

UNIVERSIDAD DE SONORA

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



BIBLIOTECA
DE CIENCIAS EXACTAS
Y NATURALES

OBSERVACIONES GEOLOGICAS PALEOECOLOGICAS
DEL PROTEROZOICO DE LA SIERRA DEL VIEJO
Y LOCALIDADES CIRCUNDANTES DE LA REGION
DE CABORCA, SONORA.

TESIS PROFESIONAL

ANDRES PELAYO LEDESMA

ALFONSO SALCIDO REYNA

HERMOSILLO, SON. 1985

Universidad de Sonora

Repositorio Institucional UNISON



**"El saber de mis hijos
hará mi grandeza"**



Excepto si se señala otra cosa, la licencia del ítem se describe como openAccess

C O N T E N I D O

- I. INTRODUCCION
 - II. GENERALIDADES
 - A Localización del Area
 - B Vías de Comunicación
 - C Clima y Vegetación
 - D Material y Métodos
 - III. FISIOGRAFIA Y GEOMORFOLOGIA
 - A Provincias Fisiográficas
 - B Geomorfología
 - IV. TRABAJOS PREVIOS
 - A Reseña de Trabajos
 - B Marco Geológico Regional
 - V. ESTRATIGRAFIA
 - A Rocas Metamórficas del Proterozoico Temprano
 - B Rocas Sedimentarias Precámbricas (Proterozoico Medio-Tardío).
 - B₁ Porción Norte
 - B₂ Porción Sur
 - B₃ Unidades Paleozoicas
 - C Descripción Petrográfica de Algunas Rocas que Poseen Deformación Tectónica
 - VI. GEOLOGIA ESTRUCTURAL
 - VII. TECTONICA
 - VIII. OBSERVACIONES PALEOECOLOGICAS
 - A Cerros de la Ciénega y Localidades correlacionables
 - B Sierra del Viejo y Localidades correlacionables
 - C Relación de las dos Facies
 - D Otras Facies en el Area
 - IX. BIOESTRATIGRAFIA
 - A Descripción Sistemática
 - B Edades y Correlación
 - X. GEOLOGIA ECONOMICA
- DESCRIPCION DE FIGURAS
- AGRADECIMIENTOS
- BIBLIOGRAFIA

I INTRODUCCION

El registro geológico y paleobiológico de los afloramientos precámbricos de los alrededores de Caborca, Sonora, se ha vuelto más completo en los últimos años. Se han encontrado nuevos tipos estromatolíticos tanto dentro de la Formación Gamuza (Cevallos *et al.*, 1983) como en la Formación Papalote (Cevallos *et al.* en preparación).

Además McMenamin y colaboradores (1983) señalaron la presencia de filamentos algales en pedernal de la Formación El Arpa, así como el hallazgo de un dubiofósil en la Formación Clemente y una fauna esqueletizada en la Formación La Ciénega.

Los trabajos estratigráficos han continuado, sobre todo por parte de los geólogos norteamericanos. Como resultado de estos trabajos, Stewart y colaboradores (1984) han propuesto algunas modificaciones al esquema estratigráfico realizado por Longoria y González (1979). De esta manera, lo que antes era referido como Formación Pitiquito, ahora es dividido en dos unidades estratigráficas, una basal denominada Formación Clemente, en donde se encuentran las últimas lutitas de la secuencia y la parte superior denominada Cuarcita Pitiquito compuesta por ortocuarcita de color rojizo. Por encima de la Formación Papalote, Stewart y colaboradores (1984) definen dos unidades estratigráficas más: la primera es nombrada Cuarcita Tecolote, correspondiente a una cuarcita de color blanco a la que sobreyace la Formación La Ciénega, formada por rocas carbonatadas, portadora de restos esqueletonizados asignables al Tommotiano, misma que pasa transicionalmente a la Formación Puerto Blanco, que en el área era considerada tradicionalmente como la unidad basal del Cámbrico.

Acerca de la Paleoecología del área, se ha logrado también crear un esquema más preciso, sobre todo en lo que se refiere a las Formaciones Gamuza y Papalote. Gamper y Longoria (1979) proponen que el ni-

vel del mar en el área presentaba fluctuaciones, Cevallos y colaboradores (1983) presentan una sección con contenido estromatolítico muy completo donde infieren también oscilaciones en el nivel del mar. Después, Cevallos y colaboradores (en preparación) comparan a las Formaciones Gamuza y Papalote en donde se pueden observar como los estromatolitos indican que el cuerpo de agua y el régimen de corrientes varía en cada uno de estos períodos.

Los estudios bioestratigráficos también se han cuestionado. En la actualidad existen dos ideas al respecto. Por un lado, los autores que han realizado su trabajo basados únicamente en los estromatolitos, proponen una edad comprendida entre los 1110 ± 10 m. a.a.p. y los 950 ± 50 m.a.a.p. (Weber *et al.*, 1979, 1980, Cevallos *et al.*, 1983). Los geólogos norteamericanos por su parte, cuestionan esta edad basados en el hallazgo de un dubiofósil escasamente representado en la Formación Caborca que subyace a las Formaciones portadoras de estromatolitos y que ellos mismos señalan como indicativo de una edad Véndica, (650-570 m.a.a.p.).

La interrogante a este respecto queda abierta. Al respecto cabe mencionar que Krylov colectó material estromatolítico de Caborca con el fin de hacer comparaciones detalladas con el material ruso. Este trabajo ayudará a resolver esta incertidumbre, sobre todo, ahora que la identificación a nivel genérico es cuestionada para establecer edades (Bertrand-Sarfati y Walter, 1981) y el estudio correcto de la microestructura requiere de láminas delgadas para comparación, material con el que no se cuenta en México.

En la presente Tesis se describen las unidades distinguibles en la Sierra del Viejo y se correlacionan con aquellas descritas por

Stewart y colaboradores (1984). Además en base a una amplia visita a diferentes localidades se hace una reconstrucción paleoecológica hipotética de la Formación Gamuza.

II. GENERALIDADES

A). Localización del área.

El área de estudio se localiza en la porción NW de la República Mexicana, en los alrededores de Caborca, Son. Está limitada por los paralelos $30^{\circ} 10'$ y $30^{\circ} 25'$ de latitud norte y por los meridianos $112^{\circ} 15'$ y $112^{\circ} 25'$ de longitud oeste, cubriendo una área de aproximadamente 200 km^2 (Figura 1). Se encuentra localizada en los mapas editados por Detenal a escala 1:50,000. El área se localiza en las hojas H12A-75 (Sin nombre), cubriendo la parte inferior derecha; en la hoja H12A-75, Hilario Gavilondo, abarca la zona inferior izquierda y en la hoja H12A-86, La Unión, ocupa la porción superior izquierda.

B). Vías de Comunicación.

La ciudad de Caborca se comunica con la ciudad de Hermosillo, Sonora, por la carretera internacional número dos que se desvía a la altura del poblado de Santa Ana. De ahí se toma la carretera internacional número quince, que pasa por los poblados de Altar, Pitiquito y la ciudad de Caborca, continuándose hasta la ciudad de Mexicali.

De la ciudad de Caborca al área de estudio se llega por la carretera que lleva a Puerto Lobos. Este camino está pavimentado por aproximadamente 30 km, hasta la colonia Guadalupe Victoria. De ahí se continúa un camino de terracería que llega al Rancho Las Maravillas, que representa el límite NE del área de estudio. Aquí el camino se desvía en dos direcciones, uno comunica con Puerto Lobos y el otro con Puerto Libertad, siendo éste el camino que limita a la parte Norte y Oeste del área. Siguiendo este camino hasta el Rancho El Plomito, en donde se desvía otro camino hacia el Sur

que comunica con el Represo de la Angostura se marca el límite Sur del área. Del Represo de la Angostura sale un camino que comunica al Mineral La Unión y el Rancho El Olivo, limitándose así la parte Este del área.

Este camino termina en la porción pavimentada de la vía de comunicación Caborca-Puerto Lobos.

Al área de estudio se puede llegar también entrando por el Poblado de Pitiquito siguiendo una brecha de terracería que nos comunica con el Rancho Bamori, de ahí se sigue hacia el Rancho Sopori en donde se toma el camino que sale hacia el Oeste.

C). Clima y Vegetación.

La región se caracteriza por un clima semi-árido, con deficiencia de precipitaciones pluviales y carencia de suelo vegetal. Las temperaturas en el verano alcanzan los 48°C y en el invierno hasta menos 5°C . La temperatura anual promedio es de 32°C .

La principal vegetación del área puede clasificarse como matorral perinifolio de gobernadora ya que esta planta representa el mayor número de ejemplares en el área. Se encuentra también palo fierro, mezquite, palo verde, palo brea, sahuaro, pitahaya, choya, maguey, siviris, tasajos, uña de gato, ocotillo, bebelama, yerba de la flecha, nopales, viznaga, etc.

D). Material y Métodos.

El presente estudio se inició con una etapa de recopilación bibliográfica y reconocimiento geológico regional de afloramientos precámbricos en el Noroeste de México. Dichos reconocimientos fueron enfocados a los Cerros Pitiquito, El Arpa, Gamuza, San Agustín, San Clamente, Aquituni, Calaveras, Sierra de la Jojoba y Sierra del Viejo. Finalmente esta localidad es objeto de la presente tesis. Cabe señalar que dichos reconocimientos fueron realizados

al reiniciarse el proyecto "Estudios Estratigráficos Estructurales del Precámbrico en Sonora", en Octubre de 1981, en la UNISON, mediante la cooperación de Instituto de Geología UNAM, quien desde 1978 desarrolla un proyecto en el área por conducto del Dr. R. Weber y el Biol. Sergio Cevallos-Ferriz.

El desarrollo del estudio geológico de la Sierra del Viejo se inició a partir de planos topográficos base ampliados de escala 1:20 000, tomadas por la empresa Aero-Foto. Por medio de caminamientos geológicos se corroboraron las unidades estratigráficas así como sus características litológicas y su comportamiento estructural.

También se colectaron muestras de fósiles y rocas representativas de diferentes unidades litológicas, a las cuales se les efectuó un estudio petrográfico, procediéndose después a la evaluación e interpretación de datos obtenidos durante el período de trabajo de campo.

Para la descripción de las rocas ígneas se utilizó la clasificación de William, Turner y Gilbert, (1968) y para las rocas sedimentarias la de Folk (1968). Además se utilizó la técnica de reconstrucción para la identificación de estromatolitos. Una vez terminada esta verificación se procedió a vaciar la información sobre los planos base y a partir de esto se elaboraron secciones geológicas estructurales con una escala vertical 1:10 000 y horizontal 1:20 000.

III. FISIOGRAFIA Y GEOMORFOLOGIA.

A). Provincias Fisiográficas.

De acuerdo con sus características fisiográficas esta área se encuentra situada dentro de la provincia del desierto de Sonora (Raisz 1959). Los límites fisiográficos de esta provincia son al Norte la frontera de los Estados Unidos de América, al Sur las Sierras Alargadas, al Este la Sierra Madre

Occidental y al Oeste el Golfo de California.

Morfológicamente existen dos zonas, una de ellas constituye las partes altas que corresponden a sierras, constituídas por rocas de edades precámbricas, paleozoicas y mesozoicas que tienen una orientación que varía de Norte a Sur a aproximadamente NNW-SSE.

La altitud de las sierras es variable desde 600 m.s.n.m., hasta 1000 m.s.n.m. y la parte baja como los valles con elevación promedio de 100 m.s.n.m, hasta llegar al nivel del mar.

B). Geomorfología.

Geomorfológicamente el área se encuentra en etapa de madurez avanzada ya que tiene un sistema de drenaje bien integrado que ha depositado al pie de las partes elevadas gran cantidad de clastos, formando abanicos aluviales y depósitos de pie de monte, mientras que en los valles se encuentran materiales más finos, mezclados con clastos grandes, formándose a la vez una cubierta de suelo y de caliche.

Los agentes de erosión e intemperismo han actuado sobre pliegues y bloques produciendo una topografía abrupta.

Una de las prominencias topográficas más importantes en el área es la Sierra del Viejo con una orientación predominante N20W, está constituída por grandes bloques de rocas sedimentarias que sobreyacen a rocas metamórficas precámbricas.

IV. TRABAJOS PREVIOS.

A) Reseña de trabajos.

Muchos y variados han sido los esfuerzos de distintos investigadores por entender la secuencia precámbrica de Caborca, Sonora. Sus esfuerzos, aunque muy loables,

no permiten a la fecha tener un esquema claro de esta secuencia, sin embargo, si estos trabajos no se hubieran realizado sería difícil afirmar la gran complejidad que estas rocas presentan para su estudio.

Stoyanow (1942) describió la Formación Arrojitos que consiste aproximadamente de 900 pies de caliza y lutita alternantes. Esta descansa discordantemente sobre la Formación Jojoba, nombre inválido que no vuelve a utilizarse en la literatura posterior, (Weber et al. 1979), la cual está formada de capas de caliza masiva con arrecifes de Collenia y fue provisionalmente ubicada en el Algonquiano (Precámbrico Tardío).

Cooper y Arellano (1946) realizaron trabajos en el área ocupada por los Cerros Arpa y Cerros Gamuza. En base a sus observaciones en estas localidades, Cooper (1946) subdividió litológicamente a esta secuencia sedimentaria en tres unidades, cuyo espesor es mayor a 1500 m.

La primera subdivisión y la más inferior, presenta aproximadamente 450 m de espesor. Consiste de lutitas arenosas de grano fino, calizas con estratificación delgada y areniscas de grano fino con algunas capas gruesas de cuarcita blanca hacia la cima.

Cubriendo a la cuarcita antes mencionada, se presentan 150-200 m de dolomita gris oscura presentando abundantes cryptozoarios en los 65 m superiores.

Sobre los cryptozoarios se encuentra su tercera división. Es una sección de más de 100 m consistiendo de capas delgadas de dolomita gris comunmente brechada con canales gruesos de una cuarcita limpia.

Ellos observaron en contacto con su unidad inferior un granito micrográfico rojo. El cual fue inicialmente descrito como contacto intrusivo (Cooper 1946); posteriormente como una falla (Arellano, 1946). Estos autores denominaron a la secuencia sedimentaria del Pre-

cámbrico con el nombre de Capas Gamuza. De acuerdo con Arellano (1956) constituyen el flanco oeste de un gran anticlinal buzante hacia el Norte, mismo que nombraron Anticlinal Bamori, cuyo eje es paralelo a una línea Norte-Sur entre Caborca y Bamori. Además sugirieron que el contacto entre las Capas Gamuza y la secuencia paleozoica sea probablemente transicional.

Damon y colaboradores (1962), hacen una correlación positiva entre las rocas metamórficas precámbricas de Caborca, Son. y las rocas del Precámbrico anterior del SW de los Estados Unidos, basándose en diversos estudios radiométricos, litología y orientación estructural. En el área de Bamori, estos autores observaron que los sedimentos del Precámbrico anterior se han convertido en rocas metamórficas de fases de hornfels a hornblendica. Fueron plegadas en un anticlinal con rumbo NE así como afectadas por el metamorfismo e intrusionados por diques y diqueestratos o masas de diabasa o lamprófidos. Las rocas metamórficas están truncadas y cubiertas por un conglomerado basal distintivo. En los Cerros El Arpa consta de un conglomerado arcósico regolítico que descansa sobre un granito rojo con textura gráfica que tiene características generales semejantes a la de los granitos batolíticos asociado con las fases finales de la Orogenia Matzatzal del Precámbrico anterior de Arizona. El granito Aibo está intrusionado por diques de diabasa, que están truncados por la discordancia mencionada, así como por un cuerpo de monzonita cuarcífera de edad Santa Luciana 85 ± 6 m.a. Estudios radiométricos indican que la edad de la sedimentación original del Precámbrico anterior excede de 1600 m.a.

Acerca de los sedimentos del Precámbrico posterior que cubren al conglomerado basal, postularon que son de origen marino y

que se asemejan a los de las fases marinas del sistema Precámbrico Posterior del SW de Estados Unidos.

En ambas regiones dichos sedimentos muestran relativamente poco metamorfismo y deformación.

Obtuvieron edades radiométricas por el método K-Ar para el granito Aibo, asignándole una edad de 710 ± 6 m.a., aunque concluyen que esta edad con toda seguridad era más antigua, dado que el dato obtenido fue alterado por un cuerpo de diorita de cuarzo que lo intrusióna.

Cooper y Arellano (1946), sugirieron que cuando menos 400m de cuarcita y lutita descansan discordantemente sobre el basamento cristalino.

Damon (1962), reportó un conglomerado basal en los Cerros La Berruga compuesto de fragmentos redondeados de cuarzo y cementado por detritos arcósicos de grano más fino. El espesor máximo no pasa de pocos metros y los sedimentos son muy parecidos a los encontrados en el área de los Cerros El Arpa.

Eells (1972) en su tesis de la Sierra de la Berruga, reportó que en la unidad inferior, todos menos el 1% de los granos son fuertemente agrupados e indican su derivación de rocas metamórficas esquistosas, concluyendo que el contacto del basamento cristalino y las rocas sedimentarias del Precámbrico tardío es discordante.

Divide a la secuencia sedimentaria precámbrica en doce unidades litostratigráficas con un espesor de la columna mayor de 3000 m. Encontrando la relación de la secuencia precámbrica normal con la secuencia paleozoica por medio de un conglomerado volcánico.

Eells y Meriam (1977) elaboraron un mapa geológico a nivel regional que denominaron "Cuadrángulo Caborca". Rocas graníticas y metamórficas del Precámbrico temprano infrayacen la mayor parte del sector oriental del Cuadrángulo Caborca y están sobreyacidas por rocas carbo-

natadas y areniscas sin metamorfismo del Precámbrico tardío.

Están en concordancia con rocas paleozoicas de origen marino, volcánicas y no-marinas.

Rocas terciarias, sedimentarias no-marinas y volcánicas están muy expuestas en el sector Sur Occidental mientras que basaltos cuaternarios se encuentran en unos cuantos cerros.

De acuerdo con ellos, empujes laramídicos de Oeste a Este precedieron el fallamiento de alto ángulo, el cual produjo lineamientos estructurales y fisiográficos muy notorios de orientación NW.

El contacto que presentan con las rocas metamórficas según Koenken (1976), es una discordancia por falla entre los sedimentos precámbricos y los cuerpos anortosíticos al SW de los Cerros Berruga.

Hayama y Silva (1976), reportaron que en los Cerros San Clemente, Aquituni y La Ciénega, el Precámbrico metamórfico se encuentra subyaciendo a la secuencia sedimentaria del Precámbrico tardío mediante fallas de empuje.

Anderson (1978), encuentra que la mayor parte del terreno metamórfico del Precámbrico está caracterizado por asociaciones minerales típicas de la parte superior de la fase de anfibolita, aunque se nota la preservación de una gruesa sección con grado de esquistos verde de cuarcita micáceas que se presenta en la porción SE de los Cerros de la Berruga. Deformaciones metamórficas de gradientes fuertes transforman la mayor parte de las rocas graníticas o gneisses miloníticos, elevándolos a fases de anfibolita (almandina), generándose segregaciones de pegmatita que proporcionan edades de 1630 ± 20 m.a., las cuales indican el rango para el cierre de las fases metamórficas. Este autor dató radiométricamente el granito Aibo y reporta una edad de 1110 ± 10 m.a.

Esta es la primera ocurrencia de rocas plutónicas de generación - - "Grenvilliana" al oeste del levantamiento llano de Texas.

El carácter no deformado del granito Aibó, coloca una edad mínima - precámbrica para los eventos de deformación regional. La diorita de - cuarzo con jeroglíficos que intrusionó al granito Aibó hace aproximadamente 78 m.a., indica una renovación de la actividad magmática durante ese tiempo.

Mendoza (1979) describió que en los Cerros Pitiquito, el complejo Metamórfico Bámori, está sobrealzando discordantemente a la Formación Pitiquito mediante la parte - septentrional de la falla Chinos.

El mismo, estableció una división litoestratigráfica tripartita que agrupa las Formaciones Pitiquito, Gamuza y Papalote. Postuló que el basamento litológico de la región del NW del Estado de Sonora es alóctono y relaciona las rocas precámbricas sedimentarias con las rocas precámbricas metamórficas por - medio de fallamiento de empuje.

Las rocas precámbricas sedimentarias del extremo SE del Cerro Rajón evidencian la aloctonía de éste y - el cerro Chino. Finalmente propuso un modelo geográfico para explicar en espacio y tiempo la evolución - geotectónica de los Cerros Pitiquito.

