francia y ha sido esa región punto de referencia para analizar y compren-

der la cronoestratigrafía mundial de este período del Mesozoico.

El geólogo inglés William Smith, descubrió en estas rocas, el uso de los fósiles para fijar la sucesión estratigráfica y dar las edades de lugar a lugar donde afloran estas rocas, estudio que se ha extendido mundialmente para determinar la cronología con ERAS, PERIODOS y PISOS.

A continuación se da la subdivisión cronológica del período Jurásico como se conoce y se aplica en Europa. En Norteamérica, por no contener en su territorio la secuencia sedimentaria continua o casi continua, tiene en uso otro léxico estratigráfico de acuerdo con el nombre de las localidades estudiadas, sin embargo, hacen referencia y reconocen la mayor parte de la cronología europea.

Lias-Hettangiano

El Hettangiano, correspondiente a la base del Lías, parece estar presente, solamente en el estado de Sonora, donde a través de su flora y fauna ha sido determinado. De acuerdo con J. Longoria (1981) en la Sierra del Alamo, los sedimentos marinos del Jurásico que suprayacen a la sección del Triásico Tardío, indican que la sección expuesta, comprende en edad desde el Hettangiano hasta el Jurásico Medio. Burckhard (1930) y King (1939) mencionan la Sierra de Santa Rosa, también en el estado de Sonora, donde está expuesta una sección de la Formación Caracahui, del Sinemuriano, piso inmediato superior al Hettangiano, la cual descansa sobre una sección sedimentaria de estratos de calizas de aproximadamente 1,000 m, de espesor y que a su vez cubre, lo que estos autores han determinado como Formación Barranca del Triásico Tardío; por lo que se deduce, que en esa columna sedimentaria de calizas, debe estar presente el piso correspondiente al Hettangiano. Ante estos datos de carácter cronoestratigráfico del Mesozoico, se puede asumir que la transgresión marina que inundó las costas occidentales de Norteamérica y que se iniciaron en el Triásico Tardío y se continuaron en los sistemas Jurásico y Cretácico, dejaron una potente columna sedimentaria de carácter nerítico-costero, continental y marino con influencia de efusiones magmáticas submarinas.

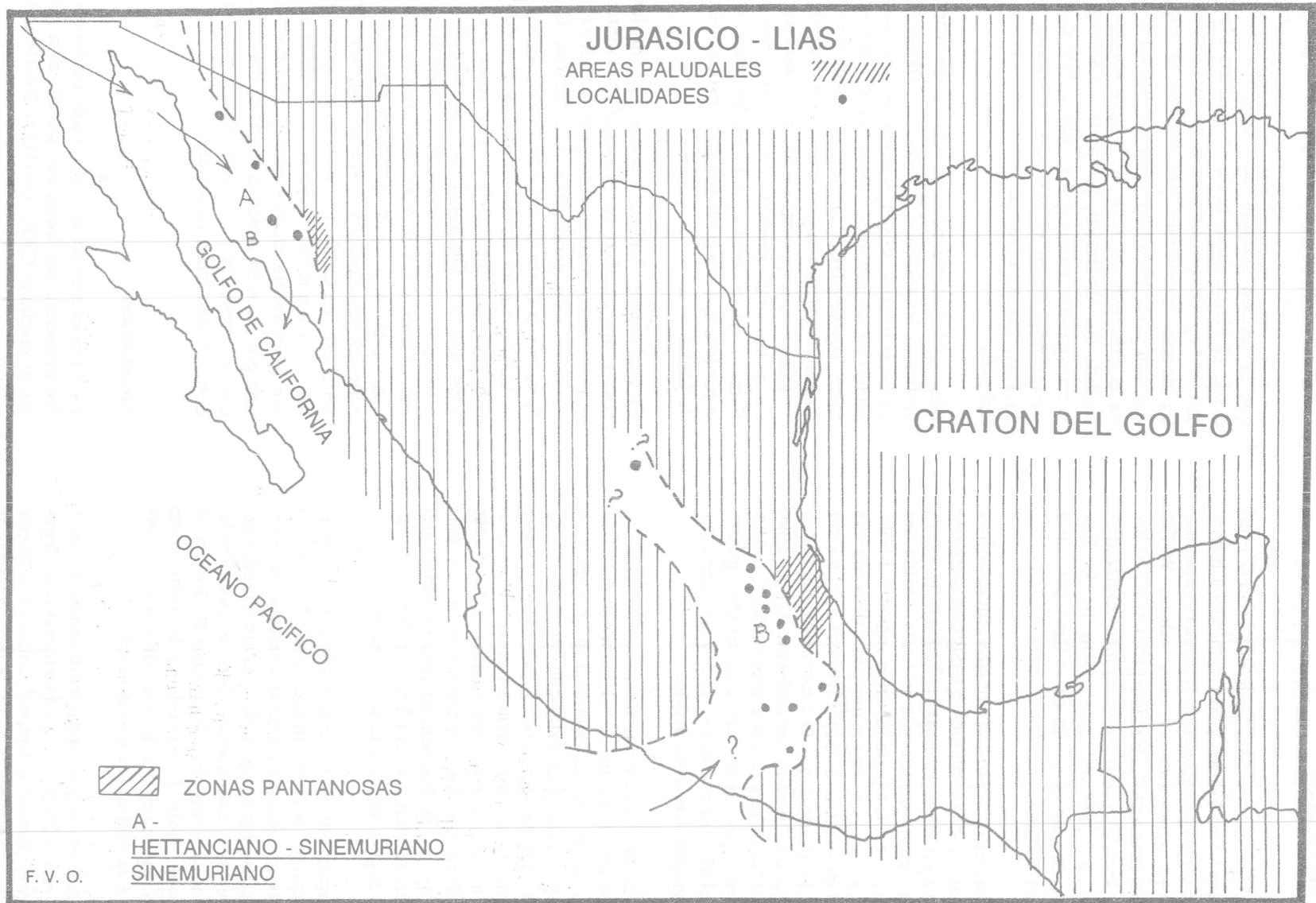


Figura 34

Estas efusiones se siguieron manifestando en esta región occidental de México y Norteamérica a través de los movimientos pulsatorios de la placa continental, desplazándose periódicamente con rumbo WNW sobre la placa oceánica del Pacífico produciéndose los fenómenos de subducción con emisiones magmáticas e intrusivas a través de gran parte de la Era Mesozoica y Cenozoica, y aún en el Reciente como veremos más adelante.

Los autores anteriormente mencionados, líneas arriba, han localizado indiscutiblemente evidencia diagnóstica, de que a los mares de final del Triásico Superior, le siguieron sin interrupción, la invasión marina del Jurásico Inferior (Hettangiano) en la región del NW de México, Sonora, sin ningún quiebre o discordancia angular o deposicional de los sedimentos marinos del Mesozoico. Se observa, por la descripción que hacen dichos autores, un persistente ambiente deposicional de rocas sedimentarias marinas como calizas, calizas arenosas, areniscas y la presencia de carbón y grafito con material volcánico, como cenizas y derrames por emisiones magmáticas submarinas.

En la Sierra de San Javier, hacia el sur-oeste del estado de Sonora, la Formación Barranca se hace más clástica, es decir los sedimentos son producto de erosión de las tierras emergidas que deben estar muy próximas a esas antiguas costas, por el contrario y confirmando lo anterior, hacia el oeste y sur-oeste donde la antigua plataforma marina debió tener mayor profundidad, los sedimentos se hacen más arcillosos, lo que podría señalar que los mares del Hettangiano, a diferencia del Triásico Tardío, iniciaban en esa región una aparente regresión.

La denudación que sufrió este territorio, probablemente al final del período Jurásico, antes de la nueva gran sumersión e inundación continental del Cretácico Inferior, destruyó gran parte de la columna sedimentaria del Jurásico, quedando de éste, secciones aisladas en el oeste y noroeste del estado de Sonora. A esto hay que añadir la emersión y levantamientos pulsatorios regionales que han tenido lugar a través de toda la Era Mesozoica y Cenozoica.

Como nota de interés, es importante añadir lo que J. Longoria (marzo 22-24, 1981) en su trabajo de "*Regional Geology of Northwest Sonora*", señala en la página 43, respecto a la existencia de rocas sedimentarias de origen marino del Jurásico en la Sierra del Alamo. "En esta localidad, el conjunto de amonitas, indica

que la sección estratigráfica comprende, en edad, desde el Hettangiano hasta el Jurásico Medio". En este trabajo desgraciadamente no se da ningún dato de carácter taxonómico que confirme tal suposición. Por otra parte no se han encontrado o no se menciona la existencia de rocas de origen marino de este período del Mesozoico, que pudieran atestiguar que la transgresión marina que invadió el NW de México, comprendió desde el Jurásico Temprano hasta el Jurásico Tardío, como aconteció en el sur y oriente del país.

King (1939) efectuando una correlación cronoestratigráfica de las rocas del Mesozoico; Triásico Superior, Jurásico Inferior, desde Arizona hasta el sureste del estado de Sonora, (pág. 1658) con la columna Mesozoica "BARRANCA" por él construida y muestra el Cretácico Inferior suprayaciendo en discordancia, al Jurásico Inferior, no menciona en el estudio sedimentos marinos más jóvenes que el piso arriba referido. Estudios posteriores quizá señalen, más tarde, la verdadera historia geológica del Mesozoico en el NW de México.

En los Estados Unidos, el llamado geosinclinal de las costas del Pacífico se sumergió nuevamente casi durante todo el tiempo geológico que duró el período Jurásico. Este geosinclinal comprendía, California, Nevada y la Costa Occidental de la Columbia Británica hasta alcanzar Alaska. Entre esta gran depresión o cubeta y el geosinclinal de las montañas Rocallosas se levantaba el Geoanticlinal Mesocordillerano; la actividad volcánica que sacudió la región desde Alaska hasta California y Sonora, con volcanes submarinos, que en el norte acumularon de 480 a 900 m, de material piroclástico y derrames de carácter básico. En el este de California se observan grandes emisiones de lava que fueron posteriormente intrusionadas por batolitos graníticos nunca igualados en su extensión por otros en América desde el Pre-Cámbrico ya que su existencia se puede, aun hoy día observar desde Alaska hasta Baja California.

Sinemuriano

Es en el estado de Sonora, donde también este piso fue primeramente localizado por Dumble (1899) con las formaciones CARACAHUI y BARRANCA.

Se caracteriza por su escasez de amonitas. Las litofacies están formadas por calizas arcillosas oscuras en la

primera formación, y en la segunda, la componen rocas clásticas como areniscas en un ambiente costero quizá de playa.

En el sur del país, entre los estados de Guerrero y Oaxaca penetraron mares del Océano Pacífico en una nueva transgresión marina del Sinemuriano extendiéndose esta inundación hacia el norte a los estados de Puebla, Hidalgo, posiblemente Quertaro, San Luis Potosí y extremo occidental de Veracruz. Así en esta forma, un mar intracontinental cubrió parcialmente el centro del país cuyos tirantes de agua eran profundos dando lugar a sedimentos arcillosos, calcáreos, generalmente de color gris oscuro.

La fauna predominantemente fue de amonitidos y cubrió gran parte del estado de Hidalgo y donde actualmente se localiza en la Sierra Madre Oriental y específicamente en la región de Huayacocotla, el nombrado o designado, sistema estructural con el nombre de "Anticlinorium de Huayacocotla" (*R.W. Imray et al.*). Los estratos del Liásico, en esta región, corresponden a las formaciones Huayacocotla, Divisadero y Totolapa fundamentalmente de origen marino. Estas características sedimentarias marinas se prolongan hacia el SE en el estado de Puebla en la región de Zacatlán. Erben, señala que la distribución del Liásico en el sur de México, específicamente en el estado de Oaxaca, corresponde a rocas relativas a la formación Rosario, compuesta de estratos de origen continental "capas con plantas" y denominada por aquel autor "Facies Sur". Esta localidad está ubicada en la falda del cerro situado arriba de la población Rosario, al suroeste de Tezoatlán. Sin embargo, en el estado de Guerrero se encontró una amonita que fue clasificada por Erben como una nueva subespecie *Arieticevas algovianun guerrence* del Domeriano y que vivió en un ambiente marino bentónico de calizas y margas. La localidad probablemente corresponda a Coyula, en el camino de Tepatitlán a Espíritu Santo.

Así con este dato aislado, pero de suma importancia para poder comprender la transgresión marina del Jurásico Inferior, o sea el Liásico sobre el territorio mexicano especialmente en la región sur-central del país, y teniendo conocimiento de que en el oriente, sobre los estados de Tamaulipas y Veracruz no existe evidencia de sedimentos marinos del Jurásico Temprano y si un dato aislado en el sur, en el estado de Guerrero podrá postularse que la segunda entrada de los mares del Pacífico se hizo por aquel estado, más próximo a las localidades marinas de Puebla, Hidalgo

y San Luis Potosí (**fig. 34**) durante el Domeriano (Pliensbaquiano Superior).

La invasión o transgresión marina del Océano Pacífico hacia el Continente Americano es o fue un fenómeno geológico que se puede observar desde el Proterozoico, lo que vendrá atestiguar dos cosas; un basculamiento periódico del continente hacia el poniente, a través de las eras geológicas y segundo el Océano Pacífico como un océano primogénito a través de los tiempos geológicos y una paleogeografía global que se modificaba en el transcurso de los períodos de la tierra.

Los mares del Sinemuriano, en esta nueva inundación Mesozoica que penetró por el sur de México, no lograron rebasar los actuales límites geográficos costeros de la Llanura Costera del Golfo de México, quedando limitados (**fig. 34**) por los bordes occidentales del antiguo cratón del golfo donde se formó una zona pantanosa cuyos límites geográficos actuales serán el norte del estado de Veracruz hasta la región de Martínez de la Torre, que se encuentra en el mismo estado.

En la estratigrafía de esta región de inundación marina del Sinemuriano de México, están señaladas tres formaciones cronoestratigráficas y litoestratigráficas isócronas que propuso Erben (1956): Formación Huayacocotla, Formación Divisadero y Formación Totolapa; en esta última se ha encontrado fauna marina muy bien desarrollada de amonitas como: *Pleurechioceras subdecidum*, *Amioceras Jamesdance* y *ohioceras anrekrarati*. El hábitat de la primera fue de aguas relativamente profundas con sedimentación lutítica dominante, las otras dos amonites correspondieron a mares de tipo nerítico-costero con presencia de pelecípodos entre estratos de areniscas y limolitas con restos de plantas, y su distribución sedimentaria en el orden arriba expuesto, fue de poniente a oriente.

Al finalizar el Liás, la contaminación por plantas en la sedimentación se hizo abundante, formándose verdaderos depósitos de carbón, (**fig. 34**) como aconteció en Sonora; el clima debió ser extremadamente húmedo para dar margen, en la región oriental del país, al desarrollo de una vegetación tan exuberante y que en períodos geológicos pasados habian sido de extrema aridez. Las tierras accidentadas del Cratón del Golfo iniciaban un nuevo ciclo de denudación área de carácter fluvial y eólica.

En constrate al gran desarrollo que el Jurásico tuvo en Europa, en Norteamérica, fundamentalmente en la región oriental estuvo más restringido que cualquier otro sistema y esto aconteció igualmente en toda la región oriental de Sudamérica. El Continente de Gondwana que como se señaló anteriormente, correspondía a los continentes unidos de América y África, cerraban el Mar de Thetys por el norte, acaso la abertura de Agadir, en el occidente de Marruecos, permita la primera transgresión marina del naciente mar Atlántico, alcanzar hasta la latitud del Sahara Occidental (fig. 31).

Probablemente en la etapa del Pliensbaquiano y Toarciense de final del Lías o Jurásico Inferior, los mares comenzaron a progradar hacia el suroeste, en la región central del territorio mexicano, en el naciente Geosinclinal Mesozoico Mexicano, que en el curso de esta era habría de extenderse hacia el norte cruzando a México y alcanzando el occidente de Texas y el sureste de Arizona.

El piso Toarciense, está representado en Oaxaca, exclusivamente por una secuencia de rocas continentales dentro del grupo CONSUELO, con lutitas carbonosas, donde Burochardt (1930) encontró flora de tipo pantanoso correspondiente al piso BAJOCIANO del Jurásico Medio basal.

Los géneros más comunes de estas plantas fósiles son: *Otozamites williamsonia*, *Naeggerathopsis*, *Alethopteris*, *Taeniopteris*, *Saggenopteris*, etc.

Los mares del Liásico retroceden, quedando probablemente en los estados de Guerrero y Oaxaca, pequeños golfos y/o bahías como únicos testigos de un período que finalizó al bascular el territorio inundado de México por los mares del Jurásico Temprano, de noreste a suroeste, provocando un nuevo ciclo de denudación y de azolve de las tierras emergidas.

Antes de seguir adelante con el Jurásico Medio es necesario hacer historia sobre las formaciones cronoestratigráficas que dieron cuerpo al Lías del sur, centro y oriente de México.

Formación Huayacocotla

Emil Bose (1898) fue quien primeramente reconoció las facies del Liásico y las denominó "Pizarras Potrero"; posteriormente R.W. Imlay (1993) cambió el

nombre por una unidad bien definida cronoestratigráfica y litoestratigráfica, la FORMACION HUAYACOCOTLA, evitando con ello confusiones con otros cuerpos sedimentarios que en el estado llevaban el mismo nombre y pertenecen al Cretácico.

El área tipo de la Formación Huayacocotla, se localiza en el Río Vinazco, en el noroeste del estado de Veracruz y en las estribaciones de la Sierra Madre Oriental; su espesor se estima que sea de 400 m.

Erben (1956 p. 17) establece dos unidades litoestratigráficas laterales con cambio bastante diferenciado en su litología, es lo que se designa como cambio de facies y las designó como formaciones TOTOLAPA y DIVISADERO y son ambas correlacionables en edad. Mientras la primera contiene abundantes cefalópodos y la integran lutitas en su mayor parte; en la otra predominan las rocas clásticas de grano más grueso, areniscas y lutitas, que además se caracteriza por el predominio de pelecípodos y restos de plantas.

Formación Totolapa

Se le designó con este nombre por Erben (1956) y corresponde a un cuerpo de facies lutitas del Jurásico Temprano. Se localiza en la Barranca del Río Totolapa cerca de Huauchinango, Puebla, se diferencia de la Formación Huayacocotla, por su naturaleza lítica homogénea y su abundancia de amonitas. La Formación Totolapa, en su sección columnar, muestra un cambio litológico hacia la cima, que de estratos arcillo-calcáreos, pasan a arenosos, como resultado de lo que ese autor señala como el inicio de una regresión, además del contenido faunístico, que necesariamente, al modificarse la batimetría, se modifica el medio ambiente, y en el aparecieron los bivalvos.

E. Díaz Lozano (1916) encontró por primera vez, fósiles de plantas terrestres en la región de Huayacocotla y Erben las localizó posteriormente en las Formaciones Totolapa y Divisadero.

La Formación Totolapa, en lo que se refiere a sus litofacies, se caracteriza por la presencia de lutitas oscuras casi negras conteniendo cristales de pirlita, cuenca de tipo posiblemente euxínico.

Se le supone un espesor de 300 m. Su contacto inferior no se le conoce y en la localidad tipo, su cima

está fallada por lo que también son desconocidas las rocas que la suprayacen.

Fauna (Sinemuriano Inferior)

Vermiceras of. ophioides^(*)

Amonites ophioides

Amonites ophioides

Arietites ophioides

Vermiceras ophioides

Fuechioceras of ophioides TRUEMAN & WILLIAM

D'ORBIGNY

REYNES

WAEHNER

HYATT

Burckhardt (1930) subdividió originalmente la Formación Totolapa en tres unidades y Erben (1956) las observó y complementó en seis:

a) Unidad con *Amioceras geometricoides*

Está compuesta de lutitas negruzcas a gris oscuro, con crucero, localmente con nódulos y concreciones calcáreas negras y duras, que a veces contienen pirita. Las lutitas al intemperizarse generalmente toman un color gris sucio y los fósiles cambian su coloración a ocre. Ocasionalmente están piritizadas. Espesor aproximado de 80 m.

b) Unidad con *Euagassiceras subsauzeaum*

Cuerpo de lutitas negruzcas a gris verdoso, con crucero, laminadas. Sus superficies muestran un brillo sedoso y manchas blancuzcas sericíticas. Los fósiles tienen la misma coloración. Las lutitas contienen ocasionalmente microfragmentos carbonosos de plantas. Espesor aproximado de 20 m.

c) Unidad con *Oxynoticeras*

Lutitas gris verdoso, con crucero sin rasgos característicos, ocasionalmente tiene nódulos duros. Espesor aproximado de 20 m.

d) Unidad con *Vermiceras bararicum mexicanum*

Lutitas gris-negruzcas, con crucero, algo de mica. No tiene nódulos ni concreciones. En las superficies aparecen manchas amarillentas hasta rojo carmín; los fósiles toman la misma coloración. Espesor aproximado de 20 m.

e) Unidad con *Microderoceras bispinatum atlespinatum*

Lutitas gris oscuro a negro con crucero ocasionalmente manchas sericíticas amarillentas en la superficie. Localmente se presentan en los estratos concreciones duras, negras en ocasiones con pirita. Los fósiles tienen una coloración amarillenta. Espesor aproximado de 80 m.

f) Unidad con *Uptonia*

Lutitas color negro azulado, con crucero, en láminas delgadas, raras veces con nódulos marcasíticos o con huecos de cristales desaparecidos de marcasita en los planos de estratificación. Los fósiles a veces tienen una coloración amarillenta dorada, otras veces muestran superficies oscuras. Al intemperismo, las lutitas toman una coloración también amarillenta. Espesor aproximado de 10 m.

Estas unidades arriba descritas son una subdivisión bioestratigráfica. La mejor localidad que se conoce de la Formación Totolapa, se encuentra en Huauchinango, Pue.

En la Sierra de Catorce, S.L.P., se pudo localizar esta formación abajo de la Formación Cahuassas (lechos rojos) del Jurásico Medio, compuesta de lutitas rojizas, con una amonita fósil (*Vermiceras*) del Liásico, litológicamente, esta unidad de Catorce puede compararse con la Formación Totolapa, según Erben.

Formación Divisadero

Esta formación fue primeramente descrita por Erben (1956). La localidad tipo se encuentra en Divisadero, cerca de Huayacocotla, Ver., en el camino vecinal entre Divisadero y Minas Viejas, Ver.

Esta formación a semejanza de la Huayacocotla, contiene cuerpos arenosos, siendo los cuerpos clásticos más gruesos y más abundantes. Erben menciona que esta formación puede tener una potencia de más de 300 m. forma una unidad separada de la Formación Huayacocotla, casi aislada en los afloramientos de la Sierra Madre Oriental. Su particularidad especial es su fauna que señala haberse formado en un ambiente costero o próximo a ella y que el material clástico, haciéndose más frecuente hacia la cima del depósito, señala el proceso de regresión marina por emersión de las tierras inundadas, a esto se le añade

(*) Nombre derivado de la diosa azteca "Mujer Serpiente" Cihuacoatl-ophioides.

abundancia, en los sedimentos marinos costeros, de plantas. Su posición paleogeográfica la acercan a una antigua costa en acción progradante; un litoral del Jurásico Inferior que había avanzado y alcanzado los extremos orientales de los estados de San Luis Potosí, Hidalgo, NE de Puebla y poniente del estado de Veracruz, para después hacer su retroceso hacia el sur-oeste del país.

Formación Comales

Haciendo nuevamente referencia a las rocas marinas con influencia de plantas, probablemente de ambiente de pantano encontradas posteriormente en pozos petroleros perforados por PEMEX, en el norte del estado de Veracruz y en el área de Comales, donde los pozos Comales 101 y 102, al atravesar los lechos rojos CAHUASAS, del Jurásico Medio llegaron a cuerpos de gilsonita, entre limolitas oscuras con abundancias de restos de plantas fósiles terrestres que no fueron identificadas, pero que por su posición estratigráfica, subyaciendo los lechos rojos del Jurásico Medio les situó dentro del Liásico y aún se les correlaciona con la Formación Rosario, también de ambiente deltáico o pantanoso de Tezoatlán, Oaxaca, de edad TOARCIANO-BAJOCIANO (Burckhardt-1930). La distancia que media entre el área de Comales, en el nor-centro del estado de Veracruz, con Tezoatlán, Oax., es de más de 500 Km, por lo que las rocas localizadas en Comales con mayor concentración de plantas fósiles y carbón deben ser denominadas FORMACION COMALES.

Fehr y Bonnard. (1930 trabajo inédito) observaron, por primera vez fauna marina del Liásico Inferior (Sinemuriano) abajo de los lechos rojos, en el Río Pantepec, al norte del macizo de Teziutlán, en la cuenca hidrográfica del río del mismo nombre. Sus estudios los llevaron a observar afloramientos del Liásico en "Cueva Ahumada" y San Bartolo, estado de Hidalgo, extendiéndose hasta Sta. Inés y Huehuetlán. Esta área forma parte del núcleo del Anticlinorio de Huayacocotla de manera que observaron la misma secuencia sedimentaria que más tarde en 1956, Erben estudiaría y señalaría en forma general en sus observaciones respecto a estos afloramientos.

Lutitas con plantas

Unidad con *Echioceras burekhardtii* n.sp.

Unidad con *Pleurechioceras ? james-danae* (Bárceñas)

Unidad con *Pleurechioceras subdecidium* n.sp.

Unidad con conchas (?)

Fehr y Bonnard, citan la presencia de un conglomerado formado de rocas ígneas de 8 m, de espesor. Este conglomerado cubre a un cuerpo granítico y a su vez subyace a la Formación Huayacocotla, mostrando que la transgresión marina del Liásico Tardío, se efectuó sobre tierras semiaccidentadas formadas por rocas del Paleozoico y aún Pre-Cámbricas dando origen a conglomerados potentes localmente.

Formación Rosario, Oaxaca

La Formación Rosario contiene, en su mayor parte, las "capas con plantas" que corresponden en edad al TOACIARIO-BAJOCIANO, es decir quedarían situadas en la parte superior del Liásico y parte inferior del Jurásico Medio.

En Tezoatlán, Oaxaca, al norte-noroeste de Tlaxiaco, se encuentra la localidad donde fue, por primera vez, observada la formación Rosario en el poblado Rosario de donde tomó su nombre (Burckhardt-1930). La componen estratos de areniscas grises, café rojizas y café amarillentas, de grano fino a medio, de estratificación delgada a media. Las limolitas tienen el mismo tipo de estratificación y los mismos colores que aquellas.

Contiene lodolitas y lutitas negras, carbonosas, con vetas de carbón y lignito. Localmente contiene conglomerados color café negruzco a gris sin estratificación formando a veces bancos aislados en la sección. Estos conglomerados contienen guijarros de 2 cm a 15 cm, de diámetro compuestos de rocas metamórficas e ígneas intrusivas pertenecientes al complejo basal. Estos conglomerados fueron de carácter fluvial y a ello se debe su posición errática.

En el lecho del arroyo Numí, al sur de la localidad tipo, existe un conglomerado basal suprayaciendo a las capas con carbón, al que se le designó con el nombre de "CONGLOMERADO CUALAC" y sobre él descansa un cuerpo de areniscas con abundantes fósiles de crustáceos que señalen una nueva transgresión marina sobre la región y que por su posición estratigráfica, Erben la sitúa dentro del Jurásico Medio (Bajociano).

La Formación Rosario comprende una sección cronoestratigráfica bastante grande, en sus facies continental y marina ya que del Liásico Tardío penetra el Jurásico Medio Temprano.

El panorama paleofisiográfico del país en el advenimiento del JURASICO MEDIO, fue el de un nuevo basculamiento que se efectuó de noreste a suroeste que ocasionó la retirada parcial de los mares anteriores hacia el Océano Pacífico y a procesos prolongados de denudación que debieron cambiar el clima de húmedo que prevalecía en el Liásico a desértico y semidesértico en el Bajociano, Batoniano, Calloviano y Oxfordiano.

Lechos Rojos

El ambiente general desértico en el centro, oriente y noreste del país, dejaron como testigos de aquellas condiciones climáticas, a los sedimentos de colores abigarrados comúnmente denominados "Lechos Rojos" y que comprendió en etapas un tiempo geológico que se inicia desde el Triásico Tardío hasta el Jurásico Superior (Oxfordiano-Divesiano) y donde las áreas desérticas y semidesérticas, abarcaban extensas llanuras con accidentes topográficos aislados que surgían como islas entre esas inmensas tierras calcinadas casi planas, azolvándose con los detritus, producto de la erosión y transporte eólico o bien en ciertos casos eran ahogadas aisladamente por la inundación continental ocasionada por los mares del Pacífico y/o el Atlántico, que a través del naciente Golfo de México invadía por primera vez las tierras orientales de México, al finalizar el período Jurásico.

La formación regional de los depósitos continentales, ha ocasionado confusiones respecto a la edad de los mismos. En ocasiones, dos o más tiempos geológicos, en una misma región, pueden haber generado estos depósitos continentales, es decir pueden comprender dos o tres pisos geológicos.

La solución a veces se resuelve efectuando caminamientos laterales para buscar, en la distancia, un cambio de facies en rocas contiguas sedimentarias de origen marino o continentales que contengan evidencia de fósiles como plantas, animales terrestres o marinos dependiendo del ambiente de depósito que pueden lateral y cronoestratigráficamente fijar la edad del piso o subpiso que se tiene bajo estudio. En México como en Centramérica, los lechos rojos generalmente están asociados a depósitos de evaporitas sin embargo, los lechos rojos correspondientes al período Triásico Tardío, hasta el momento, no se le conoce asociación con estos depósitos evaporíticos.

La Formación Cahuwasas, que comprende sedimentos todos ellos de origen continental en algunas localidades

volcánicas como cenizas y cantos rodados de intrusivos y extrusivos, producto en su mayor parte de erosión no marina, en otras regiones y lateralmente en su evolución estratigráfica, yesos y sal. Estos cuerpos evaporíticos asociados a los lechos rojos llegan a ocupar grandes extensiones a veces de carácter continental y se manifiestan en la superficie por formas dómicas resultado de cuerpos intrusivos (Diapiros) de la sal, que logran levantar en ocasiones los estratos superficiales.

En otros casos, la sal subyacente a cuerpos sedimentarios calcáreos puede comprender varios cientos de metros de espesor, a veces más, así como varios períodos geológicos donde las presiones que están ejerciendo las mismas rocas sobre la sal, origina que esta trate de emerger.

Otra particularidad de los territorios donde en el subsuelo están presentes grandes extensiones de evaporitas, es la tectónica o mejor dicho los fenómenos orogénicos, los plegamientos afectados por la sal sufren un cambio en la posición de los planos axiales, es decir en lugar de volcarse en la dirección de los esfuerzos, la recumbencia se efectúa en el sentido contrario. Esto es debido a la plasticidad de los cuerpos evaporíticos que facilitan y agilizan la movilidad de los pliegues (Fig. 35).

Formación Cahuwasas

El Jurásico Medio a Superior Temprano en México señala un lapso geológico muy definido, por estar representado, en su mayor duración, por sedimentos continentales clásticos de colores abigarrados y que han sido designados con nombres de las localidades donde fueron estudiados, no siempre correspondiendo a la misma edad. En México, la localidad donde J. Carrillo observó estas rocas (HUIZACHAL), fue en el estado de Tamaulipas, designando a este cuerpo de rocas sedimentarias de origen continental, con el nombre de "FORMACION CAHUASAS" correspondientes en edad al Jurásico Medio aunque su rango estratigráfico, en algunas provincias geológicas, alcanza hasta el OXFORDIANO-DIVESIANO del Jurásico Superior (basal o temprano) como veremos más adelante.

En el sur y sureste de México, incluyendo el noroeste de Guatemala, afloran otros sedimentos continentales de color rojo, que se le conoce con el nombre de FORMACION TODOS SANTOS.

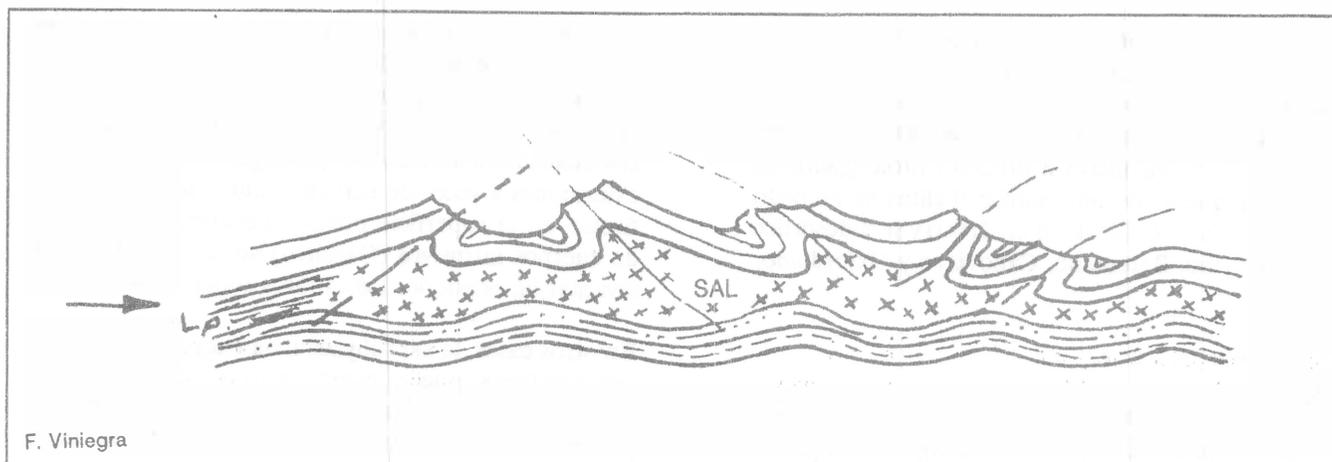


Figura 35
Esfuerzo de compresión en una Paleocuenca salina

Erben (1956) señala que esta formación fue estudiada en Guatemala, en la localidad Todos Santos y Jocotlán, en Nicaragua en la localidad de Santo Tomás y en Honduras, se observó en Tegucigalpa, San Jacinto y Catacamás; denominándoseles: "Formación Tegucigalpa".

Formación Tegucigalpa y Todos Santos

A estos lechos rojos de Centroamérica se les consideró por mucho tiempo pertenecer al período Trisico, por estar suprayaciendo a las rocas marinas del Pérmico, sin embargo, posteriormente se ha comprobado que alcanzan el nivel cronoestratigráfico del Jurásico Superior Basal. (OXFORDIANO - DIVESIANO).

La Formación TODOS SANTOS de las inmediaciones de Tegucigalpa, contiene intercalaciones marinas del Calloviano comprobado por fósiles de Amonitas (Hass-Imlay 1952 p. 970). Estos sedimentos abigarrados continentales que se continúan, de Guatemala a México a través de Chiapas, llegan al área transísmica y se prolongan por la Sierra Madre Oriental hasta el sur del estado de Veracruz, aflorando en varios lugares pero siempre subyaciendo al Kimmeridgiano del Jurásico Superior. Su posición cronoestratigráfica se le consideró errática, en virtud de que, en ocasiones suprayace indistintamente a rocas metamórficas del Pre-Cámbrico (Río Santo Domingo, Ver.) a

intrusivos graníticos (Macizo de Chiapas y Macizo de Teziutlán, Puebla-Veracruz) en otras a cuerpos de sal (domo de Chinameca, Ver.), sin embargo, todos estos lechos rojos que son correlacionables con la Formación Todos Santos, deben ser también correlativos en edad con la sección más alta de la Formación Cahuasas que incluye el sub-piso Oxfordiano-Divesiano del norte y oriente del país.

R. W. Imlay, (op. cit.), hace un estudio de los lechos rojos localizados en el sur de E.U., en la vertiente del Golfo de México y les fija una edad Oxfordiano-Divesiano designándolo con el nombre de FORMACION EAGLE MILLS. En el Calloviano descubre un período de no depósito, así que la edad de estos sedimentos continentales los sitúa definitivamente y únicamente en el Oxfordiano, a diferencia de los lechos rojos de Guatemala y sur de México que parecen incluir el Calloviano dentro de su rango estratigráfico

En una correlación cronoestratigráfica de carácter regional, desde el sur de los Estados Unidos, México oriental y Norte de Centroamérica, observaríamos que la parte superior de los lechos rojos coinciden en edad por subyacer a los sedimentos marinos del Kimmeridgiano, en cambio su base o sea la porción correspondiente a la Formación Cahuasas del Jurásico Medio vimos en páginas anteriores, que sobreyace al Liásico marino del centro y sur del país; la columna sedimentario continental comprende más pisos del período Jurásico en esta región del continente Americano.

Para entender la magnitud y lo complejo del problema que representa fijar la edad de evolución de estas rocas, basta decir que en su origen y desarrollo regional y edad, entraron varios factores, entre ellos las condiciones climáticas locales y regionales, el tipo de fisiografía también local y regional, los movimientos corticales con fuertes o moderados fenómenos de erosión, etc., un tiempo geológico tan prolongado como el que transcurrió desde el Bajociano hasta el Calloviano y aún al Oxfordiano; regiones donde no existieron transgresiones marinas; no hay índices taxonómicos para fijar edades. Los lechos rojos del Período Triásico quedan subyaciendo ocasionalmente y excepcionalmente a los lechos rojos del Jurásico Medio y Superior con los que puede existir una confusión respecto a su separación estratigráfica, como acontece en pozos exploratorios para localización de yacimientos petroleros; este problema geológico-sedimentario se presenta en el oriente del país, en las inmediaciones del Golfo de México.

Jurásico medio (MALM)

Durante el transcurso de este ciclo geológico del Período Jurásico parece haber cubierto un largo período de erosión continental en el centro y oriente del país. En los Estados Unidos de Norteamérica recibió, de los mares del Océano Pacífico, la invasión de sus costas occidentales, cubriendo esta transgresión marina grandes áreas desde Canadá hasta Sonora y Baja California. En Norteamérica, R.W. Imlay (1980) hace referencia a sedimentos marinos del Jurásico Inferior y Medio, localizados en las costas de Nueva Escocia en Canadá, con un espesor aproximado de 2,012 m. Incluyen estas rocas marinas un cuerpo basal de sal de 760 m, al que se le ha supuesto una edad de Jurásico Temprano por su posición estratigráfica. El autor, haciendo referencia a la paleolatitud de aquella localidad en Canadá, cuando el Continente Americano estaba unido al continente Africano, ser parte integrante de la ya mencionada Cuenca Salina de Agadir y ser la sal que observó Imlay, de edad Triásica cubriéndola rocas calcáreas marinas del Jurásico Inferior, como se observó también en Marruecos.

En el sur del país, en México, se han encontrado depósitos marinos del Bajociano y Bathoniano, correspondientes al Jurásico Medio, y esto ha sido en los estados de Guerrero y Oaxaca; en ninguna otra parte del país se tiene referencia de tipo taxonómico con excepción de un pozo perforado por PEMEX, en

el noreste del estado de Veracruz donde, Cantú Ch. menciona haber encontrado una amonita del Jurásico Medio en una muestra obtenida abajo del Jurásico Superior. Este dato es de gran importancia, podía significar, que la nueva transgresión que precedió a la del Liásico y de hecho al Sinemuriano, se inició en el Bathoniano y alcanzó durante el Calloviano, a rebasar la antigua franja pantanosa del Liásico en el nor-oriente de Veracruz, así como los lechos rojos de gran parte del Bajociano y Bathoniano Inferior, que habían azolvado el centro y oriente del país, modificando el paisaje regional; atenuando los relieves accidentados, viejos testimonios de la tafrogenia que había sacudido el país durante el final de los períodos Pérmico y Triásico, formando en casi toda su extensión, tierras hundidas y extensas mesetas, que cambiaron radicalmente el paisaje. La fisiografía mexicana tanto del centro como del oriente y sur, ofrecía tierras bajas desérticas y áreas parcialmente planas y elevadas, las cuales más adelante, serían factores determinantes en la paleogeografía del Jurásico Superior y Cretácico Inferior.

El gran Cratón del Golfo de México formado de tierras relativamente accidentadas, durante el Pre-Cámbrico, (fig. 31) había sido intensamente erosionado, denudado, de manera que al finalizar el Bathoniano, de su forma original de escudo o dómica, mostraba en su parte central, las rocas más antiguas quizá metamórficas básicas, del Arqueozoico circunscritas por rocas también metamórficas del Proterozoico. Su hundimiento, por fallas perimetrales de colapso, quizá se había iniciado de manera que su topografía se modificaba y con ello su fisiografía.

El oriente del estado de Tamaulipas basculó hacia el sur produciéndose un levantamiento regional desde la latitud de Piedras Negras, hasta el norte de Veracruz, que más tarde en el Jurásico Tardío, los mares del Kimmeridgiano y Tithoniano, formarían la llamada Península de Tamaulipas y el Archipiélago Huasteco (figs. 39 y 40). También conocida como "Arco Tamaulipeco" cuya influencia en la sedimentación marina tendría que hacerse sentir en el Cenozoico hasta las actuales áreas submarinas inmediatas a las costas de Tamaulipas y Veracruz.

Un clima árido cubrió las tierras del Cratón del Golfo y el canal marino que se había formado entre las costas orientales de Norteamérica y nor-occidentales del Africa era lo suficientemente amplio para permitir que frente a las costas africanas del Senegal se

formará otra cuenca salina más joven indudablemente que la que se presentaba en Marruecos. Norteamérica iniciaba su separación del continente y comenzaba su deriva o desplazamiento hacia el oeste-nor-oeste (figs. 36, 37 y 38) por acción del movimiento de las placas del Atlántico y la naciente Dorsal Meso Atlántica.

Erben (1956), en sus ilustraciones sobre la paleogeografía del Jurásico Medio, postula una transgresión del Pacífico hacia Guerrero y Oaxaca, desde el Bajociano Medio al Superior y que en el Bathoniano y llegó hasta Puebla. Estos datos de Erben dan apoyo a la probable sedimentación marina formada en el norte de Veracruz que señala Cantú Ch.

Resumiendo de lo anteriormente expuesto, puede decirse que el panorama geográfico y climático que existió en el Continente Americano y Africano, durante el Jurásico Medio y especialmente en México fue el de un territorio donde imperaba un clima más de tipo desértico a semidesértico.

Las viejas tierras del Golfo de México como se comentó anteriormente comenzaban a hundirse, produciendo estos movimientos, fracturas perimetrales de tensión y colapso hacia el centro. Entre Africa y Norteamérica, se iniciaba la entrada de los mares del Tethys y estos llegaban hasta la latitud probablemente de Senegal y quizá hasta la actual área de las islas Bahamas. El resto de las áreas continentales, aún se encontraban unidas (figs. 31 y 40).

El Geosinclinal del Tethys permanecía bajo el mar y el Océano Artico no llegaba o drenaba parcialmente hacia el sur, confundiendo sus aguas probablemente con las de aquel.

Calloviano

La mayor transgresión marina del Pacífico en México parece estar registrada al inicio de este piso y de aquí, se ampliaría hasta comunicarse con los mares del Atlántico, entre el Oxfordiano Divesiano y el Oxfordiano-Argoviano. (fig. 40).

En este período geológico los mares invasores alcanzan a llegar hasta el sur de Tamaulipas y poniente y sur de San Luis Potosí donde forman una cuenca euxínica, con ambiente reductor y sedimentos arcillosos gris oscuro que dan cuerpo a la Formación SANTIAGO.

En Puebla y Veracruz, la invasión marina, al encontrarse con el "Arco Tamaulipeco" formó una sedimentación marina de tipo costero, formada de conglomerados de cuarzo y calcarenitas. A esta sedimentación se le conoce en la estratigrafía mexicana como "Calcarenitas Tepexi".

En la localidad donde tomó su nombre, llega tener un espesor de 660 m, y Erben considera que esta sedimentación, corresponde a depósitos de bahía.

La Formación Santiago fue, primeramente descrita por E. Reyes (1964-inédito), y se le consideraba como miembro de la Formación Tamán, habiendo sido elevada a la categoría de formación por Cantú Ch. (1969).

La importancia de su división, está en que al efectuarse un análisis taxonómico, se encontraban evidencias de que en Hidalgo, como en Puebla, los mares del Pacífico, habían penetrado en el país tan ampliamente como para formar una cuenca marina en el Calloviano Medio. Lo que hace pensar que quizá fue, en el Calloviano Inferior a Medio, cuando estos pudieron transgredir hasta la Cuenca de Sabinas, en Coahuila, con tirantes de aguas tan someros que en su avance dejaron precipitados de yeso y sal formando al final del piso, un potente cuerpo de sal (Minas Viejas). Aún en la vertiente del golfo, entre el Río Vinazco y Pantepec, área perforada por PEMEX y conocida como Huehuetepec se han encontrado, bajo los lechos rojos "Formación Cahuasas" del probable Oxfordiano-Divesiano, sal y yesos.

La Formación Santiago debe cubrir un rango estratigráfico que comprendió básicamente desde el Calloviano Medio hasta el Oxfordiano-Divesiano en el centro del país; esta sedimentación marina específicamente fue generada, por mares del Pacífico.

La facies Calcarenita Tepexi, probablemente como lo señala Cantú, pertenece al Calloviano Superior; muestran la primera transgresión marina de los mares del Pacífico hacia las tierras, en proceso de hundimiento del Cratón del Golfo. Esta inundación puede marcar la formación inicial de las Cuencas Salinas de Campeche y de Louisiana en la región del golfo, donde las extensas tierras áridas y bajas facilitaron a las precipitaciones iniciales de sales de cloruro de sodio y yesos (fig. 39).

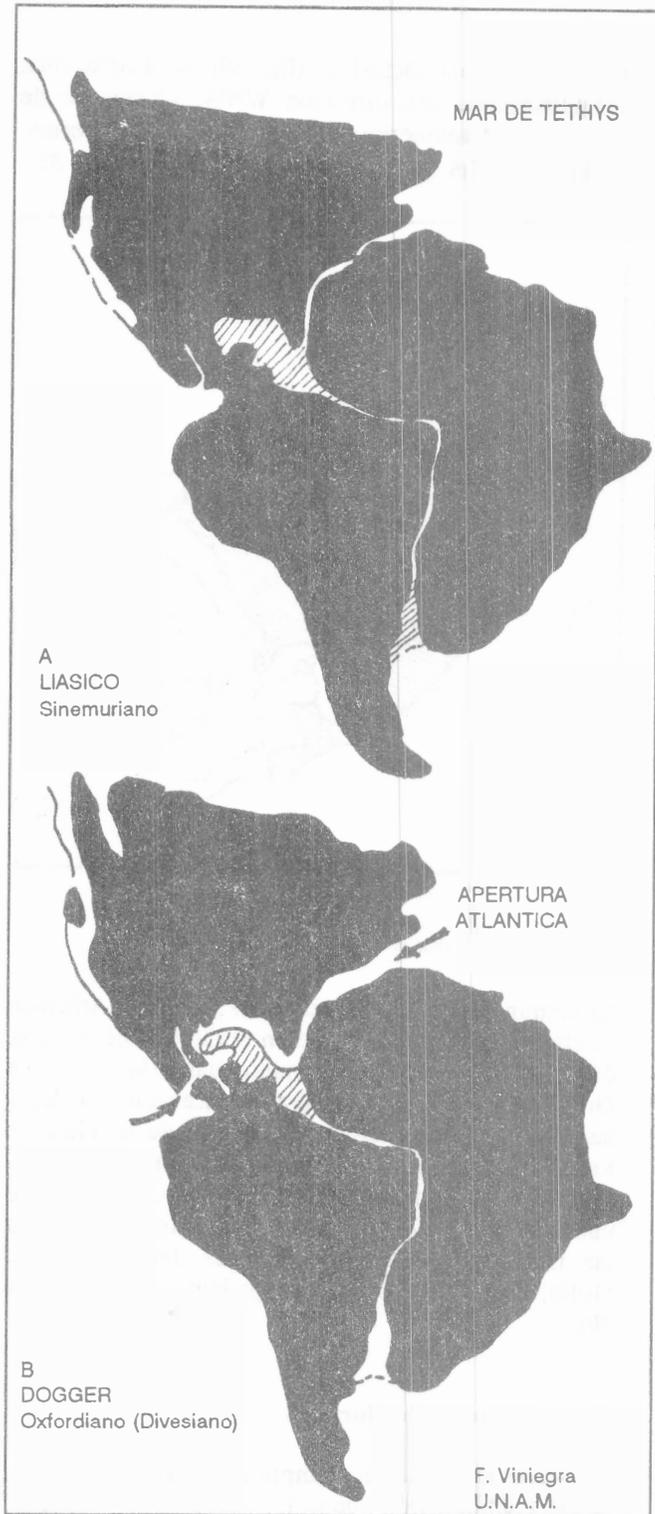


Figura 36
Paleografía Mesozoica

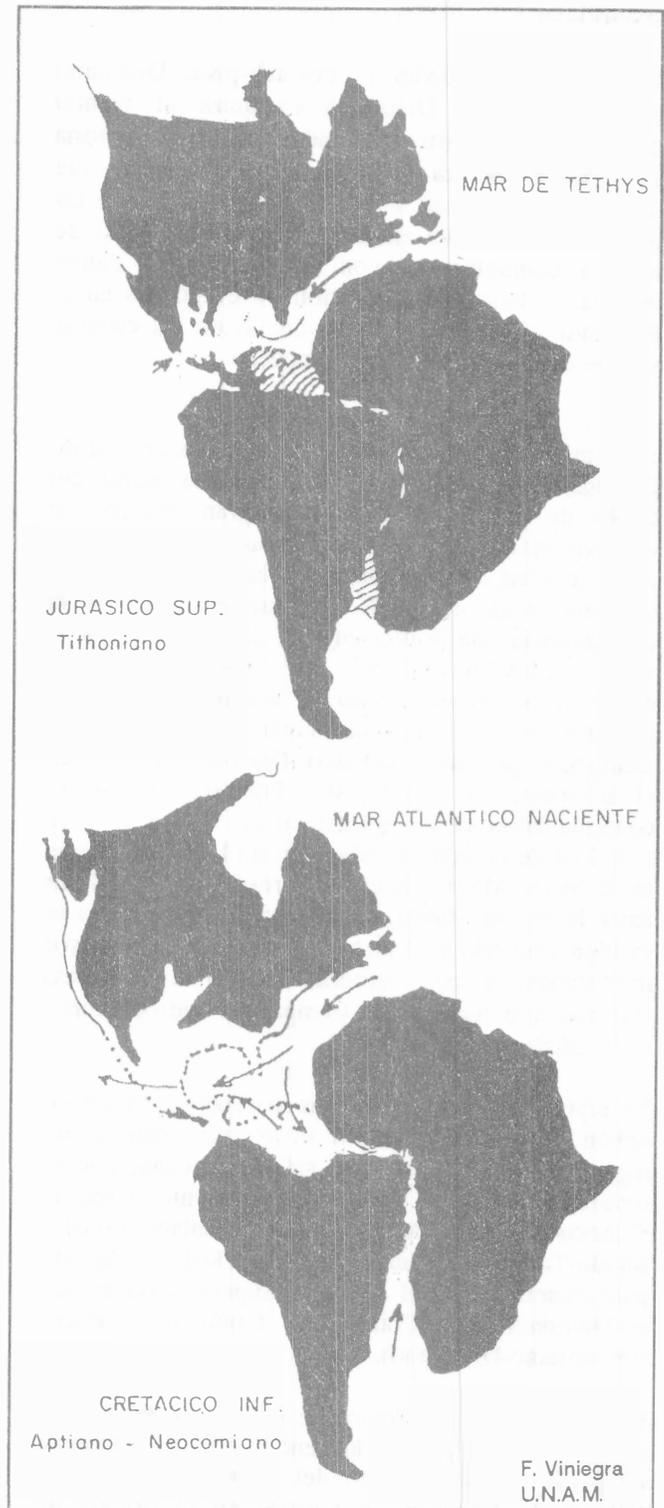


Figura 37
Antiguo Continente de Gondwana

Oxfordiano

El Oxfordiano se divide en dos sub-pisos: Divesiano y Argoviano. El Divesiano es quizá el tiempo geológico de mayor trascendencia en la historia geológica mesozoica de México, la razón es que fue precisamente en este sub-piso geológico, cuando los mares del Atlántico incursionaron en el Golfo de México, conjuntamente con los del Pacífico, dando lugar a la mayor concentración de evaporitas en él formando las potentes masas de sal en las cuencas salinas de Louisiana y de Campeche.

La primera se extiende, desde los estados del sur de Estados Unidos, hasta la cuarta parte norte del Golfo de México y es por el gran número de diapiros salinos que se han formado, en la plataforma marina de Louisiana, que la ha transformado en una zona rica en hidrocarburos. En igual circunstancia está la otra cuenca, denominada por el autor CUENCA SALINA DE CAMPECHE*, que desde el centro del Golfo de México (fig. 39) se prolonga hacia el sur, bajo la plataforma marina de Campeche, penetra a Tabasco, Chiapas y termina en el nor-oeste de Guatemala. Por el suroeste se continúa hacia el sur del estado de Veracruz desde la latitud de Soledad Doblado, hasta las estribaciones de la Sierra Madre Oriental, bordeándola por el sur hasta la región ístmica. Su potencialidad petrolera es ya bien conocida y el factor determinantes de mayor importancia a esta riqueza, aunado a las rocas clásticas que forman las trampas de hidrocarburos, es la misma sal subyacente.

La hipersalinidad de las aguas marinas del Atlántico deben haber avanzado por el estrecho mar dando lugar a la serie de cuencas salinas de edad, que se remontan como se señaló anteriormente desde el Triásico Tardío en Agadir, hasta el poblado Jurásico Medio-Tardío en Cuba y sur de Florida. (fig. 36) para penetrar en el Jurásico Superior (Oxfordiano-Divesiano), al Cratón del Golfo de México (Oxfordiano-Divesiano).

Esta secuencia cronológica de formación de cuencas salinas, localizadas, por lo general, en el nor-occidente de Africa y norte del Caribe, así como el sistema de fracturas de colapso en el oriente de Norteamérica y sal en Nueva Escocia, Canadá, indican que Norteamérica, México, Guatemala, Hondu-

ras y Nicaragua inclusive, (fig. 38) se desplazaban conjuntamente, con dirección WNW. alejándose de Africa y de Sudamérica; Africa y Sudamérica permanecerían unidas hasta el final del Jurásico (fig. 37).

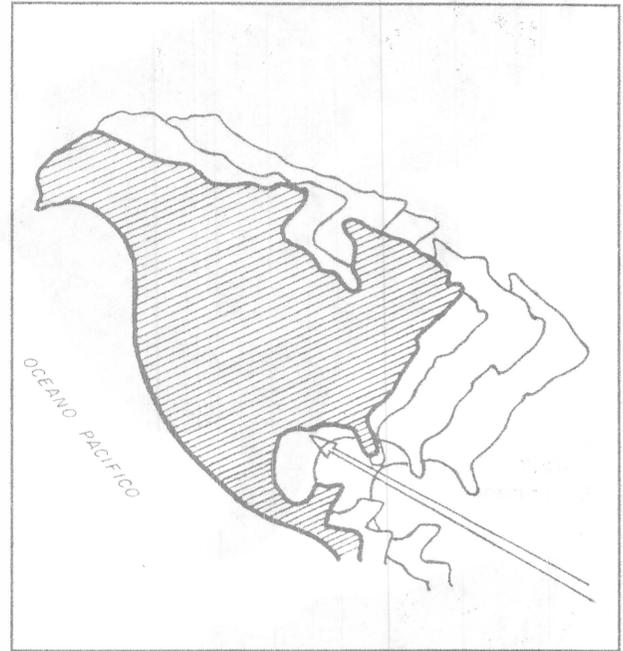


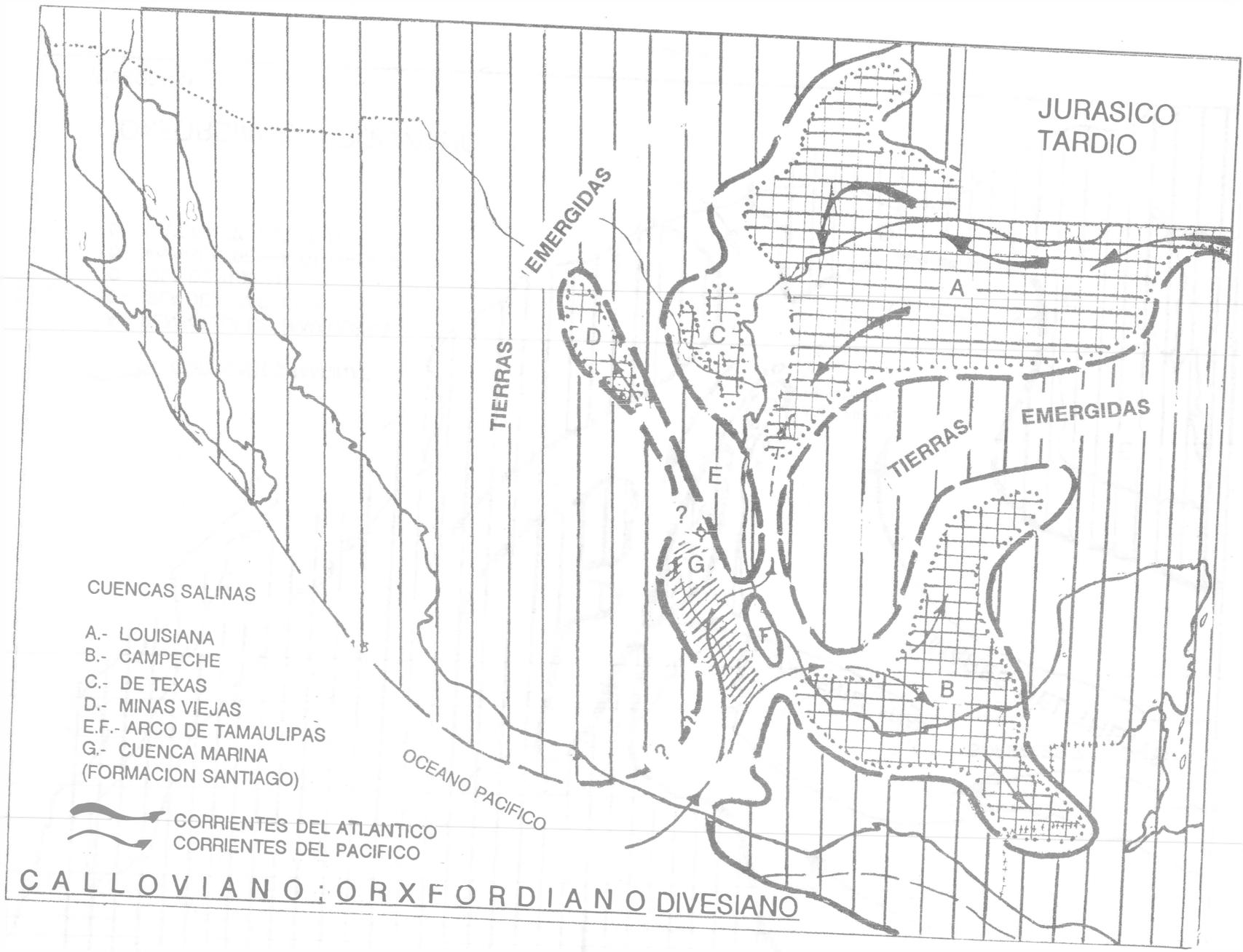
Figura 38
Deriva de Norte América al W-NW

La comunicación entre los océanos Pacífico y Atlántico se efectuó más ampliamente en el Oriente de México, durante el Oxfordiano-Argoviano, cuando la cuenca del Golfo de México, se hundió más, alcanzando a llegar las aguas de este nuevo mar más allá de la mitad de los estados de Texas, Louisiana Mississippi, Alabama y nor-oeste de Florida, en los E.E.U.U.. En México cubría gran parte del estado de Tamaulipas e inundaba las tierras marginales occidentales del Cratón del Golfo, formando el Archipiélago Huasteco (figs. 37 y 40).

