

UNIVERSIDAD DE SONORA  
**MAESTRIA EN CIENCIAS GEOLOGICAS**

**TESIS**

**LA SIERRA DE MAZATAN, SONORA, MEXICO:  
GEOLOGIA Y ANALISIS ESTRUCTURAL DE UN COMPLEJO  
METAMORFICO EN LA PARTE SUR DE LA PROVINCIA  
DE "BASIN AND RANGE".**

presentada para obtener el título de

**MAESTRO EN CIENCIAS**

por

**Ricardo Vega Granillo**



EL SABER DE MIS  
HARA MI GRAN  
Escuela de Inge  
Depto. Geolo  
BIBLIOTEC

# 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

## RESUMEN ABSTRACT

## AGRADECIMIENTOS

## INTRODUCCION

- A.- Marco geológico regional.
- B.- Trabajos previos.
- C.- Fisiografía.

## CAPITULO I.- GEOLOGIA PRETERCIARIA.

### A.- Unidades geológicas.

#### A.1.- Precámbrico.

- A.1.1.- Conjunto con metamorfismo dinamotérmico.
- A.1.2.- Monzogranito Aluminoso y su cortejo filoniano.

#### A.2.- Paleozoico.

- A.2.1.- Secuencias sedimentarias del Paleozoico.

#### A.3.- Mesozoico.

- A.3.1.- Formación Tarahumara.
- B.3.2.- Suite intrusiva calcoalcalina.

### B.- Estructuras Preterciarias.

- B.1.- Plegamiento en rocas metasedimentarias proterozoicas.
- B.2.- Plegamiento en rocas paleozoicas.

## CAPÍTULO II.- EVOLUCION GEOLOGICA Terciaria. FORMACION DEL COMPLEJO METAMORFICO.

### A.- Unidades geológicas.

- A.1.- Granito de dos micas.
- A.2.- Formación Belleza.
- A.3.- Unidad El Parián.
- A.4.- Unidad volcánica riolítica
- A.5.- Unidad volcánica de andesita basáltica
- A.6.- Unidad Duraznilla.



EL SABER DE MIS  
HARA MI GRAND  
Escuela de Ingen  
Depto. Geolog  
BIBLIOTECA

**B.- Estructuras relacionadas al Complejo Metamórfico.**

- B.1.- Zona de cizalla con metamorfismo dinámico.
- B.2.- La Estructura dómica.
- B.3.- Zonas de cizalla frágil.
- B.4.- Fallamiento normal fuera del domo.

**C.- DISCUSION: La configuración del Complejo Metamórfico de la Sierra de Mazatán.**

- C.1.- La configuración del complejo metamórfico de la Sierra de Mazatán.
- C.2.- Modelos para explicar la configuración de los complejos metamórficos.

**CAPITULO III.- UN MODELO TECTONICO PARA LA EVOLUCION DEL NUCLEO METAMORFICO COMPLEJO DE LA SIERRA DE MAZATAN.**

**BIBLIOGRAFIA.**

**APENDICES.**

## RESUMEN

La Sierra de Mazatán, Sonora, México, es el más meridional de los complejos metamórficos que se siguen de manera discontinua a lo largo de la Cordillera oeste-norteamericana, desde Canadá hasta México. Las estructuras y litologías de la sierra y de sus alrededores, reflejan la existencia de un episodio distensivo ocurrido en el Terciario. El estudio geológico y el análisis estructural de la sierra muestran que las estructuras asociadas a la extensión son de tipo dúctil y frágil y que se superponen a estructuras más antiguas, principalmente proterozoicas.

Las rocas más antiguas que afloran en la Sierra de Mazatán corresponden a conjuntos con metamorfismo dinamo-térmico del Proterozoico, cuyos protolitos son rocas intrusivas graníticas e intermedias y rocas sedimentarias, que presentan metamorfismo de facies anfíbolita para los primeros y de esquistos verdes para las últimas. Estas rocas aparecen como xenolitos de un granito aluminoso porfídico de 1,475 Ma.

Sobre el basamento proterozoico se encuentra en contacto tectónico una secuencia de rocas sedimentarias principalmente de carácter carbonatado con delgadas intercalaciones detríticas hacia la parte inferior. Partes de esta secuencia han sido asignadas al Cámbrico medio, Ordovícico temprano y Misisípico medio, con base en su contenido fosilífero y por correlación con áreas vecinas.

Sobre la secuencia paleozoica descansa en discordancia angular una unidad formada por rocas volcánicas, volcanosedimentarias y en menor proporción sedimentarias, a la que se ha correlacionado con la Formación Tarahumara. Las rocas de origen ígneo son de carácter predominantemente intermedio y en menor proporción félsico.

A principios del Terciario se produjo el emplazamiento de una suite calcoalcalina en la que predomina la granodiorita, aunque hay facies menores desde diorita a monzogranito. El emplazamiento ocurrió debajo de las rocas graníticas proterozoicas.

A mediados del Terciario inició un importante evento distensivo. Dicha distensión se generó a lo largo de una zona de cizalla en la cual se desarrolló un metamorfismo dinámico que afectó principalmente a las unidades graníticas y metamórficas. La transformación de las rocas en la placa inferior, ocurrió mediante los procesos cristalinos de cataclasis, deformación por deslizamiento, presión solución y recristalización dinámica. Estos procesos actuando conjuntamente confieren un carácter dúctil en general a la deformación, produciendo gneises miloníticos, milonitas, ultracataclasitas y filonitas. La deformación en la zona de cizalla parece seguir un proceso evolutivo con mayor distribución y menor tasa de deformación en las primeras etapas, formándose una zona con gneises miloníticos con un espesor mayor a 600 metros. En las etapas finales la deformación se concentró en zonas angostas, con una alta tasa de deformación, en las cuales se desarrollaron milonitas y ultramilonitas. El deslizamiento continuo en estas zonas angostas, provoca una estructuración compleja con sistemas de interferencia de pliegues, pliegues sin raíz, pliegues funda y boudinage. Algunas estructuras sugieren un cambio menor en la dirección del esfuerzo durante la deformación.

La dirección de estiramiento principal cae en un rango entre NE 70 y 80° SW y el sentido de desplazamiento más común tanto en gneises como milonitas, indica un transporte en falla normal con el bloque superior que se mueve hacia el SW.

En las últimas etapas del cizallamiento dúctil se produjo un evento magmático caracterizado por la intrusión de un granito de dos micas en las unidades preexistentes, ubicándose como lacolito entre el basamento cristalino precámbrico y la secuencia paleozoica sedimentaria. Este intrusivo provocó

el metamorfismo térmico de las rocas paleozoicas y aportó el calor y aislamiento a las rocas de la parte inferior para favorecer el desarrollo de un 'doming' de carácter local. El intrusivo se emplazó durante las etapas finales de la deformación dinámica siguiendo en parte la foliación, reflejándose ésta en los diques leucocráticos derivados del mismo.

Contemporáneamente al deslizamiento en la zona de cizalla desarrollada a cierta profundidad y asociadas con ella, en superficie se produjeron algunas fallas normales, de las cuáles la principal se conoce como falla de detachment. Durante la evolución de este fallamiento, se desarrollaron cuencas en las que se depositaron los detritos provenientes de los bloques levantados. La unidad volcánica y volcanosedimentaria del Cretácico tardío, fué cubierta por rocas sedimentarias terrígenas continentales, que constituyen una gruesa secuencia de sedimentos formados en abanicos aluviales, llanuras fluviales, algunos horizontes lacustres con evaporitas y delgadas intercalaciones de flujos andesíticos.

Hacia el final del movimiento a lo largo de la zona de cizalla, ocurrió un 'doming' de extensión local, permitiendo el afloramiento de la zona de cizalla dúctil. Este evento se manifiesta por el plegamiento de escala regional de la foliación milonítica. En etapas más tardías se produjeron fallas normales que cortan la foliación previa, en las cuales se desarrollaron milonitas y cataclasitas, lo que sugiere que ocurrió una transición hacia una deformación frágil.

El 'doming' provocó el desarrollo sucesivo de fallas normales de tipo lístrico, que modifican la estructura de la placa superior del complejo metamórfico. Se han distinguido varias zonas, que de la parte inferior a la superior son: zona 1) compuesta por gneises miloníticos y ultramilonitas; zona 2) formada por granitos de dos micas cataclásticos; zona 3) formada por bloques deslizados de rocas volcánicas e intrusivos hipabisales; zona 4) formada por bloques deslizados de rocas carbonatadas y detríticas paleozoicas; y zona 5) formada por sedimentos terrígenos deslizándose sobre las unidades anteriores.

Hacia el Mioceno medio, la distensión evolucionó hacia un fallamiento normal de gran ángulo, que produce las estructuras típicas de la provincia de Sierras y Valles (Basin and Range). En el área este fallamiento está representado por grandes fallas normales que se pueden seguir hasta por 20 km. en longitud, a las que se asocian semigrabens donde se depositan secuencias sedimentarias conglomeráticas con leves intercalaciones de ignimbritas riolíticas. Favorecidas por las grandes fallas se produjeron limitadas extrusiones de andesitas basálticas.

Desde el punto de vista tectónico, el complejo metamórfico de Mazatán se considera que constituye la parte levantada de una zona de cizalla de escala regional, la cual es reflejada por el basculamiento de las sierras a más de 60 kilómetros tanto hacia el oriente como el poniente de la Sierra. Hacia el oriente las sierras principales basculan hacia el NE y en el occidente basculan hacia el SW. Esta disposición, que es independiente del fallamiento de tipo "Basin and Range", sugiere que el complejo metamórfico de Mazatán ubicado en el centro de esta región amplia, es el único afloramiento de una zona de cizalla regional relativamente horizontal, correspondiente con la transición frágil-dúctil de la corteza en el tiempo de su formación.

A nivel de tectónica de placas, el modelo que se considera más congruente con las observaciones realizadas, que en el Cretácico ocurrió un aceleramiento de la convergencia de las placas Farallón y Americana, a la que se relaciona un descenso en el ángulo de la placa en subducción. A este descenso, debió asociarse un empuje de la corteza inferior y de la litósfera hacia el oriente, fenómeno que se denomina aquí 'subcabalgamiento tectónico'. Con este proceso general se asocian las fases compresivas mesocretácicas y laramídicas, caracterizadas por cabalgaduras de tipo 'thin skinned' y 'upthrust faults' respectivamente. Estos fenómenos produjeron el engrosamiento del edificio cordillerano hasta resultar un relieve de tipo andino.

Al descender la velocidad de convergencia y por lo tanto aumentar el ángulo de subducción, se ha sugerido que se produce un ascenso en las isothermas. Este ascenso provocó un magmatismo generalizado a mediados del Terciario distribuido en casi todo el estado. En las zonas engrosadas por el fenómeno de subcabalgamiento, el incremento de temperatura fundió parte de la corteza para generar magmas peraluminosos, que por el mismo espesor anómalo no alcanzan a llegar hasta la superficie produciendo un cinturón de granitos peraluminosos que es la continuación en Sonora de un cinturón similar definido en la Cordillera norteamericana. Este tipo de magmas juegan un rol importante en la evolución y estructuración de algunos complejos metamórficos de Sonora y Arizona, emplazándose como lacolitos entre las placas inferior y superior de dichos complejos.

El influjo astenosférico de mediados del Terciario, aunado con el relieve heredado de las fases compresivas mesozoicas, produjeron una inestabilidad en la corteza que condujo a una distensión importante centrada en la región con mayor elevación previa. A esta etapa de extensión se atribuye la mayor tasa de estiramiento del edificio cordillerano en Arizona y se le ha denominado 'Prebasin and Range'; a ella se relaciona la génesis de la zona de cizalla que da lugar al complejo metamórfico de Mazatán.

## **ABSTRACT**

The Sierra de Mazatan metamorphic core complex is the southernmost MCC which has been studied along the west-northamerican Cordillera, since Canada up to Mexico. Geological studies and structural analysis in the Sierra de Mazatan let establish a distensive tertiary tectonic event during which were formed ductile and brittle structures overlapped in older mainly proterozoic structures.

The older rocks outcropping in Sierra de Mazatan area are regional metamorphic groups originated from granitic and intermediate intrusives as well as sedimentary rocks. These rocks display amphibolite and greenschist facies metamorphism. The metamorphic units crop out like xenoliths in 1,475 Ma porphyritic aluminous granite.

The proterozoic basement is covered by a sedimentary sequence through structural contact. Portions of this sequence has been assigned to middle Cambrian, lower Ordovician and middle Mississippian ages according with fossiliferous content and correlation with near areas.

The paleozoic sequence is covered in angular unconformity by volcanic and volcanoclastic unit. This unit has been correlated with upper Cretaceous-lower Tertiary Tarahumara Formation. The rocks of this formation mainly are of intermediate composition with lesser felsic rocks in the upper part of the unit. Contemporaneous with the volcanic event occurred a granitic suite intrusion. This suite varies from monzogranite to diorite but granodiorite is the greatest volume.

An important distensive event began in middle Tertiary. The extension occurred along a shear zone with dynamic metamorphic rocks generated within. The lower plate rocks transformation was produced by cataclastic flow, pressure solution and intracrystalline deformation mechanisms as well as dynamic recrystallisation and recovery. These mechanisms produced mylonitic gneisses, mylonites, ultracataclasites and phyllonites. The shear zone deformation seems follow an evolutive process with larger distribution and lesser rate strain in the first stages forming a thick zone with mylonitic gneisses. At the last stages, deformation was concentrated in thin zones with higher rate strain, which developed mylonites and ultramylonites. Continuous displacement in thin zones promoted a complex structural

framework, with fold interference systems, rootless folds, sheath folds and boudinage. Some structures suggest a lesser change in the stress field during deformation.

The main stretching direction is between NE 70° and 80° SW and the sense of shear, both in gneiss and mylonites, point out to normal upper plate southwest displacement.

A contemporary two mica granitic suite was intruded within the last stages of ductile shear. These rocks were emplaced like laccoliths between crystalline proterozoic basement and sedimentary paleozoic sequence. These intrusive bodies produced contact metamorphism in paleozoic units and contributed with heat and isolation to lower plate.

The movement along the deepest shear zone generated associated normal faults, one of this fault is named detachment fault. In basins originated by this faulting process were deposited sediments which form a thick detritic sequence with alluvial fans, flood plains and lacustrine evaporitic facies as well as some thin andesitic flows.

A local 'doming' occurred in the end stage of shear zone movement. This event folded previous mylonitic foliation in regional scale and led to shear zone outcropping. Normal faults formed at the late stage of this deformation cut mylonitic foliation, developing cataclasites and mylonites along the fault planes, these rocks indicate a transition to brittle deformation.

A set of successive listric faults was produced associated with the 'doming' which make the upper plate more intricated. Five zones separated by listric faults has been recognized, from lower to upper part they are: 1) mylonitic gneiss and mylonites; 2) cataclastic two micas granitic rocks; 3) volcanic rocks and hipabisal intrusives (Tarahumara Formation); 4) calcareous and detritic paleozoic rocks; and 5) clastic tertiary rocks.

In middle Miocene time, extension produced more vertical normal faults, some of them larger than 20 km. Conglomeratic sedimentary sequences with thin interbedded rhyolitic lavas and ignimbrites were deposited in fault semigrabens. Finally, basaltic andesites were extruded along some of these faults.

Since tectonic point of view, the Sierra de Mazatan metamorphic core complex is considered like the raised part of a regional shear zone. The ranges located in the west region of the Sierra de Mazatan MCC was tilted to SW while the ranges located in the east region was tilted to NE, suggesting a wider 120 kilometres influence zone for displacement along the shear zone.

The tectonic model more suitable with the observations includes a convergence acceleration between Farallon and Northamerica plates during Cretaceous time. The convergence velocity increasing produced both diminution in slab subduction angle and lithospheric pressure directed to east, generating a 'tectonic subthrusting'. Two compressive tectonic phases are related with this process, the first one in the middle Cretaceous is characterized by 'thin skinned' thrust faults and the last one in upper Cretaceous distinguished by 'upthrust faults'. These events led to crustal thicken until an andine type relief was arose.

A convergence velocity decrease with associated slab subduction angle and isotherm rising, has been suggested occurred during Tertiary time. This event produced an extensive magmatism in Sonora for middle Tertiary. The temperature increasing melt the thicker crustal zones, generating peraluminous magmas which forms the granitic peraluminous belt south prolongation, in the Northamerica Cordillera. This magma type is important in the evolution and structuration of some metamorphic core complexes from Sonora to Arizona, intruding like laccoliths between the upper and lower plates.



The middle Tertiary astenospheric influx besides the relief inherited from the mesozoic compressive phases, produced crustal instability reflected by important extension, mainly placed in the thicker crustal regions. The shear zone wich produces the Sierra de Mazatan metamorphic core complex is related with this extensive event.

## AGRADECIMIENTOS

Quiero agradecer los apoyos que se me han brindado y que han permitido la realización de este trabajo de tesis. Primeramente al Departamento de Geología, la Universidad de Sonora y sus autoridades, quienes me otorgaron una beca durante los estudios de maestría en ciencias y durante las etapas de la investigación. Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) y sus autoridades, del cual recibí también una beca durante la realización de mis estudios de maestría.

De manera personal quisiera agradecer al Dr. Thierry Calmus, que me propuso este interesante tema para desarrollarlo en investigación y me asesoró en las etapas de trabajo de campo y revisión del manuscrito, así como al Dr. Didier Richard con quien discutí ampliamente sobre la geología de la región. También agradecer al M.C. Jaime Roldán Quintana y a la Dra. Elena Centeno García la revisión y sugerencias hechas al manuscrito de esta tesis.

También deseo externar mi reconocimiento al Dr. Paul Damon de la Universidad de Arizona quien corroboró por escrito edades radiométricas obtenidas por él en el área de estudio y sugirió algunas correlaciones, así como al Dr. John Stewart del U.S. Geological Survey, quien amablemente procuró y me comunicó las dataciones de algunos fósiles paleozoicos recolectados durante la investigación y por él mismo.

Por último quiero agradecer a mis colegas del Departamento de Geología de la Universidad de Sonora, por las conversaciones y comentarios sobre aspectos relacionados con la geología regional y sus trabajos en áreas similares.

# **INTRODUCCION**

## INTRODUCCION

La presente tesis se realiza con el fin de obtener el grado correspondiente en la Maestría en Ciencias Geológicas de la Universidad de Sonora. El trabajo de tesis fué propuesto por el Dr. Thierry Calmus, dentro del marco de un proyecto más amplio titulado: "Metamorphism in extensional continental setting: a case study from the Basin and Range Province", establecido entre la Universidad de Marsella en Francia y la Universidad de Sonora. El responsable del proyecto es el Ing. Efrén Pérez Segura y fué auspiciado por la Comunidad Económica Europea. De esta manera el apoyo para las salidas de campo provino de dicho proyecto, mientras que el Departamento de Geología proveyó el vehículo, la elaboración del material petrográfico y el espacio de trabajo.

La Sierra de Mazatán debe su interés geológico al hecho de ser el "núcleo metamórfico complejo" ("metamorphic core complex") más austral reconocido hasta ahora en el continente norteamericano. El término mencionado fué acuñado por Coney en 1973, y desde entonces ha sido utilizado para nombrar "regiones en forma de domo o arco, levantadas y aisladas, formadas por rocas plutónicas y metamórficas con una deformación anómala y sobreyacidas por una cobertura despegada y distendida por esfuerzos tectónicos" (Coney, 1980). La deformación 'anómala' a que se refiere la cita, consiste en la sobreposición de una fábrica gneisosa milonítica con lineación de estiramiento ("stretching lineation") y de bajo buzamiento, sobre estructuras previas principalmente proterozoicas.

Regiones que coinciden con las características mencionadas han sido descritas desde Canadá hasta Sonora (México) y se considera que constituyen una parte importante y particular dentro de la evolución terciaria de la Cordillera Norteamericana.

Debido a que ciertos términos especializados carecen de traducción formal, se ha decidido acompañarlos con su nombre en inglés entre paréntesis con el fin de reducir la posibilidad de confusión.

### **Objetivos.**

Este trabajo fue planteado y desarrollado a partir de dos propósitos principales: el primero fué conocer y definir las unidades geológicas, así como sus estructuras intrínsecas y posteriores; el segundo fué conocer y describir las microestructuras propias de la zona con fuerte deformación milonítica. Ambos propósitos confluyen hacia un objetivo, que es el de establecer la evolución geológica de la región a través de su estructuración desde una escala regional hasta una microscópica.

## **A.- Marco geológico regional**

En este apartado, se describe la información geológica existente para el estado de Sonora, de manera evolutiva, lo cual implica que los datos meramente descriptivos se acompañan de las interpretaciones más aceptadas en cuanto a contextos paleogeográficos y tectónicos, así como su ubicación temporal.

### **Eventos metamórficos e ígneos durante el Precámbrico.**

Las rocas con edades más antiguas determinadas en Sonora y México, corresponden a conjuntos con metamorfismo dinamotérmico (regional) de facies esquistos verdes y anfibolitas. Estos conjuntos han sido divididos en dos suites principales: la más antigua, en la zona noroeste del estado, comprende paragneises y ortogneises y rocas clásticas metamorizadas, con edades comprendidas entre 1.8 y 1.7 Ga (U-Pb en zircones) (Anderson y Silver, 1981). Han sido agrupadas bajo la denominación de "Complejo Metamórfico Bámori" por Longoria y otros (1978).

En la región noreste del estado las rocas presentan un rango de edades entre 1.7 y 1.6 Ga. y son comúnmente esquistos y pizarras con un grado metamórfico de esquistos verdes cuyo protolito son rocas sedimentarias y volcánicas (Anderson y Silver, 1981). Estas rocas han sido correlacionadas por su litología con las rocas agrupadas bajo el término de Esquistos Pinal en el sureste de Arizona. Las edades reportadas en Arizona son escasas, fijándose una edad entre 1.68 y 1.70 Ga (Silver, 1978) en sills de riódacita metamórfica que han sido consideradas tanto sintectónicas como pre-tectónicas (Cooper y Silver, 1968; Swift, 1987).

Según Anderson (1989), después de las fases orogénicas Penokean (1.82-1.9 Ga.) y Mazatzal (1.61-1.68 Ga.) que afectaron el suroeste de los Estados Unidos, un periodo de quietud tectónica se extendió durante 600 Ma, durante el cual ocurrió una modificación considerable de la corteza proterozoica, caracterizada por la fusión de la corteza profunda y la subsiguiente intrusión epizonal de granitos ricos en potasio de carácter anorogénico. Este evento ígneo se ha reconocido en Sonora, en donde numerosos plutones de granito porfídico intrusionan las secuencias metamórficas previas. Estos intrusivos presentan edades comprendidas entre 1.4 y 1.5 Ga. (U-pb en zircones) y por su volumen se ha considerado que son uno de los elementos mayores del basamento precámbrico (Anderson y Silver, 1977).

El último evento ígneo registrado en el precámbrico corresponde a la intrusión de rocas graníticas comúnmente con textura micrográfica y que han sido datadas en 1.1 Ga. (Damon y otros, 1962; Anderson y Silver, 1981) y denominados "Granito Aibó" (Cooper y Arellano, 1952).

### **Paleozoico: sedimentación en el miogeoclinal y su relación con los depósitos de eugeoclinal.**

Después de los eventos magmáticos culminados con la intrusión del Granito Aibó (1,100 Ma), transcurrió un periodo de tiempo del cual no se conoce registro litológico, hasta el inicio del depósito de secuencias miogeoclinales en discordancia sobre dicho basamento. En el noroeste del estado la sedimentación inició en el Proterozoico tardío (Eells, 1972; Longoria y otros, 1978; Stewart y otros, 1984), actualmente se ha establecido que afloran secuencias discontinuas y parciales de la mayoría de los sistemas del Paleozoico con excepción del Silúrico. Estos conjuntos son parte de gruesos depósitos miogeoclinales de aguas someras, que forman un cinturón que bordea el cratón norteamericano, continuando hacia el noroeste del área (Caborca) hasta los Estados Unidos (Arizona,

California, Nevada) y hacia el este (Arivechi, Agua Verde) (Peiffer-Rangin, 1979; Stewart y otros, 1984) (fig. 1).

Se ha considerado previamente que el contacto de las secuencias miogeoclinales sobre el basamento precámbrico era una discordancia erosional (Damon y otros, 1962; Anderson y Silver, 1970; Stewart y otros, 1984) o estructural (Longoria y otros, 1978).

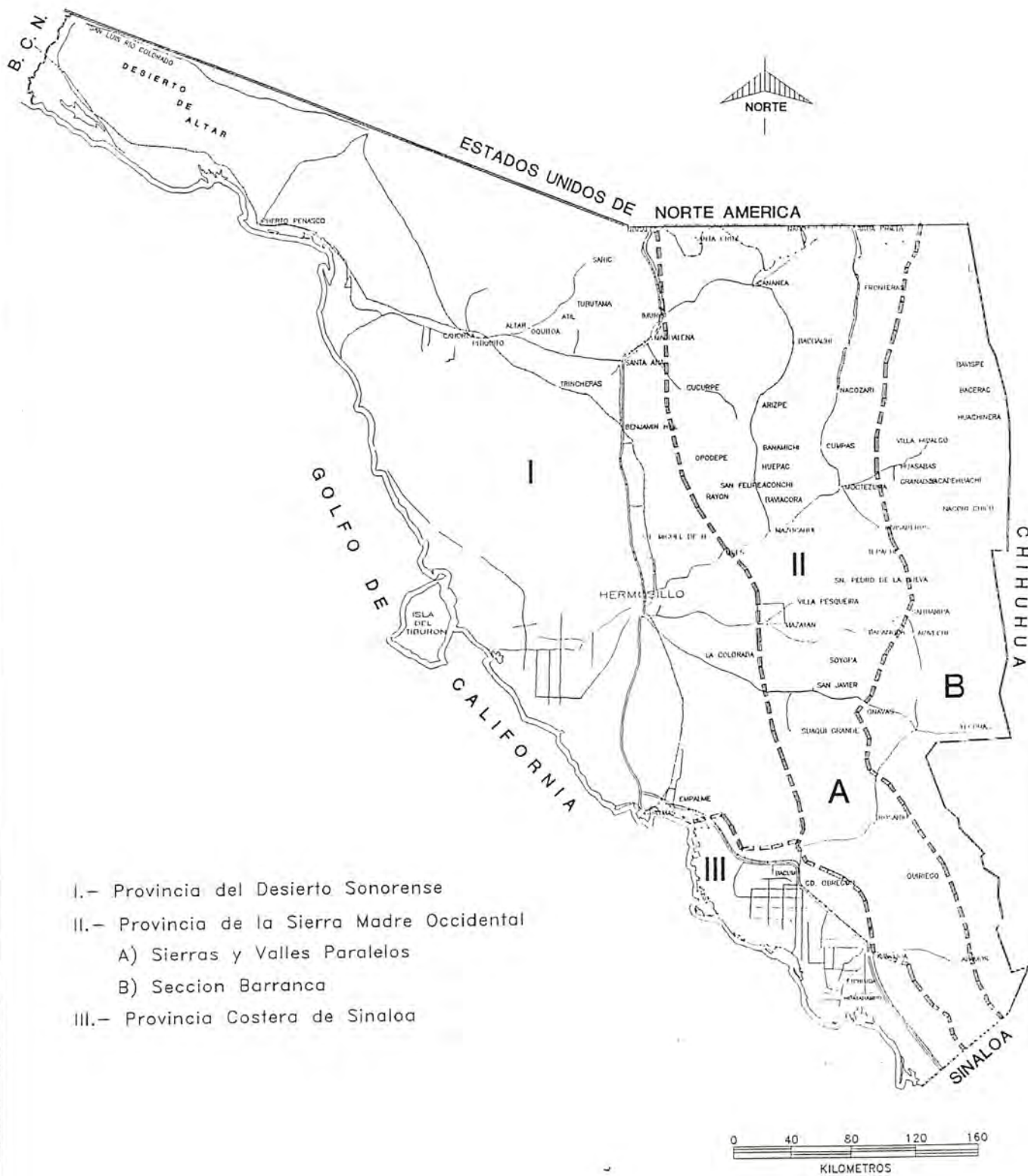
### **Eventos de deformación de fines del Paleozoico.**

Cerca del área estudiada, al sur y sureste, se ha reconocido la existencia de un cinturón formado por secuencias de facies eugeoclinales (Peiffer-Rangin, 1979; Stewart y otros, 1984; Radelli y otros, 1987), el cual cabalga al dominio miogeoclinal. Estas secuencias, que afloran al sur en el cerro Cobachi y al sureste en el área circundante a la mina Barita de Sonora, están formadas por secuencias discontinuas que van del Ordovícico al Pensilvánico (Poole y Madrid, 1988a) (fig.2). El dominio miogeoclinal corresponde al Terreno Caborca y el dominio eugeoclinal al Terreno Cortez (Roldán y otros, 1993). Dos eventos compresivos mayores han sido reconocidos en la zona de la mina Barita de Sonora, asociados con la orogenia Sonorana: el primero ocurrió en el Misisípico Tardío con vergencia al sureste, produciendo napas al interior de la secuencia eugeoclinal. El segundo evento ocurrió del Pérmico Tardío al Triásico Medio y produjo el cabalgamiento del cinturón eugeoclinal sobre la plataforma (Stewart y otros, 1990). Los pliegues y cabalgaduras -de escala regional- asociados, indican una dirección de compresión dirigida al NNW-SSE con vergencia de las estructuras al NNW (Poole y Madrid, 1986, 1988ab), aunque las actuales relaciones se consideran invertidas o yuxtapuestas por fallas extensionales de gran ángulo (Ketner y Noll, 1987).

Esta deformación fué extensiva a lo largo del borde del cratón pues desde fines del Paleozoico hasta el inicio del Mesozoico, tanto el margen Ouachita como el Cordillerano fueron afectados por eventos orogénicos, durante los cuáles los depósitos eugeoclinales cabalaron en los bordes del bloque continental, como alóctonos estructuralmente imbricados (Dickinson, 1989). A lo largo del borde cordillerano, las orogenias Antler y Sonoma fueron del Devónico-Misisípico y Permo-Triásico respectivamente, mientras la Ouachita-Maratón ocurrió durante el Pérmico-Pensilvánico (Dickinson, 1977). El sistema Ouachita fué un segmento del cinturón orogénico Herciniano a lo largo del cuál, los continentes Laurasia y Gondwana se unieron para formar el supercontinente permo-triásico Pangea. Posteriormente al emplazamiento tectónico del cinturón eugeoclinal, ocurrió el depósito del Grupo Barranca, el cual consiste de una gruesa secuencia de rocas clásticas depositadas en una cuenca alargada E-W de aproximadamente 125/25 km. y que ha sido interpretada como depósitos en un rift (Stewart y Roldán, 1986, 1990).

### **El inicio de la subducción.**

Para mediados del Mesozoico, un régimen de subducción y magmatismo de arco fué establecido a lo largo del borde occidental del continente americano. En la mayoría de los segmentos del cinturón circumpacífico, la subducción y el magmatismo de arco no empezaron antes del Triásico tardío ni después del Jurásico temprano (Dickinson, 1989). Según Dickinson (1989), en el Jurásico temprano a medio se formó un cinturón magmático que se que se extendió desde Sonora hasta el sur de Arizona y California. En la parte sur del Estado de Arizona se han descrito secuencias volcánicas y volcanosedimentarias desde 2.5 hasta 7.5 km. de espesor (por ejemplo Formación McCoy Mountains, Harding y Coney, 1985) (Hayes y Drewes, 1978; Haxel y otros, 1980, Kluth, 1983, Busby-Spera, 1988).