Longoria y González (1979), establecieron una sección en los Cerros Gamuza y El Arpa, para las rocas - precámbricas. El dominio sedimentario lo subdividen en dos paquetes, uno inferior predominantemente terrígeno, representado por las Formaciones El Arpa y Caborca. Otro superior predominantemente carbonatado, donde reconocieron las Formaciones Pitiquito, Gamuza, Papalote y Grupo Gachupín.

Presentan dos modelos estructurales para el conjunto de rocas sedimentarias precámbricas y concluyen que la cubierta sedimentaria del - Precámbrico, forma una sabana alóctona, que en diversas localidades -

se observa cobijando el Precámbrico metamórfico, en algunas - - otras al Paleozoico y en ocasiones al Jurásico. Así mismo postulan que la presencia de estromatolitos representa un lapso muy amplio de depósito para las rocas precámbricas.

González (1980), estableció - la secuencia estratigráfica del Precámbrico en los cerros El Arpa y Gamuza. Propuso un contacto por falla entre el Precámbrico - sedimentario y el granito micrográfico Aibo y también los eventos tectónicos acaecidos en el - área. Reconoció y dominó las siguientes unidades: Formación El Arpa, Caborca, Pitiquito, Gamuza, Papalote y Grupo Gachupín.

Morales (1982) en los Cerros de la Ciénega encontró que las - rocas del Precámbrico sedimentario tardío están en contacto estructural con las rocas del Complejo Metamórfico Bámori. Encuentra "clippes" al NW de la Sierra de la Ciénega y al SW de la hoja Estación Llano Editada por DETENAL (Sierra de Santa Rosa).

Además dió a conocer que en - la Sierra de la Jojoba la secuencia precámbrica constituye un - enorme bloque volcado hacia el - sur, que cabalgó sobre rocas jurásicas y sobre el zócalo del - Complejo Metamórfico Bámori. La congruencia de estas estructuras encaja en el área de Pozos de - Serna donde el Paleozoico y el - Precámbrico envuelven a las rocas Jurásicas, constituyendo lo que parece ser un anticlinal sin forme buzante al NW, modificado por fallamiento posterior. En - las dos localidades estudiadas - por el, el Paleozoico se encuentra concordante con el Precámbrico sedimentario.

En el área de la Ciénega observó lineamientos estructurales que son desplazados por fallas de transcurrencia NE-SE- ligadas genéticamente al sistema de fallas

transformes de San Andrés. Afirma que las unidades precámbricas y paleozoicas forman parte de estructuras complejamente plegadas por lo cual hasta el momento se desconocen sus orientaciones preferenciales y sólo se observan orientaciones axiales E-W a lo largo de los planos de empuje.

Stewart (1984), describe que en los Cerros Rajón el contacto entre el zócalo metamórfico y las rocas sedimentarias es discordante y además la secuencia sedimentaria se encuentra sobreyaciendo a una arenisca arcósica que contiene clastos de granito porfirífico.

Stewart y colaboradores (1984) realizan un estudio en el que desde los puntos de vista de la estratigrafía física, paleontología y otros campos, presentan un esquema bastante completo del Precámbrico y Paleozoico del área. Ellos modificaron un poco los cuadros estratigráficos propuestos por Longoria y colaboradores (1978, 1979) y Cooper y Arellano (1952). En primer término, la Formación Pitiquito de Longoria y González (1979) es dividida en dos partes. La porción inferior es referida por ellos como Formación Clemente y a la parte superior como Cuarcita Pitiquito. Además, encima de la Formación Papalote describen la presencia de una cuarcita blanca a la que refieren como Cuarcita Tecolote y sobreyaciendo a ésta en forma transicional encuentran sedimentos y fósiles del Cámbrico inferior (Tommatiano) en diversas localidades, referidos como Formación La Ciénega.

El cuadro estratigráfico con el que se compara la secuencia aquí descrita, corresponde a éste. Es importante mencionar que ellos discuten varias de las observaciones realizadas por Longoria y Pérez (1978) en el Cerro Rajón (Fig. 2).

Otros autores a través de sus investigaciones concluyen que di-

cho contacto es una discordancia angular.

Los sedimentos del Precámbrico tardío son sobreyacidos por cientos o miles de metros de sedimentos clásticos y carbonatados del Paleozoico. Dichas rocas fueron definidas a nivel de formaciones por Cooper y Arellano (1952). Estas secuencias paleozoicas son la Formación Puerto Blanco, Cuarcita Provedora, Formación Buelna, Formación Arrojitos, Formación Cerro Prieto y Formación El Tren. En la base de esta secuencia hay que incluir a la Formación la Ciénega de Stewart y colaboradores (1984). Sus afloramientos son reconocibles fácilmente y muestran una relación estratigráfica muy clara. Están ampliamente distribuidos en las localidades siguientes: C. Calavera, C. San Agustín, C. Clemente, C. El Tilín, Sierra de la Berruga, Sierra de la Jojoba, Cerros Rajón y Sierra del Viejo. Respecto a la relación que guardan estos afloramientos con las rocas precámbricas se sabe lo siguiente:

Arellano (1956), concluyó que la base del Paleozoico es relacionada por una transición sin problema de discordancias apreciables, ya sean litológicas, estratigráficas o tectónicas.

Longoria y Pérez (1978), presentan un bosquejo geológico de los Cerros Chino y Rajón. En él reportaron una secuencia litológica con un espesor de 4,000 m de los cuales 900 m son asignables al Precámbrico y el resto al Paleozoico y Jurásico. Establecieron la aloctonía de dos unidades tectónicas: la primera representa el contacto estructural entre el Paleozoico y Precámbrico tardío, mientras que la segunda pone en contacto las rocas jurásicas con la secuencia sedimentaria infrayacente.

Finalmente proponen las siguientes fases tectónicas:

- a). Fase Miocuaternaria.
- b). Magmatismo Cretácico

c). Fase Cretácica Temprana

d). Fase Jurásica Tardía

e). Fase Precámbrica

González (1978), estableció que el límite Precámbrico y Paleozoico era estructural. En la parte SW de los Cerros Aquituni las rocas del Paleozoico inferior están en contacto discordante por falla con las rocas del Precámbrico tardío, de igual manera se encuentran en el lado SE del Cerro Clemente.

Merriam (1976), en su trabajo señaló que las rocas paleozoicas del Antimonio cabalgan sobre estratos Mesozoicos.

Morales (1982), en la Sierra de la Jojoba encontró un bloque volcado, cabalgando al zócalo metamórfico y rocas mesozoicas. Dicho bloque compuesto de rocas sedimentarias precámbricas se encuentra en contacto transicional con las rocas paleozoicas.

Se puede decir que las rocas precámbricas aflorantes en la región de Caborca han sido afectadas por eventos geotectónicos a través de la escala geológica del tiempo, causando que su estudio sea muy complejo.

En base a los resultados obtenidos por los estudiosos de este ramo se ha tratado de establecer que los eventos llevados a cabo sobre las estructuras del Precámbrico del SW DE LOS Estados Unidos, hayan sido los mismos en las áreas del NW de Sonora. Los eventos de mayor confiabilidad que respaldan esto, son los representados por la revolución Matzatzal y Orogenia Grenville, ya que ambas regiones presentan similitud en cuanto a sus características geológicas, litológicas, estructura y edades radiométricas (Anderson y Silver, 1971).

A lo largo del tiempo Paleozoico los terrenos del Precámbrico formaban un bloque estable sobre el cual se depositaron sedimentos (Anderson y Silver 1974).

Drewes (1976), en el SE de Arizona determina fallas premesozoicas en el basamento y propone que durante el Paleozoico hubo fluc-

tuaciones epirogénicas que provocaron una discordancia angular en el SW de Estados Unidos, donde probablemente en el NW de Sonora tenga las mismas consecuencias.

Durante la mayor parte del Jurásico hay volcanismo y Plutonismo en el Norte de Sonora, seguidos en el trazado de un cinturón orogénico superpuesto.

Anderson y Silver (1974), describen grandes desplazamientos laterales que corresponden a la llamada Mojave-Sonora Megashear la cual se extiende desde el sur de las Montañas de Inyo en California, cruzando los desiertos de Mojave, Colorado y el de Sonora. El estudio de las columnas estratigráficas en el área de Caborca y la región de las Montañas Inyo-Valle de la Muerte, sobre lados opuestos de la zona de dislocación infieren 700-800 km de deslizamiento izquierdo lateral.

Después de una breve calma al final del Jurásico, un ancho esparcimiento de volcanismo y plutonismo modificó el basamento antiguo. Estudios geocronológicos de rocas cristalinas que cruzan el Norte de Sonora basados en el método U-Pb dan una identificación más elevada del plutonismo Cretácico (60-97 m.a.) Granodiorita y cuarzo monzonita porfírica representan la litología común (Anderson 1974).

Anderson y Silver (1979), sugieren un lineamiento N-S y un emplazamiento magmático con un promedio de 1 a 1.5 cm/año que se extiende paralelamente a la costa Este del Golfo de California. En el área de la región de Caborca se encuentra intrusivando al Granito de Aibo una diorita de cuarzo que data una edad de 78 m.a. (Anderson, *et al.* 1978) corroborando este evento.

Al final del Cretácico y Terciario medio, el NW de México es afectada por una tectónica de compresión bien marcada. Drewers (1976), describe una etapa compresiva que produce fallamien-

to de empuje en el oeste de E.U.A. Los eventos que describe este autor se llevan a cabo en la orogenia Laramide y se hace más activo en el intervalo 75 y 80 m.a.

Los movimientos de esfuerzos compresivos son atribuidos a la subducción a lo largo de la placa americana y pacífica. La disposición actual de las sierras en el NW de Sonora son el producto del fallamiento vertical que produce el hundimiento de grandes bloques y consecuentemente dan la morfología actual de sierras paralelas separadas por valles, enmascarando los eventos tectónicos anteriores. Esta fase tiene lugar durante Plioceno-Mioceno (Atwater, 1970). De acuerdo con el modelo de Atwater la formación debió haberse iniciado hasta que la subducción de la placa pacífica, en el oeste de Norteamérica hubo cesado y el movimiento a lo largo del sistema de fallas transformes (San Andrés) se inició. La edad para el origen de esta falla es de 20 a 5 m.a. (Kramer, 1976).

Estos fenómenos produjeron vulcanismos riolíticos que fueron deramados en los grabens. Hacia el NW del país esta evidencia está representada por el volcanismo reciente del campo geotérmico de Cerro Prieto B.C.

B). MARCO GEOLOGICO REGIONAL.

En la región de Caborca se puede decir que los afloramientos precámbricos abarcan cuando menos 4,000 km². El Complejo Metamórfico Bámori definido por Longoria (1978) es aceptado como el basamento de las rocas aflorantes constituido por metacuarcitas, esquistos, gneisses, etc., comunmente superiores a las fases de anfibolita. Dicho basamento en el Cerro Berruga se encuentra intrusionado por riocacitas que marcan una edad radiométrica de 1780[±]20 m.a. Anderson y Silver (1970), también obtuvieron una edad radiométrica de 1750[±]20 m.a. para un dique estrato de diorita, las cuales son consideradas las rocas mas antiguas. Exis-

ten rocas que están marcando el cierre del evento metamórfico, dichas rocas de composición granítica fueron transformadas a gneisses miloníticos culminando con segregaciones pegmatíticas, de los cuales dos variedades han proporcionado edades de 1630[±]20 m.a. y 1675[±]20 m.a. (Anderson y Silver, 1978). Estas edades apoyan fechas de minerales obtenidos por el método K-Ar reportadas por Damon (1962) que representan el cierre de la Orogenia Matzätzal.

En el flanco Este de los cerros El Arpa y Gamuza, se ha reportado un granofido rojo de edad de 110[±]10 m.a. (Anderson y Silver 1978). Esta es la ocurrencia de rocas plutónicas de generaciones Grenville al Oeste del levantamiento llano de Texas. Descansando discordantemente sobre el granito Aibo y rocas cristalinas del Precámbrico temprano, se encuentra una secuencia de cientos de metros de rocas carbonatadas y clásticas del Precámbrico tardío. El Precámbrico tardío sedimentario se encuentra aflorando ampliamente en la región de Caborca cuyas localidades más estudiadas son los Cerros Pitiquito, El Arpa, Aquituni, Gamuza, San Agustín, Clemente, de la Ciénega, Sierra de la Jobjoba, Sierra de la Berruga, Cerro Berruga y Sierra del Viejo.

V. ESTRATIGRAFIA

La Sierra del Viejo es considerada como una parte importante en el entendimiento de las rocas precámbricas del NW de Sonora. En este capítulo se trata de definir el papel que juegan dichas rocas con los afloramientos de las diferentes localidades. Así mismo se enfatiza en su comportamiento con respecto a espacio y tiempo. La descripción estratigráfica sigue en orden de rocas más antiguas a más recientes. (Fig. 3)

A) ROCAS METAMORFICAS PROTEROZOICO TEMPRANO.

El Complejo Metamórfico Bámori - constituye la unidad basal para la región del NW de México. De acuerdo a la tectónica clásica esta unidad forma parte del concepto de cratón o antepaís. Su naturaleza metamórfica es fácilmente reconocible en el campo.

En la región de Caborca el Complejo Metamórfico Bámori tiene una amplia extensión, desde los Cerros de la Ciénega hasta las cercanías del poblado Pitiquito, de sur a norte restringido de la Sierra del Viejo a la Sierra de Santa Rosa. Cabe señalar que no son afloramientos continuos, sino que son interrumpidos.

En la Sierra de Santa Rosa, Cerros Pitiquito, Sierra de la Berruga y Sierra del Viejo, forman la parte basal de la secuencia litoestratigráfica que varía en edad del Precámbrico al Reciente. En los Cerros Tecolote forma colinas con elevaciones mayores de 500 m.s.n.m. En la Ciénega forma lomeríos más suaves. En la Sierra de la Berruga una gran estructura orientada NW-SE. Al norte del Rancho Bámori en el Cerro Berruga, forma el macizo de los mismos cerros. En los Cerros Pitiquito, el zócalo metamórfico se encuentra en pequeños bloques cabalgando la secuencia volcanoclástica-Jurásica (Mendoza, 1979).

Las rocas metamórficas en la Sierra del Viejo se encuentran expuestas en su parte NW formando el basamento y busando ligeramente hacia el SE. En esta localidad se observa en aparente discordancia con la secuencia sedimentaria del Proterozoico medio-tardío. Dicho complejo es afectado por rocas Cretácicas de composición granítica que lo están intrusionando (Damon, 1982, comunicación oral durante la segunda semana cultural del departamento de Geología, Uni-Son). (Fig. 3)

Las rocas metamórficas características del Complejo Metamórfico Bámori, consisten en asociaciones mineralógicas típicas de la parte superior de la facies de anfibolita, cuarcitas micáceas, gneisses-miloníticos, rocas metasedimentarias y metaígneas, existen también segregaciones y rocas de las facies de esquistos verdes. En la Sierra del Viejo se encuentran metacuarcitas, gneisses y esquistos anfibolíticos. El espesor del complejo metamórfico se desconoce, pero sus exposiciones sobrepasan cientos de metros.

El Complejo Metamórfico Bámori subyace discordantemente a rocas sedimentarias, las cuales contienen estructuras estromatolíticas que han sido objeto de estudios sistemáticos detallados (Weber y colaboradores, 1979; Weber y Cevallos, 1980; Cevallos y Weber 1980; Cevallos y colaboradores, 1983). En base a la bioestratigrafía de los estromatolitos, estos autores logran establecer para la secuencia sedimentaria una edad máxima de Proterozoico medio-tardío. En los Cerros de la Berruga, las rocas metamórficas se encuentran intrusionadas por cuerpos de composición riódacíticas y diques de diorita de hornblenda cuya edad radiométrica marca 1,750 ± 20 m.a. (Anderson y Silver, 1971). Existen pegmatitas que marcan edades radiométricas de 1,630 ± 20 y 1,675 ± 20 m.a. Muchos autores atribuyen a estas rocas como el cierre del evento metamórfico.

Las rocas que constituyen dicho Complejo Metamórfico Bámori, probablemente en un principio consistieron de lutitas, cuarcitas, además de depositaciones de arenas mezcladas con fragmentos de rocas ígneas, hace por lo menos 1,800 m.a. Posteriormente tiene lugar la orogenia Mazatzal que transforma la secuencia anterior a rocas de la facies de esquistos verdes - anfibolita, siguiéndose por un -

metamorfismo retrogrado (Damon y colaboradores, 1962).

B) ROCAS SEDIMENTARIAS PRECAMBRICAS (PROTEROZOICO MEDIO-TARDIO)

Las rocas sedimentarias cubren en gran parte la presente área de tesis, se constituyen principalmente por lutitas, areniscas, ortocuarcitas y predominan grandes volúmenes de rocas carbonatadas.

En el presente trabajo se utilizan las categorías de Unidades al referirse a la secuencia sedimentaria del Precámbrico. Para efecto de la descripción estratigráfica, el área de estudio se divide en dos porciones; Porción Norte y Porción Sur (Fig. 3).

B₁) Porción Norte

UNIDAD 1 (PeU₁) = Arpa

El término (PeU₁) es usado en este trabajo para referirse a la unidad más inferior del Precámbrico sedimentario. Forma parte de la división tripartita que definieron Cooper y Arellano (1946), para las denominadas Capas Gamuza. Esta unidad descansa discordantemente sobre las rocas del Complejo Metamórfico Bámori, en la porción N de la Sierra del Viejo.

La unidad 1 se encuentra localizada en la parte NW de la Sierra del Viejo aproximadamente a 200 m del Rancho Candelaria (Abandonado). La parte superior de esta unidad se encuentra aflorando en contacto estructural con la Cuarcita Pitiquito, en la parte centro-oeste de los cerros del mismo nombre. Así mismo constituyen la parte inferior de la secuencia Precámbrica sedimentaria de los Cerros El Arpa, Gamuza, Rajón, Cienega, San Agustín y Clemente.

Se caracteriza estructuralmente por presentar un plegamiento muy intenso a escala de pliegues chicos, los ejes de plegamiento están expuestos al azar unos con otros, predominando la dirección NE-SW. Otras particularidades de esta unidad son que localmente presenta estrías de fallas en los contactos

entre capa y capa, también presentan estructuras sinsedimentarias de carga caracterizados por el crecimiento de cuerpos circulares que sobresalen a los estratos con un radio de crecimiento, de cinco centímetros aproximadamente. Al sur del Rancho Candelaria se observan fallas locales y ondulaciones suaves ocasionadas por la intrusión granítica que afecta al flanco NW de la Sierra del Viejo.

La unidad 1 se divide en miembro inferior y miembro superior. El miembro inferior consiste de una capa delgada de microconglomerado, formado principalmente de cuarzo. Esta capa está en contacto con las rocas metamórficas y le sobreyacen unas capas masivas de dolomías café claro, muy recristalizadas y alteradas. El miembro superior está representado por estratos delgados a medianos de calizas laminares recristalizadas, que muestran un contacto transicional con el miembro inferior y varía de color negro a azul y gris amarillento. Muestran vetillas de calcita, así como cristalizaciones de minerales que se desarrollan perpendicularmente a los planos de estratificación. Además presentan anillos de fierro y pequeñas bandas de peder- nal en algunos estratos.

El espesor para el miembro inferior es de 100 m y para el superior es 205 m por lo que el espesor total es de 305 m.

Esta unidad en la parte oriental de los Cerros del Arpa se encuentra en contacto discordante con el Granito Aibo que marca una edad radiométrica de 1110 ± 10 m. a. Anderson y Silver (1971). Indicando así una edad para esta unidad no mayor a la de dicho granito mismo que encuentra apoyo en los resultados bioestratigráficos, de los cuales se habla en detalle en el Capítulo II de esta tesis. En conclusión se sugiere una edad conoestratigráfica igual a la parte superior del Proterozoico medio.

La presente unidad puede ser correlacionable con la Formación

el Arpa y Caborca descritas por Longoria y González (1978), en los Cerros del mismo nombre. También corresponde con los lomeríos bajos localizados al sur de los Cerros Gamuza.

En la porción centro oeste de los Cerros Pitiquito se encuentra discordante con el Complejo Metamórfico Bámori. Cabe mencionar que Mendoza (1979) no observó esta relación estratigráfica, ya que en su tesis la considera como Formación Gamuza. En el Cerro Rajón se encuentra en contacto discordante con rocas graníticas (Stewart et al. 1984).