Cuencas salinas del Jurásico

Las cuencas salinas más importantes, por sus dimensiones continentales, que se formaron en el Continente Norteamericano durante el Jurásico Medio Tardío al Jurásico Superior Temprano fueron: la Cuenca Salina de Louisiana y la de Campeche. Estas dos cuencas se ubican sobre el Antiguo Cratón del Golfo

(*) - "Great Carbonate Bank of Yucatán, Southern Mexico". F. Viniestra, 1980.



CUENCAS SALINAS

- A.- LOUISIANA
- B.- CAMPECHE
- C.- DE TEXAS
- D.- MINAS VIEJAS
- E.F.- ARCO DE TAMAULIPAS
- G.- CUENCA MARINA (FORMACION SANTIAGO)

 CORRIENTES DEL ATLANTICO
 CORRIENTES DEL PACIFICO

JURASICO TARDIO

TIERRAS EMERGIDAS

TIERRAS EMERGIDAS

OCEANO PACIFICO

CALLOVIANO; ORXFORDIANO DIVESIANO

Figura 39

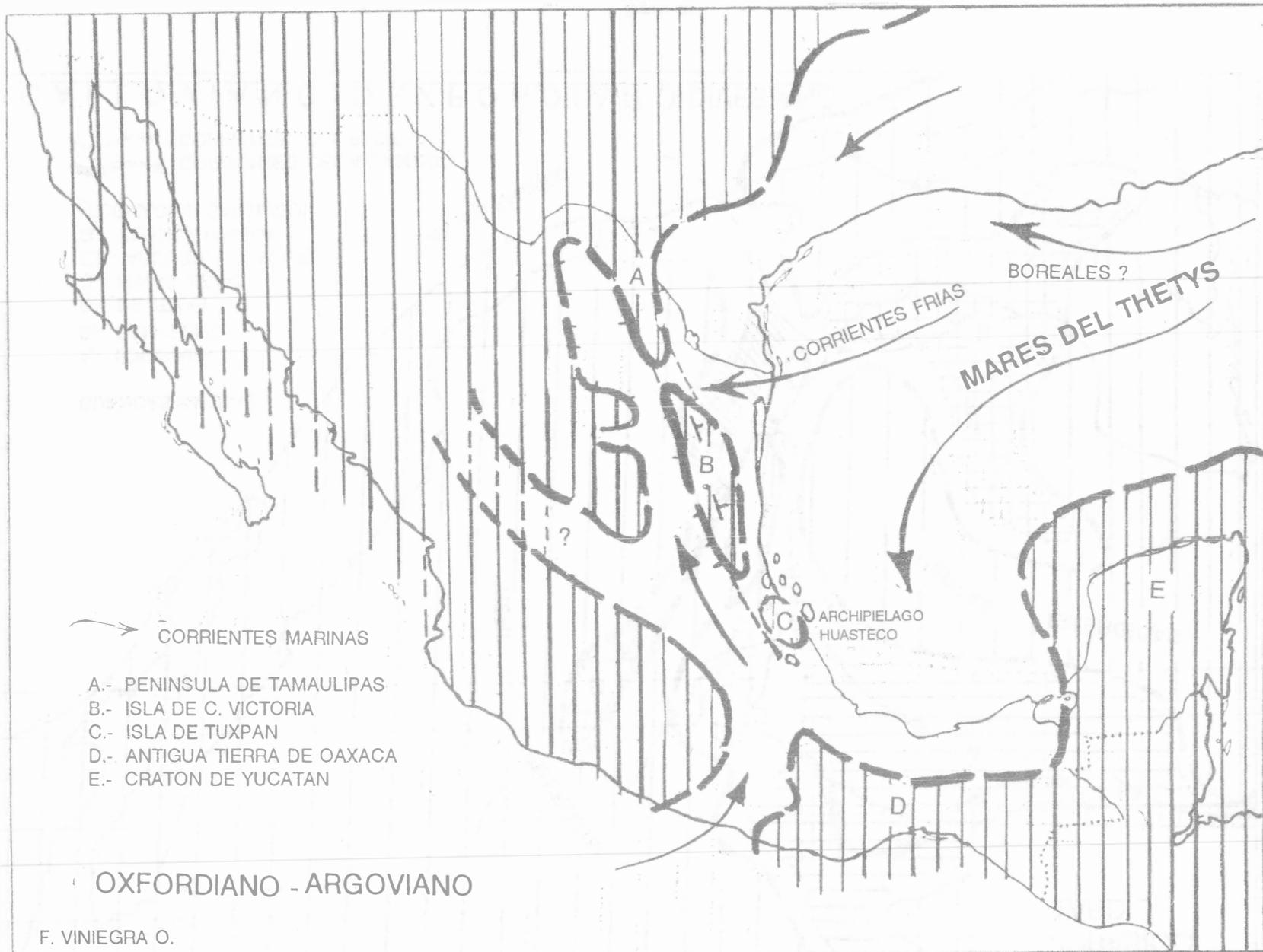


Figura 40

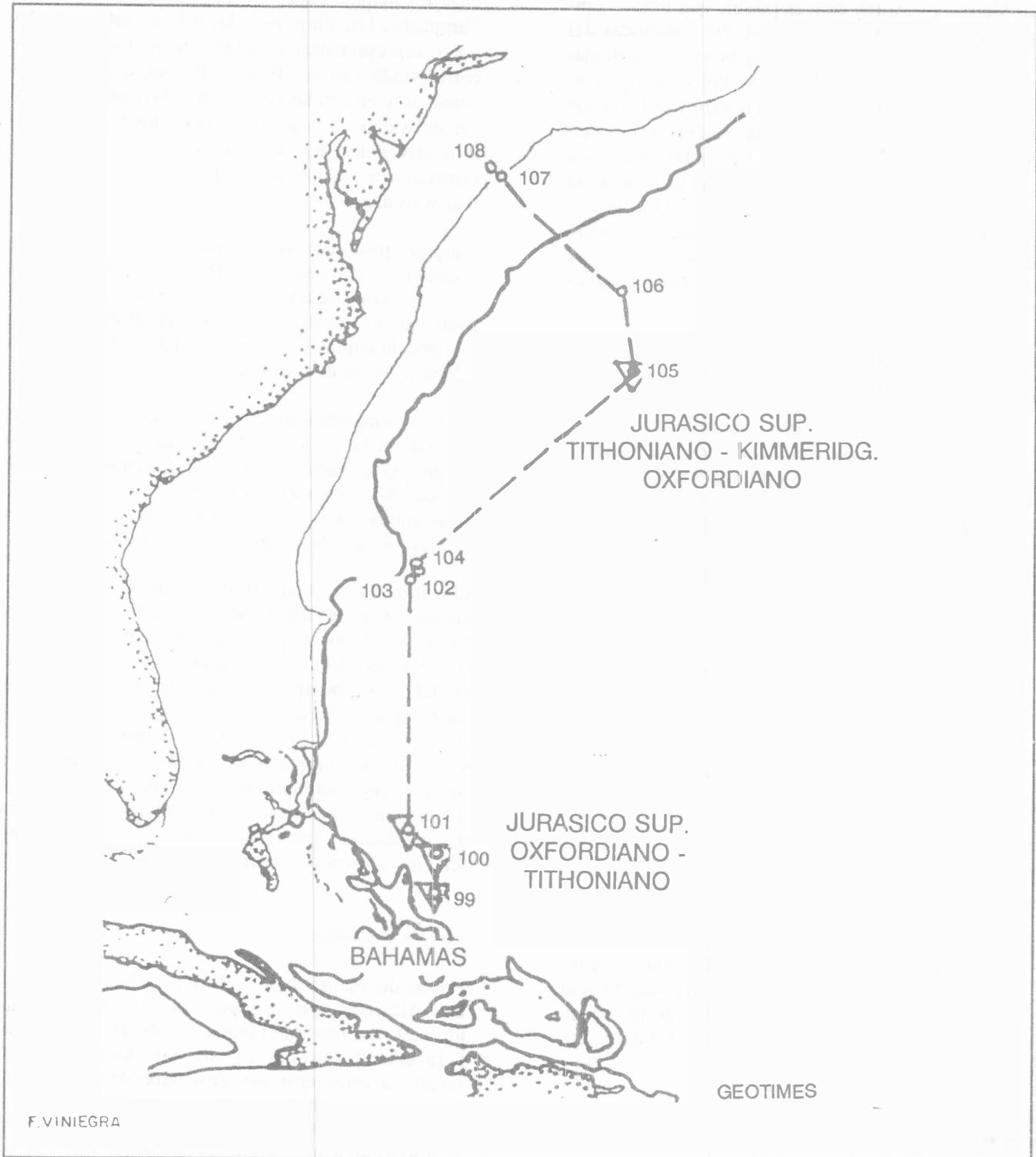


Figura 41
Perforación profunda en el mar, costas atlánticas -
G. Challenger 1970

de México y su formación es posible que haya tenido lugar cuando las tierras antiguas Pre-Cámbricas del Cratón, habían quedado fuertemente erosionadas durante parte del final de la Era Paleozoica y principios de la Era Mesozoica, y los mares del Océano Pacífico como los del Océano Atlántico hicieron irrupción en esas tierras desgastadas que por conservar aún algo de su perfil dómico, pudieron almacenar en sus flancos las aguas hipersalinas invasoras que fueron precipitando sus sales de cloruro de sodio y yeso a través de millones de años que duraron estas condiciones fisiográficas y climatológicas desérticas.

La Cuenca de Louisiana la mas grande de las dos, cubrió una extensión que comprendió el sur-oeste de Texas, (fig. 39 A y C) Louisiana sur de Mississippi y sur-oeste de Alabama y gran parte del territorio norte del Golfo de México. La Cuenca de Campeche⁽¹⁾ comprende los límites norte y poniente de Guatemala, los estados de Chiapas y Tabasco, el sur del estado de Veracruz, gran parte del territorio sur del Golfo de México hasta proyectarse, en forma de una angosta franja, al centro de dicho golfo y terminar en la región del Sigsbee Knolls. (fig. 39 B).

Adicionalmente a estas cuencas salinas jurásicas está la Cuenca Salina de Minas Viejas (fig. 39 D) en el estado de Coahuila que fue una extensión nor-oeste de la paleocuenca sedimentaria marina que comprendía los estados de Hidalgo, Querátaro y San Luis Potosí; extensión que se formó probablemente durante el Calloviano.

Los movimientos de hundimiento del Cratón del Golfo acentuándose hacia el centro no solamente originó una gran cuenca en el Jurásico Superior y Cretácico Inferior (Golfo de México) sino que deben haber provocado gigantescos deslizamientos, por gravedad hacia el centro de la cuenca, de las enormes masas de sal, tanto de la de Louisiana como de la de Campeche. Estos movimientos de deslizamiento debieron haber sucedido desde final del Jurásico hasta el Cenozoico.

Petróleo

La máxima acumulación de petróleo que se ha encontrado en México ha sido dentro del área que comprende la Cuenca Salina de Campeche y que se realizó en 1971 a 1976. Provincia geológica que

incluye Chiapas, Tabasco y la plataforma marina de Campeche. Los diapiros o intrusiones salinas en las rocas suprayacentes generadoras de hidrocarburos correspondientes al Jurásico Kimmeridgiano-Tithoniano, así como en las calcarenitas, brechas y derrumbes derivadas de la destrucción de los bordes calcáreos arrecifales del Cretácico que propiciaron a la formación de magníficas trampas a la migración de los hidrocarburos.

Durante tres cuartos de siglo, se explotaron los yacimientos de petróleo acumulados en rocas del Mioceno por acción de los diapiros o intrusiones salinas en el sureste de México y en lo que entonces se conocía como "La Cuenca Salina del Istmo" hoy "Cuenca Salina de Campeche".

En esta forma transcurrió la evolución del Oxfordiano, el cual en la parte del Divesiano, los cuerpos de evaporitas se interdigitaron con los lechos rojos en el NE con la "Formación Cahuasas" y sus equivalentes cronológicos en el sureste, en Chiapas y noroeste de Guatemala, con la Formación "Todos Santos".

El continente Norteamericano y Nortecentroamericano, de climas desérticos, hacia la actual vertiente del Golfo de México, pasó de un ambiente general semidesértico a húmedo caliente. Pero lo más trascendental de este tiempo o piso geológico, fue la comunicación que se estableció entre el Océano Atlántico con el Océano Pacífico, a través del territorio mexicano y que dió origen a la formación del Golfo de México, cuyo hundimiento continuaba provocando que los límites de este nuevo mar, alcanzaran regiones del continente, que únicamente la transgresión del final del Mesozoico, lograron superar.

Cuba y el Caribe.

Habiendo analizado la evolución de la "abertura del mar Atlántico", que se originó en el norte y continuó, abriéndose a través del transcurso del Jurásico Medio y Jurásico Tardío basal (Calloviano-Oxfordiano), es razonable considerar que estos mares de escaso tirante de agua, probablemente durante el Bajociano a Calloviano basal, dieron, por sus condiciones poca profundidad, e hipersalinidad, a formar una Cuenca Evaporítica en el norte de Cuba (fig. 31) y sur de la Florida.

(1) Nombre dado por el autor. 1981.

En esta gran isla del Caribe, se encuentra una potente sedimentación de rocas clásticas y calizas que en ciertas áreas, el metamorfismo las ha cambiado a mármoles, areniscas, cuarcitas, filitas, gneises, esquistos, etc. La litología de esta potente columna sedimentaria, cuyo espesor se le calcula de más de 11,400 m, así como el metamorfismo y tectónica de volcamiento de pliegues o pliegues recostados, con fallas inversas, y derrames volcánicos e intrusivos, recuerdan la evolución de un eugeosinclinal, la secuencia de rocas sedimentarias que lo conforman se encuentran intrusionadas por pegmatitas y otros tipos de rocas ígneas.

Las características litológicas del Jurásico Superior de Cuba, así como el tipo de orogenia que la conforman, hace difícil establecer su completa cronoestratigrafía y refirla a la historia geológica de Centro o Sudamérica. Las formaciones sedimentarias, grupo San Cayetano, parecen comprender desde el Triásico hasta el Kimmeridgiano con el espesor antes ya señalado de 11,400 m. Las amonitas encontradas en la parte superior, entre las concreciones de las filitas de origen marino de este grupo y estudiadas por R. W. Imlay, las sitúan en el Oxfordiano-Argoviano y probablemente en la parte basal del Kimmeridgiano. Esta columna sedimentaria marina fue depositada en forma de arenas, arcillas y lodos calcáreos. Los sedimentos clásticos podrían haber provenido del antiguo Traspais situado en aquel entonces, en el sur, probablemente cuando América del Sur se encontraba unida a Guatemala y Honduras (fig. 42). La orogenia y metamorfismo aconteció durante la mitad correspondiente al Jurásico Superior.

El argumento que estableció R.W. Imlay, sobre la ubicación de la fuente de suministro, que se sitúa en una región al sur de la isla, se observa lógico ya que en ese mismo tiempo geológico necesariamente debieron ser tierras emergidas correspondientes al territorio norte de América del Sur (figs. 31 y 42) contrario a la teoría de otros geólogos de que esta región fue siempre mar y parte del Océano Atlántico.

A Guatemala, Honduras y el Salvador, lo conforman rocas de carácter metamórfico de edad Pre-Cámbrico y Paleozoico Temprano; la similitud que guardan estas rocas regionalmente, con las que se encuentran en los estados de Guerrero y Oaxaca en México, han forjado la teoría de que aquella región de Centroamérica se desprendió del sur de México por acción de esfuerzos cortantes generados al desplazarse y

separarse Norteamérica y Sudamérica, quedando rezagada la fracción que hoy integran a los países arriba citados (fig. 42). De haber acontecido este fenómeno cortical, se tendría que ubicar a esta parte de Centroamérica, al sur de la región ístmica en virtud de que los mares del Jurásico Inferior y Medio, transgredieron precisamente a través del sur del estado de Oaxaca, como ya se mencionó líneas arriba. Anterior a este tiempo de movimientos y ajustes continentales, en el norte de Sudamérica y extremo occidental de África, más o menos a la latitud de Sierra Leona y Liberia, y hacia el extremo oriental de Yucatán, se formaba la depresión o fosa, que más adelante constituiría el Eugeosinclinal Antillano (figs. 31 y 42). Esta fosa fue primeramente azolvada por sedimentos clásticos de origen continental y restos de plantas (Triásico Tardío), arenas de cuarzo y limolitas, alcanzando un gran espesor. Más adelante durante el final del Jurásico Medio y principios del Jurásico Superior, en el norte de esta cubeta (fig. 31) ya en proceso de levantamiento, por acción de la orogenia, la gran fractura atlántica, que ya había dado anteriormente origen a una segunda cuenca evaporítica frente a la región occidental de Senegal en África, formaba otra nueva invasión marina sobre las tierras desérticas orientales del Cratón del Golfo de México y hacia el sur de la actual península de la Florida.

Los mares primigenios atlánticos, en esta porción paleocontinental antillana, con niveles inferiores al mar que la invadía, y en condiciones climáticas desérticas, favorecía la precipitación de evaporitas. Estos precipitados de sal y yesos más adelante, durante la "Orogenia Antillana" que aconteció al final del Jurásico, facilitarían a que el sistema de pliegues y fallas inversas se hiciesen más frecuentes y complicados. Al finalizar el período Jurásico, los mares que alcanzaron a inundar finalmente el Cratón del Golfo de México, al haberse ampliado la Abertura Atlántica, dejaron colmado de sedimentos marinos, la fosa antillana correspondientes estos en edad al Kimmeridgiano, como ya se mencionó líneas arriba.

De acuerdo con lo anteriormente expuesto, la isla de Cuba y Santo Domingo, especialmente la primera, encierra un particular complejo sedimentario oscurecido por el metamorfismo que sufrieron las rocas al plegarse y ser intrusionadas posteriormente por cuerpos ígneos; los movimientos del Traspais se efectuaron con dirección Sur-Norte, los plegamientos de traslape con fallas inversas, obviamente están dirigidos hacia el norte predominantemente.

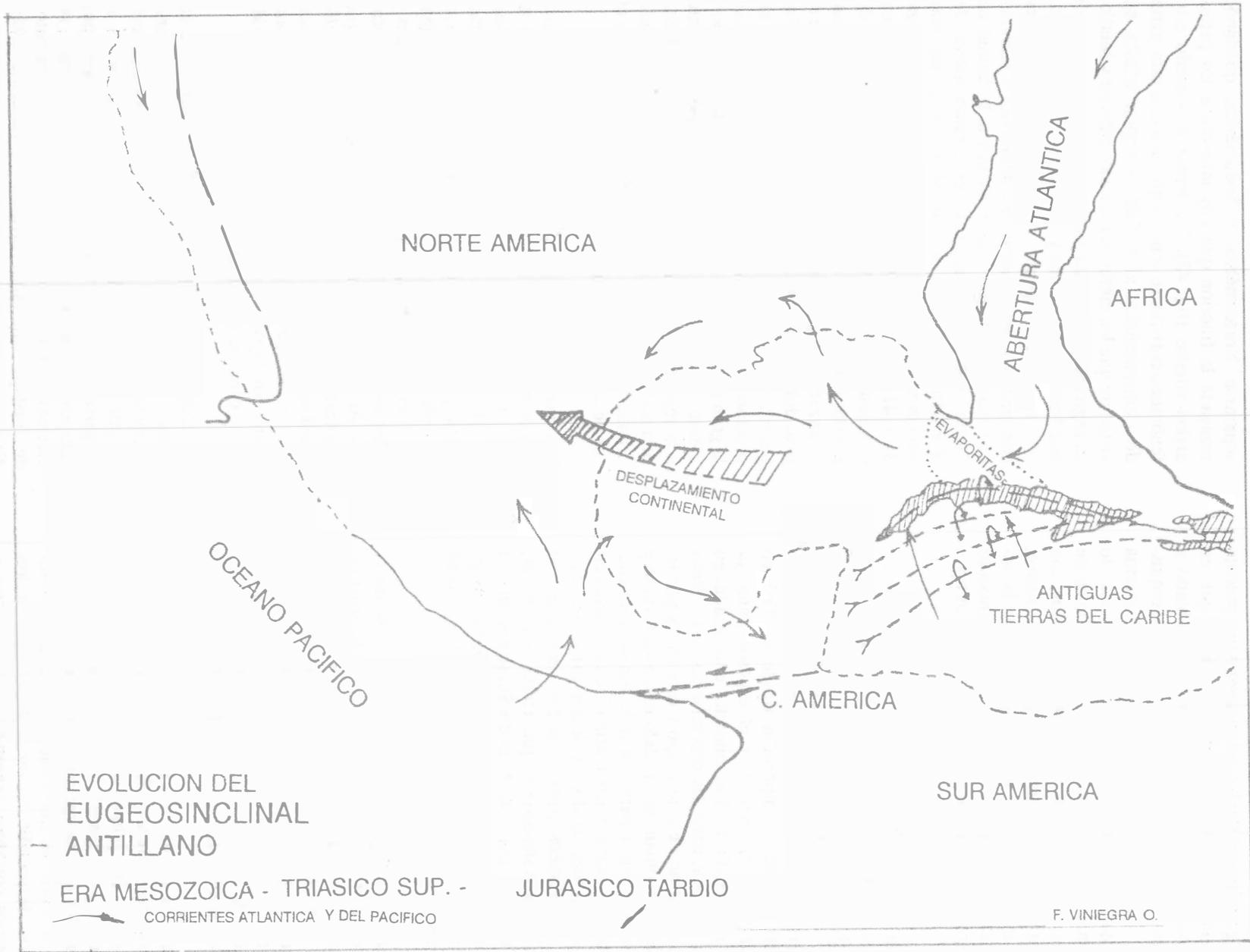


Figura 42

La evolución del Eugeosinclinal Antillano marcó el límite de avance de los mares Atlánticos correspondientes al período Jurásico en su camino hacia el sur, de manera que el norte de Colombia y Venezuela y de hecho, todas las costas orientales de Sudamérica, como las occidentales probablemente desde Leona hasta Namibia en el suroeste de Africa, quizá no fueron inundadas por aquellos mares y por consiguiente no debe existir sedimentación marina de aquel período Mesozoico en las áreas marginales continentales de esos continentes meridionales, sus representantes en tiempo deben corresponder a rocas de origen continental.

El Oxfordiano, con sus características sedimentarias y litológicas en la isla de Cuba, debe ser similar en muchos aspectos al de la península de Yucatán donde se encuentra subyaciendo al Jurásico Superior, Kimmeridgiano-Tithonianoy en términos más precisos, al Divesiano que aflora y subyace en el área perimetral del golfo o sean los depósitos continentales de colores abirragados con areniscas de cuarzo y limolitas interdigitándose ocasionalmente con evaporitas.

El tiempo de desarrollo y depósito de la Formación Smackover, del Oxfordiano Superior (Argoviano), señala la primera gran inundación de las tierras del golfo y a este fenómeno debe estar vinculado el movimiento de separación continental con un mayor volumen del mar que penetró de norte a sur por la abertura atlántica (fig. 43). El hundimiento persistente del Cratón del Golfo, que se había transformado en una gran cuenca, originó un mayor aporte o flujo de aguas provenientes del Océano Pacífico a través de sur y centro de México (fig. 40).

Con todo lo anterior expuesto se puede alcanzar o tener una visión clara de como nació y evolucionó el Golfo de México, de ser inicialmente tierras de edad Pre-Cámbrica, formando parte integrante de Norteamérica y México, hasta lentamente ir desapareciendo, por hundimiento durante el Jurásico Superior, bajo mares someros que las invadieron primeramente por el oeste (Calloviano) y después por el oriente y poniente (Oxfordiano). Así es posible que quedó marcado uno de los episodios más dramáticos del período Jurásico en el continente Norteamericano, como resultado de la expansión del manto oceánico, naciendo la Dorsal Meso Atlántica y originando la deriva de Norteamérica hacia el W-NW de su antigua posición en el

Continente de Gondwana e incluso de la PANGEA o continente global que incluía a todos los continentes actuales.

En los estados del sur de los Estados Unidos, el Argoviano está perfectamente identificado con la Formación Smackover que R.W. Imlay *et al*, han descrito muy ampliamente sobre sus facies oolíticas así como los cuerpos de evaporitas asociados a aquellas y que tuvieron como fuente de generación, las tierras marginales en las planicies de marea.

En México, en la colindancia con Texas, la Formación Smackover se continúa a Tamaulipas con dirección SSE hasta el extremo sur del estado; su litología corresponde a cuerpos calcáreos-oolíticos, cuya distribución, en el Oxfordiano-Argoviano se hizo regionalmente, a lo largo de las actuales áreas que comprenden la Llanura Costera oriental del Golfo de México.

La presencia de estos cuerpos calcáreos que se forman atrás de los bancos arrecifales, en las áreas que se les denomina de supramarea, tiene actualmente un ejemplo vivo en las islas Bahamas. En México, en la región petrolera del norte de Veracruz, se localizaron estas rocas alrededor de una paleoisla, entre las décadas de los años cincuenta y sesenta y se le denominó facies "San Andrés", nominada así por el nombre del campo petrolero donde se descubrió. En ese lapso se siguieron descubriendo más paleoislas en tierra como en el mar frente a Tampico, designándole el autor a este archipiélago, "Archipiélago Huasteco" (fig. 40) por cubrir parte de ese territorio (fig. 45).

El piso geológico correspondiente al Oxfordiano-Argoviano, cuyos mares provenían del Atlántico y el Pacífico encontró, en las tierras que se hundían algunos obstáculos de tipo intrusivo y tectónico como el Arco de Tamaulipas, el incipiente domo o levantamiento del macizo grano-diorítico de Teziutlán y el granítico de Vega de la Torre en Veracruz.

El volumen de aguas marinas que transgredieron de oriente a poniente a México, provenientes del Atlántico vía Golfo de México, durante el Argoviano, produjo una inundación como nunca antes en el pasado había acontecido, los mares del Pacífico que tenían su entrada por el sur del país, desde el Liásico, se unieron finalmente con los del Atlántico.

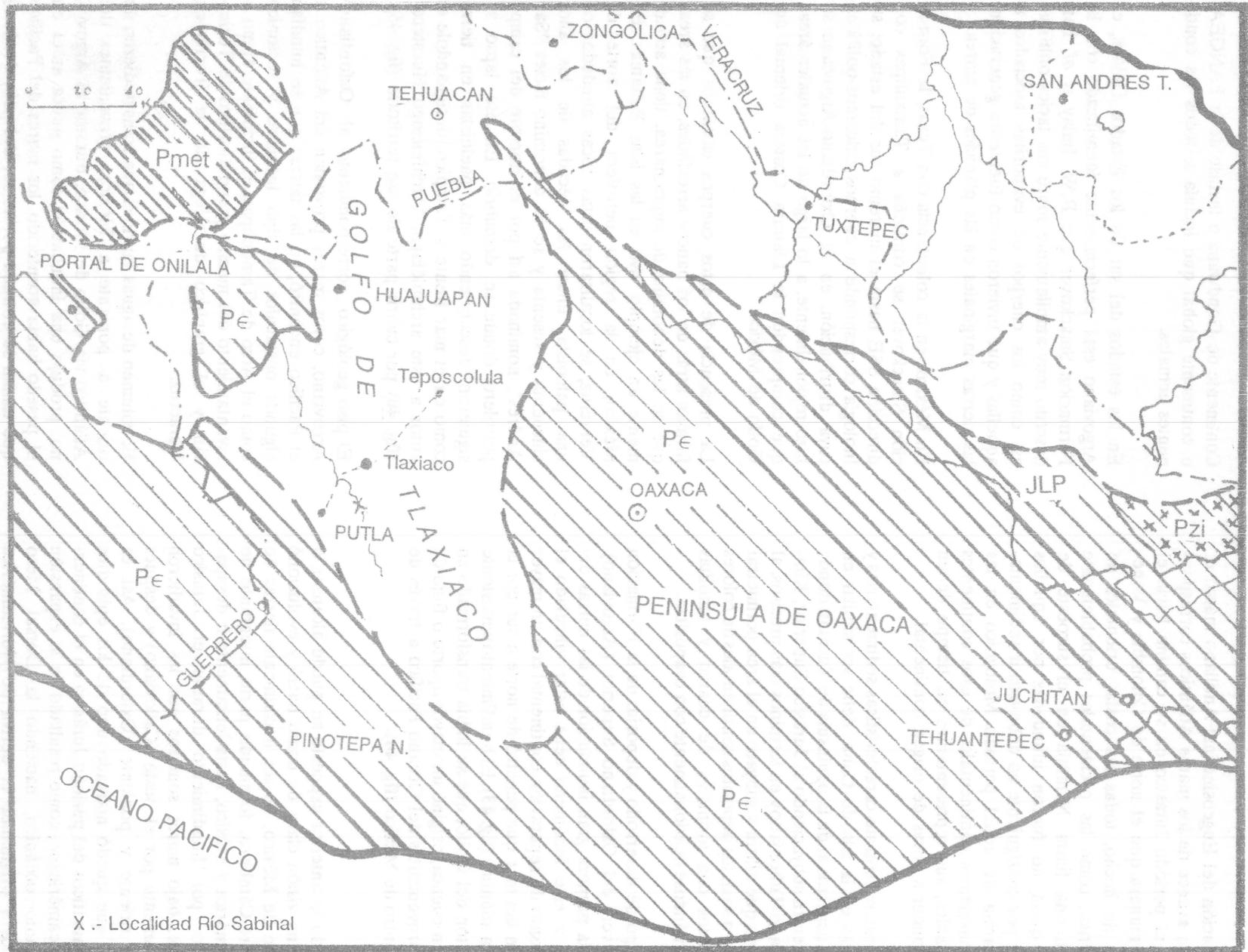


Figura 43
Palco-geografía del Jurásico-Oxfordiano-Argoviano

El ambiente sedimentario marino, de aguas ricas en carbonatos y bien oxigenadas de final del Oxfordiano, se continuó geográficamente, hasta el norte de Oaxaca, en el área de Tlaxiáco donde los bancos calcáreos de facies oolítica, parecen continuarse evolucionando hasta el Kimmeridgiano, al poniente del río Sabinal y sobre la carretera de Tlaxiáco a Nautla, aproximadamente en el kilómetro 80 (Fig. 43).

Es así que en este tiempo, durante el cual llegó a su fin el Oxfordiano, las facies calcáreas oolíticas de aguas muy someras y de mares epeíricos, se extendieron por el norte a lo largo de la periferia del Golfo de México. El panorama que ofrecía el territorio nacional, y sur de los Estados Unidos, era de un extenso mar mediterráneo cuyo extremo occidental lo delineaban golfos, penínsulas y archipiélagos (Figs. 44, 45 y 46) con comunicación al Pacífico a través de Michoacán el llamado "Portal del Balsas" de R. W. Imlay.

No se han encontrado evidencia de rocas sedimentarias marinas del Jurásico Superior en el área del Caribe, ninguna isla con excepción de Cuba, muestran que los mares del Jurásico Superior invadieron esta área, lo que puede ser testimonio de que la región Caribeña o del Caribe debió estar emergida y formar parte del extremo sur del noroeste de África y Norte de Sudamérica, como se indicó líneas arriba. En el extremo norte de Venezuela que es bañado por los mares del Caribe, las rocas de edad Jurásico, son sedimentos continentales. No han sido localizadas aún rocas de esa edad que hayan sido formadas en ambiente marino.

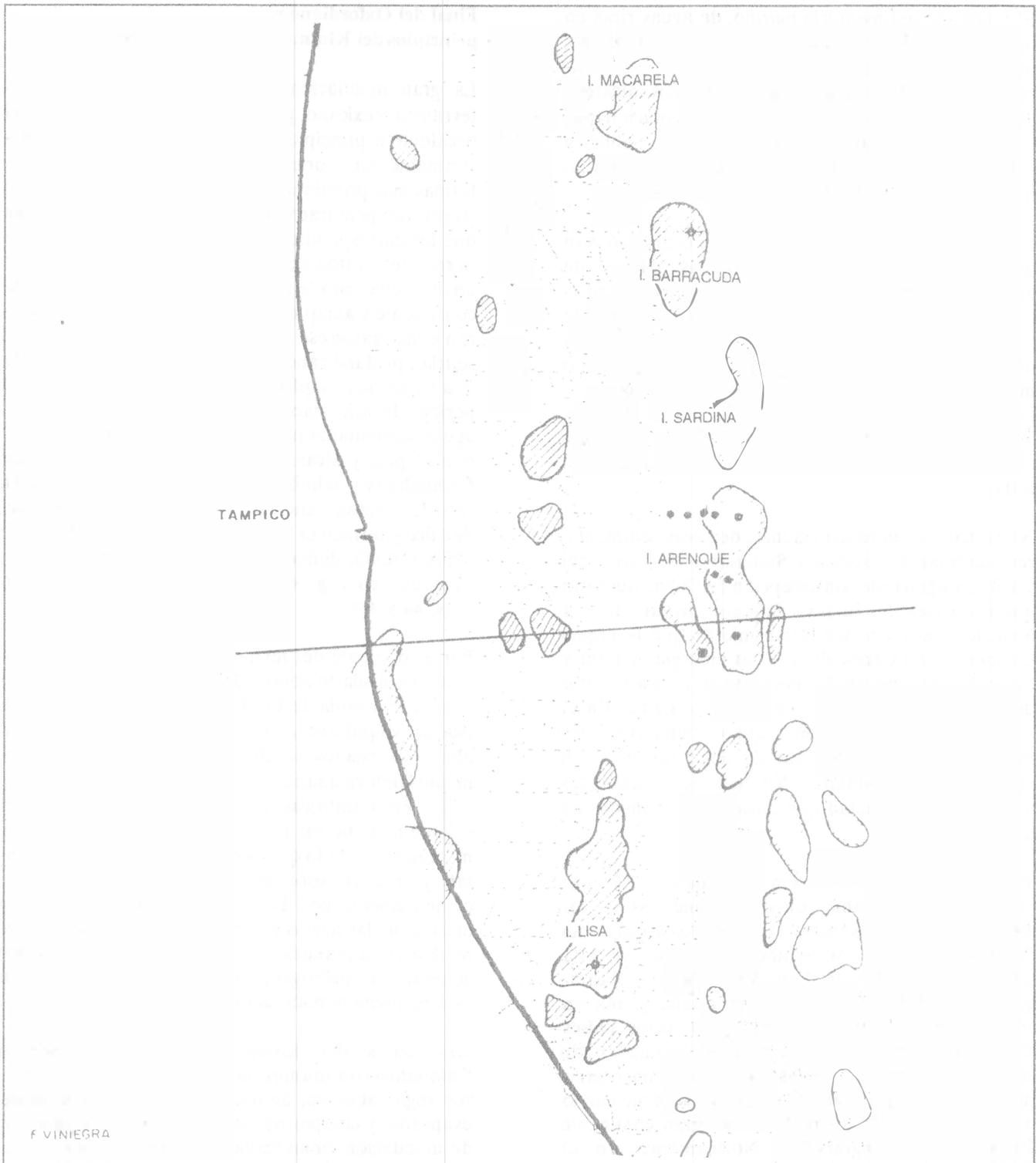
Es obvio, que si el Caribe era mar, cuando Cuba y el Golfo de México habían quedado inundados por los mares del Jurásico Superior, canalizados a través del Atlántico naciente, los sedimentos marinos de esta edad deberían estar presentes en Honduras, Nicaragua, Costa Rica, Panamá y Venezuela, y aún en África Norecuatorial. En ninguno de estos países Centroamericanos y Sudamericanos se ha encontrado superficialmente y en el subsuelo rocas sedimentarias marinas del Jurásico. Así tenemos, de acuerdo con lo antes expuesto, una clara visión del gran continente PANGEA desintegrándose. Norteamérica en el occidente, iniciaba su separación de África y Sudamérica, dando con ello lugar a que los mares del Tethys y de la zona boreal a través de la abertura atlántica, se unieran con los del Pacífico (fig. 46) cruzando por el sur de México.

Final del Oxfordiano y principios del Kimmeridgiano-Tithoniano

La gran inundación que se produjo a través del territorio mexicano, penetrando originalmente por el occidente a principios de la Era Mesozoica y posteriormente por el oriente y sur, dio lugar a delinear las formas más prominentes del territorio. Los mares del Argoviano penetraron más profunda y extensamente que los correspondientes al Divesiano. Las antiguas tierras del Cratón del Golfo de México ya no fueron un obstáculo para la invasión de las aguas del Atlántico naciente y aunque sus niveles de agua se extendieron e inundaron ese territorio, sus fondos submarinos se irían profundizando a través del Mesozoico y de la Era Cenozoica ampliando sus riveras. Así al final del período Jurásico nace el GOLFO DE MÉXICO y sus aguas, alimentadas por el Océano Atlántico, transgreden el país y alcanzan a llegar hasta la latitud de Chihuahua y Coahuila (fig. 46); por el sur se conjugan con los mares ancestrales intercontinentales del Pacífico y forman el MEDITERRANEO JURASICO MEXICANO, delineado en el oriente, por el Arco Tamaulipeco (fig. 46) y el Archipiélago Huasteco (figs. 44 y 45).

Por el poniente del territorio mexicano se tenían la gran Península de Sonora-Jalisco; el Golfo de Chihuahua, la Península de Coahuila, la Isla de Torreón, la Isla de Miquihuana, etc. Por el sur y en los que son ahora los estados de Guerrero y Oaxaca, probablemente conformaban una serie de islas constituidas por rocas Pre-Cámbricas y Paleozoicas, unidas por el oriente a las tierras también Paleozoicas de carácter metamórfico, de lo que hoy es la Península de Yucatán y que en esos pisos geológicos comprendía, conjuntamente con Belice y Honduras el extremo oriental de las tierras emergidas del territorio caribeño. Esto es a grandes rasgos y como una introducción general a la paleogeografía del Jurásico Tardío en esta pequeña porción del mundo.

Los mares del Kimmeridgiano, que inundaron Chihuahua con tirantes de agua relativamente someros regionalmente, dieron lugar a la formación de evaporitas y cuerpos oolíticos que atestiguan planicies de inundación enmarcadas posiblemente por cordones arrecifales. En las antiguas tierras del estado de Coahuila, los tirantes de las aguas marinas, fueron más profundos localmente debido a la paleotopografía de sus tierras, originando depósitos sedimentarios con cambio de facies.



F VINIEGRA

Figura 44
Archipiélago Jurásico, plataforma marina

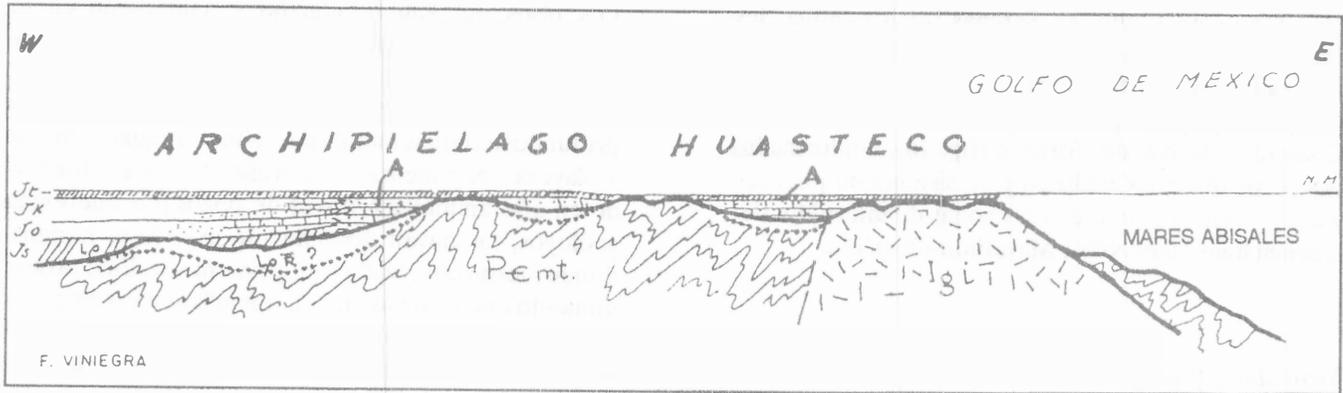
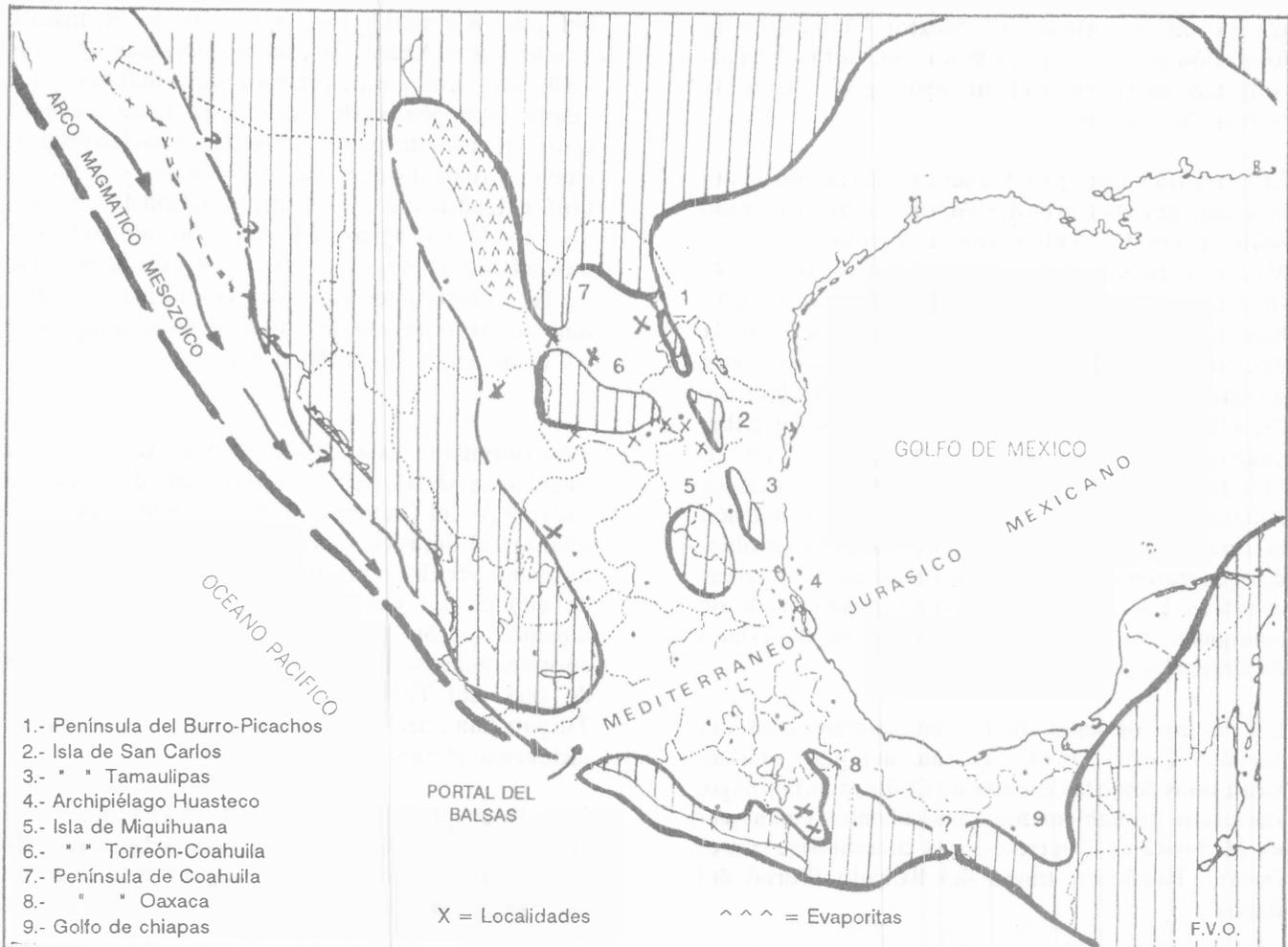


Figura 45
Sección A-B, A. Facies San Andrés



- 1.- Península del Burro-Picachos
- 2.- Isla de San Carlos
- 3.- " " Tamaulipas
- 4.- Archipiélago Huasteco
- 5.- Isla de Miquihuana
- 6.- " " Torreón-Coahuila
- 7.- Península de Coahuila
- 8.- " " Oaxaca
- 9.- Golfo de Chiapas

X = Localidades

^^^ = Evaporitas

F.V.O.

Figura 46

En el antiguo Golfo de Sabinas, en Coahuila, los mares del Jurásico Superior, canalizaron sus aguas hacia el Golfo de la Cuenca de Chihuahua a través del portal o paso que existió entre la Península de Coahuila y la Isla de Torreón (fig. 46), conformadas por rocas del Pre-Cámbrico y un sistema de pliegues y fallas correspondientes a las zonas de intermidos del Geosinclinal Paleozoico. Marathon-Ouachita.

Tithoniano (Fotografías 6, 7, 8 y 9)

Los períodos del final del Jurásico Superior señalan cronológicamente las etapas de inundación del oriente de Norteamérica, especialmente del Golfo de México, la Cuenca o Fosa de Cuba, oriente del país, por los mares atlánticos que canalizaban aguas del círculo Polar Artico y del Mar de Tethys e inundaban el Golfo de México durante el Tithoniano, dando lugar a formar cuencas euxínicas en las áreas perimetrales al golfo que posteriormente, serían las fuentes de generación del petróleo en México y también a la formación de las rocas fosfáticas del norte del país conocidas en la nomenclatura estratigráfica como la Formación "La Caja".

El territorio mexicano fue nueva y más ampliamente inundado por los mares del Tithoniano con dirección norte, hacia los límites con el estado de Nuevo México y extremo sur occidental de Texas, E.U.A. (Montañas Malone). Este Golfo Jurásico de Chihuahua quedó formado, en el occidente, por la plataforma de "Bavispe" o unidad geomorfológica formada de rocas metamórficas probablemente Pre-Cámbricas y que durante el Paleozoico había dado origen, conjuntamente con la plataforma de "La Florida" en Nuevo México, a formar la Cuenca Paleozoica de Pedregosa. A este evento de sumersión marino en aguas del Tithoniano de mares más profundos generaron una sedimentación de calizas y lutitas calcáreas. Las antiguas tierras paleozoicas quedaron emergidas en el oriente, norte y occidente del estado de Chihuahua.

Los límites de estos mares intracontinentales del Jurásico Tardío en el occidente del país, estaban localizados desde los Estados de Chihuahua, Durango, Zacatecas, probablemente Aguascalientes, Guanajuato, Michoacán y Guerrero hasta comunicarse con el Océano Pacífico a través del llamado "Portal del Balsas".

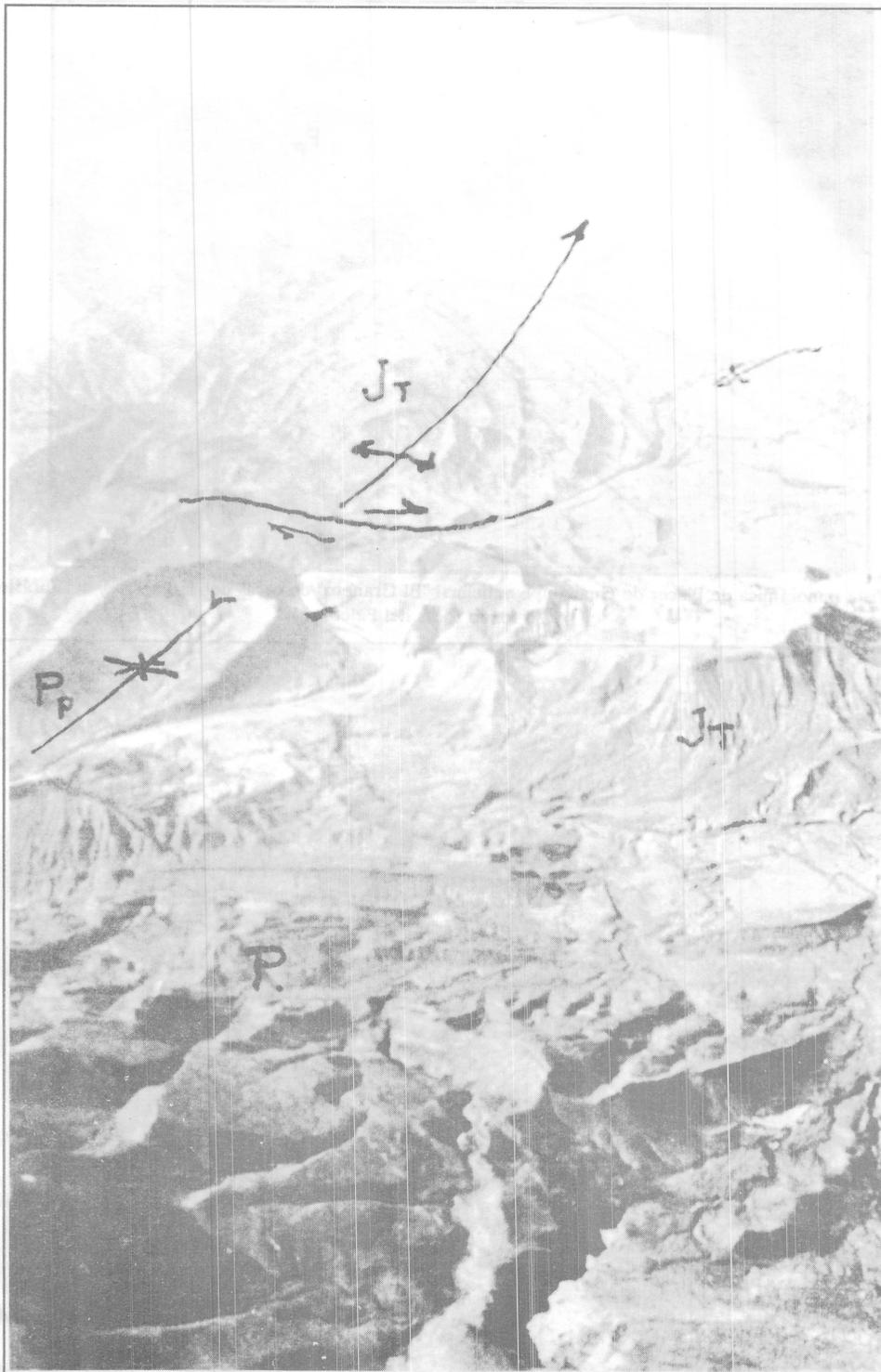
Los pisos del Kimmeridgiano y Tithoniano en el territorio mexicano, debido a sus cambios de facies, es decir de su litología sedimentaria en el sentido horizontal pasando de sedimentos calcáreos de mares profundosa sedimentos depositados en aguas someras a playera y continentales ha originado que lo observado en afloramientos a través de pozos por diferentes geólogos, los hayan denominado usando el nombre donde fueron observadas por primera vez. Este procedimiento que se sigue en la nomenclatura estratigráfica mundial a veces crea confusiones en los estudiantes, que se ven en la necesidad de designar las rocas de una misma edad, con diferentes nombres especialmente los geólogos que se dedican a la localización en el subsuelo de trampas de hidrocarburos.

La **Tabla XIII** es parte de la diferenciación de nombres estratigráficos ya que se refiere en forma exclusiva, al oriente y centro de México.

En la sección de la **fig. 47**, se trata de mostrar el final del piso Kimmeridgiano, o sea de la Formación Tamán y San Andrés; la primera, formada de rocas arcillosas y calcáreas desarrollando una sedimentación amplia, homogénea y de gran espesor, hacia la cuenca central jurásica del país; la segunda formación originada en un ambiente de aguas más calientes y de menos profundidad, la cual creó la precipitación de carbonatos, donde las aguas agitadas, con un constante movimiento de flujo y reflujó favorecían la creación de las concreciones calcáreas o cuerpos oolíticos, fenómeno claramente observado en las islas Bahamas y Cancún, en el Caribe Mexicano.

Posteriormente esta sedimentación calcárea tan singular, se haría extensiva a gran parte del territorio nacional; en el Cretácico Inferior, debido a que al finalizar el Jurásico, quedaron grandes islas; áreas formando zócalos o plataformas de rocas erosionadas de edades del Paleozoico y Pre-Cámbrico, cuyos tamaños fueron lo bastante grandes para formar enormes bancos calcáreos. Esos zócalos o plataformas de final del Tithoniano son: La de Yucatán, de Tuxpan, San Luis Valles, Coahuila y la de La Florida, incluyendo el banco de las Bahamas.

La paleogeografía del país, cuando llegó a su ocaso el período Jurásico, había variado, ya que la inundación con mares más profundos, cubría y/o dividía penínsulas y ampliaba golfos y bahías.



Fotografía 6

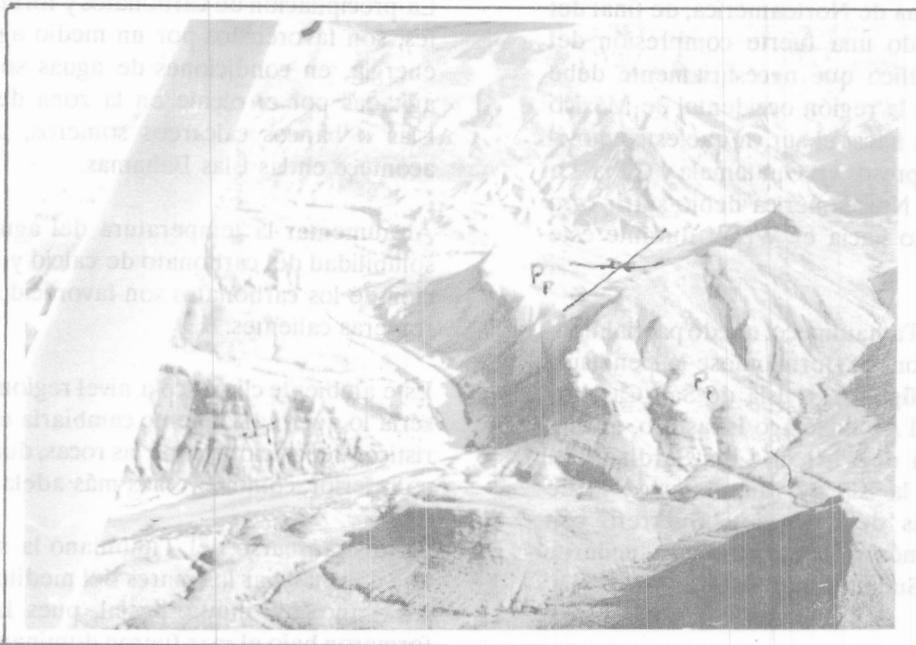
Vista panorámica al oriente del campo sedimentario y tectónico Paleozoico-Jurásico tardío.
Area placer de Guadalupe, Chih.



Fotografía 7 Vista panorámica de Placer de Guadalupe anticlinal "El Granero" en rocas del Tithoniano, del Jurásico Superior. Al fondo rocas del Paleozoico.



Fotografía 8 Río Conchos. Presa "El Granero" Chihuahua Brechas de la base del Tithoniano. El Granero, Chihuahua.



Fotografía 9

Vista aérea hacia el oriente de la región de "Placer de Guadalupe" con el Río Conchos cruzándola.
 A la derecha, sinclinal en rocas del pérmico; a la izquierda, sinclinal de rocas sedimentarios marinos del Jurásico Tithoniano.

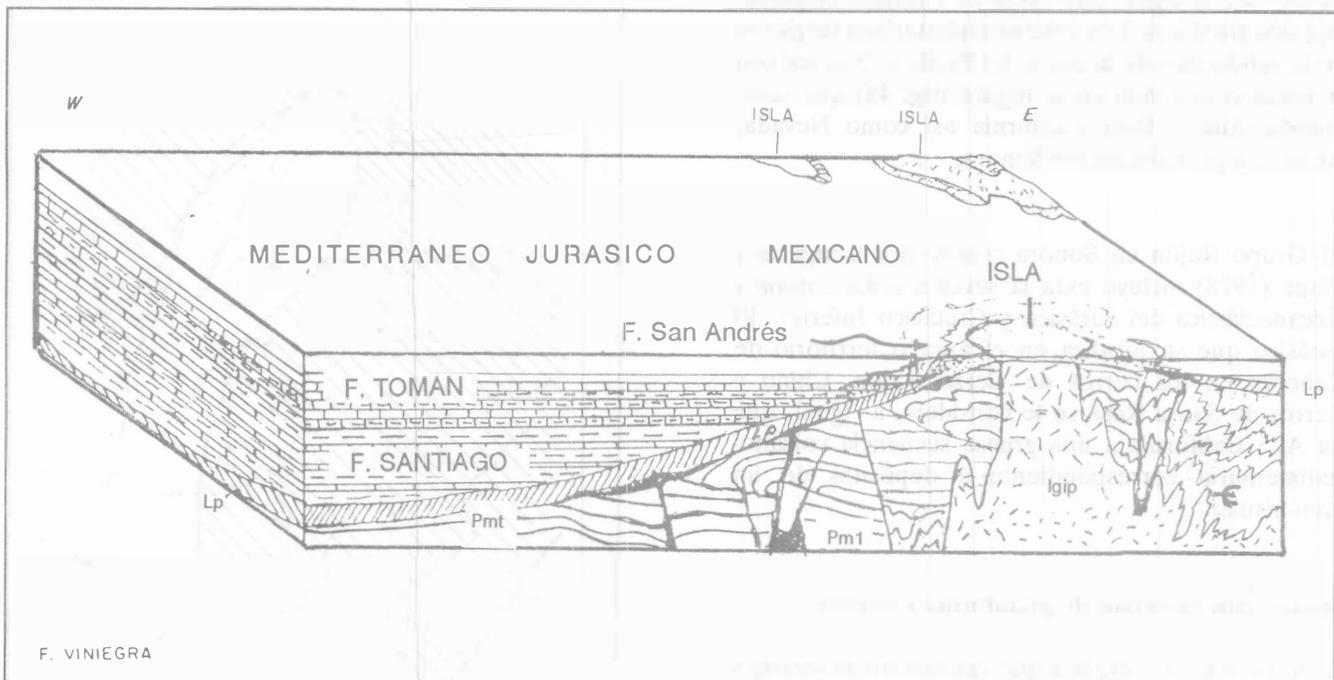


Figura 47

La orogenia Nevadiana de Norteamérica, de final del período había causado una fuerte compresión del Geosinclinal del Pacífico que necesariamente debe haber repercutido en la región occidental de México y probablemente más hacia el sur ya que estos movimientos quedaron impresos en Guatemala y Cuba. La placa continental de Norteamérica debió sufrir otro fuerte desplazamiento hacia el WNW durante este tiempo (fig. 43).