- I.- Provincia del Desierto Sonorense
- II.- Provincia de la Sierra Madre Occidental
  - A) Sierras y Valles Paralelos
  - B) Sección Barranca
- III.- Provincia Costera de Sinaloa

Fig. 1.- PLANO DE LOCALIZACION Y PROVINCIAS FISIOGRAFICAS

## Fases compresivas mesozoicas.

Entre las fases tectónicas que se han mencionado en la literatura se encuentran las siguientes:

### - Fase Nevadiana.

Esta fase fué extendida a Sonora primeramente por Rangin (1982) quien le atribuye un plegamiento con ejes NNW-SSE inclinados hacia el E-NE, y se caracteriza por la discordancia angular regional de la base del Cretácico. Radelli y Calmus (1988) y después Radelli (1990) consideran a esta etapa como la principal fase de deformación compresiva Mesozoica en Sonora. Radelli (1990) le atribuye la creación de una cadena de colisión (cadena Giliana) en la cual se emplazaron 'inmensas masas alóctonas' producto del cierre de un dominio oceánico tethysiano, provocando el cabalgamiento de zonas gondwanianas sobre zonas laurasianas. Apoyan la presencia de esta fase investigaciones realizadas por Calmus, 1988; Sosson y Calmus, 1990; Vega y otros, 1991a; Sosson y otros, 1990. Sosson y Calmus (1990), indican un cambio fundamental entre el sureste de Arizona y noreste de Sonora, sin deformación compresiva en la primera región y con fuerte deformación (y metamorfismo) durante el Jurásico Tardío en la segunda.

Cuencas sedimentarias extensas se desarrollaron en el Mesozoico Tardío desde el centro de Sonora hasta el sur de Arizona. La subsidencia que dió lugar a estas cuencas se ha relacionado a la extensión del piso oceánico dentro del naciente Golfo de México que inició durante el Jurásico (Bilodeau, 1982). En estas cuencas se depositó el Grupo Bisbee cuyas facies indican una transgresión y una regresión marina ocurridas durante el Cretácico Temprano (Grijalva, 1991).

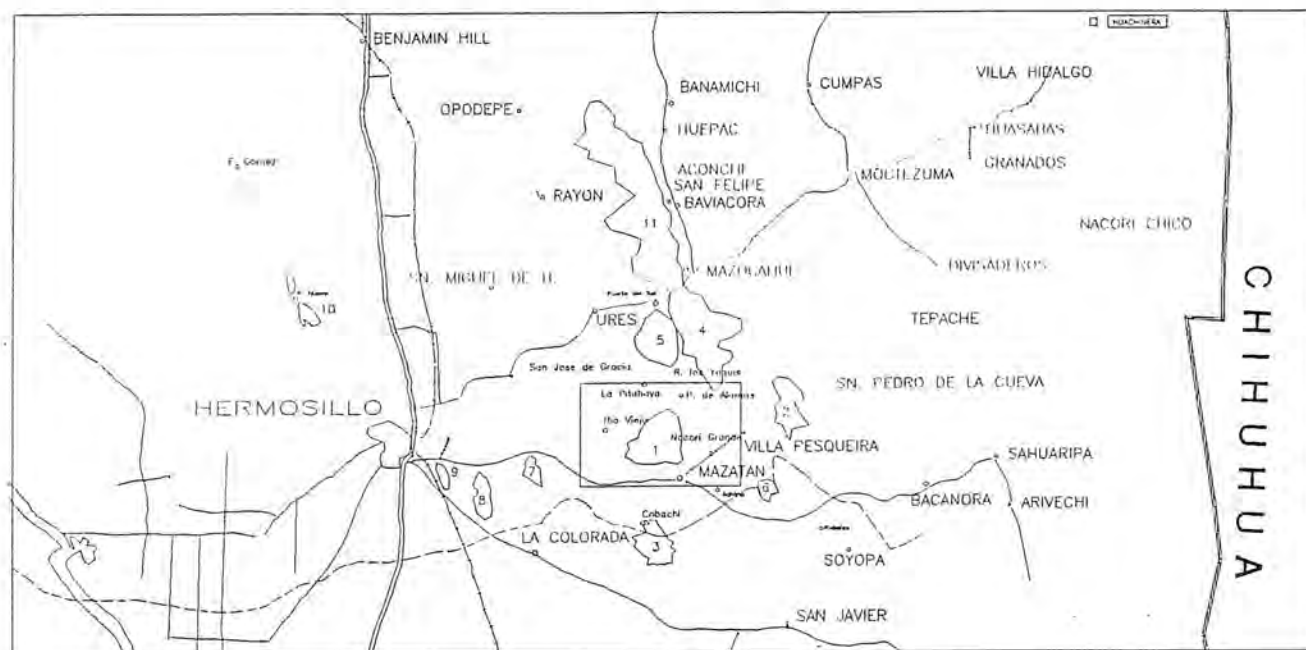


Fig. 2.- Plano de Localización del área de estudio.

- 1.- Sierra de Mazatán; 2.- Sierra de Aguaverde; 3.- Sierra de Cobachi; 4.- Sierra El Pajarito;
  - 5.- Puerta del Sol; 6.- Sierra de Martínez; 7.- Sierra El Tordillo (Las Norias); 8.- Sierra Santa Teresa;
  - 9.- Sierra La Flojera; 10.- Sierra de López; 11.- Sierra de Aconchi.
- ....Límite inferido entre secuencias paleozoicas de miogeoclinal al norte y eugeoclinal al sur antes de las cabalgaduras paleozoicas y mesozoicas (según Stewart y otros, 1990).



### **- Fase Mesocretácica, Sevier u Oregoniana.**

Rangin (1982) considera a la fase de compresión tangencial mesocretácica, como generadora de napas y cabalgaduras con vergencias opuestas, hacia el occidente en Baja California y hacia el noreste en Sonora, y responsable del levantamiento generalizado de Sonora y Baja California central,

La edad de esta fase no está bien delimitada pero siempre afecta a rocas del Grupo Bisbee (Aptiano-Albiano), por lo que se considera que inició en el Cenomaniano. Las estructuras atribuidas a esta fase son cabalgamientos de bajo ángulo, fallas inversas y plegamientos (cerrados o abiertos), con una vergencia hacia el NE. En Utah la deformación Sevier se considera en un rango de edad entre el Campaniano y el Maestrichtiano Temprano (ver González y otros, 1992). El estilo de deformación señalado para esta fase es la denominada de 'thin skin' similar a la propuesta para la deformación Sevier en Idaho y Nevada (Allmendiger y otros, 1984). Radelli y Calmus (1988) atribuyen a este evento el cierre de un mar marginal (La Olvidada) ubicado entre Baja California y Sonora, y la reestructuración del edificio Jurásico mediante una tectónica tangencial (cadena Giliana, Radelli, 1990).

### **- Fase Larámide**

Rangin (1982) atribuye a esta fase el replegamiento de estructuras previas con pliegues de gran radio de curvatura con ejes NW-SE, y el cabalgamiento hacia el SW de rocas precámbricas y paleozoicas sobre rocas molásicas del Cretácico Superior en el NE de Sonora. En su región tipo, en el sur de las Montañas Rocosas, esta fase ha sido definida como productora de levantamientos, con cuencas estructurales relacionadas, caracterizados por fallas inversas que se hacen más verticales hacia abajo afectando hasta el basamento (fallas tipo 'upthrust', Brown, 1988). La edad de la fase en los Estados Unidos se considera en un periodo comprendido entre el Maestrichtiano y el Eoceno Temprano (Dickinson y otros, 1988). González y otros (1992) indican que la deformación del Grupo Cabullona del Cretácico tardío, en el noreste del estado es típica de la fase laramide.

El despegamiento de la cobertura sedimentaria precámbrica y paleozoica es constante en la región noroeste y central del Estado (Radelli y Calmus, 1988; Hardy, 1972; Vega y otros, 1991b), donde afloran un basamento cristalino del Proterozoico y secuencias sedimentarias del Proterozoico superior y del Paleozoico. El movimiento tangencial de la cobertura, así como las estructuras asociadas, han sido relacionados con alguna de las varias fases compresivas del Mesozoico descritas previamente (ver por ejemplo: Longoria y otros, 1978; Jacques y otros, 1990; Radelli y Calmus, 1988).

Las regiones más cercanas a la Sierra de Mazatán donde se han descrito cabalgaduras imbricadas son: región de Félix Gómez a Opodepe (Vega y otros, 1991a,b), región de Tuape (Rodríguez y otros, 1988), región de Cobachi (Ketner y Noll, 1987), región de Cerro de Oro (Castro y Morfín, 1988), región de Sahuaripa (Pubellier, 1988). Las estructuras reportadas consisten de cabalgaduras principales con sistemas secundarios imbricados, pliegues isoclinales de escalas variables. La ausencia de una columna estratigráfica completa y estudios directamente enfocados en las estructuras, ha impedido definir con precisión tanto los tiempos como los estilos de los diferentes eventos.

### **El evento magmático Larámide.**

A fines del Mesozoico y principios del Cenozoico, se produjo en Sonora un importante evento magmático asociado con la Orogenia Laramide. En afloramiento, el denominado 'Batolito de Sonora o Batolito Laramide' ocupa una superficie mínima de 19,000 km<sup>2</sup>, es decir cerca del 10% de la superficie

del estado, y el 25 % si se excluye el relleno detrítico terciario de los valles (Cochemé, 1985). Este evento ígneo ha sido definido como de tipo calcoalcalino, con una litología que varía desde dioritas hasta granitos en sentido estricto, con predominancia de granodioritas. En Sonora se han realizado más de cien dataciones sobre las rocas intrusivas y las lavas asociadas, las cuales indican un intervalo entre 40 y 90 Ma para el emplazamiento de los cuerpos graníticos (Damon, 1968; Anderson y Silver, 1974; Bockoven, 1980; Damon y otros, 1983a y b; Demant y otros, 1988; Cocheme, 1985), con una mayoría de los datos concentrados en el lapso entre 50 y 65 Ma. Un aspecto interesante es que el magmatismo es más antiguo hacia el oeste (Baja California y costa de Sonora) y más joven hacia el este, con un cambio progresivo al que se relaciona también un enriquecimiento de K<sub>2</sub>O y SiO<sub>2</sub> hacia el oriente (Anderson y Silver, 1974; Coney y Reynolds, 1977; Henry, 1975; Clark y otros, 1978, 1979; Damon y otros, 1981). Esta variación espacial ha sido interpretada desde el punto de vista tectónico, como una disminución gradual del ángulo de la placa en subducción, a la cual se asociaría una migración progresiva del frente magmático hacia el oriente, dejando una zona cada vez más amplia sin magmatismo en el occidente (Coney y Reynolds, 1977; Keith, 1978; Clark y otros, 1979).

El volcanismo asociado varía desde flujos predominando en la parte inferior a volcanosedimentos en la parte superior. La Formación Tarahumara fué considerada como de edad Cretácica por Dumble (1901), debido a la presencia de pseudoformas orgánicas; posteriormente se han encontrado restos vegetales (raíces y tallos de palmeras) que sugieren un rango de edad desde el Cretácico tardío al Terciario temprano (Amaya y otros, 1994; Mc Dowell y otros, 1995). Las rocas del batolito, que intrusionan y alteran las rocas volcánicas de la secuencia, tienen un rango de edad entre 40 y 59 Ma. Una datación U-Pb, en un nivel de tobas intercalado, aporta una edad de 70 ± 1Ma que corresponde al Maestrichtiano (Mc Dowell y otros, 1995).

### **Etapa distensiva y magmatismo en el Terciario medio.**

En Arizona ha sido reconocida la existencia de dos etapas distensivas ocurridas durante el Terciario. A la primera de ellas denominada 'Prebasin and Range' se atribuye la mayor tasa de extensión y la creación de los complejos metamórficos. Durante esta fase se produjo el principal adelgazamiento del edificio cordillerano estructurado por las fases compresivas Mesozoicas. Esta distensión se considera que ocurrió mediante grandes fallas relativamente planas (fallas de detachment) a lo largo de las cuáles se desarrolló un metamorfismo dinámico conspicuo, representado por gneises miloníticos y milonitas (Spencer y Reynolds, 1989).

Simultáneamente con la deformación extensiva del Oligoceno, se produjo un volcanismo que varía de composición de intermedio a félsico, el cual ha sido agrupado bajo el término de 'Supergrupo Volcánico Superior' (Upper Volcanic Supergroup) por Mc Dowell y Clabaugh (1979). En Chihuahua, y parcialmente en Sonora, se ha visto que su base inicia por un conglomerado que marca una discordancia (Cochemé, 1985), al cual siguen coladas andesíticas con estructuras de estratovolcanes, seguidas a su vez por un enorme paquete de coladas ignimbríticas con estructuras de calderas y anulares. Algunas dataciones ubican esta fase magmática en un periodo comprendido entre 33.7 y 28.1 Ma (Swanson y otros, 1978). El Supergrupo Volcánico Superior culmina con una secuencia bimodal formada por tobas riódacíticas de cenizas, riolitas perlíticas bandeadas y dacitas, alternando con basaltos y andesitas basálticas las cuales predominan en la parte superior. La edad de esta unidad bimodal varía entre 27 y 17 Ma (Oligoceno tardío-Mioceno temprano) (Cochemé, 1985). En Arizona un volcanismo similar tuvo su principal pulso entre 30 y 15 Ma (Spencer y Reynolds, 1989).

## **Fallamiento de Sierras y Valles ("Basin and Range").**

Según Cochemé (1985) una fase de extensión horizontal inició en Sonora alrededor de 23.7 Ma (Mioceno Temprano) marcada por el alineamiento de domos de riolita fluidal a lo largo de fallas mayores. Este evento cierra el ciclo ignimbrítico en la Sierra Madre Occidental dando paso a un volcanismo basáltico. La estructura actual de la Sierra Madre Occidental (y gran parte de Sonora) está marcada por Horst y Grabens y se aprecia un abombamiento general -de al menos 500 metros- del Complejo Volcánico Inferior.

Este evento distensivo, ha sido denominado "Basin and Range" en la literatura, está caracterizado por fallas normales de alto ángulo y su dirección es más este-oeste o este-sureste a oeste-noroeste en Arizona (Zoback y otros, 1981). En Sonora la dirección de extensión es WSW-ENE.

En los grabens generados por esta fase distensiva se produjo el depósito de secuencias detríticas agrupadas bajo la denominación de Formación Báucarit (King, 1939), cuya parte inferior se depositó durante el Mioceno Temprano a Medio (Münch, 1993).

En el suroeste de los Estados Unidos se ha estimado un coeficiente de extensión entre 1.05 y 1.2 para el evento de Basin and Range (Hamilton y Myers 1966; Stewart, 1971; Zoback y otros, 1981), es decir que este evento sólo acomoda un 20 o 30 % de la extensión total ocurrida durante el Terciario (Stewart, 1980) o mucho menos (Spencer y Reynolds, 1989). En la costa de Sonora se ha estimado un coeficiente de extensión mínimo de 1.4 para la fase de extensión del Mioceno (Colletta y Angelier, 1983).

## **El cese de la subducción.**

En Arizona, un cambio fundamental ocurrió en la química de los magmas entre 13 y 15 Ma (Annis y Keith, 1986), siendo las rocas más jóvenes principalmente basaltos alcalinos con breves intercalaciones de rocas intermedias o félsicas (Spencer y Reynolds, 1989). Este volcanismo basáltico se ha interpretado como el establecimiento de la distensión franca, que permite el acceso de magmas profundos a través de la corteza. El volcanismo basáltico no ha sido relacionado con la subducción, sino más bien con el levantamiento del manto debajo de la región de extensión cortical en la ausencia de un slab a profundidad (Dickinson y Snyder, 1979). En Sonora también se ha descrito un cambio en composición de las rocas ígneas durante el Mioceno, observándose una suite transicional entre calcoalcalina potásica y alcalina (Richard y otros, 1989).

En los alrededores de San José de Gracia se ha reportado un fallamiento normal de gran ángulo que afecta a unidades sedimentarias y volcánicas cuyas edades varían de más de 20.5 Ma hasta 12.6 Ma (Bartolini y otros, 1993); el basculamiento de la secuencia se halla entre 11° y 4°. Este fallamiento parece indicar una reactivación posterior a los 12 o 10 Ma (inicio del Mioceno Tardío) (Morales y otros, 1990; Bartolini y otros, 1992; 1993). El fallamiento es contemporáneo al cambio detectado en la geoquímica de las rocas magmáticas en Arizona y puede relacionarse con el cese total de la subducción, el cual conlleva una reestructuración del campo de esfuerzos a nivel cortical y litosférico. Según Münch (1993) hacia 12.5 Ma, al cesar la subducción inició un sistema de fallas transformantes dextrales al occidente de Baja California.

## La apertura del Golfo de California.

En la etapa final del proceso de subducción, se considera que la dorsal misma Este Pacífico se subdujo debajo de la placa de Norteamérica. Los efectos de este suceso no están bien definidos. Antes de la apertura y de la formación de puntos de dispersión, existió una cuenca subsidente denominada el protogolfo (Moore, 1973), en la cual se depositaron sedimentos marinos miocenos tardío y pliocenos, la cuál ha sido comparada con cuencas marginales localizadas atrás de zonas de subducción (Karrig y Jensky, 1972). A principios del Plioceno inició un régimen tectónico nuevo caracterizado por un fallamiento lateral dextral en el Golfo de California con rumbo NW 60°-55° SE, aunque otros autores sugieren que este fallamiento inició antes y que sufrió un 'salto' hacia el golfo en estas fechas (Münch, 1993). Las fallas transformes separan zonas de dorsal oceánica como cuencas 'pull-apart' limitadas por fallas normales con rumbo NE - SW (Colletta y Angelier, 1983).

## B.- Trabajos Previos

Los trabajos sobre la Sierra de Mazatán son escasos. Menicucci (1975) observó la deformación de los granitos de la Sierra de Mazatán y la presencia de rocas metamórficas que atribuye al Precámbrico. Realizó además una descripción petrográfica de los granitoides de la Sierra de Mazatán, sin embargo no diferencia las facies y considera que "las facies graníticas encontradas en toda la sierra son relativamente uniformes" y atribuye al Precámbrico la deformación de los granitoides.

Davis y otros (1981) efectuaron un reconocimiento en la Sierra de Mazatán a la que consideran como un "Complejo Metamórfico". Aportan precisiones acerca de la geología y deformación de las rocas: la extensión de la fábrica gneisosa es restringida al flanco occidental, aunque las rocas presentes en la cima y al este de la Sierra estén deformadas. La deformación gneisosa es considerada como de edad Terciaria con base en la datación de una granodiorita en  $58 \pm 3$  Ma (Anderson y otros, 1980). Las rocas metamórficas heterogéneas son interpretadas como un conjunto encajonante de la granodiorita que constituye la principal masa de la Sierra y se atribuyen tentativamente al Precámbrico. Los gneises cuarzo-feldespáticos están caracterizados por una foliación de inclinación leve y una lineación penetrativa con un buzamiento generalmente menor a 20°. Establecieron la presencia de milonitas, migmatitas y boudinage sobre el flanco oeste. Las calizas paleozoicas son deslizadas sobre el gneis.

Richard (1991) realizó una tesis doctoral en donde la segunda de tres partes, está dedicada a la geología de la Sierra de Mazatán con énfasis en la petrografía y petrogénesis. Entre los aspectos desarrollados por el autor destacan:

- La definición del cuadro geológico de la Sierra con cartografía parcial en los alrededores del domo.
- Las rocas carbonatadas son atribuidas al Paleozoico inferior y superior, en base a correlación y determinaciones paleontológicas.
- El reconocimiento de cuatro unidades detríticas terciarias y se establece una relación con los procesos tectónicos que les originan.
- El establecimiento de la presencia de rocas volcánicas intermedias, consideradas como del Mesozoico y otras terciarias de carácter félsico.

La parte principal del trabajo trata de la caracterización de las suites graníticas de la Sierra, distinguiéndose una suite calcoalcalina, un leucogranito y un monzogranito aluminoso. La caracterización de las suites se basa en estudios petrográficos, químicos (escasos), de microsonda y de tipología de zircones.

Por último Nourse y otros (1994) efectuaron una recopilación sobre las características estructurales principales en los Complejos Metamórficos complejos del estado de Sonora, así como su ubicación en diversos Terrenos tectonoestratigráficos prouestos.

### **C.- Fisiografía.**

Desde un punto de vista fisiográfico, un dato muy interesante y que será retomado posteriormente, es el hecho de que la sierra se ubica en el límite occidental de la subprovincia de Sierras y Valles Paralelos (según Raisz, 1964), colindando hacia el este con la Provincia del Desierto Sonorense (fig. 1)

Desde el punto de vista morfológico, la Sierra de Mazatán es un domo aproximadamente circular, que tiene una altura máxima de 1,540 msnm, sobresaliendo de valles que la circundan y que presentan elevaciones promedio de 600 m. Hacia el occidente se encuentra un amplio valle de más de 20 km de anchura, mientras que al oriente los valles son más angostos con dimensiones menores a 7 km.

**CAPITULO I**  
**GEOLOGIA PRETERCIARIA**

## CAPÍTULO I.- GEOLOGIA PRETERCIARIA

En este capítulo se describen en orden cronológico las unidades geológicas anteriores al Terciario que afloran en la Sierra de Mazatán

### A.- Unidades geológicas.

#### A.1.- Precámbrico

En el área estudiada se han reconocido dos conjuntos litológicos que han sido asignados al Precámbrico, particularmente al Proterozoico medio, los cuáles constituyeron el basamento de la región.

##### A.1.1.- Conjunto con metamorfismo dinamotérmico.

El primer conjunto corresponde a rocas que han sido afectadas por un metamorfismo dinamotérmico (regional), en el cual pueden reconocerse tres tipos dependiendo de los protolitos.

La distribución superficial de este conjunto es muy limitada; aflora como xenolitos y colgantes del techo en el flanco occidental de la Sierra, donde son intrusionados por el Monzogranito Aluminoso que conforma una buena parte del domo. Hacia el oriente de la Sierra, en los cerros Coronampio y sur de la Sierra El Pajarito (fig. 3), afloran también como xenolitos o colgantes en rocas graníticas terciarias.

A continuación se describen las características petrológicas y petrográficas de los tipos principales, así como sus relaciones.

##### a) Gneises de alto grado.

Se incluye bajo esta denominación un conjunto heterogéneo de gneises cuarzofeldespáticos con biotita, con una deformación que varía de fuerte a intensa. Se distinguen cuatro variedades petrológicas:

- Gneises cuarzofeldespáticos bandeados (layered quartz-feldspathic gneiss).

Estos gneises presentan una foliación indicada por bandas milimétricas blancas, grises y oscuras, las cuáles corresponden a bandas cuarzofeldespáticas, bandas con cuarzo recristalizado con biotita y bandas ricas en biotita (fig. 4). Presentan un microplegamiento disarmónico que varía de abierto a isoclinal, así como pliegues en funda (sheath folds). Petrográficamente constan de capas de cuarzo y feldespato de grano fino, biotita señalando la foliación y feldespatos xenomorfos. Pueden presentar sobrepuesta una foliación de cizalla y lineación de estiramiento producida durante el Terciario.

- Gneises de biotita.

Estas rocas se caracterizan por la abundancia de biotita, la cual provoca una coloración oscura en bandas discontinuas que separan zonas lenticulares de cuarzo-feldespato alargadas. Tienen una granulometría que varía de grueso a medio y presentan un microplegamiento de aplanamiento con planos axiales paralelos a la foliación. Estas rocas están formadas principalmente por plagioclasa (45% - 50%) en cristales subidiomorfos y feldespato potásico (25% - 35 %) en cristales redondeados; el cuarzo aparece en cristales gruesos y finos, los últimos debidos a una recristalización. La biotita forma la foliación apareciendo en cristales elongados y curvados (10 %); también hay cristales de

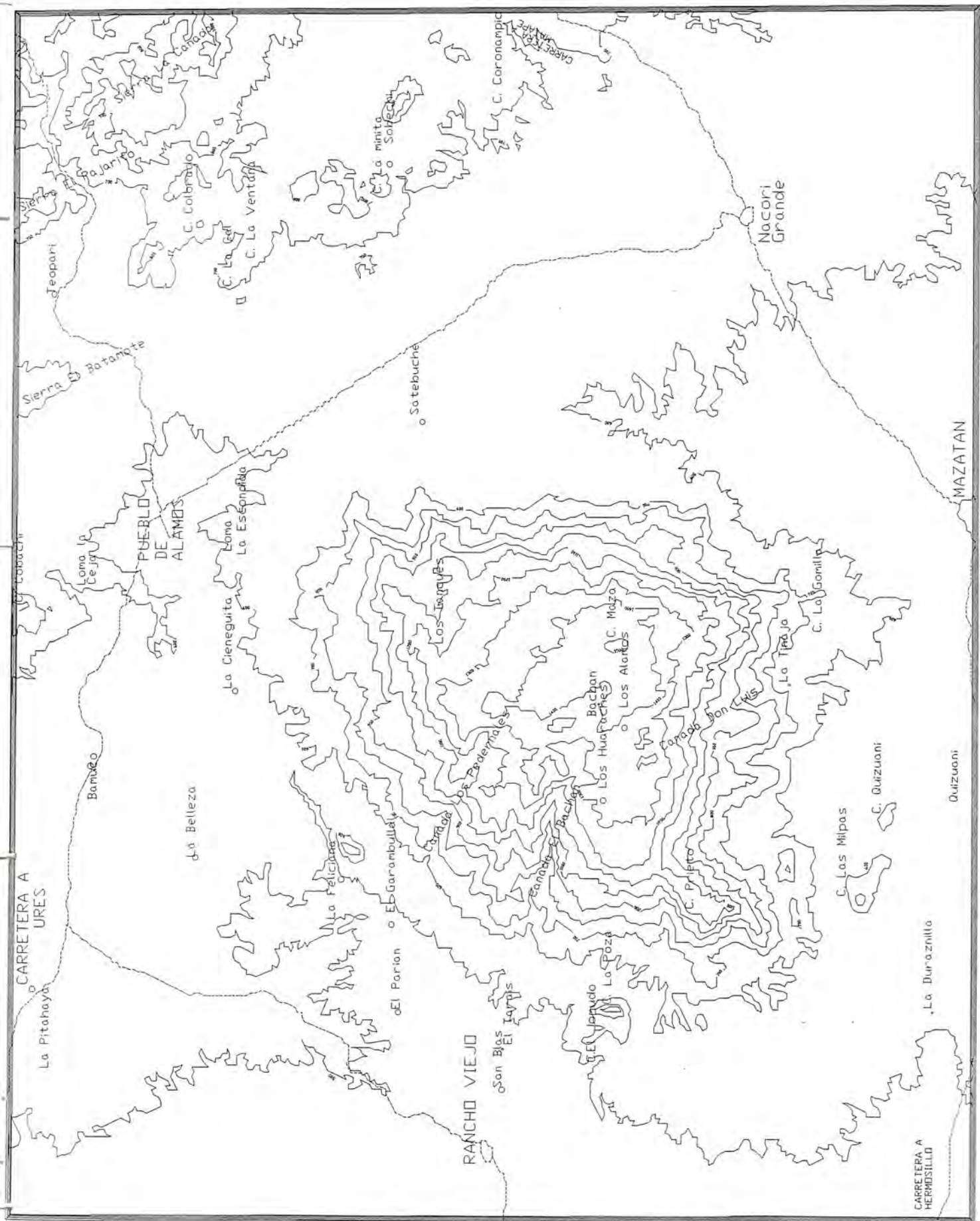


Fig. 3.- Topografía, fisiografía y localidades



biotita siguiendo la foliación (2%). Minerales accesorios comunes son la esfena y el apatito. La alteración de la roca está representada por clorita alterando a la biotita y en vetillas (producto de cizalla) y sericita alterando a las plagioclasas. Asimismo se presentan vetillas de cuarzo tardías.

- Gneises bandeados cuarzofeldespáticos migmatíticos.

Estos gneises se caracterizan por poseer una marcada foliación en bandas separadas por zonas ricas en biotita y por un microplegamiento de tipo fluidal (fig.5).

- Gneises augen y gneises de grano fino.

Estos dos grupos de rocas se caracterizan básicamente por su textura, siendo su composición similar a los gneises antes descritos. En los primeros se presentan grandes feldespatos potásicos (ortoclasa), fuertemente alargados enmarcados en una matriz de grano medio con biotita, cuarzo y feldespatos. El segundo tipo corresponde a gneises de grano fino a medio con una foliación fina favorecida por la presencia de biotita. El análisis microscópico muestra que aproximadamente el 50 % de la roca son cristales de ortoclasa, la plagioclasa constituyendo sólo el 15 % de la roca. El cuarzo se presenta de manera anhedral y elongada (20 %); la foliación es señalada por la biotita y la elongación del cuarzo. Como accesorios se presentan granos aislados de zircón y alanita.

Parte de las estructuras como es el bandeamiento, puede atribuirse al aplastamiento extremo (deformación dúctil) de heterogeneidades como redes de vetillas pegmatíticas o la deformación homogénea de rocas graníticas porfídicas (Passchier y otros,1990). A partir de las observaciones petrográficas de estos conjuntos se puede concluir que el protolito de estos gneises estaba compuesto por rocas ígneas, como granodiorita porfídica, granodiorita equigranular, o ricas en biotita.

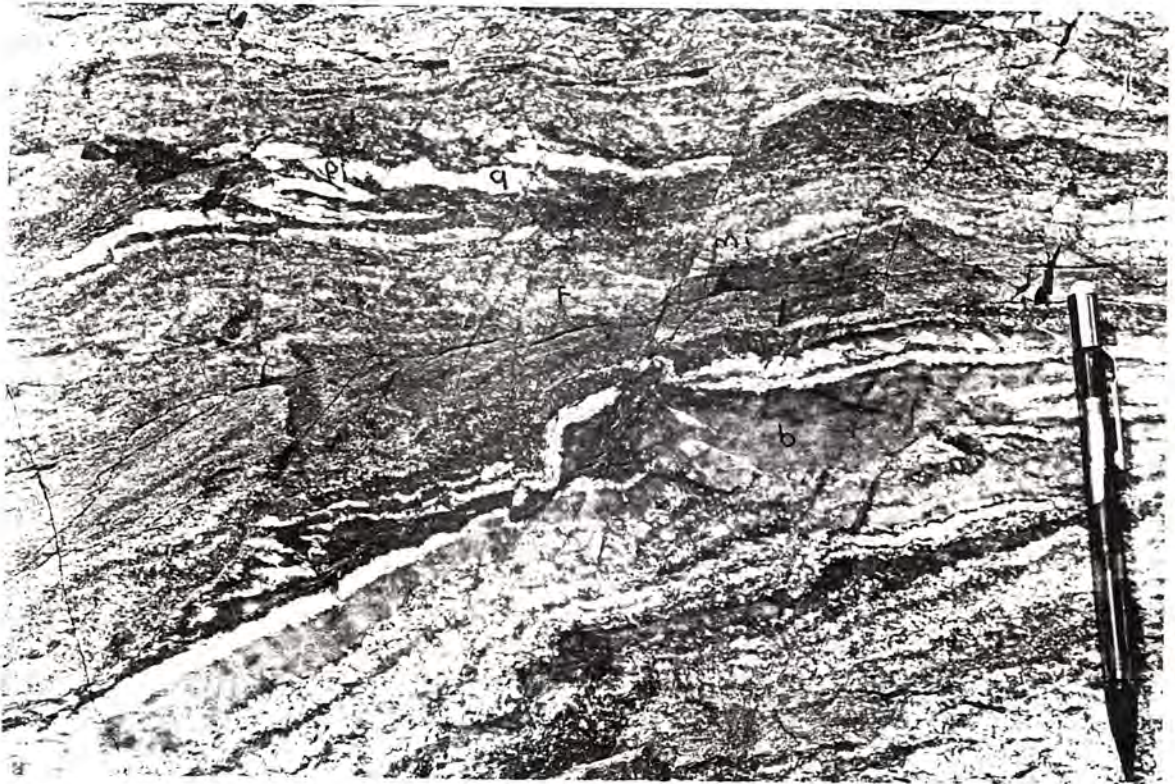


Fig. 4.- Gneises bandeados proterozoicos, bandas de cuarzo (q), feldespatos (f) y ricas en biotita (b). Se puede apreciar un microplegamiento isoclinal disarmónico (pi) y microfallas asociadas a un fracturamiento (mi). Cañada Bachán. El lápiz de escala mide 15 cm.