UNIDAD II (PeU₂) = *Pitiquito*

El término Unidad II (PeU₂), es usado para la secuencia clásica que se encuentra sobreyaciendo mediante contacto transicional a la Unidad I. Su aspecto erosional la hace fácilmente reconocible en el campo.

La unidad en cuestión se encuentra en la porción septentrional y austral de la Sierra del Viejo, vestigios de esta unidad son observables en los lomeríos bajos al sur de los Cerros Gamuza y al sur de los Cerros El Arpa, mostrando un contacto estructural con la unidad que la subyace. Es además reconocible aunque sea parcialmente en los Cerros Pitiquito, la Ciénega, San Agustín, Clemente y Rajón. Esta unidad es correlacionable con la Formación Clemente y Cuarcita Pitiquito de Stewart y colaboradores, (1984).

Dicha Unidad forma la base de grandes bloques, alcanza elevaciones que sobrepasan los 1000 m.s.n.m. y están afectados por fallamientos normales. En ocasiones su secuencia lateral es interrumpida por fallamientos. En el flanco Noreste de la Sierra del Viejo, esta unidad se encuentra en contacto estructural con la Unidad que la sobreyace.

La base de esta unidad consta de 50 m de arenisca de grano fino, intemperiza en colores roji-

zos y a veces amarillentos. Se presenta en estratos delgados y en ocasiones laminares, contrastando con la parte superior de esta unidad. Estas areniscas efervecen ligeramente al contacto con HCL al 10% y pasan gradacionalmente a un paquete de 80 m muy homogéneo que consta de lutitas muy físciles que intemperizan color verde y rojizas.

En el flanco NE de la Sierra del Viejo esta secuencia de lutitas está intrusionada por rocas graníticas donde se observa trans formación a nivel local a rocas metamórficas, representadas por esquistos moteados, los cuales sugieren un evento muy particular de metamorfismo de contacto.

El espesor total de esta unidad es de 150 M.

UNIDAD III (PeU₃) = *Gamuza*

La unidad tres está constituida por una secuencia de dolomías oscuras que presentan laminaciones y recristalizaciones de calcita.

Es subyacida por la unidad dos y le sobreyace una secuencia compuesta por dolomías gris claras; ambos contactos son transicionales.

En el área las localidades en donde aflora esta unidad, están restringidas al flanco Oeste de la Sierra del Viejo.

La distribución lateral de esta unidad se ve truncada por fallas normales que acomodan a los bloques en forma de rompecabezas. La evidencia clara de esto es que existen planos en donde se observan contactos entre unidades inferiores y superiores que no tienen continuidad vertical consigo mismas. También es notable la presencia de micropliegues que en su mayoría están afectados por los agentes erosivos.

Esta unidad litológicamente está representada por dolomías de color negro que poseen laminación ondulada y en ocasiones es notoria la presencia de horizon-

tes delgados de arena de grano fino.

Existen variaciones en la textura y se representan a partir de la presencia de clastos que se observan a simple vista, dándole a la roca un aspecto brechoide en la parte inferior de la unidad.

La parte superior de la unidad se caracteriza por una abundante recristalización de carbonatos, como parte complementaria es notorio el adelgazamiento en la distribución lateral en su porción media superior, presenta escasos estromatolitos identificados como Conophyton y Jacutophyton por lo que la unidad puede referirse como equivalente a la Formación Gamuza (Fig. 4)

Esta Formación es reconocible en casi la totalidad de Cerros del área, sin embargo los afloramientos fósiles más importantes se localizan además de en la Sierra del Viejo en los Cerros Pitiquito, Aquituni, La Cienega, San Agustín, Clemente y Rajón. Por la presencia de estos estromatolitos, esta unidad representa como las dos inferiores a la porción superior del Proterozoico medio.

El espesor total de esta unidad es de 200 m.

UNIDAD IV (PeU₄). = Papalote

Es una secuencia de dolomía muy homogénea color gris claro, constituye la parte superior de grandes bloques y contrastan en coloración con las unidades subyacentes con las que se asocian por medio de contactos normales.

La presente unidad está ampliamente expuesta en la parte Norte de la Sierra del Viejo, hasta el momento se han observado afloramientos de esta unidad en casi la totalidad de localidades en que aflora la Formación Gamuza.

Estructuralmente constituye la parte superior de grandes estructuras representadas por fallas normales que afectan al conjunto de unidades que le subyacen.

En la parte central del área de estudio esta unidad se encuen-

tra intrusionada por rocas granodioríticas que la marmolizan y dan coloraciones rosadas.

Litológicamente se le puede dividir en dos porciones; una inferior y otra superior. La inferior consiste en 250 m de dolomía gris recristalizada e intercalada con dolomía clara que contienen fragmentos de carbonato de calcio en forma de esferas.

La parte superior consiste de 100 m de dolomía gris que contienen estromatolitos de diferentes tamaños, principalmente Cohophyton claramente distintos a los infrayacentes y formas estratiformes.

La posición horizontal en que se depositaron y el tamaño de los mismos, nos dan una idea acerca de las variaciones en el medio ambiente deposicional donde fueron originados. La culminación de este miembro superior consta de dolomías arenosas que presentan parches de recristalización de calcita.

Es importante mencionar que en el Cerro Rajón, Stewart y colaboradores (1984) reportan la presencia de formas estromatolíticas como "semejantes a Collenia" dentro de la Formación Papalote con la que se relaciona esta unidad.

El espesor total para esta unidad es de 350 m

Aunque todavía no existe evidencia definitiva se considera a esta unidad como representativa del Proterozoico tardío, por suprayacer los niveles fosilíferos indicativos claramente del Proterozoico medio. Además, la forma estromatolítica reportada por Stewart y colaboradores (1984) en el Cerro Rajón sugiere ampliamente ésta edad.

UNIDAD V (PeU₅). = Tecolote

Está constituida por rocas tanto carbonatadas como detríticas que forman cerros aislados.

Se encuentran distribuidos en la parte central del borde Occidental del área de estudio.

Estructuralmente la unidad está sobreyaciendo a través de contacto por falla con la unidad (PeU₄), aunque en otros sitios se observa claramente un contacto transicional con la unidad que le subyace.

La presente unidad es divisible en dos miembros; uno inferior constituido por dolomías claras, amarillentas, arenosas y laminares que consta de 70 m de espesor.

El miembro superior consta de 130 m de ortocuarzitas que varían de color blanco a rosáceo y gris; presentan arena de cuarzo de grano medio, laminación y escasa estratificación cruzada.

De acuerdo a las observaciones de campo se concluye que esta unidad representa los afloramientos del Proterozoico tardío y es correlacionable con la Cuarcita Tecolote de Stewart y colaboradores (1984).

El espesor total para esta unidad es de 200 m.

B₂) Porción Sur

UNIDAD II' (PeU₂') - Pitiquito

Esta unidad consta de una secuencia de rocas detríticas que varían en el tamaño del grano. Van de fino a grueso y constituye la unidad inferior de un conjunto de tres unidades que están estratigráficamente relacionadas por contactos transicionales. Su distribución lateral es a escala de kilómetros.

Esta unidad está ampliamente distribuida en la región de Caborca. En la Sierra del Viejo forma la unidad inferior del flanco Este partiendo del Sur hacia el centro del área.

Estructuralmente esta unidad contiene fallas normales cuyos planos tienen un rumbo N42°W y 59° de inclinación; además es común encontrar zonas de cizalladuras.

En la parte Sur del flanco Oeste la presente unidad exhibe un contacto estructural con las unidades que le sobreyacen (PeU₃' ; PeU₄') y está consti-

tuido por un bloque ligeramente orientado Este-Oeste.

La base de esta unidad está representada por capas muy delgadas de lutitas café-rojizas, le siguen estratos delgados a gruesos de ortocuarzita color gris, de granos sub-redondeados y mal clasificados; estos estratos a veces intemperizan a color oscuro y efervescen ligeramente al contacto con HCL. Presentan además vetillas de cuarzo de 0.5 cm de espesor. La parte superior de esta unidad consta de estratos con dolarenitas grises que se intercalan con cuarcitas blancas de espesores medianos a gruesos, a veces las dolarenitas presentan laminaciones cafesozas de ortocuarzitas. La transición de esta unidad hacia la unidad sobreyacente está representada por estratos delgados de dolarenitas de colores rosas y amarillentas siguiéndole dolomías grises claras de grano grueso.

La unidad en cuestión es correlacionable con la Cuarcita Pitiquito descrita por Stewart y colaboradores (1984). Las localidades en donde se encuentra mejor expuesta son las siguientes: Cerros Pitiquito, San Agustín, Cerros Chino, Cerros Rajón y Cerros El Arpa.

La edad para esta unidad queda comprendida dentro de la parte superior del Proterozoico medio.

El espesor total para esta formación es de 200 m.

UNIDAD III' (PeU₃') - Caborca

Esta unidad es definida como una secuencia de dolomías que presentan distintos colores de intemperismo así como también variaciones en el sistema de energía en que se depositaron. Además representa la primera aparición de estromatolitos que llegan a formar biohermas. Es una unidad intermedia de un conjunto transicional de 3 unidades, las cuales forman bloques. La unidad que le subyace tiene coloración de

gris clara a rojo oxido, la unidad que le sobreyace consta de una secuencia homogénea de dolomías color gris claro principalmente.

En la totalidad del flanco Este de la Sierra del Viejo es fácil observar a esta unidad. Es distinguible también en el Sur del flanco Oeste en donde forma un bloque orientado ligeramente Este-Oeste. Otras localidades donde aflora esta unidad son la siguientes: Cd. de Caborca, Cerros Pitiquito, Cerros Aquituni, Cerros el Arpa, Cerros Gamuza, Cerros Rajón, Cerros Chinos, Cerros San Agustín, Cerros de la Ciénega etc.

En el flanco Este la mayor parte de esta unidad se presenta en contactos normales aunque a 3 km del mineral de la unión existen fallas inversas que están repitiendo la secuencia estratigráfica. En la parte Norte del flanco antes mencionado, existen fallas que ponen en contacto estructural a esta unidad con la unidad PeU_3 . Existen también fallas normales de poco desplazamiento que afectan a esta unidad. Los estratos superiores constan de dolomías color gris oscuro a negro y se caracterizan por presentar micropliegues.

En el flanco Oeste, aproximadamente 6 km del Rancho El Plomito, se observan contactos estructurales entre esta unidad y las unidades (PeU_2 y PeU_4).

En la parte Sur y Central del flanco Oeste existen rocas de composición granodiorítica que intrusionan a la unidad en cuestión.

La edad para esta unidad está basada en la posición cronoestratigráfica de los estromatolitos. Lo anterior es apoyado por la presencia de Jacutophyton, que es considerado como fósil índice el cual marca una edad de Proterozoico medio (Weber y Cevallos, 1982). En Enero de 1982 en un Congreso Internacional organizado por el Instituto de Geología, UNAM y I. G.C.P. el Dr. Kylov corroboró la presencia de Jacutophyton para el área de Caborca. (Fig. 4)

El Género Jacutophyton fué introducido a la literatura geológica de Sonora por Weber, Cevallos y Mendoza (1978). Posteriormente Weber y colaboradores (1979) y Cevallos (1981) en su tesis hacen referencia a este género en las llamadas Capas Gamuza.

Respecto a la correlación de esta unidad, se estima que corresponde con afloramientos en el área de Caborca como son: Cd. de Caborca, Cerros Aquituni, Cerros Pitiquito, Cerros El Arpa y Gamuza, San Agustín, La Ciénega, Clemente, etc.

Correlaciones hechas por Stewart y colaboradores 1984 entre California y Sonora no han dado el resultado deseado ya que los géneros o tipos de estromatolitos no corresponden.

La base de la presente unidad está constituida por dolarenitas de estratos delgados y es la roca que constituye la transición con la unidad subyacente. Posteriormente le siguen estratos medianos de dolomías grises oscuras que presentan bandas de cristales de dolomita en forma paralela a la estratificación. Después se tienen capas marinas de dolomías color gris oscuro que contienen abundantes estromatolitos de los tipos Conophyton y Jacutophyton que en ocasiones llegan a formar biohermas. Transicionalmente a estas capas se tienen estratos de dolomías laminares de color negro que se caracterizan por presentar ondulaciones suaves que consideradas como micropliegues.

La cima de esta unidad está constituida por estratos delgados de color gris claro, presentan laminaciones que han sido identificadas al microscopio como recristalizaciones de dolomita. Esta unidad es correlacionable con la Formación Gamuza.

El espesor total para esta unidad es de 240 m.

UNIDAD IV' (PeU₄')

El término (PeU₄') es usado para nombrar a una secuencia de dolomías claras muy homogéneas que forman las partes superiores de los bloques de mayor altitud que existen en el flanco Este de la Sierra del Viejo.

Es distinguible fácilmente de la unidad que la subyace ya que al observarse a distancia muestra diferencias de coloración.

Se relaciona por medio de contacto transicional con la unidad anterior.

La presente unidad se encuentra aflorando en la mitad Sur de la Sierra del Viejo, siendo el flanco Este en donde mejor está expuesta. En la parte Norte del flanco Oeste se observan vestigios de esta unidad y muestran un contacto estructural con las rocas de la unidad (PeU₄). Otros afloramientos de esta unidad se localizan en el flanco Oeste de la parte Sur del área, su extensión lateral es de 1.5 km aproximadamente.

En la región de Caborca esta unidad es fácilmente distinguible en las siguientes localidades. Cerro del Arpa y Gamuza, Cerros Pitiquito, Cerros Rajón, Cerros Aquituni, Cerros San Clemente, Cerros de la Ciénega, etc.

Estructuralmente esta unidad forma la parte alta de grandes bloques que son bruscamente cortados en su extensión lateral.

El comportamiento estructural de esta unidad en la Sierra del Viejo es similar a lo antes dicho, únicamente que en el flanco Este se observa un contacto tectónico provocado por fallas de transcurrancia de dirección SW-NE.

La Unidad (PeU₄') litológicamente está constituida por dolomías claras azulosas a la base, le siguen dolomías de grano grueso que presentan laminaciones y son de color gris a rosa; luego se tienen dolomías areno-

sas de color gris claro que poseen laminaciones y conopecillos esféricos consolidados de carbonatos, en estas rocas existen también abundantes parches de recristalización de dolomita.

La parte superior de esta unidad la constituyen unos afloramientos de dolomías grises que contienen estromatolitos identificables como *Conophyton macroscopium* distintos a los infra-pedúnculos y *Lyellia* subglobiformes, que se desarrollan en forma vertical, dicho estromatolitos en conjunto forman un sistema y presentan una inclinación de por lo menos 30°.

La edad está considerada como Proterozoico tardío y representa a la Formación Pabalote.

El espesor total para esta unidad es de 300 m.

UNIDAD V' (PeU₅')

Esta unidad se encuentra en la cima de las secuencias que constituyen el flanco Este de la porción Sur a central de la Sierra del Viejo.

Consiste de afloramientos de rocas detríticas de poco espesor. Litológicamente está constituida por dolarenitas de color gris claro en la base y ortocuarcitas de color blanco rosado hacia la cima.

Es característico que esta unidad se encuentra formando lomeros bajos. Su color y variación litológica la hacen fácilmente distinguible de la Formación Pitiquito PeU₃' .

La relación estratigráfica con la unidad que le subyace es transicional y puede ser correlacionable con la Cuarcita Tecolote descrita por Stewart y colaboradores (1984), otras localidades en donde aflora esta unidad son: Cerros Rajón, Cerros El Arpa, Cerros Pitiquito, Cerros Clemente, Cerros San Agustín y Cerros Calaveras.

La edad para esta formación está considerada como Proterozoico tardío.

El espesor total es de 50 m.

B₃) Unidades Paleozoicas

Los afloramientos paleozoicos de la región de Caborca han sido motivo de diversas publicaciones por varios autores como Cooper y Arellano 1946, Cooper *et al.*, 1952; Cooper *et al.* 1953, Easton *et al.*, 1958. Ellos definen la estratigrafía así como sus implicaciones geológicas y son la base de estudios posteriores que tratan con estas rocas.

Los trabajos más recientes son realizados por Eells (1972) y Stewart J.H. McMenamin y M.A.S., Morales Ramírez J.M. (1984), donde establecen correlación con las rocas paleozoicas de U.S.A.

Los únicos afloramientos paleozoicos que se tratan en el presente estudio, son los que delimitan la parte Sur de la Sierra del Viejo y se relacionan con las unidades precámbricas por medio de fallas normales y transcurrentes. Están representadas por la Formación Puerto Blanco, Cuarcita Proveedora, Formación Buelna y Formación Cerro Prieto. La Formación La Ciénega no fue observada en esta área.

Formación Puerto Blanco (Epb)

La Formación Puerto Blanco fue nombrada por Cooper y Arellano (1952, pag. 4) para una secuencia de lutita verdosa, arenisca y caliza que contienen fósiles índices para el Cámbrico inferior. Consta de 293 m de espesor en el lado Oeste del Cerro Proveedora de la región de Caborca.

Eells (1972) estudió la secuencia del Proterozoico superior y Cámbrico inferior en los Cerros Calaveras y Aquituni donde estableció un límite concordante representado por afloramientos de rocas volcanoclásticas y volcánicas.

En la presente área de estudio la Formación Puerto Blanco constituye la base de la secuencia paleozoica y se compone litológicamente por sedimentos volcanoclásticos, lutita verde, arenisca de gra-

no medio y calizas amarillentas. Los fósiles encontrados en esta formación son arqueociátidos, sniterellos y trilobitas *Olenellus* los cuales sirven de base para fechar esta formación como Cámbrico temprano. El espesor total es de 50 m.

Eells (1972) Anderson y Silver (1971) y Stewart y colaboradores (1984) correlacionan a la Formación Puerto Blanco con la Formación Wood Canyon de la región del Valle de la Muerte en California U.S.A.

Cuarcita Proveedora (Ep)

La Formación Cuarcita Proveedora fue nombrada por Cooper y Arellano (1952, Pag. 4). Consiste en una secuencia de ortocuarcita vitrea con intercalaciones de lutita que se relacionan concordantemente con la Formación Puerto Blanco. Tiene un espesor de 223 m. Puede ser reconocible fácilmente en los Cerros Calavera, Clemente, Pozos de Cerna, de la Ciénega, Rajón y Cerro Proveedora.

En la presente área de estudio esta Formación consta de estratos medianos de ortocuarcita que presenta laminaciones con óxidos de hierro y estratificación cruzada, la parte superior de esta unidad presenta intercalaciones graduales de sedimentos terrigenos y calcáreos color amarillo naranja, además presentan tubos de scholothos.

El espesor estimado para el área de estudio es de 60 m.

Formación Buelna (E_b)

Esta Formación es definida por Cooper y Arellano (1952), en los Cerros Buelna, localizados a 14 Km al NW de Caborca, Son.

Las rocas que reportan para esta Formación consisten de calizas dolomías, areniscas calcáreas. Suman un espesor de 101 a 121 m. Presentan un color café amarillento al observarse a distancia.



En la presente área de estudio, la Formación está representada litológicamente por lutitas arenosas a la base, le siguen calizas amarillentas que presentan grandes cantidades de clastos de terrígenos que tienen una forma elíptica y culmina con estratos delgados de dolomías color gris claro a la cima.

Esta Formación puede correlacionarse con la parte inferior de la Formación Carrara del Sureste de California en E.E.U.U. (Eells, 1972).

King 1939, reporta que es probable que esta Formación se encuentra al NW de Tonichi, Sonora.

El espesor para esta Formación en el área de estudio es de 30 Metros.

Formación Cerro Prieto Ecp.

Esta Formación también es definida por Cooper y Arellano 1952, refiriéndola a una caliza masiva, gris oscuro, caracterizada por una abundancia de objetos esféricos oscuros que poseen estructura concéntrica.

La Sección tipo la reportan en el Cerro Prieto que se localiza al SW de la ciudad de Caborca.

Otras localidades donde se pueden reconocer son los Cerros: Calavera, Clemente, Rajón, San Agustín, La Ciénega, Proveedora, Pitiquito y al NW de los pozos de Cerna.

En la presente área de estudio esta unidad se caracteriza por presentar crestones prominentes de calizas negras masivas muy resistentes a la erosión, otras características es que presenta abundantes vetillas de calcita y un gran número de algas (Girvanella). Su relación estratigráfica con la unidad subyacente es transicional.