La Península o Arco Tamaulipeco, quedó parcialmente sumergida y seccionada, formándose la península del Burro-Picachos (fig. 44), la isla de San Carlos y la de Tamaulipas; del Archipiélago Huasteco, quedaron emergidas la isla de Tuxpan, Lisa, Sardina, etc. (fig. 44) y el norte, la isla de Miquihuana y la de Coahuila. Las tierras de Oaxaca y Guerrero con Chiapas y Centroamérica septentrional quedaron emergidas unidas a Sudamérica y ésta a África (fig. 42).

Al disturbio Nevadiano, que en el occidente de Estados Unidos y en el Jurásico Tardío tuvo una fuerte reactivación magmática de carácter básico con apilamientos de este material de más de 800 m, de espesor, le siguió otra etapa de enormes emplazamientos graníticos. Los volcanes submarinos surgieron de la subducción de la placa del Pacífico Oriental con la placa continental en la región (fig. 46) que comprende Alta y Baja California así como Nevada, Arizona y probablemente Sonora.

El Grupo Rajón en Sonora creado por Longoria y Pérez (1978) incluye toda la sección sedimentaria y volcanoclastica del Jurásico y Cretácico Inferior. El Jurásico que se localiza en el área o territorio de Caborca en los cerros de Cerro Rajón, Chino y Cerros de Santa Rosa se le considera, a igual que en Alta California a una gruesa secuencia volcanosedimentaria correspondiente a depósitos de un arco-insular.

Sedimentos calcáreos de plataforma y cuenca

J. Wiley señala o explica que carbonatos moderno y corales se forman en aguas calientes de (>20 grados centígrados) dentro de los 30 de latitud del Ecuador y que la mayor parte de las calizas, dolomitas del Paleozoico-Mesozoico, arrecifes coralinos caen dentro de los 30 de latitud del paleo-ecuador.

La precipitación de carbonatos y formación de arrecifes, son favorecidos por un medio agitado o de alta energía, en condiciones de aguas someras, o áreas agitadas por el oleaje en la zona de barlovento de islas o bancos calcáreos someros, tal como ahora acontece en las islas Bahamas.

Al aumentar la temperatura del agua, disminuye la solubilidad del carbonato de calcio y así la precipitación de los carbonatos son favorecidos por las aguas someras calientes.

Este ambiente climático a nivel regional y continental, sería lo que radicalmente cambiaría el tipo y características deposicionales de las rocas, durante el Cretácico Inferior, como veremos más adelante.

En el transcurso del Tithoniano la sedimentación a que dieron lugar los mares del mediterráneo Jurásico Mexicano, fue muy especial, pues las rocas que se formaron bajo el mar fueron predominantemente arcillosas y de colores gris-oscuro o negro (Formación Pimienta) (figs. 48 y 49).

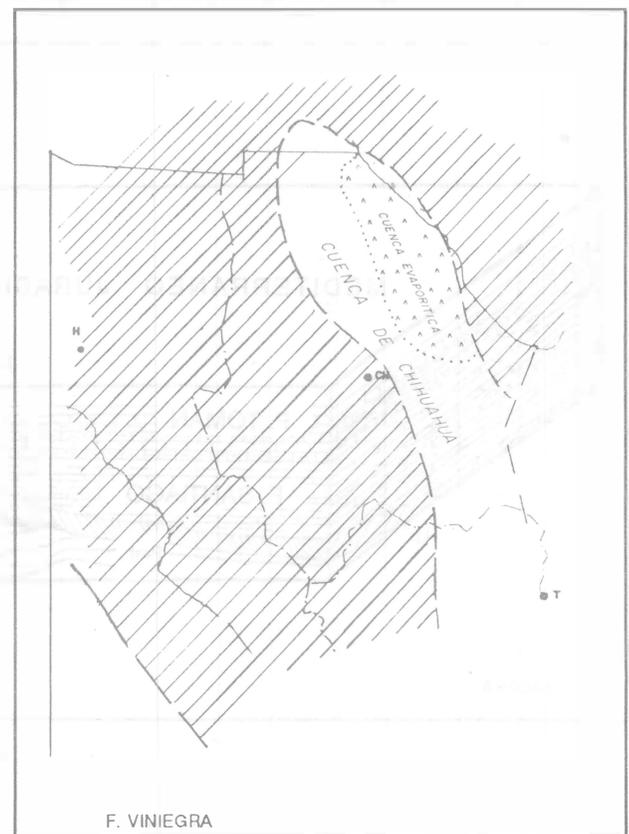


Figura 48.- Jurásico Kimmeridgiano

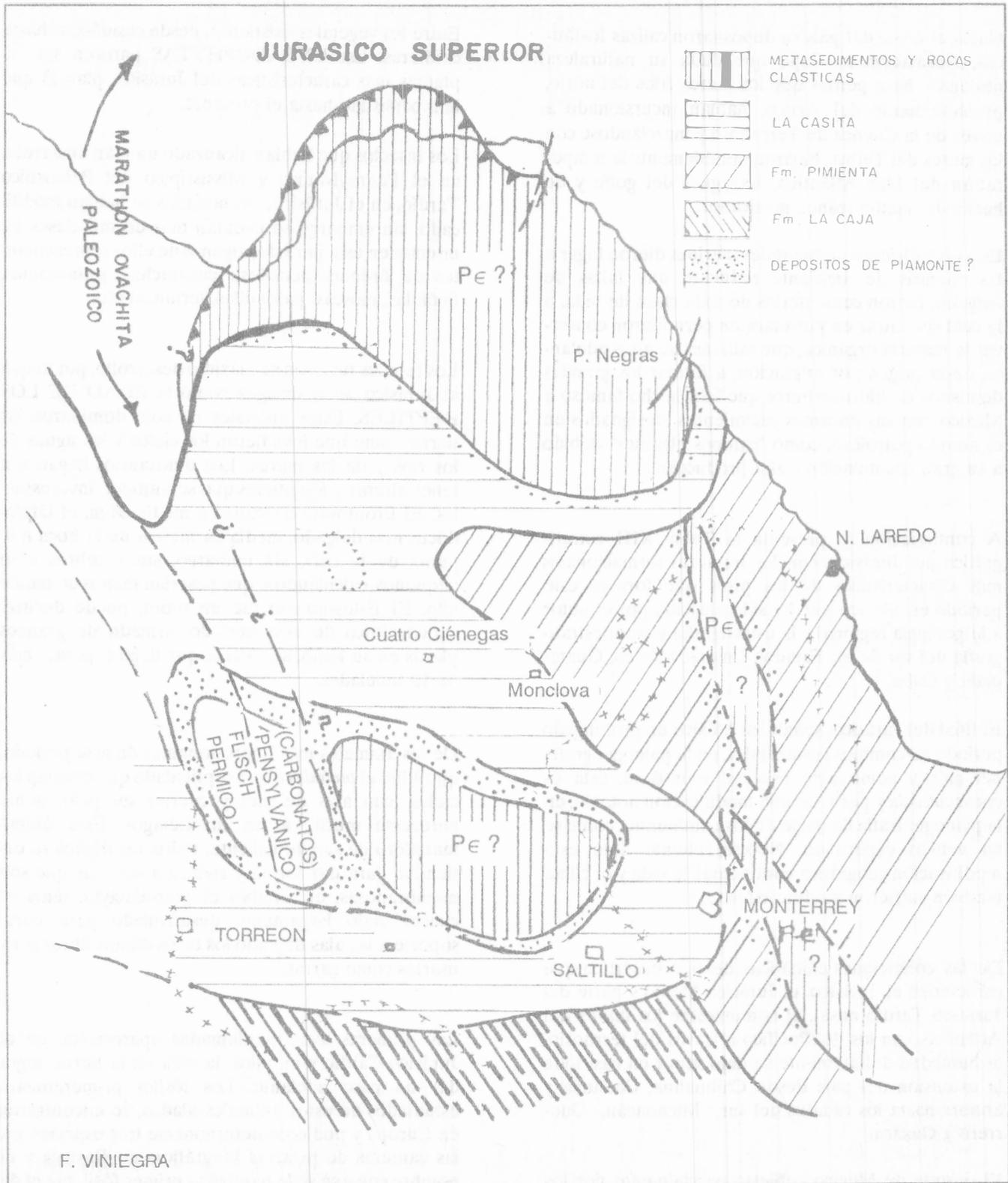


Figura 49
Distribución de paleofacias en Coahuila y Nuevo León durante el Kimmeridgiano y Tithoniano

Hacia el norte del país se depositaron calizas fosfáticas, Formación la Caja, que dada su naturaleza litológica, hace pensar que los mares fríos del norte, probablemente del Artico, habían incursionado a través de la Cuenca de Terranova y mezclándose con los mares del Tethys, bajaron notablemente la temperatura del Mar Atlántico, las aguas del golfo y de hecho del mediterráneo mexicano.

Estas condiciones ambientales marinas dieron lugar a las cuencas de ambiente reductor, que faltas de oxígeno, fueron cementerios de toda clase de vida, a la cual sin entrar en putrefacción permitieron conservar la materia orgánica, que millones de años adelante, daría origen por migración, a formar los grandes depósitos de hidrocarburos que han hecho famoso a México con sus enormes yacimientos, designados en el mundo petrolero, como "campos gigantes" debido a su gran acumulación y alta producción.

A continuación se presenta la Tabla XIII estratigráfica del Jurásico, con los nombres formacionales más característicos de los pisos que forman este período en México que ha sido ajustada por el autor a la geología regional y la estratigrafía y cronoestratigrafía del sur de los Estados Unidos, México, Guatemala y Cuba.

El final del Jurásico, señala en México un prolongado período de cambios sustanciales, en la paleogeografía del país y como algo especial e insólito, ésta es consecuencia y parte de una modificación notable, en la paleogeografía de parte de los continentes, como se ha venido explicando. Necesariamente ante esta modificación geográfica continental, la vida y el clima también sufrieron modificaciones.

De las condiciones climáticas de tipo desértico que caracterizó al Triásico, el Jurásico Medio y parte del Jurásico Tardío basal, al comunicarse los mares del Atlántico, con los del Pacífico a través del territorio, la humedad del ambiente se dejó sentir en casi toda la extensión del país desde Chihuahua, Coahuila y Sonora hasta los estados del sur, Michoacán, Guerrero y Oaxaca.

El oriente de México cubierto parcialmente por los mares del golfo, trajeron humedad que deben haber favorecido a la vida animal y vegetal.

Entre los vegetales existieron, desde cicadáceos hasta coníferas. Las CYCADOPHYTAS parecen ser las plantas más características del Jurásico, plantas que han persistido hasta el presente.

Los insectos que habían alcanzado un gran desarrollo en el Pennsylvánico y Mississípico del Paleozoico Tardío, en el Jurásico, sus tamaños se habían modificado, sin embargo se cuentan más de mil clases de insectos en este período, algunos de ellos representantes de órdenes actuales;: cucarachas, saltamontes, libélulas, moscas, palomillas, termitas, etc.

Los reptiles tuvieron su máximo desarrollo, por lo que al Jurásico, se le designa como la EDAD DE LOS REPTILES. Estos animales no solo dominaron las tierras sino que invadieron los cielos y las aguas de los ríos y de los mares. Los dinosaurios llegaron a tener alturas y longitudes que se antojan inverosímiles. El Brontosaurio alcanzó a medir 20 m, el Diplodocus más delgado, medía 24 metros de la boca a la punta de la cola, sin embargo, sus cerebros eran pequeños, calculándose que pesarían menos de medio kilo. El Estegosaurio fue un reptil, puede decirse, característico de este período, armado de grandes placas en su lomo, se calcula que llegó a pesar más de 10 toneladas.

De los animales más impresionantes de este período, quizá fue el *pterodactylo* o reptil alado que dominó los cielos, con alas de piel y cuerpo sin pelo, debió parecerse mucho a los murciélagos. Este último mamífero de sangre caliente, todos sus dígitos se extienden para dar forma y rigidez a sus alas que son membranosas, en cambio el *pterodactylo*, tenía el cuarto dedo largamente desarrollado para darle soporte a las alas dejando los otros dígitos libres para usarlos como garras.

Las primeras aves emplumadas aparecieron en el Jurásico Tardío y en ellos, la vida en la tierra, logra dar un paso adelante. Los fósiles primeramente estudiados de estos animales alados, se encontraron en Europa y pudieron determinarse tres especies, en las canteras de pizarras litográficas de Bavaria y el nombre con que se le bautizó al primer fósil, fue el de *Archaeopteryx*, del griego (*archaios*, antiguo + *pteron*, ala).

			MEXICO			SUR U.S.A.	C. AMERICA	CARIBE	
			TAMAULIPAS	SAN LUIS POTOSI	N. VERACRUZ	GOLFO	GUATEMALA	CUBA	
MESOZOICO	Superior (Do)	Tithoniano	La Casita	Pimienta	Pimienta	F. Cotton	Todos	Viñales	
		Oxfordiano	Kimmeridgiano	La Caja	Tamán	Tamán	Valley	Santos	Tres Fases Grupo San Cayetano (1) Sedimentación - Continental (2) Evaporitas (3) Marina
			Argoviano	Grupo		San Andrés	F. Gukmer		
			Divesiano		Santiago	Santiago	Smackover (oolitas)	Lechos Rojos y Evaporitas	
			Zuloaga		Tepexi	Eagle Mills			
	Calloviano	Lp Minas Viejas	Lp ?	Lp ?	Lp				
	Medio (MALM)	Bathoniano			Huehuetepec ?				
		Bajociano			Lp				
	Inferior (LIAS)	Toarciano							
		Pliesbaquiano							
		Sinemuriano							
		Mettangiano							
	Superior	Rético							
		Nórico						Plantas ?	
		Cárnico							
			Totolapa Divisadero-Chimal						

TABLA XIII

SISTEMA CRETACICO

Los mares que dieron lugar a la columna sedimentaria de este período, se encuentran registrados principalmente en la Era Mesozoica de Europa, en el canal inglés de donde, por el color blanco de las extensas formaciones de greda que flanquean o marginan el estrecho de Dover, tanto en Inglaterra como en Francia, tomaron el nombre de Cretácico (latín *cretaúgreda*).

El nombre así acuñado, se extendió con sus índices taxonómicos a otros países, correspondiendo a un tiempo geológico que comprendió, desde la cima del Jurásico Tardío, hasta la base de la Era Cenozoica.

Las características ecológicas del Cretácico se generaron desde el mar de Tethys hasta América del Norte, especialmente en lo que se refiere a la macrofauna bentónica como la familia de los *Rudistae* y alcanzó así a ser uno de los más grandes sistemas geológicos de la Era Mesozoica.

En México existen los tres pisos bien definidos en que se encuentra dividido el Cretácico de Europa, que son: Cretácico Inferior, Cretácico Medio y Cretácico Superior (ver *Tablas XIV y XV*).

Los geólogos de los Estados Unidos reconocen únicamente en su territorio dos pisos Cretácico Inferior y Cretácico Superior.

El mar de Tethys que penetró e inundó América del Norte, lo hizo a través de México durante la formación del Mar Mexicano que cubrió en el Aptiano, aproximadamente el 90% del territorio.

El Mar Mexicano se extendió hacia el norte a Nuevo México y poniente de Texas, inundando el sur del geosinclinal de las Rocallosas para continuar y comunicarse, durante la evolución del Cretácico, con el Océano Artico, a través de Canadá.

Es asombroso observar que las rocas calcáreas que se formaron en este período, tengan una distribución mundial más amplia que cualquier otro período anterior y los mares que cubrieron la superficie terrestre, en esta gran inundación, hayan sido mares epeíricos, donde cuerpos arrecifales o biostromas, de dimensiones enormes, crecieron, evolucionaron y gran parte de ellos desaparecieron al final de la Era. Los Paquiodontos o Rudistas, fueron los moluscos

bivalvos, miembros de la familia Hippuritacea, que constituyeron los animales marinos más comunes en los bancos calcáreos arrecifales del Cretácico en toda la franja marina que comprendió el mar de Tethys, el Océano Atlántico naciente y el Océano Pacífico.

Cretácico inferior

En la alborada del Cretácico, los mares que nuevamente transgredieron sobre México, lo hicieron por el oriente. La Cuenca del Golfo de México continuaba hundiéndose y el país sufría un basculamiento de poniente a oriente. Estos movimientos de inestabilidad continental, que debió ser efecto del desplazamiento de la placa de Norteamérica hacia el poniente por causa de la evolución de la dorsal o fisura magmática, Meso-Atlántica que propiciaron a los mares del naciente océano Atlántico que ampliaba sus márgenes entre Norteamérica y Africa Nor-Occidental, inundará México y se confundieran a través de, los mares del Golfo de México con los del Océano Pacífico.

La nueva transgresión marina comprendió, desde el Neocomiano hasta el Aptiano Superior y las características sedimentarias que dejó a través del país, revela en su litología, el tipo de topografía y fisiografía que los mares invasores encontraron en su largo y amplio camino de oriente a poniente.

Cuando las tierras inundadas eran planas o casi planas, la sedimentación marina que se formaba en los frentes de avance eran sedimentos finos, arcillas, evaporitas, areniscas de grano fino dependiendo también de las condiciones climáticas que imperaban en el territorio inundado; si en cambio, las tierras sobre las que avanzaban los mares, presentaban topografías agrestes, el trabajo de erosión por oleaje, se manifestaba con guijarros gruesos, redondeados ocasionalmente planos, de rocas ígneas, o sedimentarias de períodos o Eras anteriores, etc. La imaginación del geólogo no tiene límite cuando puede manejar con habilidad sus conocimientos de Geología Física, no importa el lugar donde se encuentre, los datos de la columna o afloramiento que tiene a la vista, observados con juicio analítico bien razonado, pueden ubicarlo en el ambiente batimétrico en que se formaron los sedimentos, de tal forma que considerando el echado de las rocas que confronta

CRETACIO SUPERIOR	}	DANIANO	.- Calizas de bryosaurios de Dinamarca		
		}	}	Maestrichtiano	.- Cretas silicosas de Maestricht Holanda con <i>Belemnitella micronata</i> .
				Campaniano	.- Creta blanca de Champagne (Este de Paris) con <i>Belemnitella quadrata</i> .
				Santoniano	.- Cretas de Saintogne con <i>Macraster coranguinano</i> .
Coniaciano	.- Cretas de Cognac con <i>Micraster cortesdTADINARIUM</i> .				
		TURONIANO	.- Cretas silicosas de Touraine, Sureste de París (generalmente cretas margosas)		
CRETACIO MEDIO	}	CENOMANIANO	.- Arenas de Maine, Oeste París (generalmente cretas glauconíficas).		
		ALBIANO	.- Arenas verdes y arcillas azules con amonitas del Auibe, sureste de París.		
		}	}	APTIANO	.- Calizas y margas con amonitas de Apt. sureste de Francia.
BARREMIANO	.- Calizas margosas con amonitas de Barreme en el sureste de Francia.				
HAUTERIVIANO	.- Caliza margosas de Hauterive (Suiza).				
VALANGINIANO	.- Calizas margosas de Valangin (Suiza).				
NEOCOMIANO					
CRETACIO INFERIOR					

Tabla XIV
Clasificación europea del Cretácico y origen de los nombres

CRETACICO		Provincias Geológicas del Oriente - Centro y del Sur de México										
		S. Tamaulipas - N. Veracruz					San. Luis - Valles R. Central			Córdoba - Tehuacán		Zapotitlán
		Pisos		Nombres			Formacionales					
SUPERIOR	Maestrichtiano - Campaniano	Méndez	Cárdenas	Caracol	Necoxtla	cuenca	Atoyac	arrecifales	?	Tehuacán	?	
	Santoniano	San Felipe	Tamasopo	Soyatal			Guzmantla		Turbiditas (Azumbilla)			
Coniaciano	Agua Nueva											Guzmantla
Turoniano					Maltrata	Facies	Orizaba	Facies	Calizas	Tehuacán	Gpo. Cipiapa	
MEDIO	Cenoniano	Tamaulipas Superior	El Abra	Cuesta del Cura								F. Sn. Juan Rayas
	Albiano											
INFERIOR	Aptiano	Otates	Guaxcamá (yesos)	La Peña	Tuxpanguillo	F. Zapotitlán					M. Agua del Burcolá	
	Barremiano Sup.			Cupido (arrecife)								
	Barremiano Inf.	Tamaulipas Inferior	El Abra (Biostroma)	Tamaulipas Inf.	Xolamanca (volcánicos)						M. Agua del Cordero	
	Hueteriviano											
	Valanginiano											
Berriaciano			Taraises.									

F. Viniestra U.N.A.M.

TABLA XV

puede indicarle con que rumbo se encontraban las antiguas costas o las zonas de aguas profundas. El geólogo no solo debe ver y mirar sino sentir la geología en el tiempo y en el espacio.

En el noroccidente del país fue durante el Cretácico Inferior, cuando las costas de Alta California y Baja California, fueron invadidas a su vez, por aguas del Océano Pacífico, sacudidas por una nueva actividad magmática y contaminados sus sedimentos calcáreo-arcillosos por ella.

El cinturón ígneo del Pacífico evolucionaba ante el movimiento de las fuerzas de subducción, accionadas por el movimiento de deriva de la placa continental de Norteamérica. Los emplazamientos batolíticos de rocas ácidas e intermedias se presentaron nuevamente.

El cinturón ígneo del Pacífico se manifestó de nuevo a lo largo del Continente Americano, desde Alaska hasta Baja California. Esta gran colisión de la placa Oceánica del Pacífico Oriental contra la placa continental, tendría su repercusión no solamente en la actividad ígnea en el occidente del país sino en los esfuerzos tangenciales generados de poniente a oriente; la tectónica correspondería primeramente a esfuerzos compresionales durante el transcurso del Cretácico Tardío y se continuaría en la siguiente era, la Cenozoica, en su etapa inicial, con posteriores ajustes corticales de fuerzas de tensión al cesar la Orogenia Laramide. Cada uno de estos grandes movimientos darían lugar a una fisiografía característica especial regional y localmente.

A la primera etapa de convergencia entre la placa del Pacífico Oriental (Farallón) y la continental de Norteamérica que comienza desde fines del Triásico, hasta inicios de la Era Cenozoica, se produce un fenómeno de subducción de mayor intensidad, lo que origina una variación en el ángulo de inclinación o de ataque de la placa del Pacífico que de 40 a 45 grados de echado cambia a otro que hace que aquella se introduzca casi paralelamente por debajo de la placa continental (**fig. 52**) hacia el oriente originando movimientos corticales, migración del magma y deformación de las carpetas sedimentarias, como se tratará más adelante. Es evidente que se deben considerar siempre, dos elementos de choque o de fuerzas opuestas, el de la deriva continental generada por la expansión y desarrollo tangencial de la cresta

o dorsal (**fig. 50**) Meso-Atlántica y la de la placa del Pacífico Oriental, para darle a la geología histórica de nuestro país y áreas vecinas a él, una dimensión dinámica real. Nuestro planeta está en constante movimiento y no puede por ello verse una porción de él, sin entender o tratar de entender lo que rodea, o para ser más precisos, buscar causas para entender efectos (**fig. 52**).

La gran inmersión de Norteamérica y la formación final del océano Atlántico.

Observamos que al finalizar el Jurásico Superior, los mares del Atlántico con los del Pacífico se habían unido sin rebasar la latitud que actualmente ocupa Cuba. Las antiguas tierras caribeñas se encontraban aún formando parte de Africa noroccidental y de Sudamérica. El Golfo de México con los mares interiores del país formaban el mediterráneo Jurásico Mexicano.

Fue en el inicio del Cretácico Inferior y posterior a que Norteamérica se había alejado de Africa formándose el Atlántico Septentrional, cuando esta última y Sudamérica, iniciaron sus movimientos de deriva en dirección opuesta en su extremo sur; esto debió acontecer en el Neocomiano-Aptiano.

La separación inicial dió origen a dos episodios de gran importancia: la formación de una probable cuenca salina o evaporítica entre las actuales costas de Brasil (San Pablo) y Gabón en el Golfo de Nueva Guinea en Africa, antes de su completa separación continental que aconteció en el Aptiano Tardío y la modificación oceánica en la temperatura de los mares Atlánticos al penetrar estos, hasta el área posiblemente paleoequatorial, cambiando de aguas frías profundas a superficiales de > 20 grados centígrados y dar origen al desarrollo de los grandes bancos arrecifales de este período. El cambio en la temperatura de las aguas marinas puede haber sido favorable al dominio ecológico casi global del mar de Tethys que se extendía, desde el mar de la China, hasta el occidente de Europa, conjugándose con el nuevo mar Atlántico.

Los mares de este nuevo océano aumentaron su caudal inundando, como nunca antes, la Cuenca del Golfo de México y con ello cubrir casi en un 50% el territorio mexicano (**figs. 53 y 54**).

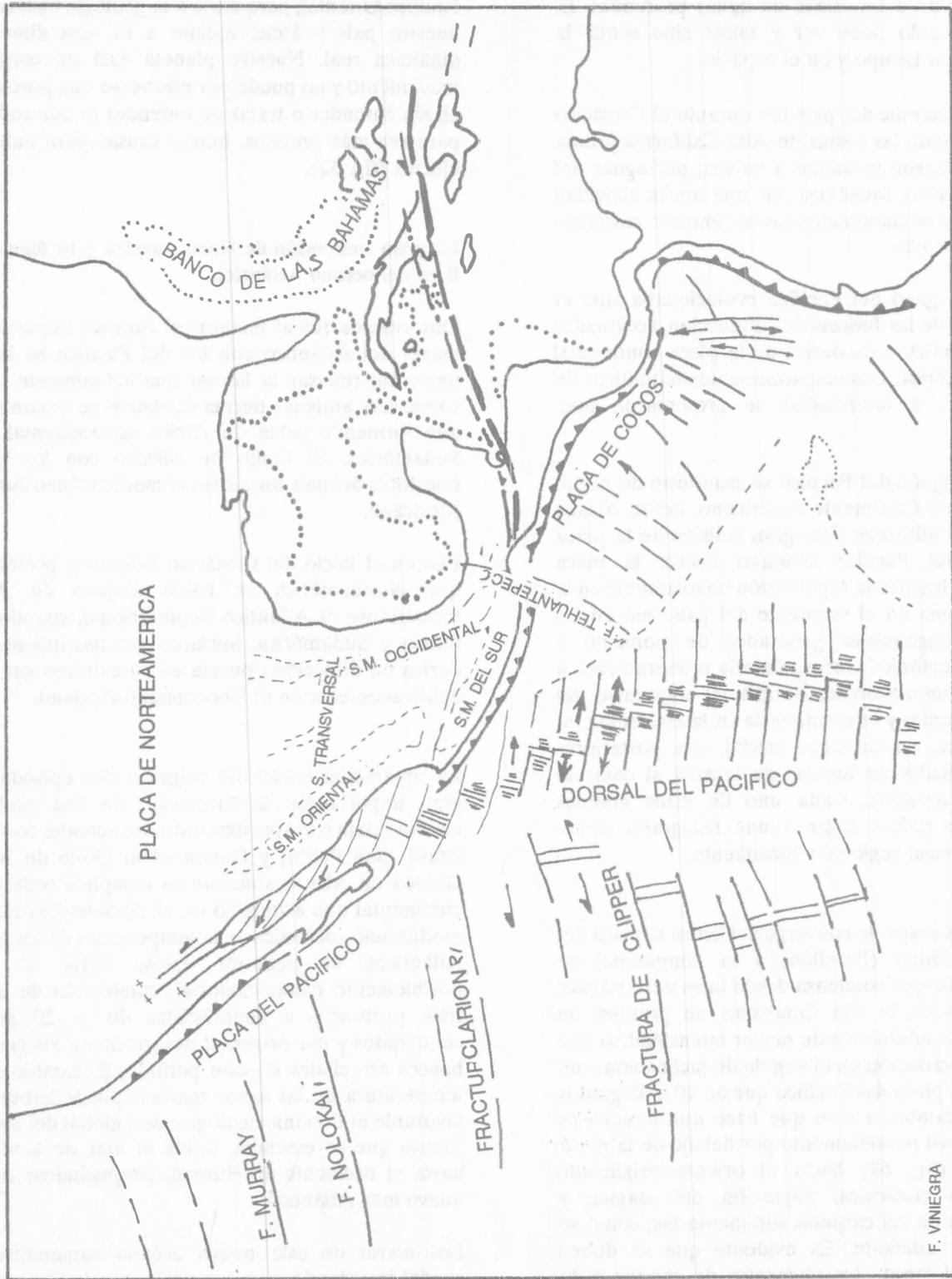
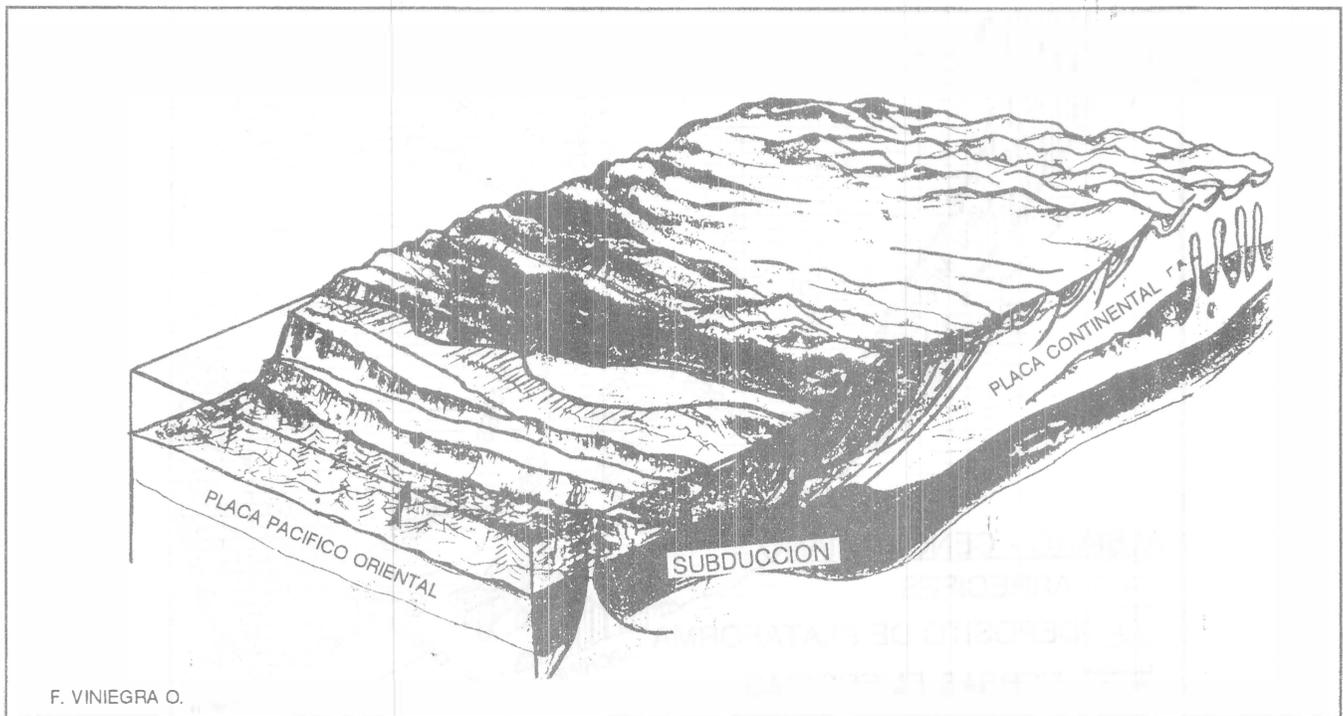


Figura 50

F. VINEGRA



Figura 51 - Neocomiano



F. VINIEGRA O.

Figura 52 - Fenómeno de Subducción

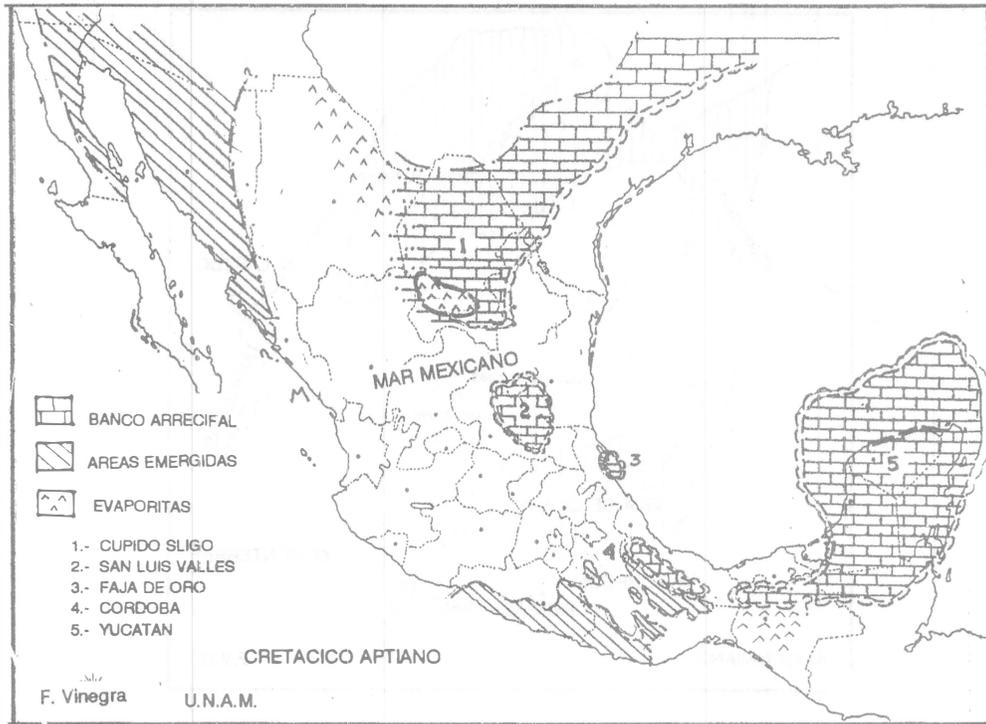


Figura 53

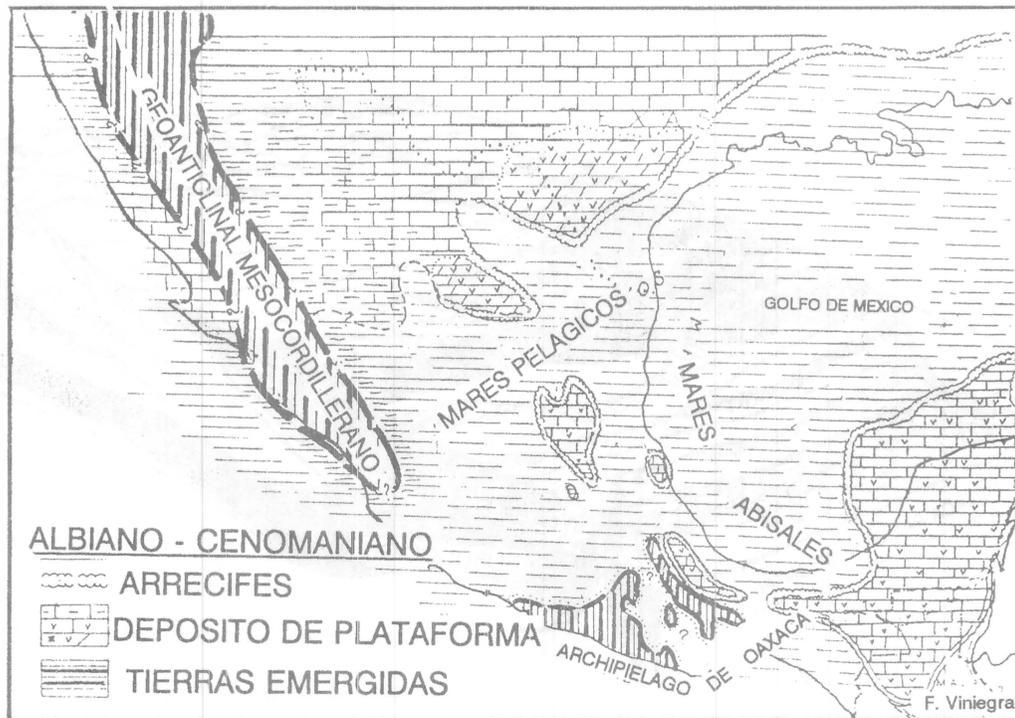


Figura 54

Este es un episodio geológico continental de gran interés, ya que la modificación de la temperatura de las aguas del Golfo de México, traería no solo modificaciones en los climas sino también en la ecología marina y terrestre. La sedimentación de ambientes euxínicos, característicos del Jurásico Tithoniano y aun del Neocomiano basal, cambiaron, casi radicalmente en el Aptiano a sedimentos calcáreos ricos en micro y macrofauna. Los bancos calcáreos arrecifales o biostromas que surgieron y desarrollaron en el Cretácico Inferior, lo hicieron sobre antiguas plataformas, que al ser inundadas por mares someros tranquilos relativamente, calientes y oxigenados, precipitaron los carbonatos y dieron lugar a una rica y variada fauna bentónica. Este fue el inicio de los grandes bancos calcáreos que aparecieron y circundaron la Cuenca del Golfo de México, como la Florida, las Bahamas, Yucatán, la Faja de Oro, San Luis Valles, la Cupido, Córdoba, etc. (fig. 53).

Los mares del Neocomiano transgredieron sobre el país y la región de Tamaulipas, Nuevo León, Coahuila y Chihuahua comenzó a desaparecer y solamente las tierras altas heredadas del Jurásico permanecieron parcialmente emergidas, rodeadas por un mar epeírico, como la antigua península de Tamaulipas y su archipiélago la cual había quedado reducida a una pequeña prolongación hacia el oriente y sur de las antiguas tierras pre-cámbricas y paleozoicas del sur de Texas conformando en este tiempo, la península de Burro-Picachos (fig. 51). En Coahuila, la isla del mismo nombre, emergía someramente precipitándose sobre ella sedimentos evaporíticos mientras la transgresión marina continental continuaba la que fue extraordinariamente lenta para los millones de años que transcurrieron, entre el Neocomiano y el Aptiano Inferior, dando lugar, en su evolución de inundación, a sedimentos calcáreos y arcillo-arenosos. Entre la isla de Coahuila y la península de Tamaulipas y sus islas adyacentes, se originó una cuenca que se fue colmando con sedimentos arcillosos y carbonatos de la Formación Menchaca, del Berriaciano-Valangiano de ambiente marino; pobre en oxígeno que dio lugar al color negro de sus sedimentos. Posteriormente, en el avance de la transgresión marina hacia el poniente, cambió la sedimentación marina en esta cuenca, debido a que las tierras o relieves más prominentes localizados en el norte y poniente, fueron denudados por el desarrollo de cuencas fluviales cuyo drenaje principal lo hacían las márgenes marinas de esta

cuenca contaminándola ocasionando cambio de facies periódicas.

La topografía submarina de extremo a extremo del país debió ser bastante irregular y en especial alrededor de las principales plataformas donde se desarrollaban los grandes biostromas⁽¹⁾ de que se hizo mención anteriormente, dando lugar en casos especiales a la formación de cuencas y subcuencas con mares profundos que también eran colmadas lentamente por sedimentos calcáreos finos y gruesos que rodeaban a los arrecifes, los cuales debieron emerger parcialmente y en la baja mar dejar expuestas amplias superficies a la evaporación y a la acción de los agentes atmosféricos, como la lluvia, el sol y el viento, formándose localmente médanos e islotes de cuerpos calcáreos oolíticos con vegetación marina o terrestre, de acuerdo con los paleoclimas imperantes. En las cuencas profundas, la sedimentación calcárea, con fauna pelágica, formaba estratos oscuros delgados de 10 a 20 cm, a diferencia de los formados en los bancos arrecifales de 40 a 60 cm de color claro.

La inundación marina del país en el Neocomiano, había cubierto como se apuntó anteriormente, más de la mitad, del país, extendiéndose hacia el sureste del estado de Nuevo México en los Estados Unidos, hacia la depresión naciente de orientación norte sur del geosinclinal de Las Rocallosas. En el continente Norteamericano, en su extremo noroccidental, los mares de la actual zona ártica, abrían su camino por Alaska y Canadá, penetrando hacia el territorio norteamericano hasta la latitud de Alberta y norte de Idaho.

En el estado de Chihuahua, donde se canalizaron los mares del Golfo y del Pacífico e inundaron todo el oriente de México, depositaron cuerpos evaporíticos de la Formación la Virgen, que desde el poniente de Coahuila se extendieron hasta el sureste de aquel otro estado. El territorio de Placer de Guadalupe emergía como una isla con sus rocas del Paleozoico y Jurásico Superior emergiendo en un mar epeírico, angosto que progresaba hacia el norte y se ampliaba hacia el oeste depositándose terrígenos y cuerpos calcáreos.

En el sur por la región de Oaxaca y Veracruz, los mares del Neocomiano encontraron, en las antiguas

(1) Grandes cuerpos arrecifales

tierras Pre-Cámbricas, (fig. 55) compuestas de rocas metamórficas genésicas, así como paleozoicas, un obstáculo en su camino, en ocasiones acantilados o las llamadas "costas bravas"; en otras, tierras planas desérticas que favorecieron al depósito de yesos. El Cretácico Inferior en esta región es predominantemente clástico; conglomerados basales de cuarzo, areniscas y lutitas, de color gris oscuro. Esta sedimentación se refiere principalmente al paleogolfo de Tlaxiáco y a la península de Oaxaca.

Hacia la región de la Sierra de Soconuzco en Chiapas los mares del Neocomiano en su transgresión efectuada de noreste a suroeste encontraron un territorio marginal del Océano Pacífico, suave, casi plano, donde se formaron terrígenos, evaporitas y calizas anhidríticas, conocidas estas rocas como Formación San Ricardo (Vinson). Así en el tiempo

correspondiente al Neocomiano, la inundación marina proveniente del nuevo Océano Atlántico había, no solo ampliado las actuales riveras del Golfo de México sino que se extendía sobre la mitad del territorio mexicano y avanzaba hacia el norte, canalizando sus aguas en la cubeta o Geosinclinal de las Rocallosas, en su etapa de formación. En este período de la Era Mesozoica se produciría la mayor inundación del continente Norteamericano (fig. 56).

En el Aptiano, la inundación casi había logrado desaparecer el territorio mexicano; Norteamérica comenzaba a dividirla el geosinclinal de las Rocallosas cubierto por los mares del mar mexicano en su extremo sur y los mares del Artico por el norte. Ahora era el dominio del Océano Atlántico, con evolución creciente en amplitud. Norteamérica, durante este tiempo geológico, se transformó en una



Figura 55

gran isla o continente, aislado de Africa, Eurasia y Sudamérica. Norteamérica, como se expuso líneas arriba, inició la separación continental desde el Triásico Tardío hasta el Jurásico Superior por expansión del basamento Atlántico con rumbo WNW.

Este movimiento primigenio continental americano nos podría conducir a considerar o deducir que la Cordillera Dorsal Meso-Atlántica, se originó de norte a sur de tal forma que al surgir, entre Africa noroccidental y Norteamérica, ocasionó el mismo efecto que está causando en Baja California, la dorsal del Pacífico, (Fig. 71) separando la península del continente como lo comentaremos más adelante.

Algo muy importante que debe tomarse en cuenta es la velocidad con que se mueven las bandas, o fajas paralelas entre sí, que dividen esas cordilleras oceánicas por fracturas transversas o transformadas, como se les designa en el lenguaje de la teoría de placas; esa velocidad es variable y se mide en milímetros o escasos centímetros por año, dependiendo del océano, latitud y longitud de que se trate, 1 cm/año en el Océano Artico y 6 cm/año en el Océano Pacífico, en la zona ecuatorial, etc.

Estratigrafía y nomenclatura formacional (Tablas XV y XVI)

El estudio de la estratigrafía del Mesozoico en México, por diferentes investigadores, en distintas fechas, distantes unas de otras hasta 30 años y muy especialmente los profesionales que se

han dedicado a la exploración petrolera, ha ocasionado que formaciones de la misma edad, con caracteres litológicos y taxonómicos idénticos se les haya designado con nombres diferentes. Aunque se ha enmendado mucho esta confusión, aún quedan algunos problemas de esta índole que requieren de su solución y que deben ser abordados por centros de investigación en el país a nivel regional.

El Cretácico Inferior en el norte de México, según M. Alvarez et. al, puede clasificarse dentro de una unidad estratigráfica, la denominada "SERIE COAHUILA" que ha quedado en dos grupos: Grupo Durango y Grupo Nuevo León; el primero corresponde a la porción inferior de la serie Coahuila y el segundo a la porción superior de la misma serie.

De acuerdo con el Código Estratigráfico, un GRUPO a su vez puede quedar dividido en varias FORMACIONES, las cuales pueden ser identificadas y cartografiadas en una amplia región por sus caracteres litológicos y faunísticos idénticos.

El conocimiento de las series, grupos y formaciones especialmente del Mesozoico y Cenozoico, en su distribución regional en el país, ayudaría a interpretar su geología histórica con mayor detalle, beneficiando, este conocimiento, a la geología minera y petrolera especialmente.

La litología del Cretácico Inferior, de acuerdo con su paleoambiente ecológico su distribución en el territorio mexicano y de hecho en Norteamérica, tiene variaciones litológicas,

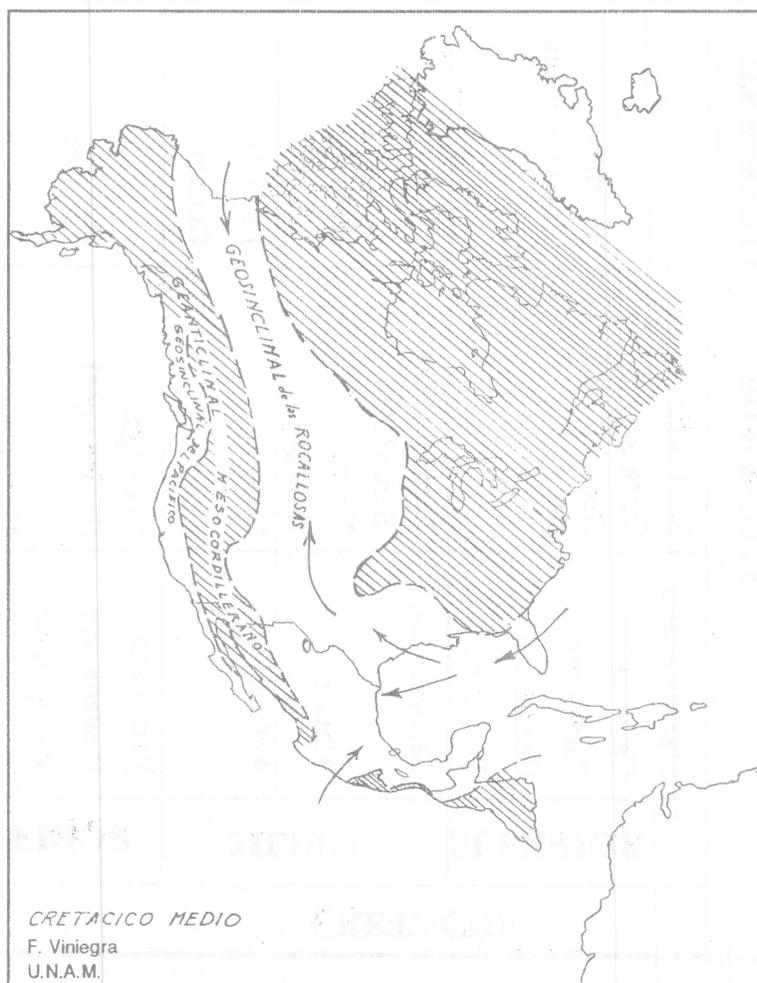


Figura 56

Provincias Geológicas del Norte de México						
		Chihuahua Ote.	Chihuahua S.E.	Parras Coahuila	Golfo de Sabinas	
CRETACIO	SUPERIOR	Maestrichtiano	San Carlos			Escondido
		Campaniano	Ojinaga		Parras	Olmos
		Santoniano	Buda	Indidura	Buda	San Miguel
		Coniaciano	Del rio	Cuesta del Cura	Del Rio	Parras
		Turoniano			Georgetown	Indidura
						Cuesta del Cura
	MEDIO	Cenomaniano	Loma de Plata			
		Benavides				
Albiano		Finlay	Aurora	Acatita		Acatita
	Benigno					
INFERIOR	Aptiano	Cuchillo	La Peña	Las Uvas		La Peña
			Cupido			Cupido
	Barreniano	Las Vigas				La Virgen
	Hauteriviano	(lechos rojos)	Taraises			La Mula
	Valenginiano					Padilla
	Berriaciano	Navarrete				Taraises

TABLA XVI

por lo que ha tomado diversos nombres para su identificación. En el noreste, la Formación Taraises, compuesta de calizas y lutitas, se extiende o se localiza, desde Coahuila hasta Nuevo León; hacia el este y sur en Tamaulipas, Veracruz, oriente de Puebla e Hidalgo, cambian estas rocas en su litología principalmente, denominándosele Formación "Tamaulipas Inferior"; depósitos calcáreos de aguas batiales con fauna característica pelágica y textura micrítica de colores gris-oscuro. Hacia la zona costera del Pacífico, Oaxaca y Guerrero el Cretácico Inferior, se caracteriza por una sedimentación que varía de clástica, conglomerados y areniscas de grano grueso de cuarzo a calizas dolomíticas en la cima; el paso de areniscas a calizas es transicional con abundantes gasterópodos, nódulos de pedernal y miliólidos en los cuerpos de calizas. Estos horizontes de rocas sedimentarias marinas, tienen una gran analogía con la llamada Formación Zapotitlán del área de Tehuacán en su secuencia sedimentaria, lo que permite concebir un panorama más amplio de los avances marinos y de como se fueron extendiendo sobre el país y especialmente la forma como fueron lentamente desapareciendo las formas paleogeográficas del Jurásico Tardío, ahogadas por las aguas marinas del Cretácico, así como por la destrucción por denudación atmosférica, lluvia, viento, sol, etc.

El NEOCOMIANO señala, en la transgresión marina de México, como los mares quedaron marginados por elevaciones topográficas del terreno, tanto en el norte como en el sur y región poniente del territorio mexicano. Las áreas planas y bajas permitieron ocasionalmente, que en la baja marea, se precipitaran evaporitas en su superficie.

En Chihuahua, en la región oriental, las tierras altas que permanecían emergidas, como testigos mudos de la antigua orogenia Marathon Ouachita, fueron un obstáculo a los avances de los mares invasores, de tal modo que surgieron como islas y penínsulas constituidas por rocas del Paleozoico y del Jurásico Superior, intensamente deformadas. La sedimentación que se originó fue obviamente de conglomerados basales y areniscas de carácter continental y marino costero, sedimentación que quedó registrada en discordancia angular sobre aquellas rocas más antiguas del Mesozoico y aún del Paleozoico. Este fenómeno de erosión marina y continental se prolongó en este territorio, hasta el Aptiano Inferior. La batimetría de las aguas marinas del Cretácico

Inferior Temprano favorecerían, en algunas áreas, como en el oriente del estado, a precipitar evaporitas. La gran isla de Coahuila fue rodeada primeramente por los mares y más adelante ahogada por aguas tan someras que precipitaron arcosas y yesos (Formación San Marcos y Formación La Virgen). Estando el país basculando hacia el oriente los mares que lo inundaban eran más profundos con ese rumbo y someros a costeros hacia el occidente, como Coahuila y oriente de Chihuahua, esto conduce a pensar en los depósitos característicos que se formaron en función de la batimetría marina, los yesos de la Formación la Virgen marginados por arrecifes.

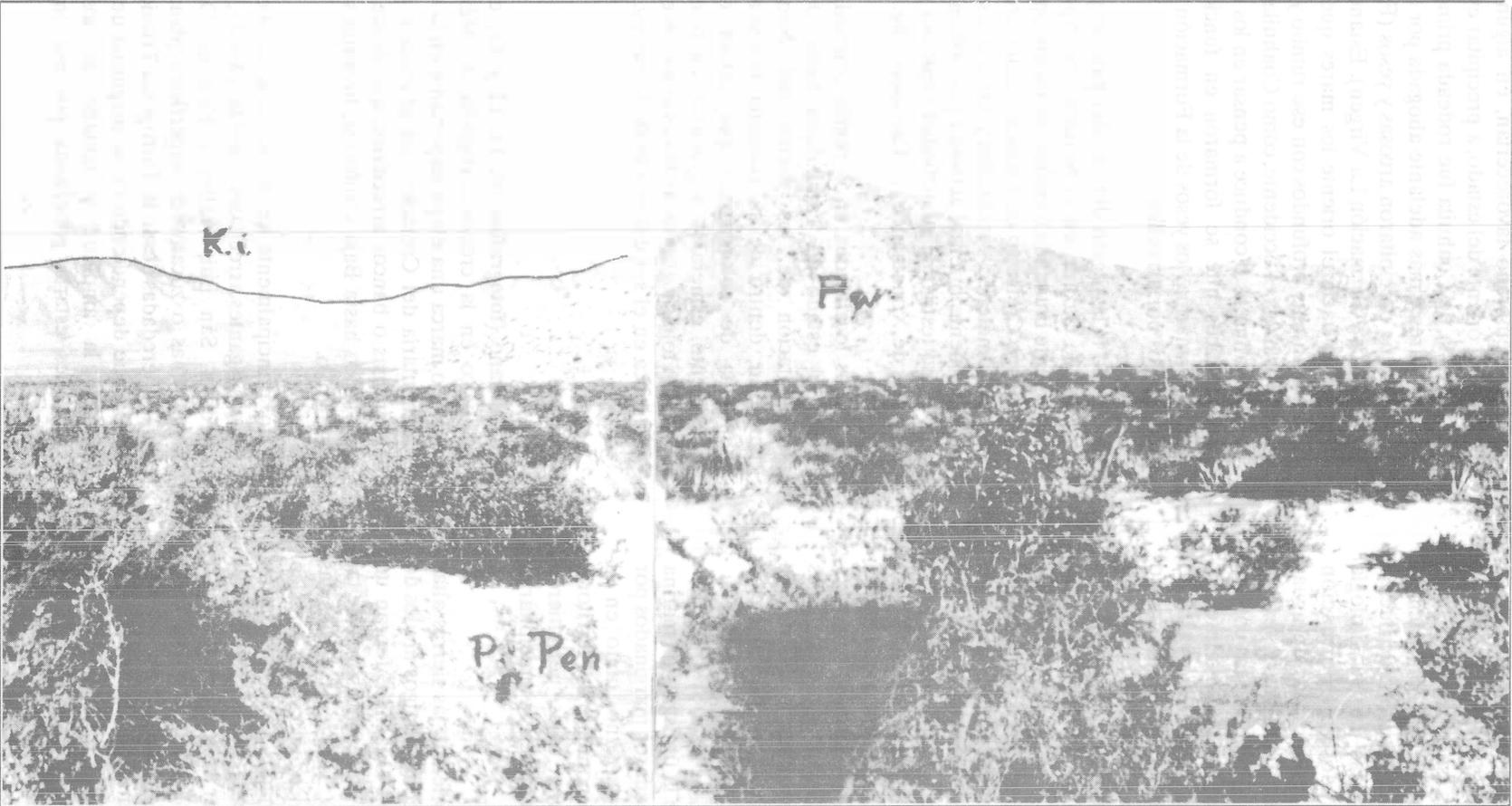
Volviendo a la región del sur del país, la península Jurásica de Oaxaca, en el Neocomiano-Aptiano, fue nuevamente inundada formándose un archipiélago, el Archipiélago Cretácico de Oaxaca y Guerrero, con las islas de Ometepec, Nochistlán y Oaxaca, esta última en su vertiente oriental activada por volcanismo que dejó como testigo de su actividad explosiva cinerítica las tobas de Xonamanca (B. Carrasco) (fig. 55).

En varias localidades, en la región oriental del país, desde el estado de Tamaulipas hasta Oaxaca, la sedimentación de los mares del Neocomiano, muestran, dentro de su columna litoestratigráfica, bentonita de coloraciones que varían de verde amarillento, esmeralda a gris-azul; en ocasiones se observan tobas y grauvacas líticas como en el área de Zongolica en el sur del estado de Veracruz.