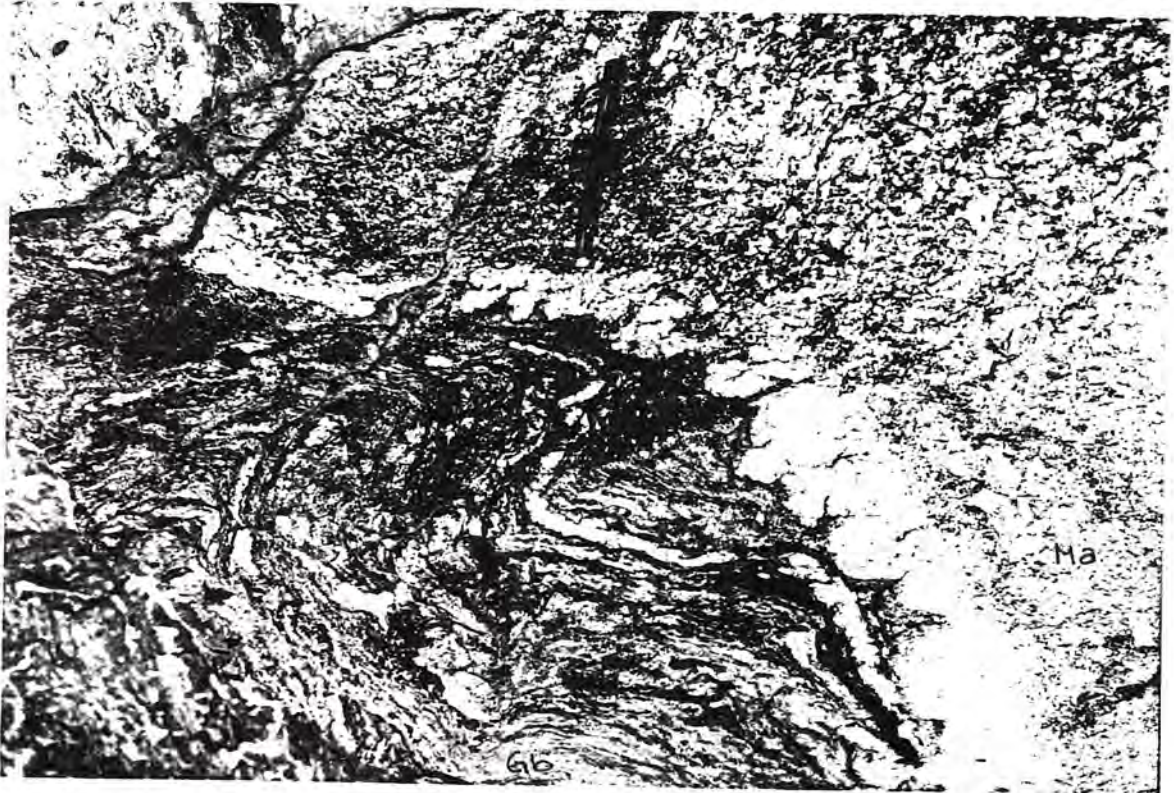


Fig. 5.- Gneises bandeados (Gb) proterozoicos en los que se observa un microplegamiento ptigmático. Aparecen como xenolitos en el monzogranito aluminoso con metamorfismo dinámico (Ma). En el contacto se desarrolla un borde anatéxico de cuarzo-feldespato. Rancho Los Huaraches. Escala 1:5

Las rocas carecen de aluminosilicatos que permitan relacionarlos específicamente a una facies metamórfica determinada; sin embargo la paragénesis cuarzo-microclina (ortoclasa)-andesina-biotita-muscovita se considera indicadora de la facies de anfibolita para rocas cuarzofeldespáticas (Williams y otros, 1983). La epidota que está presente en algunos gneises en granos aislados, todavía es estable en esta facies. Las condiciones de flujo dúctil de algunos gneises indican la cercanía o incidencia de fenómenos de fusión parcial, los cuáles pueden ocurrir en esta facies en presencia de agua.

#### **b) Rocas metasedimentarias y metavolcánicas.**

Este conjunto de rocas metamórficas está formado principalmente por cuarcitas, micaesquistos de biotita y muscovita, semiesquistos de epidota y rocas calcosilicatadas. Los afloramientos en la ladera occidental de la Sierra de Mazatán, sugieren que ésta unidad es discordante sobre los gneises de la unidad anterior y que este contacto ha sido deformado de tal manera que se encuentran interlaminados tectónicamente. Esta hipótesis se fundamenta no sólo en la intercalación de ambas secuencias sino también 1) en la diferencia de grado metamórfico (facies de anfibolita para la unidad gnéisica de origen magmático y facies de esquistos verdes para las rocas metasedimentarias); y 2) en el tipo de deformación que difiere entre ambas (micropliegues de flujo para algunos gneises y micropliegues isoclinales en los metasedimentos). En esta localidad ambos conjuntos aparecen como xenolitos y colgantes en un granito porfídico de feldespato con deformación milonítica local.

Rocas que se asignan a esta unidad afloran en la zona sur de la sierra El Pajarito y en el cerro Coronampio, ubicados hacia el este de la Sierra. En ambas localidades aparecen como xenolitos y colgantes dentro de un granito terciario de dos micas y sobreyacidos mediante fallas de bajo ángulo, por rocas carbonatadas del Paleozoico.

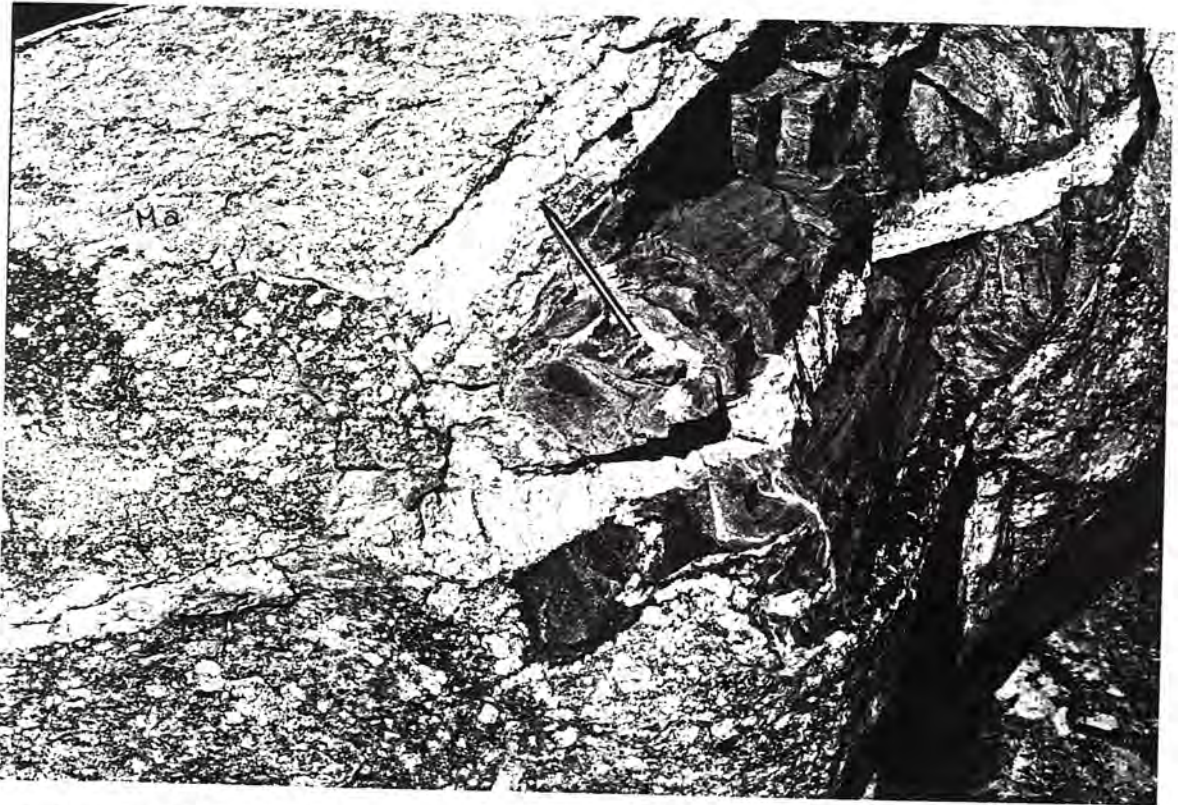


Fig. 6.- Xenolitos de esquistos bandeados proterozoicos provenientes de rocas volcánicas. En los esquistos se observa un microplegamiento disarmónico cuyos ejes tienen un rumbo de NE 72° SW. Se observa una fase pegmatítica que sigue el plegamiento y una segunda fase posterior que atraviesa a todas las rocas previas incluyendo al monzogranito aluminoso (Ma), que es la roca encajonante de los xenolitos. Rancho los Huaraches viendo al norte. El lápiz de escala mide 15 cm.

En vista del tipo de relaciones geológicas de esta unidad y su presencia como xenolitos remanentes en el techo de intrusiones graníticas (fig. 6 y 7), los afloramientos de este conjunto deben reflejar solamente una parte reducida de la unidad original. A continuación se describen - por regiones- los tipos litológicos encontrados:

#### **Ladera occidental de la Sierra de Mazatán.**

En esta localidad afloran cuarcitas, las cuáles son de color blanco de grano fino a medio con una foliación bien desarrollada. Varían de cuarcitas muy puras con más del 90 % de cuarzo, a cuarcitas feldespáticas bandeadas, en las cuales es muy común observar una lineación de estiramiento. Presentan al menos una fase de plegamiento subsoclinal de escala decimétrica y poseen intercalaciones de semiesquistos de biotita de espesores centimétricos (provenientes de sills andesíticos), asimismo presentan sills de pegmatita boudinados. Al microscopio se observa la predominancia de cuarzo de grano fino con recristalización dinámica. En menor proporción se presentan cristales de feldespato potásico como porfiroclastos elongados en la dirección de cizallamiento C y fracturados, también se observan pequeños cristales aislados de plagioclasa. La foliación es acentuada por la presencia de biotita y muscovita en cristales aislados. Minerales opacos, epidota, circón y ocasional turmalina, también se hallan elongados dentro del plano de foliación.

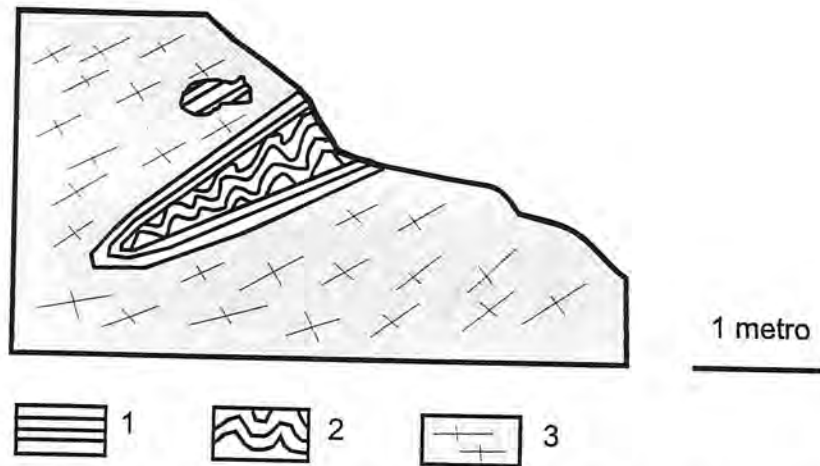


Fig. 7.- Sección esquemática de afloramiento en la cañada Bachán donde se muestra un xenolito constituido por rocas metasedimentarias y metavolcánicas (1) con un núcleo de gneises bandeados (2) con pliegues ptigmáticos. La roca encajonante es el monzogranito aluminoso (3).

### Cerro Coronampio.

En esta localidad afloran cuarcitas y semiesquistos con una foliación bien desarrollada con muscovita. Las condiciones de afloramiento son malas ya que se hallan cubiertas por rocas carbonatadas paleozoicas y son intrusionadas por una apófisis diorítica y un granito de dos micas. En una lámina de estas cuarcitas, se aprecia la predominancia de cuarzo (60 %) de grano fino, albita (30 %) con macla de periclina. La foliación no es tan evidente como en las rocas antes descritas consistiendo en un mosaico de granos equigranulares de cuarzo y plagioclasa, y bandas de minerales opacos, con muscovita, biotita y clorita marcando la foliación. No se aprecia cataclasis ni recristalización dinámica.

Un esquistos bandeado que se encuentra en esta localidad, presenta las siguientes bandas:

- banda 1.- Plagioclasa, ortoclasa y cuarzo formando una red equigranular;
- banda 2.- predominancia de biotita y muscovita entrelazadas;
- banda 3.- Cuarzo, plagioclasa, biotita y muscovita.

Los porcentajes mineralógicos varían entre las bandas pero en general el 50% de la roca está constituido por micas. Se presentan dos tipos de clorita: uno proveniente del metamorfismo retrógrado de la biotita y otro por cristalización metamórfica.

### Sur de la Sierra El Pajarito.

En una pequeña sección realizada en el sur de la Sierra El Pajarito (camino Pueblo de Alamos-Teópari), se encontraron rocas con metamorfismo dinamo-térmico imbuidas en rocas intrusivas graníticas de dos micas de edad terciaria y cortadas extensivamente por su cortejo filoniano de pegmatitas con muscovita y granate. En esta localidad las rocas metamórficas mantienen relativamente bien su foliación característica, aunque su mineralogía se ha visto desestabilizada por el evento de metamorfismo térmico, que produce skarns a partir de las rocas calcosilicatadas de la secuencia. Se aprecia un plegamiento subsoclinal decimétrico a métrico anterior a la fase de metamorfismo térmico. Se distinguieron las siguientes rocas:

- Skarn de diópsida.

Es una roca verde claro de grano fino con un bandeamiento mineralógico que sigue la foliación original, el mineral predominante es diópsida (90%) en cristales idiomorfos de grano fino formando un mosaico granoblástico. Se observan bandas lenticulares de plagioclasa (8%) y cuarzo en menor proporción.

- Esquistos calcáreos.

Estas rocas poseen una foliación bien marcada debido a la cristalización de micas. El mineral predominante es calcita (65%), con cantidades menores de muscovita y clinocloro (35 %) y algunos feldespatos aislados. La textura consiste en un mosaico de cristales xenomorfos de calcita con hojuelillas de micas marcando la foliación, las maclas de la calcita no muestran efectos de cataclisis.

- Esquistos de biotita.

En esta roca predomina la biotita en cristales de finos a gruesos, aparece cuarzo de grano fino recristalizado y un poco elongado, feldespatos potásicos y plagioclasas en cristales xenomórficos aislados como ojos. Como minerales accesorios aparecen epidota, clorita, esfena y minerales opacos. La textura visible en lámina delgada es semiesquistosa bandeada.

- Esquistos de muscovita.

Estas rocas están formadas principalmente por muscovita que aparece en grandes cristales (80%), con cuarzo y feldespatos en cristales aislados rodeados por la foliación; la biotita se presenta subordinada.

- Cuarcitas.

Son rocas de grano fino a medio de color blanco con cuarzo predominante, con feldespatos y muscovita subordinadas.

- Skarn de granate.

En el afloramiento estas rocas sobresalen gracias al desarrollo de enormes granates (grosularia-andradita) de hasta 5 cm de diámetro. Estos granates forman aproximadamente entre el 60 y 80 % de la roca. El resto está formado por wollastonita y calcita como una matriz de color blanco. En el interior de los granates se observa un bandeamiento que es una textura relictiva de la roca foliada, previa al evento de metamorfismo térmico que generó los granates.

A partir de las descripciones anteriores puede establecerse que estas rocas representan una secuencia heterogénea de origen sedimentario, cuyos protolitos fueron areniscas de cuarzo, areniscas cuarzofeldespáticas, areniscas limosas y calizas arcillosas. La unidad se vió sujeta, durante el Precámbrico, a un metamorfismo dinamotérmico en la facies de esquistos verdes, indicada por la coexistencia de minerales como cuarzo-albita-epidota-muscovita-biotita-clorita (clinocloro). Posteriormente, a mediados del Terciario, fué afectada por eventos de metamorfismo y metasomatismo de contacto de facies de hornfels de piroxeno con formación de skarns de granate y diópsida en la Sierra El Pajarito. En la ladera occidental de la Sierra de Mazatán, aún otra fase de metamorfismo dinámico se sobrepone a las fases metamórficas previas.

### c) Metaintrusivos intermedios.

Una parte de las rocas con metamorfismo dinamotérmico tiene un protolito formado por rocas ígneas intermedias de grano medio que se observan intrusionando a los gneises de alto grado; asimismo se presentan rocas máficas que aparecen como sills dentro de las cuarcitas. Estos tipos de afloramiento

se presentan en la ladera occidental de la Sierra de Mazatán y su extensión varía de algunos decímetros hasta decenas de metros (fig. 8).

Macroscópicamente no se aprecia una clara foliación, observándose una textura granuda fina a media, con cristales de epidota aislados. Sin embargo en lámina delgada se aprecia una foliación bien definida por cristales de biotita (15 - 20%) y una elongación incipiente del cuarzo (15 %). Los minerales predominantes son plagioclasas (40%) en cristales subautomorfos y ortoclasa xenomorfa (20 %). Es

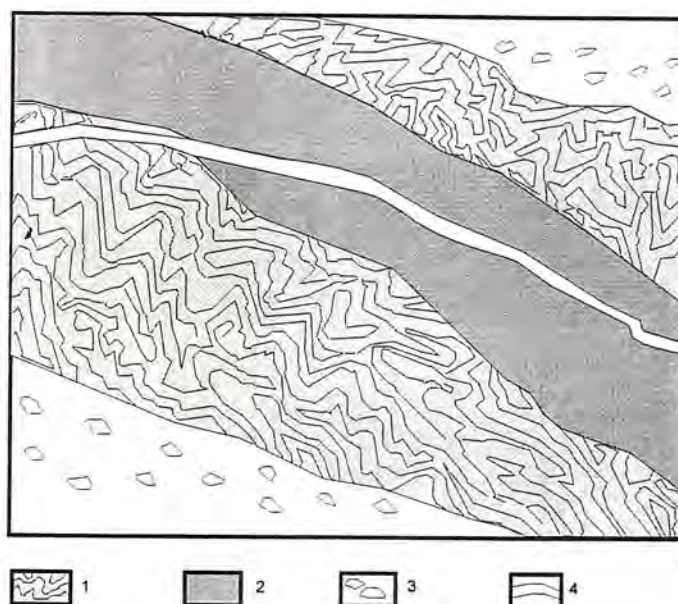


Fig. 8.- Esquema mostrando las relaciones geológicas entre rocas precámbricas. 1) Gneises bandedados con pliegues ptigmáticos; 2) Metadiorita; 3) Monzogranito aluminoso; 4) Dique cuarzo-feldespático. Cañada Bachán. Escala 1:40

común la epidota en gránulos poikiloblásticos aislados (5%) y esfena en cristales aislados. Estos dos minerales se hallan siguiendo la foliación.

En la parte inferior de la Cañada Bachán aflora un xenolito de roca oscura cuya foliación contrasta en dirección con la foliación del granito encajonante milonitizado. Este xenolito está formado por un esquisto de biotita y muscovita con granate. Los minerales félsicos son ortoclasa (35%), plagioclasa (20%) y cuarzo con extinción ondulante (10%). Puede apreciarse una alteración hidrotermal que ha desestabilizado la biotita y el granate a clorita.

Algunas muestras analizadas presentan la sobreimposición de una deformación milonítica reflejada por un fracturamiento de los cristales, una recrystalización dinámica del cuarzo, o cuarzo de grano muy fino (trituration) y la cristalización de biotita de grano muy fino siguiendo la dirección de cizallamiento.

Con base en las relaciones de campo puede concluirse que esta unidad corresponde a una intrusión de rocas intermedias, monzonitas y en menor proporción dioritas, como apófisis, diques y sills, dentro de la unidad gnéisica de alto grado y rocas sedimentarias que las cubrían en discordancia. Posteriormente a su emplazamiento ocurrió un metamorfismo dinamotérmico en la facies de esquistos verdes reflejada por la paragénesis albita-clorita-epidota-calcita para rocas básicas, alcanzando

incluso la facies de anfibolita según la paragénesis muscovita-biotita-granate-albita-cuarzo (Williams y otros, 1983).

En la escala de afloramiento se pueden apreciar dos generaciones de diques centimétricos de pegmatita que cortan a las rocas intrusivas intermedias. Una es paralela a la foliación mientras que la otra es secante. Estos diques permiten reconocer al menos dos fases de plegamiento subsoclinal de escala métrica a centimétrica que afectan al conjunto metamórfico.

### **A.1.2- Monzogranito aluminoso.**

Como se ha mencionado previamente, las rocas que conforman las unidades anteriores, se encuentran como xenolitos y colgantes de dimensiones variables dentro de un granitoide porfídico con grandes fenocristales de feldespato potásico (fig. 7 y 8). Esta relación había sido detectada por Menicucci (1975) que menciona una fase tectónica previa al emplazamiento del granito, asignando tentativamente las rocas al Precámbrico y el granito al evento laramídico; también son mencionadas como posibles encajonantes del granito por Davis y otros (1981).

Este granitoide presenta una deformación milonítica expresada por una foliación gneisosa incipiente y una lineación de estiramiento penetrativa, ambas más acentuadas en el flanco occidental y con una disminución gradual hacia la cima, aunque todavía presentes en la parte inferior de la ladera oriental (principalmente la lineación).

Las observaciones de campo confirman las características particulares de este granitoide que conforma la mayor parte de la sierra, señaladas por Menicucci (1975) y Richard (1991), y son:

- Aspecto cóncavo del granito
- Metamorfismo dinámico heterogéneo
- Fracturamiento N-S y NW-SE
- Escasez de diques andesíticos

La escasez de diques andesíticos fué confirmada en las observaciones de campo y es un aspecto que distingue este cuerpo intrusivo de los granitoides calcoalcalinos de Sonora.

Desde el punto de vista petrológico este granitoide es bastante homogéneo a lo largo de su afloramiento. Consiste en un agregado de grano grueso de cuarzo y feldespato, con biotita como principal ferromagnesiano y muscovita en hojelillas aisladas de carácter primario (es visible aún en muestra de mano la asociación entre ambas micas). Presenta una textura porfídica con grandes cristales de feldespato potásico de 2 a 3 cm de longitud en promedio, aunque a veces mucho mayores.

En el microscopio se observa que los minerales predominantes son: el feldespato potásico (ortoclasa y microclina) que aparece como grandes cristales xenomorfos (35 %), la plagioclasa en cristales de menor magnitud idiomorfos (30 %) y el cuarzo en grandes cristales xenomorfos (33 %). Como accesorios se presentan biotita y muscovita entrelazadas y en cristales grandes; de las micas siempre está presente en mayor cantidad la biotita. Otros minerales accesorios comunes en este granito son el zircón, el apatito, la alanita y la epidota que aparecen en pequeños cristales aislados. La alteración es principalmente sericítica y clorítica. La composición modal permite ubicar este granitoide en el campo de los monzogranitos (Richard, 1991).

incluso la facies de anfibolita según la paragénesis muscovita-biotita-granate-albita-cuarzo (Williams y otros, 1983).

En la escala de afloramiento se pueden apreciar dos generaciones de diques centimétricos de pegmatita que cortan a las rocas intrusivas intermedias. Una es paralela a la foliación mientras que la otra es secante. Estos diques permiten reconocer al menos dos fases de plegamiento subsoclinal de escala métrica a centimétrica que afectan al conjunto metamórfico.

### **A.1.2- Monzogranito aluminoso.**

Como se ha mencionado previamente, las rocas que conforman las unidades anteriores, se encuentran como xenolitos y colgantes de dimensiones variables dentro de un granitoide porfídico con grandes fenocristales de feldespato potásico (fig. 7 y 8). Esta relación había sido detectada por Menicucci (1975) que menciona una fase tectónica previa al emplazamiento del granito, asignando tentativamente las rocas al Precámbrico y el granito al evento laramídico; también son mencionadas como posibles encajonantes del granito por Davis y otros (1981).

Este granitoide presenta una deformación milonítica expresada por una foliación gneisosa incipiente y una lineación de estiramiento penetrativa, ambas más acentuadas en el flanco occidental y con una disminución gradual hacia la cima, aunque todavía presentes en la parte inferior de la ladera oriental (principalmente la lineación).

Las observaciones de campo confirman las características particulares de este granitoide que conforma la mayor parte de la sierra, señaladas por Menicucci (1975) y Richard (1991), y son:

- Aspecto cóncavo del granito
- Metamorfismo dinámico heterogéneo
- Fracturamiento N-S y NW-SE
- Escasez de diques andesíticos

La escasez de diques andesíticos fué confirmada en las observaciones de campo y es un aspecto que distingue este cuerpo intrusivo de los granitoides calcoalcalinos de Sonora.

Desde el punto de vista petrológico este granitoide es bastante homogéneo a lo largo de su afloramiento. Consiste en un agregado de grano grueso de cuarzo y feldespato, con biotita como principal ferromagnesiano y muscovita en hojelillas aisladas de carácter primario (es visible aún en muestra de mano la asociación entre ambas micas). Presenta una textura porfídica con grandes cristales de feldespato potásico de 2 a 3 cm de longitud en promedio, aunque a veces mucho mayores.

En el microscopio se observa que los minerales predominantes son: el feldespato potásico (ortoclasa y microclina) que aparece como grandes cristales xenomorfos (35 %), la plagioclasa en cristales de menor magnitud idiomorfos (30 %) y el cuarzo en grandes cristales xenomorfos (33 %). Como accesorios se presentan biotita y muscovita entrelazadas y en cristales grandes; de las micas siempre está presente en mayor cantidad la biotita. Otros minerales accesorios comunes en este granito son el zircón, el apatito, la alanita y la epidota que aparecen en pequeños cristales aislados. La alteración es principalmente sericítica y clorítica. La composición modal permite ubicar este granitoide en el campo de los monzogranitos (Richard, 1991).



La textura de la roca es hipidiomórfica con grandes fenocristales de feldespatos potásicos; es posible apreciar un metamorfismo dinámico gradual, desde una roca prácticamente sin foliación visible hasta un gneis bandeado. De cualquier modo, aún en las muestras menos deformadas, es común observar un fracturamiento de los granos, extinción ondulante del cuarzo, curvamiento de micas y maclas de plagioclasas, así como recristalización incipiente del cuarzo.

### **Clasificación.**

Richard (1991) quien realizó un estudio petrológico más detallado sobre las rocas intrusivas de la Sierra de Mazatán, observó un carácter particular en el intrusivo que aflora en el Cerro Maza (cima de la sierra). A partir de estudios de distribución tipológica de zircones, Richard (1991) ubica a este granitoide en la facies de granitos de origen híbrido pertenecientes a la serie calcoalcalina pero con tendencia aluminosa (línea 4a de la clasificación de Pupin, 1980), la cual es también sugerida por la presencia de muscovita primaria, acuñando el término de Monzogranito Aluminoso con el cual fué nombrada esta unidad. Nuestras observaciones y las muestras obtenidas en el resto del domo presentan las mismas características petrográficas que las del sector estudiado por Richard, por lo tanto se pueden extrapolar sus conclusiones para el resto del domo magmático y considerarlo como constituido principalmente por un monzogranito aluminoso.

### **Granito orbicular.**

Otra característica muy particular del intrusivo granítico de Mazatán, es la existencia de diques de granito orbicular (Richard, 1991). Estos diques o "sills" se localizan en la región noroeste de la sierra en la cañada Los Pedernales entre los 670 y 800 m aproximadamente. Son al menos seis diques cuyos espesores varían entre 1 y 8 metros. Se hallan con una inclinación de aproximadamente 10 grados hacia el noroeste. Una deformación milonítica afecta tanto a la roca encajonante como a los diques, provocando una textura gneisosa en el granito y cierto aplanamiento de las orbículas (fig. 9). Además los sills son recortados por zonas miloníticas estrechas, incluso con desarrollo de ultramilonitas.

Una lámina realizada en la matriz de uno de los diques, muestra que la roca está formada por grandes cristales de ortoclasa en un 35 %, plagioclasa en grandes cristales subidiomorfos y en cristales más pequeños rodeando a los mayores. El cuarzo se halla subordinado y constituye sólo el 7 % de la muestra, presentándose con extinción ondulante; la biotita es la mica predominante pero aparece muscovita primaria, ambas en proporción reducida. Se observa una alteración clorítica a partir de la biotita, así como gránulos aislados de epidota y apatito. Según la proporción de minerales esenciales, la roca constituye una monzonita, la muestra analizada es particularmente pobre en cuarzo tanto en la matriz como en las orbículas.

Los bordes de algunos diques no son muy nítidos indicando quizás un emplazamiento muy cercano en tiempo al granitoide encajonante, antes de su enfriamiento y con temperaturas similares.

Las orbículas tienen tallas muy variables entre 5 y 25 cm y una forma relativamente oval. Consisten de zonas concéntricas con variaciones mineralógicas alternantes. El núcleo puede ser de micas (biotita), de feldespatos potásicos o de composición similar a la matriz.

Richard (1991) realizó un estudio detallado de los minerales que constituyen las orbículas presentando una discusión bastante argumentada respecto a su petrogenesis. Sólo quisiera resaltar que entre las conclusiones emitidas por dicho autor, se encuentra el hecho de que el estudio tipológico de zircones

coincide con el del monzogranito aluminoso (línea 4a de Pupin, 1980) lo cual sugiere que los diques también pertenecen a una serie calcoalcalina aluminosa (híbrida), lo cual los distingue de la serie calcoalcalina normal de Sonora. Según Richard (1991) la presión mínima de cristalización de la muscovita se halla comprendida entre 2.6 y 3.5 kb para el monzogranito aluminoso.

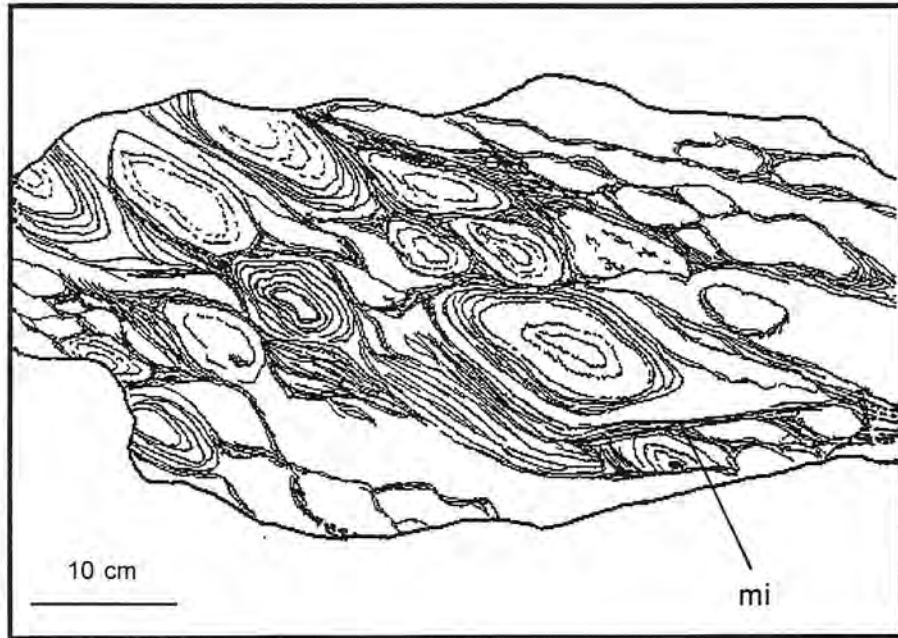


Fig. 9.- Granito orbicular. Tanto las orbículas como la matriz fueron deformadas por fenómenos de cizallamiento con desarrollo de milonita (mi), inclusive algunas son disectadas en los planos de cizallamiento C. Cañada Los Pedernales.