Eells (1972), correlaciona a esta Formación con parte de la Formación Carrara, localizada en el área del Valle de la Muerte en California, E.E.U.U.

Cooper et al., 1952, le asignan una posición cronoestratigráfica del Cámbrico inferior.

El espesor medio de esta Formación en el área de estudio es de 70m.

Unidad Mesozoica (M_2V_1)

Esta unidad se encuentra situada en la culminación Norte de la presente área de estudio. La relación estratigráfica con las unidades adyacentes no es muy clara aunque se considera que esté en contacto estructural, como se observa al Norte de la Sierra del Viejo.

En un intento por establecer la posición estratigráfica de esta unidad se visitó la Sierra del Alamo en donde se encontraron afloramientos que corresponden con la presente unidad, las observaciones que se hicieron fueron las siguientes:

La parte Sureste de la Sierra del Alamo se encuentra representada por esta unidad que subyace a unidades jurásicas en aparente discordancia.

Litológicamente esta unidad está constituida en la parte inferior por arenisca de grano fino de color café rojizo con intercalaciones de lutita café oscuro que contienen cubos de pirita oxidada; además se observan clastos de caliza de hasta 10 cm. Los afloramientos siguientes consisten de lutitas delgadas color café oscuro con contenidos de detritos de óxidos de Hierro. La parte superior de esta unidad está constituida por microbrechas y brechas que contienen clastos angulosos de dolomías que corresponden con la unidad P_eU_4 .

La posición cronoestratigráfica para esta unidad está basada en las observaciones de campo hechas en áreas adyacentes. Cabe hacer notar que esta unidad carece de fósiles.

El espesor total para esta unidad es de 130 m.

Rocas Intrusivas

El granito Candelaria (Gc) se encuentra aflorando en la Parte Noroeste de la Sierra del Viejo, se relaciona con las unidades del precámbrico sedimentario a través

de intrusiones y es probable su distribución Geográfica se correspondan en una línea continua hacia la Sierra del Alamo (Mz).

Petrográficamente consiste en un granito de Biotita que intemperiza en color amarillento dando lugar a bloques sub-redondeados causados por la erosión. Existen partes donde se observa la relación de la intrusión con las rocas del Pe Meta mórfo y causan el desarrollo de cuerpos de roca en forma de apofisis o vetillas de cuarzo en solución que se incorporan a rocas metamórficas.

En la parte media del flanco Oeste dicho granito se encuentra afectando a rocas pertenecientes a la unidad PeU₂ e incluso llega a formar esquistos moteados, se observan también pequeñas estructuras de plegamiento por flujo.

Granodiorita "El Plomito", (Gp). Se localiza en la parte central del flanco Oeste de la presente área de tesis mineralógicamente está constituido por plagioclasas, cuarzo, ortoclasa, hornblenda y biotita, intemperiza en color crema.

Esta unidad intrusión a grandes volúmenes de rocas precámbricas sedimentarias, los efectos que causa en ellas son marmolización y además es causante de la mineralización en forma de veta que existen en el área.

C). BREVE DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA DE ALGUNAS ROCAS QUE POSEEN DE FORMACIÓN TECTÓNICA.

(PeM). Precámbrico Metamórfico.

Areniscas con alto grado de metamorfismo. Presenta un mosaico de granos de cuarzo con intercrecimiento y fuerte alineamiento de ellos mismos. Contiene minerales formados durante metamorfismo como:

(Hornblenda o Biotita y muscovita). Además presenta grandes placas de calcita. En ocasiones entre los minerales originales se distinguen también feldespatos.

La orientación y el metamorfismo es producida por deformación tectónica aguda.

PeU₁. Parte Norte del flanco Oeste. Caliza recristalizada por esfuerzos tectónico, presenta grandes cristales de calcita y un desarrollo incipiente de minerales metamórficos, cuarzo y nicas. Se observa también una alineación preferencial.

(PeU₂) Parte NW del área. Lodo-lita calcárea con poco metamorfismo, presenta laminaciones de arcilla con calcita y desarrollo incipiente de láminas de plagioclasas.

(Eb) Formación Buelna.

Litarenita. Contiene fragmentos de rocas volcánicas de granos angulosos y mal clasificados, al parecer provienen de rocas tipo basáltico, también presentan fragmentos de vidrio volcánico. Se observan granos escasos de cuarzo. Está cementada por calcita.

(Eb) Formación Buelna.

Oomicrita afectada por esfuerzo tectónico. Presenta laminaciones de micrita. Los oolitos presentan una deformación elíptica con una orientación preferencial. Se observan también juntas estilolíticas perpendiculares a la orientación. Todo esto nos indica que la roca estuvo sometida a un esfuerzo tectónico causante de esa deformación.

(Eb) Formación Buelna.

Parece ser una ooesparita con escasos restos de fósiles (Trilobites). Contiene oolitos de tamaño uniforme alineados en bandas intercaladas de oolitos oxidados y dolomitizados. Hay también bandas de oolitos sin alteración, todo esto cementado por esparita. También se observan restos de macrofósiles tal vez trilobites.

(Ecp).

Parte superior de la formación Cerro Prieto, se le observan laminaciones intercaladas de esparita y micrita poco arcillosa, también presenta cavidades de tamaño grande rellenas por cristales de calcita.

(Esparita).

Parece ser un corte de una estructura mayor (Girvanella). También se observan minerales secundarios de esparita y vetillas de óxidos de Fe.

VI. GEOLOGIA ESTRUCTURAL.

Las rocas que constituyen en su mayor parte a la sierra del Viejo han sido sometidas a actividad geológica muy compleja. Como parte elemental de este capítulo a continuación se describen los rasgos estructurales que a nuestro juicio, suceden en la presente área de tesis.

Fallas de Cabalgadura.

En la porción N del flanco W es observable un plano que corresponde a una cabalgadura dicho plano tiene buzamiento al E ver Figs. 3 y 8. Las rocas basales del precámbrico se encuentran cabalgando sobre el precámbrico metamórfico y el granito Calendaria Fig. 9. Los esfuerzos que actuaron para que se formara dicho plano son atribuidos a la orogenia Laramide.

En la parte N del flanco E ver Fig. 3. Se encuentra un plano de cabalgadura, esto indica que la unidad PeU_4 se encuentra cabalgando sobre afloramientos mesozoicos. Esta evidencia y la edad tentativa para el granito Calendaria, reafirman las causas de la orogenia laramidica en el área de estudio.

Fallas Inversas.

Este tipo de fallas se encuentran representadas en la parte sur de la sierra del Viejo. Ocurren en las unidades (PeU_3 y PeU_4) del precámbrico sedimentario, además muestran una polaridad que coincide con los esfuerzos causados por la orogenia laramidica en Sonora. Ver flanco W de la Fig. 3.

En el flanco E es observable un contacto estructural entre las unidades del paleozoico inferior y las rocas del precámbrico sedimentario, dicho contacto corresponde a una falla inversa que de acuerdo a su polaridad es relacionada a esfuerzos laramidicos.

Fallas de Rumbo asociadas a fallas inversas Laramidicas.

Este tipo de fallas ocurren en la porción sur del área. Sus direcciones principales son SW-NE. Aunque existen también direcciones casi E-W.

Estas fallas aparentemente se encuentran asociadas a los esfuerzos principales que originaron las fallas inversas Laramidicas de la porción sur del área. Evidencias de esto es que las direcciones de estas fallas no cortan a las estructuras que son consideradas de los efectos del evento Sierras y Valle para los.

Fallamiento Normal.

Estan representadas por fallas normales asociadas al evento extensivo "Sierras y Valles Paralelos". De edad Mioceno-Oligoceno Inferior. Este tipo de fallas afectan grandemente a los bloques que constituyen la sierra del Viejo. Predominando las direcciones NW-SE en casi la totalidad del área. La magnitud de los deslizamientos en los planos de fallas es a nivel de metros hasta cientos de metros. Existen también fallas normales que muestran dirección N-S y son visibles en las cercanías del rancho La Unión.

Otras estructuras geológicas de menor importancia corresponden a diques andesíticos así como un intenso fracturamiento asociado a fallas mayores.

VII. TECTONICA.

Episodios Tectónicos representados en el área de estudio.

1.- Evento de metamorfismo regional que originó la formación del



complejo metamórfico Bamori. La revolución matzatzal y la fase Grenville son los causantes de dicho evento. Damon y colaboradores 1962. En el presente trabajo puede observarse en la porción N-E ver plano 3.

2.- Depositación de la secuencia sedimentaria del precámbrico tardío en zonas de plataforma de aguas someras Morales 1982. Esto es representado en casi la totalidad de la Fig. 3.

3.- Depositación de la secuencia del paleozoico inferior cubriendo transicionalmente a las unidades del precámbrico tardío. Morales 1982. Se encuentra representado por las formaciones Puerto Blanco, Cuarcita proveedora Buelna y Cerro Prieto. En la parte sur del flanco Este ver Fig. 3.

4.- Existencia de una peleo-falla de tipo transforme de edad pre-jurásica (Mohave Sonora Megashear). Ya observada por P.B. King en 1952; dicha estructura regional es relacionada a los esfuerzos que actuaron entre la placa tectónica de América Central - Golfo de México y mar Caribe in Anderson y Schmidt (1983). Fig. 10, 11 y 12. Nótese que dicha estructura pasa cercana a los afloramientos precámbricos de la región de Caborca, Sonora. Estas estructuras son típicas de zonas meridionales de placas y son ocasionadas por velocidad angular y el empuje producido por subducción con diferentes velocidades; (Sámano, 1985. Com. oral).

5.- Depositación sedimentaria y emplazamiento granítico del mesozoico, representado por el granito Candalaria en la porción NW del área, la edad tentativa para dicho granito fué postulada por Anderson y Silver 1983. Comunicación oral. Aunque su validéz será insegura mientras no se presente su edad Radiométrica.

Respecto a las rocas Sedimentarias estas afloran en la parte NE del área Fig. 3. De acuerdo a observaciones de

campo se concluye que pertenecen a la extensión lateral de los afloramientos mesozoicos de la sierra del Alamo.

6.- Evento tectónico compresivo ligado a la revolución Lara mide que provoca cabalgamiento de las unidades basales del precámbrico sedimentario, sobre el zócalo metamórfico y sobre rocas graníticas y sedimentarias del mesozoico ver Fig. 3 en la porción NW y parte N del flanco E respectivamente. Además provocan fallas inversas que se encuentran asociadas con fallas de rumbo o de dirección Fig. 3 ver porción centro sur del flanco E.

7.- Evento de magmatismo-volcanismo ligado a la gran actividad magmática del terciario provocando el aplazamiento de un importante conjunto volcano-plutónico alineado NNW-SSE Morales 1982.

Representado en el área de estudio por la granodiorita el plomito Fig. 3 ver parte central y sur del flanco W.

8.- Evento tectónico distensivo que produjo la apertura del proto Golfo de California y la formación de la provincia de Sierras y Valles paralelos; (in Morales 1982). Se representa por el fallamiento normal cuyas direcciones varían en rumbo - siendo las NW-SE las de mayor importancia ya que modifican la extensión geográfica de las formaciones dando lugar a grandes elevaciones y abruptos Valles - ver Fig. 3.

VIII OBSERVACIONES PALEOECOLOGICAS

A partir de datos paleoambientales y paleontológicos previos en la región y con la observación posterior de secciones más

completas en los Cerros de la Ciénega y en general las localidades al sur del Rancho Bámori (Cevallos y colaboradores, 1983), se llegó a la conclusión de que en la Formación Gamuza pueden diferenciarse dos conjuntos de estromatolitos. Además se señaló que el conjunto característico del sur del área presenta diferentes arquitecturas indicativas de paleoambientes distintos (Cevallos et al., 1983).

Lo anterior se basa en el hecho indiscutible de la íntima relación que guarda el medio ambiente con las formas orgánicas que en él se desarrollan. Los estromatolitos no pueden ser referidos como organismos y es sorprendente que en cuanto a su forma, en muchos casos tienen un desarrollo análogo al de los organismos o de las especies. Estos fósiles reflejan un nivel de organización en el cual los aspectos de unidad y diversidad no son entendidas con exactitud. Monty (1973) caracterizó a los estromatolitos como "entidades biológicas" y "megaorganismos" para después referirlos como eurobiontes o steno-biontes de acuerdo a su alta o baja plasticidad morfológica (Monty, 1977). Entonces, aceptando que el desarrollo arquitectónico de estas estructuras organo-sedimentarias obedece principalmente y refleja por tanto las características de su medio, se hacen las siguientes consideraciones. (Fig. 5)

A) Cerros de la Ciénega y localidades correlacionables. En los Cerros de la Ciénega la secuencia comienza con estromatolitos columnares, ampliamente descritos para el área e identificados como Conophyton. El paleoambiente que se ha postulado para el desarrollo de este grupo es de baja energía, en donde la presencia de paleocorrientes no es detectable, debido a que estos crecen de manera aproximadamente vertical y además carecen de huellas de erosión o marcas de desecación. Por estas características es posible ubicar el ambiente de estos estromatolitos por debajo

del nivel de repercusión de las mareas. En los Cerros de la Ciénega, en el horizonte estromatolítico basal, la talla de éstos no es muy grande; su diámetro varía entre los 15 y 30 cm y la altura observada no sobrepasa los 60 cm. Por lo tanto, si se asume que estos estromatolitos siempre estuvieron cubiertos por el cuerpo de agua en el que se desarrollaron, suponer cuando menos un metro de profundidad debajo del nivel de baja marea, parece razonable.

Este horizonte fue observado por Weber y Cevallos (1980), quienes observaron que hacia arriba el tipo de laminación de los estromatolitos cambia del cónico truncado típico de los Conophyton al domal de Colonnella. Las observaciones nuevas permiten afirmar que hacia la parte superior de este nivel en ocasiones las formas domales se desarrollan de manera independiente respecto a las cónicas, lo cual marca la transición a otro horizonte estratigráfico; caracterizado por la presencia de estromatolitos columnares domales y Platella únicamente.

Las formas domales fueron identificadas por Cevallos y colaboradores (1983) como Colonnella. Aceptando que la arquitectura de los estromatolitos es reflejo del medio ambiente, esta transición obedece sin duda a un cambio del medio.

Las columnas de Colonnella no presentan grandes tallas; tienen un diámetro máximo de 15 cm y su altura máxima observada es de 45 cm. Pueden presentarse como grupos tupidos, donde el espacio que separa las columnas, varía de 2 a 5 cm. Dos características de Colonnella ayudan a postular un ambiente claramente diferente del que moldeó a los Conophyton estratigráficamente infrayacentes. Primero, las columnas se encuentran rodeadas por lodo calcáreo y segundo los contornos de las columnas juntas en corte transver

sal, forman una red de mallas angulares, explicada como huellas de desecación.

Estas características evidencian que en este 2do. nivel, los estromatolitos estuvieron al menos parcialmente expuestos. Esto implicaría un decrecimiento en profundidad de las masas de agua como resultado de un incremento en la tasa de sedimentación o de una pequeña regresión. Esta segunda propuesta es más viable en virtud de que en asociación con Colonnella se ha encontrado a Platella. En Platella se ha demostrado la existencia de una orientación preferencial a causa de paleocorrientes e independientemente Stewart y colaboradores (1984) con base en estudios sedimentológicos han afirmado la presencia de paleocorrientes unidireccionales en sedimentos sub y suprayacentes. Estas corrientes bien pueden haber sido producto de la actividad de las mareas, mismas que moldearon a las estructuras del tipo Platella, tal y como fue propuesto por Cevallos y Weber (1980) y Cevallos (1981).

La presencia de pedernal como un tercer horizonte estratigráfico sobre una secuencia de plataforma continental de aguas tan someras, parece no concordar. Sin embargo, el pedernal estratificado en el Precámbrico ha sido explicado en diferentes ocasiones como depósito cratonal asociado con aguas carbonatadas someras o como depósito asociado con zonas evaporíticas o al menos depósito hipersalino (James, 1954 y Eugster y Chou, 1973). La posibilidad de que en el presente caso se trate de pedernal de origen secundario se considera remota, ya que en él no se encuentran estructuras reemplazadas, como pudieran ser los mismos estromatolitos. Además, el hecho de que algunos pedernales del Precámbrico se hayan explicado como formados en depósitos cratonales someros y el ambiente que se está reconstruyendo sea de aguas poco profundas, parece hacer pro-

bable esta suposición. Aún más, generalmente estos depósitos cratonales están asociados con calizas que contienen numerosos nódulos de pedernal. En las calizas del área de estudio, estos nódulos, si se presentan, aunque no son muy frecuentes.

El espesor que alcanza esta unidad de pedernal no es muy significativo, pues tiene aproximadamente 2 m. Sin embargo, el hecho de su presencia refleja otro cambio sobre todo en las condiciones fisico-químicas del medio ambiente que inhibió el desarrollo de la microflora constructora de los estromatolitos. Lo anterior, explica parcialmente por que en el pedernal precámbrico de Sonora no se ha encontrado hasta la fecha ningún indicio de este material. Lo único que se ha encontrado es material contaminante proveniente de la flora actual como son traqueidas y células epiteliales de plantas xerófitas. Existen algunos hallazgos muy aislados que recuerdan células cocoidales y filamentosas, sin embargo es aventurado afirmar que éstos representan microflora sinsedimentaria (Cevallos com. per. 1984).

Inmediatamente sobre el pedernal en un cuarto horizonte estratigráfico se restablece la secuencia carbonatada con la presencia de los estromatolitos columnares cónicos del tipo Conophyton. En este nivel el diámetro y la altura observables son mayores que en el primer horizonte. El diámetro llega hasta los 50 cm y rara vez es ligeramente menor a los 30 cm. Su altura, con frecuencia sobrepasa el metro aunque nunca se vió por encima de 1.50 m.

De acuerdo a lo anterior, para el depósito de este horizonte el mar debe haber transgredido, permitiendo de nuevo sedimentación bióxigena y edificación de estromatolitos en aguas más profundas.

Suprayaciendo a estos Conophyton reaparecen los estromatolitos tabulares del grupo Platella explicados arriba como moldeados por la acción de las corrientes. En este horizonte no se les encuentra asociados con los estromatolitos columnares, por lo que el paleoambiente correspondiente debe haberse caracterizado por corrientes de mayor energía que en el horizonte inferior con Platella. En ocasiones los elementos de Platella llegan a presentar aquí, forma de "U".

Por encima de este nivel con Platella se observan estromatolitos columnares aún no identificados que marcan un horizonte estratigráfico adicional. Pueden ser referidos dentro del tipo tungussido. Se presentan en forma de columnas que se bifurcan. En corte transversal se muestran circulares u ocasionalmente un poco elongados, lo que permite afirmar que el nivel de energía en el medio había disminuído notablemente. Como consecuencia se desarrollaron columnas muy finas, que presentan un diámetro promedio de 3 cm.

Como séptimo nivel se encuentran estromatolitos del tipo Colonnella. Estos no presentan tanto lodo calcáreo como aquéllos de la unidad dos y no desarrollan ramas. A partir de este nivel parece comenzar una nueva fase de transgresión.

Por encima de este horizonte reaparecen las columnas de Conophyton con diámetros entre 30 cm y 50 cm y altura hasta de 1.50 m. Ellas indican la continuidad de la transgresión comenzada después del desarrollo de los Conophyton que sobreyacen el pedernal restableciendo las condiciones para el desarrollo favorable de esta forma. Con este horizonte de Conophyton termina la secuencia de estromatolitos de las secciones referentes a localidades de la parte sur del área.

B) Sierra del Viejo y localidades correlacionables.

Del Rancho Bamori hacia el N y

NW la Formación Gamuza presenta un conjunto de estromatolitos diferente (Weber y colaboradores, 1979). Básicamente se distinguen en él dos formas, Conophyton y Jacutophyton. En estos afloramientos no hay límites tan marcados entre una forma y la otra, sin embargo es indudable que el desarrollo comienza con Conophyton. De acuerdo con Weber y colaboradores (1979) el diámetro de estas columnas es de 50 cm aproximadamente. Las observaciones para este trabajo corroboran lo anterior, sin embargo en la Sierra del Viejo se midieron diámetros aún mayores, ocasionalmente hasta cerca de 1 m. La altura en estos casos sobrepasa 1.50 m observables y en base a la forma de cálculo presentada por Weber y colaboradores (1979) estas formas en vida llegarían a medir hasta 2.5 m de altura libre. Tales dimensiones obviamente no pudieron desarrollarse en alguno de los ambientes planteados en la reconstrucción anterior, sino que requerían de un cuerpo de agua más profundo sin corrientes que obstaculizarían el desarrollo vertical de estas estructuras.