Aptiano

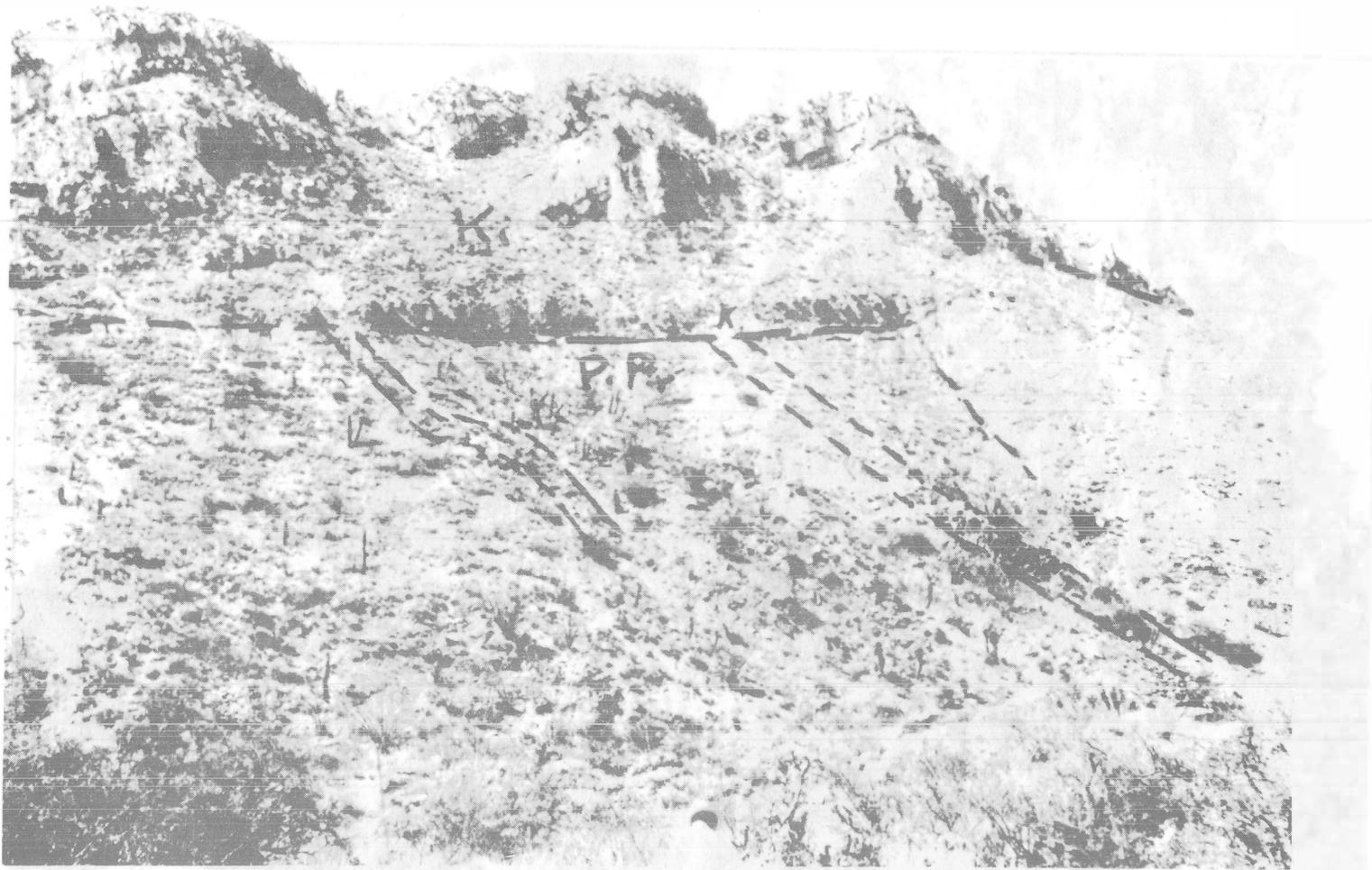
El Aptiano (fotografías 10, 11, 12 y 13) es el piso geológico en la cronoestratigrafía de México, que reviste o marca una etapa importante en la evolución sedimentaria del Cretácico, los grandes y pequeños biostromas o bancos arrecifales, que desde el Golfo de México hasta Baja California, tuvieron su inicio y desarrollo.

Esto principalmente se debió, con respecto a los bancos gigantes arrecifales como la Florida, Yucatán, Córdoba, San Luis Valles y Faja de Oro a las plataformas o zócalos de superficies planas o casi planas heredadas desde la Tafrogenia Triásica. De tal forma que dependiendo de la magnitud de aquellos zócalos, la amplitud y tamaño de los bancos arrecifales estaría gobernada por ese importante factor.



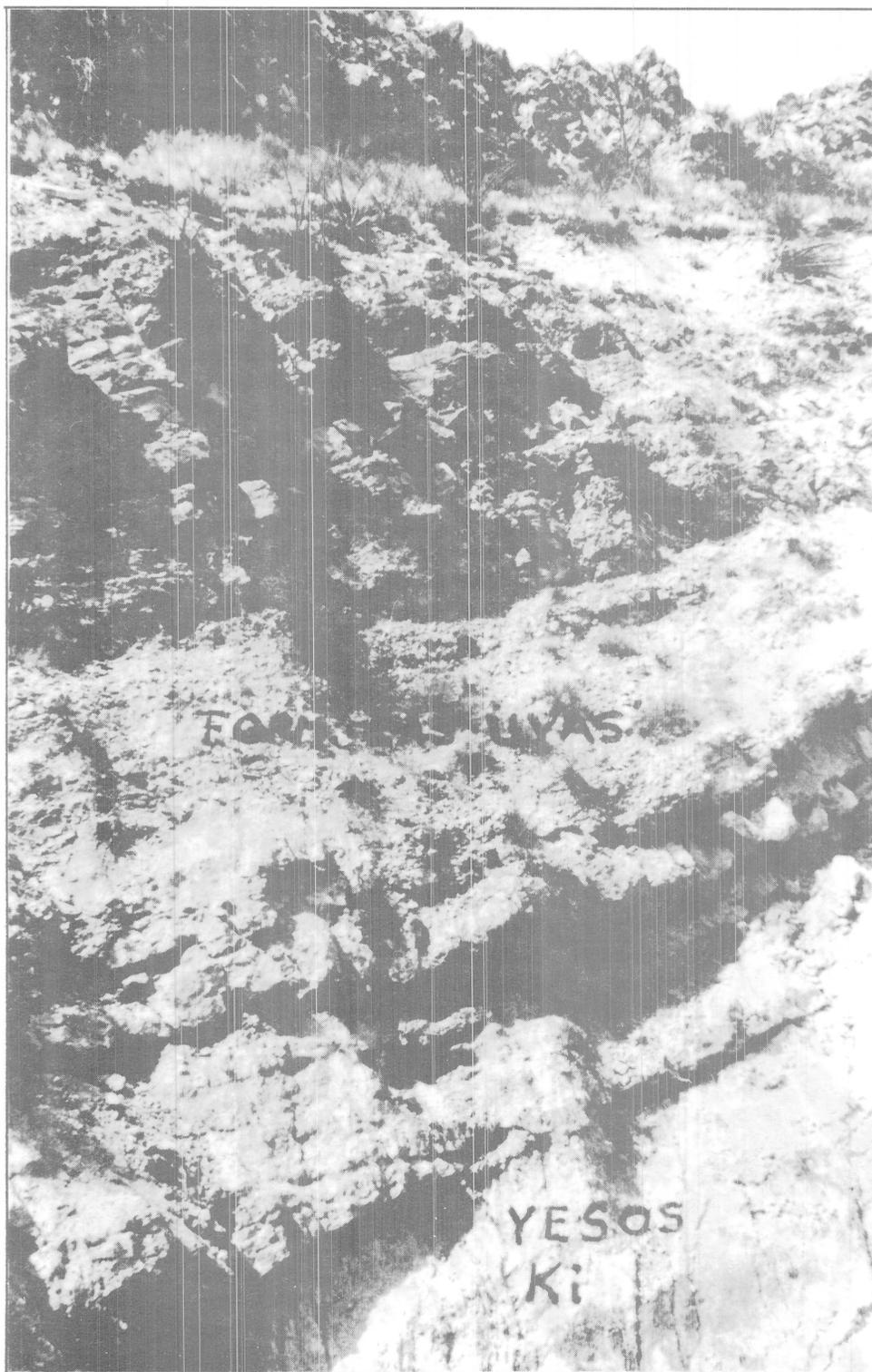
Fotografía 10

Delicias Coahuila.- En primer término pequeños afloramientos de calizas biógenas del Pensilvánico. Al fondo topográficos del Pérmico Wofenp. En el Extremo izquierdo la formación Las Uvas (Aptiano Tardío) descansando discordantemente sobre las rocas del Pérmico. Su color es claro debido a los yesos que la conforman.



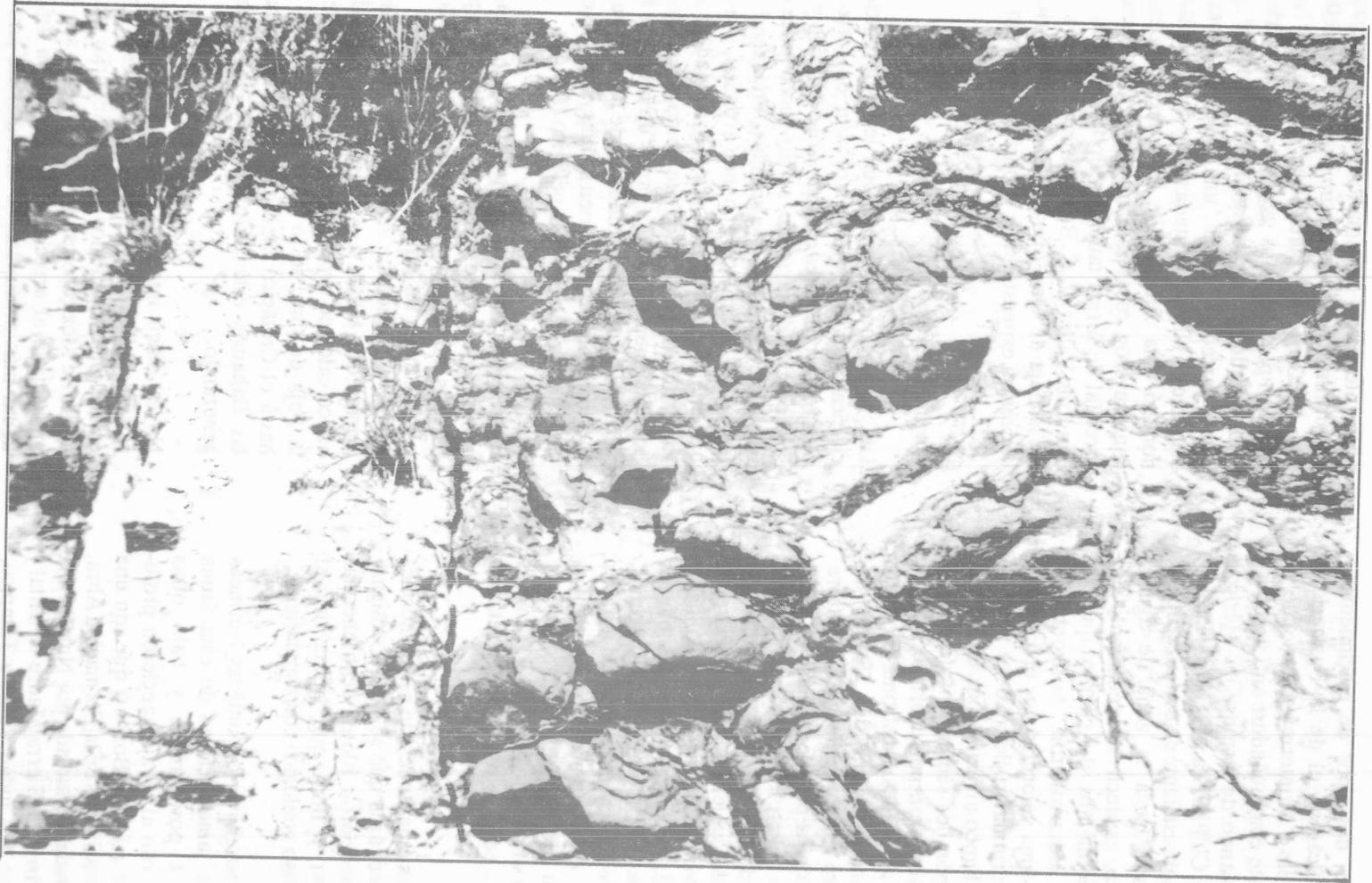
Fotografía 11

Delicias Coahuila.- Contacto discordante entre el Pérmico-Wolfcamp (Turbiditas) con la formación "Las Uvas" y la formación Acatitla (Inmediata Superior) del Cretácico inferior (Aptiano).



Fotografía 12

Formación Las Uvas.- Yesos en conformación inferior (Valle de las Delicias, Coah.)



Fotografía 13

Formación Las Vigas.- Sierra Magistral, Coah. Acción del intemperismo y la erosión en el desierto, echado vertical.

Existieron sin embargo, dos tipos de crecimientos arrecifales o bancos calcáreos, el de la Formación Cúpido que desde Saltillo y Monterrey se extiende y prolonga hacia el noreste continuándose en Laredo y el sur de Texas cambiando de nombre en México (figs. 53 y 57). Arrecife CUPIDO a SLIGO en Texas. La particularidad más sobresaliente de este arrecife es su crecimiento inclinado hacia la zona de aguas profundas o de cuenca, es decir su crecimiento es progradante y los sedimentos de cuenca que lo marginaban casi se desarrollaron, horizontal y verticalmente con la misma velocidad que el arrecife, de tal forma que al terminar o llegar a su final el cordón y de hecho el banco arrecifal, por un rápido hundimiento de la región, los sedimentos de cuenca que lo circundaban acabaron por cubrirlo. El otro tipo de banco calcáreo arrecifal, o biostroma (Bonnet) era conocido en la Sierra del Abra (figs. 58 y 59) de donde tomó su nombre este arrecife y en la otrora famosa provincia geológica petrolera "Faja de Oro" durante los años veinte del presente siglo, y el nombre con que fue bautizada se debió a los fabulosos campos petroleros descubiertos en su extremo occidental en paleocavernas de disolución, dolinas y calizas dolomíticas. El crecimiento de estos bancos arrecifales: La Faja de Oro, Yucatán, Las Bahamas, San Luis Valles etc, fue vertical o casi vertical a través de millones de años que comprendió, en algunos casos como Yucatán Córdoba-Orizaba, desde el Aptiano hasta el Maestrichtiano. Las islas Bahamas aún en crecimiento, su edad se remonta al Cretácico Inferior.

A través de las grandes amplitudes, de estos enormes biostromas, y dentro del área que se podría designar como zona lagunal, crecieron islotes de biohermas (arrecifes), con fauna y flora que caracteriza al período e incluso al piso geológico correspondiente.

Durante el Cretácico, surgieron los Rudistas, *Nerineas* sp. *Acteonellas* sp; a inmediaciones de esta fauna marina o sea en el post-arrecife y bajo otras condiciones de resguardo al oleaje, crecieron profusamente los miliolides (Heimi-Bonnet) que son una de las características, distintivas de la Formación Abra, primeramente observada y estudiada por Nuttall en la Sierra del Abra, dentro de la Sierra Madre Oriental y en el camino carretero de Ciudad Valles a Tampico.

En la última década de los 70'S, se ha podido entender mejor el origen de estos grandes bancos que crecieron sobre plataformas, como se apuntó ante-

riormente e islas de tamaños y formas diferentes. El descubrimiento de la continuación del arrecife de la Faja de Oro en la plataforma marina del Golfo de México, por métodos geofísicos y posteriormente comprobado por pozos exploratorios, mostró que este banco arrecifal tenía una forma elíptica con orientación NNW, asentada sobre una paleoisla que se nominó "Isla Jurásica de Tuxpan", cuyo núcleo lo constituyeron rocas metamórficas. Otro gran banco arrecifal de forma también elíptica (fig. 59) es el de San Luis Valles (J. C. Bravo) tres veces en tamaño al de la Faja de Oro, que a diferencia del primero, se encuentra expuesto en la superficie de dicho estado.

Formación Tamabra

Las rocas que comprenden esta formación, son clásticas producto de destrucción del arrecife por oleaje. En ocasiones este material detrítico y durante la evolución del arrecife, se producen fenómenos de turbidez al desprenderse grandes porciones de algunas partes del escarpe en el banco arrecifal, ocasionando que el material activado por la gravedad, se desplace varios kilómetros pendiente abajo, llevando consigo ocasionalmente, grandes partes de las áreas biógenas del arrecife de varias toneladas de peso, el cual quedó caóticamente distribuido en sedimentos finos calcáreos o arcillosos de ambiente pelágico (fig. 58).

El material clástico calcáreo detrítico, normal o sea el que continuamente se estuvo depositando al pie de las paredes del banco, mantiene en su desarrollo vertical y horizontal, un equilibrio constante con el crecimiento del banco. La edad de esta facies sedimentaria marina que tiende a acuñarse hacia la periferia del banco calcáreo arrecifal en el caso considerado de la Faja de Oro, se le ha situado desde el Aptiano hasta el Cretácico Medio Tardío, sin embargo, en las Bahamas esta facie detrítica debe aún estarse generando.

No es difícil imaginar, que estos cuerpos clásticos calcáreos definidos y nominados facies TAMABRA, en el Cretácico Inferior Medio y Superior, del área del Golfo de México, en su posición distal o sea en el área más lejana al arrecife y dentro de un ambiente de aguas más profundas, se interdigitara con los lodos calcáreos y fauna pelágica de la Formación Tamaulipas; de ahí el nombre con que se le designó a esta Formación TAMABRA, palabra formada por Tamaulipas y Abra.

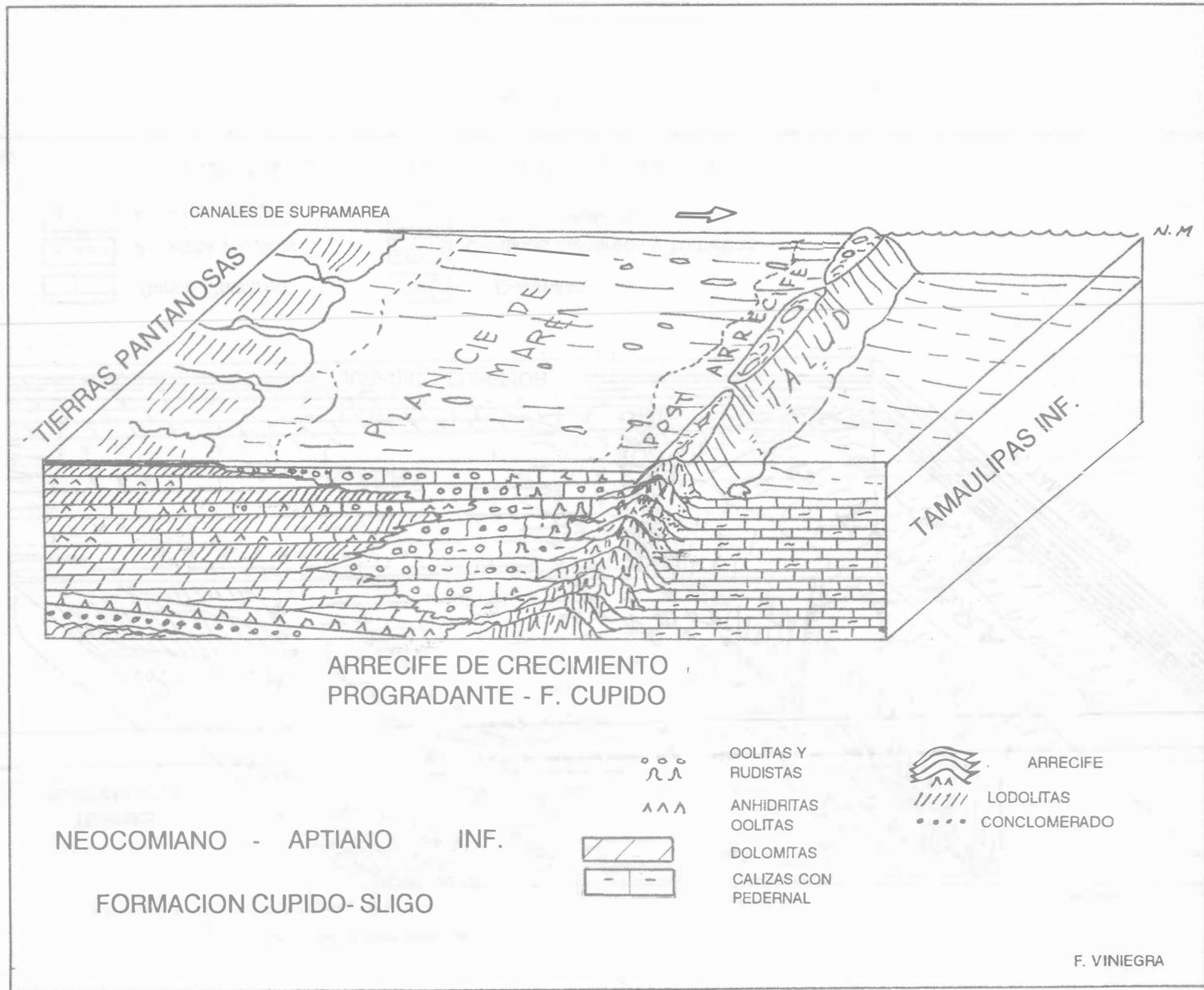


Figura 57
Neocomiano-Aptiano inf. Formación Cupido-Sligo

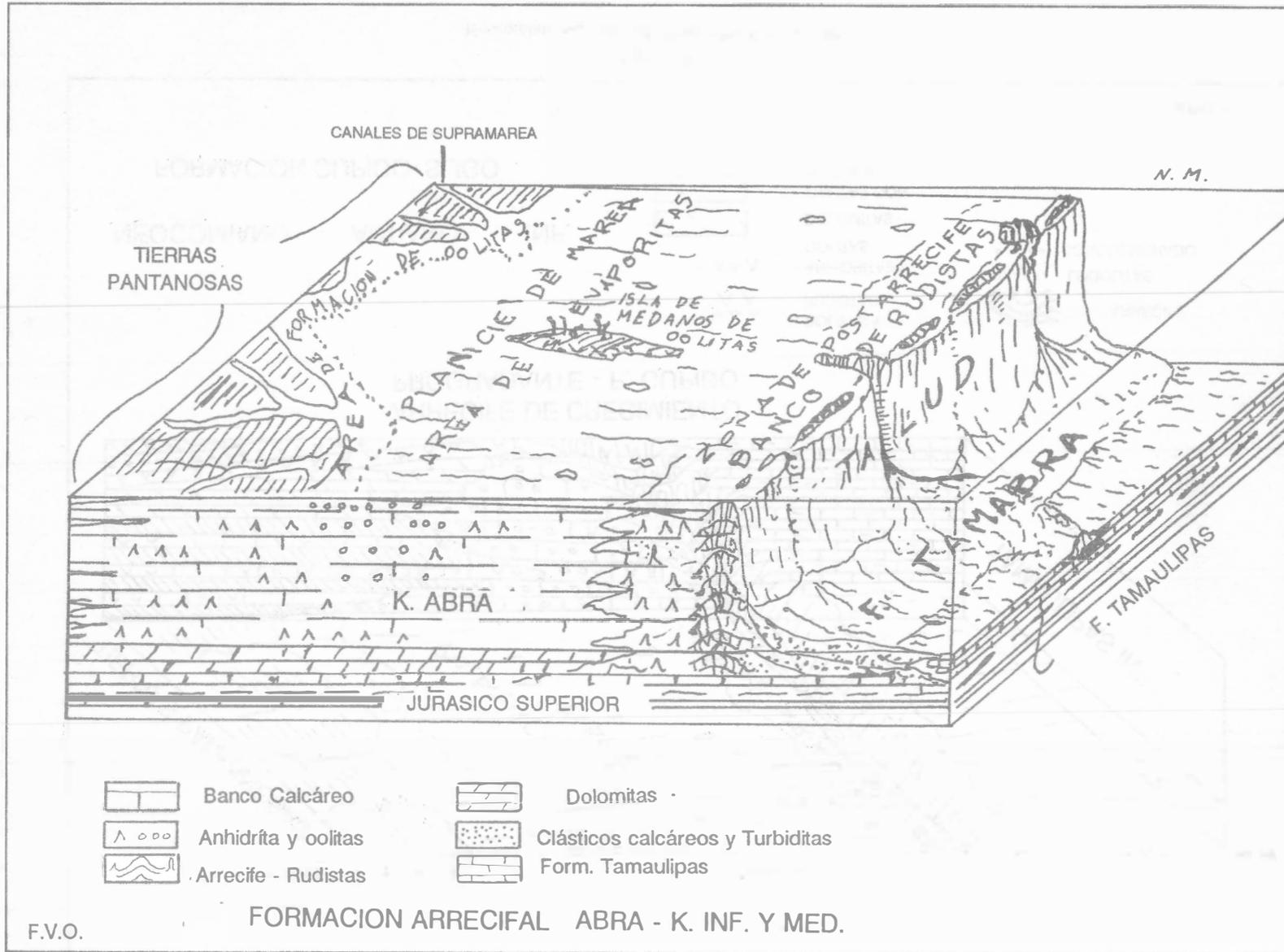


Figura 58

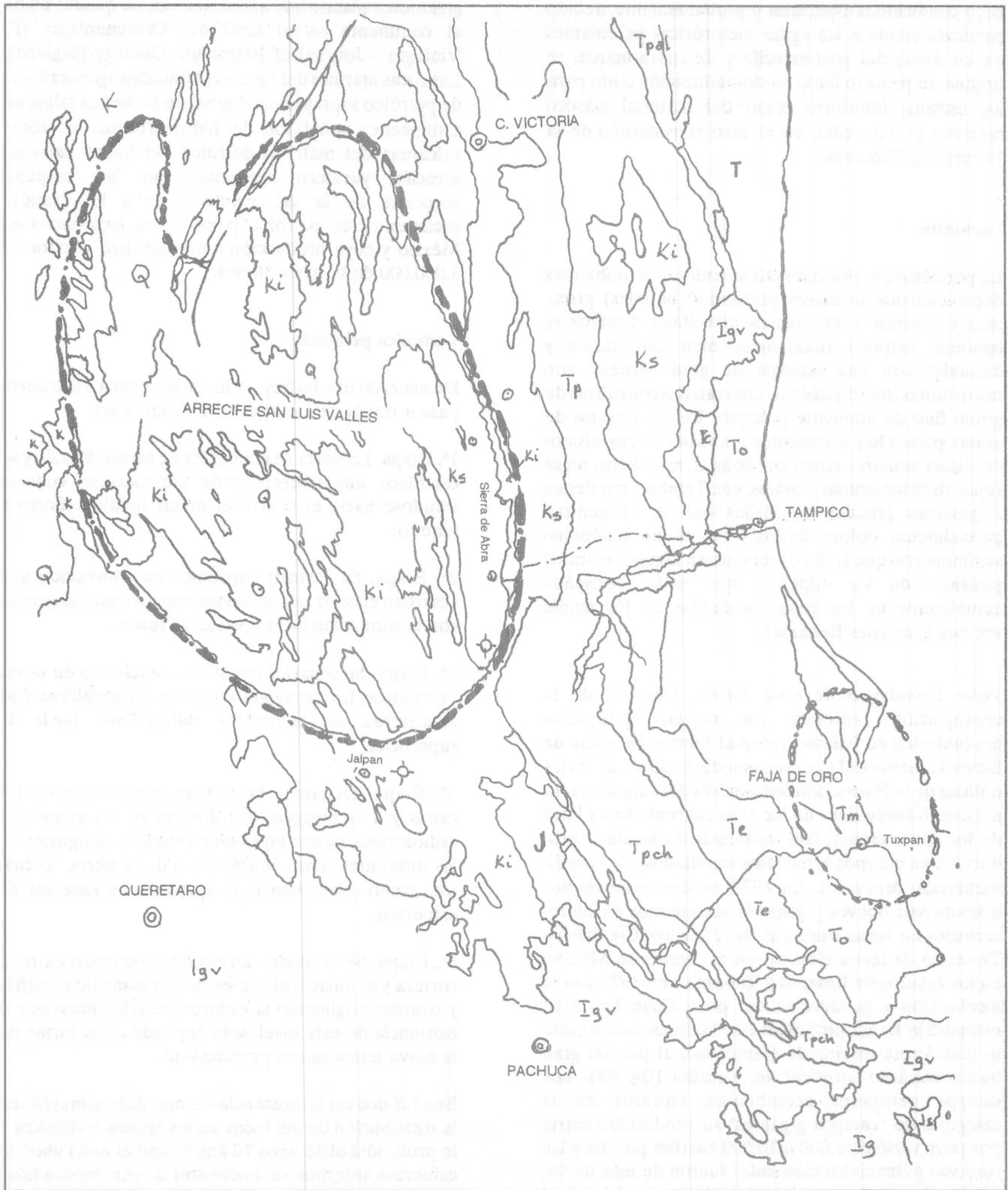


Figura 59
Plataformas calcareas o bancos arrecifales del K. med.

Bajo condiciones especiales y probablemente, debido particularmente a las aguas meteróricas percolantes en las áreas del post-arrecife y de supra-marea, se origina un proceso lento de dolomitización tanto para los estratos inferiores como del material clástico calcáreo periarrecifal, en el caso considerado de la Formación Tamabra.

Turbiditas

La porción de la Formación Tamaulipas en ambientes deposicionales de mares profundos (batiales) próximos o vecinos a los bancos arrecifales Cretácicos, contiene estratos ocasionales bien clasificados y definidos con una litología de grano grueso, son calcarenitas interdigitadas o intercaladas con calizas de grano fino de ambiente pelágico. En los estratos de grano grueso hay fragmentos grandes de organismos de aguas someras como orbitolinas, miliólidos, algas rojas, rudistas, oolitas, corales. etc. También contienen fragmentos grandes de fósiles que se encuentran parcialmente dolomitizados; este es un fenómeno sedimentario que se ha observado en algunos estratos jurásicos de los Alpes y que está ocurriendo actualmente en las zonas profundas de los mares vecinos a las Islas Bahamas.

Valor Económico de estas Facies. Después de la expropiación petrolera los campos petroleros descubiertos en México oriental fueron en rocas de facies Tamabra del Cretácico medio y calizas de facies oolítica de la Formación San Andrés del Jurásico; esto aconteció desde fines de los años cuarenta hasta fines de los años sesenta, con insistencia de localizar producción en cuerpos arrecifales sepultados por la sedimentación cenozoica. En 1972, se descubrieron por primera vez nuevos y grandes yacimientos de hidrocarburos en rocas calcáreas del Jurásico, Cretácico y Terciario de facies clásticas en el sureste de México, en los estados de Chiapas y Tabasco y en 1976 con la localización y producción del pozo Chac No. 1 se extendió la franja productora de Hidrocarburos hasta la plataforma marina de Campeche, al pie del gran banco calcáreo arrecifal de Yucatán (fig. 54). Los campos petroleros descubiertos, entraron en la categoría de "campos gigantes" su producción diaria por pozo varió de 5,000 a 10,000 barriles por día y las reservas potenciales calculadas fueron de más de 45,000 millones. La teoría sobre la que se basó el descubrimiento plantea que sobre la península de Yucatán, en el Cretácico, correspondía a una

gigantesca plataforma arrecifal antes de quedar unida al continente en el final del Cenomaniano. (F. Viniegra - Journal of Petroleum Geology England). Las rocas marinas del Jurásico Tithonianogeneradoras de petróleo suprayaciendo la sal de la cuenca salina de Campeche, inundaron de hidrocarburos, las rocas calcáreas del material detrítico del banco calcáreo arrecifal yucateco deformado por los empujes verticales de la sal, dando lugar a los grandes yacimientos de petróleo jamás antes localizados en México y cuya producción diaria alcanzó la cifra de 3,000,000 de barriles diarios.

Tectónica profunda

De acuerdo con Jeffreys la historia térmica de la tierra pasa a través de 5 etapas (M. Alvarez Jr).

1ª. Etapa. La tierra se encuentra en estado líquido y se establece una diferenciación gravitacional concentrándose hacia el centro el metal fundido (fierro y niquel).

2ª. Etapa. Se forman corrientes de convección que acarrear el calor radiactivo tan rápido como se genera con la formación de la corteza terrestre.

3ª. Etapa. Se separan por su diferenciación de pesos específicos, las capas graníticas de las basálticas y se concentran los minerales radioactivos hacia la superficie.

4ª. Etapa. Debido a la variada constitución de las capas y a la desigual distribución de los elementos radioactivos, tienen lugar enfriamientos desiguales en las diferentes zonas concéntricas de la tierra, lo cual trae como consecuencia la aparición de sistemas de esfuerzos.

5ª. Etapa. Se establece un equilibrio térmico entre la corteza y el núcleo, el sub-estrato intermedio se enfría y contrae originando la deformación. La presencia o existencia de este nivel, solo depende de la forma de la curva temperatura profundidad.

Benioff dedujo la existencia de una discontinuidad en la distribución de los focos de los sismos tectónicos a la profundidad de unos 70 km. Como el nivel libre de esfuerzos internos se encuentra a una profundidad semejante, puede deducirse que coincide con la discontinuidad sísmica. Si el substrato se contrae por estar enfriándose la base de la corteza no coincidirá

con la cima del substrato y por lo tanto no existirá enlace mecánico entre ellos dando lugar a una discontinuidad sísmica que trae consigo fuerzas tangenciales en la corteza al quedar soportándose así misma originando con ello, plegamientos para ajustarse al substrato contraído.

Vening Meijer ha estudiado las deformaciones que puede sufrir la corteza al estar sujeta a esfuerzos tangenciales de compresión y dice que es de esperarse, que ésta se doble hacia abajo por esa causa.

Tectónica superficial

Esta tectónica se refiere principalmente a la cubierta sedimentaria que puede cubrir a la placa continental desde el Pre-Cámbrico hasta el Cenozoico aunque también incluye los rasgos tectónicos en las rocas ígneas y metamórficas.

El proceso más importante en la tectónica superficial, como dice M. Alvarez, es el Orogénico que en nuestro país tiene varias etapas y se desarrolló desde la región costera del Pacífico bajo la Sierra Madre Occidental, hasta la Sierra Madre Oriental y la región de la Sierra de Chiapas.

Albiano-Cenomaniano

En el Cretácico Medio, la inundación marina cubrió no solamente gran parte de México, probablemente un 80% del país, sino que alcanzó el área del geosinclinal de las montañas Rocallosas, comunicándose el Golfo de México con el Océano Artico a través de Estados Unidos y Canadá y con el Océano Pacífico por el sur y occidente de México (fig. 56).

El llamado geosinclinal Mesozoico mexicano que se le ha ubicado en el centro del país desde Chihuahua hasta Oaxaca (?), no corresponde como el de las Montañas Rocallosas a una fosa o depresión que fue colmada por sedimentos continentales y marinos de espesores mayores de 10,000 m. Este llamado geosinclinal Mesozoico geofísicamente corresponde a un gran mínimo gravimétrico y a un alineamiento de campos mineros o evidencia de la presencia de minerales radioactivos que también se manifiestan con el mismo alineamiento o sea Chihuahua-Oaxaca (fig. 60). La explicación que podría esgrimir o sustentar sería la penetración de la placa oriental

oceánica del Pacífico, bajo la continental y los efectos de esta fenómeno cortical en el magmatismo radioactivo con los subsiguientes efectos orogénicos, emplazamientos plutónicos, dinamo y pirometamorfismo todo esto que aconteció principalmente al final de la Era Mesozoica y principios de la Cenozoica en la República Mexicana, alcanzando estos efectos en espacio y tiempo, Chiapas y Guatemala por efectos de la Placa de Cocos.

Volviendo a la cubeta o geosinclinal mexicano y relacionando este elemento cortical con la geología histórica Mesozoica, la paleogeografía señala dos golfos; el de Chihuahua en el Jurásico Tardío y el de Coahuila o de Sabinas con espesores de roca relativamente grandes, pero difícilmente para pensar en la magnitud de un geosinclinal como el de las montañas rocallosas que sería su correlativo y contemporáneo en México.

La paleotopografía y paleofisiografía del Jurásico daría, más adelante margen a que sobre ella pudiesen formar, por la batimetría local, los arrecifes que nacieron en el Aptiano Temprano y algunos se continuaron hasta el Cretácico Superior.

Orogenia mexicana

La historia de los movimientos corticales de la Era Mesozoica se inicia en el Triásico y de su tafrogenia regional nacen los relieves geográficos más destacados que, como se comentó líneas arriba, formarían los obstáculos y áreas de subsidencia donde los mares del Jurásico formarían la paleogeografía tan característica de este período.

La deriva continental de Norteamérica desde fines del Triásico hasta el Cenozoico Temprano, moviéndose heterogéneamente centímetros por año con rumbo WNW a través de millones de años y en constante avance y colisión con la placa oriental del Pacífico, ha originado esfuerzos compresionales. Al finalizar el Aptiano, la franja occidental continental del Pacífico comenzó a arquearse hacia arriba deformada por los esfuerzos (fig. 52) de compresión de las placas litosféricas. La retirada o regresión marina en el oriente se inicia y los mares que forman el Mar Mexicano, retroceden. Estos primeros esfuerzos compresionales, no solamente originan fuerzas tangenciales hacia el oriente, sino discordancias angulares en los nuevos depósitos marinos del

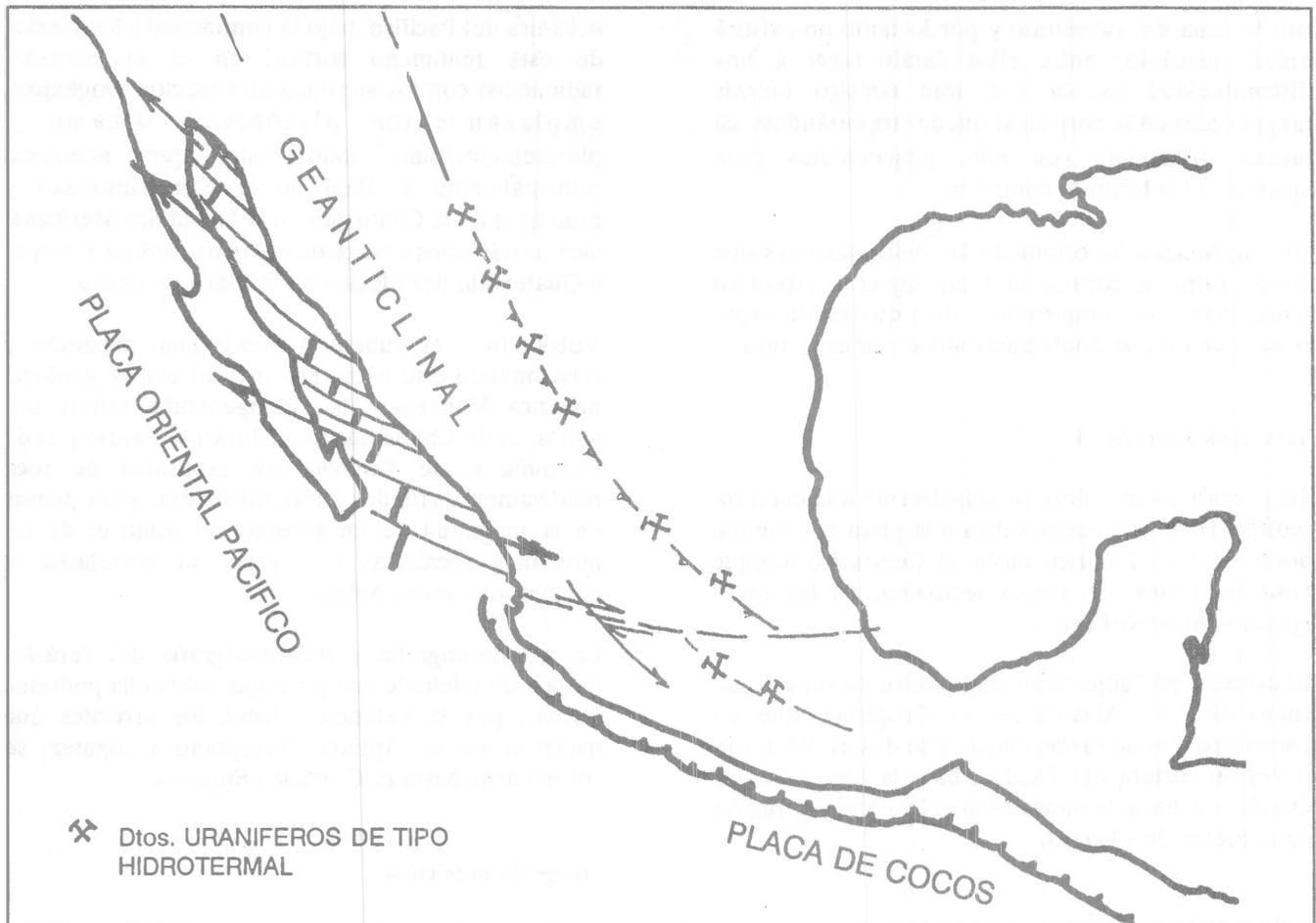


Figura 60

Cretácico Medio; contaminación de material detrítico continental en los sedimentos marinos, formación de conos aluviales, plegamientos, erosión aérea y fluvial de ellos, fallas inversas en la región costera, magmatismo y emplazamientos plutónicos etc. En Sonora, en su franja noroccidental, las primeras pulsaciones orogénicas se habían dejado sentir en el Jurásico y probablemente desde el Triásico Tardío. El Arco Insular magmático de Baja California había dejado su huella en la sedimentación marina interdigitada con volcánicos, como aún se puede observar en las rocas del Triásico en Bahía San Hipólito en las costas del Pacífico. Esta franja inestable del Pacífico, desde Alaska hasta la región más austral de Sudamérica, en la evolución de las series del Cretácico y del Terciario Temprano, habían de crear una orogenia de tipo andino formada de gran actividad volcánica de carácter ácido e intermedio.

Bajo estos empujes tangenciales corticales de poniente a oriente, se formaron una serie de antefosas orogénicas con depósitos de turbiditas o tectofacias cronológicamente a cada evento o etapa pulsativa orogénica en la amplitud del país, desde Chihuahua hasta Tamaulipas, Veracruz, Oaxaca y Chiapas.

Esta serie de antefosas orogénicas revelan con bastante precisión y claridad que el territorio mexicano, en toda su extensión trabajó como un orógeno en etapas pulsatorias de las cuales hay evidencia desde el Albiano hasta el Paleoceno-Eoceno Inferior.

La primera antefosa orogénica la localizó Burckhart en el Albiano de Parral, Chihuahua así como su prolongación en el sur en San Pedro del Gallo, Durango.

El sistema de pliegues en esta región occidental del país, es predominantemente de sobre-corrimento de varios kilómetros de desplazamiento, montadas las formaciones más antiguas sobre las más jóvenes, esto debido a que absorbieron las fuerzas tangenciales orogénicas, desde probablemente el Jurásico Tardío hasta el Terciario Temprano.

A los movimientos iniciales de deformación, con pliegues de los depósitos clásticos "flysch" o de turbiditas, les sucedieron otros menos selectivos de aspecto, que señalan el grado de madurez de las cadenas orogénicas así como de los sistemas fluviales que las drenaban.

Es pues evidente que la orogenia mexicana, nace desde el cinturón orogénico del Pacífico y sus esfuerzos se transmitirán hacia el oriente, desde el Albiano hasta el Terciario Temprano, siempre originadas estas etapas orogénicas por los movimientos de subducción y colisión de las placas del Pacífico y la continental.

Los ejes estructurales del país con sus pliegues menores, tienen en forma casi general un rumbo dominante que se observa desde Sonora, Baja California hasta Chiapas que aproximadamente coincide con el rumbo general de la costa del Pacífico N35 grados a 45 grados W.

Las fuerzas orogénicas se transmitieron a través de todo el país, durante la Orogenia Mexicana-Laramíca, comportándose las rocas sedimentarias de acuerdo con su competencia diferencial para transmitir los esfuerzos y de los obstáculos del subsuelo o sea de la paleomorfología de éste que se encontraba en su trayecto; ejemplo de ello están las cordilleras actuales que bordean la antigua isla jurásica de Coahuila.

Los mares del Albiano enmarcaron, con sedimentos de tipo costero el occidente del país formando una gran península alargada (fig. 54) que era bañada, en el oriente, por los mares del mar mexicano y por el oeste por las aguas del Océano Pacífico. Esta península fue prolongación en el sur, del continente-isla que se había formado al canalizarse los mares del Ártico y los del mar mexicano a través del geosinclinal de las Rocallosas (fig. 56) dividiendo a Norteamérica en dos grandes islas la cubeta inundada formaba un mar interno de más de 1,500 km de ancho después de haberse producido esta gran inundación continental, el extremo norte del geosinclinal comenzó a emerger

y los mares iniciaron su retirada hacia el sur, acelerando este proceso su azolve por material detrítico acarreado por erosión de las tierras que se elevaban en el poniente, quedando como vestigio de su antigua condición marina, grandes áreas pantanosas de aguas dulces y salobres, donde vertían sus aguas las cuencas hidrográficas que se formaban en el oeste.

El geosinclinal occidental que había surgido probablemente desde el tiempo Nevadiano y que se levantaba en la franja occidental costera del Pacífico, daba origen, en este tiempo, a enormes cantidades de material detrítico en ambas vertientes. Los movimientos de basculamiento que se originaron, aceleraron la regresión marina del Albiano-Cenomaniano y este proceso de regresión marina acompañado de movimientos orogénicos en el occidente debió ser lo suficientemente lento para mantener los tirantes de agua en equilibrio con la precipitación de carbonatos y permitir a los bancos calcáreos arrecifales su continuo desarrollo vertical.

El banco arrecifal de la Formación Cupido, en el norte de México (fig. 53) había dejado de crecer, al hundirse más rápidamente esa región del país y del sur de Norteamérica al final del Aptiense formándose sobre este enorme arrecife, una sedimentación marina de aguas profundas con fauna pelágica que fue denominada Formación la Peña compuesta de calizas margosas y lutitas.

Los bancos arrecifales de San Luis Valles, Faja de Oro, Córdoba, Yucatán, Florida y las Bahamas, continuaron evolucionando; sin embargo, al finalizar el Cretácico Albiano - Cenomaniano, los dos primeros, por el acelerado hundimiento de su área territorial, también dejaron de existir, su hábitat cambió radicalmente, cubriéndolos mares de mayor tirante de agua como fueron los del Cretácico Superior.

La sedimentación marina del Cretácico Medio en México, tiene, como en los anteriores pisos, un continuo cambio de facies que originó la topografía submarina, la turbidez o claridad de las aguas marinas, la temperatura de las mismas así como la influencia de las tierras progradantes y los movimientos corticales de la orogenia occidental mexicana.

El Mar Mexicano, en Texas, Chihuahua y Coahuila dejó una potente sedimentación de carbonatos generados en el Cretácico Inferior y Medio

designándosele "SERIE COMANCHE" en memoria de las tribus indígenas que dominaron esta región. Estas rocas sirvieron para establecer una secuencia cronológica en sus facies marina y continental de Nuevo México, sureste de Arizona y noreste de Sonora, donde se observa la influencia detrítica que originó el levantamiento Mesocordillerano, en la sedimentación del Cretácico. Este levantamiento en México, en la región occidental de Sonora, como se señaló anteriormente, se tradujo en fuerzas de compresión que formaron plegamientos, fallas inversas, cobijaduras, volcanismo, emplazamientos plutónicos, etc. (fig. 52).

Las aguas del Mar Mexicano comunicado con el Océano Pacífico por el suroeste, sur y sureste bañaban las islas que emergían entre Guerrero y Oaxaca (fig. 53); Texas, Louisiana, Mississippi, Alabama y Georgia se encontraban parcialmente inundadas; Florida estaba bajo el mar igual que la península de Yucatán, Belice y el norte de Guatemala.

La orogénia del Albiano, en Parral Chihuahua, había formado una antifosa orogénica que se continuaba hasta Durango, hacia la zona de San Pedro del Gallo y con ello surgía la primera etapa de la Orogenia Mexicana que habría de continuarse con la Orogenia Laramide del Cretácico Superior y Paleoceno Inferior hacia la región costera del Golfo de México.

En este mismo tiempo, en la franja del Pacífico, los emplazamientos batolíticos de tonalitas, granitos y granodioritas se manifestaron desde Sonora-Baja California, hasta Oaxaca. Esos emplazamientos habrían de migrar cronológicamente de occidente a oriente hasta el Cenozoico Temprano. La Baja California, entonces unía su porción oriental al continente, la inundación marina que cubrió la mayor parte de su territorio en el Aptiano, continuó en el Albiano, depositándose sedimentos marinos carbonatados, en ocasiones arrecifes (Formación Alisitos), que temporalmente eran contaminados por el volcanismo generado en el arco magmático por la convergencia de las placas, las cuales al disminuir en su velocidad de encuentro, la placa del Pacífico adquiere durante este tiempo geológico, su posición horizontal normal penetrando bajo la placa continental (fig. 50), en forma casi paralela bajo esta y hacia el oriente, causa que produciría no solamente magmatismo con esa dirección, sino en el Cretácico Superior, la "OROGENIA LARAMIDE".

Alrededor de los grandes y menores bancos calcáreos arrecifales, los mares eran profundos y esta condición ambiental daba lugar a que en sus fondos los carbonatos que se precipitaron, tuviesen las características propias de las zonas batiales, con fauna pelágica microscópica y en ocasiones se formarían nódulos de pedernal. Las rocas de ambiente batial se originaron desde el Cretácico inferior, hasta el final del Cretácico Medio, quedando nombradas Formación Tamaulipas Inferior y Superior en el extremo oriental del país.

Breve historia geológica de Centroamérica y las Grandes Antillas

Núcleo Centroamericano. Esta denominación que comprende el norte de Nicaragua, el Salvador, Honduras, Guatemala y Chiapas, fue dada por Schucker (1935) y en las presentes líneas se referiría brevemente a la geología histórica Mesozoica de este territorio.

El Triásico Tardío es evidente que se manifestó en aquella región por 14 especies de plantas que Newberry (1888) colectó y estudió en Tegucigalpa Honduras y este descubrimiento dió margen a establecer una relación con el Triásico continental de carbón vegetal y restos fósiles de plantas encontrados en Sonora en el río Yaqui. Algunos geólogos sugieren que los cuerpos sedimentarios de Honduras, son litológicamente correlacionables con la Formación San Cayetano de Cuba (Khudoley y A.A. Meyerhoff-1971). Respecto al Jurásico se menciona la localización, en la misma región, de especies Macrocephalites, y de *Amalteus margaritatus* del Jurásico Temprano.

El problema para decifrar la historia geológica de este territorio Centroamericano radica en el intenso volcanismo que en el Cenozoico, sacudió la región sepultando áreas extensas y que podrían dar luz sobre este tema y fundamentalmente a la historia geológica y evolución de la región del caribe ya que daría un firme apoyo para ubicar la posición real del paleogeosinclinal Antillano antes de su movimiento de deriva hacia el norte cuando se separó del norte de Sudamérica y probablemente del norte de Honduras.

En Centroamérica, el Cretácico Temprano, evidentemente fue un tiempo geológico, que en esta región comprendió un período de denudación y peniplanación, formándose una extensa carpeta de clásticos

gruesos y finos hacia las áreas costeras de bajos relieves donde esporádicamente se precipitaron evaporitas.

La sedimentación continental de lechos rojos y yesos se extendió a lo largo de las márgenes occidentales de la plataforma o cratón yucateco y se le denominó a esta sedimentación Formación San Ricardo, aflorando desde Cintalapa, Chiapas hasta las montañas de Cuchumatanes en Guatemala.

Centroamérica, específicamente Guatemala, el Salvador y Honduras formados por rocas metamórficas del Pre-Cámbrico así como del Paleozoico Temprano al igual que los estados de Guerrero y Oaxaca a los que se unía originalmente en el Triásico, cuando Norteamérica iniciaba su movimiento hacia el WNW esta porción territorial continental centroamericana se quedó rezagada generándose en el norte una gran falla de transcurrencia (Fig. 50) la falla de Motahua.

La inundación mayor que sufrió este territorio americano fue en el transcurso del Aptiano, lo cual dio lugar a formar una amplia sedimentación de carbonatos y anhidritas bajo tirantes de agua lo suficientemente someros, calientes y oxigenados para favorecer el crecimiento de arrecifes tras los cuales, o área post-arrecife, se formaban lagunas donde la baja mar y la pleamar dejaban sus efectos con depósitos de yesos o cuerpos oolíticos.

Hacia la mitad del Albiano, hundimientos al sureste de la ciudad de Guatemala, produjeron una inundación de las aguas del Océano Atlántico y Océano Pacífico; en esta nueva inundación y ante unos fondos marinos irregulares, se depositaron carbonatos con radiolarios, margas, cuerpos detríticos calcáreos y grauvacas arenosas de grano grueso que es la llamada Formación SARANATE.

El Neocomiano se considera ausente en Guatemala y como dato de interés, también en las Grandes Antillas. Esta similitud en caracteres no deposicionales entre ambas regiones les da cierta unión en el tiempo, lo que hace imaginar que la región del caribe, emergía formando una unidad con el norte de Centroamérica, es decir la parte correspondiente al occidente de Chiapas, Guatemala, Belice, Honduras y Nicaragua, se mantuvieron emergidas en el Neocomiano y su denudación se extendió de sur a norte, cubriendo áreas con lechos rojos y evaporitas;

a este período de denudación y peniplanación le siguió la gran inundación marina del Aptiano, que aunque cubrió grandes superficies, la escasa profundidad de sus aguas sobre la región norte, desde el territorio del Peten y Tegucigalpa Honduras, hasta Yucatán dio margen a depósitos calcáreos y anhidritas que tienen una gran similitud y además son contemporáneos con las facies Abra del oriente de México y que en Guatemala se le designa como calizas Coban, con micro-fauna común como la *Nommoloculina heimi*, rudistas inmediatos a la zona de post-arrecife, etc. Este ambiente ecológico persistió hasta el Albiano Tardío.

El volcanismo contaminó la sedimentación clástica calcárea del mismo origen que las facies TAMABRA, dándole a estos carbonatos un tinte oscuro, la presencia del material detrítico volcánico. El área al sur de los arrecifes, señala un episodio de actividad volcánica intensa y probablemente el material de turbidez desprendido a intervalos de los escarpes del arrecife, eran producidos ocasionalmente, por las sacudidas de los espasmos volcánicos.

La zona o región del caribe, en el Cretácico Medio, debió ser parte del Océano Atlántico, en evolución creciente, comunicándose con los mares del Océano Pacífico por el sur de Nicaragua y noroeste de Sudamérica. El Continente Americano tuvo dos movimientos: Norteamérica conjuntamente con Centroamérica y el Eugeosinclinal de las Grandes Antillas se desplazaban con rumbo WNW y Sudamérica con dirección oeste girando su extremo austral más rápidamente que el área ecuatorial (Fig. 61).

La iniciación de la Orogenia Antillana parece estar registrada en el Jurásico Superior y afectó Cuba, Santo Domingo-Haití, Puerto Rico y Jamaica, durante estos movimientos corticales se originaron fallas de transcurrencia y bloques fallados (A.A. Meyerhoff, 1971). Los movimientos de desplazamiento horizontal de este Eugeosinclinal Antillano, moviéndose hacia el noroeste, crearon o dieron lugar a una orogenia muy compleja, a metamorfismos intensos y facies ultramáficas, máficas e intrusivos espilíticos, brechas, tobas y corrientes lávicas.

La desarticulación del Eugeosinclinal Antillano, es posible que se haya efectuado por efecto de fallas de transcurrencia de la placa caribeña con rumbo dominante norte y aunque los ejes de los plegamientos tienen un rumbo NW-SE, especialmente en

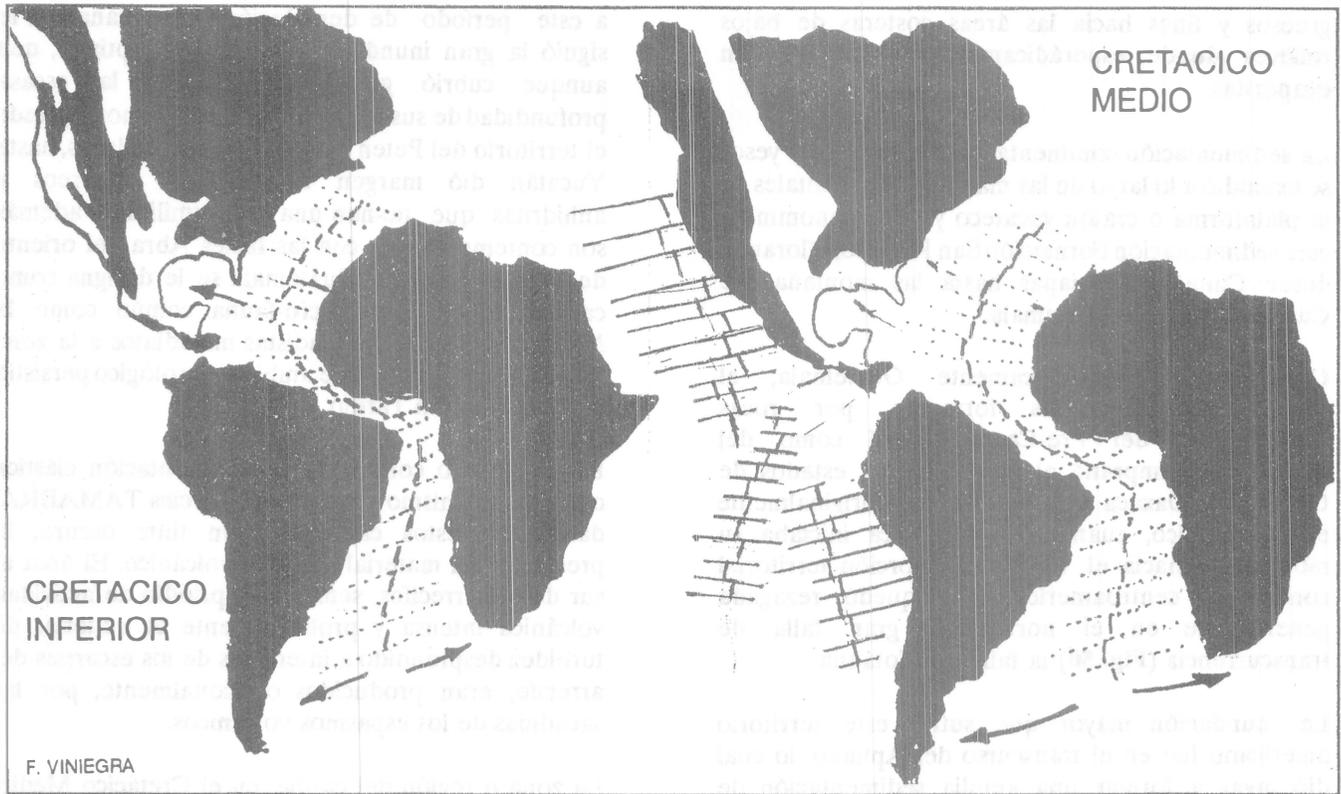


Figura 61
Deriva Continental por expansión de la Placa Oceánica Atlántica

la región boreal de Cuba, esta orientación podría haber sido efecto de la colisión del Eugeosinclinal en sus facies miogeosinclinal cretácico, contra el cratón de las Islas Bahamas y la Florida (fig. 62).

En la Sierra de los Organos, en el oeste de Cuba, la tectónica es muy compleja y la exposición de la litología y cronología, va desde el Jurásico Medio Temprano al Cretácico y Eoceno Temprano.

Los contactos observados, de acuerdo con Hatten (1957) y posteriormente por A.A: Meyerhoff (1971) se deben en su mayor parte a fallas de cobijadura o traslape y no a una secuencia sedimentaria.