### Edad y correlación.

El monzogranito aluminoso porfídico ha sido fechado por Damon (en Radelli, 1986) por el método de Rb/Sr, presentando una edad de  $1,475 \pm 29$  Ma. Damon (comun. escrita) sugiere su correlación con el Granito Oracle del Complejo Metamórfico de las Montañas Santa Catalina al norte de Tucson, Arizona datada en  $1,440 \pm 20$  Ma (Keith y otros, 1980; Banks, 1980). La roca fechada, descrita por Damon como una cuarzomonzonita con textura rapakivi, se localiza muy cerca al rancho Bachán, en las coordenadas  $110^{\circ} 11.5' W$  y  $29^{\circ} 05.8' N$ .

La edad mencionada sugiere que los xenolitos y colgantes se correlacionan con el basamento del Proterozoico medio del noroeste de Sonora, el cuál ha sido denominado "Complejo Metamórfico Bámorei" (Longoria y otros, 1978). En el noroeste del estado, la suite metamórfica incluye dos conjuntos: uno constituido por ortogneises y el segundo por rocas metasedimentarias silíceas con intercalaciones metavolcánicas. El metamorfismo es típicamente de la facies de anfíbolita, aunque se han encontrado bloques de facies de esquistos verdes provenientes de protolitos sedimentarios. Las edades radiométricas de gneises y pegmatitas formadas por segregación metamórfica se ubican entre 1,645 y 1,680 Ma según Anderson y Silver (1981).

Por otra parte, el monzogranito aluminoso se correlaciona con los numerosos intrusivos datados en Sonora entre 1,500 y 1,400 Ma (Anderson y Silver, 1981).

Anderson (1989) menciona que un gran número de los granitos anorogénicos proterozoicos son moderadamente peraluminosos y contienen biotita predominante, pero es frecuente la muscovita y ocasionalmente el granate.

En la región de Opodepe se han descrito una granodiorita de 1,700 Ma con metamorfismo local a gneis; un granito anorogénico gris oscuro de 1,400 Ma y un granito micrográfico rojo de 1,100 Ma (Rodríguez, 1993).

### **Diques de la secuencia precámbrica.**

Un enjambre complejo de diques aplíticos y pegmatíticos cortan al granito aluminoso, a sus xenolitos metamórficos o a ambos. Los diques tienen varios orígenes, edades e historias de deformación, distinguiéndose:

- 1) Diques asociados a los intrusivos graníticos que son protolitos de los gneises y que son deformados junto a ellos. Estos diques proterozoicos son generalmente de cuarzo, feldespato y biotita.
- 2) Diques formados por segregación metamórfica que atraviesan a esquistos de diorita y rocas metasedimentarias, donde aparecen como bandas paralelas a la foliación, permitiendo apreciar al menos dos fases de plegamiento isoclinal en estas secuencias. Estos diques presentan foliación, lineación y boudinage. Su composición es cuarzo-feldespática con biotita o muscovita.
- 3) Diques asociados al monzogranito aluminoso que presentan foliación milonítica y permiten apreciar el comportamiento heterogéneo de las rocas encajonantes ante la deformación. Su composición petrográfica es: cuarzo, feldespato, biotita, muscovita y granate.

## **A.2.- Paleozoico.**

### **A.2.1.- Secuencias sedimentarias del Paleozoico.**

El Paleozoico está representado en el área de estudio por un conjunto de rocas sedimentarias de espesor relativamente grueso, donde predominan las rocas carbonatadas sobre las detríticas.

Los afloramientos se distribuyen en dos zonas principales:

- 1) Al occidente de la sierra de Mazatán, las rocas paleozoicas forman un semicírculo de crestos prominentes y aislados por la erosión (y la tectónica) entre los que destacan los cerros: La Feliciano, La Poza, El Jomudo, Cerro Prieto, Las Milpas y Quizuani. En esta zona, sobreyacen mediante falla normal de bajo ángulo a unidades graníticas y volcánicas. Las secuencias se hallan plegadas y desplazadas por fallas normales subsidiarias y no han sido estudiadas en detalle. Secciones limitadas en los cerros La Poza y El Jomudo permiten correlacionar las rocas aflorantes con secuencias asignadas al Cámbrico Medio y al Ordovícico Temprano.
- 2) Al oriente de la Sierra de Mazatán, los afloramientos de rocas paleozoicas forman cordones discontinuos con dirección NW-SE, configuración que se deriva de grandes fallas normales de alto ángulo y de longitud kilométrica. En el cordón que forma los cerros La Cal y La Minita, se hallan intrusionados por un granitoide de dos micas de grano grueso; más al noreste y al sur, en la sierra La Cañada y en el cerro Coronampio, sobreyacen tectónicamente a colgantes de rocas con metamorfismo dinamotérmico asignadas al Proterozoico Medio.

### a) Paleozoico inferior.

En las inmediaciones del Rancho Sobechi se estableció una columna estratigráfica parcial de las rocas paleozoicas (fig. 10). En esta localidad la estructura es relativamente complicada por la existencia de al menos dos fases de plegamiento y un fallamiento normal. En la parte inferior de la columna se encuentran areniscas de cuarzo blancas con intemperismo rojizo, sobreyacidas por limolitas gris claro con intercalaciones métricas formadas por estratos centimétricos de calizas gris-verdoso. Encima se encuentran limolitas y areniscas gris claro que son cubiertas a su vez por calizas en estratos finos con intercalaciones centimétricas de lutitas calcáreas verdes, amarillentas y rojizas. Esta última intercalación es muy conspicua pues produce una roca gris oscura con bandas delgadas rojizas y amarillentas, donde es fácil detectar el microplegamiento que afecta a la secuencia. Estas rocas son cubiertas por calizas masivas grises con bandas y nódulos de pedernal blanco, que hacia su parte superior contienen algunas intercalaciones delgadas de areniscas de cuarzo blancas.

En las limolitas y lutitas, justo debajo de las calizas con bandas limolíticas, se encontraron fósiles de trilobites (recolectada originalmente por Navarro, comun. personal), los cuáles fueron estudiados y reconocidos por Palmer (comun. escrita Stewart). Los organismos identificados fueron *Tonkinella* valida *Tchernysheva*, *Peronopsis depressa* (Westergard), *Syspacephalus* sp. y *Tomagnostus* ? sp (fig. 11). Esta fauna permite asignar estas capas a la parte media del Cámbrico Medio y corresponden a la parte superior de la zona Ehmaniella. Junto a los trilobites se encontró un pequeño braquiópodo que no ha sido identificado aún. En las capas superiores de la secuencia, se encontraron algunos restos de corales y crinoides (encrinitas), indeterminados.

Secuencias con litología y fauna correlacionables a la encontrada en el rancho Sobechi, han sido determinadas en Sonora desde la región de Caborca al noroeste, hasta la región de Arivechi al este. Son: Formación Arrojos en Caborca (Cooper y otros, 1952), Unidad 3 en la Sierra de López (Stewart y otros, 1988), Grupo San José en San José de Gracia (Cirett y Aguilar, 1989), Formación Arrojos en la Sierra de Agua Verde (Sosa y Ochoa, 1993) y Formación El Mogallón, en Arivechi (Almazán, 1989). En Sierra de López y en Arivechi se ha identificado el trilobite *Peronopsis* al igual que en la región aquí estudiada (ver localidades en las figuras 1 y 2).

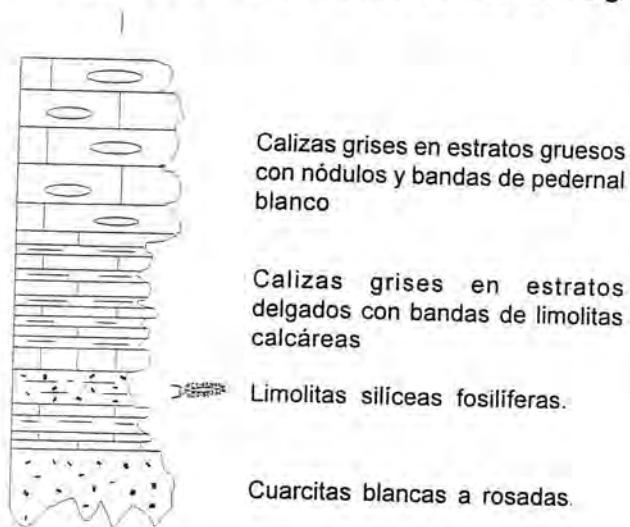
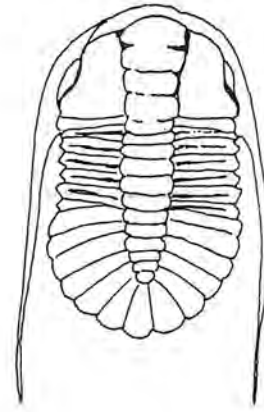
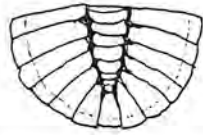


Fig. 10.- Columna estratigráfica parcial en las inmediaciones del rancho Sobechi. Escala aprox. 1:100

En el cerro La Poza la secuencia se halla muy afectada por la tectónica encontrándose escamas delgadas de limolita y arenisca debajo de calizas masivas (rancho La Poza) y afloramientos de la caliza con laminaciones. Richard (1991) había considerado los afloramientos de calizas con laminaciones del rancho La Poza como de principios del Paleozoico, basado en correlaciones estratigráficas con el Cámbrico de la región de Caborca (Arellano, 1946), sugeridas por Menicucci (1975).

En el cerro El Jomudo, muy cerca de los afloramientos anteriores, aflora una sección que en su parte inferior está formada por calizas y calizas arenosas, de color gris y estratos gruesos, con intercalaciones y nódulos de pedernal blanco. En la parte intermedia afloran calizas con intraclastos (intraclastitas) con

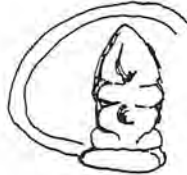
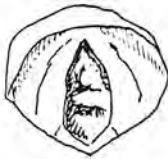
*Tonkinella válida Tchernysheva*



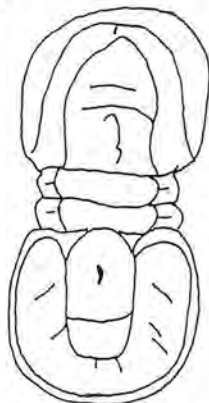
*Syspachephalus sp.*



*Tomagnostus (?) sp.*



*Pernospis depressa* (Westgaard)



braquiópodo (no identificado).



Fig. 11.- Fósiles encontrados en la secuencia del rancho Sobechi. Los trilobites de la derecha se muestran con fines comparativos y fueron tomados del Treatise of invertebrate Paleontology.

intercalaciones y lentes de pedernal blanco y calizas arenosas. Hacia la parte superior se observa una caliza oolítica con intraclastos aislados y que posee una fauna de gasterópodos, nautiloideos y crinoides. Esta sección, es muy similar litológica y paleontológicamente, a la formación Las Norias encontrada por Vega y Araux (1987) en las inmediaciones del rancho Las Norias (fig. 2), atribuida al Ordovícico inferior en base al trilobite *Ectenonotus* sp. (Dr. Reuben Ross comun. personal). También puede correlacionarse con las unidades 7 y 8 descritas por Stewart y otros (1988) en la Sierra de López.

## **b) Paleozoico superior.**

En el cerro Quizuani (fig. 3) ubicado al sur de la Sierra de Mazatán, hay una secuencia constituida principalmente por calizas y dolomías gris obscuro con bandas y nódulos de pedernal blanco. En ellas se encuentran horizontes con braquiópodos de tipo *Spyrifer* y corales solitarios silicificados, cuya identificación fué realizada por Zemenoff (en Richard, 1991) como pertenecientes a los géneros *Zaphrentidae* *Sychnoelasia* sp., *Amplexus* sp. y *Rugosa Neozaphrentis* sp.; los cuáles indican una edad Carbonífero (Misisípico Medio). En muestras enviadas a especialistas, las especies de corales no pudieron identificarse con el fin de confirmar la edad, sin embargo en las mismas se detectaron conodontos los cuales fueron identificados por Sandberg (Stewart, comun. escrita), quien los considera del Kinderhookian medio (Misisípico), de la zona Sandbergi o más jóvenes.

Aproximadamente 0.5 a 1 km al noreste del rancho Sobechi, se han recolectado muestras de calizas con conodontos los cuales fueron estudiados por Anita Harris, reportándose edades del Osagiano tardío (Misisípico) y del Merameciano tardío (Misisípico) para dos muestras distintas (Stewart y Poole comunicación escrita).

Unidades similares a las descritas han sido encontradas en varias partes de Sonora: por ejemplo Rodríguez (1981) en el Cerro el Molinito reporta corales de edad Misisípica; Menicucci (1975) quien denomina a estas unidades como "calizas oscuras biógenas con capas de sílex" define edades carboníferas por su posición estratigráfica, debajo de unidades que poseen fusulínidos de edad Wolfcampiana en la Sierra de Martínez; Vega y Araux (1987) en los alrededores del rancho las Norias describen la formación Aparejo que comprende horizontes muy similares a los descritos aquí. En la región de Arivechi, centro este del estado, Palafox y otros (1984) reportan la presencia de rocas carbonatadas del Misisípico medio en base a corales y braquiópodos. En la sierra Santa Teresa al sureste de Hermosillo, se reporta una gruesa secuencia de más de 2200 m de rocas carbonatadas y siliciclástica calcárea cuyo rango de edad varía desde el Misisípico hasta el Pérmico (Stewart y Amaya, 1993).

Nuestro estudio de las unidades principalmente carbonatadas aflorando en la Sierra de Mazatán o en sus cercanías inmediatas, permite concluir que pertenecen a la plataforma ampliamente distribuida en Sonora, desde la región de Caborca en el noroeste hasta la región de Arivechi en el este del estado. Cabe señalar sin embargo que el sector de Mazatán representa un límite tectónico importante entre dos zonas paleogeográficas paleozoicas distintas: en el norte, una plataforma de la cual dependen las unidades descritas, y una cuenca en el sur. El contacto tectónico entre ambas, de rumbo aproximadamente este-oeste, se encuentra algunos kilómetros en el sureste de la Sierra de Mazatán, por ejemplo al pie de la Sierra de Martínez (fig. 2).

### A.3.- Mesozoico-Cenozoico.

#### A.3.1.- Formación Tarahumara.

En el área estudiada, la Era Mesozoica está representada por una secuencia de rocas volcánicas y volcanosedimentarias atribuidas al Cretácico Tardío-Paleoceno, predominantemente de carácter intermedio, la cuál se ha correlacionado con la Formación Tarahumara. Los afloramientos principales de esta unidad se ubican hacia el noreste de la Sierra de Mazatán en donde sobreyacen en discordancia angular al paleozoico carbonatado. Al oriente de los cerros La Cal y La Ventana (fig. 12), el contacto con las rocas carbonatadas paleozoicas parece ser una falla normal que desplaza el contacto original. Su espesor alcanza al menos 1900 metros.

La secuencia está formada por intercalaciones de coladas andesíticas porfídicas, con aglomerados y tobas de composición similar. Presentan una alteración hidrotermal provocada por intrusivos hipabisales porfídicos con cuarzo y feldespato, de composición félsica. La alteración es muy visible en una franja con orientación norte sur de la cual forma parte el cerro Colorado, sobre la cuál se ubican algunos prospectos mineros. Los estudios de láminas delgadas realizadas en esta unidad se muestran en el Apéndice A.

Petrológicamente las coladas andesíticas son de colores morado, verde oscuro y gris oscuro; presentan fenocristales de plagioclasas y una alteración propilítica donde la epidota es el mineral más visible. Los aglomerados son de color morado a rojizo con fragmentos de tamaño variable (hasta un metro) de rocas volcánicas principalmente y en menor grado sedimentarias (cuarcitas). Algunas tobas presentan texturas de flamas indicando su origen como flujos piroclásticos. Cerca de la presa Teópari se observa una roca félsica de grano fino a medio, masiva y muy fracturada, que se considera como un intrusivo hipabisal en esta secuencia.

Hacia la parte superior de la secuencia, al oriente de la Sierra La Cañada, se presentan intercalaciones de rocas detríticas, conglomerados polimícticos y areniscas, las cuales van predominando paulatinamente hasta dar paso a una unidad detrítica más joven, que ocupa el amplio valle ubicado entre la Sierra La Cañada y la Sierra de Agua Verde.

Rocas que pueden asignarse a la Formación Tarahumara, también afloran en la ladera occidental de la Sierra de Mazatán. Se encuentran como láminas tectónicas sobreyacidas estructuralmente por

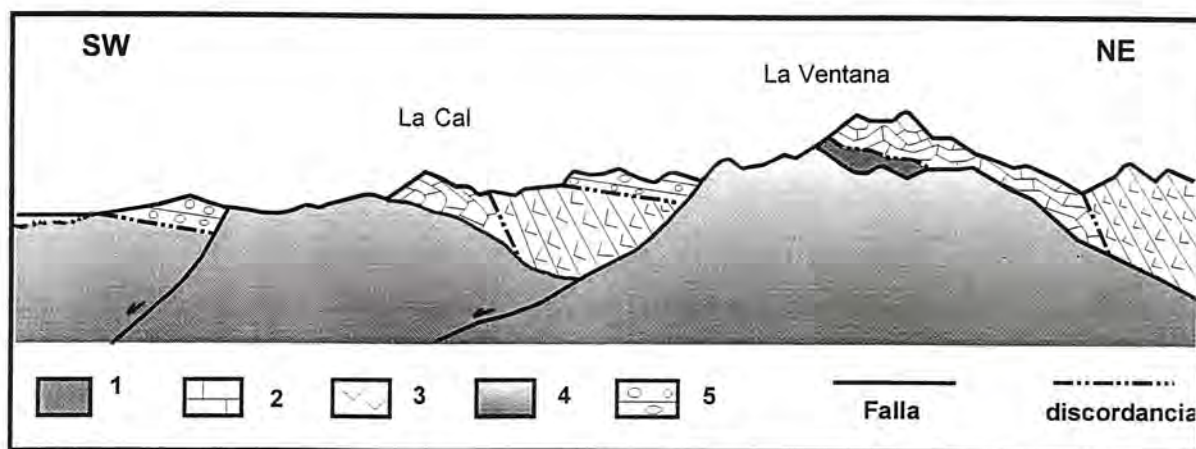


Fig. 12.- Sección esquemática de los Cerros La Cal y La Ventana. 1) Colgantes de rocas metamórficas precámbricas; 2) Rocas sedimentarias paleozoicas; 3) Formación Tarahumara; 4) Granito de dos micas; 5) Unidad El Parián. Escala 1:50,000.

secuencias carbonatadas paleozoicas y deslizándose a su vez, sobre rocas graníticas con dos micas. Secuencias detríticas terciarias que cubrían en discordancia a esta unidad, actualmente se encuentran descendiendo mediante fallas lístricas. En las partes bajas de la ladera occidental de la sierra los afloramientos se hallan dispersos de manera similar a los de las rocas paleozoicas. En el cerro Pelón (noroeste del rancho La Feliciano, fig. 13), aflora una roca porfídica félsica con cuarzo y feldespato, que presenta una alteración hidrotermal que se refleja como vetillas de cuarzo y fuerte oxidación (hematita). Este pórfido intrusión una secuencia de rocas volcánicas andesíticas de color gris oscuro que intemperizan a morado, con fenocristales de plagioclasa. Ambos tipos de rocas descansan, mediante una falla normal de bajo ángulo sobre un granito de grano grueso con dos micas y son cubiertos a su vez por rocas detríticas terciarias deslizadas mediante fallas lístricas menores.

Hacia el norte del Cerro El Jomudo se ha encontrado una relación muy similar a la descrita. En el propio cerro se presentan, debajo de rocas carbonatadas paleozoicas, rocas andesíticas grises y verdes con fenocristales de plagioclasas, tobas arenosas de color morado con fragmentos de rocas volcánicas, tobas de color blanco de cristales e intercalaciones de coladas félsicas.

Afloramientos escasos de rocas volcánicas de color gris, aglomerados de color morado y tobas, debajo de rocas carbonatadas en el cerro Quizuani en su parte sur, permiten constatar que la relación estructural entre ésta unidad volcánica y las rocas paleozoicas continúa en la región sur de la Sierra de Mazatán, pero se distingue de las relaciones en la región noreste la cual no ha sido afectada de la misma manera por los procesos tectónicos distensivos.

Hasta el momento no se cuenta con datos radiométricos que nos permita conocer la edad precisa de esta secuencia, difícil de fechar dado su alto grado de alteración. Sin embargo, dada su composición litológica y alteración hidrotermal provocada por intrusivos hipabisales, considero que puede correlacionarse con rocas de la Formación Tarahumara (Dumble, 1901; Wilson y Rocha, 1946; Amaya y otros, 1994) y otras secuencias volcánicas que tienen como características poseer interdigitaciones de sedimentos lacustres, y presentar alteración hidrotermal provocada por intrusivos fechados como del Paleoceno tardío (Amaya, comun. personal).

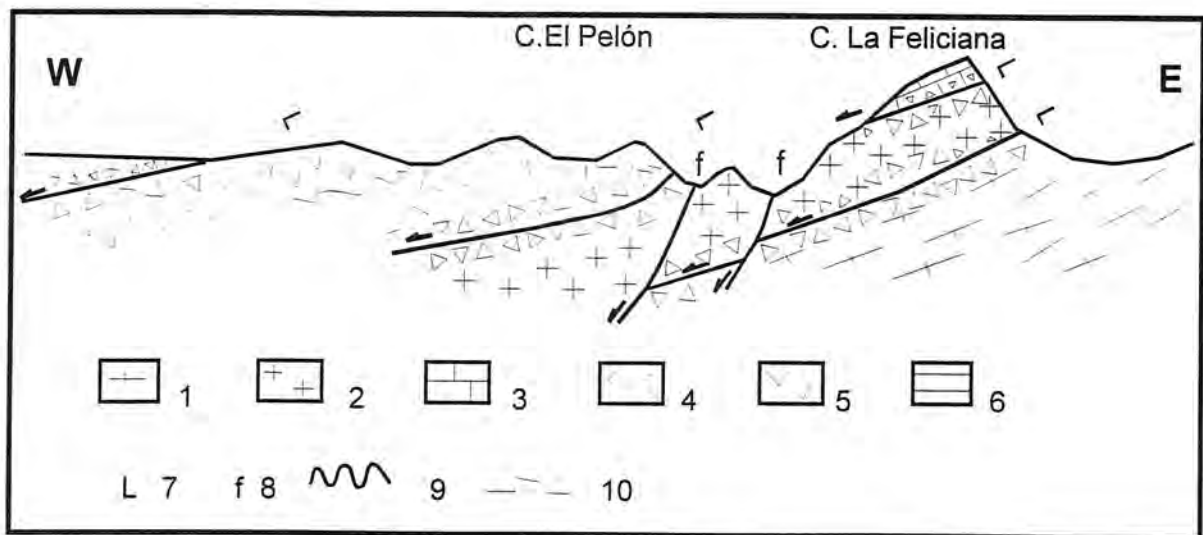


Fig. 13.- Sección esquemática en los cerros La Feliciano-El Pelón. 1) Gneises miloníticos; 2) Granito de dos micas; 3) Calizas Paleozoicas; 4) Intrusivo hipabisal cuarzófeldespático; 5) Andesitas porfídicas; 6) Formación Belleza; 7) Fallas normales de bajo ángulo; 8) Falla normal de alto ángulo; 9) discordancia; 10) brechas cataclásticas. Escala 1:18,000



El miembro superior volcánoclastico de la Formación Tarahumara ha sido fechado en la región del río Yaqui (al sureste de la Sierra de Mazatán), presentando una edad de  $70 \pm 1$  Ma (U-Pb) (Mc Dowell y otros, 1995). La parte superior no ha sido datada, pero intrusivos que la cortan presentan edades de 40 y 59 Ma (Mc. Dowell y otros, 1995), lo cual nos indica que posiblemente continuaba hasta el Terciario temprano.

Esta formación corresponde al "Lower Volcanic Complex" definido por Mc. Dowell y Keizer (1977), el cuál es cubierto en discordancia por el "Upper volcanic Supergroup" cuyas edades se ubican entre 34 y 27 Ma y cuyo carácter es predominantemente félsico (ignimbritas) (McDowell y Clabaugh, 1979). En ciertas localidades como las sierras al oriente de Huépac (fig. 1) el cambio entre los grupos inferior y superior no es muy notable y semeja una discordancia erosional.

### **A.3.2.- Suite intrusiva calcoalcalina.**

Se incluyen en esta denominación rocas intrusivas que varían de dioritas a granitos y su cortejo filoniano. Estas rocas fueron cartografiadas parcialmente por Richard (1991) al occidente y sur de la Sierra de Mazatán (mencionando que aflora también en su flanco norte) aunque en este trabajo no se coincide completamente con dicha cartografía. Debo aclarar que gran parte de la Sierra de Mazatán está constituida por granitoides que, en este trabajo (y previamente en el de Richard, 1991), han sido divididos en varias suites; sin embargo, con excepción de sus facies más extremas (dioritas - leucogranitos), las características petrográficas de las diferentes suites son muy parecidas entre sí, tanto en fotogeología como en el afloramiento, por lo que para diferenciarlos plenamente se requiere de un trabajo de petrología y cartografía detallado (apoyado con análisis geoquímicos que permitan la clasificación básica de estas rocas). Dicho trabajo está fuera de los objetivos de este estudio y no ha sido realizado con anterioridad.

Con base en el muestreo realizado puede establecerse que una franja que aflora en la ladera sur de la sierra está formada por rocas atribuibles a esta suite. En esta localidad intrusión al monzogranito aluminoso. La roca principal en el afloramiento es un granito de grano grueso con cuarzo, feldespatos y grandes feldespatos potásicos de color rosado a blanco; el mineral ferromagnésico predominante es la biotita. Por su descripción petrográfica es similar a las rocas graníticas más antiguas, pero la complicación para distinguirlo se incrementa por la presencia de una deformación milonítica y la intrusión de un granito de dos micas, que según Richard (1991) le provoca una alteración neumatolítica que se traduce en una muscovitización.

A pesar de las dificultades antes descritas, algunos criterios petrológicos y mineralógicos permiten realizar cierta distinción. Entre ellos se encuentra el hecho de que se hallan cortados por diques de composición andesítica con hornblenda y plagioclasa, la presencia de xenolitos de rocas dioríticas (con facies pegmatíticas y de grano fino) y ocasionalmente presentan hornblenda accesoria. Otro criterio mineralógico es la presencia de esfena dentro de los minerales accesorios (Richard, 1991).

Esta fase intrusiva es acompañada por diques pegmatíticos y aplíticos formados por cuarzo, feldespato y biotita.

Richard (1991) describe afloramientos aislados de dioritas cuarzosa entre los ranchos la Cieneguita y La Feliciano y menciona los del sur del cerro La Gomilla (plano 1).

A partir de un análisis petrográfico más detallado han podido reconocerse dioritas de hornblenda (en ocasiones pegmatítica, diorita de piroxeno, granodioritas y monzogranitos).

En cuanto a la forma de la intrusión considero que este intrusivo presenta una estructura tipo facolito pues su contacto en la ladera sur se inclina hacia el norte. Esta geometría sugiere una intrusión forzada que levanta las rocas encajonantes ubicadas sobre la misma, como una especie de dique cónico (cone sheet).

Las rocas descritas indican la presencia de una serie de composición calcoalcalina, con una variación desde diorita hasta monzogranito pasando por diorita cuarzosa y granodiorita. Como es típico, las facies menos silíceas aparecen primero como facies marginales y xenolitos dentro de grandes intrusivos granodioríticos a monzograníticos (Williams y otros, 1983; Vega y Araux, 1985; Richard, 1991).

En el noroeste de la Sierra de Mazatán, en colinas bajas entre el rancho El Parián y el rancho La Feliciana (corta distancia al sureste de el arroyo El Garambullal arriba de El Corral), existe una datación realizada por Anderson y otros (1980) en un gneis granodiorítico porfídico. La edad obtenida es de  $58 \pm 3$  Ma (U-Pb). En esta zona, la deformación dinámica de las unidades graníticas hace muy difícil la distinción petrográfica entre el granitoide precámbrico y los granitoides calcoalcalinos. Por ejemplo, en lomeríos bajos al norte del cerro La Poza, se observaron xenolitos plegados de cuarcitas metamorizadas lo cual nos indica que se trata del granitoide precámbrico, además de que posee muscovita. Es factible que ocurra una interlaminación tectónica (o intrusiva) entre ambos cuerpos graníticos.

Por otra parte, a lo largo del territorio de Sonora se cuenta con numerosos datos radiométricos de rocas calcoalcalinas: intrusivas, volcánicas y minerales de alteración hidrotermal). Indican un emplazamiento que va del Cretácico Tardío al Eoceno, es decir, entre 90 y 40 Ma (Damon, 1968; Anderson y Silver, 1974; Mc. Dowell y Keiser, 1977; Clark y otros, 1979; Damon y otros, 1983 a y b; Demant y otros, 1988; Cochemé, 1985). La mayor parte de los plutones se emplazó entre 50 y 65 Ma. El plutonismo calcoalcalino de Baja California, ubicado más hacia el oeste, tiene una edad más antigua que se ubica entre 105 a 80 Ma (Silver y Chappell, 1988). En vista de lo anterior, la edad obtenida por Anderson y otros (1980) en la Sierra de Mazatán coincide con la fase principal del magmatismo calcoalcalino de Sonora y puede considerarse indicativa para esta suite en la sierra.

## **B.- Estructuras preterciarias.**

### **B.1.- Plegamiento en rocas paleozoicas.**

En las rocas del Cámbrico medio situadas en los alrededores del rancho Sobechi, se han podido detectar dos fases de plegamiento sobrepuestas, en calizas con bandas limolíticas calcáreas finas. El patrón de interferencia corresponde al tipo I de Ramsay (1967) denominado: estructuras de domo y cuenca. En este tipo de patrón no se puede establecer el tiempo relativo de cada fase de deformación (fig. 14).

Los pliegues en estas rocas tienen ángulos de apertura de la charnela variando de cerrados a abiertos (entre  $30^\circ$  y  $120^\circ$ ) y son de escala decimétrica a métrica.