Otro tipo de estromatolito que se encuentra en estas localidades y que se desarrolla una vez que se han establecido perfectamente las columnas cónicas de Conophyton es Jacutophyton. Este estromatolito está constituido por una columna de tipo Conophyton y rama que recuerdan la diagnosis de Baicalia desarrollándose a partir de ella aunque para aceptar la presencia de Baicalia en el área es necesario realizar reconstrucciones de algunos ejemplares. El desarrollo de estos biohermas en estas localidades, termina con el reestablecimiento del Conophyton. En la Sierra del Viejo y localidades correlacionables, estas columnas tienen dimensiones bastante constantes tanto en su distribución vertical como horizontal. Recientemente Cevallos y colabo-



radores (1983) han reportado la presencia de otro estromatolito columnar ramificado que puede ser fácilmente distinguible del Jacutophyton descrito con anterioridad por Weber y colaboradores (1979), debido a que las ramas de este último se orienta entre 45° y 90° respecto a la columna de Conophyton, mientras que el nuevo reporte señala que éstas se desarrollan casi perpendiculares respecto a la misma columna.

El hecho de que aproximadamente al centro de este bioherma se desarrollen formas diferentes a aquellas que se observan en la base y cima, hace posible afirmar que estas muestran también cambios en el ambiente en que se desarrollaron, que posiblemente fueron menos drástico que en los Cerros de la Ciéne-ga.

C) Relación de las dos facies

Aceptando que es el ambiente físico el principal, mas no el único responsable de la arquitectura de los estromatolitos, debería hablarse entonces de comunidades ecológicas o ecocomunidades sensibles a cambios físicos, que permitieron la gran diversidad de formas que se observan en los sedimentos. A éstas se les debe entender como comunidades dinámicas en las que el porcentaje de los diferentes tipos de microorganismos edificadores de los estromatolitos va a influir en el tipo estructural y no en la microestructura de lámina que se va a apilar para dar lugar a la construcción final. Entonces, si el ambiente físico es el responsable de la selección porcentual de la comunidad edificadora, y si el resultado de estos diversos porcentajes en la comunidad interviene en la habilidad para formar láminas cóncavas, concavas, convexas, paralelas a la estratificación, etc. y su apilamiento da como resultado una arquitectura determinada, puede afirmarse que la macroestructura es indicativa del medio ambiente en el que los estromatolitos se desarrollaron. El hecho de que en

diferentes localidades pueden ser observados diferentes conjuntos estromatolíticos permite afirmar que dentro de la cuenca sedimentaria de Caborca, existieron condiciones medio ambientales que permitieron el desarrollo de diversos estromatolitos.

Las observaciones realizadas sobre los estromatolitos de la Formación Gamuza en Caborca, así como de algunas estructuras sedimentarias en la roca encajonante permiten hacer una zonación de los estromatolitos de acuerdo a la profundidad. Se maneja a la profundidad como el parámetro principal ya que la ausencia o presencia de huellas de erosión o marcas de desecación, así como la participación de lodo calcáreo en la edificación de los estromatolitos y la falta de éstos permite hablar con bastante seguridad de ambientes de infra, supra o intermarea.

Aunque estos ambientes no necesariamente se relacionan con grandes diferencias en profundidad si producen cierta variación. Otros parámetros como la turbidez, salinidad, penetración de la luz, etc., no son contemplados aquí ya que serían especulativos, pero se acepta que tuvieron participación importante en la selección de las comunidades edificadoras.

El estromatolito mas conspicuo en el área es Conophyton, realmente es difícil situarlo dentro de un único ambiente, sin embargo se puede afirmar que éste siempre se desarrolló en un cuerpo de agua que no permitió su exposición a la intemperie y a la vez alejado de la zona de influencia de las mareas. El ambiente por lo tanto para éste es de inframarea o bien dentro de alguna laguna costera. Esta última posibilidad no parece muy probable si se contempla el conjunto estromatolítico donde se desarrolla

Los estromatolitos ramificados en los que participa Conophyton

como columna a partir de la cual crecen las ramas debieron desarrollarse en un ambiente similar, sin embargo, el hecho de que las ramas se desarrollaron hace inminente un cambio en el ambiente. De acuerdo a las observaciones realizadas, las ramas crecieron activamente en todas direcciones, por lo que la presencia de corrientes que ayudarían a orientarlas preferencialmente puede ser descartada. Entonces Jacutophyton y el nuevo estromatolito recientemente reportado se desarrollaron también en el ambiente de inframarea.

En el ambiente de intermarea, se desarrollaron en Caborca los estromatolitos domales. Esto es indicado por el lodo calcáreo y huellas de desecación con los que está asociado Colonnella. Además el hecho de que se haya demostrado una orientación preferencial en Platella que crece en el segundo nivel estratigráfico en conexión "orgánica" con Colonnella produciendo otro tipo de Jacutophyton, permite afirmar la presencia de corrientes unidireccionales que bien pueden ser las mareas.

Un ambiente similar puede ser donde Platella se desarrolla sola. En ese nivel no se observó lodo calcáreo o huellas de desecación, sin embargo ésta fue explicada por Korolyuk (1963) y Weber y Cevallos (1980), como indicadora de paleocorrientes. De acuerdo al conjunto estromatolítico del que forma parte, el ambiente de intermarea es también razonable para ella, sin embargo, esta debe estar cerca del nivel de inframarea para evitar la exposición a la desecación.

En el caso en el que Colonnella se desarrolla sola, el ambiente también fue de intermarea, pero más cercano a la zona de supramarea, esto evidenciado sobre todo por su construcción isodiamétrica que refleja poca acción de las corrientes sobre ella.

Por último, el estromatolito tungussido parece guardar una posición intermedia entre Platella

y Colonnella cuando se desarrollan libremente en virtud de presentar muy poca elongación. Es importante mencionar que en la base de esta unidad estratigráfica con tungussido se encuentra una estructura estratiforme muy recristalizada que en cierta forma recuerda a los estromatáctidos o las formas de crustificación de los depósitos minerales. Aquí se explica como un lodo con actividad biógena en el que un estromatolito estratiforme no alcanza a desarrollarse correctamente, por lo que quedaron huecos en los que se ha producido recristalización, dando las apariencias antes mencionadas.

Comparando las secciones fósilíferas antes descritas, es evidente que aquella de los Cerros de la Ciénega representa facies más someras que la Sierra del Viejo. Aunque la primera hable de cuerpos de agua menos profundos, no permite decir que se trate realmente de la zona costera. Los datos que aquí se presentan permiten afirmar únicamente que se trata de una amplia plataforma continental con dos zonas con diferentes profundidades. Puede intuirse que los Cerros de la Ciénega y localidades correlacionables se encuentran cerca de la línea de costa, pero actualmente no existe evidencia para que estas localidades sean consideradas así.

Existen dos posibilidades para correlacionar estas secciones, la primera permite suponer que durante la depositación del pedernal cuando el cuerpo de agua es más profundo se desarrolló el Jacutophyton compuesto por Conophyton y la posible Baicalia. Sin embargo el hecho de que los Conophyton infra y suprayacentes del pedernal tengan diferentes dimensiones, mientras que el Conophyton en los Cerros Pitiquito tiene dimensiones bastante constantes hace un poco débil la relación. Por otro lado, los cambios físico-químicos que permitieron depositar

el pedernal en los Cerros de la Cié nega pudieron influir y desarrollar el Jacutophyton de los Cerros Pitiquito.

Una segunda posibilidad sería ubicar entre los niveles estratigráficos cuatro y siete portadores de Conophyton con iguales dimensiones y a su vez semejantes con aquellos de la Sierra del Viejo. Dentro de esta proposición es interesante que los estromatolitos del tipo Tungussido se desarrollarían aproximadamente al mismo nivel que Jacutophyton con ramas que también se bifurcan (Baicalia).

En base a estas observaciones es preferible optar por la segunda propuesta ya que ésta relaciona estructuras semejantes.

D) Otras facies en el área

Dentro de la Formación Gamuza en la Sierra del Viejo existen diferencias litológicas que hacen suponer que dentro de ésta existen también cuando menos dos facies diferentes. La diferencia en espesor hace suponer que la porción N de la Sierra del Viejo representa ambientes más profundos. Otra observación que permite suponer esto es que los sedimentos de esta Formación en la porción S comienza a tomar color rojizo, semejante más no igual en intensidad que los afloramientos de la Ciénega apuntados aquí como la zona más somera. Es importante mencionar que en la Formación Papalote los estromatolitos también ayudan a postular un cambio de facie. Esto es mientras que el Conophyton de esta Formación en la Sierra del Viejo puede alcanzar hasta un metro de altura libre observable en algunos afloramientos sugiriendo otra vez un cuerpo de agua con mayor profundidad que lo observado con los estromatolitos domales identificados por Stewart y colaboradores (1984) como "semejante Collenia" en el Cerro Rajón. De esta manera se conserva lo dicho para la Formación Gamuza, en cuanto a que al parecer la zona sur del área indica un ambiente más somero mientras que la parte norte re-

fleja ambientes con mayor profundidad ambos dentro de una amplia plataforma.

IX Bioestratigrafía

Los estromatolitos del Precámbrico han sido puestos a prueba tanto en el intento para efectuar correlaciones en una sola cuenca como para correlaciones intercontinentales. Los estudios realizados en el Supergrupo Belt por Fenton y Fenton (1933 y 1939) demostraron ser de utilidad, para las correlaciones de esta cuenca. Más recientemente, diversos estudios en la Gran Cuenca de California han demostrado aunque sea indirectamente que su contenido fosilífero es de gran utilidad para correlacionar diferentes localidades (Stewart, 1970; Benmor, 1978; Cameron, 1981 y Stewart et al., 1984). Los estudios realizados por Eells (1972) y Longoria y colaboradores (1978) así como Weber y colaboradores (1979) y Cevallos y colaboradores (1983) en el área de Caborca también han permitido el establecimiento de correlaciones locales. Sin embargo al intentar correlaciones entre una cuenca y otra los contenidos fosilíferos varían a tal grado que por ejemplo, la correlación propuesta por Stewart y colaboradores (1984) entre California y Sonora tienen tan sólo al estromatolito Conophyton en común y aproximadamente siete que no comparte.

Esta situación evidentemente lleva a cuestionar el valor de los estromatolitos como fósil índice. A este respecto debe mencionarse que Bertrand-Sarfati y Walter (1984) presentan una amplia discusión sobre la potencialidad de los estromatolitos como fósiles índice, por lo que se remite al lector a dicho trabajo.

Ellos mencionan que aunque existen algunos problemas en la sistemática de los estromatolitos, existe cierto acuerdo sobre el rango estratigráfico de algunos taxa

como se puede ver en las tablas, propuestas por Semikhatov (1976), Preiss (1976), Preiss y colaboradores (1977). Refieren en base al trabajo de Krylov (1975), la importancia del trabajo de campo en los estudios taxonómicos y bioestratigráficos con el fin de entender correctamente el desarrollo de las macroestructuras y proponen el reconocer más que un solo grupo un "bioherma en serie", lo que reflejaría la variedad ecomorfológica del estromatolito permitiendo además asignar rangos bioestratigráficos no a un grupo, sino al conjunto de grupos que forman el "bioherma en serie".

Para las zonas que se discuten en este trabajo, esta metodología no ha sido seguida de manera rigurosa, excepto posiblemente por los trabajos en que se discuten algunos aspectos de la paleoecología de la Formación Gamuza en Sonora (Cevallos y Weber, 1980).

Además de los estromatolitos en estas áreas se han reportado microfósiles, ichnofósiles, dubiofósiles y fósiles esqueletonizados (Fig. 6a)

A) Descripción sistemática: El grupo Baicalia Krylov, 1962, ha sido reportado en Norteamérica en el Supergrupo Belt (White, 1970 y Horodiski 1983). Weber y colaboradores (1979) y Cevallos y colaboradores (1983) expresan sospechas sobre la presencia de ésta en la Fm. Gamuza de Sonora. Ford y Breed (1973) señalan su presencia en la Fm. Galeros y McConnell (1975) en la Caliza Mescal, ambas de Arizona. Howell (1971) señala la presencia en la Fm. Cristal Spring de California de una estructura con afinidad a Baicalia. Este grupo por sí sólo indica con bastante seguridad una edad comprendida entre los 1350-800 m.a.

Boxonia Korolyuk, 1960, ha sido reportada en la Fm. Johnnie de California (Cloud y Semikhatov, 1969) y Ford y Breed (1973) la reportan para la Fm. Kwagnut de Arizona. La edad que indica este grupo por sí solo es de 1000 a 570 m.a.

Stewart y colaboradores (1984) reportan la presencia de estromatolitos "semejantes a Collenia" en la Fm. Papalote de Sonora. Grupos como éste o semejantes a él dan un rango estratigráfico que varía entre los 750 a 570 m.a.

El grupo Colonnella Komar, 1964 fue reportado por Cevallos y colaboradores (1983) dentro de la Fm. Gamuza de Sonora. El grupo indica un rango estratigráfico que va de los 1900 a 950 m.a.

Conophyton Maslov, 1938 fue reportado para la Fm. Gamuza de Sonora por Weber y colaboradores (1979), Gamper y Longoria (1979) y McMenamin (1982). Este último autor lo señala además dentro del Grupo Pharump de California. También en California, Cameron (1981) reporta estromatolitos que pudieron ser asignados a este grupo dentro de la Fm. Green Spot. Cloud y Semikhatov (1969) lo reportan para la Caliza Mescal. Rezak (1957) lo menciona para el Supergrupo Belt. El rango estratigráfico es muy amplio, variando de los 2500 a 570 m.a. y posiblemente tenga representantes en el Fanerozoico.

El grupo Inzeria, Krylov 1962, fue reportado dentro de la Fm. Galeros de Arizona (Ford y Breed, 1973). El grupo presenta una distribución en el tiempo que varía de 950 a 675 m.a.

Jacutophyton Shapovalova, 1969, fue reportado por Weber y colaboradores (1979) y Cevallos y Weber (1980) para la Fm. Gamuza de Sonora. Howell (1971) menciona la afinidad de algunos estromatolitos de la Fm. Crystal Spring en California con este grupo. De acuerdo a las reconstrucciones que presente, a los autores parece más cercano con algún grupo Kussiellido. Para Arizona, Hofmann (1982) señala que el material identificado por Dawson (1987) como Cryptozoon (?) occidentale puede representar un Jacutophyton. Su rango estratigráfico varía de los 1900 a 700 m.a.

Linella Krylov, 1967, fue re-

portada por Cloud y Semikhatov (1969) para la Fm. Johnnie de California. Por sí solo marca una edad comprendida entre 675 y 570 m.a.

Parmites Raaben, 1964, es reportado por McConnell dentro de la Caliza Mescal de Arizona. Este estromatolito tiene un rango estratigráfico de 1300 a 570 m.a.

El grupo Platella Koroliuk, 1963, fue reportado por Cevallos y Weber (1980) y Cevallos (1981) dentro de la Fm. Gamuza de Sonora. De acuerdo con Komar (1966) Platella sólo se encuentra en el Ríñico medio (1350-950 m.a.)

El Grupo Tungussia Semikhatov, 1962, lo reportan Cloud y Semikhatov (1969) dentro de la Caliza Mezcal de Arizona. Cevallos y colaboradores (1983) señalan la presencia de una forma posiblemente relacionada con este grupo, dentro de la Fm. Gamuza en Sonora. Presenta un rango estratigráfico que va de los 1350 a 570 m.a.

En cuanto a la microflora, Licari (1978) reporta una gran diversidad en sedimentos de la parte superior de la Fm. Beck Spring Dolomite en California. Cloud et al. (1969) fueron los primeros en señalar la presencia de esta microflora a la que le asignaron desde entonces una edad de 1400 a 1200 m.a.a.p. En Caborca, McMenamin y colaboradores (1983) reportan el hallazgo de filamentos algales en nódulos de pedernal en la Fm. El Arpa. Para Arizona Ford y Breed (1973) señalan que Schopf encontró filamentos algales en un pedernal pisolítico de la Fm. Kwagnut y McConnell (1979) reportan microestructuras de probable origen biológico en la Caliza Mescal.

En cuanto a los megafósiles, en Arizona se ha reportado una fauna bastante significativa. Ford y Breed 1973 reportan en las Fms. Kwagnut y Galeros a Chuaría Walcott, 1899. En los Grupos Wankoweap y Unkar, varias estructuras han sido interpretadas como marcas medusoides. Sin embar-

go Cloud (1968) refutó esta determinación al menos para lo que había sido llamado Brooksella canyonensis. Glaessner (1969) por su parte dice que la medusa descrita por Alf (1959) es el molde de una colonia de algas. Para California y Sonora no se conoce ningún reporte de este tipo, excepto por la mención de unas escasas trazas fósiles que correctamente deben ser señaladas como dubiofósiles identificadas por McMenamin y colaboradores (1983) como Bergaueria Hofmann y Aitken, 1979, dentro de la Fm. Caborca.

Faunas esqueletonizadas han sido reportadas para la Fm. La Ciénega en Caborca por McMenamin y colaboradores (1983) y Stewart y colaboradores (1984) quienes reconocieron cuatro morfotipos de los cuales sólo uno fue referido como probable Turcutheca. Gevirtzman y colaboradores (1982) y Langille (1974) han reportado faunas similares para Nevada y el Valle de la Muerte respectivamente. Existe una diferencia básica entre estos tres reportes, que consiste en que conchas fosfáticas son comunes en E.U.A. mientras que éstas no se han encontrado en Caborca.

Es conveniente aclarar que para la realización de la Figura 6a se consultó a Hofmann (1972, 1981) quien presenta una lista de los reportes sobre diferentes registros precámbricos del Canada.

Por último, es importante señalar que Bertrand-Sarfati y Walter (1984) enviaron a Precambrian Research un artículo en el que se introduce un grupo y dos formas nuevas para la Caliza Mescal de Arizona, al que no tuvimos acceso y que puede contribuir a este problema.

B) Edades y correlación

Llama la atención que los resultados obtenidos en cuanto a la edad de los sedimentos proterozoicos de Caborca por Stewart y

colaboradores (1984) mediante su trabajo con estratigrafía física, apoyados aunque indirectamente sobre algunas observaciones paleontológicas así como dataciones radiométricas, no concuerdan con los resultados básicos bioestratigráficos reportados por Weber y colaboradores (1979), Gamper y Longoria (1979), Weber y Cevallos (1980) y Cevallos y colaboradores (1983).

Es interesante el hecho de que en las tres áreas que se comparan el basamento cristalino tiene aproximadamente la misma edad. Además, sobre el basamento en cada una de las áreas, afloran sedimentos del Proterozoico medio. Aunque los sedimentos sean asignables a esta área, los sedimentos de Caborca, Son., son más jóvenes.

Las tablas 6A y B muestran la congruencia en estos resultados. En estas mismas tablas puede observarse que la Caliza Mescal se coloca a la misma altura que la Dolomita Spring de California ya que de acuerdo con Licari (1978) la microflora que ésta presenta tiene una edad junto con la Caliza Mescal de entre 1 200 a 1 400 m.a.a.p. o sea la parte basal del Proterozoico medio (Cloud y Semikhatov, 1969). Estratigráficamente abajo de esta Formación en California se encuentra a la Fm. Crystal Spring en la que Howell (1971) reportó unos estromatolitos como aff. Baicalia y aff. Jacutophyton. De acuerdo con los autores y a juzgar por las fotografías y reconstrucciones que presenta, estos estromatolitos parecen tener mayor afinidad con algún grupo Kussielido. Ante esta situación, es eminente aceptar que tanto el Grupo Pharump de California, así como el Grupo Apache y su correlativo (Grupo Unkar) representa a la porción basal media del Proterozoico medio.