Los sedimentos marinos del Cretácico Inferior y Medio están ausentes en el sur de Cuba, en cambio rocas volcánicas de ese lapso geológico, se presentan frecuentemente hacia el flanco occidental de la Sierra de Trinidad, en la porción central-sur de la isla; el Cretácico Medio se manifestó con una gran actividad ígnea que modificó la paleofisiografía de la isla y consecuentemente la paleohidrografía.

La llamada cresta o levantamiento de Nicaragua, parece haberse desprendido de las islas de Jamaica, Haití-Santo Domingo y Puerto Rico y estas a su vez de Cuba, separándolas la Fosa abisal o TRINCHERA DEL GRAN CAIMAN (fig. 62).

Suess (1909 et al) opinaba que aquellas islas eran parte del geosinclinal Guatemalteco Hondureño, originado en el Paleozoico. Si Cuba y las islas arriba señaladas se encontraban formando parte de aquel geosinclinal Centroamericano, entonces conjuntamente con los movimientos de deriva de la placa continental de Norteamérica debió tener cuando menos dos movimientos: el continental dirigido al WNW y el de desprendimiento y giro del extremo occidental de Cuba hacia el norte, contra el sur de las Bahamas y el Cratón oriental del Golfo de México.

La fosa del Gran Caimán sigue siendo un enigma en los movimientos de expansión de la corteza oceánica, la cual, al igual que la cresta del mismo nombre, parecen tener un alineamiento y rumbo más afin con

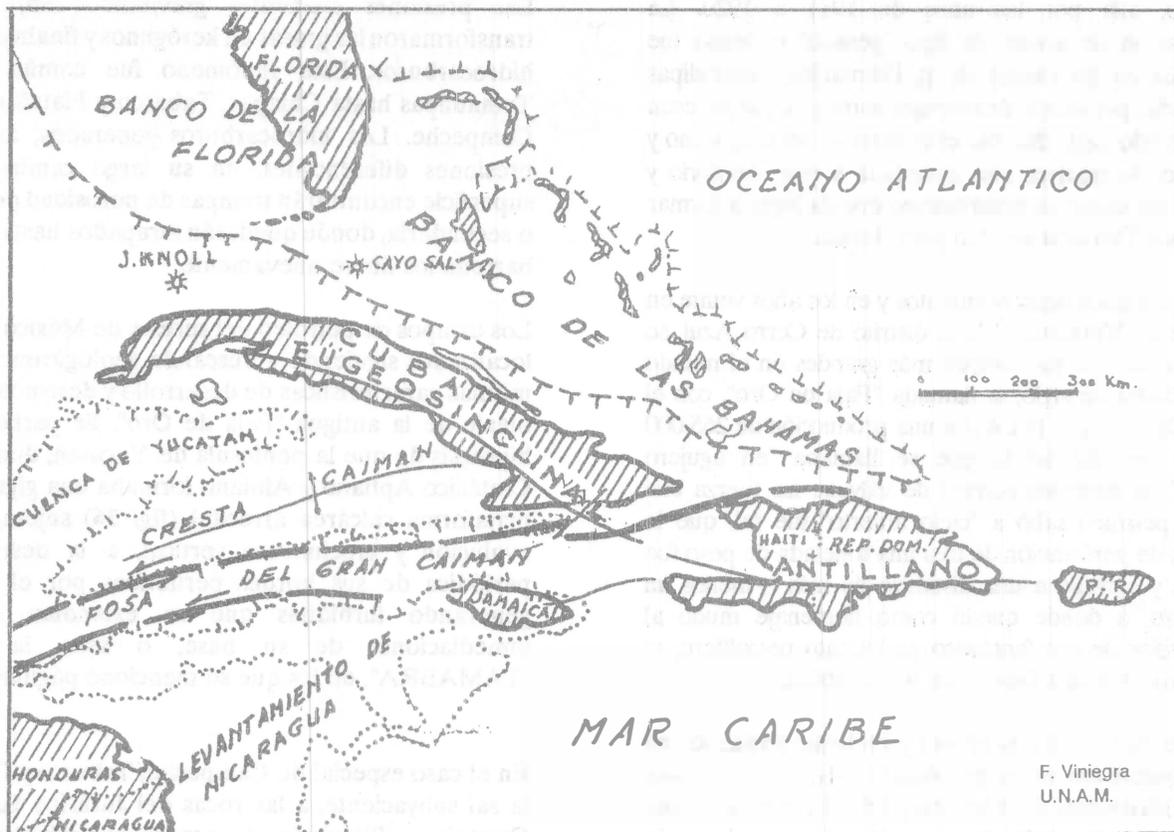


Figura 62

el sistema de fracturas de transcurrancia de la Placa de Cocos en el Pacífico que con las fracturas del Atlántico.

Como dato de interés cabe señalarse y mencionar la opinión de D.D. Anden Jr., respecto al levantamiento o Cresta de Nicaragua en el Caribe al que considera este autor, como un cinturón móvil de corrientes magmáticas e intrusivos máficos que tuvieron su principal efecto a través del período Jurásico y Cretácico, esta hipótesis daría cierto apoyo a la teoría de que el Geosinclinal Antillano fue movido y desplazado, de su lugar de origen contemporáneamente a los efectos de desarrollo de la Cresta Nicaragüense.

Muchas incógnitas existen sobre esta región del caribe tan controvertida y pasará mucho tiempo aún para penetrar y decifrar tanto enigma que la rodea.

MEXICO

Yacimientos económicos

PETROLEO. México durante casi una centuria ha sido productor de petróleo y este ha sido localizado fundamentalmente en rocas calcáreas del Cretácico, ocasionalmente en el Jurásico y Terciario.

Varias provincias petroleras se han descubierto a lo largo y ancho de la Llanura Costera del Golfo y su inicio fue en las primeras décadas de este siglo, habiéndose guiado los geólogos por las numerosas manifestaciones de hidrocarburos que se localizaban en la superficie designándoseles como "ojos de brea" o "chapoteras".

Los primeros campos descubiertos fueron en el sur del estado de Tamaulipas y norte de Veracruz, Pánuco y Ebano se hicieron famosos por su producción de

petróleo, allá por los años de 1911 a 1920. La acumulación de aceite de tipo "pesado" o denso fue localizada en las calizas de la Formación Tamaulipas fracturadas por acción de empujes verticales que parecen haber tenido lugar durante el transcurso del Oligoceno y Mioceno, de manera que inmediata a este territorio y hacia el sur existe un hundimiento que da lugar a formar la Cuenca Terciaria de Tampico-Nautla.

Posterior a estos descubrimientos y en los años veinte en el norte de Veracruz y en el distrito de Cerro Azul, se descubre uno de los campos más grandes en el mundo de mediados de siglo, la llamada "Faja de Oro", con el pozo "Cerro Azul", No. 4 con una producción de 265,000 barriles por día en lo que se llamaba "en agujero abierto", es decir sin control de válvula. La fuerza con que el petróleo salió a "cielo abierto" fue tal, que la barrena de perforación de casi una tonelada de peso fue lanzada y elevada a una distancia de más o menos un kilómetro, a donde quedó como homenaje mudo al descubridor de ese fantástico yacimiento petrolífero, el ingeniero de minas Don Ezequiel Ordóñez.

La "Faja de Oro" fue el primer yacimiento localizado en lo que parece fue un antiguo Atolón del cretácico Medio, de 100 kilómetros de diámetro y México llegó a ocupar el 2º lugar como país productor de aceite en el mundo en aquella época.

La Cuenca de Tampico-Nautla fue pródiga en petróleo y en esa región se localizaron ya con métodos geofísicos, yacimientos tan importantes como Poza Rica, en rocas calcáreas biógenas.

Más adelante a inmediaciones de la Faja de Oro, en calizas clásticas, y turbiditas derivadas del gran arrecife por destrucción del oleaje, se localizaron nuevos entrapamientos de hidrocarburos.

La historia de generación y acumulación del petróleo en México se remonta a los mares invasores del Jurásico Superior (Tithoniano) provenientes del Atlántico que inundaron el Golfo de México y el extremo oriental del país con aguas de circulación deficiente y carentes o pobres en oxígeno causando una enorme talatosenosis o mortandad de la vida marina; la ausencia de oxígeno evitaba la des-composición conservándose la materia orgánica. Los sedimentos de períodos posteriores, en este caso Cretácicos y Terciarios, cubrieron a las rocas con organismos del Jurásico Superior, que por su alto contenido de azufre, le dieron una coloración gris oscura a negra.

Las presiones crecientes gravitando sobre ellas, transformaron las grasas en kerógenos y finalmente en hidrocarburos. Este fenómeno fue común desde Tamaulipas hasta Chiapas, Tabasco y Plataforma de Campeche. Los hidrocarburos generados, ante las presiones diferenciales, en su largo camino a la superficie encontrarán trampas de porosidad primaria o secundaria, donde quedarán atrapados hasta que la barrena los libere nuevamente.

Los campos de petróleo del sureste de México fueron localizados siguiendo y buscando geológicamente las mismas características de desarrollo y destrucción por oleaje de la antigua "Faja de Oro". Se partió de la hipótesis de que la península de Yucatán, durante el Cretácico Aptiano y Albiano formaba una gigantesca plataforma calcárea arrecifal (fig. 36) sujeta, en su evolución y crecimiento vertical, a la destrucción periódica de sus bordes periféricos por el oleaje, generando turbiditas que se extendían en las inmediaciones de su base, o sean la facies "TAMABRA", de las que se mencionó páginas atrás.

En el caso especial de Campeche, Tabasco y Chiapas la sal subyacente, a las rocas del Jurásico Superior, Cretácico y Terciario, de espesores variables entre 3,000 m, 6,000 m de norte a sur, se comportó como un elemento plástico ante las presiones tan considerables que gravitaban sobre ella produciendo un conjunto de estructuras dómicas en las rocas Mesozoicas que por su naturaleza clástica (Tamabra Ksup) formaron enormes entrapamientos de hidro-carburos. La franja productora en rocas carbonatadas clásticas tiene una longitud aproximada de 270 km y una amplitud variable de 30 a 50 km.

La generación del hidrocarburos del Jurásico Tithoniano en la Llanura Costera del Golfo de México, no solamente alcanzó a las rocas Cretácicas sino que llegó hasta las rocas arenosas de origen marino del Mioceno a través de los diapiros salinos, algunos de los cuales, en la región del Istmo generaron intrusiones dómicas en la superficie. Las trampas de hidrocarburos formadas en las inmediaciones a los intrusivos salinos fueron por más de 50 años los objetivos para la localización de trampas de aceite y gas en el sureste de México, no fue hasta el año de 1971 cuando se intentó buscar acumulación en las rocas carbonatadas del Mesozoico, en sus facies de Turbiditas con los resultados ya arriba señalados.

Cretácico superior

La retirada de los mares que se había iniciado en el Cretácico (Albiano), se acentuó en el Cretácico Superior. En el Turoniano, la placa Pacífica-Oriental entra en colisión nuevamente con la placa continental como resultado del movimiento continental y de la expansión del fondo oceánico. Los efectos de esta colisión se traducen en metamorfismo de las rocas preexistentes como las Pre-cámbricas y Paleozoicas amén de rocas ígneas intrusivas y extrusivas en toda la región costera del Pacífico; de manera que esta franja continental trabajó como un Eugeosinclinal, transmitiendo sus esfuerzos hacia el oriente y originando fallas inversas y de cobijadura en rocas mesozoicas formando además hacia el antepaís, plegamientos con lo que se inicia la Orogenia Laramide en México desde Chihuahua y Sonora hasta Chiapas.

Esta orogenia toma su nombre de la región de Laramide en Wyoming donde nace y deja sentir su tremenda fuerza en el Geosinclinal Mesozoico de Las Rocallosas, originó grandes fallas inversas como la de Montana, en la que las rocas del Proterozoico cabalgan varias millas sobre las rocas del Cretácico, con un desarrollo longitudinal, de ésta falla, de más de 300 kilómetros. La de Idaho, falla a la que se le ha medido una longitud de 500 kilómetros; rocas del Cámbrico y Ordovícico cabalgaron sobre del Pensylvánico y Triásico con un desplazamiento de su lugar original, de cuando menos 70 kilómetros.

Hacia el occidente del Geosinclinal de las Rocallosas, el volcanismo estuvo activo, principalmente en el Geanticlinal Cordillerano, cuya proyección en México, corresponde a Sonora, Sinaloa, poniente de Durango y extremo occidental de Zacatecas, región en proceso de levantamiento y actividad ígnea en el Cretácico, esta última se fue desplazando hacia el oriente como resultado del cambio de ángulo de la Placa del Pacífico oriental en su movimiento de subducción con respecto a la placa continental, penetrando la placa oceánica mas profundamente y casi paralelamente con aquella.

Ante este arqueamiento continental del occidente acontecido en el Cretácico superior, las tierras vecinas y circunscritas al mar mexicano, comenzaron a emerger retrayéndose los mares del Geosinclinal de las Rocallosas de las áreas marginales occidentales y

del sur oeste de México, emergiendo como islas en este mar regresivo: Honduras, Nicaragua, parte de Cuba y Haití.

En el tiempo geológico que corresponde al Turoniano Coniaciano, las aguas del Mar Mexicano, que iniciaban la evolución del que mas adelante sería el Golfo de México, bañaban en el norte, las tierras occidentales de Chihuahua, Durango, Zacatecas, Guanajuato comunicandose probablemente con el Océano Pacífico a través de Guerrero y Oaxaca. El resto del país, salvo algunas islas coralígenas en el sur de Veracruz, San Luis Potosi y restos de la antigua Península Jurásica de Oaxaca, estuvo bajo el mar.

Las profundidades marinas fueron variables y bajo estas condiciones irregulares de los fondos marinos, los depósitos sedimentarios que se verificaron en ellos, produjeron cambios de facies, entre pelágicos a someros y marginalmente, costeros. Los climas cambiaron en función de la geografía y fisiografía de las áreas continentales.

Las pulsaciones de la Orogenia Laramide, crearon nuevos sistemas de pliegues además de los formados durante el Cretácico Albiano Cenomaniano, en la margen occidental Pacífico. Estos pliegues se comprimieron más y se rompieron produciéndose fallas inversas y en lo que hoy es el zócalo o base de la Sierra Madre Occidental, surgieron espilitos y ofilitas llamadas también rocas verdes. Las fuerzas compresionales se extendieron en esta nueva pulsación hacia el extremo oriental de Durango (fig. 63), occidente de San Luis Potosí y zona central de Guerrero. A lo largo de esta franja en movimiento se formó otra antefosa orogénica paralela a la de Parral y San Pedro del Gallo del Albiano; esta nueva Antefosa aquí nombrada de Durango, es de edad Turoniano-Coniaciano y fue colmada de turbiditas, material arcillo-arenoso derivado del sistema orogénico que crecía en el occidente, plegando las rocas del Triásico, Jurásico y Cretácico, desde Chihuahua hasta Zacatecas con tal intensidad que se formaban cabalgaduras por fallas inversas, fallas de transcurrancia y efectos de actividad ígnea. El producto de la erosión y denudación de este primer sistema orogénico formado al final del Mesozoico, a través de redes hidrográficas, era descargado a esta nueva Antefosa de Durango contigua a la de Parral y San Pedro del Gallo (Figs. 63 y 67).

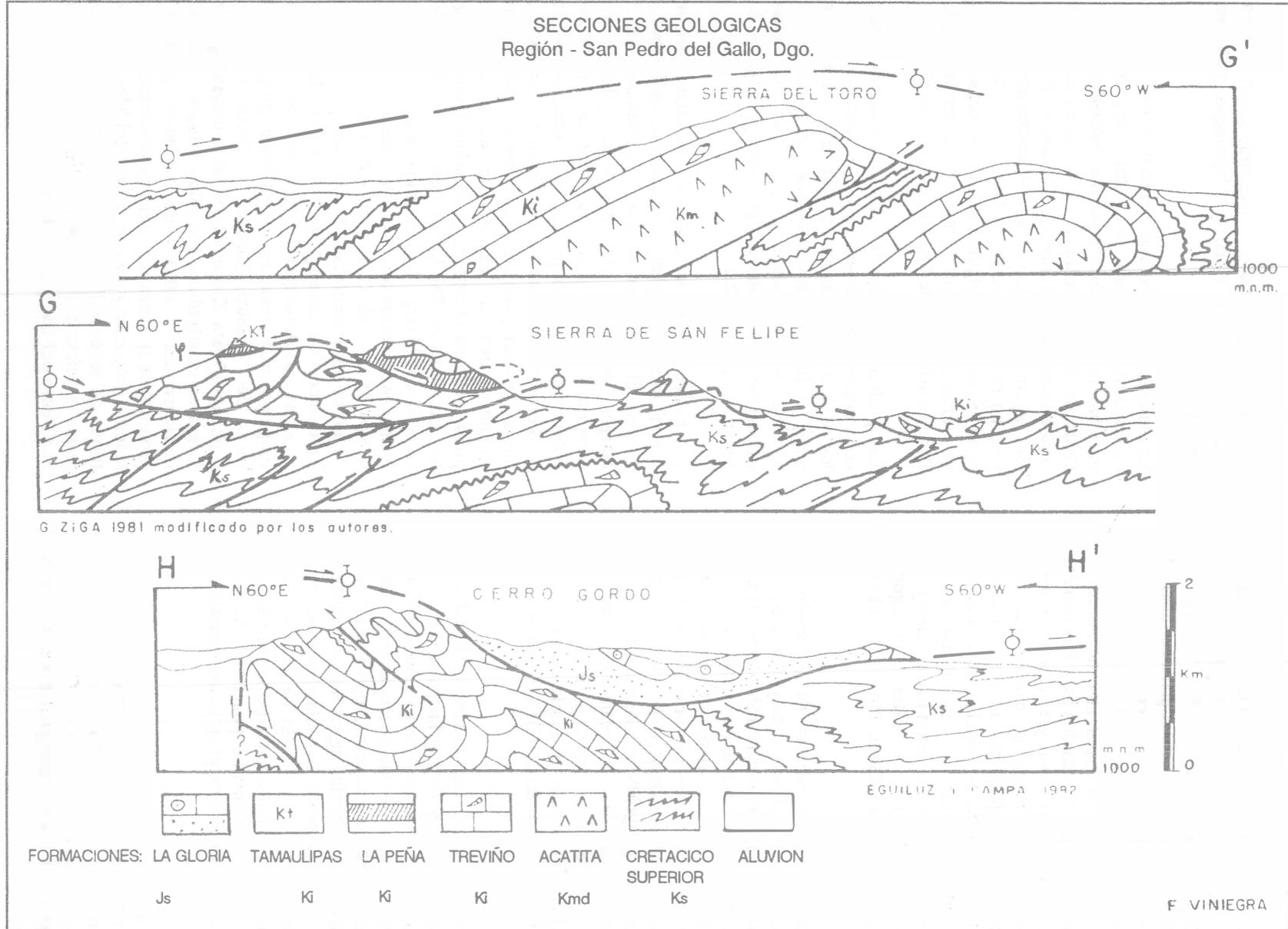


Figura 63

Estas dos Antefosas, al continuar las fuerzas compresionales orogénicas, sus ejes longitudinales iban sufriendo un desplazamiento hacia el oriente de tal manera que los ejes estructurales cambiaban de posición. La incompetencia de sus sedimentos hacía que los esfuerzos compresionales, en actitud creciente, por la Orogenia occidental, originaran que las rocas competentes del Cretácico Inferior y Jurásico cabalgaran sobre las del Cretácico Medio y Superior (Fig. 63), ahora se observa, que desde su raíz, cubren varias decenas de kilómetros. Este tipo de orogenia continuó hasta el Maestrichtiano y cubrió un territorio desde Parral y Jiménez, Chih., hasta la Sierra de Yerbanis, Dgo., en el sur de Mapimí y Parras Coah., con depósitos clásticos de Antefosa, turbiditas Flysch, los cuales se iban generando, depositando y plegando con cada pulsación orogénica.

La antigua Isla Jurásica de Coahuila, situada al oriente de esta tectónica y formada de rocas paleozoicas y pre-cámbricas, sirvió de elemento de resistencia a esos esfuerzos tangenciales los cuales se tradujeron en plegamientos imbricados, pliegues recumbentes, fallas inversas y de traslape, contorneando los bordos de esa isla en casi todo su extremo sur-oeste y sur; dando lugar a que se formara la Sierra Transversa de Torreón (Fig. 64), Saltillo y que la conforman, además de los depósitos flysch del Cretácico Superior, las rocas del Jurásico y Cretácico inferior y medio, también intensamente plegadas y falladas.

La deformación de las rocas mesozoicas, en la amplitud del Territorio Nacional, da la impresión objetiva de un basto mar encrespado, con su oleaje que se mueve al nor-oriente y rompe al chocar con los obstáculos semi-ocultos que encuentran en su camino, y que aún logra rebasarlos, las ondulaciones que se forman sobre ellos, se hacen suaves casi planas, como aconteció en la paleo-isla de Coahuila y en muchos otros obstáculos, que los plegamientos orogénicos contornearon imposibilitados para rebasarlos. Así, bajo esta imagen plástica de la orogenia Larámide-Mexicana, del final de la Era Mesozoica y principios de la Era Cenozoica, se tiene un sentido dinámico, tridimensional de la geología, en el tiempo y en el espacio.

La tectónica, las fallas inveras, normales y/o de transcurrancia así como el hacinamiento de plegamientos, su orientación, posición de los planos axiales, etc.

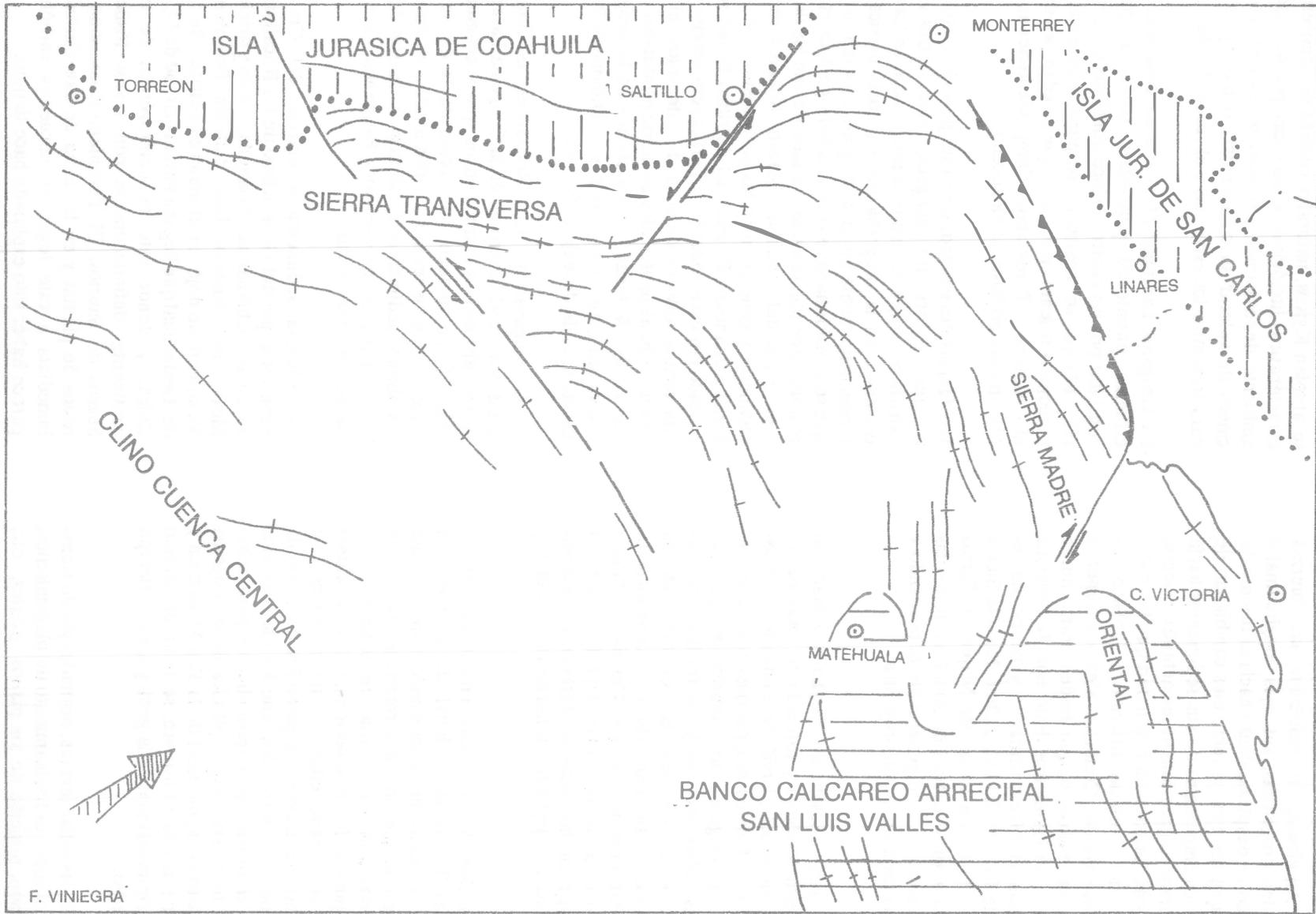
se antojan lógicos, naturales cuando se conocen las características litológicas de las rocas, por su origen y ambiente deposicional, entonces se está en condiciones de valorar su competencia o incompetencia para transmitir los esfuerzos y el resultados de estos.

La Orogenia Laramide-Mexicana, se desarrolló con esfuerzos pulsatorios periódicos, según se puede constatar por las cuatro o cinco antefosas orogénicas (Fig. 67) que se localizan y se pueden observar, de poniente a oriente en el país y que en edad van desde el Albiano, Turoniano, Campaniano-Senoniano, Maestrichtiano hasta el Paleoceno.

Las fuerzas desarrolladas, en este período diastrófico en que se formaron pliegues, fallas, intrusivos y extrusivos, trajeron como consecuencia un cambio constante en la orografía del territorio mexicano y consecuentemente en la hidrografía; nacían arroyos que se transformaron en cuencas hidrográficas; ríos en el norte, que por su escasa pendiente que los llevaba a los mares del Turoniano-Maestrichtiano, formaban meandros y generaban en las paleocostas, deltas con áreas pantanosas. El material detrítico fluvial transportado por estas redes hidrográficas era heterogéneo con cantos rodados de roca de diferentes, pisos y edades. Abanicos aluviales debieron producirse en las áreas más afectadas por los efectos de la orogenia, azolvando grandes extensiones y fundamentalmente las cuencas de drenaje deficiente.

El Geosinclinal de Las Rocallosas, al final de Cretácico, en el desarrollo de la Orogenia Laramide, se azolvaba con los detritos líticos, que se acumulaban (Fig. 65) en su seno, por acción de la denudación regional y de los levantamientos locales; sin embargo los últimos sedimentos cretácicos, se fueron depositando al pie de las vertientes montañosas o en las cuencas intermontanas.

La columna sedimentaria marina del Cretácico Superior al pie del Geosinclinal de las Rocallosas, es decir hacia Chihuahua y Coahuila, centro y oriente de México está bastante bien definida. Solamente al Mestrichtiano dejó ser el material detrítico de azolve del Gesinclinal que llegaba hasta la latitud de Ojinaga, Chich., y donde este es heterogéneo, de origen continental definitivamente con restos fósiles de huesos de Saurios. El Turoniano-Coniaciano llevó restos de plantas y en las mina de San Carlos, casi inmediata a este lugar, se encuentra carbón que parece haber sido explotado hace tiempo.



F. VINIEGRA

Figura 64

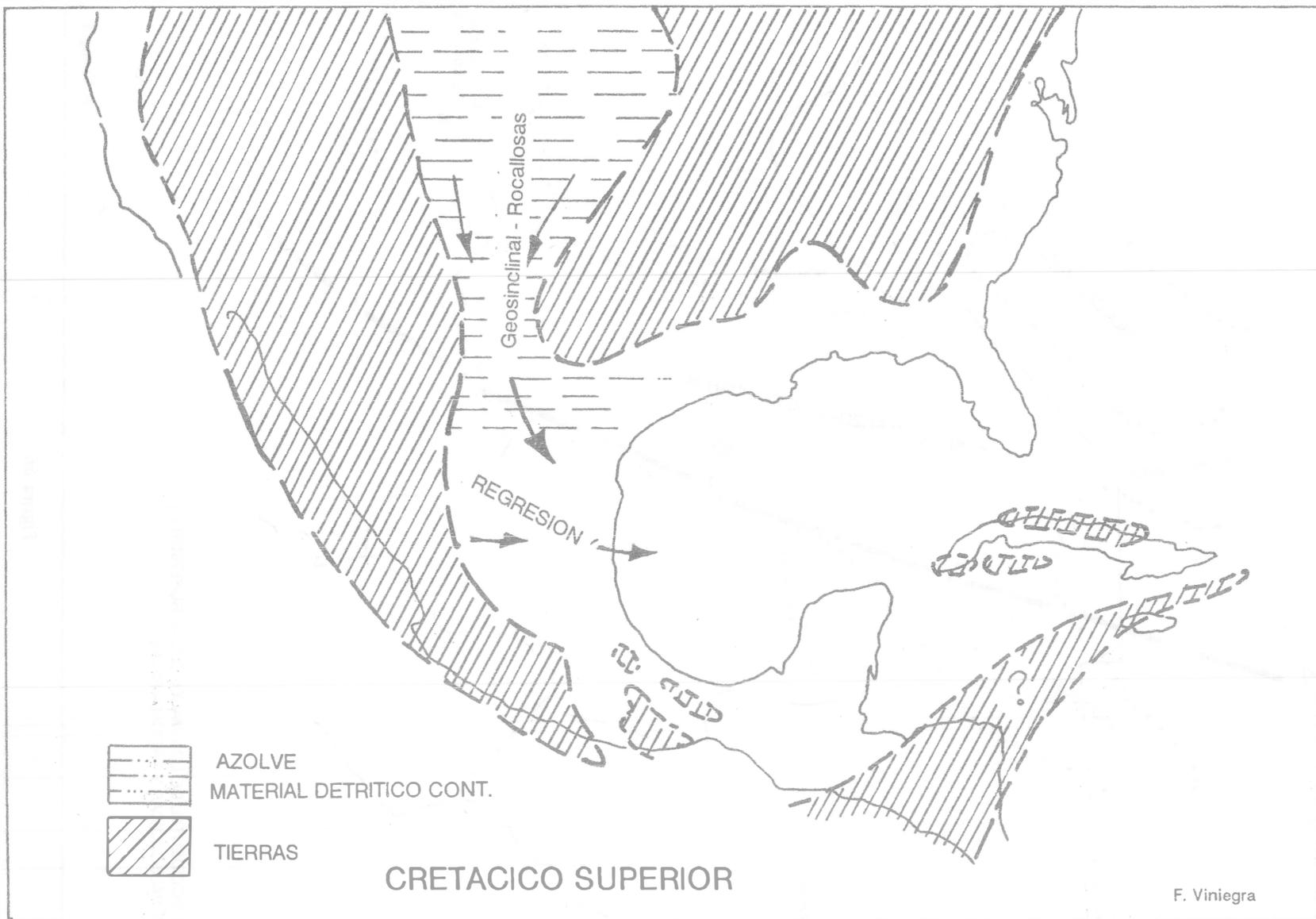


Figura 65

Lo interesante de esta mina es la presencia de Carnotita, mineral amarillento radiactivo, que se encuentra cubriendo algunas paredes y fracturas, pero sin valor económico.

Hacia Coahuila, el Maestrichtiano comprende una amplia área con depósitos de carbón, que hasta el momento son los más ricos localizados en México. Las tierras bajas sin pendientes, debieron originar en esta zona áreas paludales en la retirada de los mares del Mar Mexicano que drenaba en aquel tiempo geológico al Golfo de México.

Antefosas orogénicas del Cretácico (turbiditas)

En San Luis Potosí, en su extremo occidental, se presentan unos afloramientos de rocas marinas de ambiente costero. La Formación Caracol probablemente de edad Campaniano, con la Formación Cuautla, podían quedar referidas a los márgenes occidentales de los mares del Cretácico superior o bien depósitos flysh o turbiditas que con las de las Antefosas de Durango y Coahuila (1, 2, 3 y 4) Fig. 67, formarían un arco definido de los movimientos periódicos pulsatorios de la Orogenia Laramide Mexicana.

Evidentemente, en el sur, en los estados de Guerrero, Oaxaca y Puebla oriental, están presentes tres antefosas con sus depósitos característicos flysch o turbiditas: "La Guerrero" se localiza en el río Guayalejo y en Tierra Colorada, la de Oaxaca se observa en frente y bajo la estatua de Juárez, continuándose en la ciudad de Oaxaca. Lo característico de estos depósitos de turbiditas está en que contienen bancos arrecifales de 1 a 2 m de espesor entre las arcillas y areniscas. Caso parecido a la turbiditas de Placer de Guadalupe en Chich., y las de Delicias en Coahuila del período Pérmico en el Paleozoico.

Las turbiditas de Puebla están en la carretera que va de Tehuacán a Aculzingo en el lugar llamado Ozumbilla (Fig. 67).

Habiéndose iniciado los primeros pliegues y emisiones magmáticas, de lo que se podía designar como Arco Orogénico Magmático del Pacífico, el cual actuó desde Sonora hasta Sinaloa, originalmente, y más tarde se prolongaría hasta el sur de Chiapas, formando los primeros pliegues orogénicos, levantan-

tando, comprimiendo y fallando hacia el oriente a las rocas marginales sedimentarias marinas del Pre-Cámbrico, Paleozoicas y Mesozoicas Tardías, las que al plegarse, romperse y deformarse, originaban, en su frente de avance y en forma periódica, antefosas orogénicas marginales que eran azolvadas. Estas primeras antefosas orogénicas en Chihuahua y en Coahuila, parecen haberse iniciado en el Albiano, como se mencionó anteriormente, para terminar en el Campaniano hacia los bordes de la "Antigua tierra de Coahuila" (Fig. 65). En este tiempo tan prolongado de turbiditas, en un medio marino en su fase regresiva y con pulsaciones periódicas, éstas debieron sufrir cambios en su posición de reposo y en su litología, ya que también los ejes de las antefosas, se sucedían hacia el oriente conjuntamente con los movimientos de la Orogenia Laramide.

Las fuerzas de la Orogenia, en la región de San Pedro del Gallo, habían estado actuando desde el Cretácico Inferior y quizá antes, de manera que rocas tan antiguas como las pertenecientes al Jurásico superior se encuentran cabalgando por tectónica sobre rocas sedimentarias marinas del Cretácico Inferior y superior, ya éstas últimas en su facies de turbiditas (Fig. 68).

Las antiguas formas geográficas, como "Isla del Diablo" en (Fig. 66) Texas, la isla de Coahuila en el oriente y la "Península de Aldama-Babispe" en el occidente, enmarcando la Cuenca Mesozoica de Chihuahua, al generarse las fuerzas orogénicas en el noroeste y oeste, comprimieron y plegaron los sedimentos del Cretácico inferior, formándose la primera antefosa orogénica en Parral y San Pedro del Gallo. A esta antefosa se sumaron las que vinieron posteriormente en el transcurso del Cretácico superior como se señaló líneas arriba.

Los depósitos de turbiditas, en la Sierra de Yerbanís, Dgo. corresponden en edad, al Turonianio y en Coahuila, hacia la Sierra de la Peña, al Campaniano. Hacia el borde sur de la península de Coahuila se formó otra antefosa de edad Maestrichtiano alimentada por el material detrítico proveniente de la Sierra Transversa Torreón-Salttillo.

Las pulsaciones incrementadas de oeste a este, dejaron en el occidente de México, al finalizar la Orogenia Laramide Mexicana, una tectónica de fallas inversas en abanico, nacidas a profundidad; cabalgaduras o sobre-corrimientos de las rocas más antiguas

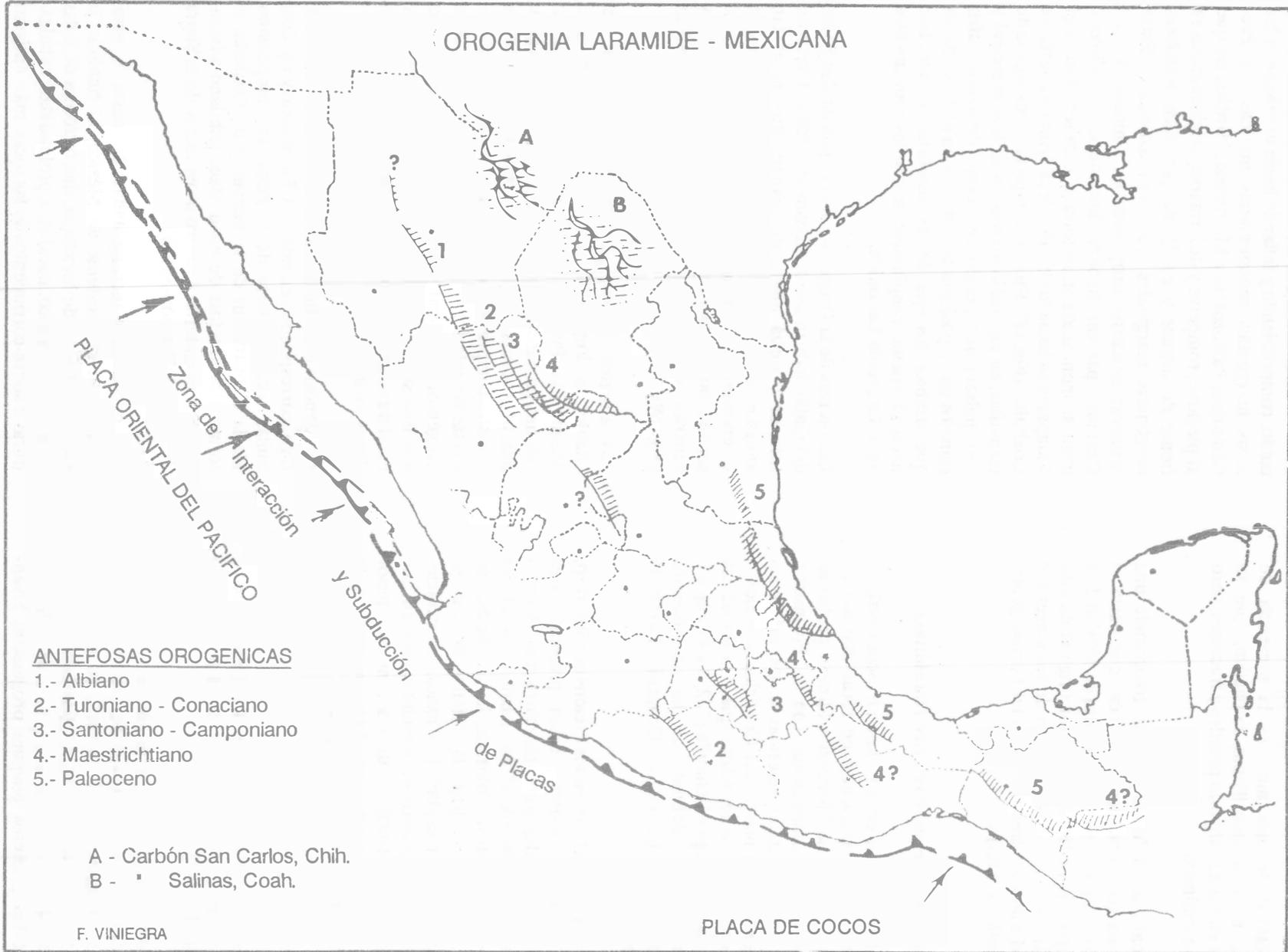
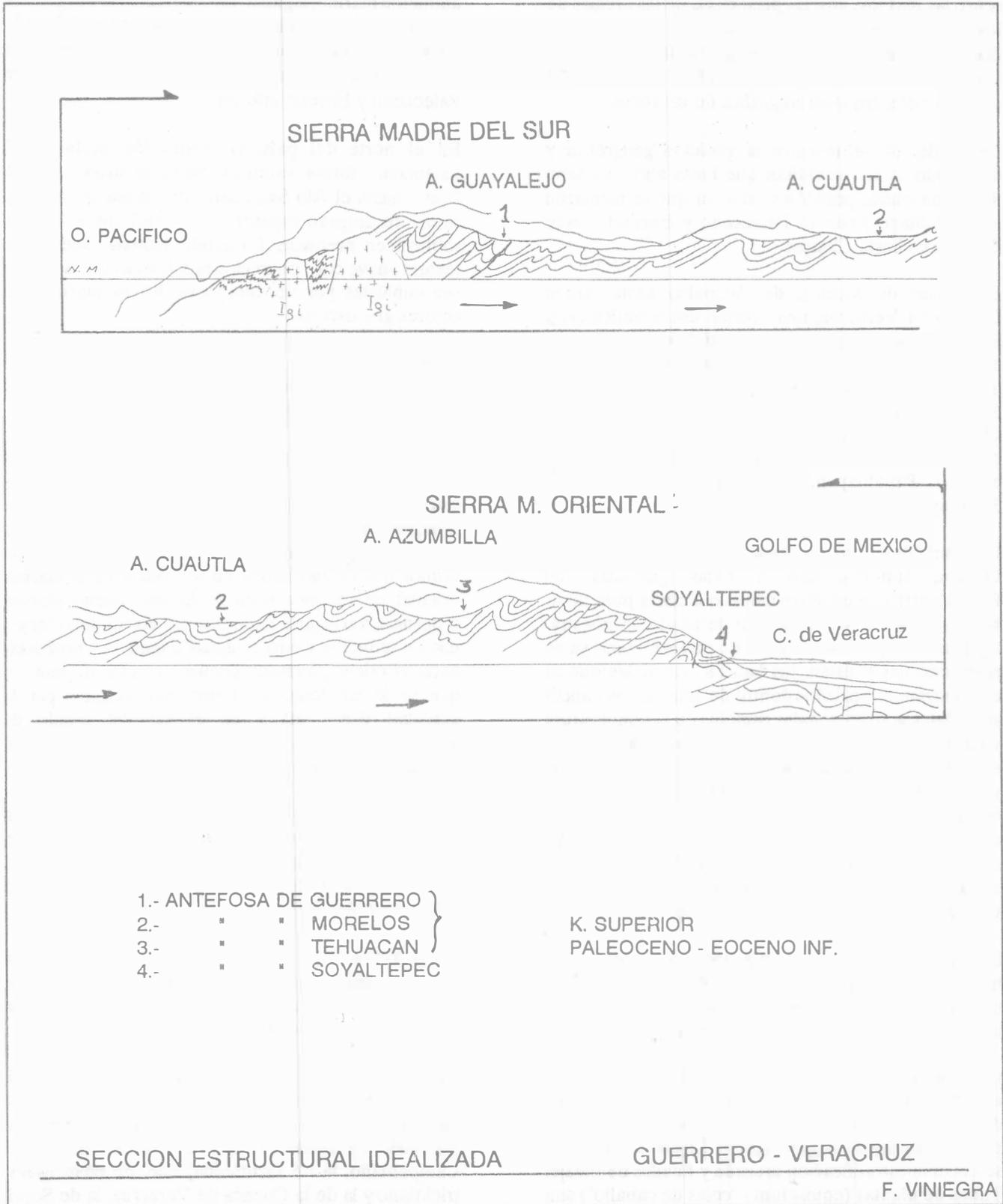


Figura 67



- 1.- ANTEFOSA DE GUERRERO
- 2.- " " MORELOS
- 3.- " " TEHUACAN
- 4.- " " SOYALTEPEC

K. SUPERIOR
PALEOCENO - EOCENO INF.

SECCION ESTRUCTURAL IDEALIZADA

GUERRERO - VERACRUZ

F. VINIEGRA

Figura 68

sobre las más jóvenes. La plasticidad de las arcillas de los depósitos flysch, originaron pliegues divergentes, es decir los volcamientos de los plegamientos, se hicieron contrarios a la dirección de los esfuerzos, y con ello una inversión cronoestratigráfica de las rocas.

En la **fig. 67** se muestra la posición geográfica y desarrollo de las turbiditas, que hasta ahora se sabe de su existencia, posición y edad ya que se formaron en el Albiano hasta el Paleoceno y Eoceno, desde Chihuahua hasta Chiapas.

En el sur de México, de Acapulco hasta Antón Lizardo en Veracruz, una sección esquemática (**Fig. 68**), muestra cuatro antefosas. La del río Guayalejo de edad probablemente Turoniana, la de Cuautla, Mor., quizá de edad Campaniano, la de Ozumbilla, Pue., del Maestrichtiano y por último la del Paleoceno, facies Chicontepec; enclavada en las estribaciones orientales de la Sierra Madre Oriental en la Cuenca de Veracruz o Papaloapan, denominada "Antefosa de Soyaltepec".

Las turbiditas que se localizan en la Ciudad de Oaxaca, suprayaciendo a rocas gnéisicas del Pre-cámbrico, su edad permanece incierta pues no se ha llevado al cabo, un estudio detallado cronoestratigráfico de ellas. Como dato de interés, como ya se mencionó antes, están, los bancos arrecifales que se encuentran intercalados dentro de ellas. Estos bancos arrecifales podrían señalar cambios en la temperatura y claridad de las aguas del mar en la antefosa. Las avenidas periódicas de los ríos permitían el desarrollo y crecimiento vertical y horizontal de los arrecifes, fenómeno que se aprecia actualmente frente a las costas del Puerto de Veracruz, en las islas arrecifales de Antón Lizardo, de Sacrificios y de Enmedio envueltos cada año por el material detrítico y de transporte que desahoga el río Jamapa en el mar.

Las últimas antefosas orogénicas azolvadas, con turbiditas, son las que se refieren a las Cuencas paleocenas de Chicontepec y su continuación en el sur la Cuenca de Veracruz o Papaloapan.

La Cuenca de Chicontepec contiene depósitos arcillo-arenosos en una secuencia rítmica que los hace distintivos de cualquier otro sedimento anterior o posteriormente de origen marino. Lugares hay donde se observa estratificación cruzada y huellas de oleaje. Tallos de plantas (equisetum - "colas de caballo") son frecuentes en las áreas de azolve casi total de

ambiente marino, lagunal; los movimientos orogénicos posteriormente las plegaron intensamente originando en ellas pliegues en *echevrón* y fallas inversas con sobre-corrimientos, etc. Esto aconteció al final de Paleoceno y Eoceno inferior.

En el norte del país, la Formación Midway del Paleoceno, forma extensas planicies desde el Río Bravo hasta el Río San Juan, compuesta de lajas de caliza de delgado espesor (3 a 4 cm) sobre las que sobreyacen areniscas formando bancos gruesos, de textura suave con concreciones calcáreas que son a su vez cubiertas por un cuerpo de lutitas marinas de colores gris oscuro.

El espesor de ésta formación es variable, hacia el oriente se le ha medido un espesor de 160 m y al oeste hacia San Ignacio 220m.

La Cuenca de Chicontepec, es la antefosa más joven del sistema Orogénico y se encuentra situada al pie de las estribaciones de la Sierra Madre Oriental. Una nueva transgresión marina de las aguas del Golfo de México, acaecida en el Paleoceno que inundaron inclusive a esta cuenca que se encontraba en formación en la margen oriental de los plegamientos de este último sistema orogénico, dio lugar a depósitos con dos distintas facies, uno de turbiditas y otro de aguas tranquilas y profundas hacia el oriente, formado predominantemente de lutitas y que se le ha designado Formación Velasco, por la localidad donde aflora en el sur del estado de Tamaulipas. Estas dos facies de rocas de la misma edad son clásticas y suprayacen a la Formación Méndez, del Cretácico Superior; la Formación Velasco en concordancia aparente; la facies de turbiditas designada Formación Chicontepec en fuerte discordancia angular, por su origen y su naturaleza orogénica, sobreyaciendo a los depósitos anteriormente plegados del Maestrichtiano (cretácico superior).

En la **Tabla XVII** se señala la edad y localidad, así como posición geográfica de las antefosas con sus rellenos de turbiditas que se encuentran en la amplitud de México (**fig. 67**).

En el sur de México, desde Acapulco hasta Antón Lizardo en Veracruz, una sección geológica idealizada mostraría tres antefosas; la del río Papagayo, de edad probable Turoniano, la de Cuautla de edad quizá Campaniano, la de Ozumbilla, Pue. de edad Maestrichtiano y la de la Cuenca de Veracruz, la de Soyaltepec de edad Paleoceno-Eoceno inferior (**Fig. 68**).

TABLA XVII
Antefosas orogénicas, su edad y localidad

EDAD	LOCALIDAD	ESTADO
Jurásico Sup. Cretácico Inf. (?) Albiano Turoniano Campaniano Maestrichtiano	<u>REGION NORTE</u> NAZAS BALUARTE - STO. DOMINGO PARRAL - SAN PEDRO DEL GALLO YERBANIS SIERRA DE LA PEÑA PARRAS	Durango Chihuahua - Durango Durango Coahuila Coahuila
Senoniano (?) Maestrichtiano	<u>CUENCA CENTRAL</u> Formación Caracol Formación Cuautla Formación Azumbilla	San Luis Potosí Morelos Puebla
Turoniano Maestrichtiano	<u>SUR</u> Río Papagayo Oaxaca (Ciudad)	Guerrero Oaxaca
Paleoceno Paleoceno Paleoceno	<u>ORIENTE</u> Cuenca de Chicontepec Cuenca de Xicotencatl Cuenca de Soyaltepec	Ver., SLP., Hgo. Tamaulipas Oaxaca oriental

Los plegamientos de las rocas mesozoicas, se localizan desde las mismas orillas de las costas del Pacífico, hasta el otro extremo en el Golfo de México. Esta cobertura tan intensamente deformada debe ser consecuencia de la compresión que sufrió la placa continental mediante los fenómenos de subducción contra la Placa del Pacífico la cual se comportó como un medio competente que absorbió y transmitió los esfuerzos a la carpeta sedimentaria suprayacente de las rocas Mesozoicas y del Terciario, que incompetente para transmitirlos, se deformó, plegó y rompió.

En la Orogenia de la Sierra Madre Oriental, durante el Paleoceno, y en el albor de la Era Cenozoica, los mares del Golfo de México nuevamente transgreden el país como se apuntó líneas arriba e inundan y llegan al pie de los primeros plegamientos de la Sierra, e inundan la Cuenca de Xicotencatl en Tamaulipas y la Cuenca de Chicontepec, en San Luis Potosí e Hidalgo, inmediatas a los pliegues frontales de la Sierra Madre Oriental en evolución.

El proceso de plegamientos continuó durante todo el Paleoceno y las antefosas de Xicotencatl, Chicontepec

y su homólogo en el Sur, la fosa de Soyaltepec, comenzaron a azolverse con detritus de arenas y arcillas, que también y aún más acentuadamente, se plegaban con los esfuerzos compresionales de la Orogenia aún en actividad.

La deriva continental debió seguir actuando y con ello la interacción de las dos placas, la del Pacífico oriental y la de Cocos en subducción y colisión con la placa continental, sintiéndose sus efectos hasta Centro América.

En este período de actividad orogénica y magmática, nace la Era Cenozoica y con ella las cuencas o antefosas orogénicas de México que enmarcan por el oriente al sistema orogénico más importante del país, al sistema de plegamientos de la Sierra Madre Oriental que se conjuga por el sur, con la Sierra del Istmo y en el sureste con la Sierra de Soconuzco, también llamada Sierra Madre de Chiapas.

Los depósitos de turbiditas terminan con las facies Flysch del Paleoceno-Eoceno inferior no así las últimas pulsaciones Orogénicas, traducidas en

tafrogenia, emisiones magmáticas a través de las fracturas e intrusivos. La Era Cenozoica modela al país y cambia su fisiografía y geografía radicalmente.

En el transcurso del Terciario, el hundimiento de la Cuenca del Golfo de México originó tres efectos como consecuencia de la desviación del material cortical en movimiento: (1) Un levantamiento que dió origen al "Altiplano Mexicano", (2) Movimientos de deslizamiento gravitacional de las rocas mesozoicas, que sumados a los esfuerzos Laramide, hicieron mas compleja la cadena Orogénica de la Sierra Madre Oriental (3). La genesis de las cuencas terciarias intracratónicas y embayamientos marginales a lo largo del sistema de fallas de colapso (Fig. 69).

El continente Norte Americano después de la Orogenia Laramide, había sufrido una radical transformación de norte a sur y de oriente a poniente. La región costera mexicana del Pacífico, presentaba metamorfismo, emplazamientos graníticos, intrusiones y extrusiones magmáticas. La Sierra Madre Occidental aún se encontraba en su etapa evolutiva, igual que la Sierra Madre del Sur. El volcanismo intenso que darían los perfiles actuales de ambas, tendría lugar en el transcurso de la Era Cenozoica.

La franja o cinturón tectónico del Pacífico, fue durante el transcurso de la Era Mesozoica, el área mas intensamente afectada por las colisiones entre las placas del Pacífico y continental, de manera que ésta absorbió y transmitió esas fuerzas a las rocas Proterozoicas, Paleozoicas y Mesozoicas sedimentarias e igneas generando en ellas metamorfismo.

Asi termina un panorama muy general, de lo que aconteció con el Mar Mexicano, desde su formación en el inicio del Cretácico inferior, hasta su retirada hacia el oriente, dejando una larga historia de depósitos marinos pelágicos a neríticos, neríticos costeros y costeros.

Las pulsaciones orogénicas dejaron impresos sus episodios a través de todo el país y con ello cambiaban local y regionalmente los climas. Las redes hidrográficas se ampliaban y depósitos de aluvión se extendieron contaminados por piroclásticos y/o coladas de lavas.

Al concluir el Cretácico Superior la geografía de nuestro planeta estaba transformada, el Océano Atlántico se había ampliado, el antiguo continente de Gondwana se había desintegrado formándose:



Figura 69

Norte América, Sur América, Africa, Antártida, Australia, etc.

Región del Caribe

El Eugeosinclinal Antillano, que comprende Las Grandes Antillas, o sea la región desde Cuba hasta Las Islas Vírgenes, fue originalmente deformado por movimientos tangenciales norte-sur de edad Jurásico Tardío y posteriormente por los del Cretácico superior (fig.70).

Las rocas más antiguas de este Eugeosinclinal, hay quién las considera dentro del Paleozoico, otros en el Triásico y/o Jurásico inferior; la información que se tiene con fósiles marinos, estos están referidos al Jurásico Calloviano. La tectónica es complicada y la estratigrafía del Jurásico superior se encuentra afectada por rocas ultramáficas, máficas, intrusivos, derrames, brechas y tobas volcánicas.

Hay que hacer notar que el área que comprende las islas de Las Bahamas, es un área cratónica y se encuentra casi inmediata al norte de la isla de Cuba. Las Bahamas son crecimientos calcáreos arrecifales y probablemente el ambiente batimétrico de Cuba fue parecido al de éstas, en el Cretácico inferior, favoreciendo a la formación de sedimentos calcáreos ricos en fauna bentónica. Durante el Turoniano al Santoniano, las rocas correspondientes a estos subpisos, son escasas en Cuba y Jamaica, sin embargo en Puerto Rico y en las Islas Vírgenes están presentes, lo que supone que existió una erosión posterior al depósito de los sedimentos marinos del Campaniano-Maestrichtiano, que se encuentran suprayaciendo discordantemente al Cretácico medio, por movimientos orogénicos.

Durante el Cretácico Superior y Paleoceno, el volcanismo, de carácter básico se incrementó. El sur y sureste de Cuba, Jamaica, Haití, República Dominicana y Puerto Rico, fueron sacudidos por la actividad volcánica, formando las tres últimas islas, un cinturón ígneo rodeado de mares abisales; únicamente el nor-este de Cuba emergía y sobre la plataforma de las Bahamas, se formaban los bancos arrecifales a igual acontecía en la Florida y en el cratón yucateco.

El mar Caribe se confundía con el Océano Atlántico, Las Pequeñas Antillas aún no hacían su aparición, o

en términos de placas, la placa del Caribe y del Atlántico no entraban en colisión.

Las Grandes Antillas, fundamentalmente Cuba, fueron afectadas por la orogenia del Cretácico Superior y Eoceno Temprano, el mismo tiempo geológico que comprendió a la Orogenia Laramide. Esta afinidad orogénica hace pensar en la unión, anterior a este evento, que pudo existir entre la placa de Norte América, con la del Caribe antes del desfase de ambas por los movimientos diferenciales, generados por la expansión cortical oceánica del Atlántico y la probable interacción de la Placa de Cocos.

Yacimientos económicos

Baja California.- La región norte de la península, se ha dividido en cinco provincias mineralógicas, la correspondiente a la franja occidental, contiene yacimientos de sulfuros mesotermales de hierro y cobre, así como óxidos de hierro. Estos yacimientos están emplazados en rocas volcánicas del mesozoico parcialmente metamorfizadas por acción hidrotermal.

La segunda provincia localizada a lo largo del centro de la península, comprende vetas auríferas en rocas metasedimentarias con un origen de retrabajo de antiguos placeres, previos a los fenómenos de metamorfismo.

La tercera provincia, contiene depósitos de tungsteno, relacionados al metamorfismo de contacto, en rocas carbonatadas pre-batolíticas, o sea intrusivos cretácicos principalmente.

La cuarta provincia, comprende a los depósitos superficiales de travertino, y otros minerales como los sulfuros de manganeso, cobre, plata y plomo, cuya formación se les considera dentro del Cenozoico.

La quinta provincia contiene los depósitos de placer de oro que también se ubica en edad dentro del Cenozoico. En la porción sur de la Baja California, los recursos minerales son menos frecuentes y se le atribuye, a estas características, a la pobre exposición de las rocas calcáreas mesozoicas, sin embargo se encuentran en esta porción enormes yacimientos de roca fosfórica (Sto. Domingo y San Juan de la Costa).