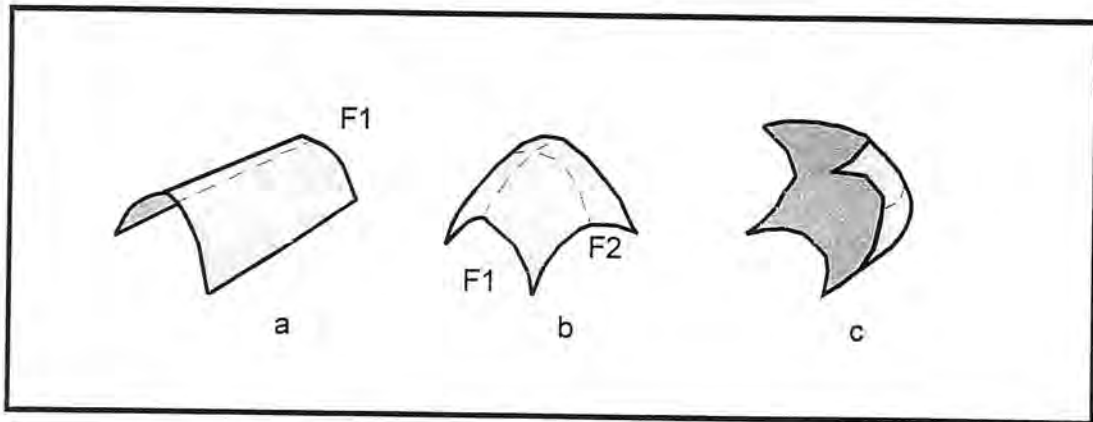


Fig. 14.- Esquema de dos fases de plegamiento (F1 y F2) observado en las rocas paleozoicas cerca del rancho Sobechí, las cuales forman figuras de interferencia de "domo y cuenca". En c) se ilustra el basculamiento de los pliegues.

### Análisis Estructural.

La distribución en la plantilla de Schmidt de las medidas efectuadas en los ejes de los pliegues en rocas paleozoicas (fig. 15), nos indica la presencia de dos familias principales: una con direcciones entre NE 40° - 70° SW con echados principalmente hacia el NE (producto de basculamientos posteriores), y una segunda familia con rumbos NNW-NNE 20° casi horizontales. Estas dos familias indican las dos fases de plegamiento mencionadas previamente. Aunque por el tipo de interferencia de pliegues es difícil establecer las edades relativas entre las fases, por correlación con otras áreas de Sonora, es posible atribuir la primer familia a eventos compresivos dirigidos hacia el NW 30°-40°, ocurridos hacia el fin del Paleozoico (Poole y Madrid, 1988a); mientras que la segunda puede atribuirse a eventos compresivos con dirección aproximada ENE-WSW, la cual es generalmente asociada con las fases compresivas de fines del Cretácico.

El análisis de los planos de estratificación de las rocas paleozoicas indica una predominancia de rumbos con dirección NW de 0° a 40° SE y echados hacia el NE, reflejando la influencia marcada del fallamiento normal terciario, que provoca el basculamiento de las unidades hacia dicha dirección (fig. 16). En mucha menor proporción se observan direcciones diversas de planos de estratificación reflejando basculamientos asociados a fallas normales transversales a las mencionadas, así como las fases de plegamiento y pliegues de arrastre.

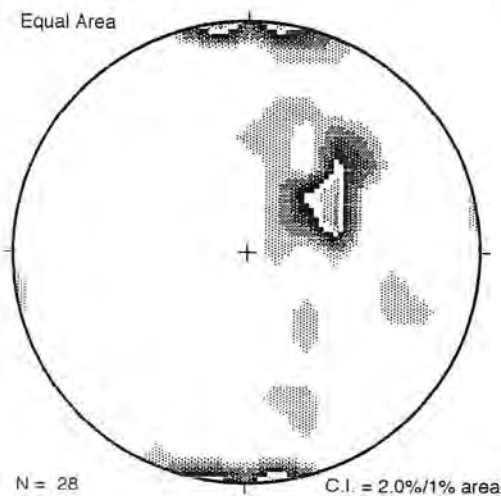


Fig. 15.- Distribución de los ejes de pliegues en rocas paleozoicas (Cámbricas) en las inmediaciones del rancho Sobechí. Puede apreciarse la existencia de dos familias principales, una con rumbos entre NW 10° y NE 20° con echados subhorizontales y la otra con rumbos entre NE 40-70° con echados hacia el NE.

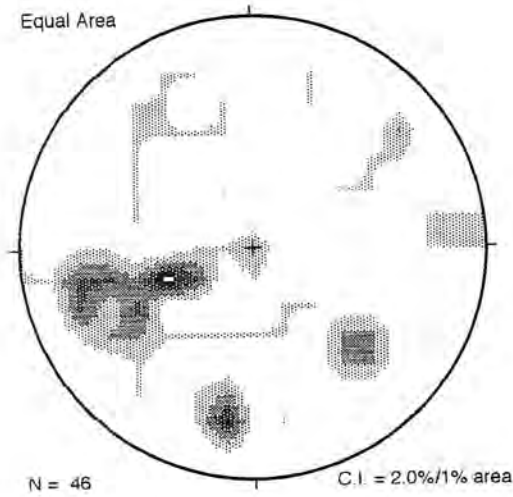


Fig. 16.- Diagrama de concentración de polos de los planos de estratificación de las rocas paleozoicas. Los rumbos predominantes de la estratificación varían entre NW 0-40° con echados principalmente hacia el NE. Estas tendencias indican una influencia marcada de los eventos distensivos terciarios caracterizados por fallas normales cuya evolución provoca el basculamiento de estas secuencias.

### B.2.- Plegamiento en rocas metasedimentarias proterozoicas.

En las rocas con metamorfismo dinamotérmico que afloran fuera del domo en la Sierra El Pajarito y en el cerro Coronampio, se observa un plegamiento isoclinal a subisoclinal que afecta a la foliación de las rocas esquistosas y metacarbonatos (fig.17). Sobrepuesto a este plegamiento se aprecia el desarrollo de un metamorfismo térmico provocado por el granito de dos micas terciario, con desarrollo de grandes granates que obliteran la foliación. Los pliegues son armónicos similares del tipo 2C de Ramsay (1967).

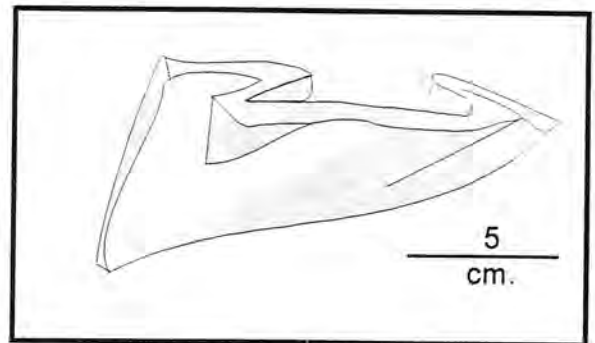


Fig. 17.- Microplegamiento observado en micaesquistos en el sur de la Sierra El Pajarito

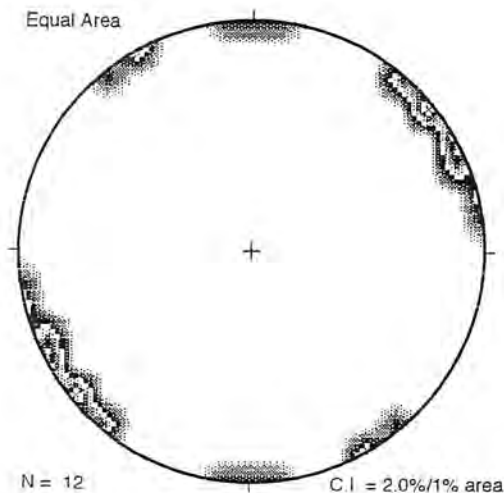


Fig. 18.- Los ejes de pliegues de las rocas precámbricas fueron medidos dentro del domo y presentan una dirección predominante entre NE40-60°SW. Debido a que son afectadas por fenómenos de cizallamiento la dirección de estos ejes pudo haberse paralelizado con la dirección de estiramiento máximo, sin embargo las orientaciones de la foliación coinciden con otras áreas donde afloran rocas similares como en la parte central del estado.

Las escasas mediciones que se realizaron sobre este tipo de plegamiento fuera del domo muestran una dirección de ejes de charnela aproximadamente de NE 75° SW con un buzamiento de 65° NE.

En el interior del domo este plegamiento también está representado, pero es muy difícil determinar la orientación original de estos pliegues por dos razones:

- 1) la rotación posible y desconocida de los xenolitos proterozoicos.
- 2) el plegamiento y rotación de los ejes en la zona de cizalla terciaria.

La distribución de los ejes de pliegues en rocas precámbricas se aprecia en la fig. 18 e indica una predominancia de ejes entre NE 40° - 80° SW, con echados subhorizontales.

| Resumen de la evolución geológica preterciaria en la Sierra de Mazatán y sus alrededores |  |  |  |  |
|--|--|--|--|--|
| Periodo  | Unidad                                 | Evento   | Características  | Orientación  |
| Proterozoico Medio (1,800 ? Ma)  | Unidad con metamorfismo dinamotérmico. | Metamorfismo Regional  | Gneises, migmatitas, esquistos. Facies de Anfibolita                                     | Foliación: NE 20-70° echados NW-SE y al norte.   |
| Proterozoico Medio   |  | Intrusión de rocas intermedias. Depósitos sedimentarios.   | Monzonitas, dioritas, andesitas.   |  |
| Proterozoico Medio (1,700 ? Ma)  |  | Metamorfismo Regional  | Esquistos de biotita-muscovita-granate, cuarcitas. Diques aplíticos y pegmatíticos.      | Foliación. NE20-70° echados al NW, SE y al N.  |
| Proterozoico Medio   |  | Plegamiento  | Pliegues isoclinales a subsoclinales.  | Ejes con rumbo NE 40 a 80°, echados subhorizontales y hacia el NE (por basculamiento). |
| Proterozoico Medio (1,475 Ma)  | Monzogranito aluminoso                 | Intrusión de rocas graníticas.   | Monzogranito aluminoso con diques orbiculares, de pegmatita y aplita.                    |  |
| Cámbrico - Misisípico  | Unidades carbonatadas                  | Depósito de secuencias miogeoclinaes   | Areniscas de cuarzo, limolitas calizas, dolomías.  | Posibles hiatus, entre las unidades.   |
| Pérmico Tardío-Triásico (?)  |  | Plegamiento  | Pliegues abiertos  | Ejes NE 40 - 70° con echados hacia el NE (por basculamiento)                           |
| Cretácico Tardío   |  | Fases compresivas. Despegamiento de la cobertura. Plegamiento y fallamiento inverso. Subcabalgamiento tectónico. | Pliegues abiertos a cerrados. Levantamiento generalizado.                                | Ejes con rumbos NW 20° a NE 20° subhorizontales.                                       |
| Cretácico Tardío   | Formación Tarahumara                   | Vulcanismo: coladas y rocas piroclásticas asociadas.   | Andesitas, riolitas, tobas, aglomerados y areniscas.                                     |  |
| Cretácico Tardío   | Suite calcalcalina                     | Plutonismo. Metamorfismo retrógrado de rocas volcánicas  | Suite Calcoalcalina: Granitos, granodioritas, dioritas. Diques pegmatíticos y aplíticos. | Intrusión como facolito (?).   |

Tabla 1.- Resumen de la evolución geológica preterciaria en el área de estudio.

**CAPITULO II**

**EVOLUCION GEOLOGICA Terciaria**

**FORMACION DEL COMPLEJO METAMORFICO**

# **UNIDADES GEOLOGICAS**

## A.- Unidades Geológicas.

### A.1.- Granito de dos micas.

Richard en 1991, reconoció la presencia de granitos de dos micas en el área de la Sierra de Mazatán y establece que debe preferirse el término de "leucogranito" para describir estas rocas, pues se caracterizan por una evolución y composición particulares y no debieran confundirse con granitos de biotita que tienen muscovita ocasional. Para el autor citado, un leucogranito es una roca blanca, cuarzo-feldespática con predominancia de muscovita sobre la biotita (ambas primarias) y que no posee esfena. Sin embargo, observamos que las proporciones relativas de biotita y muscovita varían mucho de un afloramiento a otro, presentándose las facies ricas en muscovita (con granate accesorio ocasional), de manera heterogénea y sin constituir la mayor parte del afloramiento, en vista de lo cual consideramos retomar el término "granito de dos micas" para fines cartográficos y descriptivos.

Esta suite tiene una distribución que circunda la Sierra: en el norte aflora debajo de coladas riolíticas en la Loma La Ceja; en El Represo y más al norte en el rancho Los Hornos (carta INEGI: Puerta del Sol), se encuentra en contacto mediante falla normal de bajo ángulo debajo de secuencias detríticas terciarias, y es cubierta esporádicamente por coladas riolíticas y andesíticas basálticas. Se extiende hacia el oriente formando parte de los afloramientos de la Sierra del Batamote y de la Sierra El Pajarito. Ahí, las rocas encajonantes son secuencias metamórficas regionales y rocas carbonatadas del Paleozoico, que presentan fenómenos de metamorfismo térmico y metasomatismo que produjeron mármoles y skarns. Continúa hacia el sur en las inmediaciones de los ranchos Llano Grande, Pozo Nuevo y Coronampio (fig. 3), donde intrusión a rocas carbonatadas paleozoicas y a rocas metamórficas proterozoicas. También provoca un metamorfismo retrógrado en rocas graníticas calcoalcalinas. Aflora al oeste del poblado de Mazatán donde intrusión a rocas graníticas calcoalcalinas y se extiende hasta las inmediaciones del cerro Quizuani. Por último aparece en la ladera occidental de la Sierra de Mazatán, como una lámina tectónica entre gneises miloníticos (cuyo protolito está constituido por rocas graníticas precámbricas o de la suite calcoalcalina), y debajo de rocas carbonatadas paleozoicas o rocas volcánicas del Cretácico Tardío.

En muestra de mano la suite de dos micas presenta varias facies:

En LLano Grande y Topochico es un granito equigranular de grano grueso (2 a 3 mm) con grandes cristales de hasta 1 cm. Se observan grandes placas de muscovita creciendo entre los feldespatos y la cantidad de biotita es similar a la de la muscovita.

En la parte sur de la Sierra El Pajarito aflora un granito de grano fino (1 mm) con biotita predominante pero con grandes laminillas de muscovita asociadas, este granitoide también aflora en el camino de ascenso a la Sierra desde Pueblo de Alamos y es intrusivo en el granito equigranular.

Al sur de Pueblo de Alamos aparece un granito porfídico de grano grueso con fenocristales de feldespato potásico de 2.5 cm. Presenta biotita y muscovita asociadas pero la primera predominando, y se observan pequeños cristales de granate rojo. En el rancho Los Hornos aflora un granito de grano muy grueso con muscovita predominante.

En la ladera oeste de la Sierra de Mazatán debajo de las rocas carbonatadas paleozoicas aflora un granito de grano grueso con facies de grandes feldespatos (2 cm) aislados, con biotita y muscovita asociadas. Se aprecia una marcada cataclasis con el desarrollo de clorita y sericita. Es común que las micas primarias no se observen debido a que se han desestabilizado para producir micas secundarias.



En general estas rocas sólo muestran indicios de foliación y lineación en las zonas internas del domo, siendo más común encontrar una deformación cataclástica cuya intensidad se acrecienta en la cercanía de las zonas de falla principales. En dichas zonas se presenta también una alteración hidrotermal importante, reflejada por el desarrollo de zonas con kaolín, sericita y clorita. Dentro de estos intrusivos se pudieron observar ciertos planos discretos (con vetas hidrotermales de cuarzo o pegmatitas) los cuales presentan una lineación no penetrativa coincidente con la dirección de extensión máxima terciaria -alrededor de NE 70°- reflejado por la presencia de estrías de microfallas ("slickenfibers") favorecidas por la ductilidad del cuarzo. Los análisis microscópicos se presentan en el apéndice A.

### **Mecanismos de emplazamiento.**

El granito de dos micas intrusión a las rocas carbonatadas paleozoicas y metasedimentarias del Proterozoico, lo que es evidente en la Sierra El Pajarito donde provoca metasomatismo y metamorfismo térmico, así como en el cerro El Represo, donde se observan xenolitos de rocas carbonatadas. En la primera localidad mencionada el contacto intrusivo es irregular, con numerosas pegmatitas cortando tanto al intrusivo como a las rocas encajonantes. La influencia del intrusivo se manifiesta como un metasomatismo cerca del contacto, generando skarns de granate y piroxeno en rocas carbonatadas previamente afectadas por un metamorfismo regional.

El intrusivo circunda a la Sierra de Mazatán, constituida principalmente de rocas precámbricas y en menor grado del Paleoceno, afectadas por un metamorfismo dinámico dúctil. Entonces, el intrusivo de dos micas se emplaza entre el basamento precámbrico y su cobertura paleozoica. Esta disposición sugiere que la intrusión se dió en forma de lacolitos, diapiros o en el modelo de subsidencia en calderas ("cauldron subsidence") (Daly, 1933, Marsh, 1982). En el primer tipo de emplazamiento puede producirse un doming, el cual implica el movimiento de las rocas encajonantes hacia arriba. En el segundo, el emplazamiento es forzado y se produce una foliación en el contacto, tanto en el intrusivo como en la roca encajonante. El último modelo implica el hundimiento de un bloque dentro de una cámara magmática relativamente superficial con el espacio creado rellenado por el intrusivo que asciende.

Un estilo de emplazamiento de subsidencia en caldera había sido propuesta por Radelli (1986) para el granito de dos micas de la Sierra de Mazatán y otras sierras vecinas, sin embargo la estructura propuesta difiere de la que se presenta aquí. En otros complejos metamórficos como el de Santa Catalina Mountains al norte de Tucson, se ha postulado un emplazamiento para rocas graníticas de dos micas, como lacolitos asimétricos, que se emplazan también sobre granitos precámbricos (Granito Oracle) y debajo de secuencias paleozoicas del Grupo Apache (Keith y otros, 1980); para otros ejemplos ver también Rehrig, 1986 (Picacho Mountains) y Davis y otros, 1980 (Whipple-Buckskin-Rawhide Mountains). En localidades más cercanas, como el complejo metamórfico de Magdalena se ha reportado el emplazamiento de granitos de dos micas terciarios de manera lacolítica sobre secuencias volcánicas jurásicas y granitos precámbricos, y debajo de rocas sedimentarias asignadas al Jurásico Tardío-Cretácico Temprano (Nourse, 1990). De esta manera podemos apreciar que tanto la intrusión de rocas ígneas con muscovita como su forma de emplazamiento, son comunes en algunos complejos metamórficos del sur de la Cordillera.

La ubicación del intrusivo podría explicar el alto grado de metamorfismo en series metasedimentarias encontradas en la placa inferior de los complejos metamórficos en Arizona, el cuál puede producirse debido a que son "cubiertas" por gruesas intrusiones graníticas que aportan calor al mismo tiempo que funcionan como un aislante del mismo. Esto permite que las reacciones de metamorfismo térmico se desarrollen mucho más ampliamente en el piso que en el techo de las intrusiones, ya que en el techo

las rocas encajonantes pierden temperatura por difusión (creando sistemas hidrotermales), y a la vez facilita la deformación dúctil presente en las rocas de la placa inferior. Davis (1980), para el Complejo Metamórfico de las Montañas Catalina, indica un grado de metamorfismo de la parte superior de la facies de esquistos verdes hasta anfibolita, para rocas metasedimentarias de la placa inferior a quienes denomina como caparazón metasedimentario (metasedimentary carapace), las cuáles tienen equivalentes con un metamorfismo leve o nulo en la placa superior.

### **Cortejo filoniano.**

Un abundante cortejo de filones de pegmatita y aplita acompaña a esta suite y alcanza a penetrar a las rocas encajonantes, constituidas por los granitos calcoalcalinos, el granitoide precámbrico y las rocas carbonatadas del Paleozoico.

- Pegmatitas. Estas rocas pueden poseer cristales extremadamente grandes de tamaño superior a 15 cm o más. Los minerales más comunes son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y muscovita. La biotita y el granate rojo aparecen en cantidades menores. La anchura de los diques es variable desde unos 10 cm hasta más de un metro y son muy numerosos en las zonas cupulares como la Sierra El Pajarito.
- Aplitas. Estos diques presentan una granulometría fina (1 mm o menos). Entre los minerales se puede distinguir el cuarzo, los feldespatos, muscovita y ocasionalmente granate y biotita. Sus espesores varían de algunos centímetros hasta 40 cm en promedio.

### **Clasificación y origen.**

En este trabajo no se ha realizado ningún estudio geoquímico de las rocas intrusivas que conforman la Sierra de Mazatán y sus zonas aledañas, sin embargo Richard (1991) realizó dos análisis geoquímicos en un granito de dos micas (leucogranito) y una aplita de la Sierra de Mazatán. Se mencionan a continuación las conclusiones importantes.

Los granitos de dos micas de la sierra de Mazatán poseen el carácter de leucogranitos. El macizo está representado por terminos evolucionados con un porcentaje de SiO<sub>2</sub> importante (75 % en promedio) y un índice B = (Fe + Mg + Ti) débil, que se refleja en una proporción baja de minerales ferromagnesianos. Los leucogranitos son fuertemente aluminosos (corindón normativo de 3.6 % en promedio) y corresponden a granitos de tipo C en la clasificación de Didier y otros (1982) y de tipo Ps de origen cortical en la de Miller (1985). Divergen de los granitos tipo S de Chapell y White (1974) por su contenido débil en CaO, el porcentaje más elevado de NaO y el porcentaje de minerales ferromagnesianos más débil, aunque también son diferentes de los granitos tipo I de los mismos autores.

White y otros (1986) mencionan la ausencia probable de granitos de tipo S en el suroeste de Estados Unidos. Según Richard (1991) la ubicación de los leucogranitos de Mazatán y de los granitos de dos micas americanos en los diagramas A-B de Debon y Le Fort (1983) y QBF, apoya la hipótesis de un origen proveniente de un material ígneo. Esta hipótesis es respaldada por los trabajos de Miller (1985) y de White y otros (1986) sobre el origen para los granitos de dos micas en la Cordillera norteamericana: intermedio a ácido por una parte y basáltico alterado por otra. Radelli y otros (1993) mediante estudios geoquímicos clasifican granitos de dos micas de la Sierra de Aconchi como alcalinos, metaluminosos, de tipo I y corticales; lo cual se halla en contradicción con los resultados de Richard (1991), aunque dicha contradicción no es explicada por los autores que incluyen los granitos de Aconchi y los de Mazatán

dentro de un mismo cinturón. La clasificación química tripartita en peraluminoso, metaluminoso y peralcalino, se basa en el concepto de saturación en aluminio. Sin embargo los magmas metaluminosos pueden tener muscovita primaria pero en cantidad menor.

### **Edad y correlación.**

No se posee ninguna datación radiométrica directa sobre los granitos de dos micas de la Sierra de Mazatán. Sin embargo se cuenta con una edad obtenida en una pegmatita de dos micas que probablemente sea parte de su cortejo filoniano. Esta pegmatita se ubica en las coordenadas 29° 08' 20" N y 110° 10' 05" W, cerca del rancho Los Tanques. El estudio fué realizado por Damon (en Radelli, 1986) mediante el método de K-Ar sobre una muscovita de la pegmatita, generando una edad de  $33.9 \pm 0.8$  Ma (Oligoceno Temprano). Otras edades para rocas similares se han reportado en la Sierra de Aconchi, siendo éstas de  $41 \pm 1$  Ma y  $39 \pm 0.1$  Ma en muscovita de pegmatitas y de  $36 \pm 0.7$  Ma en muscovita y  $36.5 \pm 0.8$  Ma en plagioclasa (estudios de K-Ar realizados por Damon y otros, 1983a). En Estación Llano se ha reportado una edad de 41 Ma Ar-Ar por Pérez y Cheilletz (1991). Al noroeste del estado (entre Sonoita y San Luis Río Colorado) se han reportado edades mas antiguas ubicadas entre 52.7 y 53.8 Ma principalmente sobre muscovita y menos en biotita mediante el método de K-Ar (Shafiqullah y otros, 1980; Damon y otros 1964; Damon y otros, 1983a). Esto sugiere un rejuvenecimiento de los granitos de dos micas de norte a sur en Sonora en caso de tratarse del mismo evento intrusivo.

Los granitos de dos micas de la Sierra de Mazatán se sitúan en la prolongación sur de un cinturón de rocas graníticas ricas en muscovita que se extiende desde Canadá hasta Sonora (Miller y Bradfish, 1980; Richard, 1991; Radelli y otros, 1993). En el sur de los Estados Unidos las edades varían de 50 a 25 Ma con un máximo en 47 Ma (Crittenden y otros 1980). Particularmente en el núcleo metamórfico de Santa Catalina Mountains, los granitos de dos micas se han agrupado bajo la denominación de Suite Wilderness a la cual se le ha asignado una edad de 47 Ma (Keith y otros, 1980, Damon y otros, 1963).

El cinturón "rico en muscovita" aflora sobre más de 15,000 km<sup>2</sup> en la zona interna de la Cordillera norteamericana, constituyendo el 20 % del afloramiento de las rocas plutónicas de dicha región (fig. 19), asociado con terrenos de edad precámbrica. Miller y Bradfish (1980) han observado que el cinturón está estrechamente relacionado a otro cinturón de metamorfismo fanerozoico y se ubica entre el frente de los cabalgamientos (foreland of Cordilleran thrust belt) al oriente, y la línea de la relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0.706$  de las rocas magmáticas calcoalcalinas al occidente (fig. 19) (Kistler y Peterman, 1978; Armstrong y otros, 1977). Dicho límite ha sido interpretado como el límite del zócalo precámbrico (Campa y Coney, 1981). Según Richard (1991) la presencia de zócalo precámbrico parece influir en la aparición de los granitos de dos micas, ya sea como roca fuente o guía estructural para su emplazamiento.

Los parámetros fisicoquímicos que controlaron la cristalización del magma leucogranítico en la Sierra de Mazatán fueron los siguientes: una presión de 2.6 a 3 kb, una temperatura entre 600 y 650 °C, una fugacidad de oxígeno elevada señalada por la presencia de magnetita y un contenido de agua importante (7.2 % en promedio), indicando que el magma leucogranítico móvil, se halla saturado en agua sólo en las últimos estadios de su ascensión (Richard, 1991).

Según Farmer y De Paolo (1983), los granitos de la zona miogeoclinal ("MG granites") tienen una traza isotópica que sugiere una derivación a partir de fundidos puramente corticales sin componentes importantes derivados del manto. El estudio de los autores se realizó al norte del "Great Basin" en la Cordillera norteamericana. Estos autores observaron una correlación espacial marcada entre rocas metasedimentarias del grado de anfibolita y granitos peraluminosos miogeoclinales (MGp), siendo expuestos ambos en los complejos metamórficos (Crittenden y otros, 1980). Farmer y De Paolo (1983,

1984) indican que es posible que la mayoría de los MGP, tanto en el "Great Basin" como en Arizona, se hayan derivado del basamento precámbrico y no de su cobertura metasedimentaria.

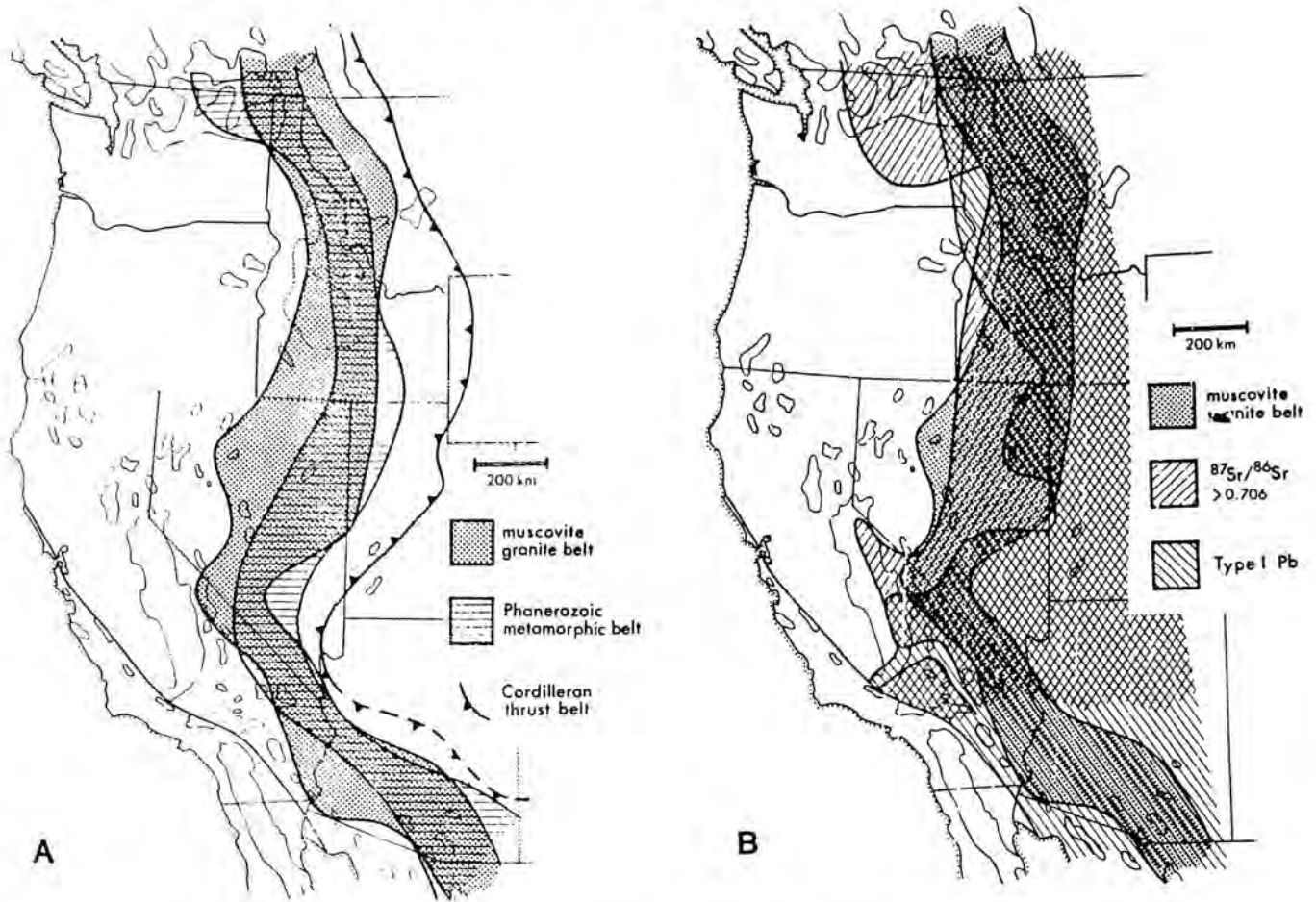


Fig. 19.- Cinturón cordillerano de rocas plutónicas con muscovita y su relación con: A) el cinturón de cabalgamientos cordilleranos del antepaís y el cinturón de metamorfismo regional mesozoico y cenozoico, y B) con zonas de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0.706$  y "tipo I" (antiguo) Pb (tomado de Miller y Bradfish, 1980).

## A.2.- Formación Belleza.

Este término fué utilizado por Richard (1991) para nombrar una gruesa secuencia de rocas detríticas continentales, formada predominantemente por alternancias de areniscas, limolitas y algunos paquetes de conglomerados y brechas sedimentarias. También se han detectado algunas coladas andesíticas intercaladas en la unidad. Esta secuencia se depositó en la cuenca occidental asociada con la formación del núcleo metamórfico de Mazatán.