Por su parte, aunque el "bioherma en serie" descrito en la Fm. Gamuza de Caborca da también una edad de Rífico medio, las fe-

chas radiométricas dan una edad máxima de $1\ 100 \pm 10$ m.a.a.p. (Anderson et al. 1978 y Damon et al., 1962), para estos sedimentos, por lo que éstos (Fm. El Arpa - Fm. Gamuza) representa la porción superior del Proterozoico medio. Entonces intentar cualquier correlación entre los afloramientos descritos hasta ahora en Caborca con los discutidos arriba de California y Arizona debe hacerse con mucha cautela ya que los datos con los que se dispone ahora tan sólo permiten afirmar que aunque las tres áreas de afloramiento pertenecen al Rífico medio, Caborca es más joven que California y Arizona, cuyas edades parecer ser muy semejantes.

Es impresindible el establecimiento de una edad para la Fm. Papalote y Cuarcita Tecolote de Caborca. Cevallos y colaboradores (en preparación) señalan la presencia en la Fm. Papalote de Conophyton y Stratifera claramente distintos macroscopicamente de aquellos de la Fm. Gamuza. Además Stewart y colaboradores (1984) reportan también dentro de la Fm. Papalote unos estromatolitos como "semejante a Collenia". Aunque éstos no han sido identificados recuerdan formas que han sido reportadas dentro del Proterozoico tardío. Sin la identificación de este material es difícil precisar más su edad. Debido a que sobreyacen a la Fm. Gamuza e infrayacen a la Fm. La Ciénega datada como Cámbrico inferior (Tomotiano) su edad puede considerarse como Proterozoico tardío.

En California la Fm. Johnnie presenta estromatolitos que de acuerdo con Cloud y Semikhatov (1969) y Howell (1971) representaría al Véndico. Entonces, la unidad infrayacente denominada Dolomita Noonday que a su vez sobreyace a la diamicitita que suprayace a la porción superior del Grupo Pharump y la Cuarcita Stirling que suprayace a la Fm. Johnnie e infrayace a la Fm. Wood Canyon

portadora de arqueociatidos pueden ser en conjunto referidos como del Proterozoico tardío. En Arizona, la Fm. Galeros y la Fm. Kwagnut del Grupo Chuar portan estromatolitos semejantes a los de la Fm. Johnnie de California indicando también una edad de Proterozoico tardío.

Visto así el cuadro bioestratigráfico de estas áreas precámbricas, puede afirmarse que la correlación entre California y Arizona al menos en cuanto a relacionar sedimentos sincrónicos es correcta. Por otra parte, la correlación de los afloramientos de Caborca con cualquiera de estas dos áreas, debe únicamente incluir a las Fms. Papalote y Tecolote presumiblemente del Proterozoico tardío y no a toda la sección precámbrica como lo hacen Stewart y colaboradores (1984). La correlación realizada por estos autores es entendible si se toman en cuenta únicamente las observaciones sobre la estratigrafía física y se deshechan las paleontológicas. Una de las observaciones paleontológicas realizadas por ellos corresponde al hallazgo de un pseudofósil al que refieren erróneamente como ichnofósil en la Fm. Clemente, mismo que identifican como *Bergaueria* Hofman y Aitken 1981. Por la presencia del mismo suponen una edad Véndica para la secuencia sedimentaria (McMenamin et al. 1983 y Stewart et al., 1984). A este respecto es conveniente apuntar que Hofman (1981) refiere a este dubiofósil dentro del Helikiano-Hardiano temprano (1700-800 m.a.a.p.) por lo que es difícil explicar la asignación anterior, ya que debido a su posición estratigráfica, su presencia reforzaría de alguna forma la adscripción de los sedimentos de Caborca (Fm. El Arpa a Fm. Gamuza) a la parte superior del Proterozoico medio. Debe insistirse también en que este dubiofósil está escasamente representado ya que sólo se conocen tres ejemplares que podrían facil-

mente confundirse con estructuras primarias producidas por flujos de corrientes, que son muy abundantes en el mismo horizonte. En cuanto a las observaciones de estratigrafía física, resulta interesante el hecho de que el miembro Rainstorm de la Fm. Johnnie de California parece ser identificable con las unidades 4 a 6 de la Fm. Clemente de Sonora, además de que la Cuarcita Pitiquito, Fm. Gamuza y Cuarcita Tecolote aparentemente se correlacionan con la Cuarcita Stirling. En cuanto a las formaciones inferiores de Sonora que son más terrígenas (Fms. El Arpa, Caborca y unidades 1 a 3 de la Fm. Clemente) su correlación es más difícil, aunque guardan cierta similitud con la Dolomita Noonday (Stewart et al. 1984).

Stewart y colaboradores (1984) al observar estas similitudes físicas, establecieron las correlaciones arriba señaladas, sin embargo de acuerdo a la revisión bioestratigráfica efectuada, se considera que dicha correlación no es válida ya que las unidades de una y otra área tienen edades diferentes. De acuerdo con la bioestratigrafía parecería más conveniente intentar correlacionar California y Arizona cuyos sedimentos son sincrónicos, aunque sus características físicas son marcadamente diferentes.

También es importante resaltar que si los sedimentos de California y Sonora son diferentes en edad, la inclusión de esta secuencia precámbrica dentro del modelo del Mojave-Sonora Megashear de Silver y Anderson (1974) debería revisarse.

Por último y aunque no se cuenta con datos suficientes en la actualidad para argumentar la siguiente hipótesis, se cree conveniente señalar la gran semejanza que existe entre los estromatolitos de Sonora y aquellos de algunas localidades rusas. Krylov en 1981 comentó a Cevallos

sin asegurar nada lo llamativo de esta semejanza, además colectó muestras para efectuar comparaciones, sin embargo hasta el momento no se conocen los resultados obtenidos en éste trabajo. La semejanza con las formas rusas, así como la discrepancia en edades con California y Arizona permiten pensar aunque suena muy especulativo, que la secuencia sedimentaria precámbrica de Caborca tiene cierta relación con algunos afloramientos rusos.

X. GEOLOGIA ECONOMICA.

En el presente trabajo no se pretendió hacer prospecciones de Geología económica en los sedimentos Precámbricos de Caborca Sonora. No obstante se considera de interés comentar someramente acerca de los yacimientos minerales donde las Estromatolitas se encuentran presentes. Su estudio no solo ha sido de importancia Paleobiológica y Estratigráfica sino también se ha introducido a la Geología económica. Grandes depósitos minerales se encuentran relacionados a ellos (Mendelshon - 1974). Y son principalmente constituidos por depósitos estratiformes. Las rocas encajonantes consisten de dolomitas, calizas, argilitas también pueden participar arenas y sedimentos más gruesos y en algunos lugares son comunes las intercalaciones de rocas volcánicas. Contemplándose edades que varían del proterozoico al fanerozoico temprano (2600-500 m.a) además se ha sugerido que los estromatolitos alcancen su máximo desarrollo durante ese tiempo (Glassner, 1968).

En la región de Caborca Sonora, las rocas Precámbricas muestran extensos biohermas estromatolíticas, presentando facies de cuencas intracratónicas, dando lugar a similitudes en las condiciones litoestratigráficas, paleobiológicas y cronológicas con las rocas que encajonan a los depósitos minerales estratiformes.

Cabe mencionar que las rocas Precámbricas son geoquímicamente anómalas en Au y Cu (A. Rosas Com. ral).

Algunas secuencias sedimentarias del sur de Caborca, dada las condiciones que presentan es recomendable hacer un muestreo sistemático ya que existen varias áreas donde se presentan mineralizaciones importantes.



EL SABER DE MIS HIJOS
PARA MI GRANDEZA

BIBLIOTECA
DE CIENCIAS EXACTAS
Y NATURALES

DESCRIPCION DE LAS FIGURAS

Fig. 1 Mapa de localización del área de trabajo mostrando las principales localidades visitadas (Modificado, de Stewart y Colaboradores, 1984).

Fig. 2 Tabla con la que se muestra los diferentes esquemas Estratigráficos propuestos por el Area de Caborca. El esquema utilizado en éste trabajo pertenece a Stewart y colaboradores, 1984, que a los autores parece ser lo mas completo y representativo del área.

Fig. 3 Mapa Geológico de la Sierra del Viejo, mostrando las Secciones y colecciones realizadas para la elaboración de este trabajo.

Fig. 4 Estromatolitos representativos del área.

a) Eje central Conophyton en los Cerros San Agustín, Formación Gamuza.

b) Conophyton y Stratifera en la Formación Papalote de la Sierra del Viejo.

c) Conophyton en los Cerros San Agustín vista en corte Transversal.

d) Jacutophyton En la Sierra del Viejo de la porción noroeste (NW) de la Sierra del Viejo.

e) Estromatolito con ramificación Subparalela de los Cerros San Agustín.

f) Estromatolito tipo Tungussido de la Formación Gamuza en el Cerro Clemente.

g) Estromatolitos del tipo Colonnella en los Cerros de la Ciénega, mostrandose en ocasiones ligeramente elongados.

Fig. 5

a) Esquema mostrando la correlación entre los dos diferentes ensamblajes de estromatolitos en la Formación Gamuza, la línea quebrada en A representa movimientos relativos de la línea de Costa debido a movimientos Eustáticos

b) Posición relativa de los estromatolitos en la Plataforma continental con relación al nivel de energía que controla de manera principal su macroestructura.

Fig. 6

a) Tabla mostrando el rango estratigráfico de los diferentes tipos de fósiles reportados para Arizona, California y Sonora. El círculo cuadrado o triangulo indican el nivel en el que han sido reportados estos de acuerdo a datos bibliográficos y puede ser relacionado con alguna Formación de la Tabla B

b) Formaciones de las 3 áreas comparadas colocadas de acuerdo a la edad sugerida por su registro fósil.

Nótese que el Proterozoico medio de Sonora es mas joven que el de California y Arizona.

Fig. 7 Columnas estratigráficas representativas de las 3 áreas en discusión.

La de Arizona es una columna compuesta. No se marcan relaciones pues de acuerdo con este trabajo las correlaciones hechas por otros autores no son válidos y las posibles correlaciones propuestas en este trabajo deben estudiarse aun mas.

Fig. 8 Fotografía mostrando un plano de cabalgadura que buza -- hacia el E. Parte NW del área de estudio.

Fig. 9 Fotografía mostrando una -- sección en donde puede observarse la relación existente entre rocas mesozoicas y Precámbricas.

Fig. 10 Mapa esquemático de México y América Central, mostrando -- bloques y algunas estructuras regionales.

Fig. 11 Proyección oblicua mercator de la reconstrucción de la placa tectónica de América Central y - la Región del Golfo de México y mar caribe durante el Mioceno -- (8 m.a.)

Fig. 12 Proyección oblicua mercator de la reconstrucción de la placa tectónica de América Central y - la Región del Golfo de México y Mar Caribe, durante el Cretácico (± 95 m.a.)

A G R A D E C I M I E N T O S

Agradecemos sinceramente toda la ayuda prestada en el desempeño de este trabajo, al Departamento de Geología de la Universidad de Sonora...

...y en general al personal que labora en el Instituto de Geología, UNAM (Delegación Noroeste)...

...en especial a los geólogos Mariano Morales M. y Carlos Gonzáles León por sus opiniones durante los recorridos del Area.

...A los compañeros estudiantes del Departamento de Geología de la Universidad de Sonora, que colaboraron activamente en el trabajo de campo...

...Al Ing. Jaime Roldán Q. por sus acertadas críticas, durante el desarrollo de este estudio.

...Al Biólogo Sergio Cevallos por su acertada dirección

...A todas aquellas personas que de una u otra forma intervinieron en la realización de esta Tesis.

...Y un profundo agradecimiento a todos nuestros familiares que siempre supieron alentarnos en nuestros estudios.

BIBLIOGRAFIA (REFERENCIAS)

- ANDERSON, T.H. and SILVER, L.T., 1970. Reconnaissance Survey of Precambrian rocks. Northwestern Sonora, México, Geol. Soc. Amer. Abstr. Vol. 2(7): 484.
- ANDERSON, T. and SILVER, L., 1971. Preliminary History of the Precambrian rocks, Bamori Region Sonora. Abstract G.S.A.
- ✗ - 1974, Late Cretaceous Plutonism in Sonora Mexico and its relationship to circum Pacific Magmatism. Abstracts G.S.A.
- ANDERSON, T.H., J.H. ELLS and L.T. SILVER, 1978. Rocas precámbricas y paleozóicas de la región de Caborca, Sonora, México. J. Roldán-Q. y G.A. Salas (Eds.). Primer Simposio sobre la Geología y Potencial Minero en el Estado de Sonora. Univ. Nal. Auton. México, Inst. Geol., p. 5-34
- ANDERSON, C.A. and SILVER, L.T., 1979. The role of the Mojave-Sonora Megashear in the Tectonic evolution of Northern Sonora in Anderson, Thomas H. and Roldán-Quintana J., Geology of Northern Sonora, Guidebook-Field Trip #27 - Prepared for the 1979, Annual Meeting: The Geological Society of America, p. 59-68.
- ARELLANO, A.R.V., 1956. Relaciones del Cámbrico de Caborca, especialmente con la base del Paleozoico. Tomo II parte II. Australia-América XX Congreso de Geología Internacional, Vol. 50, p. 697-759.
- ATWATER, T., 1970. Implications of plate tectonics for the Cenozoic Tectonic Evolution of Western North America Geol. Soc. Amer. Bull. V. 81, p. 3513-3536.
- BENMORE, W.C., 1978. Stratigraphy, Sedimentology and Paleocology of the Paleophytic or earliest Phanerozoic Johnnie Formation, eastern California and Southwestern Nevada, Santa Barbara, University of California Tesis doctoral 243 p.p. (Inédita).
- BERTRAND - SARFATI, J. et WALTER, M.R., 1981. Stromatolite biostratigraphy Precambrian Research 15:353-371.
- CAMERON, C.S., 1981. Geology of the Sugar Loaf and Delmar, Massachusetts Institute of Technology, tesis doctoral, 399. (Inédita).
- CEVALLOS - FERRIS, S. y R. WEBER, 1980. Arquitectura, Estructura y ambiente de depósito de algunos estromatolitos del Precámbrico Sedimentario de Caborca, Sonora. Univ. Nal. Auton. México, Inst. Geol. Revista 4(2): 97-103.
- CEVALLOS - FERRIZ, S. 1981. Observaciones sobre los estromatolitos del Precámbrico tardío de las capas Gamuza de la región de Caborca, Estado de Sonora. Univ. Nal. Autón. de México, Fac. Ciencias, Tesis Profesional 29 p.p. (Inédita).
- CEVALLOS - FERRIZ, S., A. SALCIDO-REYNA y A. PELAYO-LEDESMA, 1983. Comentarios sobre una nueva sección del Precámbrico de Sonora, los estromatolitos y su importancia en estos estudios. Univ. Nal. Auton. México. Inst. Geol. Revista.
- CLOUD, P. y M.A. SEMIKHATOV, 1969. Proterozoic stromatolite zonation Am. J. Sci. 267: 1017-1061.

- COOPER, G.A. y ARELLANO, A.R.V., 1946, Stratigraphy near Caborca, Sonora, México, Bull. AA. P.G. V.30, p. 608-611.
- et al. 1954, Geología y Paleontología en la Región de Caborca, NW de Sonora, Bol. 58, Inst. de Geol., UNAM, p. 259 y Figs. 1ra. Parte.
- COOPER, G.A., ARELLANO, A.R.V., JOHNSON, J.H., OKOITH, V., STOYANOW, A., and LOCHMAN, C., 1952. Cambrian Stratigraphy and paleontology near Caborca, Northwest Sonora, México: Smithsonian Misc. Coll. P. V. 119, 184 p.
- COOPER, G.A., DUNBAR, C.O., DUNCAN, H., MILLER, A.K., and KNIGHT, J.B., 1953. Permian fauna at El Antimonio, western Sonora, México: Smithsonian Misc. Coll., V. 119, 106 p.
- DAMON, P.E. et al., 1962. Edad del Precámbrico anterior y de otras rocas del zócalo de la región de Caborca Altar de la parte N-W del Estado de Sonora. Estudios Geocronológicos de Rocas Mexicanas. Parte II, Inst. Geol., UNAM, Bol. 64, p. 11-44.
- DREWES, H., 1976. Laramide Tectonics from Paradise to Hells Gate, South eastern Arizona, Arizona Geological Society Digest. Vol. 10, p. p. 151-169.
- EASTON, W.H., et al., 1958. Mississippian fauna in N-W Sonora, Smithsonian Miscellaneous Collections Vol. 119, No. 3, 87 p. y Láminas.
- EELLS J.L., 1972. The Geology of the Sierra de la Berruga, northwestern Sonora México. San Diego State College, tesis de maestría 27 (Inédita).
- EUGSTER, H.P., et CHOU I.M., 1973. The depositional environments of precambrian iron-formations. Econ. Geol. 68: 1144-1168.
- FENTON, C.L. y FENTON M.A., 1933. Algal reefs or bioherms in the Belt series of Montana. Geol. Soc. Amer. Bull. 44: 1135-1142.
- FENTON, C.L. y FENTON M.A., 1939. Early algal as environment indicators and index fossils. Pan. Am. Geol. 71(1); 46-47.
- FORD, T.D. y W.J. BREED, 1973. Late Precambrian Chuar Group., Grand Canyon Arizona. Geol. Soc. Amer. Bull. 84:1243-1260
- GAMPER M.A. y LONGORIA, J.F., 1979. Sobre la ocurrencia de estromatolitos en la secuencia del cuadrángulo Pitiquito-La Primavera, NW de Sonora, Bol. Dpto. Geol. UNISON 1(2): 95-104.
- GEVIRTZMAN, D.A., J.F. MOUNTY P.W. SIGNOR, 1982. Paleoenvironments of a Newly discovered tommotian Fauna in Esmeralda Country, Nevada Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr. 14:165.
- GLAESSNER, N.F., 1969. Trace Fossils From the Precambrian and basal Cambrian Lethaia 2:369-393.
- GONZALEZ M.A., 1980. Geología de los Cerros El Arpa y Gamuza Mpio. de Pitiquito, Son., Tesis Profesional UNI-SON. (Inédito).
- HAYAMA Y. and SILVA, D. 1976. Reporte Geológico de las rocas del Precámbrico temprano en el macizo del Cerro Berruga, cerca del Rancho Bámori al Sur de Caborca, NW de Sonora. Consejo de Recursos Minerales.