Al final de la Era Mesozoica, durante el Cretácico superior, la región occidental de país fue intensa-

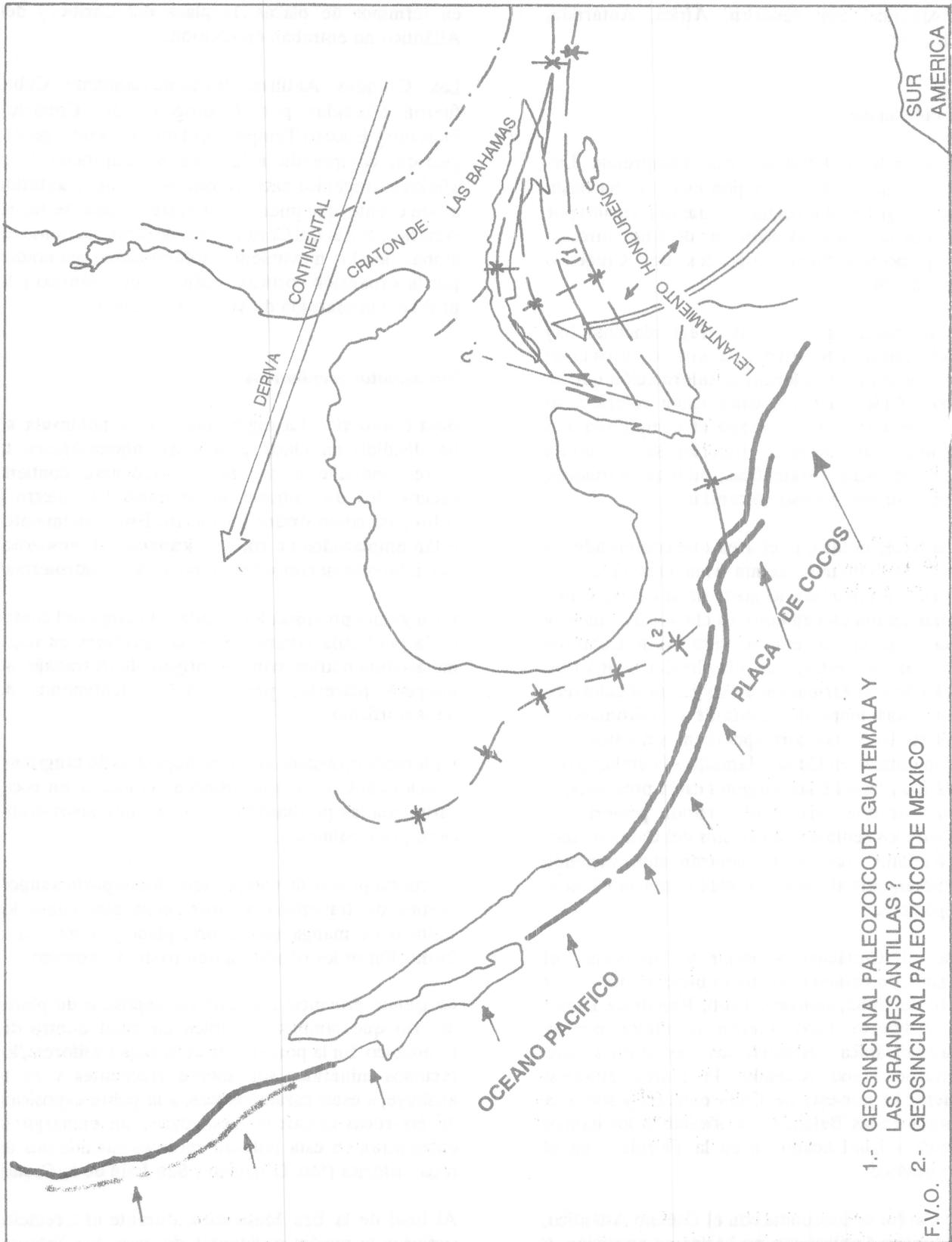


Figura 70

mente afectada por esfuerzos corticales, por intrusiones y extrusiones igneas. El Arco Orogénico-Magmático del Pacífico trabajó activamente, nació la provincia de la Sierra Madre Occidental (Fig. 71), con plegamientos, fallas inversas, dínamo y piro-metamorfismo, emplazamientos de pórfidos graníticos durante el Cretácico Superior, propiciando en Sonora la formación de pórfidos cupríferos.

Hacia la vertiente occidental de la Sierra Madre Occidental, se encuentran los yacimientos de plata y oro de Sonora y Sinaloa. En la vertiente oriental se localizan los yacimientos de plomo-zinc-plata de Santa Barbara y San Francisco del Oro.

En Coahuila, en el territorio del paleogolfo Mesozoico de Sabinas durante el Maestrichtiano inferior, se formó una vegetación exuberante, Formación Olmos, rica en carbón bituminoso que queda geográficamente comprendida entre Piedras Negras y Monclova, dentro de los sinclinales de Lampazos y San Patricio. Su origen debe atribuirse a tierras bajas progradantes y la presencia de corrientes fluviales deltáicas, ubicadas probablemente en el NW. En la región de Ojinaga, en el Turoniano-Coniaciano, La Mina de Chih. San Carlos contiene vetas de carbón, entre cuerpos calcáreos y arenosos. La orogenia Laramide afectó diferencialmente estas regiones del país; unas áreas se desplazaban y se elevaban; otras planas y pantanosas surgían en la retirada de los mares mesozoicos, de ello dan fe la plantas fósiles de coníferas, frutos, palmas y hongos. Grandes cuencas hidrográficas habían surgido en el poniente.

Hidrocarburos

El potencial más rico que ha tenido y tiene México durante el curso de este siglo, en minerales no metálicos han sido los hidrocarburos y sus derivados.

Desde las postrimerías del siglo pasado la exploración petrolera se ha venido intensificando, alentada ésta con los primeros descubrimientos en la región de Pánuco y Ebano a principios de este siglo en los años diez. Mas adelante el descubrimiento de la famosa Faja de Oro, o "Golden Lane", hizo famoso a México mundialmente, como país petrolero, ésto sucedió en la década de los 20. Ahora a fines del presente siglo el país cuenta con sus mayores recursos con los descubrimientos en rocas mesozoicas en los estados de Chiapas, Tabasco y plataforma marina de Campeche.

Las acumulaciones de hidrocarburos más importantes se han localizado en rocas del Cretácico, en facies de arrecife (Formación El Abra) y/o en rocas clásticas calcáreas derivadas de éstas (Formación Tamabra) así como en dolomitas del Jurásico Superior. Los primeros descubrimientos de hidrocarburos tuvieron lugar en rocas fracturadas de la Formación Tamaulipas, del Cretácico medio, en el estado de Tamaulipas en 1910. En la región ístmica la localización de yacimientos de hidrocarburos se efectuó poco después, en trampas formadas por sedimentos arenosos del Mioceno, contra los diapiros de sal. Los éxitos siguieron presentándose a través de los años en calizas dolomíticas del Cretácico en Poza Rica, Cuenca del Papaloapan y a principios de la década de los 70, en la Provincia Mesozoica petrolera del sureste, que comprende Chiapas, Tabasco y la plataforma de Campeche, con los pozos descubridores de Sitio Grande No. 1 Cactus No. 1, para el primer estado, Samaria No. 1, Cuduacan No. 1, para el segundo y Chac No. 1 para la región marina del Golfo; poco mas de 250 kilómetros en línea recta con unas reservadas probadas en el año de 1976, de 45,000 millones de barriles.

Los trabajos exploratorios, de esta nueva provincia petrolera, descubierta, de 1971 a 1976, se basaron en una hipótesis geológica (hipótesis del autor), referida al desarrollo y evolución de un crecimiento arrecifal acaecido durante el Cretácico inferior al Cretácico superior en el área de lo que hoy es la península de Yucatán y que en aquel período geológico, evolucionó como una gran isla separada del continente, con hundimientos y crecimientos verticales constantes dando lugar a una cadena perimetral de arrecifes azotada por el continuo oleaje que la erosionaba parcialmente cayendo este material detrítico (CALIZAS TAMABRA) y acumulándose en los fondos marinos.

Las áreas del post-arrecife, durante las altas mareas, quedan inundadas parcial y someramente, como se observa en la isla ANDROS, en las islas Bahamas, y como lo atestiguan los pozos perforados por PEMEX en un intento de localizar aceite en los estados de Yucatán y Campeche y que alcanzaron las rocas del Cretácico, mostrando una paleosedimentación de carbonatos y evaporitas.

El objetivo, en esa exploración petrolera, fue localizar las calizas de facies TAMABRA, de manera que los estudios geofísicos terrestres y marinos se efectuaron

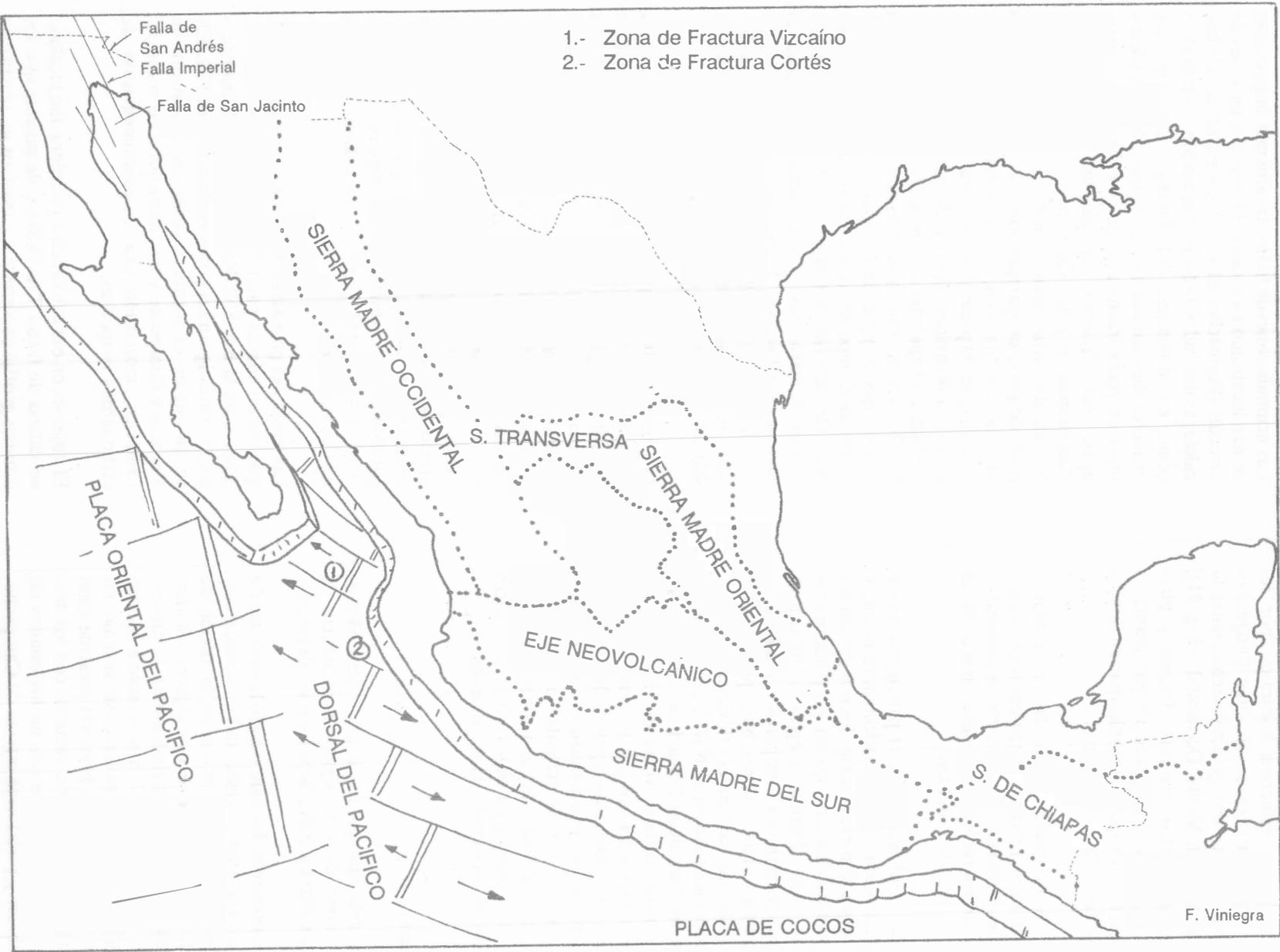


Figura 71

hacia los flancos y periferia del GRAN BANCO ARRECIFAL YUCATECO. Area propicia por su alta porosidad, para el entrapamiento de los hidrocarburos provenientes de las rocas del Jurásico Tardío subyacentes en la periferia del Golfo de México. La sal de la Cuenca Salina de Campeche, intrusionó y levantó formando domos y con ello magníficos receptáculos en las rocas Tamabra y aún en las rocas también clásticas del Paleoceno.

La geología petrolera se fundamenta en la geología histórica, un amplio y profundo conocimiento de esta ciencia, traerá éxitos no solo en la localización de petróleo, sino en minerales, en estudios hidrológicos, etc.

El potencial petrolero, o sea sus reservas probables petroleras al futuro, podrían quedar referidas a los territorios, aún no bien estudiados o valorados donde se encuentran rocas sedimentarias clásticas y/o arrecifales del Paleozoico y Mesozoico y además que no fueron muy afectados por las orogenias correspondientes. Se señala por expertos en la materia que la mínima profundidad en la que pueden generarse hidrocarburos en cantidad comercial y en rocas obviamente ricas en materia orgánica preservada, es 1,500 m.

El final del período Orogénico Laramide-Mexicano, deja definidas las provincias tectónico-volcánicas siguientes (fig. 71):

Provincias tectónico-volcánicas

Provincia de la Sierra Madre Occidental, con una tectónica de arco insular o sea de plegamientos, emplazamientos batolíticos, actividad volcánica, metamorfismo regional y contacto en las rocas pre-existentes, migmatitas, espilitas que al sufrir un bajo grado de metamorfismo las convierte en las llamadas rocas verdes u ofiolitas. Así esta provincia fisiográfica surgió de un complejo tectónico e ígneo, alcanzando su etapa de madurez hasta el Mioceno-Pleistoceno por actividad magmática e intrusiones ígneas.

Provincia de la Sierra Madre del Sur también tiene su inicio, como sistema orogénico, durante la orogenia Laramide-Mexicana. Las rocas sedimentarias paleozoicas y mesozoicas se plegaron y deformaron sufriendo también metamorfismo. Su núcleo o basamento lo conforman rocas metamórficas Pre-Cámbricas y

Paleozoicas como se observa en la Mixteca alta, Oaxaqueña y en Guerrero.

La región suroriental de Michoacán e inmediaciones de Guerrero, durante el Cretácico, el cinturón orogénico magmático del Pacífico, estuvo activo originando, volcanismo e intrusiones básicas y áreas volcánico-sedimentarias que posteriormente sufrieron metamorfismo dinámico, como todas las rocas de la franja costera occidental y sur del Pacífico durante la Orogenia Cretácica-Paleoceno.

La Sierra de Chiapas. El elemento geológico más destacado en esta Provincia, corresponde al batolito de la Sierra de Saconusco cuya edad, con métodos radiométricos (K/Ar) se le ha medido $249 \pm$ millones de años (fig. 88) a través de una diorita tomada en el extremo nor-occidental de este emplazamiento correspondiente al Paleozoico. En el capítulo del Paleozoico ya descrito en estas páginas, se señaló la presencia de rocas sedimentarias y metamórficas del Pérmico y Pensilvánico en el área de Chicomuselo. Este batolito, al intrusionar las rocas Mesozoica y Cenozoicas, generó esfuerzos tangenciales comprimiéndolos y plegándolos de manera que la orogenia, en este territorio, correspondería en edad a la Orogenia Laramide-mexicana y en la cual la sal subyacente de edad Jurásico, daría movilidad a rocas mesozoicas y terciarias para plegarse formando un sistema orogénico complejo, con fallas de transcurrancia, fallas normales y plegamientos, donde los planos axiales, con su orientación normal NW-SE, cambiaron de echado, presentándose recumbencias dirigidas hacia el sur-oeste, contrarias a la dirección de los esfuerzos. Este tipo de recumbencias es característico donde existen depósitos de sal en el subsuelo.

Con el cierre de la Era Mesozoica, no solamente la geografía del mundo había cambiado, sino con ello la fisiografía y los climas de cada territorio. Habían nacido nuevos continentes y un gran océano, al Océano Atlántico que bañaba las recién formadas costas de Africa, Norte América y Sur América, el mar Caribe estaba en evolución. Redes fluviales de extensa magnitud y de gran caudal de aguas, estaban en formación al surgir los grandes sistemas montañosos en el continente americano.

En el hemisferio boreal, Alaska y Groenlandia, de acuerdo con restos fósiles del Cretácico superior, se encontraban bajo un clima tropical a subtropical.

Ante un cambio radical de climas, el reino de los reptiles llegó a su fin. Los grandes saurios que imperaron en grandes extensiones de la tierra, el aire y el mar, desaparecieron aniquilados por el desequilibrio ecológico que se fue verificando a través de los millones de años que transcurrieron desde el sistema Triásico hasta el Cretácico superior. El reino vegetal tuvo también su transformación evolucionando notablemente. Los árboles de hojas no cadúcas, se hicieron mas frecuentes desde principios del cretácico, de manera que las coníferas hicieron su aparición en el paisaje cretácico como las secuoyas. Otras plantas cuyos restos fósiles se han encontrado en la serie de

este período, son los rododendros, magnolia, sassafras, etc, etc. Nuevas especies aparecían y otras desaparecían en este maravilloso planeta en que vivimos cuyos ciclos, que denominamos Eras geológicas, cada vez que se cumplen, se acortan más. La Era Pre-Cámbrica se le calcula más de 1800 millones de años; la Era Paleozoica 300 m.a., la Mesozoica 120 m.a., la Cenozoica 60 m.a. Presente y Futuro (?). Así, parece cumplirse una ley inmutable e inexorable de la naturaleza, vivir para morir. El hombre, el "Homo Sapiens" el conciente o inconciente predador que surgió en el Cenozoico Tardío quizá tenga un primerísimo papel para terminar con nuestra Era.

CAPITULO VI

ERA CENOZOICA

Esta era, no comprendió un tiempo de reposo para los movimientos de la corteza de la tierra que habían sido tan afectados por la última orogenia. Con esta era se inicia la Revolución Alpino-Cascadiana, cuando los Alpes y los Himalaya surgieron de los fondos marinos y se elevaron para formar nuevos sistemas montañosos y en América del Norte se levanta, por tafrogenia, la cordillera de Cascadia y Nevada en el occidente de los E.U. Así los grandes sistemas orogénicos de Norte América, incluyendo Centro América Septentrional, llegaban a su fin evolutivo durante este tiempo geológico. Los ajustes corticales se encontraron en una etapa de gran actividad; La dorsal del Pacífico del Sur, surgía y avanzaba hacia el norte como efecto activo de la expansión oceanica y su presencia en el sur oeste de México, quedaría definida en Cenozoico Tardío con la separación de la Baja California del Continente (fig. 71).

Al final del período Laramídico, la placa oriental oceánica del Pacífico había penetrado, de acuerdo con los estudios radiométricos de las intrusiones, extrusiones, posteriores a los efectos de deformación, hasta la latitud de Chihuahua, Durango, Zacatecas. Esta placa que se le supone haberse movido paralelamente a la placa continental, en sus efectos de subducción y cambio de ángulo por la velocidad de penetración, se retrajo y fue parcialmente digerida por el magmatismo de la placa continental; este nuevo aspecto que se le da a la nueva interacción de las dos placas durante el Cenozoico, generó nuevo fracturamiento y magmatismo en el Arco Orogénico-Magmático del Pacífico.

Eje Neovolcánico

La gran fractura o sistema de fracturas que cruza México de poniente a oriente, desde las costas de Jalisco hasta las de Veracruz central, fueron reactivadas originando un violento volcanismo durante el Mioceno y Reciente formándose el Eje Neovolcánico cuyo principio debe buscarse al inicio del Cenozoico y como efecto probable de movimientos tangenciales de las fracturas de la Dorsal de Pacífico (figs. 71 y 72).

El Eje Neovolcánico está erizado de espectaculares aparatos volcánicos como Volcán de Colima el Pico de Orizaba, Popocatepetl, Iztaccíhuatl, Malinche, Jorullo y recientemente el Parícutín.

Aparecen lagos en la región de Altiplano mexicano, lagos que van en edad desde el Eoceno-Oligoceno, hasta el Mioceno y Pleistoceno, formados en su mayoría por obstrucción de las cuencas fluviales, por derrames volcánicos y/o por la aparición de nuevos aparatos volcánicos. En el caso del Lago de la Gran Tenochitlán, los derrames y aparatos volcánicos que forman las serranías de Amecameca, y Chichinautzin deben ser los obstáculos naturales que impidieron el drenaje de la Cuenca hidrológica del llamado Valle del Anáhuac, formando el gran lago que alcanzó por el sureste hasta Chalco.

Con el fin de hacer más fácil el manejo la Era Cenozoica, se ha subdividido en pisos, sin embargo en el presente trabajo se empleará también el término **TERCIARIO** para designar gran parte de la Era Cenozoica.

El período Terciario, es una de las cuatro subdivisiones que se habían establecido en 1759, por el profesor Giovanni Arduino, de la Universidad de Padua, quien al estudiar la vertiente sur de Los Alpes, observó cuatro tiempos geológicos que habían modelado la fisiografía de esa región: (1) El núcleo de las montañas formado de rocas metamórficas y plutónicas (2) los flancos formados por calizas y mármoles intensamente plegados (3) las estribaciones de la Sierra, constituida de gravas, arenas y margas, incluyendo piroclásticos o derrames lávicos (4) material aluvial, suprayaciendo a las tres divisiones anteriores.

A las cuatro subdivisiones se les designó con los nombres **PRIMARIA**, **SECUNDARIA**, **TERCIARIA** y **CUATERNARIA**. Posteriormente se vió que esta cronología geológica, no era aplicable a otras regiones de la tierra y fueron descartadas, sin embargo el término "Terciario" y "Cuaternario" persisten y se usan mundialmente para designar los subpisos Paleoceno, Eoceno, Oligoceno, Mioceno y Plioceno para el Ter-

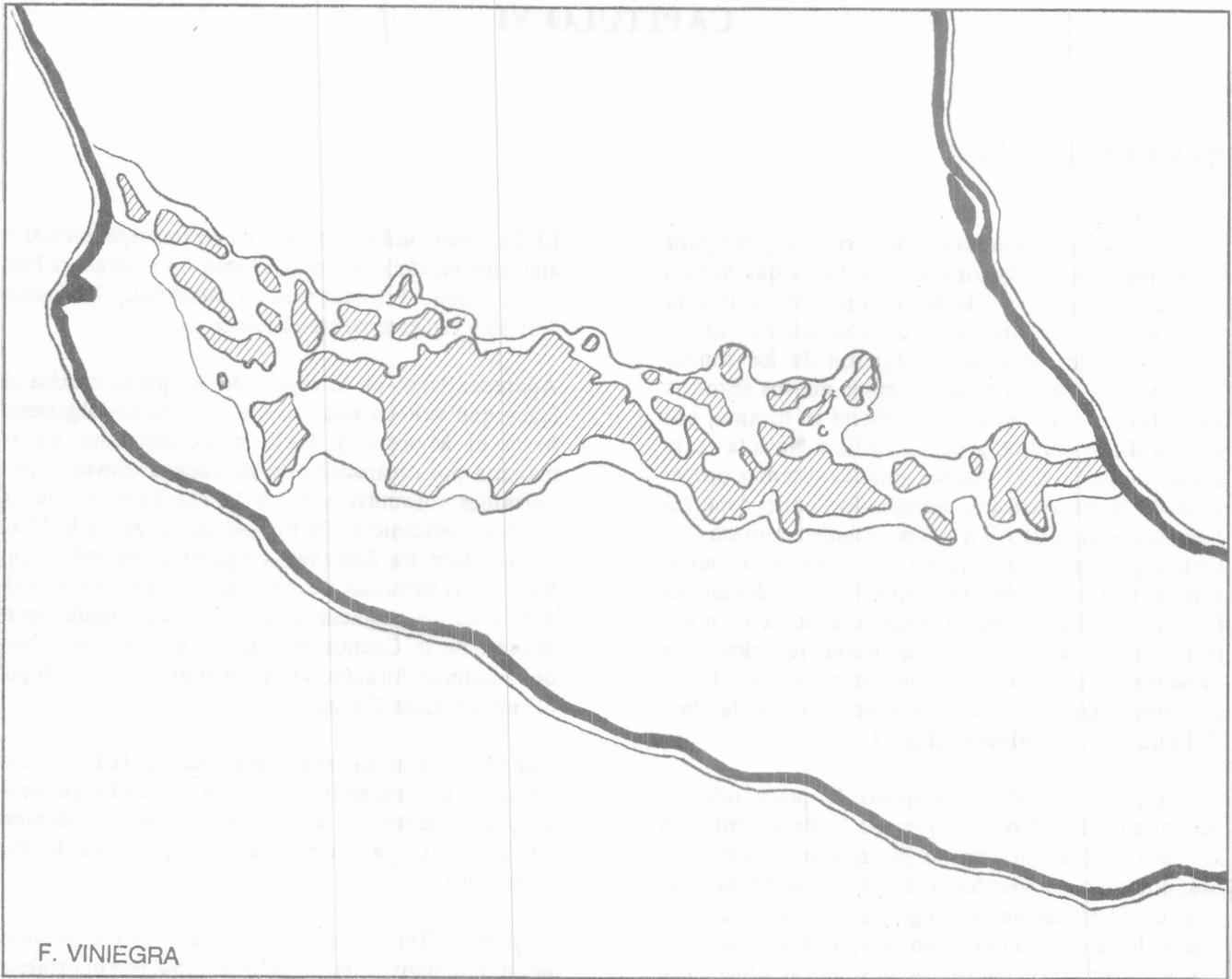


Figura 72 - Eje Neovolcánico Transverso

ciario, y Pleistoceno y Holoceno o Reciente para el Cuaternario. Esta cronología y terminología es aun discutida como impropia, pero se sigue usando hasta el momento, quizá por hábito o por comodidad.

A continuación se da la lista de los subpisos de la Era Cenozoica o Terciaria y Cuaternaria.

TABLA XVIII

7	Holoceno	(Gr. <i>olos</i>	=	todo	y	<i>kainos</i>	= reciente)
6	Pleistoceno	(Gr. <i>Pleistos</i>	=	lo más	y	<i>kainos</i>	= reciente)
5	Plioceno	(Gr. <i>Pleion</i>	=	más	y	<i>kainos</i>	= reciente)
4	Mioceno	(Gr. <i>Meion</i>	=	poco	y	<i>kainos</i>	= reciente)
3	Oligoceno	(Gr. <i>Oligos</i>	=	algo	y	<i>kainos</i>	= reciente)
2	Eoceno	(Gr. <i>Eos</i>	=	albor del	y	<i>kainos</i>	= reciente)
1	Paleoceno	(Gr. <i>Palios</i>	=	más antiguo	y	<i>kainos</i>	= reciente)

PALEOCENO

Lo más relevante que aconteció durante el inicio de la Era Cenozoica en nuestro país, fue como ya se dijo anteriormente la formación o inicio del SISTEMA OROGENICO DE LA SIERRA MADRE ORIENTAL y simultáneamente a ella la formación de las Antefosas con depósitos flysch o de turbiditas de la Cuenca de Chicontepec, (fig. 73) y su continuación en el sur la de Soyaltepec, así como la Cuenca de Magiscatzin en Tamaulipas. En el sureste en Chiapas, las rocas sedimentarias del Mesozoico y Paleoceno fueron intrusionadas por el enorme batolito del occidente de la región cuya edad se le ha fijado en el Paleozoico. Este movimiento del intrusivo que forma un gran arco desde la frontera de Guatemala, hasta el oriente de Oaxaca y a lo largo de las costas del Pacífico (fig. 88), originalmente levantó las rocas mesozoicas y lateralmente inició el plegamiento de las rocas del Terciario temprano y se continuó hasta el Oligoceno.

Regresando a las turbiditas de la facies Chicontepec, a la porción superior, en la cronoestratigrafía de la cuenca de Tampico-Nautla, se ha fijado dentro del Eoceno Inferior, de acuerdo con sus índices taxonómicos o microfauna marina. Estos datos señalarían que la Orogenia Laramide-Mexicana, se continuó más allá del paleoceno, desbordándose las turbiditas localmen-

te de la Antefosa de Chicontepec para extenderse hacia el oriente, hasta las proximidades de la Faja de Oro en el norte, y Poza Rica en el sur, durante el Eoceno Inferior (fig. 74) como se verá más adelante.

En el Paleoceno la región continental, centro y occidente del país, estuvo sometida a movimientos de ajuste cortical y a la denudación por erosión pluvial, fluvial y eólica, de las formas orográficas que habían surgido de la Orogenia Laramide-mexicana. Nuevas tierras eran drenadas y azolvadas, los climas se habían diversificado de acuerdo con la latitud y los caracteres fisiográficos de éstas.

Hasta el noreste de México y porción sur-oeste de Texas, los mares de este piso geológico, dentro de la provincia sedimentaria dominada Cuenca Terciaria de Burgos, (fig. 78) en el estado de Tamaulipas y oriente de Nuevo León, los mares del Golfo de México la inundaron en la transgresión marina que cubrió la actual Llanura costera del Golfo, dejando una sedimentación, en esta provincia geológica, de unos 200 m. de espesor y cuya litología dominante clástica, señala un ambiente de depósito marginal, nerítico-costero a plataforma media o sea arenas y arcillas en la franja costera y arcillas en aguas profundas, donde domina la fauna pelágica:

TABLA XIX
NW Cuenca de Burgos (Sur de EUA y NE de México)

EDAD	FORMACION	LITOLOGIA
Eoceno Superior	Superior Jackson Medio Inferior Yegua	Arcillas dominantes Areno arcilloso Areno arcilloso Areniscas y lutitas
Eoceno medio	Cook Mountain Weches Queen Reklan	Arcillas Arcilloso Areniscas
Eoceno inferior	Wilcox	Areniscas y arcillas
Paleoceno	Midway	Areniscas y arcillas facies Velasco Arcillo-arenosa

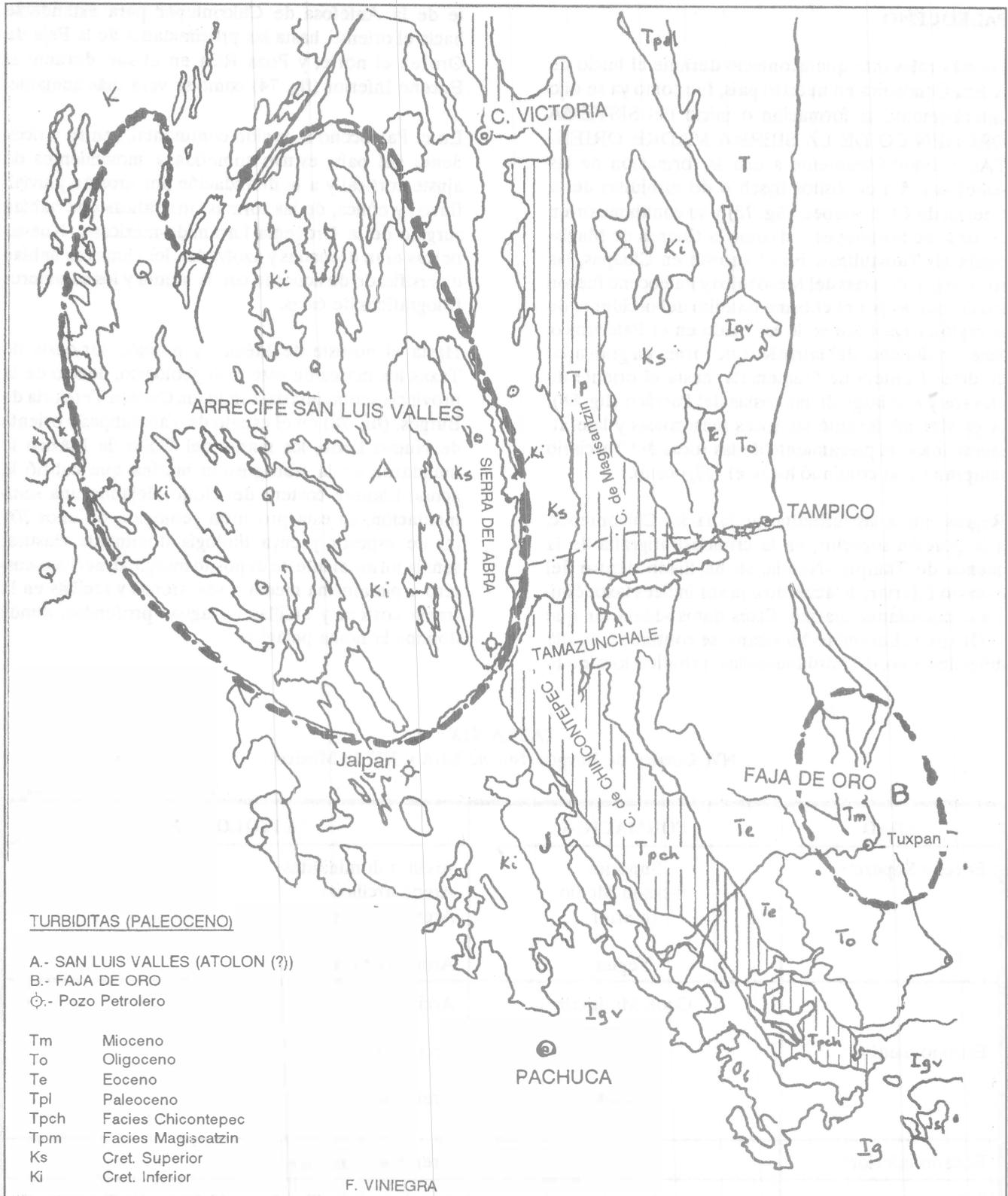


Figura 73

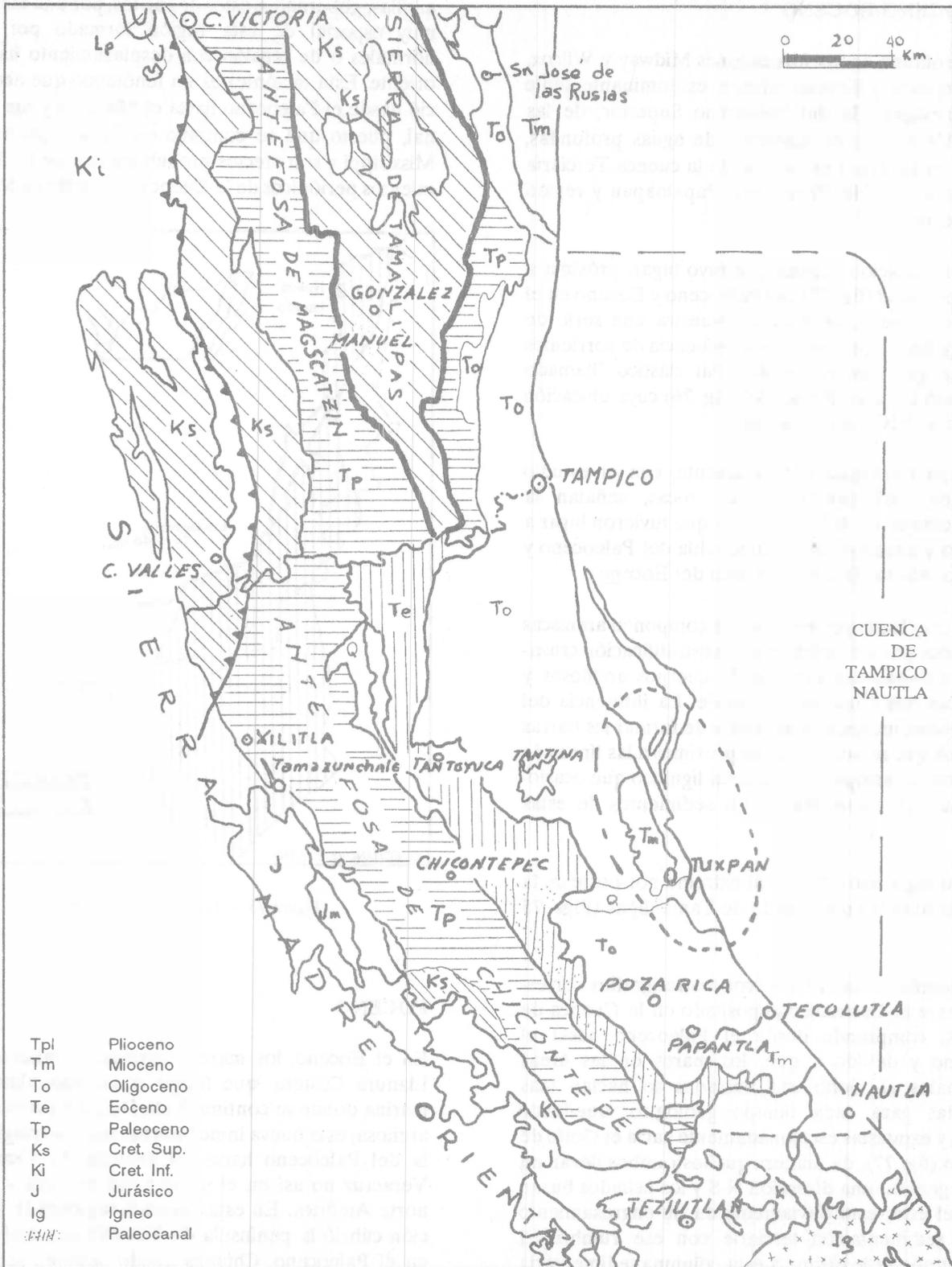


Figura 74

PALEOCENO-EOCENO

La microfauna de las formaciones Midway y Wilcox, del Paleoceno y Eoceno inferior, es predominantemente fauna pelágica; la del Paleoceno Superior, de las facies Velasco es de ambiente de aguas profundas, común en las áreas inundadas de la cuenca Terciaria de Tampico, la de Veracruz o Papaloapan y región del sureste.

La sedimentación marina que tuvo lugar, próxima a las paleocostas (fig. 77) del Paleoceno y Eoceno en el extremo nor-este de México, muestra una serie de barras y limos, que fueron consecuencia de corrientes marinas que acarrearon material clástico "llamado Complejo Deltáico Rockdale" (fig. 76) cuya ubicación se sitúa al NNW de Houston.

La fauna bentónica conjuntamente, con el estudio litológico sedimentario de las rocas, señalan la fluctuación de las líneas de costa que tuvieron lugar a lo largo y ancho de esta paleobahía del Paleoceno y Eoceno inferior (facies de litoral del Eoceno).

Formación Indio por ejemplo, la componen areniscas en bancos gruesos, micáceos con estratificación cruzada, alternando con estratos de cuerpos arcillosos y areniscas con rizaduras de oleaje. La influencia del delta podía, independientemente de formar las barras de arena que se desarrollaron próximas a las líneas de costa, haber arrojado el material lignítico que ocasionalmente se encuentra en los sedimentos de estas rocas.

Esta litología corresponde al extremo nor-oeste de la Cuenca Burgos en el estado de Tamaulipas (Figs. 75 a 77).

La columna sedimentaria cronoestratigráfica correspondiente al Cenozoico depositado en la Cuenca de Burgos, comprende desde el Paleoceno hasta el Plioceno y debido a que, los mares en las áreas marginales al Golfo, sus entradas se hacían mas limitadas para cada tiempo geológico, quedando fijadas y expuestas escalonadamente hacia el Golfo de México (fig. 77), de manera que los rumbos llevan en forma general una dirección N-S y los echados buzan hacia el este; esto obviamente da un engrosamiento de la sedimentación terciaria con ese rumbo. El espesor que se le estima a esta columna sedimentaria marina, hacia su porción más profunda, es de más de 10,000 m. compuesta de rocas clásticas de arenas y

arcillas, gobernados estos depósitos, por una tectónica muy especial de esta región formado por fallas normales o de tensión con desplazamiento hacia el oriente. Esta tectónica es un fenómeno que aconteció desde el Paleoceno hasta el Mioceno y fue regional, puesto que se continúa en Texas, Louisiana y Mississippi y son efectos probablemente de los hundimientos periódicos de la Cuenca del Golfo de México.

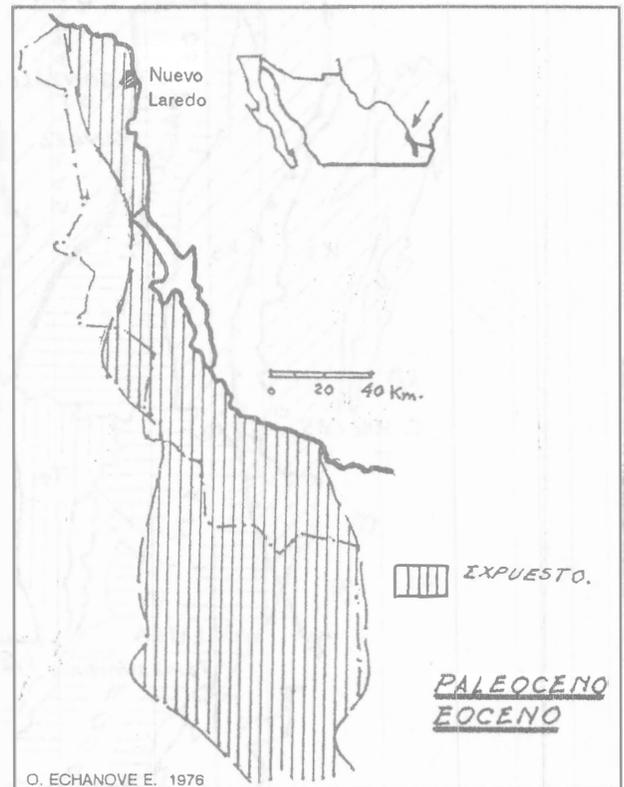


Figura 75 - Nor-Este C. de Burgos

EOCENO

En el Eoceno, los mares continuaron inundando la Llanura Costera, que fungía como una plataforma marina donde se continuaba la sedimentación arcillo-arenosa; esta nueva inmersión fue mas restringida que la del Paleoceno hacia las cuencas de Tampico y Veracruz no así en el norte y sur del país y sur de norte América. En estas últimas regiones la inundación cubrió la península de Yucatán casi totalmente en el Paleoceno. Chiapas quedó también sepultado por el mar limitado por la naciente sierra de Soconusco y el Eugeosinclinal de Guatemala; sin embargo el

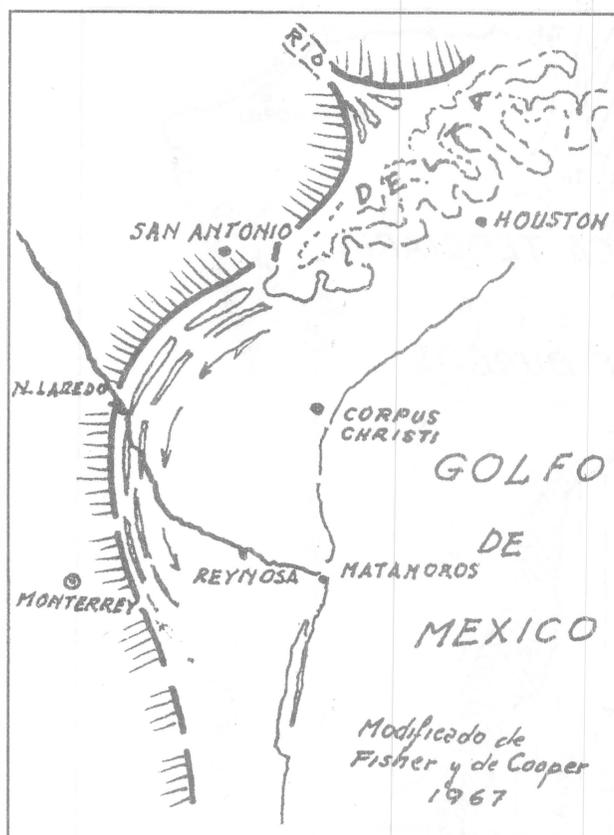


Figura 76

espesor de estos sedimentos no fue mayor de los 300 m formado principalmente por sedimentos arcillosos.

La Orogenia Laramide que se prolongó en el oriente del país hasta el Eoceno Inferior, se manifestó con extraordinarios esfuerzos que fueron obstaculizados, en el nor-este por las paleoislas jurásicas y/o el llamado Arco de Tamaulipas (fig. 78) el cual se proyecta de NW a SE desde el norte de Coahuila, hasta las inmediaciones del Río Pánuco, formando una gran falla inversa que tiene su inicio al poniente de la Ciudad de Monterrey y es posible que termine un poco más allá de Tres Valles en San Luis Potosí, aproximadamente 420 kilómetros de desarrollo. El enorme banco calcáreo arrecifal de San Luis Valles, (fig. 73) forma parte en su extremo oriental, o Sierra de Abra, de este fenómeno tectónico. La ventana del Cretácico Medio o facies Abra, aflora por erosión a lo largo del borde de la falla de traslape, quedando

las lutitas o margas de la Formación Méndez del Cretácico Superior (Maestrichtiano) sepultadas, con su echado al poniente, indicando con ello que las calizas del Abra las sobreyacen por traslape. Fuentes bauclosianas (Taninul) se formaron a raíz de este cabalgamiento tectónico de las calizas Abra (muy permeables) sobre las lutitas y margas de la Fm. Méndez.

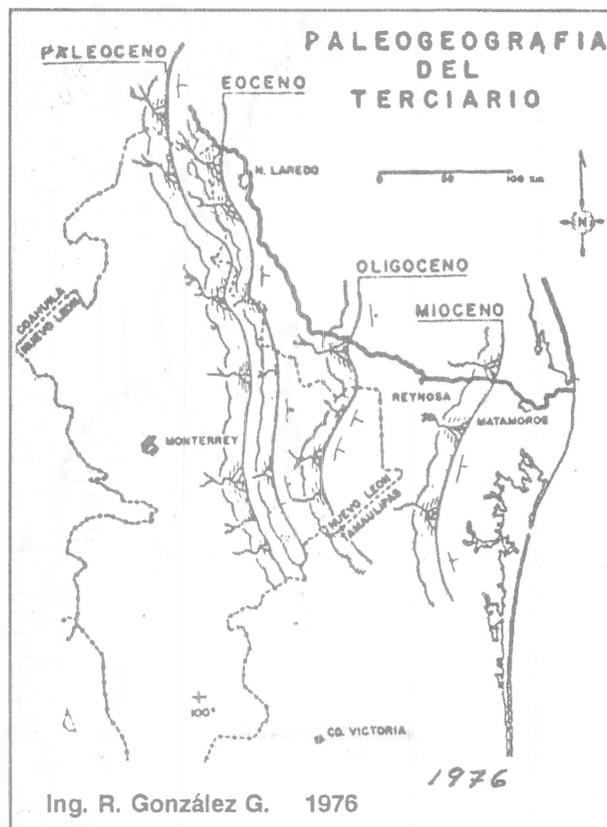


Figura 77 - Paleocostas

Así la Orogenia, en su etapa final alcanzó a plegar suavemente en el subsuelo, las rocas Mesozoicas y del Cenozoico Temprano; a todo lo largo de la Llanura Costera, dejó definidas varias provincias geológicas sedimentarias que periódicamente, como la de Burgos en el norte, serían invadidas por los mares transgresivos del Golfo hasta el final del Terciario. Estas provincias localizadas en la Llanura costera del golfo son: 1) La Cuenca de Burgos que comprende casi todo el estado de Tamaulipas, 2) Cuenca de Tampico-Nautla (fig. 79) ubicada entre el Río Pánuco y el Río Nautla, 3) La provincia del Macizo de Teziutlán, prolongación oriental del Eje Neovolcánico, 4) Cuenca

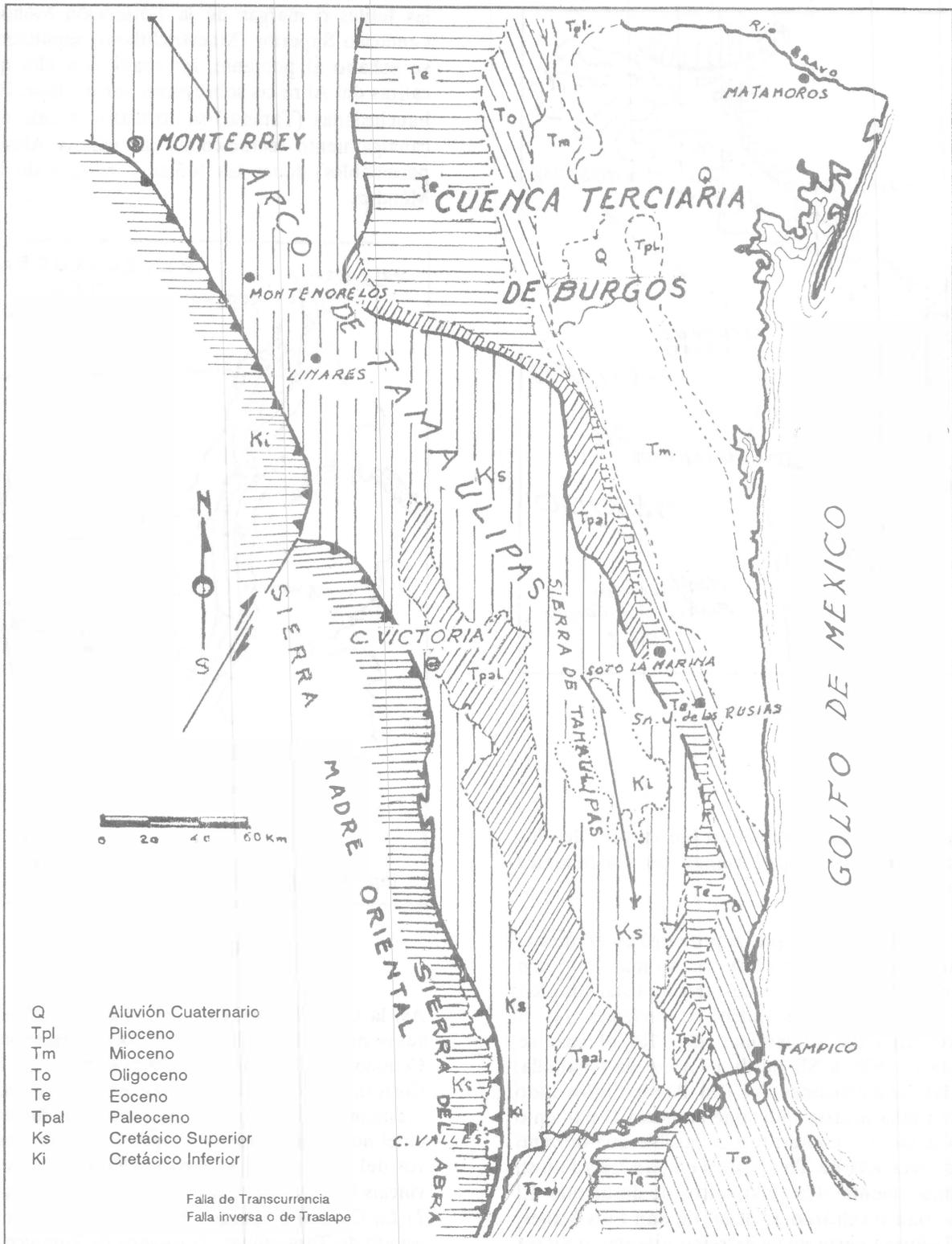


Figura 78

de Veracruz o Papaloapan cuyo límite norte es la Sierra de Chavarrillo y por el sur se conjuga o confunde con la llamada 5) Cuenca Salina del Istmo, 6) la de Comalcalco y la 7) Cuenca de Macuspana, éstas dos últimas divididas por el Horst o caballete tectónico mesozoico; actual provincia geológica, petrolera del sureste de México (fig. 89).

Cuenca de Tampico-Nautla (fig. 79).

Ha sido muy discutida esta provincia sedimentaria cenozoica, si se trata de una paleobahía o de una cuenca como la de Burgos y la de Veracruz. Como toda la región que comprende la Llanura Costera del Golfo de México, desde el Río Bravo hasta el extremo

oriental del estado de Tabasco, es zona petrolera, los pozos de exploración y de desarrollo de ésta industria, han proporcionado información suficiente para sacar conclusiones respecto a la evolución de estas provincias. Los afloramientos de los límites occidentales, con echado escalonado al oriente, de las formaciones del Paleoceno hasta el Mioceno, permiten aumentar los conocimientos sobre que eventos especiales o normales, acontecieron en el Cenozoico, en la región costera constantemente inundada por transgresiones marinas oscilantes del Golfo de México.

Esta provincia estuvo sujeta a cambios morfológicos estructurales, erosiones parciales, con discordancias angulares y por transgresiones y regresiones desde el Paleoceno hasta el Mioceno.

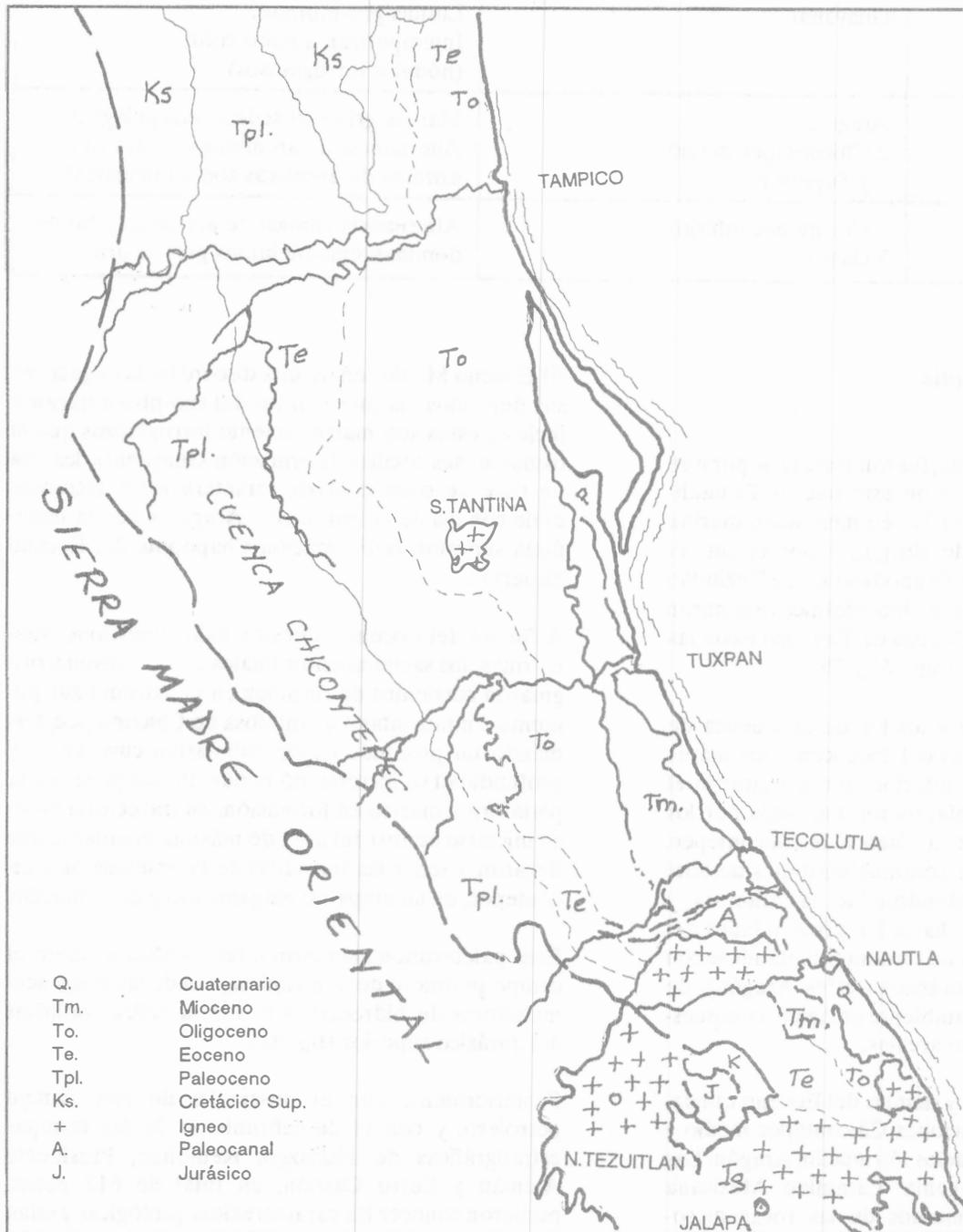


Figura 79 - Cuenca Tampico-Nautla

TABLA XX

CUENCA DE TAMPICO-NAUTLA			
Edad		Formación	Litología
C E N O Z O I C O T E M P R A N O	Eoceno Superior	Chapopote (Facies Tantoyuca)	Lutitas gris-azul (bentonitas verde olivo en la base) Fanglomerado
	Eoceno Medio	Guayabal	Lutitas gris-morado. Intemperizan a color cobre (nódulos ferruginosos)
	Eoceno Inferior	Aragón 2 Chicontepec medio 3 y Superior	Margas gris-azul-sedimentos pelágicos. Alternancia de areniscas y lutitas (los estratos de areniscas son lenticulares)
	Paleoceno	1 Cicontepec inferior Velasco	Alternancia rítmica de areniscas y lutitas predominantemente lutitas gris oscuro

Cuenca de Tampico - Nautla

Sus límites Tampico-Nautla, fueron marcados por que a inmediaciones y al norte de este puerto Tamaulipeco, se restringe y acuña la sedimentación marina terciaria de la Cuenca de Burgos, y por el sur, el levantamiento del Macizo Granodiorítico de Teziutlán y el extremo oriental del Eje Neovolcánico originaron un estrechamiento de la Cuenca de Tampico hasta las inmediaciones de Nautla (figs. 74 y 79).

Posterior a la formación y azolve de la Cuenca de Chicontepec con turbiditas del Paleoceno, los mares del Eoceno Temprano o inferior, que penetraron al occidente de la paleobahía, fueron limitados por los plegamientos frontales de la Cuenca de Chicontepec, sin embargo las turbiditas continuaban depositándose en este tiempo desbordándose de la antefosa y extendiéndose al oriente, hasta las proximidades del banco arrecifal de la Faja de Oro interdigitándose con sus sedimentos contemporáneos (facies Aragón), de aguas más profundas de ambiente pelágico, compuesto predominantemente de arcillas.

Así, en esta primera fase y tiempo del Eoceno quedaron integradas las formaciones Chicontepec medio y superior y su cambio de facies Formación Aragón. Las pulsaciones de la Orogenia Laramide Mexicana formaban suaves plegamientos de las rocas mesozoicas sepultadas bajo los sedimentos del Cenozoico Temprano.

El Eoceno Medio señala una discordancia angular en sus depósitos marinos con los del sub-piso anterior e incluso, éstos son marcadamente ferruginosos que al oxidarse, sus arcillas (Formación Guayabal), les da un tinte de color cobrizo, característico e inconfundible con los de la Formación Aragón y con la inmediata superior, la Formación Chapopote del Eoceno Superior.

A finales del Eoceno Inferior y bajo condiciones submarinas, los sacudimientos finales de la orogenia, originaron corrientes de turbidez en el extremo sur poniente e inmediatas a la antefosa de Chicontepec, formando un profundo cañón submarino cuyo curso y profundidad se incrementó pendiente abajo, sobre la plataforma marina en formación. Su trayectoria parece iniciarse dentro del área de máxima pendiente que llegaron a tener las turbiditas de la antefosa de Chicontepec, en su etapa de plegamiento y deformación.