La formación Belleza tiene un vasto afloramiento desde el borde suroeste de la Sierra de Mazatán, rodeándola en semicírculo por las partes bajas del occidente, hasta el cerro Cobachi. Perpendicularmente al rumbo de los estratos llega a aflorar cerca de 10 kilómetros desde el cerro Cobachi hasta más al oeste del rancho La Pitahaya. Sus afloramientos continúan hacia el norte en la carta Puerta del Sol (INEGI, 1975), bordeando otro domo granítico, aflorando aún más al norte de la carretera Ures-Moctezuma (Cirett y Aguilar, 1989). No obstante la extensión superficial de esta unidad, sus afloramientos no son buenos, debido a que las rocas que la constituyen son relativamente fáciles de

erosionar y son cubiertas en discordancia angular por sedimentos detríticos más jóvenes. Las rocas pueden apreciarse bien sólo en los arroyos que cortan la secuencia y aún ahí, los afloramientos son discontinuos. En ocasiones los cambios de echado entre un afloramiento y otro indican la presencia de fallas normales que desplazan las capas, dificultando en gran medida las reconstrucciones estratigráficas.

En general la secuencia presenta un basculamiento hacia el noreste, a favor de grandes fallas normales de bajo ángulo, de hecho todos sus contactos al oriente son mediante fallas (fig. 20). Al oeste del rancho Los Hornos está en contacto por falla normal sobre un granito de dos micas (leucogranito) y es cubierta en discordancia por coladas de andesita basáltica y riolita; en las partes bajas de la ladera occidental de la Sierra de Mazatán, está en contacto sobre rocas volcánicas atribuidas al Cretácico Tardío. El buzamiento de las capas se va acentuando de NE a SW, variando de aproximadamente 30° al NE en el contacto (cerca del rancho Los Hornos), hasta casi verticales (cerca de la intersección entre el camino Ures-Pueblo de Alamos y el arroyo Cuesta Colorada); a partir de este lugar los echados se suavizan de nuevo hasta llegar a ser subhorizontales cerca del rancho La Belleza. En varios afloramientos se observan múltiples fallas normales menores (métricas), rectas o curvas, que afectan a esta unidad. Algunas fallas son contemporáneas con la sedimentación ya que son cubiertas por capas continuas y rellenadas por areniscas. La presencia de pliegues de deslizamiento ("slumps folds") observados entre algunas capas sugieren la existencia de actividad sísmica contemporánea al depósito de la formación, por lo que se interpretan como depósitos clásticos sintectónicos.

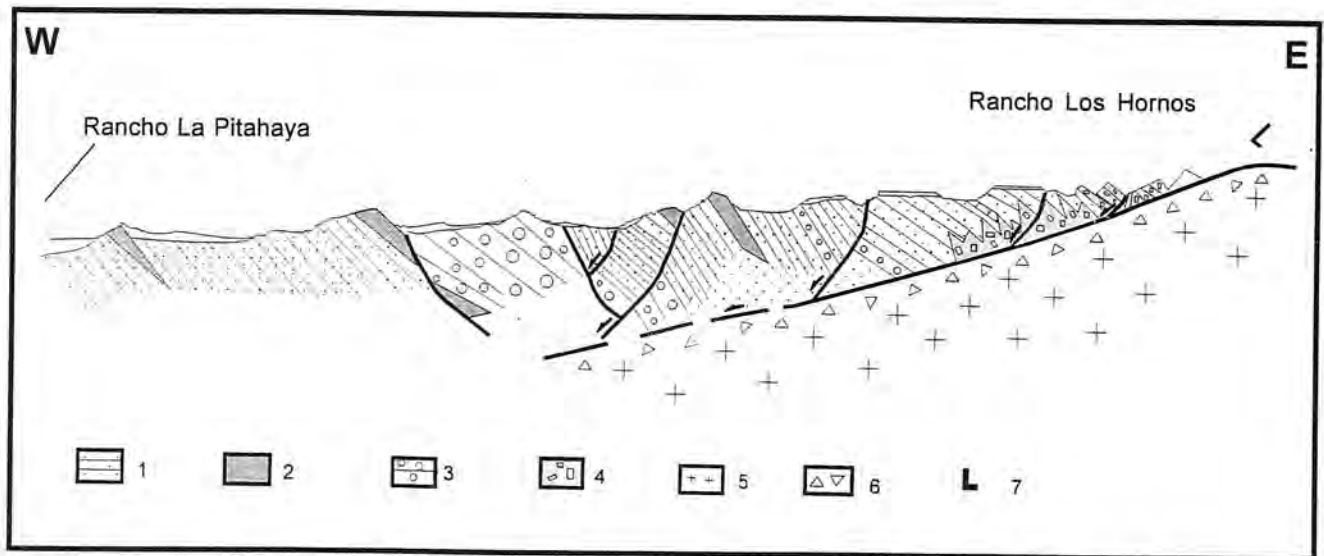


Fig. 20.- Sección esquemática de la formación Belleza. 1) Areniscas, limolitas y lutitas; 2) Rocas volcánicas (andesitas); 3) Conglomerados polimícticos; 4) brechas sedimentarias; 5) Brechamiento cataclástico; 7) Falla de detachment. Escala 1:62,500

Tomando en cuenta el basculamiento de la secuencia, su base debe encontrarse hacia el oeste, pero no se observa ya que es cubierta en discordancia por otras secuencias posteriores, así como por aluviones y coluviones recientes. La parte más inferior que puede observarse aflora cerca del rancho La Belleza y consiste en intercalaciones centimétricas (5 a 20 cm) de areniscas, limolitas y ocasionales lutitas de color rojizo, con clastos aislados de calizas y rocas volcánicas de hasta 20 cm de diámetro (fig. 21). Estas rocas presentan ocasionalmente grietas de desecación y marcas de gotas de lluvia; en algunos planos de estratificación se observan estrías que sugieren deslizamientos capa sobre capa. En una lámina de arenisca que se ubica en los niveles inferiores de la unidad, está constituida por cristales subangulosos a subredondeados de origen diverso, distinguiéndose cuarzo, plagioclasas,

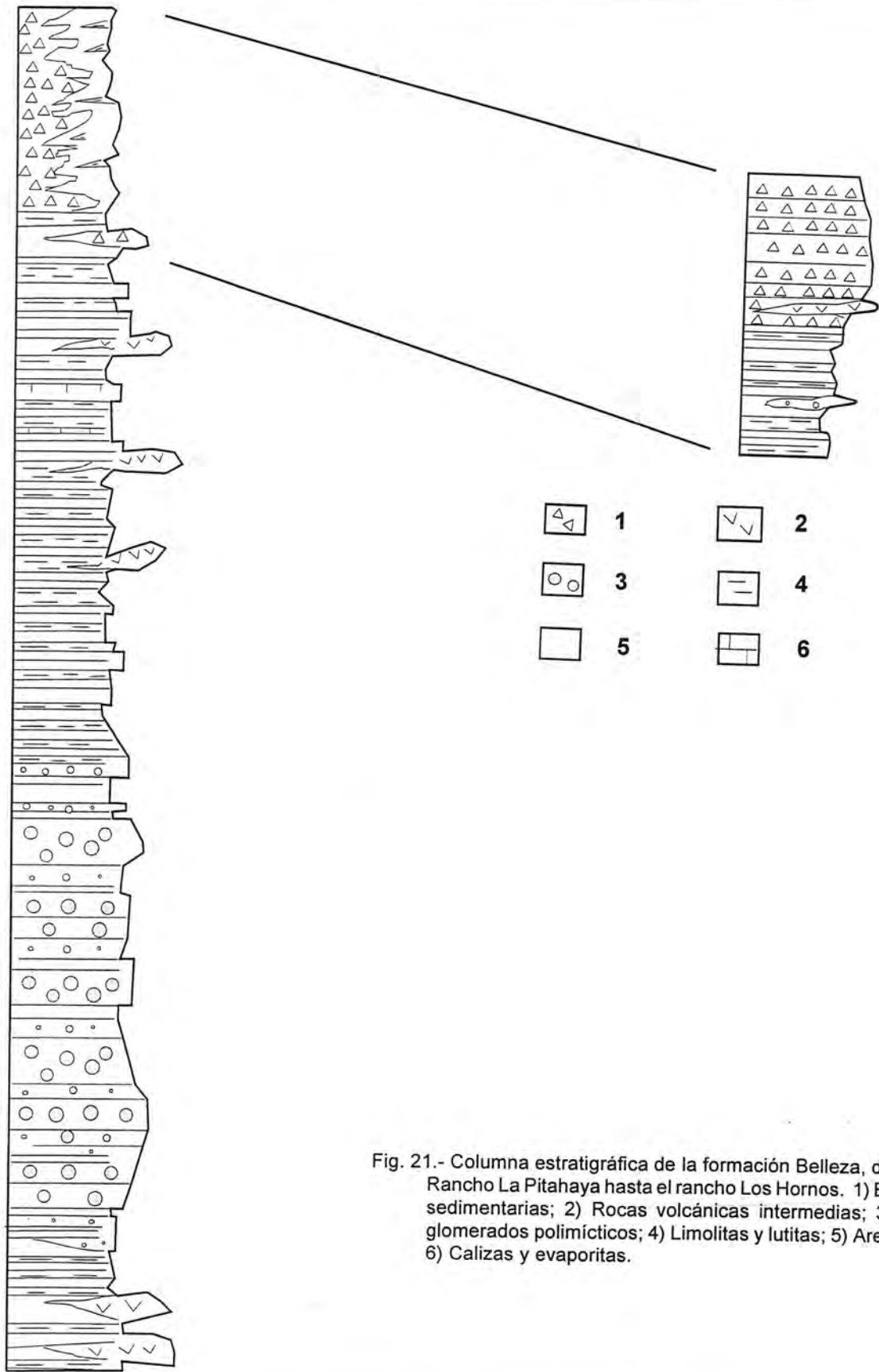


Fig. 21.- Columna estratigráfica de la formación Belleza, desde el Rancho La Pitahaya hasta el rancho Los Hornos. 1) Brechas sedimentarias; 2) Rocas volcánicas intermedias; 3) Conglomerados polimícticos; 4) Limolitas y lutitas; 5) Areniscas; 6) Calizas y evaporitas.

feldespatos, biotita, muscovita, epidota y calcita. La matriz (5 % de la roca) es principalmente calcita y cuarzo en menor proporción. También contiene pequeños fragmentos de rocas volcánicas y cuarcitas granoblásticas. Por su composición esta arenisca puede clasificarse como una grauvaca.

En las cercanías del rancho La Pitahaya, aparecen delgados horizontes calcáreos intercalados, así como tobas zeolitizadas de color blanco en capas desde 5 cm hasta 50 cm, ambos debajo de coladas andesíticas lajeadas de color gris oscuro, las cuales a su vez subyacen a andesitas porfídicas con plagioclasas, cuarzo y hornblenda, de color morado. Estas rocas volcánicas contemporáneas con la sedimentación tienen un espesor aproximado de 20 metros y sobresalen por erosión diferencial formando las lomas Piedras de Lumbre y La Ceja.

La secuencia continúa con un paquete de conglomerados, los cuales inician como lentes de hasta medio metro de espesor y tres o más metros de largo, hasta constituir una unidad homogénea de conglomerados con estratos gruesos. En los fragmentos predominan las rocas volcánicas de carácter intermedio, aunque se observan algunos restos de calizas y granitos. Los clastos varían de angulosos a subredondeados con tamaños desde 2 mm hasta 30 cm aunque los grandes son más raros.

Hacia la cima los conglomerados desaparecen progresivamente en 5 metros, pasando a una secuencia donde predominan las intercalaciones de areniscas y limolitas en estratos delgados de 20 a 40 cm. Este paquete sigue al menos por tres kilómetros de longitud, con esporádicas intercalaciones de rocas andesíticas grises porfídicas, así como delgados horizontes de rocas calcáreas. En algunas lutitas pueden apreciarse grietas de desecación así como huellas de gusanos.

Láminas delgadas realizadas en rocas volcánicas andesíticas intercaladas cerca del rancho La Pitahaya, muestran una textura traquítica porfídica. La matriz está formada por vidrio con microcristales de plagioclasa y clinopiroxeno. Como fenocristales se encuentran la plagioclasa en cristales automorfos con macla polisintética, hornblenda pardo-rojiza con bordes negros, raros cristales de cuarzo con golfos de corrosión y como mineral accesorio esfena en cristales euhedrales bien desarrollados. Como minerales de alteración aparecen clorita, sericita y calcita. Otra muestra analizada procedente de la parte media de la formación Belleza, presenta una textura traquítica porfídica con matriz vítrea con numerosos cristallitos de plagioclasa y con fenocristales raros exclusivamente de plagioclasa que altera a calcita. La matriz muestra una fuerte alteración a clorita.

La formación Belleza culmina con un potente paquete de brechas sedimentarias de color rojizo y de estratos gruesos; las cuales contienen fragmentos angulosos -de hasta 15 cm- de rocas volcánicas andesíticas como principal constituyente, aunque se observan también algunos clastos aislados de granito de dos micas equigranular y de calizas. El cambio lateral de facies de esta brecha, hacia secuencias más arenosas, indica depósitos de tipo abanico aluvial.

### **Facies y origen de la formación Belleza.**

El basculamiento homoclinal de la formación Belleza y sus relaciones litológicas y estructurales, indican que su origen se relaciona con la falla normal de bajo ángulo (falla de detachment). A esta estructura se asocian otras fallas normales que crearon cuencas y elevaciones secundarias, que actuaron respectivamente como depocentros y fuentes de los materiales. La cuenca principal se ubica hacia el occidente de la Sierra de Mazatán y una menor se encuentra entre las Sierras El Batamote y El Parajarito.

Las facies encontradas en este marco estructural distensivo, dependen de su localización con respecto a las fallas principales, con el transporte de los sedimentos ocurriendo de manera transversal en ambientes de abanico próximos a las fallas y de manera oblicua o longitudinal en las zonas más distales (Dickinson, 1991). Las facies reconocidas son las siguientes:

- Facies de abanicos aluviales ("alluvial fan and braidplain facies").

Esta facies está formada por gravas masivas o de estratificación gruesa, interpretadas como depósitos de barras longitudinales en pisos de canales migratorios que atraviesan los abanicos aluviales. Según Dickinson (1991) algunos conglomerados pueden ser confinados a amplios canales de abanicos, pero otros pudieron producirse de flujos laminares más amplios (Ballance, 1984).

- Facies lacustres y relacionadas.

Las secuencias más típicas atribuidas a estas facies son delgadas láminas de limolita entre capas de areniscas laminadas que son típicas de secuencias de llanuras arenosas ("sandflat"), formadas como inundaciones laminares donde los abanicos aluviales alcanzan los márgenes de lagos (Dickinson, 1991). Sedimentos propiamente lacustres son relativamente restringidos a capas calcáreas muy delgadas y capas de yeso, intercaladas dentro de las alternancias de arenisca y limolita. La secuencia ha sido explorada por boratos asociados a las fases volcánicas.

Las unidades de brechas sedimentarias y conglomerados del área, corresponden a abanicos aluviales que se interdigitan con los sedimentos fluviales o lacustres, pues carecen de continuidad lateral, como puede observarse al suroeste del rancho Los Hornos. Las relaciones estratigráficas en estos contextos son complejas, dependiendo de perturbaciones tectónicas y climáticas, las cuáles pueden provocar la progradación de los abanicos y la regresión de las llanuras y márgenes de lagos.

- Facies volcánicas y volcanoclásticas.

Estas facies están representadas por coladas relativamente delgadas que tienen una forma lenticular dentro de la secuencia. Se reconocieron al menos cinco coladas todas de carácter andesítico. Algunas tobas intercaladas muestran una alteración a zeolitas, pero son de espesores muy delgados.

## **Edad y Correlación.**

Richard (1991) quien nombró la formación Belleza sugiere una edad Oligoceno-Mioceno por correlación con secuencias similares encontradas en Magdalena y Tubutama, pues los estudios palinológicos que intentó fueron infructuosos.

Como se indicó en la descripción, repartidas en la secuencia se encuentran al menos cinco coladas andesíticas lenticulares; aunque no se cuenta con una edad radiométrica de estas rocas, su posible correlación litológica (de carácter intermedio) con diques andesíticos que atraviesan parte de la Sierra de Mazatán, permite inferir una edad para estas coladas. Uno de los diques ha sido fechado en  $21.1 \pm 0.5$  Ma que corresponde al Mioceno Temprano (K-Ar en biotita) por Damon (en Radelli, 1986). Se trata de una andesita con hornblenda ubicada en las coordenadas  $29^{\circ} 06'N$  y  $110^{\circ} 13.5'W$  cerca del rancho Los Huaraches. En estos diques no se observó metamorfismo dinámico.

Edades parecidas se han determinado en otras secuencias de Sonora relacionadas con complejos metamórficos. Secuencias sedimentarias de facies fluviolacustres y de abanicos aluviales asociadas a volcanismo, han sido descritas en Sonora en las regiones de Magdalena (Paz, 1988; Nourse, 1989;



Miranda y De Jong, 1992), Tubutama (Frye, 1975) y cerca del batolito de Aconchi (Roldán, 1979). Las edades palinológicas obtenidas son del Oligoceno-Mioceno en Tubutama y Mioceno-Plioceno en Magdalena (estudio efectuado por Martínez Hernández citado en Richard, 1991). La secuencia del área de Tubutama se depositó sobre una unidad volcanosedimentaria de carácter mixto (félsica e intermedia) y posee horizontes importantes de yeso con boratos encajonados por lutitas y areniscas rojas con basaltos intercalados en los que se ha obtenido una edad de 22 Ma (K-Ar) que corresponde al Mioceno Temprano. En la parte superior, la secuencia presenta un conglomerado rojo de hasta 200 metros de espesor el cual es cubierto por la Formación Baúcarit, que a su vez es sobreyacida en discordancia por la Formación Comedores, consistente en basaltos con olivino datados del Plioceno, entre 6 y 7 Ma (K-Ar). En el área de Magdalena se han reportado latitas alcalinas datadas en 27 Ma que subyacen a dos formaciones detríticas (Cuesta y Magdalena). En la segunda, que consiste de sedimentos fluviales y lacustres, hay intercalaciones de andesitas basálticas alcalinas fechadas en 22 Ma (Miranda, y Gómez, 1993). Las formaciones detríticas son cubiertas por una unidad basáltica andesítica intercalada con tobas riolíticas de cenizas. Una andesita basáltica presenta una edad de 19.6 Ma (Miranda y Gómez, 1993).

La formación Belleza también puede compararse con la Formación Pantano que aflora en las inmediaciones del complejo metamórfico de Santa Catalina Mountains cerca de Tucson. Esta formación está constituida por facies variadas de abanicos aluviales, de llanuras arenosas, capas lacustres y cuerpos de megabrechas, con intercalaciones de lavas andesíticas y latíticas (Dickinson, 1991). Una lava intercalada cerca de la mitad de la secuencia aporta una edad de  $24.9 \pm 2.6$  Ma (K-Ar en roca total), mientras que una ignimbrita basal proporciona una edad de  $34.4 \pm 0.8$  Ma (K-Ar en biotita) (Dickinson y Shafiqullah, 1989). La primera corresponde al Mioceno temprano y la segunda al límite Eoceno-Oligoceno .

Otra posible correlación es con la unidad inferior de la Formación Báucarit, cuyo depósito es diacrónico iniciando alrededor de 22 Ma y culminando cerca de los 13 Ma (Münch, 1993) .

### **A.3. - Unidad El Parián.**

Se utiliza este término para nombrar a una unidad conglomerática con intercalaciones de areniscas que aflora en las partes bajas al occidente de la Sierra de Mazatán y en cuencas con dirección norte-sur o NW-SE ubicadas hacia el oriente de la sierra. Su distribución coincide parcialmente con la formación Bamuco descrita por Richard (1991).

Los afloramientos observados en las cercanías del Rancho El Parián, forman lomeríos suaves redondeados de color claro. Predominan los conglomerados de color crema, con clastos angulosos a subredondeados de dos a cinco centímetros en promedio y que en su mayor parte son de granito, con menor proporción de rocas volcánicas (félsicas e intermedias), calizas e incluso milonitas; lo cual nos indica que el nivel de erosión era más profundo durante el depósito de esta formación que durante el depósito de la formación Belleza. También se observan intercalaciones de areniscas de color crema con grano grueso y estratificación cruzada. Cerca del rancho El Parián, intercalada en la secuencia, se encuentran una toba riolítica porfídica con fenocristales de cuarzo y plagioclasa de color rosa pálido que es cubierta por una riolita amigdaloidal más rojiza. Los echados de los conglomerados son hacia el SW, contrariamente a los de la formación Belleza a la cual cubren impidiendo conocer su parte basal.

Microscópicamente en la toba riolítica se observa una matriz vítrea con textura fluidal marcada por pequeñas espículas negras, donde flotan fenocristales de cuarzo angulosos y en menor cantidad sanidina automorfa con macla de Carlsbad y pequeñas plagioclasas.

Rocas detríticas litológicamente parecidas a las rocas sedimentarias descritas, afloran hacia el oriente de la Sierra de Mazatán en semigrabens formados por grandes fallas normales con dirección NW 30-50° SE. Su basculamiento es siempre hacia el NE pero menor que el de la formación Belleza; sus capas se inclinan 5° al NE al oriente del Rancho La Loma (fig. 12), 12° al NE al este del rancho Sobechi. Al occidente de la Sierra El Pajarito cubre en discordancia angular a rocas limolíticas y arenosas similares a las de la formación Belleza.

### Facies y Origen.

Las facies de esta secuencia corresponden a abanicos aluviales, representados por conglomerados polimícticos con intercalaciones de areniscas conglomeráticas con escasas intercalaciones volcánicas representadas por tobas y coladas. Estos abanicos se depositan en semigraben, limitados al pie de los escarpes de falla sobre el talud posterior de otros bloques levantados.

### Edad y Correlación.

Por su génesis en cuencas producidas por grandes fallas normales y su litología, la Unidad El Parián puede compararse con rocas atribuidas al miembro superior de la Formación Báucarit en Sonora (tabla 2) la cual se depositó de manera discordante sobre los miembros inferiores en la cuenca de Tónichi-La Dura (De la O, 1993). La edad de esta parte de la formación se considera posterior a los 13 Ma (Münch, 1993).

| Unidades litológicas del Terciario y su relación con eventos deformacionales |   |   |   |   |
|--|---|---|---|---|
| Periodo  | Unidades o Fases Sierra de Mazatán  | Unidades o fases en Sonora  | Edad y Localidad  | Cita bibliográfica  |
| Mioceno tardío -Plioceno (?)   | Unidad El Parián  | Formación Báucarit (Unidad superior)  | Sonora Central 11.9 Ma. ig.r<br>Cerro El Obispo 11.9 Ma b<br>(volcánicas en la cima de la Formación Báucarit)   | Bartolini y otros, 1992.<br>Mc Dowell y Roldán, 1991                                      |
| Mioceno medio  | - fase distensiva "Basin and Range"-  | Fallamiento normal de alto ángulo   | Arizona aprox. 10 Ma.<br>Arizona 13 - 12 Ma<br>San José de Gracia 12 - 10 Ma<br>Sonora posterior a 13 Ma.   | Zoback y otros, 1981<br>Eberley y Stanley, 1978<br>Bartolini y otros, 1993<br>Münch, 1993 |
| Oligoceno Tardío-Mioceno medio.  | Formación Belleza (diques de andesita en la placa inferior, 21.1± 0.5; Damon, en Radelli, 1986) | Formación Báucarit (Unidad inferior)  | Moctezuma 22.2 ± 0.2 b<br>Magdalena 21.7 ± 1 b<br>Saric 17.3 ± 2.8 b<br>Arroyo El Obispo 20.2 ± 0.4 b<br>(volcánicas intercaladas en la Formación Báucarit) | Paz Moreno, 1992<br>Miranda y Quiroz, 1988<br>Paz Moreno, 1992<br>Roldán y McDowell, 1992 |
| Oligoceno Tardío -Mioceno medio.   | -fase distensiva "PreBasin and Range"-  | Etapa distensiva caracterizada por la formación de una zona de cizalla con metamorfismo dinámico (generación de gneises miloníticos y milonitas), fallas de detachment y lístricas. Depósitos detríticos sintectónicos. |   |   |

Tabla 2.- Tabla comparativa de las secuencias detríticas y eventos deformacionales Terciarios de Sonora.

Eberley y Stanley (1978), mencionan que la composición litológica de una sección compuesta cenozoica en Arizona, no permite un fácil reconocimiento de unidades litológicas distintas. También señalan que la carencia de fósiles índices hace imposible determinar con seguridad su posición en el tiempo. No obstante lo anterior, indican que existe una discordancia mayor en las secciones estratigráficas del suroeste de Arizona, la cual les permite dividir las secuencias en dos unidades:

- a) La unidad I incluye rocas depositadas desde el Eoceno Temprano hasta el Mioceno Medio, a la cual pertenece la Formación Pantano del área de Tucson.
- b) La unidad II se origina debido a fallamiento normal ocurrido durante el Mioceno medio (13 a 12 Ma), por lo cual cubre en discordancia a las secuencias anteriores. En la parte central y este de Arizona, los sedimentos son fluviolacustres con evaporitas localmente gruesas. Esta unidad comprende el Conglomerado Gila, que puede corresponder al miembro superior de la Formación Báucarit y con la formación conglomerática El Parián aquí descrita.

#### **A.4.- Unidad volcánica riolítica.**

Estas rocas afloran en la parte norte de la Sierra de Mazatán (carta INEGI, 1981) en las lomas La Ceja y El Desterrado. Sellan la falla normal de bajo ángulo (detachment) entre la formación Belleza y el granito de dos micas terciario. En la loma La Ceja las coladas tienen un buzamiento de 10° hacia el E y un espesor de aproximadamente 30 metros, siendo constituidas en la base por una roca ignimbrítica de composición riolítica, con un color rosa pálido y fenocristales de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa; en su parte superior por una riolita con una típica textura esferulítica producto de la desvitrificación de la roca. En el cerro El Desterrado, se observan numerosos enclaves del granito de dos micas dentro de las coladas.

Rocas riolíticas de color rosado, de características petrológicas muy similares, se encuentran intercaladas entre conglomerados y areniscas de la Unidad Conglomerática el Parián cerca del rancho del mismo nombre, por lo que se consideran contemporáneas.

Algunos diques riolíticos que afloran principalmente en la ladera este de la Sierra de Mazatán, cortando al monzogranito aluminoso, pueden tener más de 10 metros de espesor. En muestra de mano presentan un aspecto porfídico con cristales de cuarzo y feldespato en una matriz blanca de grano muy fino. Microscópicamente puede apreciarse que la matriz está constituida por microcristales de cuarzo, feldespato y muscovita con fenocristales aislados de feldespato, plagioclasa y cuarzo con golfos de corrosión. La matriz se halla en proceso de recristalización con múltiples esférulas formadas por calcedonia. Los minerales de alteración son diversos: sericita a partir de las plagioclasas, clorita alrededor de minerales opacos, calcita y cuarzo rellenando huecos.

Los afloramientos aislados, la poca extensión lateral, el reducido espesor de estas coladas, así como la presencia de gruesos diques riolíticos que atraviesan las rocas graníticas en la ladera oriental de la Sierra de Mazatán, indican que estas rocas volcánicas se emplazaron a favor de estructuras frágiles (fallas normales), llegando hasta la superficie para formar coladas que cubrieron al granito de dos micas erosionado de su grueso paquete de rocas encajonantes paleozoicas y su cobertura volcánica cretácica.

## **Edad y correlación.**

No se cuenta con edades radiométricas en estas rocas, sin embargo su afloramiento sobre una superficie de erosión del granito de dos micras, cubriendo el contacto estructural entre la formación Belleza y dicho granito, su bajo ángulo de basculamiento, así como su intercalación entre rocas sedimentarias de la Unidad Conglomerática El Parián; sugieren que la edad probable para estas rocas puede hallarse en un intervalo comprendido entre el Mioceno Medio y el Mioceno Tardío.

Este volcanismo puede ser contemporáneo con el descrito en la Sierra Libre, Sierra La Ventana y sus extensiones al norte y al noroeste en la costa de Sonora y la Isla del Tiburón. Consiste de un enorme secuencia de riolitas, dacitas y tobas (Sheridan y otros 1979, Cochemé, 1985) cuya base tiene una edad aproximada de 12 Ma (Gastil y otros, 1979). También es comparable a las volcánicas de la Sierra Lista Blanca que presentan una edad K-Ar de  $10.4 \pm 0.2$  Ma que corresponde al Mioceno Medio (Bartolini y otros, 1991). También se relacionan con este evento volcánico domos riolíticos y dacíticos con sus diques asociados, así como granitos subvolcánicos (Radelli y otros, 1993).

Puede ser correlacionable con la unidad Basalto El Torreón del área de Magdalena, la cual cubre a las secuencias detríticas terciarias, y consiste de intercalaciones de andesitas basálticas y tobas riolíticas de cenizas. En la andesita basáltica de la base se obtuvo una edad de 19.6 Ma. (Miranda y Gómez, 1993). Los autores citados mencionan la presencia de un enjambre de diques riolíticos de la misma edad que intrusionan a la placa inferior del complejo metamórfico de Magdalena.

### **A.5.- Unidad volcánica de andesita basáltica.**

Esta unidad, al igual que la anterior, tiene un afloramiento muy restringido, el cual se limita al cerro Cobachi ubicado al noreste de Pueblo de Alamos. Consiste de derrames de andesitas basálticas de color negro y aspecto vítreo con fenocristales de plagioclasa. Las coladas buzan hacia el oeste y sureste, descendiendo de manera suave y cubriendo el contacto estructural entre las rocas de la formación Belleza y el granito de dos micras, así como a las rocas riolíticas de la unidad antes descrita.

En lámina delgada se observa una textura traquítica con fenocristales aislados de plagioclasas automorfas y raros cristales de cuarzo. La matriz es vítrea con numerosos cristallitos de plagioclasa y en menor proporción de ortopiroxeno.

En la carta Puerta del Sol (INEGI, 1981), justo al norte del cerro Cobachi, se encuentra un pico denominado La Pirinola que está formado por estas rocas basálticas. Su morfología y composición indican que se trata de un punto de emisión a partir del cual se derramaron estas coladas hacia el oeste y sureste. La cercanía de este volcán con la falla de detachment y otras fallas normales cercanas, no es fortuita, indicando que dichas estructuras fueron los conductos que facilitaron el ascenso del magma básico.

## **Edad y Correlación.**

No se cuenta con datos precisos sobre la edad de estas rocas, únicamente puede ser estimada por correlación con otros sitios donde afloran rocas similares y que cuentan con datos radiométricos. En Sonora hay numerosos sitios donde afloran rocas basálticas, por ejemplo la Sierra del Pinacate al norte (Lynch, 1981), el campo volcánico de Moctezuma al centro (Paz, 1988) y los valles aledaños a Guaymas y Empalme (Sheridan y otros, 1979) entre otros. En las localidades donde se han fechado estas rocas, las edades corresponden a un intervalo comprendido entre el Plioceno y el Cuaternario.

#### **A.6.- Unidad Conglomerática Duraznilla.**

Este término fué utilizado por Richard (1991) para nombrar a una secuencia compuesta de conglomerados y conglomerados arenosos con regular consolidación, que forman un abanico aluvial ubicado al suroeste del Cerro Prieto. Estos sedimentos cubren en discordancia angular a las secuencias detríticas de la formación Belleza y a rocas graníticas terciarias. La Unidad Duraznilla presenta una morfología de lomas de escasa elevación, de color claro. Su estratificación es casi horizontal y contiene clastos de origen diverso como andesitas, granitos, gneises, micaesquistos, pegmatitas, granitos deformados, calizas paleozoicas y brechas. Los clastos están mal clasificados y son indicativos de poco transporte y una energía relativamente alta.

La edad de estos abanicos se desconoce, pero sus relaciones estratigráficas y su grado de deformación permite atribuirles una edad Plioceno Tardío o al Cuaternario.