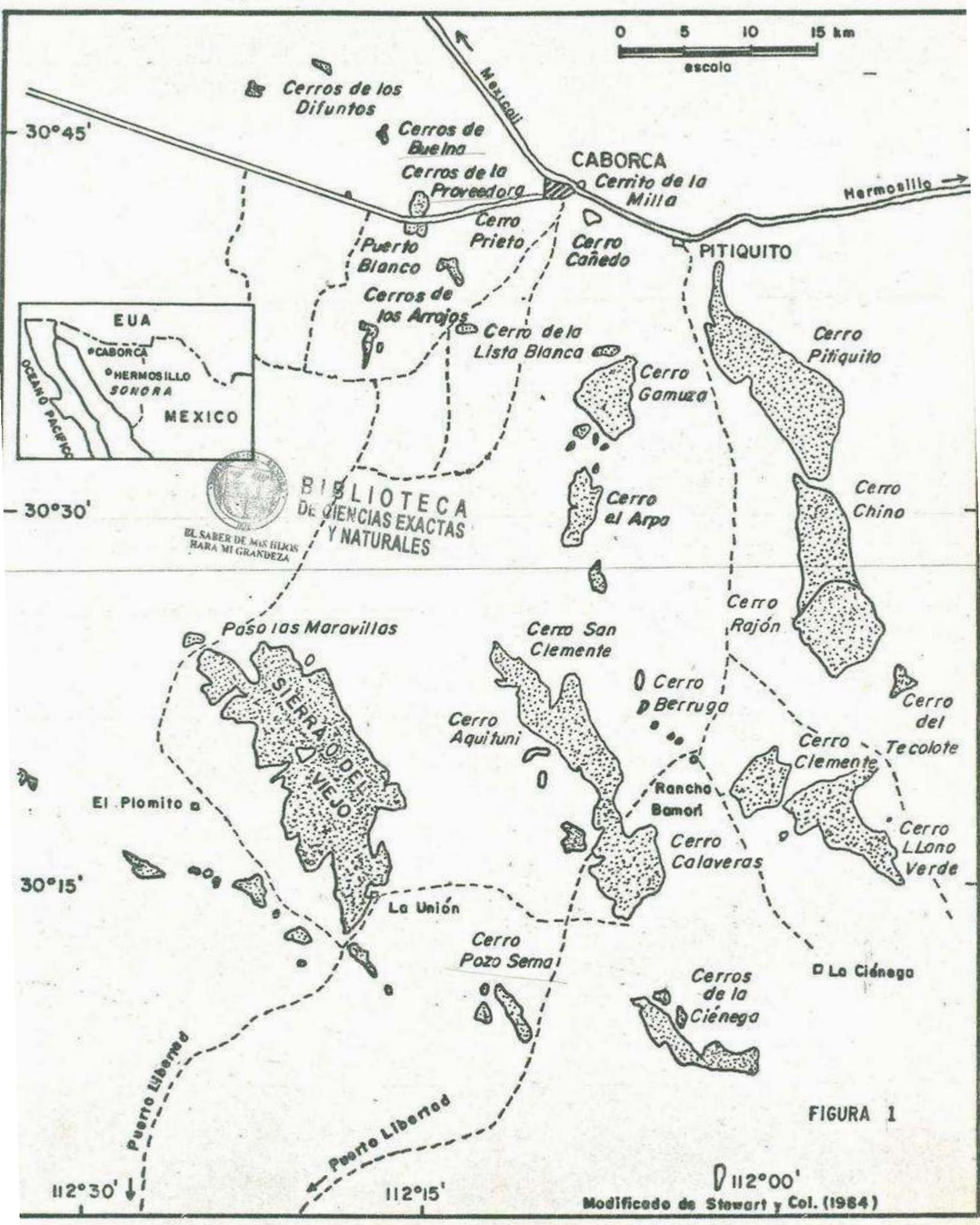
- HOFMANN, H.J., 1981. Precambrian Fossils in Canada-the 1970. in retrospect. In Proterozoic Basin of Canada F.H.A. Cambell (Ed). Geol. Sur. Can Paper 81-10, p. 419-443.
- HOFMANN, H.J., 1982. J.W. Dawson and 19th century Precambrian Paleontology. 3th North American Paleontological Convention, Proceedings 1:243-249.
- HORODYSKI, R.H., 1982. Sedimentology and stromatolitos of the Belt supergroups, Glacier National Park, Montana. 16.6P. Development and interactions of Precambrian Lithosphere, biosphere and stmosphere, joint meeting of proyects 157 and 160. Abstracts. P.A.
-1983. Baicalia-Conophyton Stromatolite cycles in the middle Proterozoic Siyeh Liimestone, northwestern Montana, G.S.A., Annual Neeting, Abstracts, p. 598.
- HOWELL, D.G., 1971. A Stromatolite from the Proterozoic Pabrump Group eastern California J. Paleontol. 45:48-51.
- JAMES, H.L., 1954. Sedimentary facies of iron-formation. Econ. Geo. 49:235-293.
- KING, R.E., 1939. Geological Reconaissance in Northern Sierra Madre Occidental of México. Bull. Geol. Soc. Amer. V. 50, No. 11, p. 1625-1722.
- KOENKEN, P.J., 1976. Petrology of Anorthosites from two Localities in Northwestern Sonora, México, University of Southern California. Thesis.
- KOMAR, V.A., RAABEN, M.E. y SEMIKITATOV, M.A., 1965. Los Conophyton de la URSS y su estratigrafía. Akad Nauk sssR, Geol. Inst. 131, 73 pp.
- KOMAR, V.A., 1966. Upper Precambrian Stromatolites in the north of Siberian Platforma and their stratigraphic significanse. Afad Nawk. S.S.S.R. Inst. Geol. Trudy 154:122 pp. (En ruso).
- KOROLYUK, I.K., 1963. Stromatolites of the late Precambrian. In Upper Precambrian Stratigraphy of the URSS. Edited by B.M. Keller. Moscu, Gozgcó Hekhizdat 2:479-498.
- KRAMER, L.A., 1976. The age of Basin. Range Faulting in Arizona. Arizona Geological Society Digest. Vol. 10 pp. 229-249.
- KRYLOV, I.N. 1975. Riphean and Phenerozoic stromatolites in the U.R.S.S. Akad. Nauk. S.S.S.R. Inst. Geol. Trudy 274:20g PP (En ruso).
- LANGILLE, G.B., 1974. Problematic calcereous fossils from the Stir ling Quarzite Funeral Mountains, Inyo Contry, California. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr. 6:204-205.
- LICARU G.R., 1978. Biogeology of the Late Pre-Phanerozoic Beck Spring Dolomite of Eastern California J. Paleo 52(4): 767-792.
- LONGORIA, J.F., M.A. GONZALEZ, J.J. MENDOZA y U.A. PEREZ, 1978. Consideraciones estructurales en el cuadrángulo Pitiquito-La Primavera. NW de Sonora Bol. Depto. UNISON 1:61-67.
- LONGORIA, J.F. y PEREZ, V.A., 1978. Bosquejo Geológico de los Cerros Chino y Rajón, Cuadrángulo Pitiquito-La Primavera (NW de Sonora). Bol. Depto. Geol. UNI-SON. Vol. 1(2) pp. 119-144.

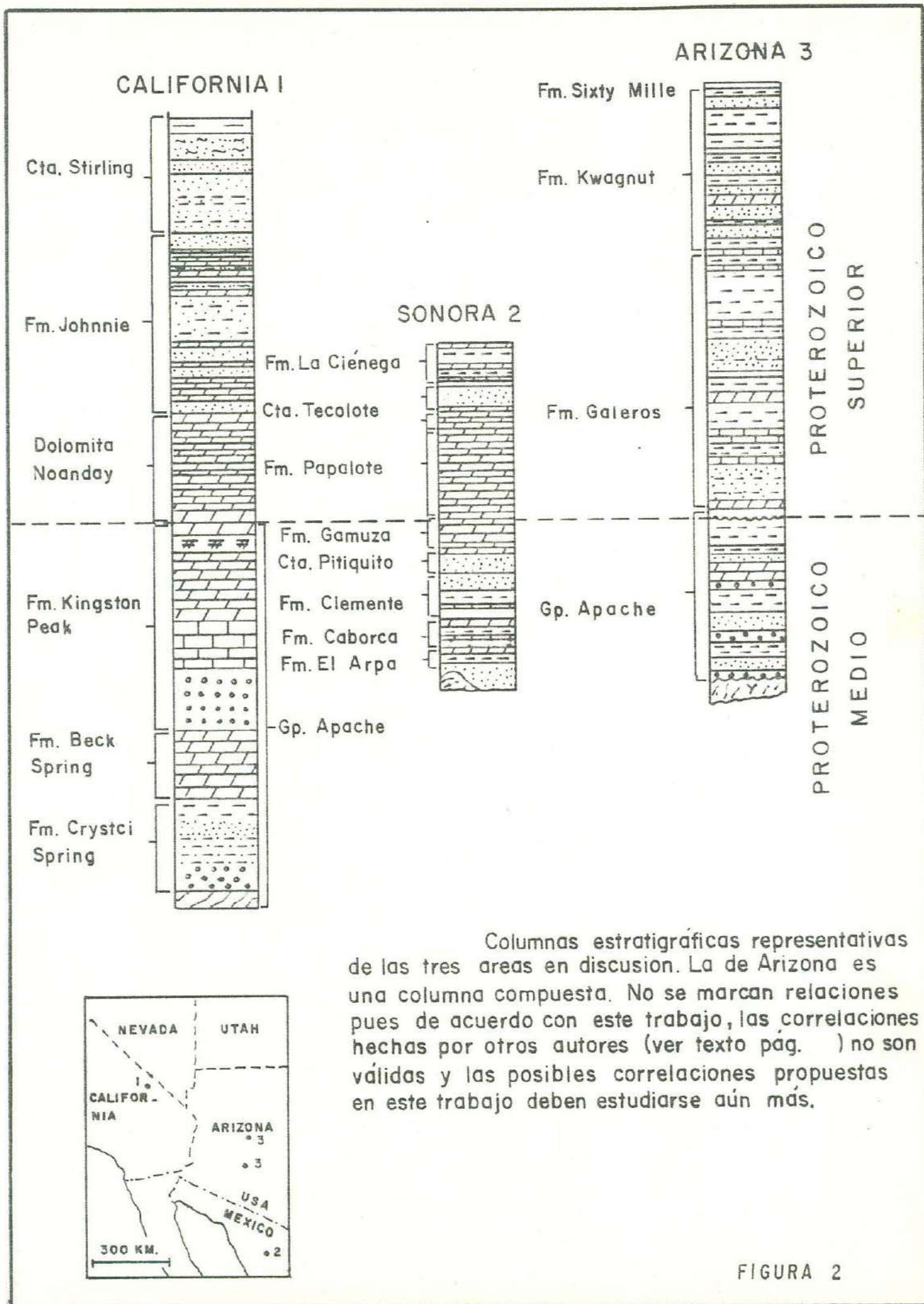
- LONGORIA, J.F. y GONZALEZ, M.A. 1979. Estudios estratigráficos-estructurales en el Precámbrico de Sonora: Geología de los Cerros Gamuza y el Arpa. Bol. Depto. Geol. UNI-SON 2(1): 106-14g.
- MCMENAMIN, M.A.S., 1982. Precambrian Conical Stromatolites From California and Sonora. Southern Calif. Paleont. Soc. Bull. 14 (9-10). 103-105.
- MCMENAMIN, M.A.S., S.M. AWRAMIK y J.H. STEWART, 1983. Precambrian, Cambrian Transition problem in western North America: Part II Early Cambrian Skeletonized fauna and associated fossils from Sonora, México. Geology 11:227-234.
- MENDOZA, J.J. 1979. Estudio Geológico de los Cerros Pitiquito NW de Sonora, México Tesis Profesional. I.P.N. pp. 86.
- MERRIAM, R. 1972. Reconnaissance Geologic Map of the Sonora Quadrangle Northwest Sonora, México. Bol. Geol. Soc. of America. V. 83, No. 11, p. 3533-3536.
- MERRIAN, R. y EELLS J.L., 1978. Reconnaissance Geologic map of the Caborca Cuadrangle, Sonora, México. Bol. Depto. Geol. UNI-SON. Vol. 1(2), p. 87-94.
- MONTY, D.L., 1973. Les Nodules de manganese sont des stromatolithes oceaniques C.R. Somm. Acad. Scie. Paris, Series D 276, p. 3285-3288.
- MORALES, M.M., 1982. Geología Regional de las áreas de Santa Ana y La Ciénega con énfasis en la estratigrafía y la estructura. Tesis Profesional UNISON. (Inédita).
- PREISS, W.V., 1976. Intercontinental correlations. In M.B. Walter (Ed). Stromatolites. Elsevier.
- PREISS, W.V., 1977. The biostratigraphic Potencial of Precambrian stromatolites Precambrian Res. 5:207-219.
- REZAK, R., 1957. Stromatolites of the Belt Series in Glacier National Park and Vicinity, Montana. U.S.G.S. Professional paper 294-D, 40 pp.
- SEMIKHATOV, M.A., 1976. Experience in stromatolite studies in the U.R. S.S. in M.R. Walter (Ed). Stromatolites Elseries, Amsterdam pp. 337-357.
- STEWART, J.H., 1970. Upper Precambrian and lower Cambrian strata in the souther Great Basin, California and Nevada. U.S.G.S. Professional Paper 620, 206 pp.
- STEWART, J.H., M.S.A., MCMENAMIN Y J.M. MORALES-RAMIREZ, 1984. Upper Proterozoic and Cambrian rocks in the Caborca Region, Sonora México. Physical Stratigraphy, bioestratigraphy, Paleocurrent studies and regional relations. U.S.G.S. Professional Paper 1309 (En prensa).
- STOYANOW, A., 1942. Paleozoic Paleogeography of Arizona. Geol. Soc. Amer. Bull. M. 53, p. 1255-1282.
- WEBER, R.S. CEVALLOS-FERRIZ, A. LOPEZ-CORTEZ, A. OLEA-FRANCO y S. SINGER SOCHET, 1979. Los estromatolitos del Precámbrico tardío de los alrededores de Caborca, Estado de Sonora, I: Reconstrucción de Jacutophyton Shepvalova e interpretación paleoecológica preliminary Univ. Nal. Auton. México, Inst. de Geol.

RB T899

Revista 3(1) 9-23.

- WEBER, R. y S. CEVALLOS-FERRIZ, 1980. El significado bioestratigráfico de los estromatolitos del precámbrico sedimentario de la región de Caborca, Sonora, Univ. Nal. Autón. México, Inst. de Geol. Revista 4(2): 104-110.
- WEBER, R., A. ZAMBRANO-GARCIA y F. AMOZURRUTIA-SILVA, 1980. Nuevas contribuciones al conocimiento de la tafoflora de Formación Santa Clara (Triásico Tardío) de Sonora. Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geol. Revista. 4(2):125:137.