Este paleo-cañón submarino, fue localizado sobre el campo petrolero de San Andrés, donde las rocas acumuladoras de hidrocarburos, son las calizas oolíticas del Jurásico superior (fig. 81).

Posteriormente con el desarrollo de este campo petrolero, y con el descubrimiento de las trampas estratigráficas de Hallazgo, Remolino, Presidente Alemán y Cerro Carbón, un total de 612 pozos, pudieron conocer las características geológicas y edad de este antiguo cañón submarino cuya litología, dentro de su relleno es tan parecida a la facies Chicontepec,

que durante un tiempo se pensó que se habían perforado los pozos en una extensión de la C. de Chicontepec. Su edad, como se señaló anteriormente, es Eoceno Inferior, descansando sus sedimentos (fig. 81) en la parte más profunda de su cauce, sobre rocas Jurásicas de manera que este cañón fue labrado, erosionando las formaciones Aragón, Velasco, Cretácico Superior Maestrichtiano, Coniaciano Turoniano, Cretácico Medio, Cretácico Inferior, Jurásico Tithoniano y Kimmeridgiano; hacia su extremo oriental, la sedimentación clástica suprayace incluso al basamento cristalino.

Analizando su litología y su microfauna pudo determinarse la parte final de su curso hacia el Golfo y saber que mucho del material que lo componen son areniscas y arcillas depositadas en ambiente de aguas marinas profundas del Eoceno Inferior.

Las fuerzas erosivas de las corrientes de turbidez labraron el cañón que posteriormente se fue azolvando bajo un tirante de aguas profundas por material clástico formado de lentes y areniscas provenientes de la cuenca de Chicontepec en su etapa de deformación orogénica final.

Bajo el punto de vista económico petrolero la C. de Chicontepec no puede ser petrolera, por sus características litológicas formada de cuerpos lenticulares de areniscas de 1 cm. a 70 cm de espesor en una matriz arcillosa, amén de que regionalmente, en su evolución geológica quedó suprayaciendo el enorme cuerpo de margas de la Formación Méndez, del Cretácico Superior, rocas impermeables que imposibilitan cualquier migración de los hidrocarburos generados, por rocas del Jurásico Superior (Tithoniano) a rocas más jóvenes (Terciario) en ésta cuenca de Tampico-Nautla.

El Eoceno superior, en esta provincia sedimentaria Terciaria marina de Tampico-Nautla, está formado por facies distintivas, la primera, la correspondiente a la 1) *Facies Chapopote*, la componen sedimentos; predominantemente de márgas, de color gris-verdoso, con concreciones calcáreas; contiene bentonita, lo que hace pensar en una actividad volcánica contemporánea en las inmediaciones de la región.

Los mares de las facies Chapopote, invadieron todo el extremo oriental de la Cuenca Terciaria, bajo condiciones ecológicas marinas regionales tan homogéneas, que la microfauna que fija la edad de estos sedimentos dentro del Eoceno Superior, se encuentra

tanto en la cuenca de Burgos, como en la región del Istmo, e igualmente en el sur de los E.U. de Norte América, donde la inundación cubrió parcialmente el SE de Texas Lousiana, Mississippi y Alabama. La gran cuenca del Golfo de México se inundaba y rebasaba sus actuales límites de costa durante el transcurso del Terciario por hundimientos acelerados de su fondo que se sucedían periódicamente al final de la Era Cenozoica.

2) *Las Facies Tantoyuca* del Eoceno Superior corresponde a abanicos aluviales de piamonte depositados en los mares marginales del Eoceno: los cantos rodados que componen a esos abundantes depósitos, tienen diámetros de hasta 80 cm, compuestos de material muy heterogéneo, como guijarros de calizas del Cretácico y Jurásico. El material cementante lo forman areniscas de grano fino y ocasionales fragmentos de lutitas del Eoceno Medio o sea de la Formación Guayabal.

A estos enormes depósitos conglomeráticos de la etapas evolutivas y de erosión de la cadena orogénica, se le designa con el nombre de *Depósitos Mollasse*, (fig. 6) depósitos de acuerdo con Dana que marcaron el final de una orogenia; así que la OROGENIA LARAMIDE-MEXICANA, llegó a su fin en el Eoceno Superior.

Efectivamente y esto es más fácil de constatar en la cuenca de Tampico-Nautla, por los numerosos afloramientos que pueden observarse en su superficie. Los sedimentos del Eoceno al retirarse los mares, estuvieron expuestos a la erosión y principalmente donde las estructuras del subsuelo habían afectado estas rocas levantándolas. ¿Qué tanto fueron erosionadas?. No se a hecho un estudio sobre esto, pero evidentemente los sedimentos marinos del Oligoceno cubren en franca discordancia erosional y angular a los del Eoceno.

Los pozos petroleros perforados en el mar, en el Golfo de México y en la costa, muestran un fuerte acuñaamiento de los sedimentos marinos del Jurásico Kimmeridgiano, Cretácico, Paleoceno y Oligoceno, faltando el Eoceno y otros sub-pisos del Oligoceno. Este acuñaamiento se efectuó de poniente a oriente, como se observa con los pozos (fig. 82) Barcodon 1 y Arenque 1, el primero perforado en la porción continental y el otro en el mar. Como dato de interés se observa que la sedimentación del Mioceno (Etapa B fig. 82), aumenta considerablemente y este fenómeno

no deposicional, de este período, se repite en la Cuenca de Veracruz y región del istmo, así como en la zona costera, sur de Norte América y área central de la Cuenca del Golfo de México.

La historia de este problema sedimentario debe estar en la evolución de las inundaciones marinas que tuvieron lugar en la Cuenca de Tampico, cuando ésta, en su borde extremo oriental, formaba un alto (arco de Arenque..., Etapa A (fig. 82)) en el Kimmeridgiano conjuntamente quizá con la paleo-isla de Tuxpan, que más tarde, durante el Cretácico Inf. y Medio se desarrollaría sobre ella el banco arrecifal de la Faja de Oro. El conjunto de islas o "ARCHIPIELAGO HUASTECA", formaron a través del Jurásico Superior, Cretácico y Cenozoico, un alto que se mantuvo parcialmente emergido, mientras la Cuenca de Tampico se hundía y acumulaba sus depósitos marinos; esto debió mantenerse bajo esas condiciones de hundimiento hasta el final del Oligoceno (fig. 82).

Al finalizar el Oligoceno e iniciarse el Mioceno, la Cuenca del Golfo de México sufrió un fuerte hundimiento por fallas de colapso en sus bordes occidentales norte y sur; hundimiento de varios miles de metros que ocasionó que el extremo nor-oriental de la Cuenca de Tampico se hundiera invirtiendo la posición de reposo de la sedimentación marina (fig. 82) depositándose sobre este plano inclinado, en creciente evolución, potentes capas de sedimentos que dieron base a la actual plataforma de las costas del Golfo. Este fenómeno cortical se tradujo además en una gran transgresión de los mares del Mioceno, que llegó a varios puntos de la Llanura del Golfo de México, y hasta las primeras estribaciones de la Sierra Madre Oriental, a la de Chiapas, gran parte de la península Yucateca y el sur de los E.U.A. Durante su etapa de regresión marina se formaron sedimentos costeros y depósitos continentales de aluvión y material piroclástico en las márgenes costeras del Golfo de México, marcando con ellos el final de las transgresiones marinas a lo largo y ancho de la actual Llanura Costera del Golfo.

Macizo de Teziutlán

Este alto y macizo montañoso, se detecta perfectamente con su sistema hidrográfico que es radial en esta provincia fisiográfica y geológica de Puebla y Veracruz (fig. 83).

Ya en páginas anteriores, se dijo que el batolito granodiorítico se había manifestado durante la Orogenia Laramide, originando con sus movimientos intrusivos que la Antefosa de Chicontepec, con su azolve de Turbiditas, cambiara de curso y tomara un rumbo directamente hacia el oriente y se internara hacia la plataforma marina, donde se encuentra sepultada por rocas terciarias, mas jóvenes suprayaciendo a un cuerpo intrusivo, el macizo de Santa Ana, a inmediaciones de Vega de Alatorre (Figs. 80 y 83).

Su presencia en esta latitud, corresponde al extremo más oriental del Eje Neovolcánico; en efecto la actividad ígnea volcánica e intrusiva de tipo intermedio y básico, en el Mioceno y Pleistoceno (Figs. 80 y 83) con la Sierra de Chiconquíaco orientada oeste este y cuyos derrames y aparatos volcánicos se localizan en las costas de Veracruz, son testimonio de esa continuidad.

El batolito granodiorítico, que aflora al norte de Jalapa y sur de Tlapacoyan, se prolonga hacia el oriente, hacia el macizo de Santa Ana, sepultado por derrames (fig. 83) que se observan en el curso del río Santa Ana. Esta prolongación del Macizo de Teziutlán se detecta fácilmente por medio de los ejes estructurales del Cenozoico que lo enmarcan (fig. 83) por el nor-oeste.

En el Golfo de México e inmediata a la costa, durante la época del Oligoceno, este cinturón ígneo se extendió hasta la Región de los Tuxtlas, Ver., otra provincia geológica volcánica localizada en el extremo sureste del estado de Veracruz. La razón de este postulado, es la perforación de un pozo exploratorio petrolero en el mar, a inmediaciones de Antón Lizardo, que fue obstaculizada su perforación, por un derrame de roca ígnea dentro de los sedimentos marinos del Oligoceno. Dentro de esta sedimentación, en San Andrés Tuxtla, se encuentran tobas intercaladas entre cuerpos arcillo-arenosos de la Formación Depósito del Oligoceno Superior (fig. 85).

En la Provincia del Macizo de Teziutlán, el emplazamiento del batolito, produjo metamorfismo termodinámico, en las rocas mesozoicas, transformándolas a esquistos en las áreas inmediatas a él. Durante el Cenozoico, sus movimientos intrusivos se hicieron más notables, originando en el Mioceno, una separación de la Cuenca Tampico-Nautla de la de Veracruz. (fig. 84) y un período de volcanismo en el Pleistoceno que cubrió la provincia con tobas y derrames

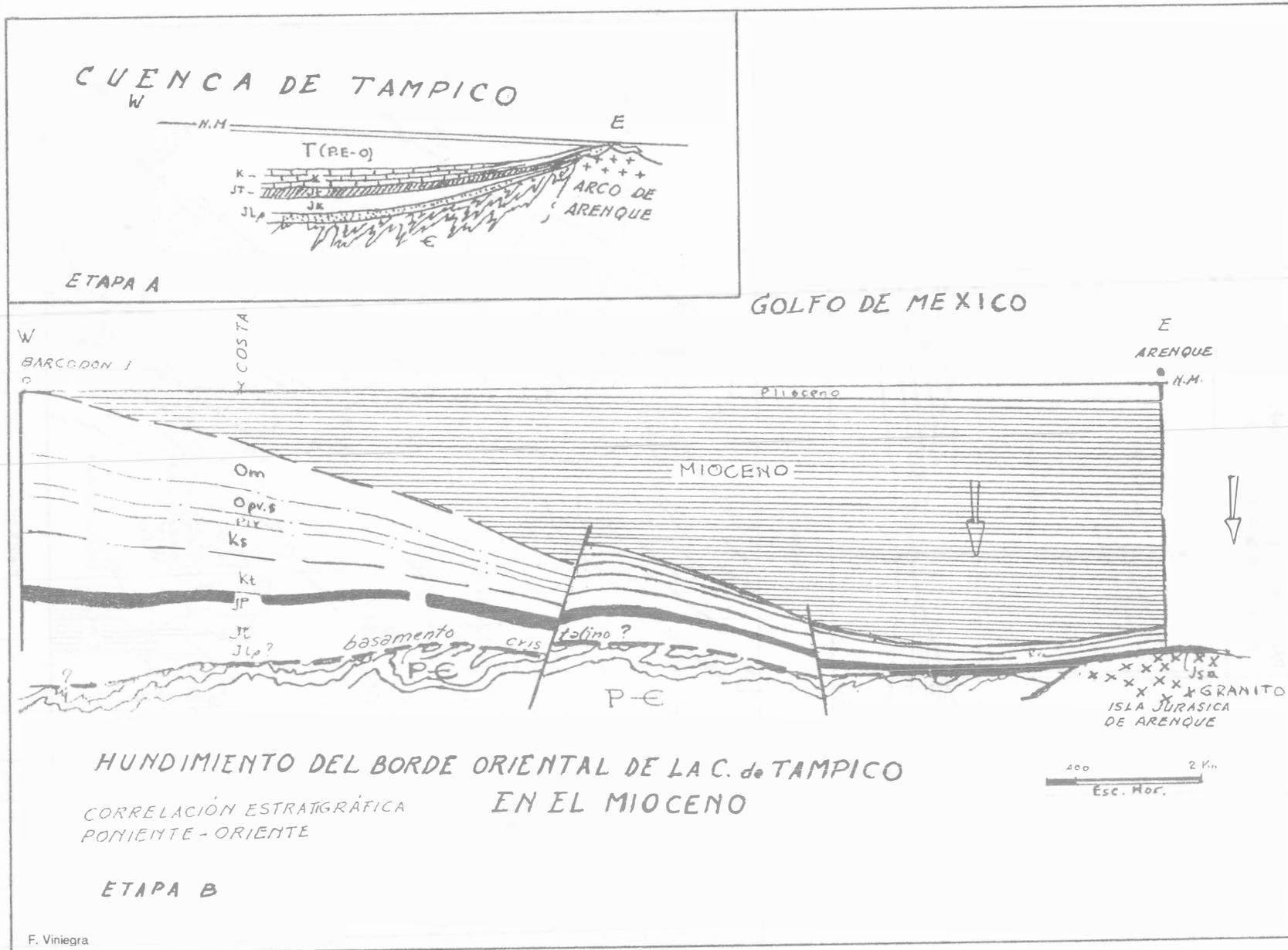


Figura 82



Figura 83.

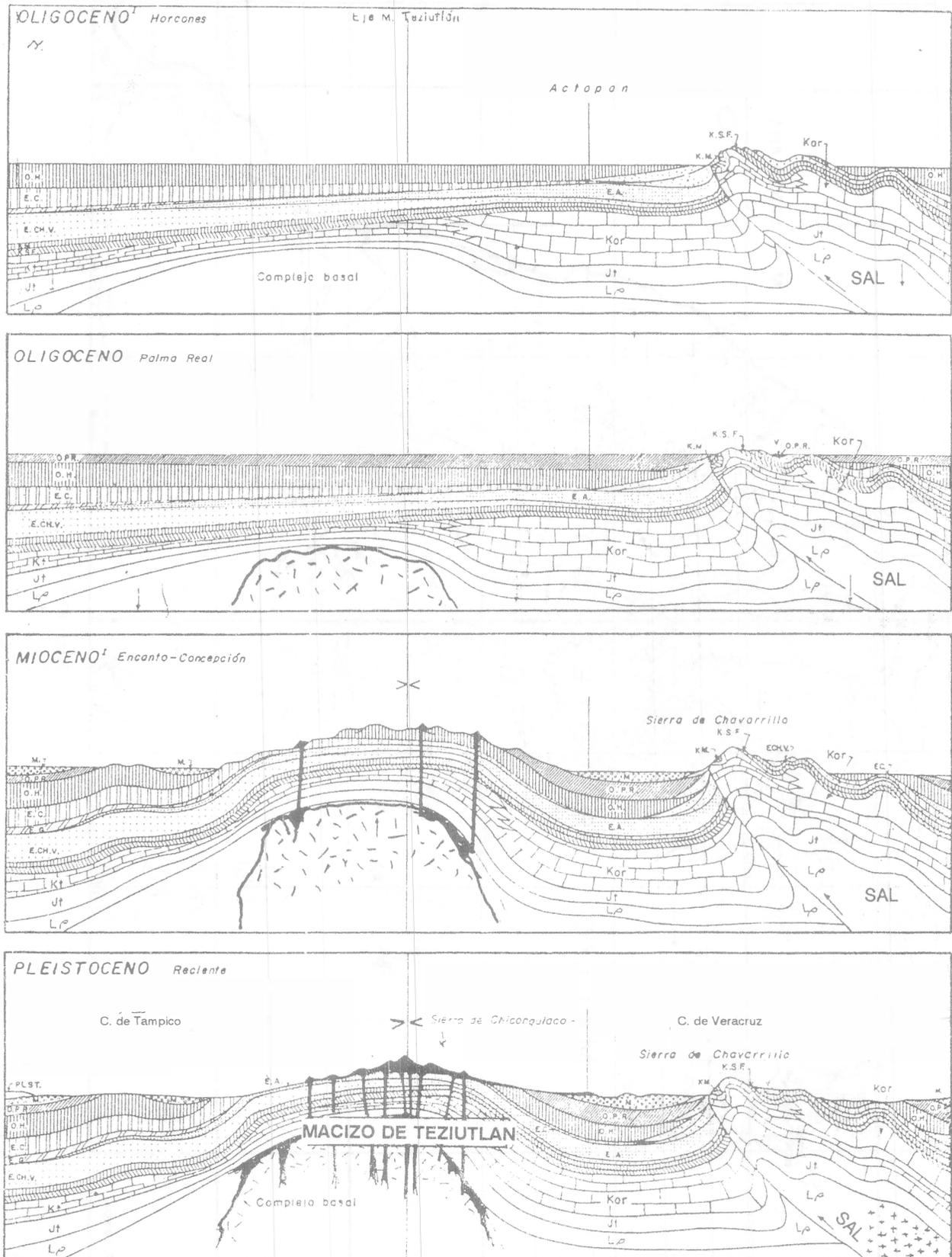


Figura 84

lávicos y la formación de redes fluviales, naciendo del levantamiento dómico, desde el intrusivo hasta su prolongación oriental, originando una topografía característica de mesas y aparatos volcánicos de tipo básico principalmente (Sierra de Chiconquíaco).

Las secciones geológicas de la (fig. 84), muestran las diferentes épocas de sedimentación marina que cubrieron el batolito granodiorítico, antes de manifestarse en el Paleoceno y reactivado en el Mioceno, con toda su secuela de intrusivos y actividad volcánica. Los movimientos de levantamiento tuvieron lugar, en su porción oriental, en el Mioceno; los mares de esta época lo rodean por el oriente, parcialmente por el norte y por el sur. El Pleistoceno es en cambio un tiempo de labrado erosional y de derrames lávicos; la Sierra de Chiconquíaco, evoluciona con sus numerosos aparatos volcánicos, y acentuaba la separación fisiográfica y geológica de la Cuenca de Tampico de la de Veracruz. La Sierra de Chavarrillo, que se localiza en la carretera de Jalapa a Veracruz, se refiere a un plie-gue recumbente (fig. 84) hacia el NNE en rocas del Cretácico Superior y Medio (facies Abra) con falla inversa; rompimiento que debe haber propiciado la sal del Jurásico-Divesiano que subyace a las rocas sedimentarias del Mesozoico Tardío y del Terciario, tanto en el fondo de la cuenca como bajo el frente orogénico de la Sierra Madre Oriental de esta parte del país.

Cuenca de Veracruz

Volviendo atrás en el tiempo geológico, al Jurásico Calloviano-Oxfordiano y haciendo referencia a las gigantescas cuencas salinas que se formaron inmediatas al área que hoy es el Golfo de México, la de Lousiana y la de Campeche, especialmente esta última que cubrió geográficamente la plataforma marina de Campeche hasta el área del Sigsbee Knolls, los estados de Tabasco, Chiapas y parte del extremo nor-occidental de Guatemala, región ístmica y el área que comprende la Cuenca de Veracruz o Papaloapan; la sal, debido a su plasticidad y poca estabilidad, produjo en las rocas suprayacentes efectos importantes en la morfología estructural tan singulares, que las provincias geológicas que contienen sal en el subsuelo se diferencian notablemente de las que no la tienen.

La Cuenca de Veracruz (fig. 85) es como las anteriores provincias, de edad Terciaria, y su formación tiene el mismo marco geológico. La Sierra Madre Oriental

con su sistema de plegamientos formados en rocas sedimentarias del Jurásico y Cretácico; difieren en muchos aspectos de las que se encuentran en el norte, por lo que conviene incluir en la tabla lito y cronoestratigráfica de la Cuenca de Veracruz a las rocas de las cuales, ya en el capítulo referente a la serie Jurásico, se trató en su aspecto paleogeográfico (Tab. XXII)

Al hacer referencia a la Cuenca de Veracruz se tratará de mostrar su aspecto sedimentario regional, con el de las cuencas del sureste, ya que la estratigrafía terciaria lleva la misma nomenclatura que la de éstas, con excepción de alguna formación del Eoceno como veremos más adelante. Respecto a su tectónica, tiene ésta una característica especial muy distintiva.

En la época del Paleoceno se tuvieron también efectos en la continuidad sur de la Sierra Madre Oriental en forma de una antifosa orogénica, con sus clásicos depósitos de turbiditas encajadas dentro de la reducida Antefosa de Soyaltepec (fig. 86) con un espesor aproximado de 300 m. Estas turbiditas de aguas marinas, en su primera etapa de desarrollo, al depositarse en aguas relativamente profundas, a igual que la antefosa de Chicontepec y las antefosas anteriormente mencionadas, se generaron sedimentos calcáreos con fauna pelágica de testa calcárea. Al cambiar la batimetría, con el azolve periódico de estas antefosas, el ambiente deposicional se modificó formándose ocasionalmente, zonas pantanosas marginales al mar.

Rizaduras de oleaje también quedaron impresas en las arenas de playa de estos sedimentos, que ahora se encuentran distorsionados por los esfuerzos compresionales a que estuvieron sujetos, formando pliegues imbricados y ocasionalmente se observan fallas inversas y aún fallas normales, estas como epílogo de la Orogenia.

El Paleoceno, en sus facies Chicontepec y Velasco, fue un periodo del Cenozoico Temprano, que inundó regionalmente gran parte del extremo occidental del Golfo de México. El Eoceno Inferior en esta provincia sedimentaria, aunque no tiene las exposiciones superficiales que se observan en arroyos y caminos de la Cuenca de Tampico, por pozos petroleros se ha podido localizar en el subsuelo, a través de su microfauna marina, la presencia de sedimentos del Eoceno Inferior, Medio y Superior en discordancias erosional con el Oligoceno, tal como aconteció en la Cuenca de

TABLA XXII

ERA	EPOCA	FORMACION		LITOLOGIA	
CENOZOICA	Plioceno	JAMAPA			
	Mioceno	Paraje solo			
		FILISOLA			
	Oligoceno	Concepción Sup.			
	Oceno Sup.	Concepción Inf.			
		Encanto			
		Depósito			
		La Laja			
		San Pablo			
		Uzpanapa			
	Oceno Inf.	Chicontepec-Velasco			
		Antefosa-Zoyaltepec			
	Paleoceno	(Facies Chicontepec)			
		(Facies Velasco)			
MOSOZOICA	Maestrichtiano	Atoyac		Calizas Arrecifales	
	Campaniano	Méndez			
	Santoniano			Margas y conglomerados	
	Coniaciano	Guzmantla			
	Turoniano	Maltrata Superior			
		Atzingo			
	Cenomaniano	Tehuacán	Orizaba		
	Albiano		Maltrata		
			Capolucan		
	Aptiano		San Juan Raya		
	Agua del Burro				
		Agua del Cordero			
	Neocomiano	Tuxpanguillo			
		Zapotitlán			
		Xanamanca			
	Tithoniano	Tepexilotla			
	Kimmeridigiano				
PRECAMBRICO				Metamórficas Esquistos y Gneises	

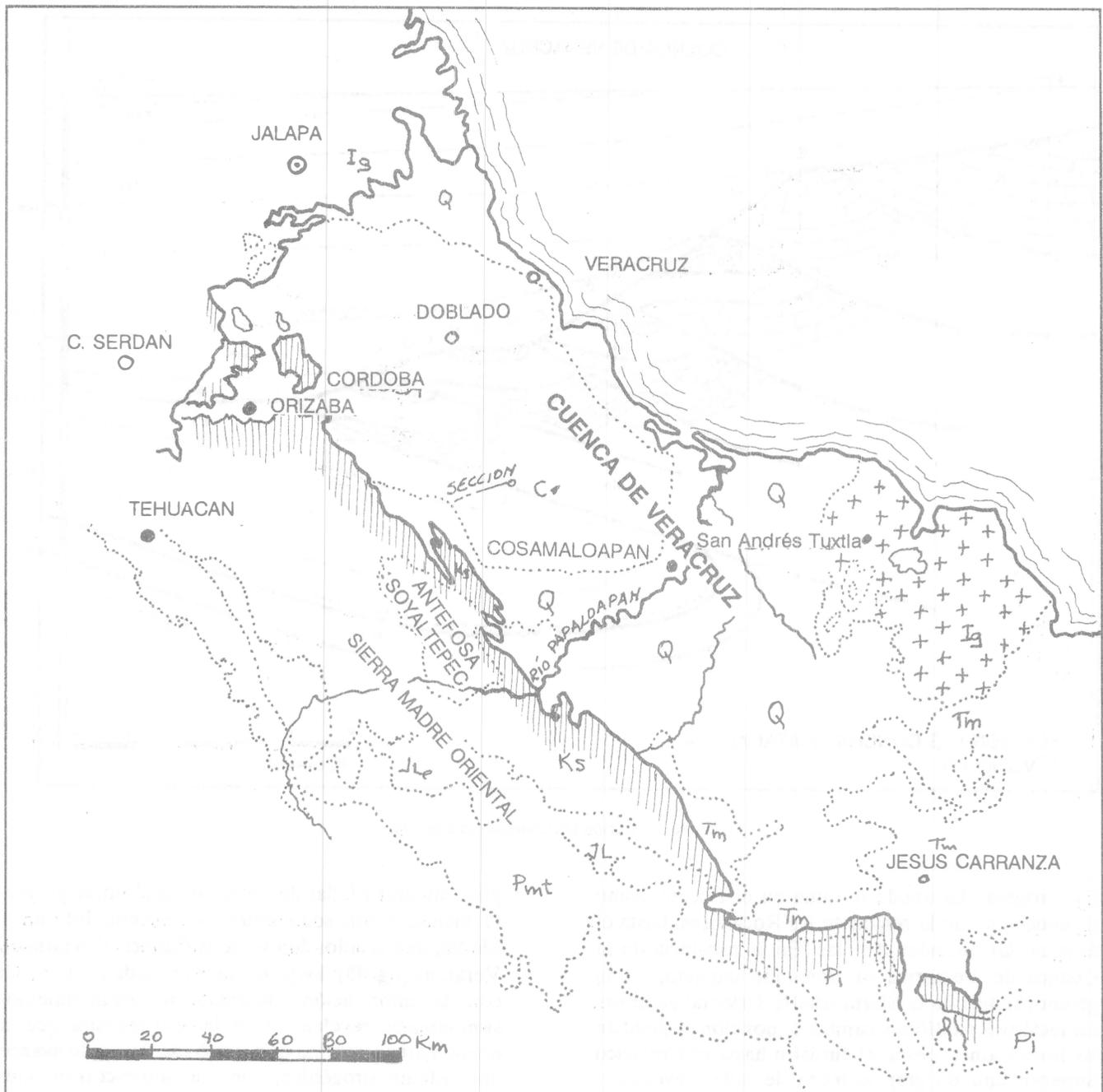


Figura 85

Tampoco fenómeno deposicional ocasionado por emersión y erosión area (fluvial, eólico pluvial, etc.) anterior a la transgresión marina del Oligoceno.

En el transcurso y final del Eoceno, los mares que hicieron su retirada rumbo al oriente, hacia el golfo,

dejaron la misma sedimentación clástica y faunística que en el norte, de manera que los ambientes que dieron lugar a las formaciones Aragón, Guayabal y Chapopote aquí en esta cuena se repiten, extendiéndose regionalmente en la amplitud de la inundación de las aguas del Golfo de México.

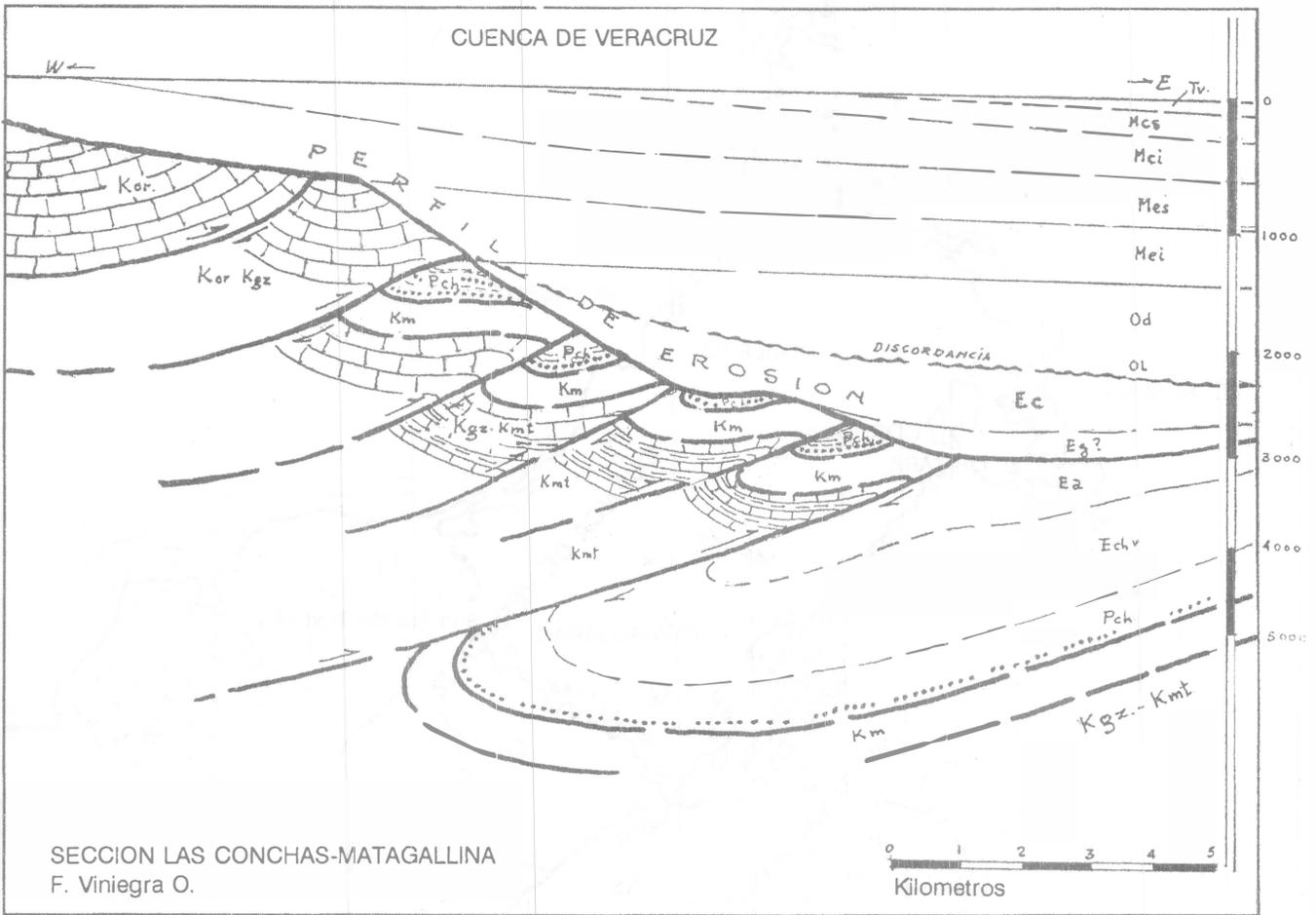


Figura 86 - Sección las Conchas-Matagallina

La Orogenia Laramide termina en el Eoceno como aconteció, desde la región de las Rocallosas, hasta el área de las Grandes Antillas. En la provincia de la Cuenca de Veracruz, su tremendo impacto, en la geomorfología de la Sierra Madre Oriental es único. La tectónica modifica y cambia la posición original de las formaciones, desde el Jurásico hasta el Cretácico Superior con un gran número de fallas inversas y plegamientos (Figs. 86 y 87) en *decollement*. Naturalmente que ésto repercutió en la sedimentación marina y nerítica-costera de los mares del Cenozoico Temprano.

La Orogenia en esta parte de la Sierra Madre Oriental es extremadamente compleja y su desarrollo, hasta el final de su evolución, hace pensar en movimientos de deslizamiento por gravedad, por la fuerte pendiente que se fue originando. El frente de avance de los

plegamientos y fallas de sobre-corrimiento, se proyectó incluso sobre sedimentos del Eoceno Inferior y Medio, depositados dentro de la Cuenca Terciaria de Veracruz (fig. 85); los pozos petroleros de exploración con la información, obtenida de levantamientos sismológicos, revelan ésto e incluso muestra que la erosión area y marina que sufrió ese frente de avance del sistema orogénico, con sus sobre-corrimientos frecuentes por fallas inversas, y de transcurrencia, le dió un perfil de erosión, con un ángulo con respecto a la horizontal, de mas de 20 grados (fig. 86).

Con los hundimientos de la Cuenca y del Golfo de México, que acontecían periódicamente, el material detrítico sedimentario continental y marino la azolvaban, para seguirle otro tiempo de hundimiento; esto sucedió en toda la periferia del golfo durante el Cenozoico: Eoceno, Oligoceno y Mioceno significando

además un cambio ecológico marino regido por la velocidad de hundimiento de las Cuencas Terciarias del Golfo de México su plegamiento y erosión periódica (fig. 87).

y con el resultado de pozos de exploración y de desarrollo para explotar los yacimientos de hidrocarburos que se localizan ocasionalmente en rocas del Terciario, así como los depósitos de azufre en los

"cap-rocks" o casquetes de los diapiros salinos, consideraban que los depósitos de la sal habían formado una cuenca salina a la que se denominaba Cuenca Salina del Istmo, cuyos límites, se postulaba, se encontraban teóricamente hacia el poniente, en una línea imaginaria entre San Andrés Tuxtla y Jesús Carranza, su límite sur la Sierra Madre del Sur, en el norte quedaba limitada en la plataforma continental y al oriente, sus límites no estaban definidos.

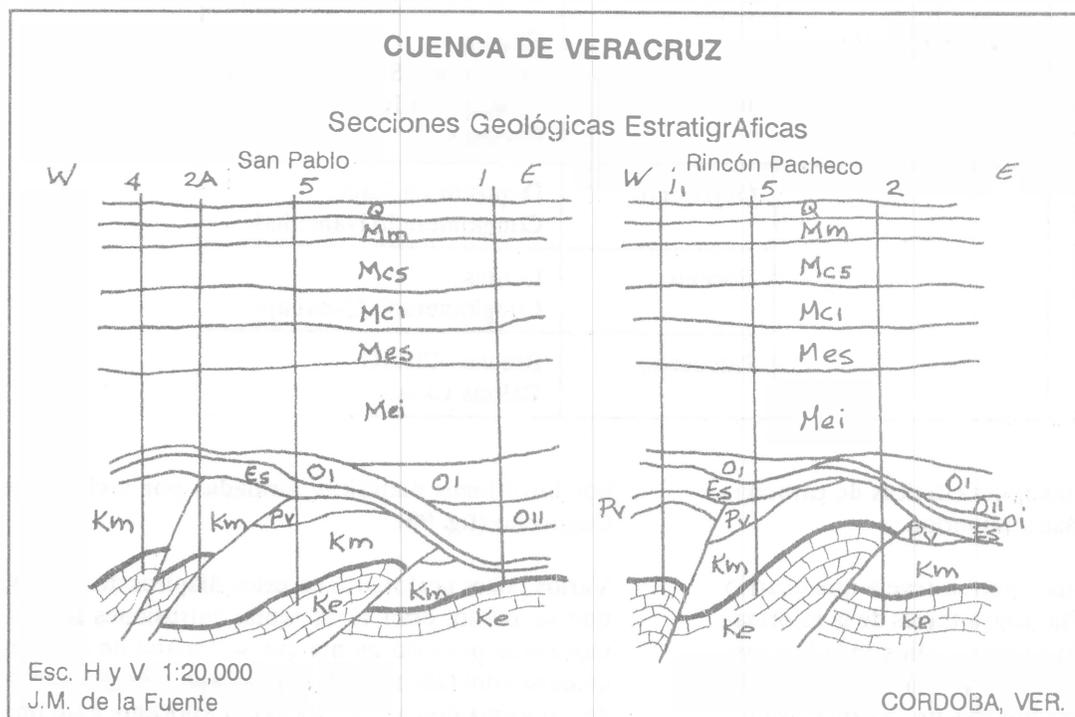


Figura 87

Hay evidencia que hubo discordancia angular y deposicional en los depósitos del Terciario Temprano, como son el Paleoceno, Eoceno, Oligoceno Inferior, Medio y Superior e inclusive el Mioceno basal (Encanto inf.). En las cercanías del macizo de San Andrés, sur oriente de la cuenca, los ejes estructurales del Terciario (Oligoceno y Mioceno) tienen una dirección semicircular que contornean el Macizo.

Las discordancias entre las rocas del Terciario, en la región de la Llanura del Golfo de México, son bastante objetivas para entender que la placa continental en la región oriental, estuvo activa con repercusiones de transgresiones marinas, depósitos, desajustes por compresión, tensiones, erosiones, volcanismo, etc.

Aún en los años sesenta en la región del sureste de México, los geólogos que habían hecho los estudios lito-cronoestratigráficos y estructurales superficiales y de sub-suelo con equipos gravimétricos y sismológicos

Actualmente la cuenca salina, como se definió anteriormente, y denominada por el autor Cuenca Salina de Campeche (Figs. 89 y 91) comprende los estados del sur de Veracruz, Tabasco, Chiapas, el norte de Guatemala y el extremo sur de la Cuenca del Golfo de México quedando limitada al oriente por la plataforma marina de Campeche.

Con excepción de Chiapas y posiblemente de Campeche, los depósitos del Terciario, desde el Eoceno Superior hasta el Plioceno cubrieron esta extensa región vecina al Golfo de México, con idénticas condiciones sedimentarias y ecológicas, dando origen a rocas similares o casi idénticas cuyos nombres formacionales se dan en la Tabla XXIII. Esta tabla estratigráfica, con su nomenclatura se aplica en forma práctica, desde el Oligoceno hasta el Mioceno, en virtud de que hasta los años setenta se logró atravesar con pozos el Eoceno y Paleoceno en el norte de

TABLA XXIII
CUENCAS SURESTE DE MEXICO

Era	Período	Epoca	Formación
CENOZOICA	NEOGENO	Plioceno	Cedral
		Mioceno	Filisola Concepción Superior Concepcion Inferior Encanto
		Oligoceno	Depósito La Laja Conglomerado Nanchital
		Eoceno	Lutitas Conglomerado Uspanapa
		Paleoceno	Brechas CHAC Calizas Campeche

Chiapas para alcanzar las rocas clásticas de carbonatos del Cretácico y Jurásico Superior.

La sedimentación marina como se revela que ocurrió desde el Paleoceno al Plioceno a través de la información obtenida por medio de los estudios de la litología y la microfauna de las muestras de los pozos, revela movimientos que se tradujeron en levantamientos locales, quizá influenciados por efectos de la sal que comprimida, a profundidades mayores de los 10,000 m., en las áreas más profundas de las cuencas, daban origen a movimientos isostáticos, generándose diapiros salinos, cuya intrusión, a través de rocas mesozoicas y terciarias, se hacía en relación a la presión que ejercía sobre ella, el peso de las rocas suprayacentes. Es decir a mayor peso, mayor presión y consecuentemente mayor penetración diapírica de la sal. De esta manera es explicable, porque, algunos diapiros en el sur, se encuentran tan someros que forman domos superficiales lo que origina un drenaje fluvial de tipo radial o centrífugo.

Desde la Cuenca de Veracruz hasta la Cuenca de Comalcalco, la sal, fue un factor importante en la tectónica del Cenozoico. La Cuenca de Macuspana (fig. 88), situada al oriente de Villa Hermosa, reviste un problema tectónico muy particular pero extraordinariamente interesante. El norte y poniente de esta cuenca que está formada por sedimentos terciarios, como los de Comalcalco y con las mismas características faunísticas, se encuentran perturbados

por intrusiones diapíricas formadas por arcillas del Oligoceno (fig. 90).

Varios pozos perforados en estos diapiros de arcillas, que se pensó, eran otras tantas intrusiones salinas, mostraron posteriormente que se trataba de cuerpos arcillosos del Oligoceno y Eoceno que habían levantado, en forma cómica, las rocas del Mioceno; Este tipo de compresión y diapirismo es posible que pueda atribuirse a los movimientos de giro y compresión del basamento yucateco al ser arrastrado por el movimiento de desplazamiento de la placa continental generando las fallas de transcurrancia que se observan en Guatemala (fig. 89).

La tectónica del sureste de México es extremadamente compleja; la Sierra de Chiapas, independientemente del diapirismo de la sal en las estructuras mesozoicas que se formaron durante el Cenozoico, desde el Paleoceno hasta el Oligoceno, tuvo movimientos probablemente provocados por la plataforma metamórfica paleozoica de Yucatán, con su extremo meridional moviéndose, girando, de este a noroeste y norte, desde Guatemala, donde se manifiesta con las fallas de transcurrancia de Motagua y Polochic que parecen nacer en la región norte del Caribe (fig. 89), para perderse en las costas del Pacífico; al norte de éstas dos grandes fallas, las fracturas son más frecuentes en Chiapas y si continúan, con rumbo SE-NW, hacia Tabasco. Las fallas de transcurrancia de Guatemala, Chiapas y Tabasco se generaron probablemente, desde el Paleoceno hasta el Reciente.

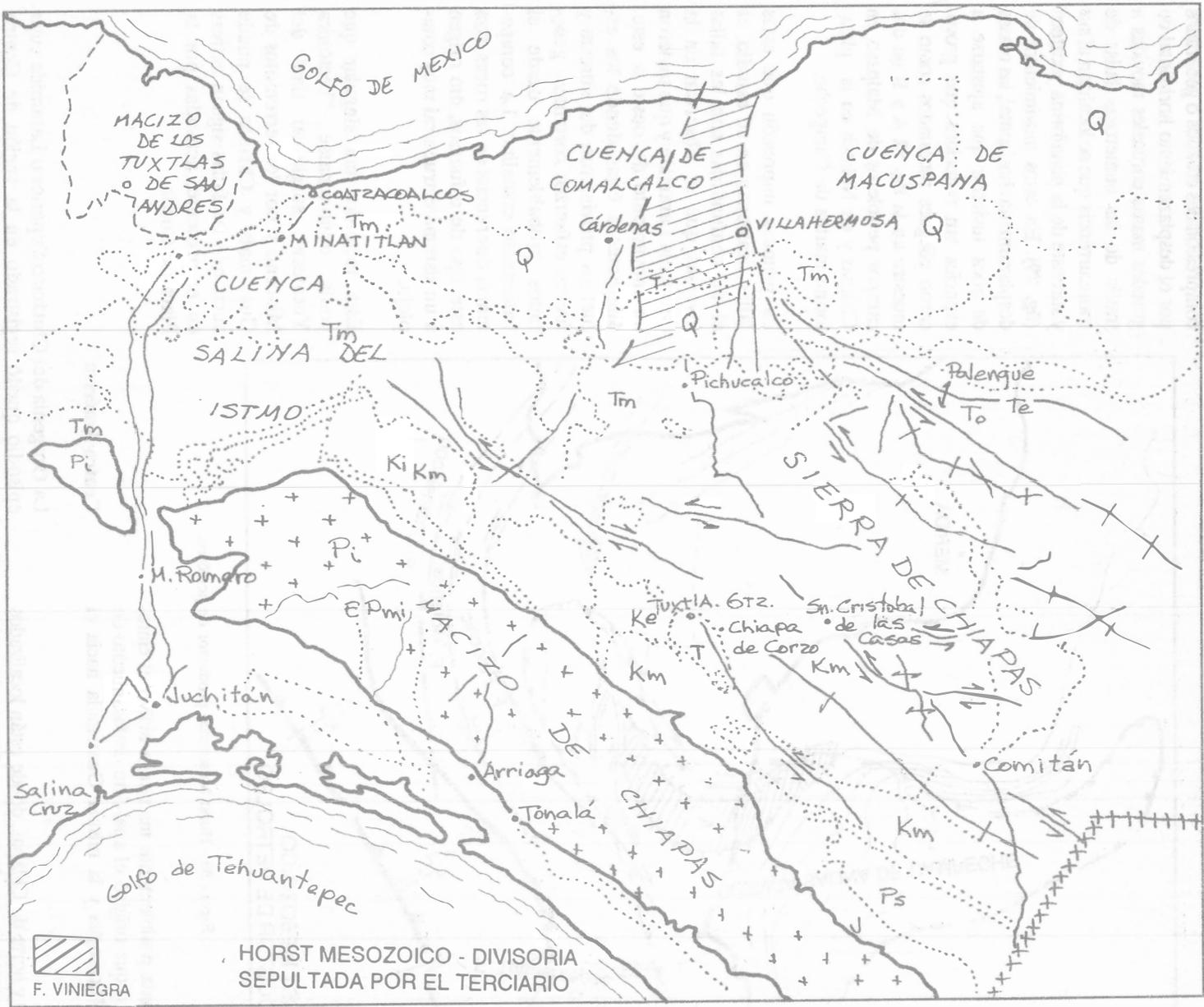


Figura 88.- Cuencas Terciarias del Sureste. Plano de Tectónica

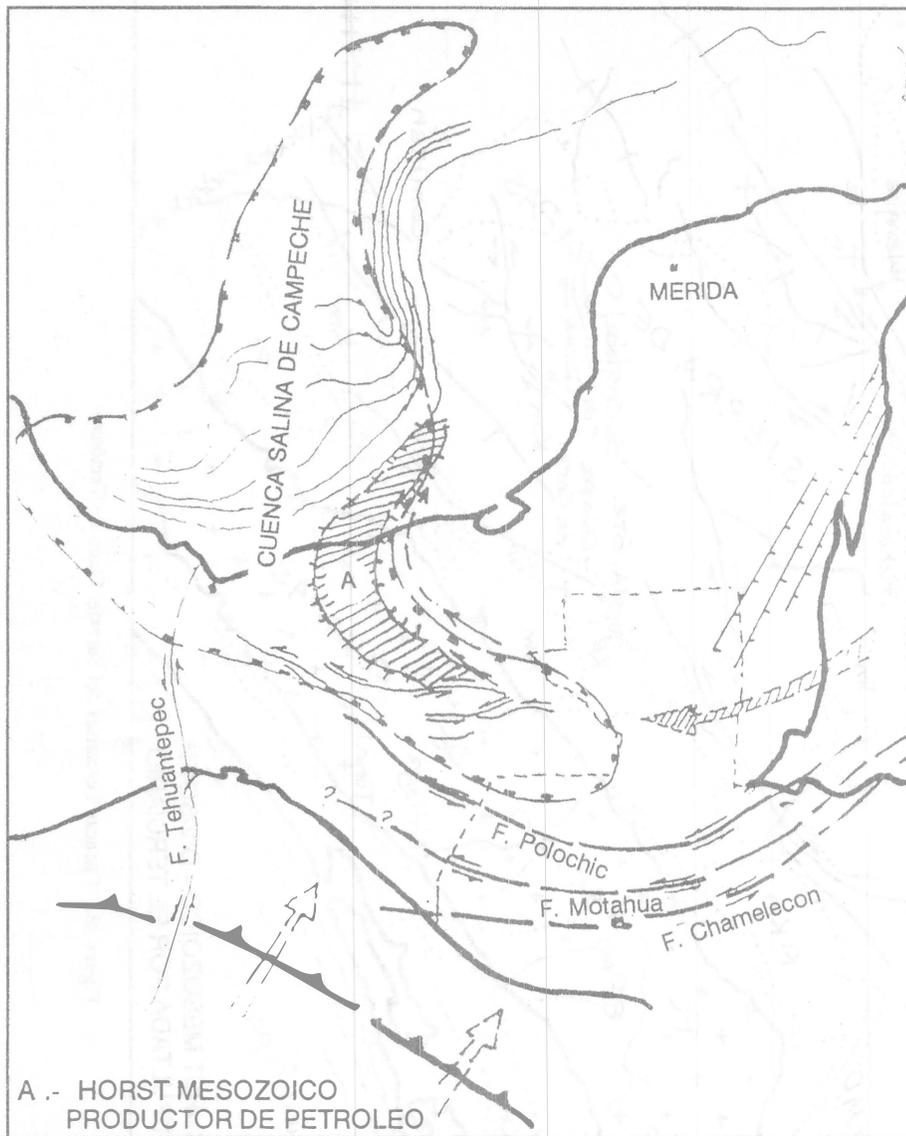


Figura 89.- Horst Mesozoico productor de petróleo.

En Guatemala posiblemente mantenga activo el cinturón tectónico que originó el aparente desfasamiento de Honduras, Nicaragua y la misma Guatemala hacia el este.

En Tabasco y norte de Chiapas, donde están localizados los campos petroleros productores en el horst mesozoico (fig. 89), la tectónica es muy complicada. Las deformaciones que tienen las rocas terciarias y mesozoicas, aparentemente normales por el diapirismo de la sal y las arcillas incompetentes del Oligoceno y Eoceno, en realidad fueron básicamente originadas por esfuerzos

compresionales creados o generados por el desplazamiento horizontal de grandes masas corticales movidas a través de las numerosas fallas de transcurrancia que se localizan al sur y suroeste de la plataforma yucateca (fig. 89). En estos movimientos de desplazamiento horizontal, las masas de roca tuvieron que ajustarse a espacios tan reducidos que provocaron pliegues recostados como se muestra en la fig. 92 A y B de dos campos petroleros de Malpasos en Chiapas y en Nohoch en la plataforma marina de Campeche.

La primera impresión que estas fallas ocasionan en su estudio, es el de confundirlas con las fallas inversas que se observan en la Orogenia Laramide y que tuvieron un movimiento de oeste a este, diferentes a éstas donde los esfuerzos provinieron del sureste y fueron esfuerzos cortantes generados probablemente desde el basamento cristalino. La competencia diferencial de las rocas, con este tipo de esfuerzos, dió origen a un sistema estructural muy complejo.

Esta tectónica tan singular que podía denominarse "Tectónica Yucateca", surgió al final del Mioceno y por los terremotos de Guatemala y Chiapas se puede decir que las fallas siguen activas en el presente, activadas por la Placa de Cocos.

Centro América

La Orogenia del Cretácico Superior o Laramide cuyo episodio quedó registrado en la región de Centro América, en el Turoniano-Maestrichtiano, formó en los cuerpos calcáreos de la formación SERENATE, calizas oscuras a negras marmorizadas, donde el material volcánico fue transformado a un esquisto-clorítico. Los fósiles identificados son rudistas de la sub-familia *Sauvagesiinae*, cuyo rango estratigráfico

está situado entre el Albiano Tardío y el Maestrichtiano. En México esta sub-familia se le considera como perteneciente a la Formación Tamasópo en San Luis Potosí y Atoyac en Córdoba, Ver. del Cretácico Sup.

La zona de inténidos o región del Traspais se localiza en el sur, zona que fue afectada por intenso volcanismo, así que las calizas marmorizadas y los esquistos cloríticos corresponden a facies sinorogénicas.

El Eugeosinclinal Guatemalteco Cretácico, está expuesto en dos localidades: Puente Las Cabezas y el río Jalapa, donde afloran serpentinitas, que en el norte, cambian a filitas y esquistos cloríticos, con lavas y grauvacas alteradas.

En el río Las Vacas, se observan, corrientes de lava almohadillada que señala un ambiente acuático y dentro de ella aparecen fragmentos de caliza arrastrados por la corriente magmática que rodeó las serpentinas.

Nicaragua, El Salvador y Honduras forman un gran complejo metamórfico de edad indistintamente Pre-Cámbrico-Paleozoico y de rocas aún más jóvenes.

La incongruencia que existe entre el Eugeosinclinal de Centro América con el de las Grandes Antillas hace pensar en un origen y edad diferente; la explicación quizá se encuentre cuando se aclare y se resuelva el origen, dentro de la tectónica de placas, de ese territorio Pre-Cámbrico y Paleozoico que comprende esos países centroamericanos.

Las facies sedimentarias marinas mesozoicas y orogénicas, corresponden en ambos Eugeosinclinales, a los mismos lapsos, así como la actividad ígnea y pirometamorfismo.

Región Occidental y Central

El panorama paleofisiográfico e histórico-geológico del Cenozoico, en el occidente de México dista, en muchas formas de ser parecido a lo que aconteció en el oriente en la Sierra Madre Oriental y Llanura costera.

Al cesar la Orogenia Laramide-Mexicana, que había sacudido al país de poniente a oriente, debido, como se indicó anteriormente a la interacción de las placas del Pacífico oriental y la continental (AMERICANA)

desplazándose el arco magmático hacia el oriente durante el Terciario Temprano, afectando con intrusiones plutónicas y magmatismo el occidente de México, desde Chihuahua hasta Michoacán, Guerrero y Oaxaca formando adicionalmente un cinturón ígneo de minerales radioactivos.

El arco magmático, nuevamente en el Oligoceno y Mioceno, retrocede a occidente generándose, en la franja Pacífica, una explosión ignimbrítica (Coney et.al.) La Sierra Madre Occidental evoluciona con derrames ácidos e intermedios a través de un intenso fracturamiento en el basamento de rocas mesozoicas y del Cenozoico Temprano. Este intenso magmatismo se continuaría hasta el Pleistoceno, tiempo que está señalado por la presencia de huellas de bisonte en las cenizas volcánicas y restos fósiles de mastodontes y gliptodonte (fotos 14 y 15). El paisaje que se observa en el Cañón del Cobre, desde el punto denominado Divisadero (fotos 16, 17, 18 y 19) es de un horizonte plano en la distancia, que sería indicativo de la evolución y levantamiento de esta parte de la Sierra Madre Occidental, entre Chihuahua y Sinaloa, que fue de continuos derrames a través de fisuras, las que la erosión diferencial ha dejado como un buen número de diques, en las vertientes del cañón.

En este desarrollo de coladas de roca ígnea, debe estar diferenciado el tipo de roca de acuerdo a su acidez o basicidad y cómo esta región tuvo dos fases o períodos de actividad ígnea, la secuela en el orden de magma ácido, intermedio y básico, debió repetirse como se puede observar en el río Fuerte en Sinaloa, a donde además afloran esquistos micáceos de rocas del Pre-Cámbrico o Paleozoicas.

También se observan, en el trayecto del F.F.C.C. Chihuahua-Topolobampo, antiguos aparatos volcánicos que cubrieron, en el Cenozoico Tardío, extensas áreas de la sierra con cenizas volcánicas riolíticas y andesíticas a las que la erosión atmosférica ha dejado formando figuras caprichosas que la imaginación describe como fitomorfos, zoomorfos, etc.

La Sierra Madre Occidental es una de las más grandes provincias orográficas de México dado que su inicio se remonta al Pre-Cámbrico y adquiere su modelado final en el Plioceno y Pleistoceno; cuatro eras geológicas están presentes en este vasto territorio mexicano, que en su extremo sur, es interrumpido por el volcanismo del Mioceno al Pleistoceno del Eje Neovolcánico.

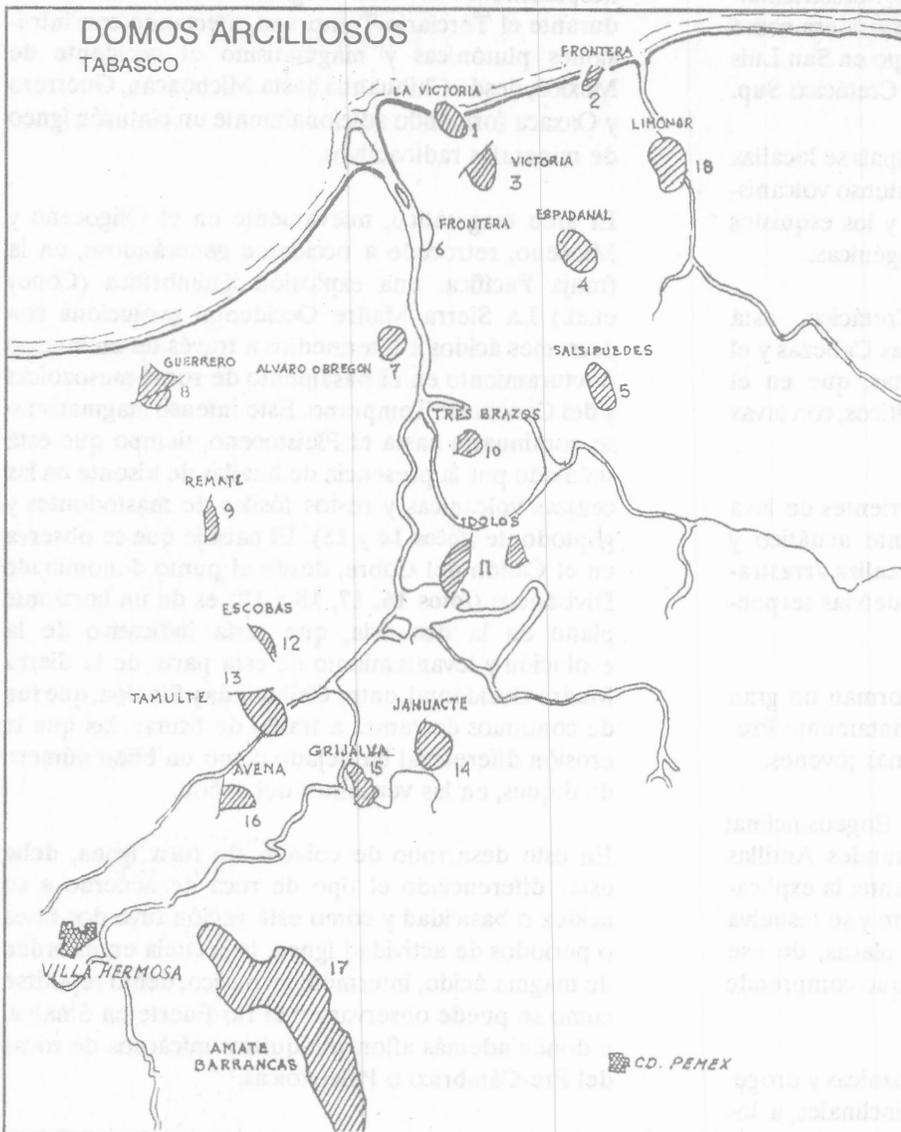


Figura 90.- Domos Arcillosos

A estos eventos geológicos está ligada la actual península de la BAJA CALIFORNIA ya que en el Mesozoico y durante casi todo el Cenozoico estuvo unida al continente. Su desplazamiento se supone haberse originado durante el Mioceno Tardío, 4 m.a. y fue originado por el desarrollo hacia el norte, de la fractura Dorsal del Pacífico (figs. 71 y 83) que penetró al continente por ese extremo del país, separándolo y creando un sistema de fracturas transcurrentes que se encuentran activas, entre las más conocidas, es la Falla de San Andrés cuyos

efectos catastróficos casi destruyeron la ciudad de San Francisco a principios de siglo.