**ESTRUCTURAS RELACIONADAS  
AL COMPLEJO METAMORFICO**

## **B.- Estructuras relacionadas al Complejo Metamórfico.**

La descripción del complejo metamórfico de la Sierra de Mazatán, se dividirá en tres aspectos que pueden tratarse separadamente:

- B.1) Zona de cizalla con metamorfismo dinámico.
- B.2) La estructura dómica.
- B.3) Zonas de cizalla frágil.

Sin embargo, es preciso aclarar que la deformación se enmarca básicamente dentro de un mismo evento distensivo, por lo cual debe considerarse como un proceso continuo, más que como eventos independientes.

### **B.1.- Zona de cizalla con metamorfismo dinámico.**

La zona central de los complejos metamórficos, tanto en la Sierra de Mazatán como en todos los descritos previamente, es un núcleo constituido en su mayor parte por rocas ígneas y sedimentarias afectadas por un metamorfismo dinamotérmico, sobre las cuáles se ha sobrepuesto un metamorfismo dinámico producido en una zona de cizalla dúctil o frágil-dúctil. Este último metamorfismo se ve reflejado por el desarrollo de una foliación con buzamiento leve, que da un aspecto gneisoso a la roca con una lineación de estiramiento sobre los planos de foliación.

En la Sierra de Mazatán la zona deformada aflora principalmente en la ladera occidental, extendiéndose en forma de medialuna por los costados norte y sur. En la ladera oriental de la Sierra la zona de cizalla buza hacia el este por lo cual se aflora solamente su parte más externa y menos deformada. La deformación es penetrativa y afecta a las suites graníticas preexistentes: granito de dos micas, suite calcoalcalina y monzogranito aluminoso precámbrico, así como a las rocas metasedimentarias.

#### **- Gneises protomiloníticos.**

La roca más común en la zona deformada, es un gneis cuya textura ha sido denominada "cataclástica" por algunos autores, pero al involucrar recristalización además de la cataclasis, se les ha preferido llamar gneises miloníticos (Coney, 1980). El protolito más común que forma este gneis es el Monzogranito Aluminoso. Es un granito porfídico de grano grueso con fenocristales de grandes feldespatos potásicos, biotita predominante y muscovita accesoria. Esta roca, con foliación y lineación incipientes, aflora en la cima de la Sierra de Mazatán, en los alrededores del rancho Bachán. Otro protolito del gneis es el conjunto de las rocas graníticas calcoalcalinas, que debido a su parecido con rocas graníticas más antiguas, produce gneises muy similares.

El gneis típico contiene porfiroclastos de feldespato potásico angulosos y sigmoidales en una matriz de grano grueso, con una foliación marcada por la biotita y por la elongación de granos de cuarzo, con planos de cizalla que cortan diagonalmente la foliación produciendo la típica estructura S-C (fig. 22).

Se ha observado que la deformación no es homogénea, concentrándose en zonas discretas de algunos metros de espesor en donde el granito gneisoso sufre una transformación gradual hasta verdaderos gneises bandeados ("layering gneises"). En las figuras 23 y 24 se ilustran los cambios texturales en una zona de concentración de deformación, localizada cerca del rancho Los Alamos. Sin embargo la deformación en estas zonas no llega hasta el desarrollo de ultramilonitas.

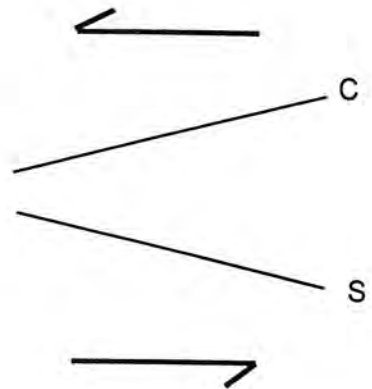


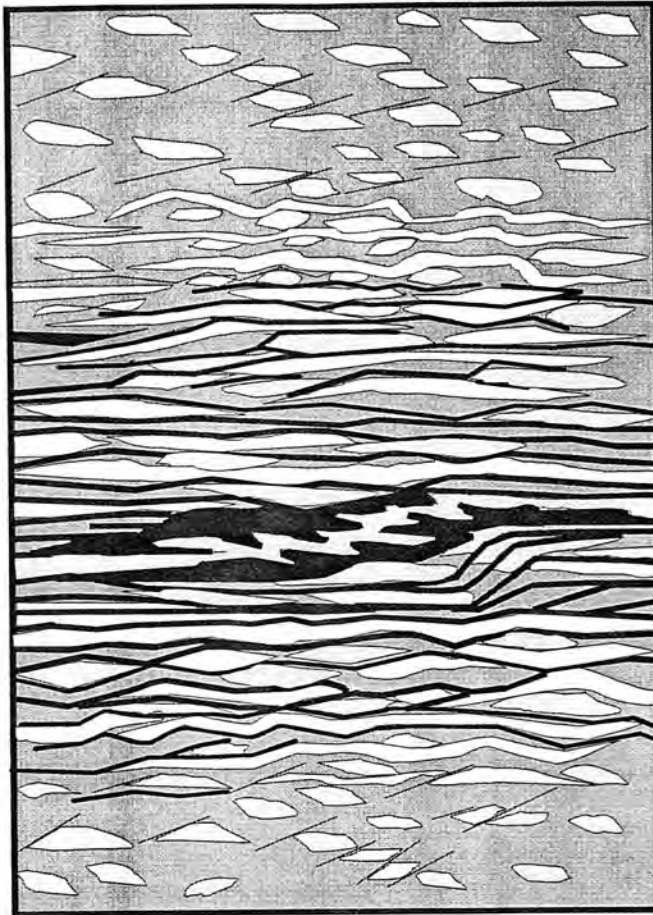
Fig.22.-Fotografía de gneis milonítico proveniente del monzogranito aluminoso precámbrico. Se aprecian grandes cristales de feldespato potásico elongados por los fenómenos de cataclasis. La foliación (S) es marcada por la elongación y recristalización dinámica del cuarzo y la orientación de la biotita y muscovita. Pueden apreciarse las superficies C que separan microlitos milimétricos de feldespato. El sentido de cizallamiento es sinistral. Cañada Bachán viendo al NW. Escala 1:1

La foliación del gneis tiene un buzamiento suave de 10 a 15° hacia el suroeste en la ladera occidental, más o menos paralelo al relieve topográfico. Aflora desde los 600 metros de altura en el flanco sur, por lo que puede estimarse un espesor mínimo de aproximadamente 600 metros para la zona afectada por el metamorfismo dinámico, aunque como se mencionó previamente la deformación es heterogénea. En la ladera sur buza hacia el sureste y en la ladera norte hacia el noroeste y noreste.

Diques de pegmatita y aplita son afectados por la foliación y lineación de manera diagonal a sus actitudes, llegando a paralelizarse sólo en las zonas de más intenso estiramiento. Cerca del rancho La Tinaja, hay diques pegmatíticos aluminosos (cuarzo-feldespato, muscovita, granate) siguiendo la foliación de gneises calcoalcalinos, lo cual puede interpretarse como un emplazamiento a lo largo de dichos planos.

En un gneis protomilonítico típico se observa ortoclasa (30 %) y plagioclasas en grandes porfiroclastos (25 %), cuarzos elongados (30 %), biotita y muscovita primarias en hojuelillas grandes. La roca presenta una alteración de clorita y epidota anterior a la deformación. La textura es controlada por la deformación plástica del cuarzo que le imprime a la roca una foliación muy desarrollada con grandes porfiroclastos de plagioclasas y feldespatos. Hay trituración de los granos de cuarzo que varían en tamaño de fino a medio.



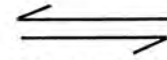


Gneis protomilonítico con grandes feldespatos cataclásticos

Gneis milonítico con elongación y recristalización del cuarzo

Gneises augen con grandes cristales elongados de feldespato potásico

Gneises bandeados con bandas de cuarzo, feldespato potásico, biotita y milonita negra.



Sentido de cizallamiento

Fig. 23.- Representación esquemática de una zona de concentración de esfuerzos dentro de los gneises miloníticos, desde un gneis protomilonítico típico hasta gneises bandeados. La zona de alta concentración de la deformación tiene un espesor de 3 metros aproximadamente y se ubica cerca del rancho los Alamos. Viendo al norte. Escala 1:50

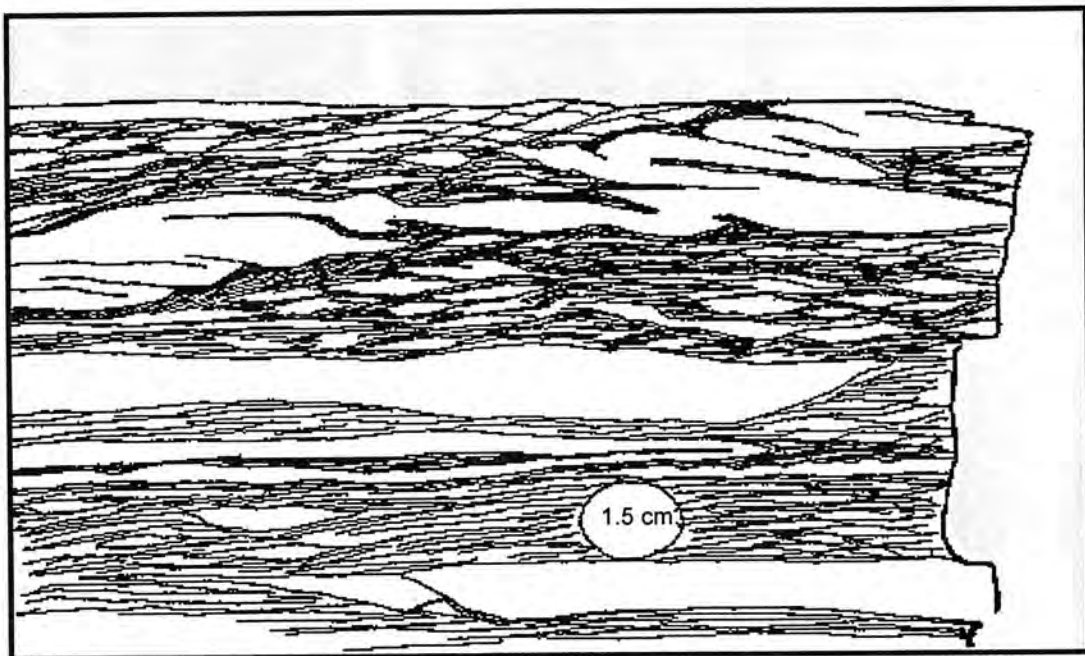


Fig. 24.- Detalle de la figura 23 en donde se observa el grado de aplanamiento alcanzado por los gneises bandeados miloníticos. Las bandas blancas son feldespáticas, las bandas oscuras son cuarzo, feldespatos y material milonítico. Viendo al norte.

En las láminas delgadas de las rocas gneisosas de origen dinámico se pueden observar una serie de criterios petrográficos que indican un mecanismo de cizalla, que provocó desde una deformación incipiente hasta una muy desarrollada. Entre los indicadores de cataclasis se hallan: el fracturamiento de los cristales, extinción ondulante del cuarzo, micas y plagioclasas curvadas, maclas deformadas; estas texturas coexisten con la recristalización dinámica del cuarzo. A la deformación dúctil del cuarzo se asocia la reorientación de los cristales de mica (biotita y muscovita), lo que acentúa la foliación de los gneises. También se observaron estructuras de pull-apart en zircones y "mica-fish". Cuando el cizallamiento C empieza a desarrollarse de manera más marcada puede cristalizar biotita de grano muy fino (a veces con cuarzo y sericita), en las etapas más avanzadas se observa un doblamiento de S en los planos C.

#### - Milonitas y ultramilonitas.

Las milonitas y ultramilonitas forman una asociación típica en las zonas altamente deformadas de los complejos metamórficos. Estas rocas también afloran en la Sierra de Mazatán, en su mayoría están restringidas a la ladera occidental. Según la clasificación de Sibson (1977) para rocas en zonas de falla, las milonitas se caracterizan por ser rocas cohesivas cuya proporción de matriz/roca total es mayor del 50 %; mientras que las ultramilonitas tienen una proporción de matriz mayor al 90 %. Se distinguen de las cataclasitas y ultracataclasitas por poseer una fábrica foliada (o fábrica direccional visible).

En el afloramiento las milonitas aparecen como rocas de color negro, coherentes, de grano muy fino, a veces con bandas cuarzofeldespáticas y porfiroclastos, algunas son muy parecidas al pedernal negro.



Fig. 25.- Bandas de ultramilonitas negras atravesando al Monzogranito aluminoso protomilonítico. En la banda central se observa el acuñamiento lateral de la ultramilonita y sus bordes abruptos respecto a la roca encajonante. Cañada Bachán viendo al NW

Las ultramilonitas observadas no presentan una variación gradual hacia el granito o los gneises encajonantes sino que tienen bordes abruptos (fig. 25). En la parte inferior de la Cañada Bachán se encuentra un afloramiento de ultramilonitas de hasta 10 metros de ancho (fig. 26), que se ubica en el contacto entre gneises miloníticos provenientes del Monzogranito Aluminoso en la parte superior, y rocas ígneo-metamórficas más antiguas en la parte inferior (fig. 27). Esta zona y otras parecidas que afloran a lo largo de la Cañada Los Pedernales, se caracterizan por poseer bandas centimétricas de rocas graníticas gneisosas y pegmatitas que siguen la foliación original de las milonitas. Algunas de estas zonas presentan estructuras de boudinage, plegamientos isoclinales sobrepuestos de escala métrica a milimétrica, pliegues ptygmáticos y zonas de cizalla internas.



Fig. 26.- Espectacular afloramiento de ultramilonitas y milonitas negras cerca de la base de la Cañada Bachán. El afloramiento tiene más de diez metros de espesor y está formado por ultramilonitas negras con diques cuarzo-feldespáticos blancos. Se observa el aplanamiento pronunciado de las rocas gracias a la presencia de un pliegue isoclinal cuya charnela se aprecia en la parte central derecha (ch). Viendo al SE.

### Descripción litológica.

#### - Milonitas bandeadas.

En muestra de mano son rocas negras, coherentes, de grano muy fino, con bandas de espesor variable -entre 1mm hasta 1 cm- que definen la foliación. Se observa una lineación de estiramiento y el desarrollo de muscovita en los planos de foliación. Pueden apreciarse patrones de sobreposición de pliegues isoclinales.

En lámina delgada pueden reconocerse diferentes tipos de bandas, separadas por la composición o grados de deformación; un ejemplo de lo citado es la descripción de siete bandas encontradas en una milonita:



EL SABER DE MIS HIJOS  
HARA MI GRANDEZA  
Escuela de Ingeniería  
Depto. Geología  
BIBLIOTECA



Ma

Um

Mm

Fig. 27.- Contacto entre el monzogranito aluminoso protomilonítico (Ma) y una metamonzonita precámbrica (Mm) cortada por diques cuarzo-feldespáticos. El contacto es una zona con milonitas y ultramilonitas (Um) y es seguido por diques de pegmatita. Escala aprox. 1:150

Banda 1) cuarzo de grano muy fino en bandas paralelas con porfiroclastos de feldespato potásico y plagioclasa.

Banda 2) banda oscura formada por biotita de grano muy fino con porfiroclastos de feldespato potásico, plagioclasa, muscovita y biotita.

Banda 3) equivalente a la banda 1)

Banda 4) banda de porfiroclastos rodeados por cuarzo y biotita muy finos.

Banda 5) banda rica en biotita de grano fino y grueso con porfiroclastos de plagioclasa y feldespato potásico.

Banda 6) cuarzo finamente triturado intercalado con láminas de biotita, clastos de feldespato, plagioclasa, muscovita y cuarzo.

Banda 7) banda oscura parecida a la banda 5) pero muy rica en muscovita en grandes hojuelas.

Siguiendo la foliación de las ultramilonitas se observan algunos diques pegmatíticos cuarzo-feldespáticos con muscovita. Estos diques presentan una textura granoblástica que sugiere su cristalización sin estiramiento posterior, lo cual indica que se generaron condiciones anatécicas dentro la zona de cizalla, en las etapas finales pero antes del plegamiento.

#### - Milonitas y ultramilonitas porfiroclásticas.

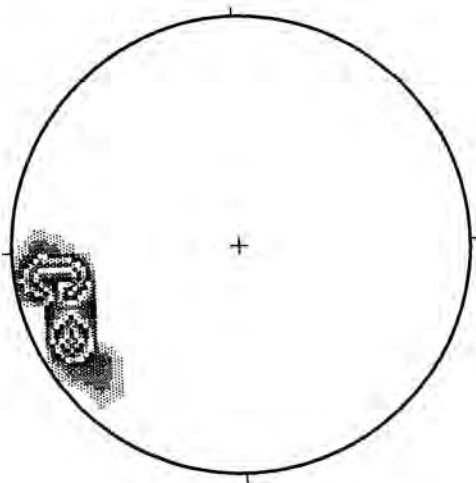
Son rocas negras de grano muy fino con foliación milimétrica y que presentan porfiroclastos aislados de feldespato y cuarzo. En lámina delgada se observa una matriz de grano muy fino (90 a 70 %) con porfiroclastos redondeados grandes, principalmente de feldespato potásico y en menor proporción de

cuarzo y plagioclasas. Se presentan bandas de biotita y de cuarzo de grano muy fino con recristalización dinámica. Se observan escasos cristales de muscovita y turmalina. La matriz se dobla alrededor de los porfiroclastos formando sombras de presión con cuarzo recristalizado en su interior. Los porfiroclastos y su matriz forman estructuras de aspecto monoclinico, los cuales son excelentes indicadores del sentido de cizalla y serán analizados posteriormente. Hay una alteración sobrepuesta a la roca la cual está compuesta por sericita, clorita y epidota.

### Indicadores de la dirección de cizallamiento.

Uno de los rasgos texturales más distribuidos en las rocas deformadas de la Sierra de Mazatán, es la lineación de estiramiento, la cual puede observarse incluso cuando la foliación no es muy evidente, como en la ladera oriental de la sierra. Esta lineación es paralela a la dirección X de mayor extensión finita en el plano de foliación (Ramsay, 1980). En una zona de cizalla donde la deformación progresiva es por flujo no-coaxial, la dirección X del elipsoide de deformación finita indica la dirección del desplazamiento de los bloques menos deformados que son separados por la zona (Passchier, 1986).

Un análisis estadístico de las direcciones de lineación medidas en la Sierra de Mazatán se muestra en la figura 28 en la que puede apreciarse que el rango principal se encuentra entre 60° y 90° NE-SW con un máximo entre 70° y 80° NE-SW.



N=68 C.1. = 2.0%/1% area

Igual área.

Fig. 28.- Diagrama de concentración de las direcciones correspondientes a la lineación de estiramiento provocada por el metamorfismo dinámico y que afecta al monzogranito aluminoso, a la suite calcoalcalina y en menor grado al granito de dos micas. Las medidas fueron tomadas en la placa inferior (domo).

### Indicadores del sentido de cizallamiento.

En las rocas afectadas por el metamorfismo dinámico se pueden encontrar varias estructuras que permiten definir el sentido de cizallamiento. Los indicadores cinemáticos son producto de deformación no-coaxial y comprenden estructuras y microestructuras que tienen una asimetría reflejando el sentido de vorticidad (Williams y otros, 1991).

Dada la amplitud de la zona de cizalla en la Sierra de Mazatán y a que sus límites no son muy claros, la determinación de los sentidos de cizalla se realizó a partir de microestructuras.

a) Estructura S-C y S-C'.

Como se ha descrito previamente, esta estructura es la más común en los gneises miloníticos de la Sierra de Mazatán, siendo uno de los criterios más utilizados para definir el sentido de desplazamiento, presentando una vergencia hacia el SW (fig. 22).

b) Porfiroclastos asimétricos con colas.

Uno de los criterios más comunes en las milonitas y ultramilonitas de la Sierra de Mazatán, son los porfiroclastos asimétricos con colas elongadas, formadas por material recrystalizado que es igual al mineral huésped o una reacción del mismo (por ejemplo Feldespato = muscovita + cuarzo).

En la figura 29 se observa la estructura tipo sigma la cual es característica (pero no exclusiva) de zonas con deformación de cizalla baja, donde las tasas de recrystalización son más altas que las tasas de rotación (Huber y Ramsay, 1987).



Fig. 29.- Microfotografía en ultramilonita donde se observan bandas blancas de cuarzo con recrystalización dinámica y bandas oscuras ricas en biotita de grano muy fino. Se observan algunos porfiroclastos tipo sigma provenientes de minerales opacos y biotita. El sentido de cizallamiento es el que se indica. Luz natural Escala aprox. 50:1. Cañada Bachán. Escala 50:1

En la figura 30 se aprecia la estructura tipo delta en la cual la sombra de presión que forma la cola es fuertemente rotada por el porfiroclasto. En este caso la línea media cruza el tren general de la foliación. Este tipo de estructura es característica de regiones con alta deformación de cizalla donde las tasas de recrystalización son menores que las tasas de rotación (Passchier y Simpson, 1986).

La presencia de ambos tipos de porfiroclastos delta y sigma, confirma la heterogeneidad de la deformación dentro de las rocas miloníticas.

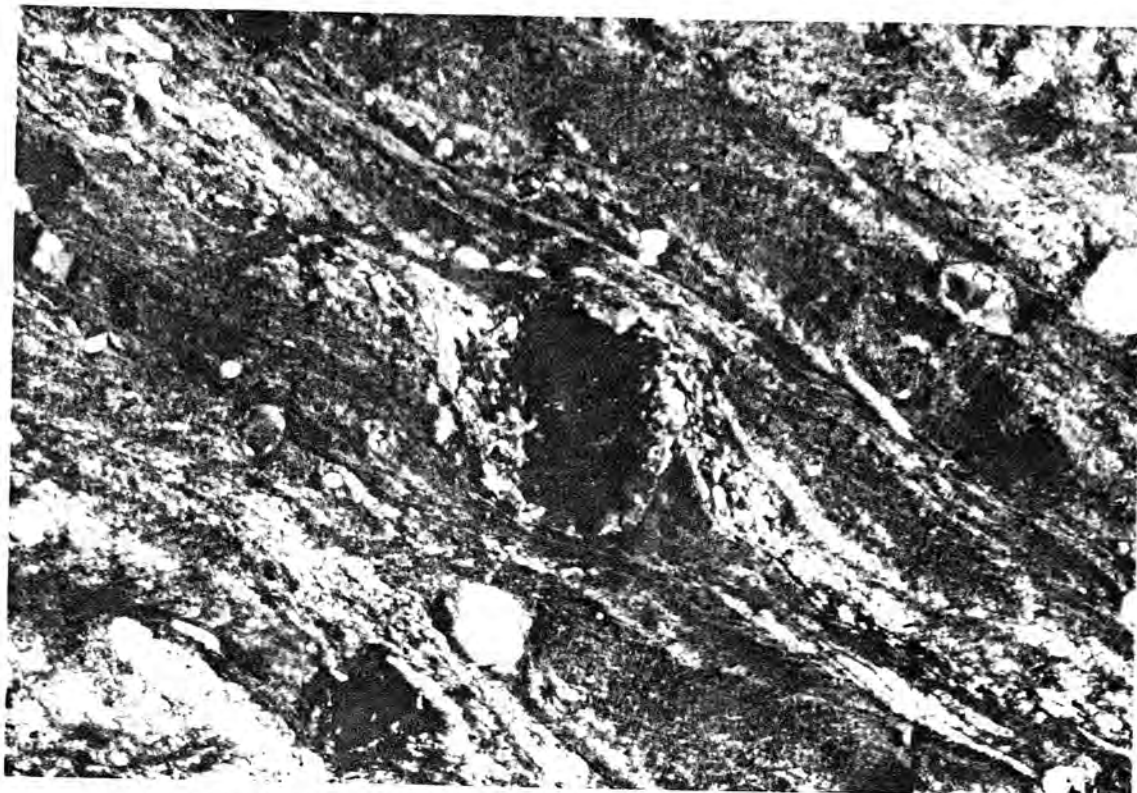


Fig. 30.- Microfotografía de ultramilonita de la Cañada Los Pedernales, en donde se aprecian porfiroclastos de tipo 'delta' formados a partir de feldespatos potásicos y cuarzo. Las bandas elongadas de los porfiroclastos están formadas principalmente por cuarzo; las bandas externas son ricas en biotita de grano muy fino. El sentido de cizallamiento es el que se indica. Luz polarizada. Escala aprox. 50:1.

#### c) Deslizamiento intracristalino.

En la figura 31 se observan fenómenos de deslizamientos intracristalinos, los cuales ocurren cuando la cizalla rompe los cristales y provoca la rotación de los fragmentos, semejando un set de libros que se colapsa. Movimientos posteriores pueden separar los fragmentos y desarrollar sombras de presión entre ellos.

Otra forma de desplazamiento intracristalino observada en las ultramilonitas de la Cañada Bachán, es el desarrollo de "mica fish" (fig. 32). Esta estructura se debe al paralelismo entre el clivaje del cristal y el plano de cizalla, lo que permite la fragmentación del cristal original por deslizamiento intracristalino a lo largo de dichos planos. La forma monoclinica de los cristales y la distribución de los fragmentos permite establecer una vergencia predominantemente hacia el SW.

#### d) Recristalización dinámica.

En todas las rocas miloníticas de la Sierra de Mazatán se presenta una recristalización dinámica del cuarzo, que se refleja como múltiples granos elongados oblicuos con respecto al plano de cizallamiento (fig. 32 y 33). El ángulo de oblicuidad permite establecer el sentido de cizallamiento. Esta estructura parece resultar de la recristalización dinámica activa y del reajuste de las formas de los cristales para estar de acuerdo con los últimos incrementos de deformación (Schmidt, y otros, 1981).

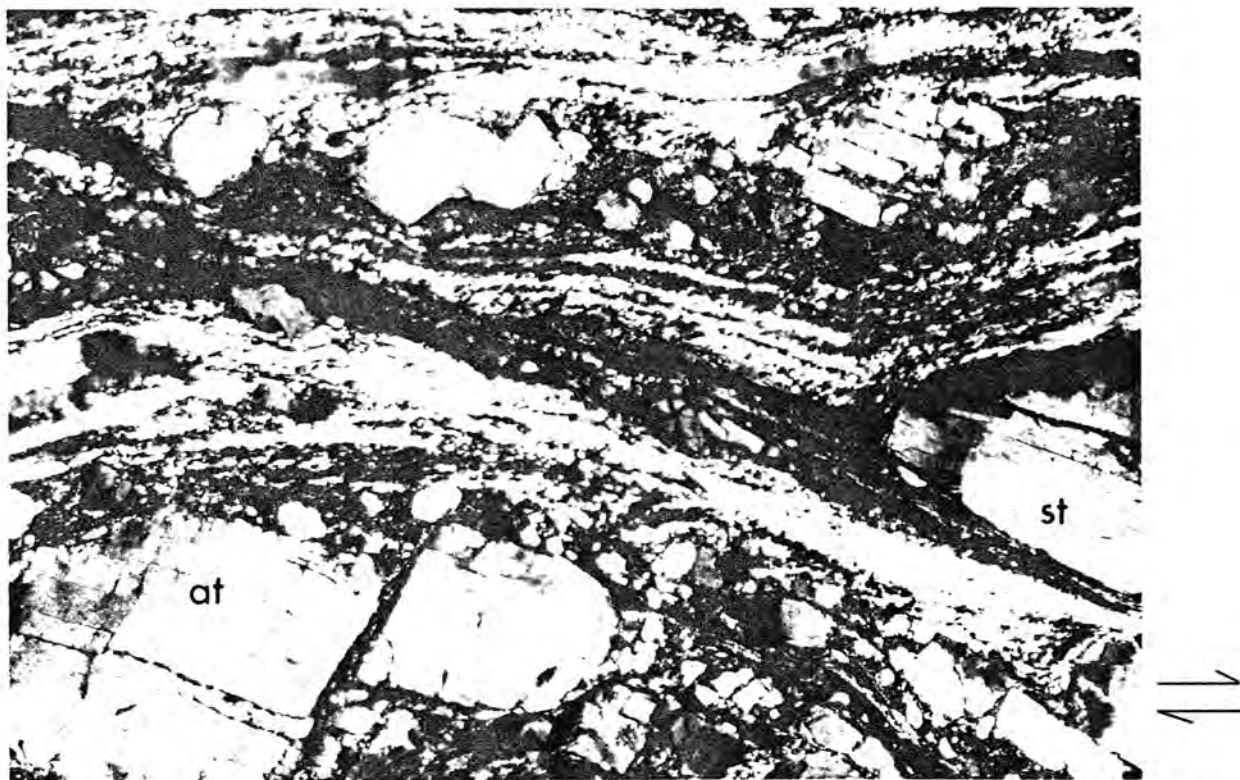


Fig. 31.- Microfotografía de ultramilonita bandeada mostrando deslizamientos intracristalinos en cristales de ortoclasa. La dirección de deslizamiento depende de la orientación de los planos de clivaje con respecto al plano de cizallamiento. Pueden distinguirse fracturas simpatéticas (st) y antitéticas (at) en relación con el sentido de cizallamiento. Se aprecian también laminaciones finas de cuarzo con recristalización dinámica y biotita de grano muy fino indicando S, y los planos C oblicuos con recristalización de biotita. El sentido de cizallamiento es el que se indica. Escala aprox. 50:1.

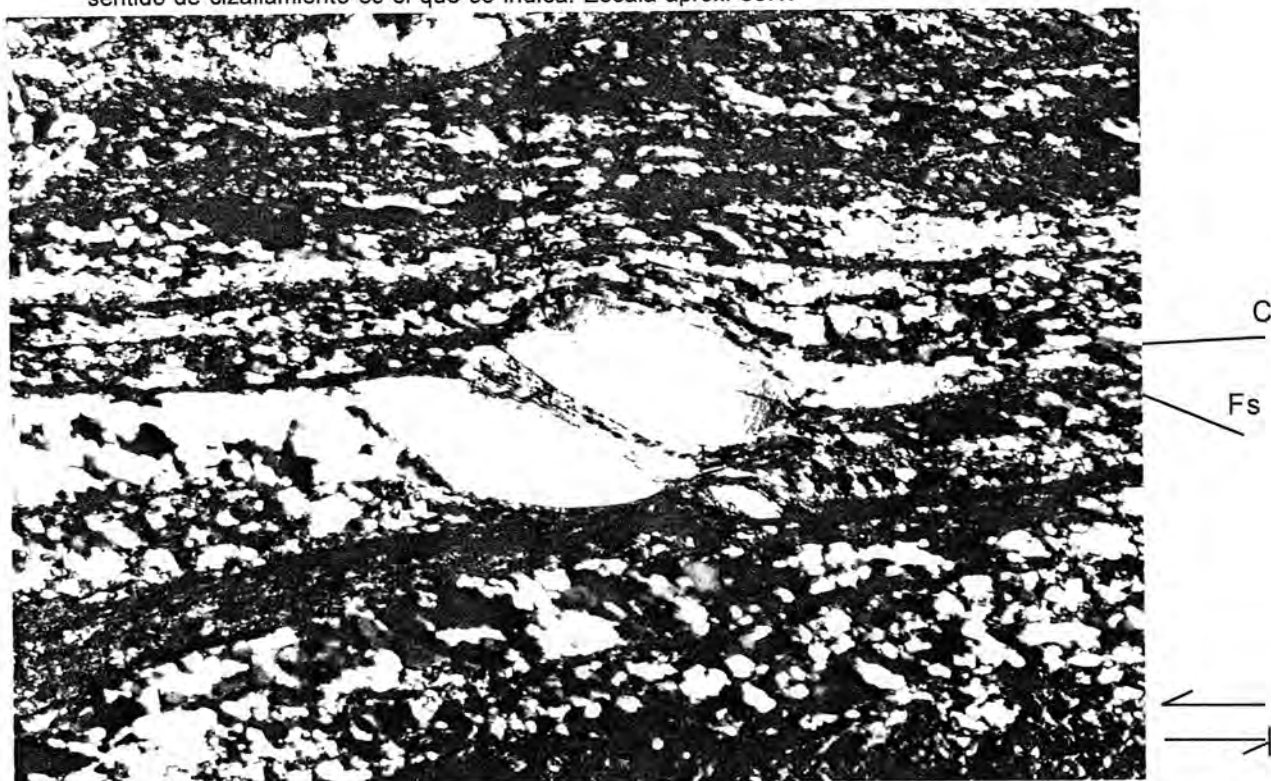


Fig. 32.- Microfotografía mostrando una cuarcita milonítica en donde se aprecian bandas de cuarzo con recristalización dinámica separadas por planos de cizalla C con desarrollo de biotita muy fina. Se aprecian grandes porfiroclastos de muscovita "mica fish" que son un tipo especial de porfiroclastos de tipo 'sigma'. Cerca del rancho los Huaraches. Luz polarizada. Escala aprox. 50:1.