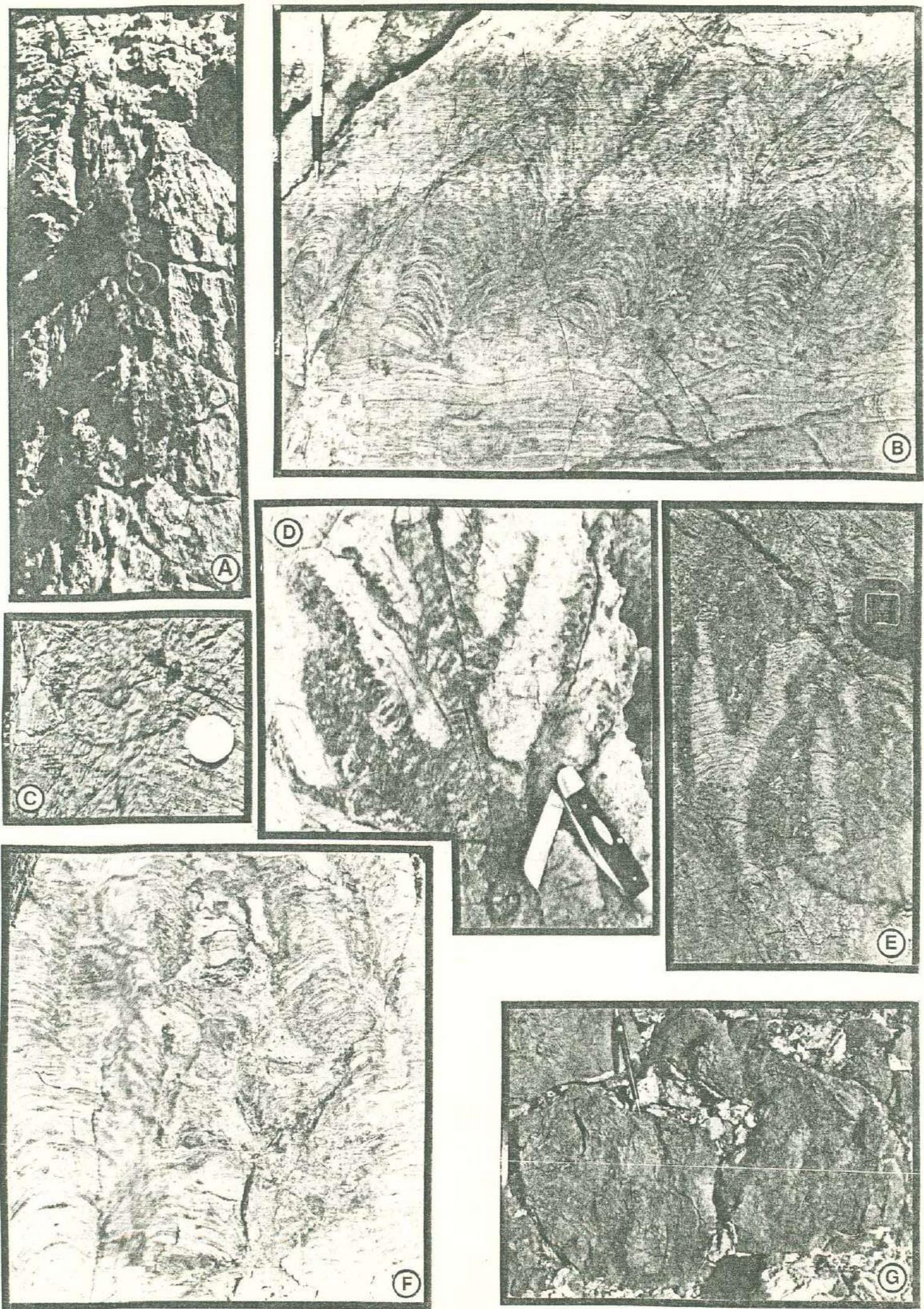


FIGURA 4

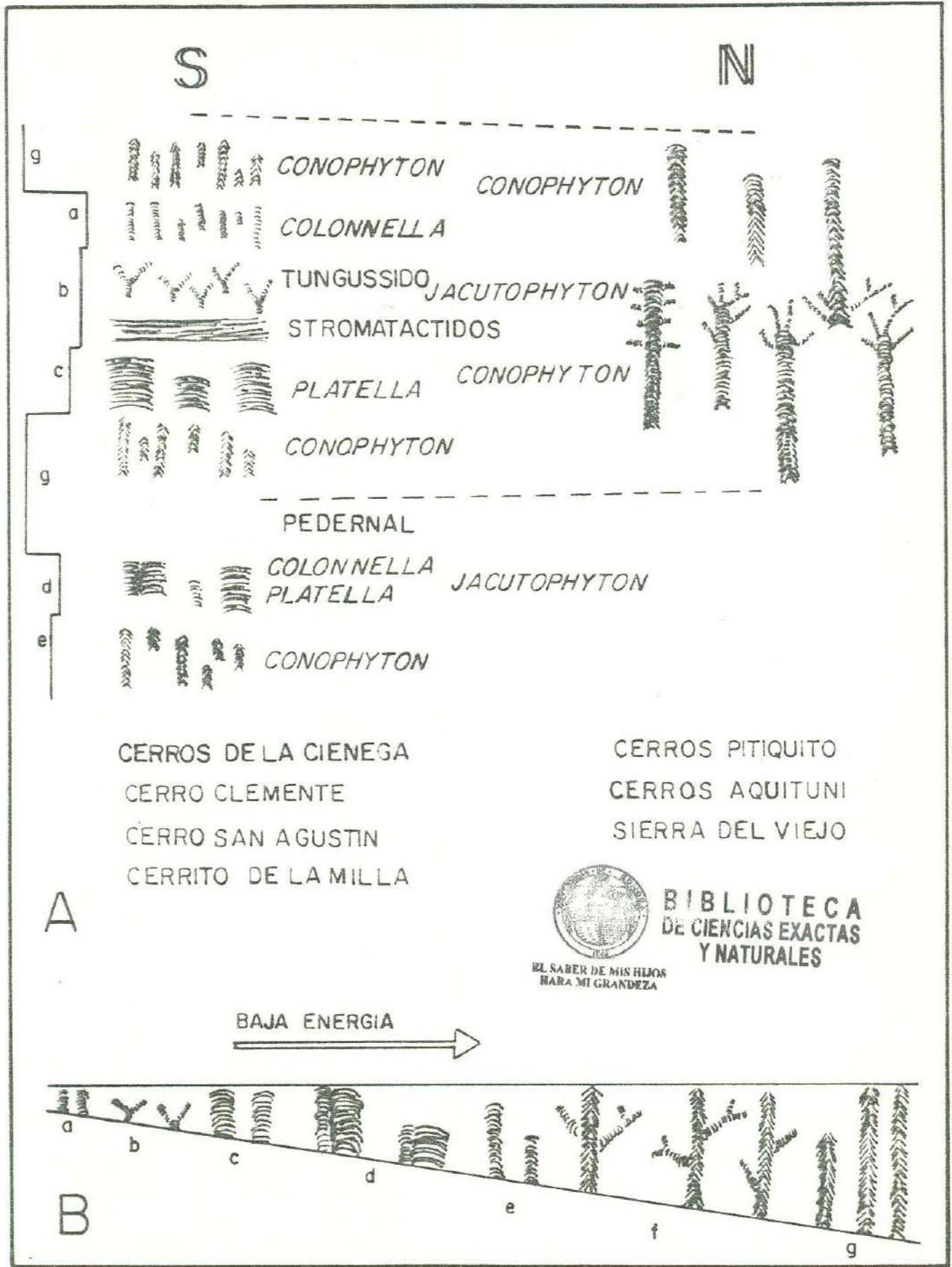


FIGURA 5

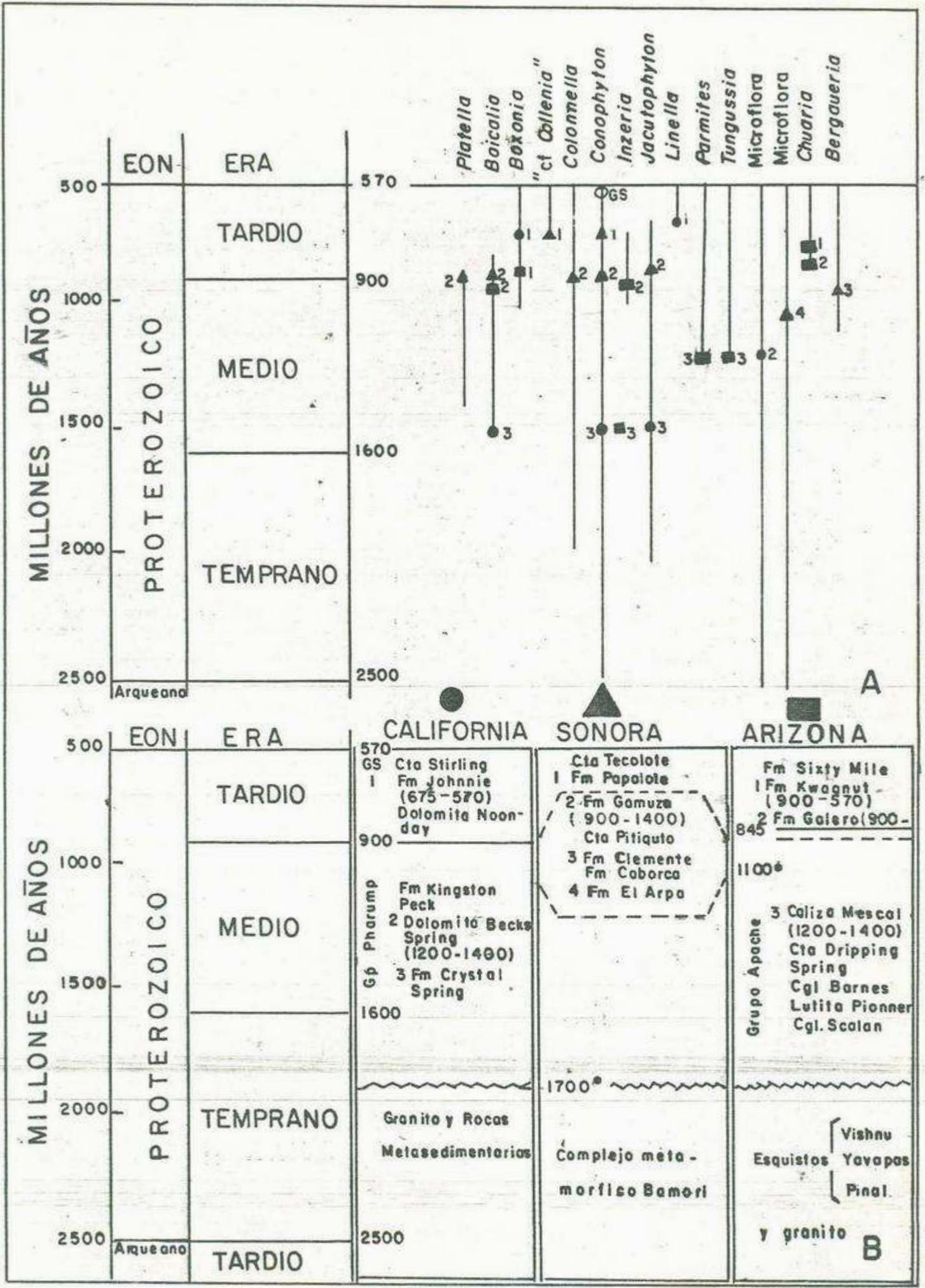
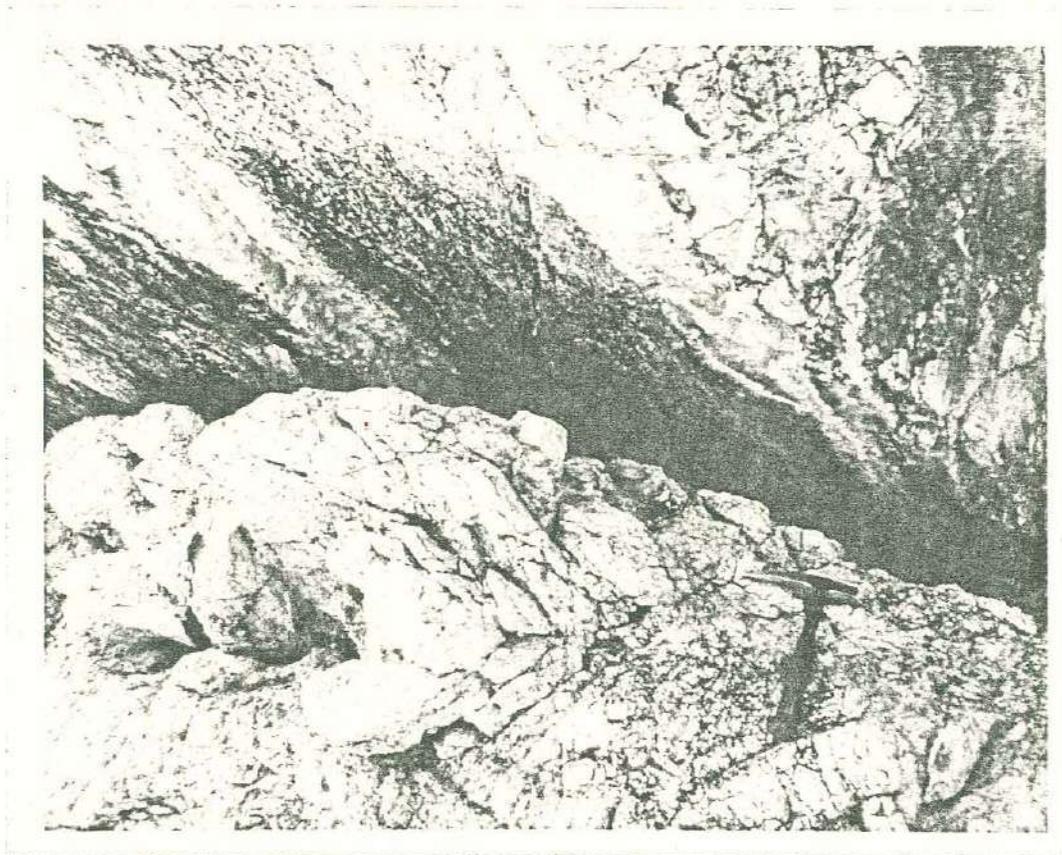


FIGURA 6

Eells (1972)	Longoria y Gonzalez (1979)	Stewart (1983)	
Archeocyathids			
Unidades 12  4	GRUPO GACHUPIN	Formación La Ciénega Cuarcita Tecolote Formación Papalote Formación Gamuza Cuarcita Pitiquito Formación Clemente Formación Caborca Formación El Arpa	Fauna primitiva esquelotonizada <u>Nemiana simplex</u> <u>Conophyton</u> estromatolito estratiforme <u>Collenia</u> <u>Platella</u> <u>Colonnella</u> <u>Conophyton</u> estratiforme <u>Jaculophyton</u> tungussido
Unidades 2 y 3	Formación Gamuza	Formación Gamuza	
Unidad 1	Formación Pitiquito	Cuarcita Pitiquito	
No Expuesta	No expuesta	Formación Clemente	Trazas fósiles <u>Zoophycus</u>
Rocas Metamórficas	Complejo metamórfico Bamori y Granito Aibo	Formación Caborca Formación El Arpa	Filamentos algales <u>Eomyceptosis</u>

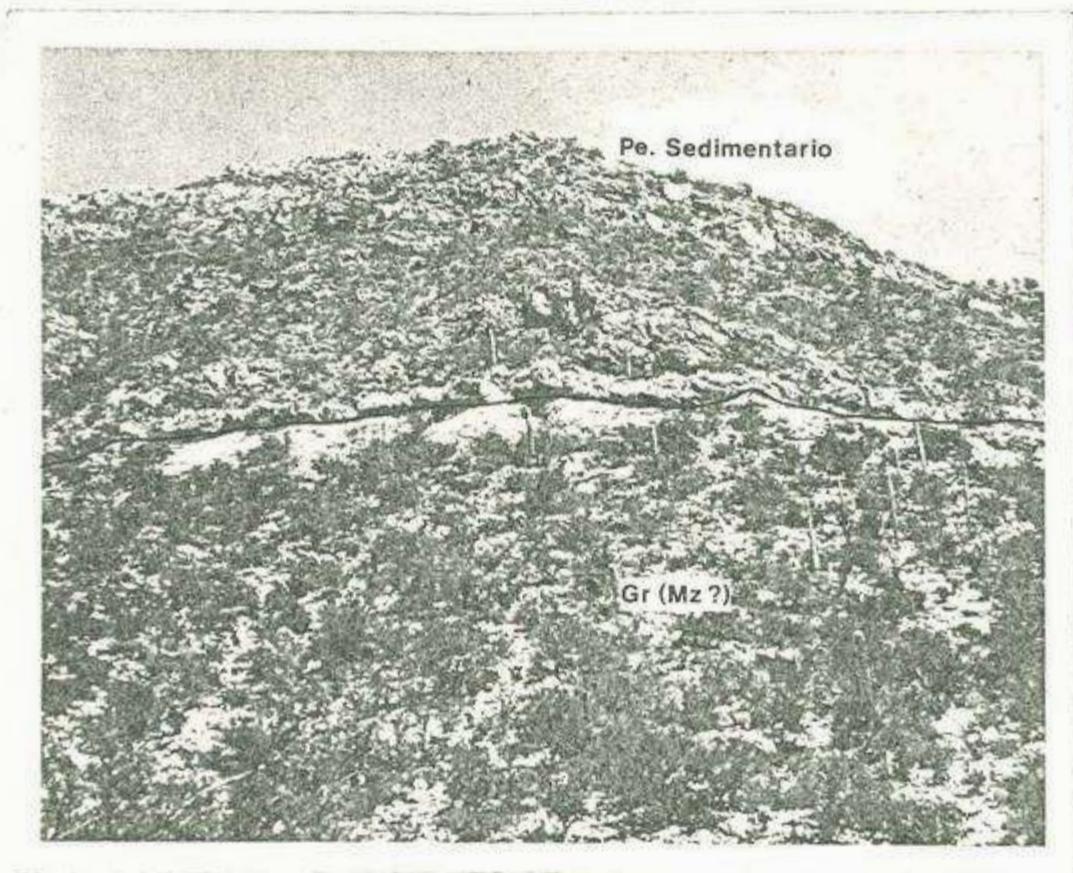
FIGURA 7



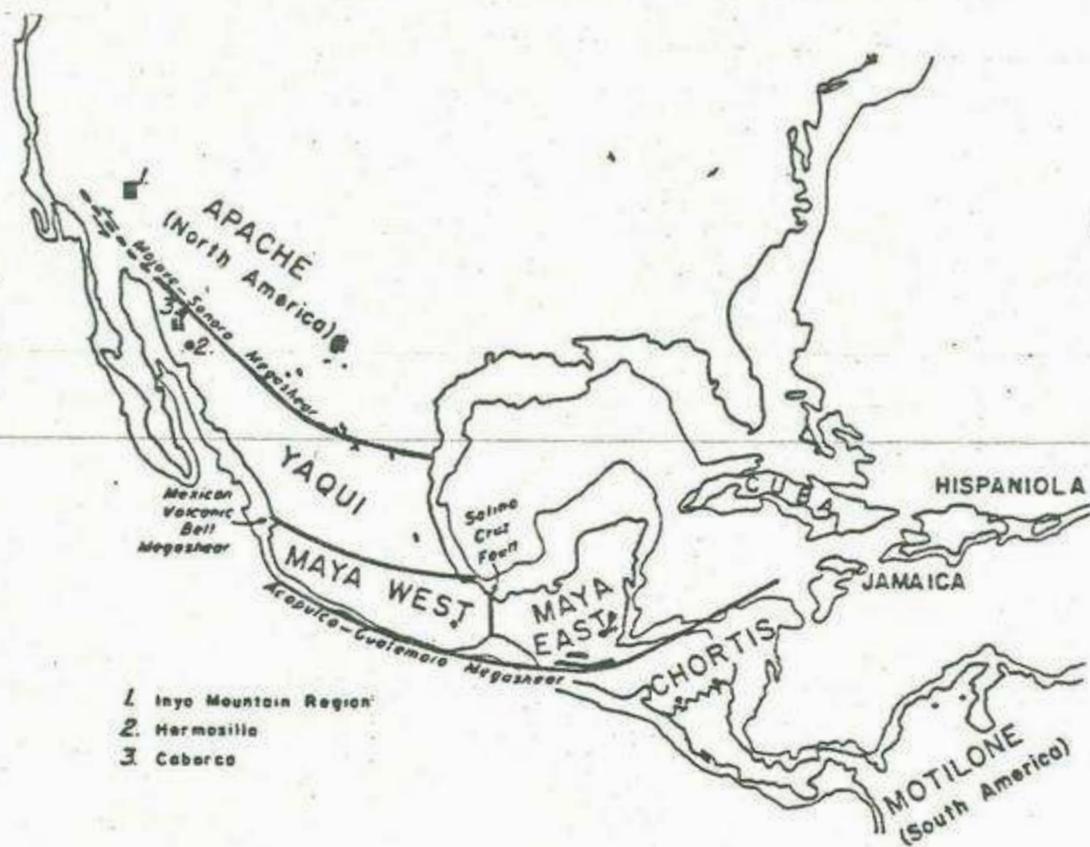
**BIBLIOTECA
DE CIENCIAS EXACTAS
Y NATURALES**

**EL SABER DE MIS HIJOS
HARA MI GRANDEZA**

Fotografía tomada en la parte NW del área muestra un plano
(con estrias horizontales) que buza hacia el Este.



Fotografía que muestra la relación que guardan las rocas
Mesozóicas y Precámbricas



MAPA ESQUEMATICO DE MEXICO Y AMERICA CENTRAL, MOSTRANDO BLOQUES Y ALGUNAS ESTRUCTURAS REGIONALES, LOS NUMEROS INDICAN AFLORAMIENTOS FOSILIFEROS DEL PALEOZOICO MEDIO Y TARDIO.

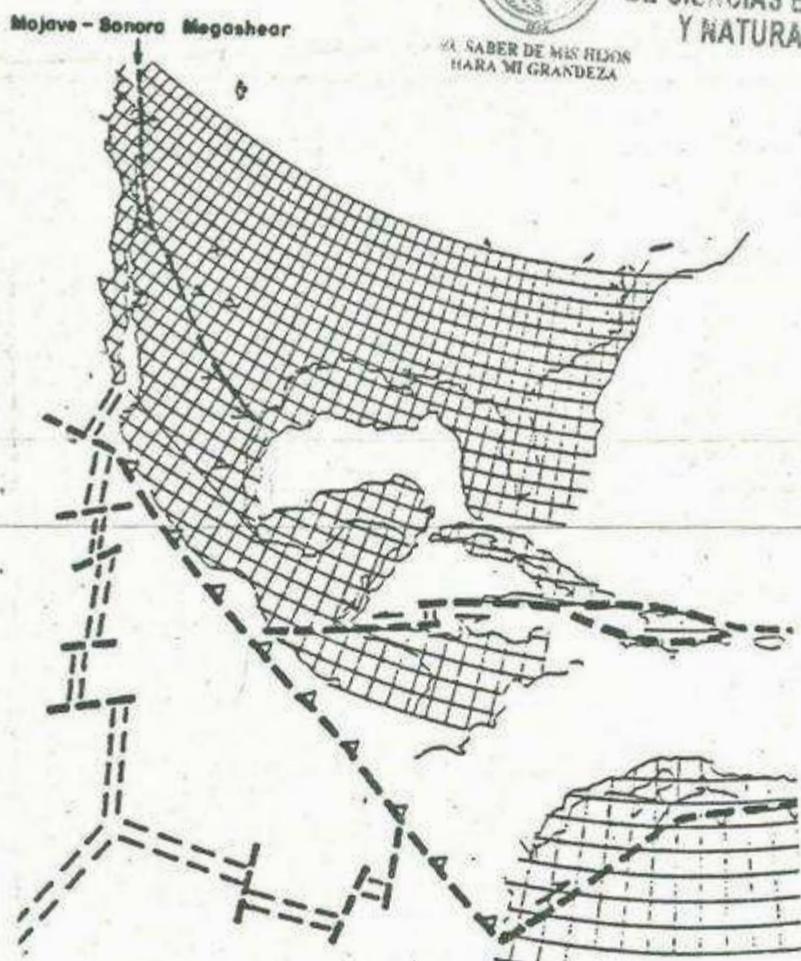
TOMADO DE ANDERSON Y SCHMIDT (1983)

FIGURA 10



BIBLIOTECA
DE CIENCIAS EXACTAS
Y NATURALES

EL SABER DE MIS HIJOS
HARA MI GRANDEZA

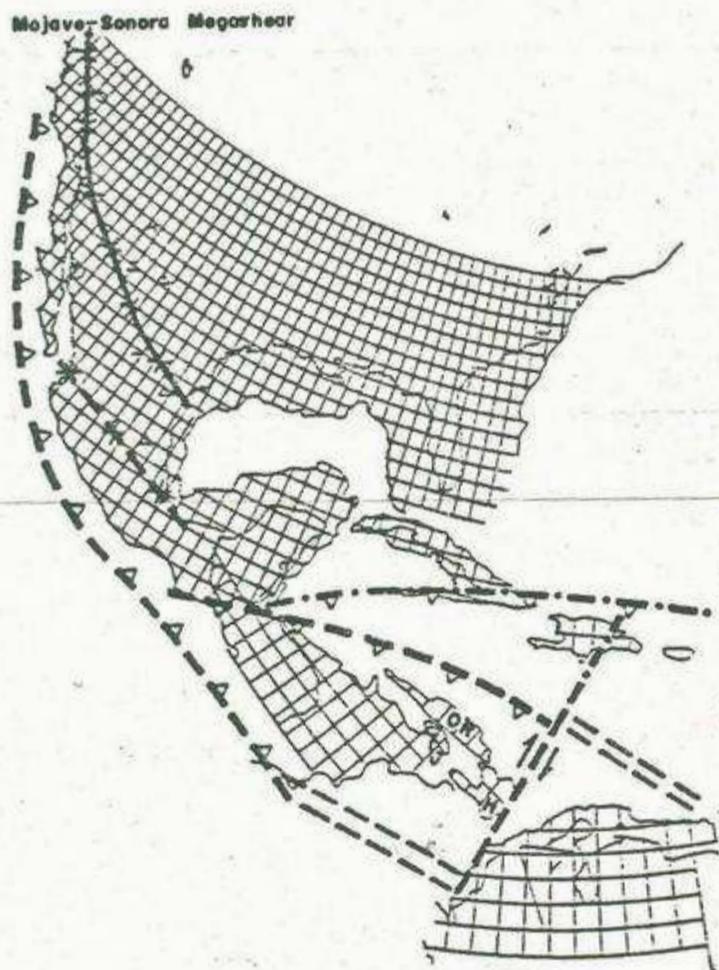


PROYECCION OBLICUA MERCATOR DE LA RECONSTRUCCION DE LA PLACA
TECTONICA DE AMERICA CENTRAL Y LA REGION DEL GOLFO DE MEXICO
Y MAR CARIBE DURANTE EL MIOCENO (8 m.a.). A PARTIR DEL POLO
DE ROTACION DEFINIDA POR LADD'S (1976).

LATITUD DEL POLO 28° N ; LONG 111.4° E.

TOMADO DE ANDERSON Y SCHMIDT (1983).

FIGURA 11



PROYECCION OBLICUA MERCATOR DE LA RECONSTRUCCION DE LA PLACA TECTONICA DE AMERICA CENTRAL Y LA REGION DEL GOLFO DE MEXICO Y MAR CARIBE DURANTE EL CRETACICO (~95 m.a.). A PARTIR DEL POLO DE ROTACION DEFINIDO POR LADD'S (1976) (27-84 m.a.) LATITUD DEL POLO 28° N LONG 111.4° E.

J- JAMAICA
 H- HISPANIOLA
 OR- PROVINCIA DE ORIENTE
 SURESTE CUBA

TOMADO DE ANDERSON Y SCHMIDT (1983)

FIGURA 12