El panorama paleogeográfico que ofrecía Baja California, anterior a sus movimientos de deriva, era el de una extensa tierra accidentada, en su extremo occidental, por plutones graníticos que se extendían hasta Sonora y Sinaloa. Así que las rocas Proterozoicas y Paleozoicas de esta región occidental continental de México, fueron intrusionadas y metamorizadas por estos intrusivos y por los esfuerzos compresionales generados por la interacción de las placas del Pacífico y continental de Norte América. Estos esfuerzos incluso causaron metamorfismo en los plutones más antiguos.

El período de estabilidad regional que siguió a la Revolución Laramide-Mexicana se traduce en procesos de erosión y denudación de todas las tierras levantadas e intrusionadas, formándose abanicos aluviales y azolves en las cuencas endorreicas con material detrítico continental de tipo arkósico y depósitos lacustres en algunas áreas.

Baja California durante el Terciario Tardío, la parte correspondiente a la zona norte, se mantuvo parcialmente emergida no así el

extremo sur que sufrió una serie de fallas de colapso en su porción oeste que se fueron propagando hacia el norte en la evolución de sus movimientos de separación. Las fallas de transcurrancia se presentaron en la plataforma marina del Pacífico acentuándose hacia las costas de Alta California.

Un intenso período de magmatismo, lo señala una potente secuencia de tobas, brechas volcánicas así como derrames andesíticos y riolíticos que tuvieron lugar durante el Oligoceno y Mioceno extendiéndose



Foto 14: Divisadero, Chih. Huellas de pesuñas hundidas.

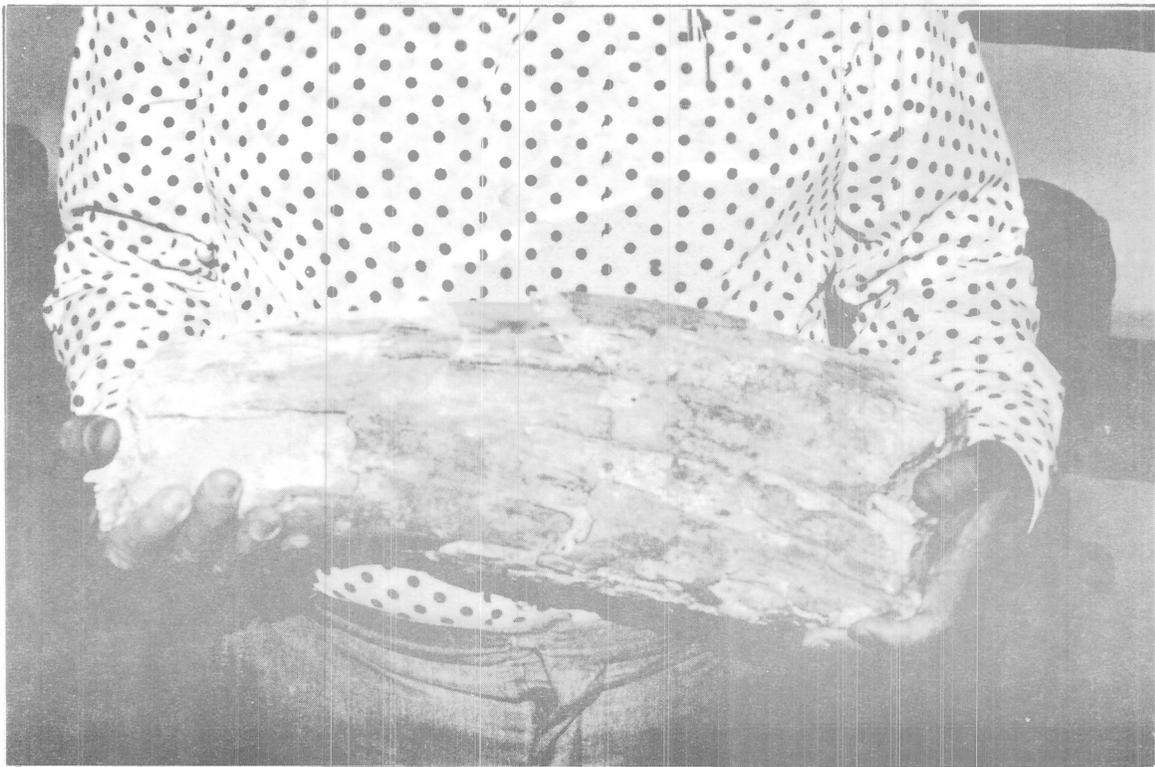


Foto 15: Divisadero, Chih. Colmillo de Mamut.

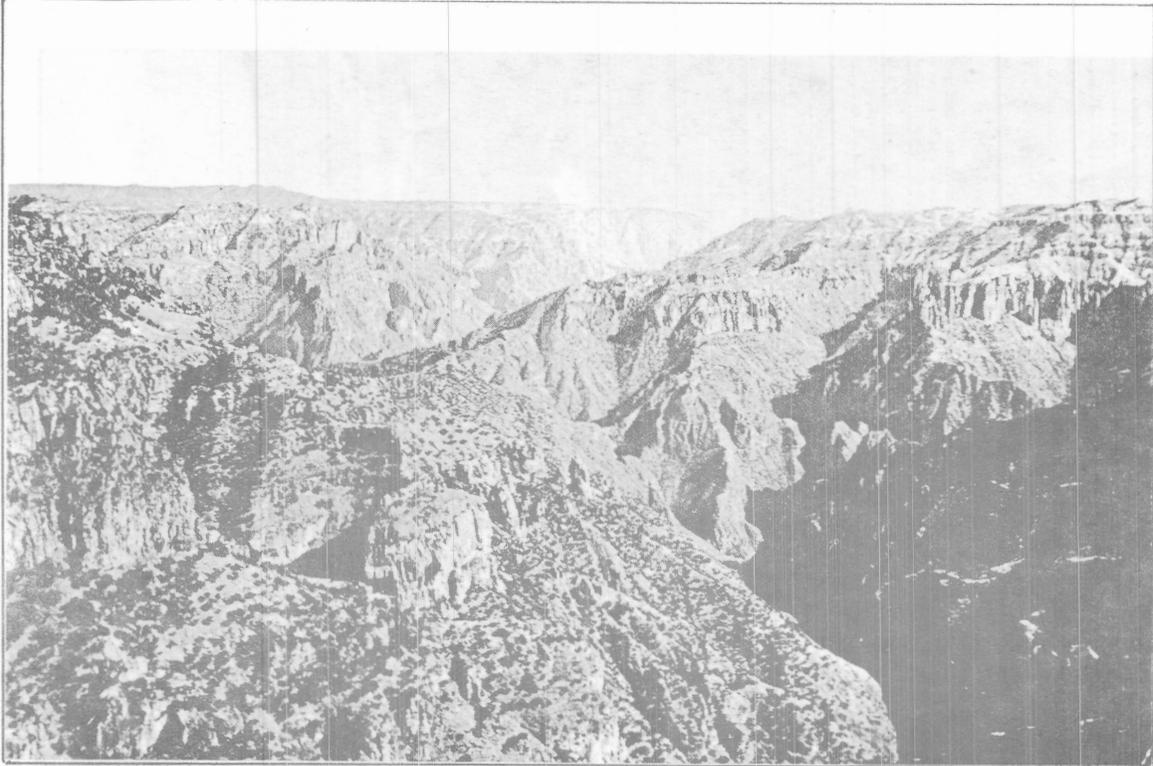


Foto 16: Cañon del Cobre en Divisadero, Chih. Barranca de Urique. Sierra Madre Occidental.
En el fondo se observa el nivel de los sucesivos derrames que se hacen en el horizonte.

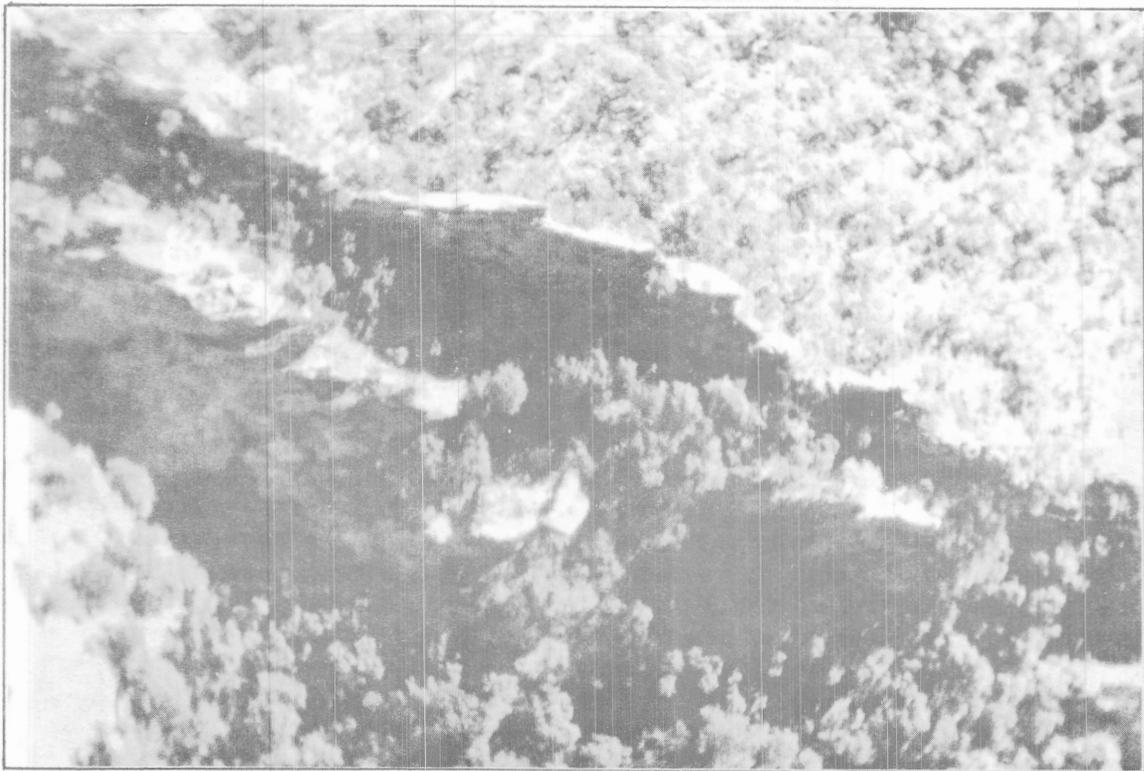


Foto 17: Barranca de Urique, Chih. Diques, probables conductos magmáticos que originaron los derrames.



Foto 18: Diques erosionados, antiguos conductos magmáticos.

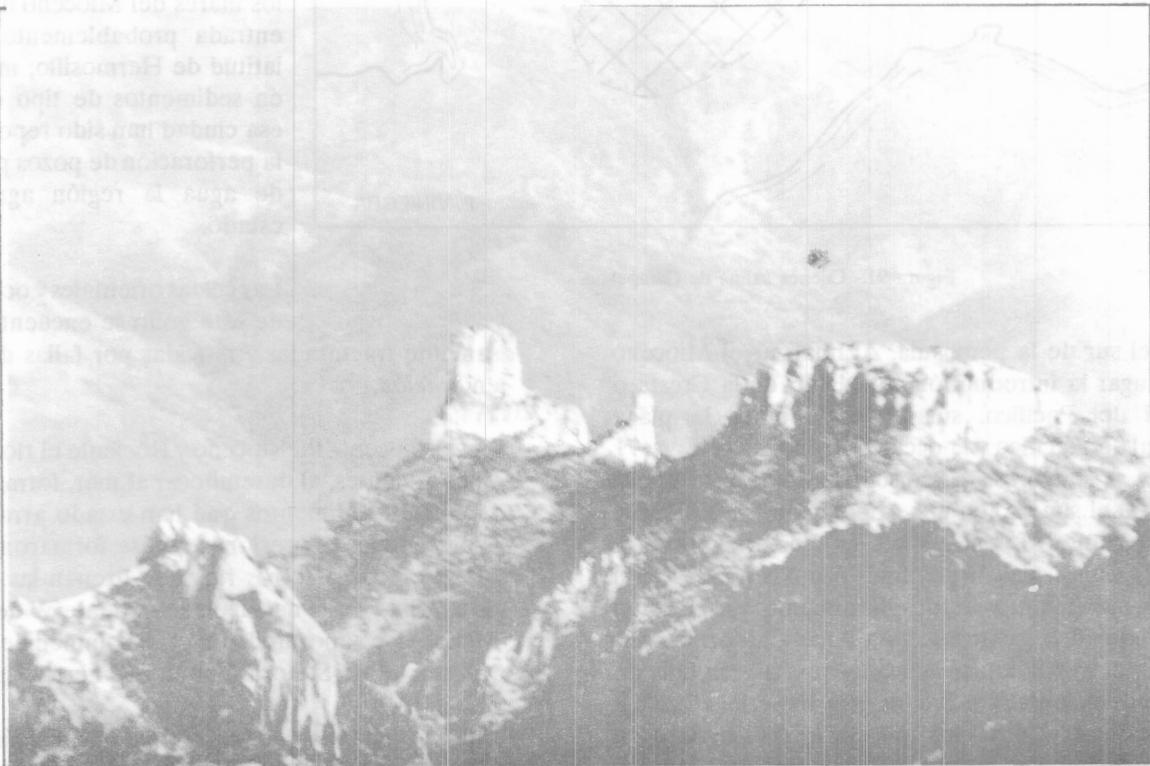


Foto 19: Barranca de Urique, Chih. Remanentes erosión de antiguas corrientes lávicas, riolíticas.

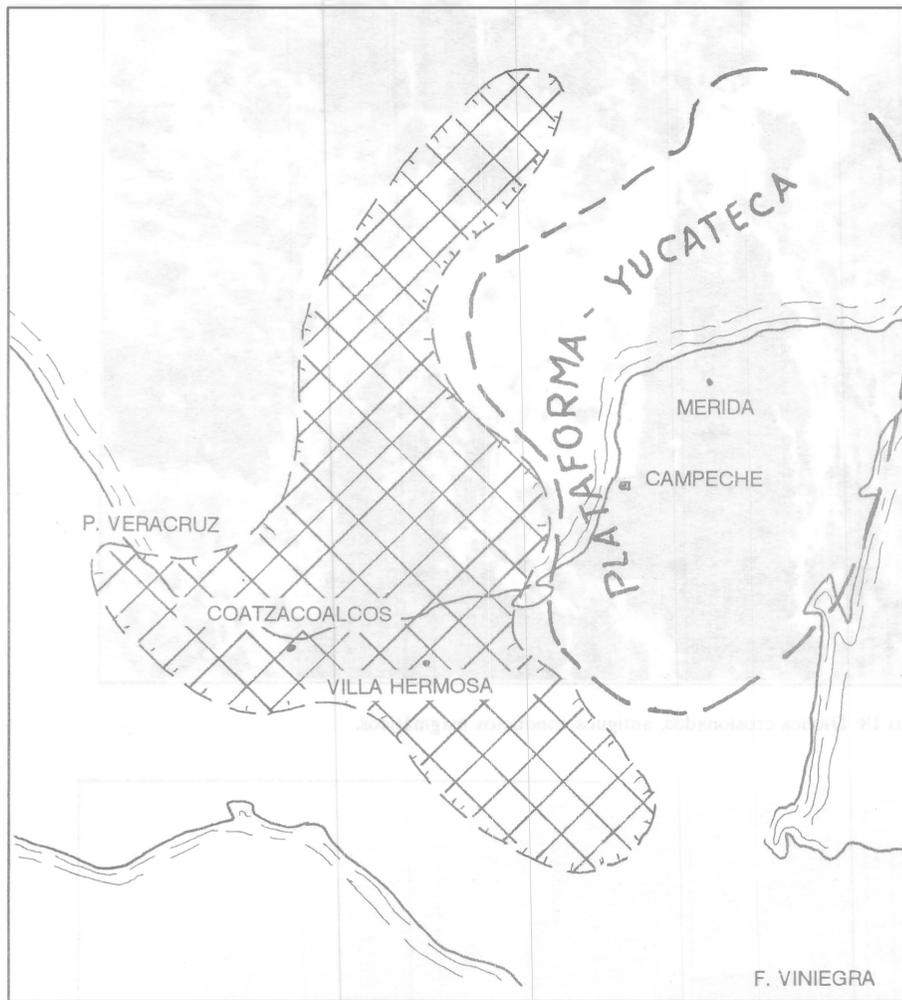


Figura 91.- Cuenca salina de Campeche.

hasta el sur de la península. Al finalizar el Mioceno tiene lugar la introducción por el sur, de la Cresta o Dorsal del Pacífico, surgiendo de entre la placa oriental del Pacífico y la occidental de Cocos (Figs. 71 y 93). Las fracturas de transcurrencia de esta nueva placa, en el sur, tienen una orientación WNW-ESE y van cambiando al penetrar por la abertura del protogolfo de California con rumbo NW a NNW-SSE y con ello los movimientos de desplazamiento que se están originando en la península y en Alta California sur-occidental, movimientos activados por la gran falla de San Andrés, la de San Jacinto y la Imperial (fig. 71). Estos esfuerzos, dirigidos con esa dirección, parecen haber afectado el extremo occidental del Sistema Orogénico de la SIERRA NEVADA, arqueándola

hacia el oeste, al norte de la ciudad de los Angeles, Cal.

Hacia la mitad de la península, en la región de Guerrero Negro, y con dirección poniente, la sedimentación Terciaria Temprana, antes de la separación de la península, se efectuó en un ambiente de aguas profundas batiales, que periódicamente eran contaminadas por turbiditas que se originaban en los escarpes costeros convulsionados por la tectónica del Cenozoico. Los mares del Pacífico cubrían casi la mitad occidental de la península; las rocas mesozoicas finalmente quedaron sepultadas bajo las rocas clásticas de origen marino y continental de la Era Cenozoica.

El Mar de Cortés o Golfo de California, al iniciarse su abertura, los mares del Mioceno hicieron su entrada probablemente hasta la latitud de Hermosillo; microfaua en sedimentos de tipo coterero en esa ciudad han sido reportados en la perforación de pozos para surtir de agua la región agrícola del estado.

Las costas orientales y occidentales de este golfo se encuentran intensamente fracturadas y movidas por fallas de colapso en *echelón*.

En el Plioceno, Pleistoceno y Reciente el río Colorado y sus afluentes, al desembocar al mar, forman un delta con los sedimentos que han estado arrastrando y azolvando las depresiones que se formaron por fracturamiento. Los otros ríos que drenan las costas de Son. y Sin., y que nacen en la vertiente W de la Sierra Madre Occ., aportando un gran volumen de sedimentos, son: el río Sonora, Yaqui, El Fuerte, Sinaloa, etc.

Existen lugares en las costas del Pacífico desde Sonora hasta Salina Cruz, donde se observa el hundimiento que se está verificando en ellas; el mar está penetrando en los cauces de los ríos y la erosión

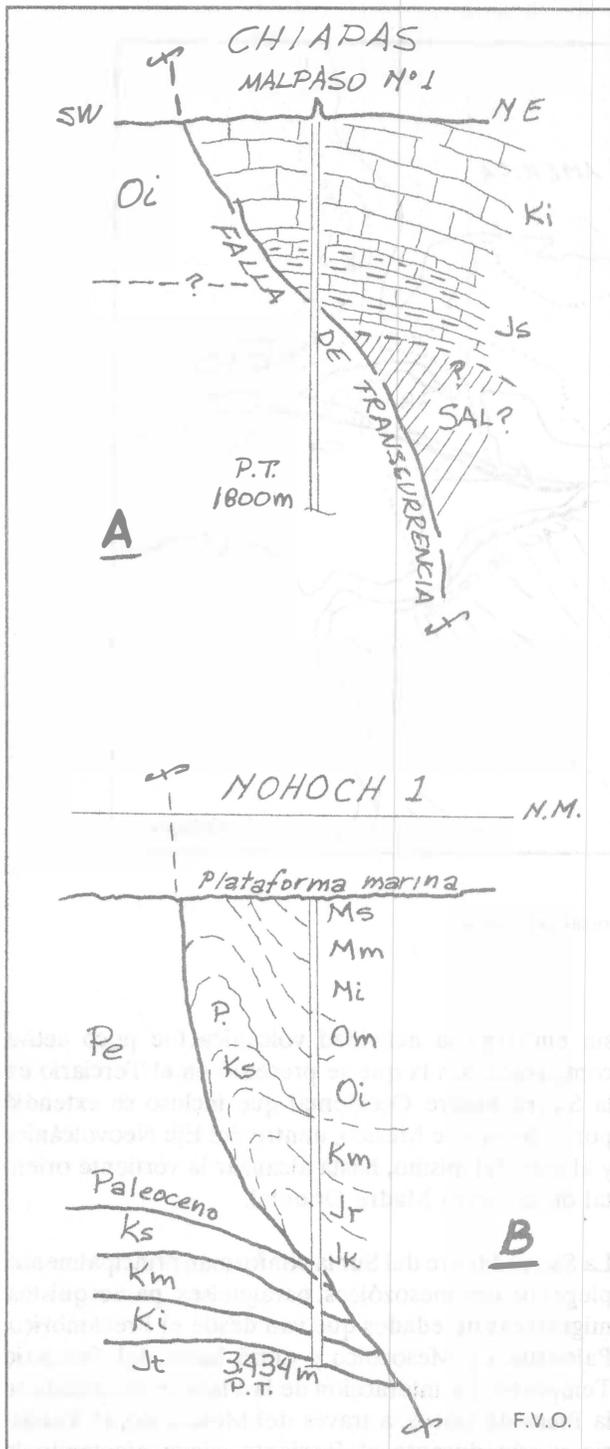


Figura 92.- Fallas de transcurrancia

marina, en este hundimiento, ha dejado sepultadas antiguas líneas de costa dejando islas rocosas que señalan aquellas antiguas márgenes o litoral marino (Foto 20).

Esta evolución de inmersión que se observa en las costas del Pacífico, es contrarrestado por el proceso de emersión que se está verificando en las costas del Golfo, donde los bancos, no fósiles de ostreas, se encuentran a varios kilómetros, tierra adentro de las costas de Tampico y Norte de Veracruz.

En el occidente de los EE.UU. al concluir la Orogenia Laramide, en el Terciario Temprano, dejó un sistema de plegamientos en las rocas mesozoicas. A la Orogenia Laramide le sucedió un período de erosión y denudación, por lo que es difícil determinar la cronoestratigrafía del Eoceno y Oligoceno. Esta denudación sobre la nueva orografía post-Laramídica en México, dejó un paisaje similar, principalmente en el centro y occidente del país. A este tiempo de relativa calma le siguió otro de tafrogenia por fallas de colapso que en el noroeste y oeste de EE.UU. donde fué más intenso este movimiento, se le designó como período tectónico de "Cuencas y Sierras" y tuvo lugar en el transcurso del Mioceno; de este tipo de tectónica nace la Sierra Nevada cuyo desplazamiento vertical se le estima en más de 3,800 m. y se le nombra "Revolución Cascadiana", lapso en el cual se forman también los sistemas cordilleranos del Pacífico, desde Alaska hasta California. La Baja California obviamente fue afectada en su morfología estructural y geográfica ya que había acentuado su separación del continente. La razón de este disturbio occidental se le atribuye al cabalgamiento de la Placa Continental, sobre la "Placa Pacífico".

La Sierra de La Giganta, en Baja California, cuyo núcleo lo forma un batolito granítico, parece ser continuidad de la tectónica de la Sierra Nevada. Esta tectónica de "Cuencas y Sierras" está mejor definida en Sonora.

Así en el Terciario Temprano, como ya se dijo, termina la Orogenia Laramide y se inicia otro período de Tectónica acompañado de una gran actividad volcánica, de movimientos y de asentamientos por fallas en toda la franja occidental de Norte América.

Las dos cadenas montañosas del oriente de California y Oregon, que son las de Nevada y Cascadia, parecen

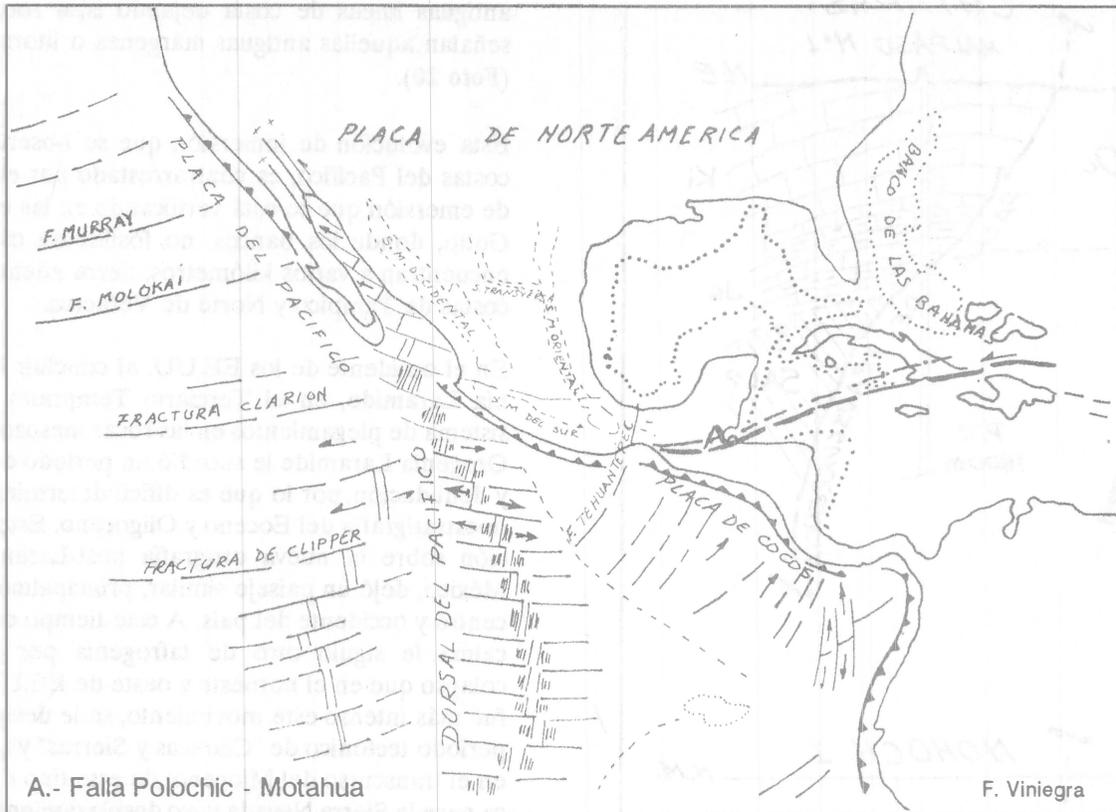


Figura 93
Introducción de la Cresta o Dorsal del Pacífico

continuarse hacia el norte, hacia las costas de Columbia Británica y en el sur a Baja California.

El territorio comprendido entre la Sierra Nevada y la Costa Range, lo ocupa la gran cuenca de California, que conjuntamente, con el occidente de Baja California se considera una acreción o crecimiento por yuxtaposición generado por la sobreposición de las placas en los movimientos de subducción. Bajo esta tesis o teoría de la acreción continental, se debe haber presentado y de hecho se está generando este fenómeno, no solamente en el occidente del Continente Americano, sino en los puntos donde existen procesos similares en otros lugares del planeta.

La Sierra Madre del Sur, también creció como un sistema cordillerano por compresión y plegamiento, con fallas inversas y traslapes, emplazamientos plutónicos, metamorfismo, fracturamiento, volcanismo etc.,

sin embargo la actividad volcánica fue poco activa comparada con la que se presentó en el Terciario en la Sierra Madre Occidental que incluso se extendió por el centro de México, dentro del Eje Neovolcánico y al este del mismo, hasta alcanzar la vertiente oriental de la Sierra Madre Oriental.

La Sierra Madre del Sur la conforman principalmente, plegamientos mesozóicos, paragneises, paraesquistos, migmatitas de edades que van desde el Precámbrico, Paleozoico y Mesozoico y quizá hasta del Terciario Temprano. La interacción de la Placa continental con la Placa de Cocos, a través del Mesozoico, el Terciario y aún durante el Reciente, sigue afectando la geomorfología, de esta región así como la de Centro América.

Entre los estados de Oaxaca y Puebla, y como punto central de referencia, en la ciudad de Tehuacán, existió un lago cuya edad podría quedar referida al

Oligoceno hacia el ENE de la ciudad de Tehuacán, bordeando las elevaciones de la Sierra Madre Oriental, se encuentra una estructura de forma columnar, por acción de la erosión, de color rojizo, estratificada horizontalmente y que los lugareños la designan como SIERRA DE LOS CUARTELES; su altura sobre el nivel del terreno es posible que alcance más de los 80 m. Este nivel corresponde a un antiguo lago que el río Santo Domingo, al labrar su cabecera durante el curso del Oligoceno, en la vertiente oriental de la Sierra Madre, se convirtió en un río pirata, drenándolo parcialmente y arrojando su material detrítico, compuesto de rocas metamórficas, a los mares que bañaban, en el oriente, las costas rocosas calcáreas de la Sierra Madre Oriental. La sedimentación marina de la Formación La Laja del Oligoceno de la C. de Veracruz, contiene un horizonte bastante potente de estas rocas en forma de conglomerados aluviales, evidencia de este episodio histórico.

En la misma región de Tehuacán y con rumbo noroeste, en el Valle de Tecamachalco, se observan claramente el nivel fósil de otro gran lago que bordea la Sierra de Tecamachalco; el Valle de Tehuacán incluye la actual Cañada Oaxaqueña, y se extiende hacia el sur más allá de San Juan Bautista, Cuicatlán, Oax. (fig. 94).

Este extenso lago parece haberse formado durante el Mioceno y el Plioceno. Los materiales de azolve muestran depósitos de yeso independiente de los carbonatos y travertinos que se formaron, estos últimos necesariamente en aguas termales.

Conglomerados de calizas aun marcan regionalmente el nivel póstumo de este lago cuyo final llegó, cuando el mismo río Santo Domingo, había labrado más profundamente el cauce en su cabecera, capturando y drenando lentamente sus aguas hasta su completa desecación que pudo haber tenido lugar en el Pleistoceno.

Debido a las grandes manifestaciones ígneas que se sucedieron de este a oeste y de sur a norte en todo el país, durante el Mioceno, Pleistoceno y Holoceno, varias cuencas hidrográficas, especialmente en la Cuenca Central de México, fueron cerradas por eyecciones magmáticas o por aparatos volcánicos y así nacieron los lagos como Chapala, Sayula, Cuitzeo, Pátzcuaro, Catemaco, el histórico lago de Tenochtitlán y Zempoala que fueron consecuencia de la obstrucción de grandes cuencas hidrográficas por actividad

ígneas, y fallas de colapso. Respecto al antiguo valle de Tenochtitlán, debió tener su nacimiento en la red hidrográfica que existió en el norte, en la Sierra de Pachuca y región de Zumpango, atravesar el área de Texcoco continuar hacia Chalco y drenar sus aguas hacia el norte del estado de Morelos por la zona que hoy ocupa la Sierra de Chichinautzin.

Es difícil de señalar cuando tuvo lugar el cierre de esta cuenca hidrográfica mientras no se tengan las edades de los aparatos volcánicos que fueron apareciendo en una dirección este-oeste, causantes de la obstrucción de las aguas del antiguo valle, que se transformó en la gran cuenca lacustre del Lago de Tenochtitlán.

En la vertiente sur de la Cuenca Lacustre de México, en Morelos zona de Tepoztlán, y norte de Cocoyoc, la erosión aérea ha labrado una serie de lomeríos compuestos de fragmentos de rocas ígneas y cenizas volcánicas, formando lo que debió ser un antiguo abanico aluvial. Cuando se produce un fenómeno erosivo como el que se trata, la historia de su evolución está claramente expuesta en una secuencia de depósito invertido.

La base de estos conglomerados lo componen fragmentos de rocas ígneas básicas; hacia la cima, se observan aluviones de rocas intermedias y finalmente rocas ácidas. Esta secuencia, es el resultado del proceso erosivo en su orden de ataque; Primeramente el labrado de arroyos y ríos en su fase inicial, lo harán sobre las últimas emisiones magmáticas de la región, que en el caso considerado, de la Cuenca Lacustre de México, fueron las básicas, (basaltos), le siguieron, en el proceso erosivo, las andesitas (intermedias) y por último, las riolitas (ácidas) así, entre más profundamente se labra el cauce de ríos y arroyos, los aluviones, quedarán en su área de reposo, con la columna sedimentaria clástica cronológicamente invertida. El Tepozteco y los cerros cercanos a él, se encuentran fuertemente fallados, dando el aspecto de formas columnares escalonadas; los movimientos de fallamiento se hicieron predominantemente hacia el sur, con las trazas de las fallas orientadas NW-SE. La edad de estos depósitos en abanico es posible que se remonten al Mioceno Tardío y/o Plioceno.

En el norte del país, colindando con Texas y Nuevo México se extienden enormes llanuras que hacen horizonte, parecen ser depósitos de bolsón que pudieron haberse formado en la período Glacial, y donde

posteriormente el Río Bravo o Río Grande, llamado así en ambos lados de la frontera, inundó y labró su cauce. Hace medio siglo, en los recuerdos nostálgicos de los ancianos, señalan la formación de lagunas en las grandes avenidas del río, aun en el sur quedan las Lagunas relictas de Guzmán, de Santa María y Los Patos como testigos quizá, de antiguas y grandes inundaciones, así como la paleotopografía de lo que parece fue un gran lago postglacial que cubrió ambos lados de la frontera en Ciudad Juárez y el Paso.

Cambios físicos notables en la Era Cenozoica (Resumen)

Al resumir lo anteriormente expresado se pueden considerar grandes eventos que tuvieron lugar durante el transcurso del Cenozoico.

1. El final de la Orogenia Laramide Mexicana que se había iniciado desde el Albiano en el occidente del territorio mexicano, se continuó en la amplitud del país por etapas o ciclos pulsatorios formando en cada uno de ellos una Antefosa Orogénica, la última de las cuales quedó encajada al pie de la Sierra Madre Oriental y terminó su ciclo en el Eoceno Medio, con sus depósitos Mollasse. Un total de cinco antefosas fueron colmadas con depósitos flysch o turbiditas (areniscas y arcillas) fig. 67.
2. La formación final de la Sierra Madre Oriental por movimientos compresionales y deslizamientos, que en su mayor parte se generaron por compresión y acción gravitacional al elevarse la Clino-cuenca Central de México a alturas que facilitaron los movimientos de deslizamiento hacia el oriente, hasta un punto donde alcanzó el ángulo de reposo.
3. La Formación de la Sierra de Chiapas que fue originada por dos causas: el movimiento intrusivo del Batolito Chiapaneco comprimiendo los sedimentos marinos mesozoicos, favoreciendo a esta compresión la sal subyacente de la Cuenca Salina Jurásica de Campeche y posteriormente los grandes movimientos de giro de la Plataforma Yucateca que ha provocado, no solamente fallas de transurrencia, sino plegamientos de recumbencia hacia el poniente, desde las fronteras de Chiapas hasta la Plataforma Marina de Campeche.
4. La Formación por fallas de colapso de "Cuencas y Cordilleras" en México como resultado de la continua-

ción de la Tectónica de la Sierra de Nevada o de la "Revolución Alpino-Cascadiana" (Interacción de las Placas del Pacífico y la Continental de Norte América).

5. Evolución del Eje Neovolcánico cuyo origen puede estar relacionado con la Placa de Cocos y fracturas transcurrentes de la placa dorsal del Pacífico. Los más destacados aparatos volcánicos y más recientes de este sistema magmático cordillerano transversal, lo forman los volcanes de: El Jorullo, Parícutín, Nevado de Toluca, la Malinche, Popocatepetl, Iztaccihuatl, Pico de Orizaba, Tequila, Cofre de Perote su probable continuidad el levantamiento del Macizo de Teziutlán y los numerosos aparatos volcánicos que lo circundan. Otras manifestaciones ígneas que se relacionan entre sí por su composición alcalina y que en conjunto forman una provincia en la Llanura del Golfo de México, son los volcanes que van desde el norte del estado de Veracruz, hasta la región de los Tuxtlas y norte de Chiapas.

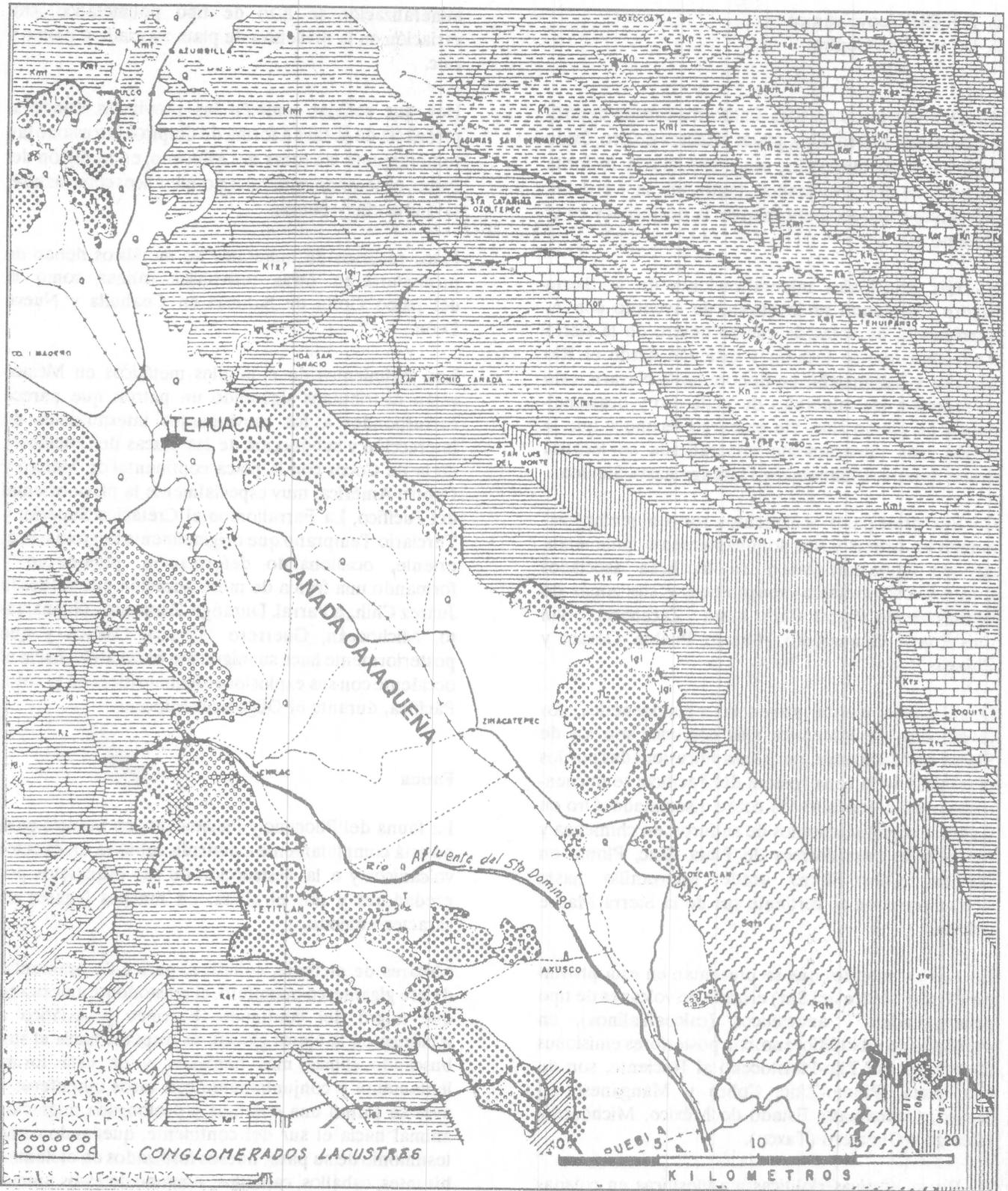
6. El desarrollo y evolución de la Sierra Madre Occidental y de la Sierra Madre del Sur son el resultado del intenso magmatismo que tuvo, dos o más ciclos de eyecciones en su orden de basicidad y alcalinidad así como emplazamientos batolíticos de tipo granítico a diorítico, características de la formación de sistemas montañosos.

7. La Formación de la Península de Baja California originada por la placa Dorsal o Cresta del Pacífico al introducirse bajo la corteza continental, con su sistema de fracturas transcurrentes, que en el norte del Mar de Cortés habían cambiado su rumbo de WNW a NNW originando la famosa falla de San Andrés, y las fallas Imperial y de San Jacinto; activas aún en el Reciente.

Recursos Económicos

Minerales.- Habiéndose manifestado esta Era con un intenso magmatismo en el noroeste, oeste, este, sur y centro de las principales provincias orográficas del país G.P. Salas las ha dividido en seis de carácter metalogenético.

- A. Baja California
- B. De la Sierra Madre Occidental
- C. De la Sierra Madre Oriental
- D. De la Sierra Madre del Sur



POR EL ING. F. VINIEGRA O.

Figura 94

E. Del Eje Neovolcánico
F. De la Mesa Central

A.- En el territorio de Baja California existen depósitos de cobre, hierro, Oro, plata, placeres de oro, óxido de manganeso, magnesita, tungsteno, talco y fosforita en yacimientos localizados tanto en la vertiente occidental como en la oriental de la península y en el extremo sur.

B.- Las principales mineralizaciones de la Sierra Madre Occidental se localizan, de acuerdo con A. Terrones L., en vetas de cuarzo dentro de la sierra Andesítica que se localiza y extiende desde el Río Mulatos y Banamachic en Sonora hasta Nayarit, esto se refiere a los minerales de plata-oro y ocasionalmente de plomo-zinc. Sin embargo reconoce que la región más intensamente mineralizada se localiza desde Sonora, Chihuahua y Durango hasta Sinaloa.

C.- Sus principales yacimientos son de reemplazamiento en calizas y son predominantemente polimetálicos con plomo-zinc-plata y se localizan asociados a intrusivos diorítico-monzoníticos y sus zonas de táctitas desde Parral Chih. hasta Zacatecas, San Luis Potosí, Guanajuato, Hidalgo, Puebla, Oaxaca y Chiapas.

D.- En esta cuarta provincia metalogénica, los yacimientos de minerales más comunes son los de Fierro en Michoacán, en calizas intrusionadas por los plutónicos de la zona costera del Pacífico; se encuentran también depósitos de cobre diseminado. Oro en Guerrero con yacimientos de sulfuros, en chimenea y en cuerpos estratiformes de Plata Zinc, Plomo en Oaxaca. Cobre-Fierro desde Manzanillo hasta Tehuantepec en la vertiente sur de la Sierra Madre del Sur.

E.- Los yacimientos que se presentan en esta provincia (Sierra Madre del Sur) erizada de volcanes de tipo principalmente andesíticos (calcoalkalinos), en particular de edad Mioceno, con posteriores emisiones de basalto del Plio-Pleistoceno al Reciente, son de oro, plata, Plomo-Zinc, Cobre y Manganeso en Jalisco, Guanajuato, Estado de México, Michoacán, Hidalgo y Guerrero (Taxco).

F.- Rocas efusivas riolíticas y andesíticas en coladas periódicas sobre rocas del Triásico Tardío y Cretácico de Zacatecas, Guanajuato y Aguascalientes, donde la

mineralización se hizo de tipo polimetálico, con variación en la presencia de plata asociada a plomo y zinc.

Hay que señalar también las provincias donde la presencia de la sal en forma de diapiros intrusionó tan someramente las rocas del Mioceno, en la región del Istmo, generando minerales no-metálicos como azufre, sal industrial y potasa.

Estos recursos de minerales no metálicos deben de presentarse en otras provincias salinas como la del paleo Golfo de Sabinas en Coahuila y Nuevo León.

Los yacimientos de minerales metálicos en México están distribuidos siguiendo un patrón que parece corresponder a los movimientos intermitentes de interacción y subducción de las placas del Pacífico y de la de Cocos con la placa continental de México y Centro América, muy especialmente la placa oriental del Pacífico, La Farrallón en el Cretácico Superior y Terciario Temprano que originalmente migró hacia el oriente, ocasionando deformación, plutonismo y formando una franja de mineralización que va desde Juárez Chih., a Parral, Durango, Zacatecas, Guanajuato, Michoacán, Guerrero (Taxco), Oaxaca y que posteriormente hace su migración hacia atrás, hacia el occidente con sus explosiones ignimbríticas en la costa Pacífica, durante el Oligoceno-Mioceno.

Fauna

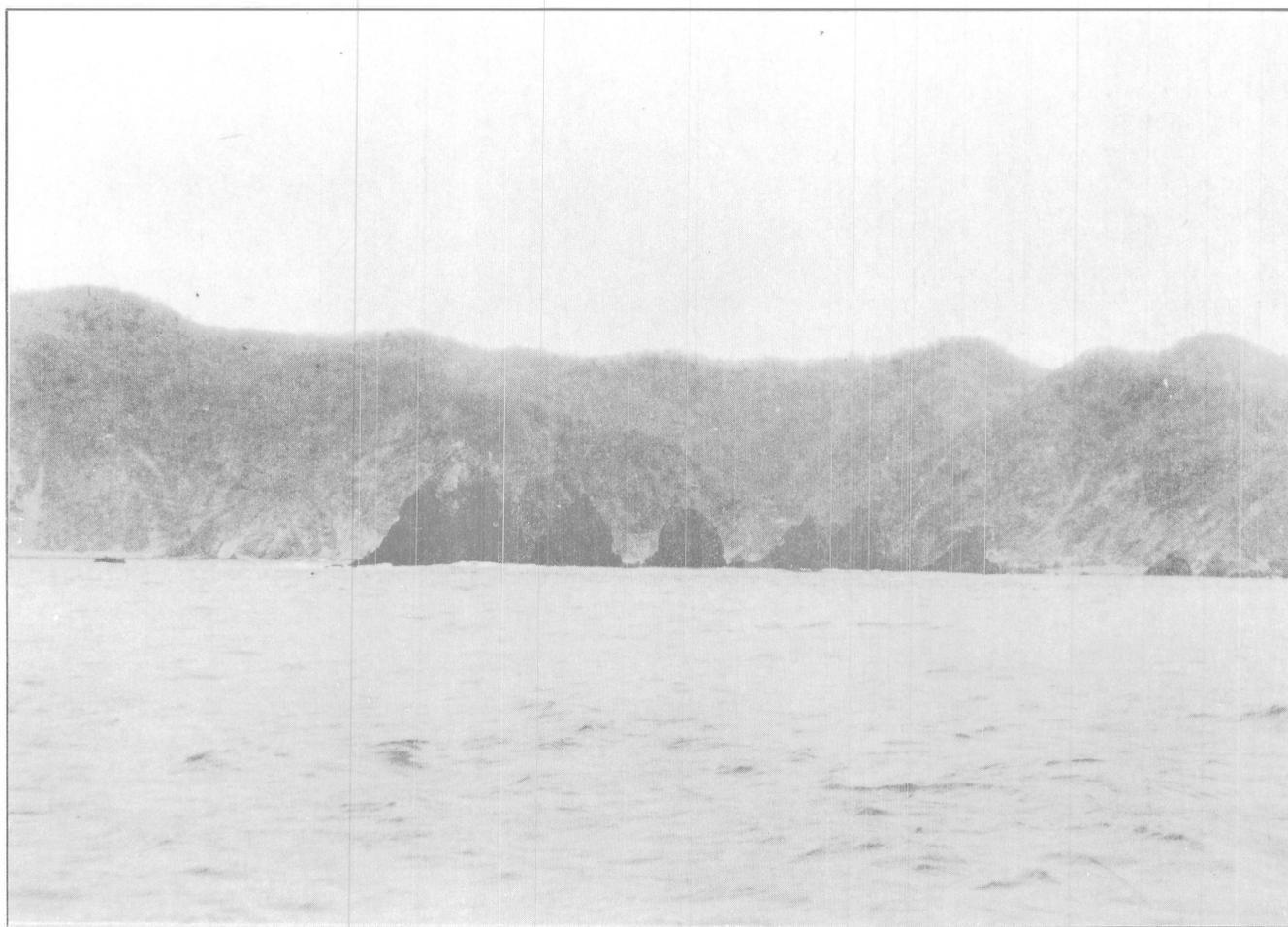
La fauna del Plioceno y Pleistoceno, en nuestro país, no está completamente estudiada debido a los eventos volcánicos y a la destrucción de sus esqueletos por predadores y por el clima, en muchos lugares de carácter húmedo.

Molares de elefante, colmillos, partes de osamentas de ese gigantesco mamífero, el mastodonte americano que migró del continente Europeo y Asiático a América en la época glacial; se dispersó hacia el sur, buscando climas mas benignos, y en esta forma lentamente y conjuntamente con otros mamíferos y aves se formó una continua y prolongada migración animal hacia el sur del continente, quedando como testimonio de su paso, huesos fosilizados de elefantes, bisontes, caballos, camellos; ninguno de estos animales, con excepción de los bisontes, sobrevivió al período post-glacial.

Al hombre americano, se le considera haber migrado de Asia a América, y a través del estrecho de Bering durante el período glacial del Pleistoceno, favoreciendo esta migración el puente de hielo y nieve que unía a Asia con América.

Sin embargo, estas migraciones que debieron ser periódicas, pueden haber tenido otros orígenes étnicos. El esquimal sí recuerda las razas aborígenes o primitivas de las islas japonesas y de algunos grupos manchus; cuyos rasgos faciales se observan aún en algunas tribus indígenas de Norteamérica.

Otras, también de rasgos asiáticos en México y Sur América recuerdan a los indochinos, malayos e indonesios. Pueblos extraordinariamente hábiles para navegar miles de kilómetros en sus catamaranes guiados por los astros y por la dirección de los vientos dominantes y corrientes marinas que golpeaban sus frágiles pero insumergibles naves. Estas migraciones asiáticas que debieron verificarse a través de milenios, formaron tal vez las diversas culturas en América.



Fotografía 20

Costas de Michoacán donde se aprecia el fenómeno de hundimiento de las antiguas líneas de costa.

INDICE BIBLIOGRAFICO

Austin A. James Jr., Eleazar Uchupi et al
Geology of New England Passive Margin
A.A.P.G. Bull Vol. 64/4 - April 1980.

Baltard R.D. and Eleazar Uchupi
"Triassic Rift Structure in Golf of maine"
A.A.P.G.Bull. Vol. 59/7 - July 1975.

Bishop F. Williams
*"Late Jurassic Contemporaneous Faults in North Louisiana
and South Arkansas"*
A.A.P.G. Bull. Vol. 57/5 - May 1973.

Burckardt, C.
"Etude Systetique sur de Mesozoique Mexicain".
Memoires de la Societé Paleontologique Suisse V. II 1930.

Bridges L.W. II Universidad de Tex.
"Geological Studies in the State of Chihuahua", 1973.

Burk C.A.
"Global Tectonics and World Resources"
A.A.P.G. Bull. - Vol. 56/2 - February 1972.

Bush D. A. and Armando Govelas.
"Stratigraphy and Structure of Chiencontepec Turbidities, South-eastern Tampico - Misantla, México"
A.A.P.G. Bulletin Vol. 62/2 - February 1987

Carrillo Bravo, José
"La Plataforma Valles - San Luis Potosí"
A.M.G.P. Vol. XXIII - No. 1-6 - Enero 1971.

Cooper G., Arthur y Arellano A.R.V.
"Geología y Paleontología de la región de Caborca de Sonora"
Excursión A-8 del XX Congreso Geológico Internacional, 1956.

Cserna, Zoltan de.
"Mexico Geotectonics and mineral Deposits"
Instituto de Geología de la U.N.A.M., 1976.

Diaz Teodoro.
"Bibliografía inédita de PEMEX" (archivo 1960).

Evans R.
Origin and Significance of Evaporites in Basins around Atlantic Margin
A.A.P.G. Bull Vol. 62/2 - Feb. 1978

EL PASO GEOLOGICAL SOCIETY
"Geology of the Border"
Field Trip. April 10-11, 1981.

Emery K.O. et al

"Continental Margin off Western Africa - Angola and Sierra Leona"
A.A.P.G. Bull. - Dec. 1976

Fainstein R. and J.D. Milliman

"Structure and Origin of Three Continental Margins Plateaus - North east Brasil"
A.A.P.G. Bull - Feb. 1978

Gulf Coast Association of Geological Societies

"The Geology of The American Mediterranean"
Miami Beach, Florida. Oct. 29,30,31 - Nov. 1, 1969

Heirtzler, James R.

"Geodynamics Project, Washington D.C. 1975"
N. Academy of Sciences
Mid. Atlantic Ridge, Pag. 5

Humphris Jr. C.C.

"Salt Movement and Continental Slope, Northern Golf of Mexico"
A.A.P.G. Bull. Vol. 63/5 - May 1979

Imlay, R.W.

"Jurassic formations of gulf region"
A.A.P.G. Bull. Vol. 27 (II). Tulsa, 1943.

INTER-UNION COMMISSION OF GEODYNAMICS.

"Tectonic History of the Atlantic, Continental Margin"
Report no. 6 - Theme 1, 1973 P. 73

Kirkland D.W. and J.E. Gerhard

"Jurassic Salt. Central Gulf of Mexico and Its. Temporal Relation to Circum Gulf Evaporites"
A.A.P.G. Bull. Vol. 55/3 - May 1971

King, Robert E.

"Geological Reconnaissance in Northern Sierra Madre Occidental of Mexico"
Bulletin of the Geological Society of America. Vol. 50, Nov. 1939

Lamar J. Worwel and C.A. Burk

"Margins of Gulf of Mexico"
A.A.P.G. Bull. Vol. 62/11 - Nov. 1978

Lehner P. and P.A.C. De Ruiter

"Structural History of Atlantic Margin of Africa".
A.A.P.G. Bull. Vol. 61/7 - July 1977

Leyden R., J.E. Damuth, et al

"Salt Diapirs on Sao Paulo Plateau, Southeastern Brazilian - Continental Margin"
A.A.P.G. Bull. Vol. 62/4 - April 1978

Longoria, Jose F.

"Regional Geology of Northwest of Sonora Guidebook"
Field Trip No. 4 The University of Texas at Dallas
March 22,24, 1981

López Ramos, E.

"*Geología de México*", 1979.

Milliman John D.

"*Morphology and Structure of Amazon Upper Continental Margin*"

A.A.P.G. Bull. Vol. 63/6 - June 1979

Mena Rojas E.

"*El Jurásico Marino de la región de Córdoba, Ver.*"

A.M.G.P. Boletín Vol. XII No. 7 y 8 - Julio y Agosto 1960

Mullins, Henry T. - A. Conrad Neumann et al.

"*Carbonate Sediments Drifts in Northern Straits of Florida*"

A.A.P.G. Bull. Vol. 64/10 - Oct. 1980

Meyerhoff A.A.

"*Continental Drift Studies*"

A.A.P.G. Bull. - August 1969

_____ and Curt Teichert

"*Continental Drift and Marine Environment*"

International Geological Congress - 24 th Sess. Montreal, 1972

_____ and Curt Teichert

"*Continental Drift III. Late Paleozoic, Glacial Centers and Devonian - Eocene Coal Distribution*"

A.A.P.G. Bull. 1973

Masle R. Jean, Brian D. Bornhold et al

"*Diapiric Structures of Niger Delta*"

A.A.P.G. Bull. Vol. 57/9 - Sept. 1973

Maxwell E., Arthur et al

"*Deep Sea Drilling in the South Atlantic Science*"

May 1970

Mossman R.W. and F. Viniestra

"*Complex fault structures in Veracruz, province of Mexico*"

A.A.P.G. Bull. Vol. 60/4 - 1976

Navarro A.

"*Bibliografía Inédita de PEMEX*"

Paul K, Charles and W.P. Dillon

"*Structure, Stratigraphy and Geologic History of Florida, Hatteras Shelf*", A.A.P.G. Bull. Vol. 64/3 - March 1980

Pautot, Guy., Vincent Renard et al

"*Morphology, limits, origin and age of salt layer along south atlantic african margin*"

A.A.P.G. Bull. Vol. 57/9 - Sept 1973

Pegrum, Richard M. and Nicola Mountney

"*Rift basins flanking north atlantic ocean and their relation to North Sea*"

A.A.P.G. Bull. Vol. 62/3 - March 1978

Robb M. James

"Structure of continental margin between Cape Rhir and Cape Sim, Morocco, northwest Africa"

A.A.P.G. Bull. Vol. 55/5 - May 1971

Richards H.G.

"Stratigraphy of Earliest Mesozoic sediments in southeastern Mexico and western Guatemala"

A.A.P.G. Bull. Vol. 47/10 - Oct. 1963

Schuchert, Ch. and Carl O. Dunbar

A textbook of Geology part II "Historical Geology"

IV Edition 1946.

Tai-Chang Shih, J., Lamar Worzel and Joel S. Watkins

"Northeastern extension of Sigsbee scarp Gulf of Mexico"

A.A.P.G. Bull. Vol. 61/11 - Nov. 1977

Uchupi, E, et al

"Continental margin off western Africa Senegal to Portugal"

A.A.P.G. Bull. - May 1976

_____ and J.D. Milliman et al

"Structure and origin of southeastern Bahamas"

A.A.P.G. Bull. Vol. 55/5 - May 1971

Viniegra, F.

"Geología del Macizo de Teziutlan y de la cuenca cenozoica de Veracruz" A.M.G.P. 1966

"Age and evolution of salt basins of southeastern Mexico"

A.A.P.G. Bull. Vol. 55/3 - March 1971

"Breve análisis geológico de la llamada cuenca de Veracruz y sus posibilidades petrolíferas"

Convención Técnica Petrolera Mexicana, 1950

"La exploración petrolera en México, de 1938 a la época actual"

A.M.G.P. Vol. XXVI - 1974.

_____ y Castillo Tejero, C

"Golden oil fields, Veracruz"

A.A.P.G. Mem. 14 - 1975

"Great carbonate bank of Yucatan, southern Mexico"

Journal of Petroleum Geology - England,

Vol. 3 - Nov 3 - t. January 1981

"Paleogeografía y tectónica del mesozoico en la provincia de la Sierra Madre y Macizo de Teziutlán"

A.M.G.P. Vol. XVIII No. 7-8 - Agosto 1966

Vinson G.L.

"Upper cretaceous and tertiary stratigraphy of Guatemala"

Wilson H.

"Cretaceous sedimentation and orogeny in nuclear Central America" A.A.P.G. Vol. 58/7 - July 1974