Fig. 33.- Microfotografía de una cuarcita milonítica donde se observa la recristalización dinámica del cuarzo, formándose una foliación secundaria (fs) inclinada con respecto a la foliación principal de la roca (fc) la cual es marcada por bandas discretas con micas muy finas. Se aprecian microcristales de zircón separados por fenómenos de microboudinage. Luz natural. Escala aprox. 50:1.

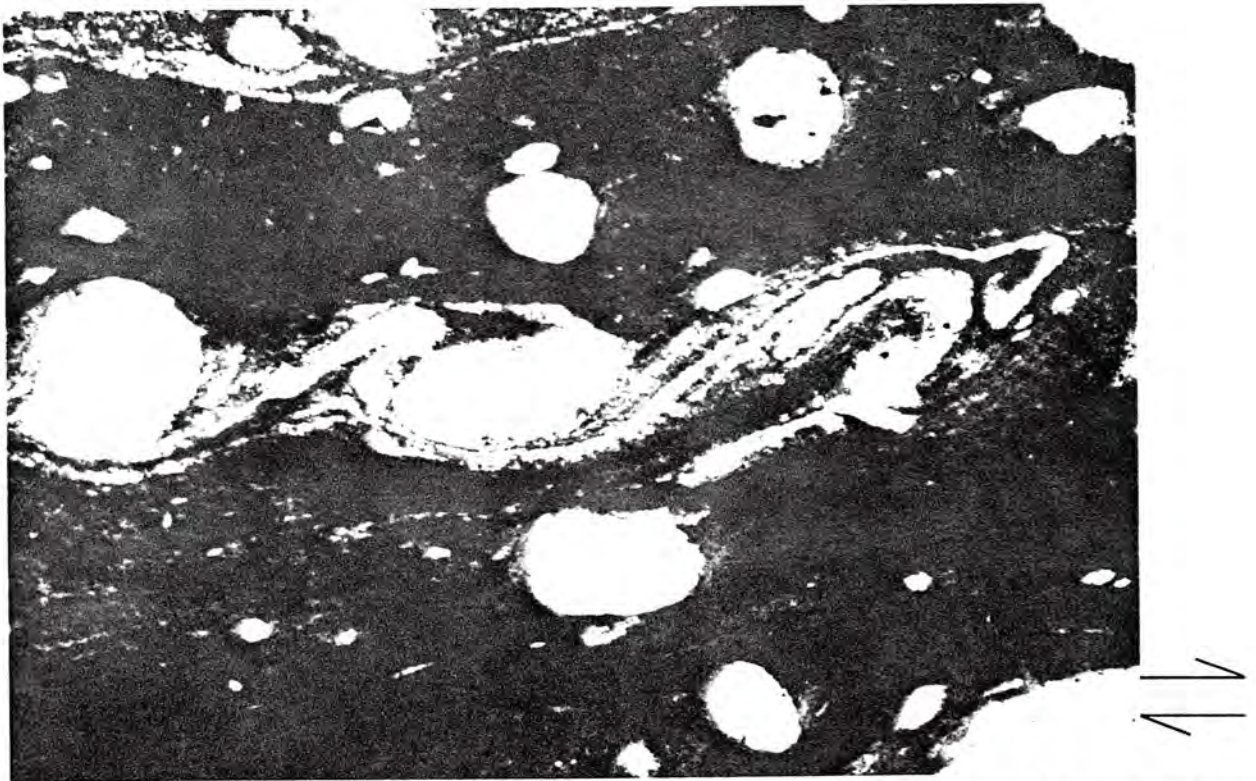


Fig. 34.- Microfotografía de ultramilonita donde se aprecian fenómenos de microplegamiento a partir de bandas de porfiroclastos tipo 'delta'. Los porfiroclastos redondeados son de cuarzo y feldespatos y las 'colas' están constituidas principalmente por cuarzo. La matriz oscura está formada por micas muy finas y clorita. Lp Escala aproximada 50:1

e) Laminaciones miloníticas plegadas.

En la Sierra de Mazatán, la deformación en las milonitas no es perfectamente homogénea, y ocurren perturbaciones locales en el desplazamiento que al amplificarse forman microplegues (fig. 34). El sentido de vergencia de los microplegues coincide con el sentido de cizallamiento local hacia el SW.

### Discusión.

En zonas miloníticas y ultramiloníticas complejas, los criterios microcristalinos de dirección de desplazamiento pueden indicar sentidos contrarios. Esto puede explicarse por el intenso plegamiento de tipo funda ("sheath fold"), tardío.

Aunque en un pliegue isoclinal cuyo eje sea perpendicular a la dirección de movimiento, los criterios para definir el sentido de cizalla no se alteran, esto sí puede ocurrir en un pliegue oblicuo o de funda. Esta observación es ilustrada en la figura 35 en la cual puede apreciarse el papel de los distintos tipos de plegamiento, con respecto a los indicadores del sentido de cizallamiento.

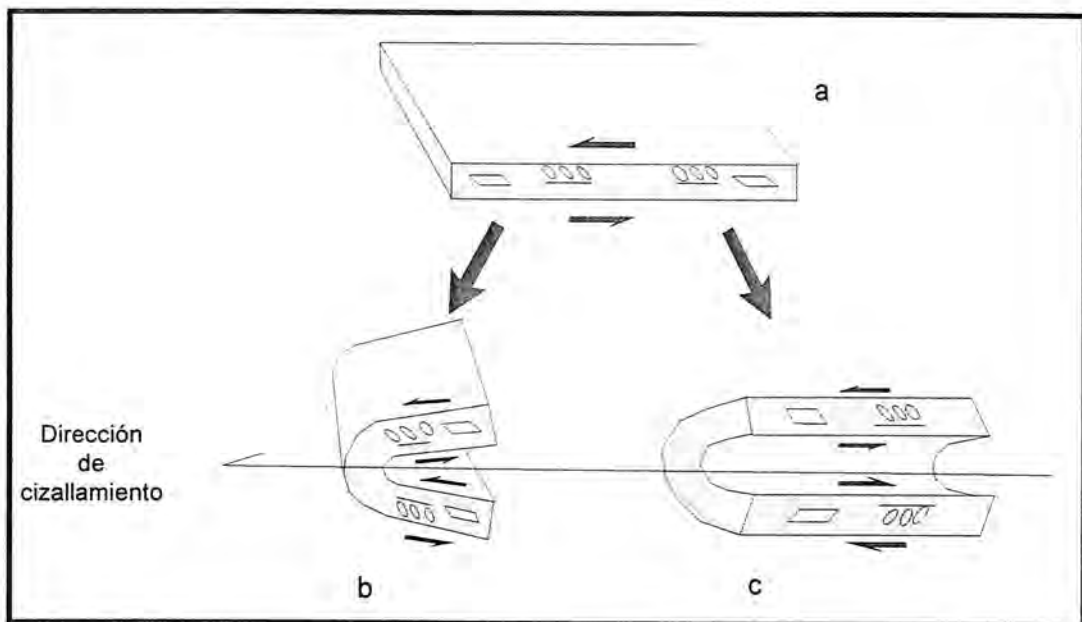


Fig. 35.- Esquema representando el efecto del microplegamiento en relación con los indicadores del sentido de cizallamiento. En un pliegue isoclinal b) los indicadores muestran el mismo sentido en ambos flancos; en un pliegue funda c) los indicadores pueden mostrar sentidos contrarios.

### Estructuras de la zona milonítica.

La estructura más claramente visible en los gneises miloníticos de la Sierra de Mazatán es un plegamiento tipo monoclinual o anticlinal abierto, de escala métrica a centimétrica, que dobla suavemente la foliación y que también es visible en diques aplíticos. Según sus características los pliegues son gentiles a abiertos y sus ejes no son paralelos entre sí.

A lo largo de la Cañada Bachán los diques aplíticos y pegmatíticos en las partes superiores de la Sierra, buzan principalmente hacia el sureste (entre  $55^\circ$  y  $40^\circ$ ) con rumbo promedio de  $46^\circ$  al NE, y el buzamiento se hace gradualmente menor hacia el oeste, hasta adquirir la inclinación general del buzamiento de la foliación (entre  $10^\circ$  y  $20^\circ$  al SW), creando una roca con aspecto bandeado con diques subparalelos a la foliación.

Los gneises presentan también un plegamiento subsoclinal de escala centimétrica a métrica que se observa gracias a la presencia de diques de aplita o pegmatita (fig. 36). Aunque se han observado muy pocas charnelas que atestigüen esta deformación en el gneis milonítico, el aspecto subparalelo a la foliación de los diques en la ladera occidental de la Sierra, puede atribuirse a la deformación homogénea de redes de diques en una roca encajonante relativamente masiva, generando un aspecto de gneis bandeado.

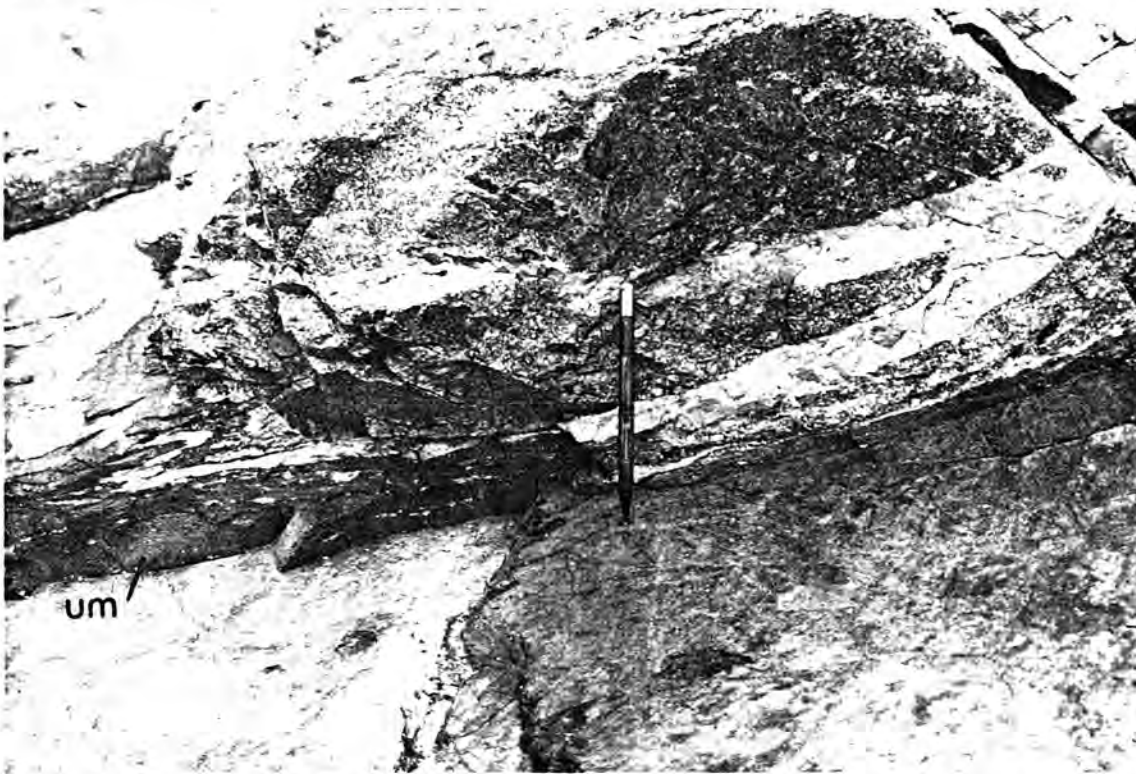


Fig. 36.- Plegamiento isoclinal en dique de aplita que corta al monzogranito aluminoso protomilonítico. en la parte inferior se aprecia el adelgazamiento del dique y su replegamiento al penetrar a una zona de ultramilonitas negras (Um). El lápiz de escala mide 15 cm.

Las estructuras más complejas se encuentran dentro de las zonas con milonitas y ultramilonitas negras. Las estructuras planares como diques que atraviesan una zona de cizalla pueden verse extendidas o acortadas, dependiendo de su orientación inicial (Ramsay, 1980) o incluso primero ser acortadas y después extendidas. Las características estructurales que se generan en esta situación son plegamientos en los dominios de acortamiento, boudinage en los de alargamiento (si existe un comportamiento heterogéneo de los materiales), con pliegues boudinados o sin raíz ("rootless folds") cuando un plegamiento inicial ha sido posteriormente boudinado (fig. 37). Todos estos elementos pueden observarse en las milonitas y ultramilonitas de la Sierra de Mazatán, desde escalas milimétricas a métricas, siendo muy comunes los pliegues sin raíz, separados por zonas de cizalla internas. Puede observarse que la deformación ha ocurrido una y otra vez sobre los mismos horizontes, deformando sucesivamente estructuras preexistentes.

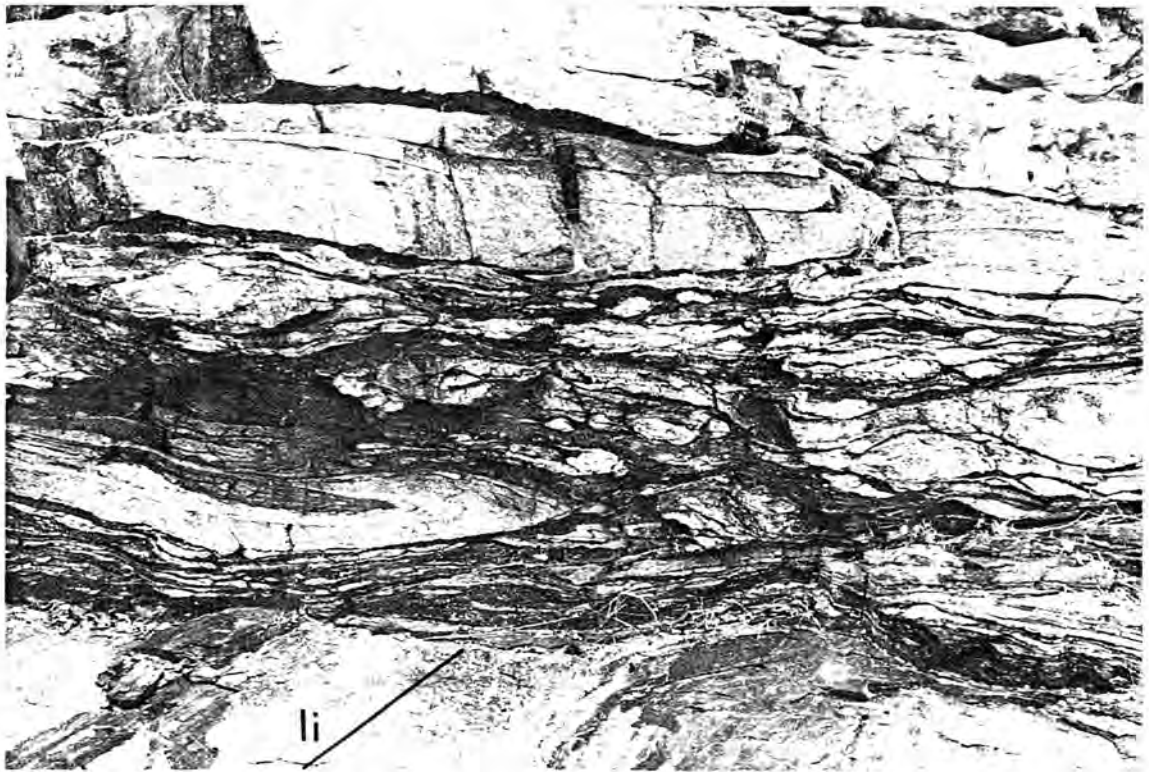


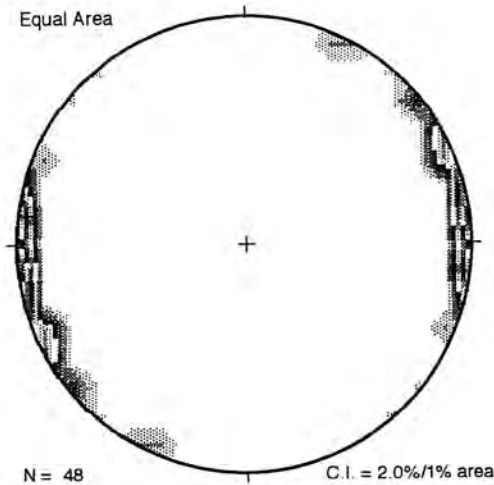
Fig. 37.- Zona con ultramilonitas separando bandas de monzogranito aluminoso protomilonítico. Puede apreciarse un intenso microplegamiento con pliegues "rootless", zonas de cizalla internas. Se indica la dirección de la lineación de estiramiento (li) lo que muestra que algunos pliegues son oblicuos. Cañada Bachán viendo al NW. Escala aprox. 1:15

Las estructuras más comunes en estas zonas en la Sierra de Mazatán, son:

- a) Pliegues isoclinales a subsoclinales de escala métrica a decimétrica, con una forma tridimensional compleja. Los pliegues observados tienen un estilo geométrico similar, de las clases 1C, 2 o 3 de Ramsay (1967).
- b) Pliegues oblicuos ("oblique folds") asociados al acortamiento transversal en el plano de foliación con ejes casi paralelos a la dirección de estiramiento (fig. 38) (Passchier, 1986).
- c) Pliegues tubulares o de funda ("sheath folds") que se forman por aplanamiento y atenuación de pliegues preexistentes, o por rotación de segmentos de capas en respuesta a la presencia de un gradiente de la tasa de deformación, oblicua a los planos de foliación (Cobbold y Quinquis, 1979; Platt, 1983). Los pliegues tipo funda como el que se observa en la figura 39, se producen cuando una charnela cuyo eje era perpendicular u oblicuo a la dirección de extensión, tiende progresivamente a hacerse paralela con ella. Este tipo de pliegue es indicativo de alto grado de deformación, por lo cual es común en las zonas de cizalla aunque no es exclusivo de ellas (Huber y Ramsay, 1987).



Fig. 38.- Pliegues oblicuos en zona ultramilonítica en la Cañada Bachán. Se observan bandas oscuras de ultramilonitas bandeadas y porfiroclásticas, bandas grises del protolito (monzogranito aluminoso protomilonítico) y bandas blancas que corresponden a diques cuarzofeldespáticos. Se indica la lineación (Li). Viendo hacia el NE. El lápiz de la figura mide 15 cm.



Un estudio estadístico de los ejes de las charnelas, en los pliegues isoclinales complejos en las milonitas, refleja direcciones entre NE 70° y NW 70° (fig. 40). Estas direcciones coinciden parcialmente con la dirección de la lineación, indicando que los ejes se subparalelizan con la dirección de máxima extensión. Esto concuerda con lo observado en otras zonas afectadas por cizalla simple (Huber y Ramsay, 1987).

Fig. 40.- Diagrama de concentración de ejes de pliegues en rocas miloníticas de la sierra de Mazatán.

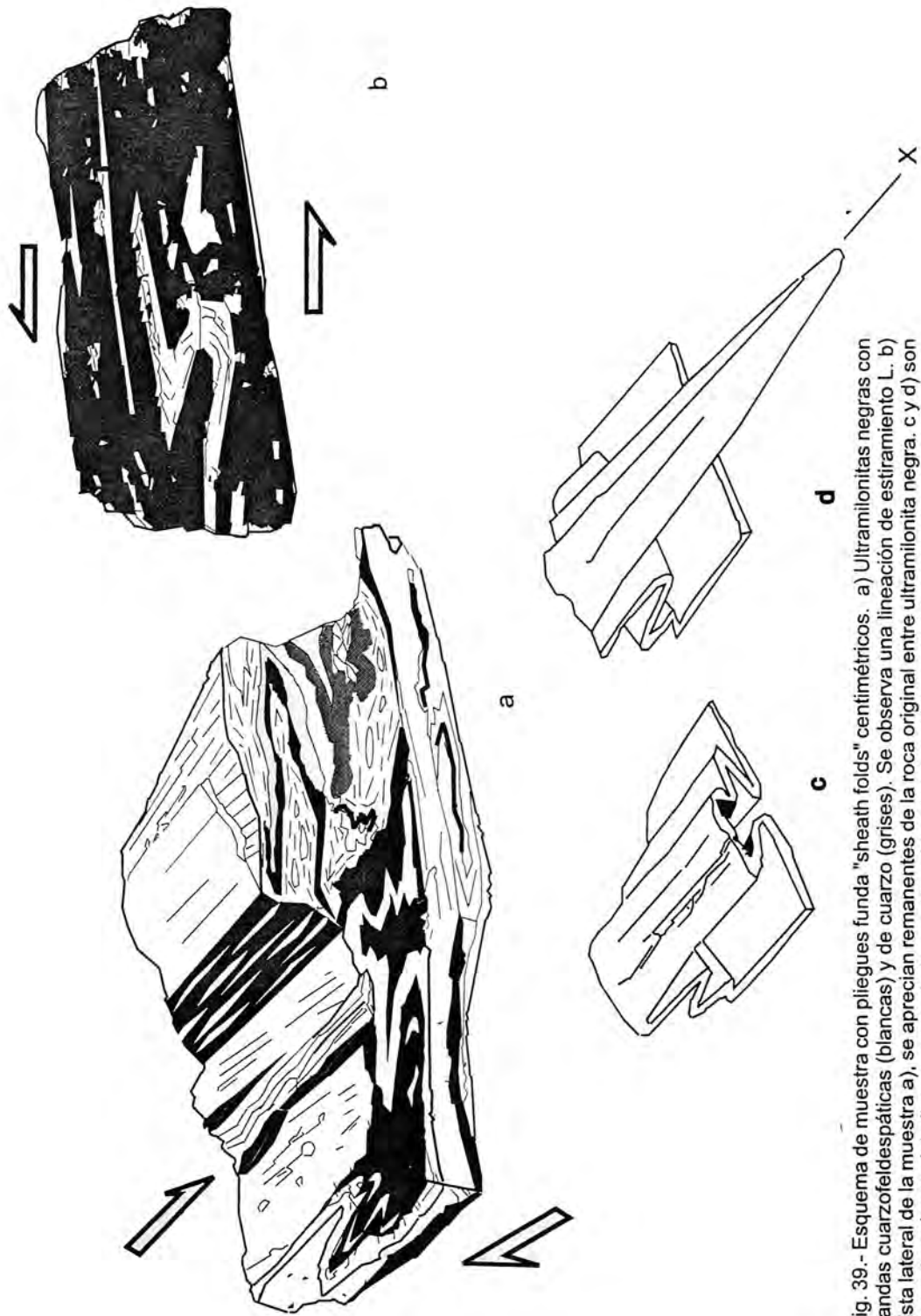


Fig. 39.- Esquema de muestra con pliegues funda "sheath folds" centimétricos. a) Ultramilonitas negras con bandas cuarzo-feldespáticas (blancas) y de cuarzo (grises). Se observa una lineación de estiramiento L. b) vista lateral de la muestra a), se aprecian remanentes de la roca original entre ultramilonita negra. c y d) son reconstrucciones del pliegue antes de la erosión. X es la dirección de máximo estiramiento y las flechas indican el sentido de cizallamiento.

## Interferencia de pliegues.

En algunas de las ultramilonitas se presentan patrones de interferencia de pliegues, formados por la superposición de dos fases de plegamiento. Los patrones observados, corresponden a la combinación de los tipos II.- pliegues con forma de hongo y III.- pliegues replegados con ejes de pliegues subparalelos (fig. 41)(Ramsay, 1967; Huber y Ramsay, 1987). Estos tipos de pliegues dependen del ángulo entre los ejes formados en las distintas fases de plegamiento, siendo grande en el tipo II y cerrado en el tipo III. La coexistencia de ambos tipos en la misma roca puede atribuirse a que se trata del doblamiento de pliegues funda. Passchier y otros (1990) indican que los pliegues funda pueden nuclear en cualquier tiempo durante un evento de deformación continuo, siendo posible el replegamiento de los pliegues funda más antiguos durante un solo evento deformacional.

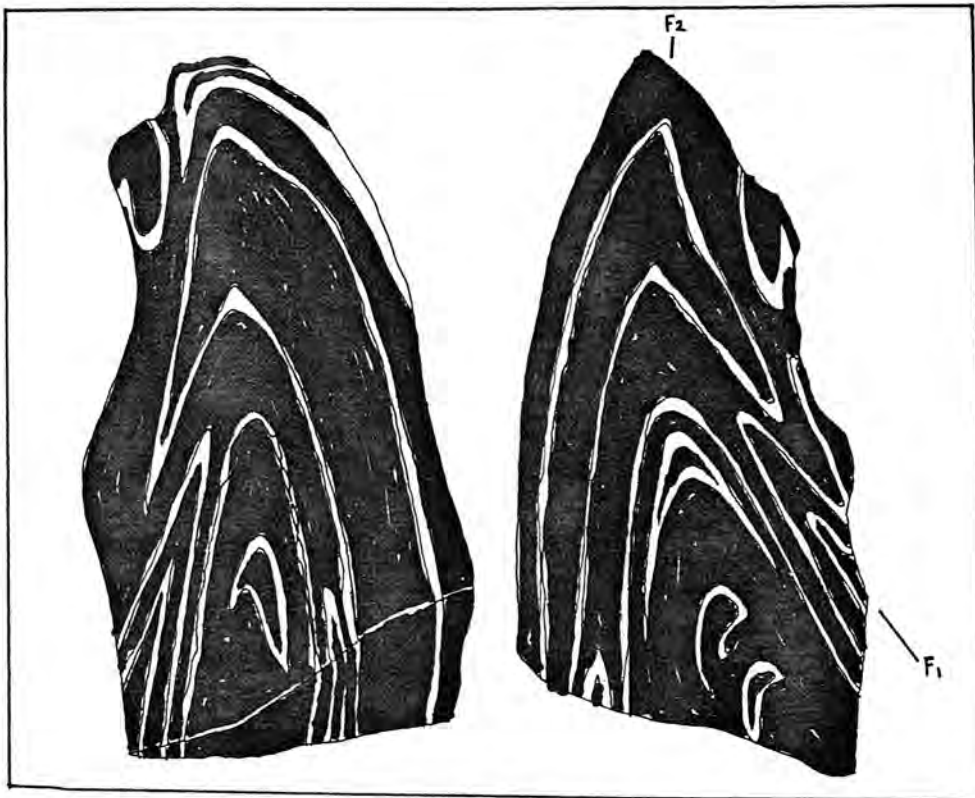


Fig. 41.- Ultramilonita negra de la cañada Bachán, con bandas cuarzo-feldespáticas menores a un milímetro, que permiten apreciar dos fases de plegamiento isoclinal (con ejes de plegamiento F1 y F2). Las figuras corresponden a los tipos: II.- pliegues con forma de hongo y III.- pliegues replegados con ejes de pliegues subparalelos (Ramsay, 1967). Escala aprox. 1: 1.5

## Cambios en la dirección del campo de esfuerzos: pliegues de tipo "pelicano".

Un aspecto estructural muy interesante dentro de las zonas de milonitas y ultramilonitas es la existencia de estructuras que indican un boudinage seguido por un plegamiento isoclinal. Estas estructuras se ilustran en la figura 42. Huber y Ramsay (1987) mostraron que con la deformación progresiva establecida en las zonas de cizalla no es posible encontrar condiciones de estiramiento (y formación de boudines) seguidas de acortamiento (boudinage plegado). En efecto, cuando un objeto o una estructura (por ejemplo boudines) alcanzan a paralelizarse al cizallamiento, permanecen sin deforma-

ción. La superposición observada necesita entonces un cambio de la dirección de los esfuerzos principales. Llamo aquí a este tipo de estructuras, no conocido en la literatura consultada, pliegues tipo "pelicano" por su forma característica.



Fig. 42.- Zona con ultramilonitas negras separando zonas cuarzo-feldespáticas del protolito y diques cuarzofeldespáticos. Lineación (Li). Se ha reconstruido una parte de la roca antes del plegamiento observándose su carácter boudinado. Cañada Bachán viendo al NW. 1) Monzogranito aluminoso; 2) pliegue pelicano; 3) Ultramilonitas.

### Pliegues ptigmáticos.

Otro tipo de plegamiento observado en las zonas miloníticas son pliegues ptigmáticos sin orientación definible de sus ejes (fig. 43). Se presentan en pegmatitas anatóxicas cuarzo-feldespáticas de espesores centimétricos inmersas en las ultramilonitas. El gran contraste de viscosidad entre las dos rocas involucradas, siendo mucho más competente el dique que las milonitas, permite el desarrollo de estos pliegues equivalentes a pliegues de flujo (fig. 44).



Fig. 43.- Pliegues ptigmáticos en dique de aplita que corta a una metadiorita. El dique es desplazado por una microfalla. Escala aproximada 1.5 m de longitud. Cerca del rancho Los Huaraches.



## Metamorfismo dinámico en rocas previamente deformadas.

Como se mencionó en el capítulo previo, las rocas con metamorfismo dinamotérmico (regional) del Proterozoico medio, aparecen como xenolitos y colgantes dentro de un granitoide con deformación milonítica. Los bloques que afloran a lo largo de la Cañada Bachán, muestran contactos paralelos a la foliación del granitoide encajonante (fig. 7). El efecto del metamorfismo dinámico asociado a la extensión terciaria sobre estas rocas metamórficas es difícil de distinguir con precisión, dada la sobreposición de estructuras. Dos aspectos deben considerarse al analizar la estructura de estos xenolitos: el primero es su forma original y el segundo, la diferencia de competencia entre la roca encajonante y la del xenolito. La forma original de los xenolitos es difícil de visualizar aún en los que no presentan la deformación milonítica; de cualquier modo, sus contactos son relativamente planos y subparalelos a la foliación del granito milonítico. Sin embargo existen también xenolitos de rocas metamórficas derivadas de intrusiones máficas (diorita, monzonita) que muestran un evidente contraste de competencia con el granito milonítico, siendo más dúctiles; esta relación puede observarse en los diques aplíticos y pegmatíticos que cortan ambas rocas, presentándose un plegamiento ptigmático paralelo cuando el dique corta la metamonzonita (fig. 44), mientras que es relativamente recto en el gneis milonítico. Esto indica que las rocas han sufrido un aplanamiento heterogéneo que incluso se traduce por el desplazamiento del dique en el contacto. Este comportamiento heterogéneo entre xenolitos y roca encajonante, pudo provocar que los xenolitos hayan sido separados por un fenómeno de macroboudinage.

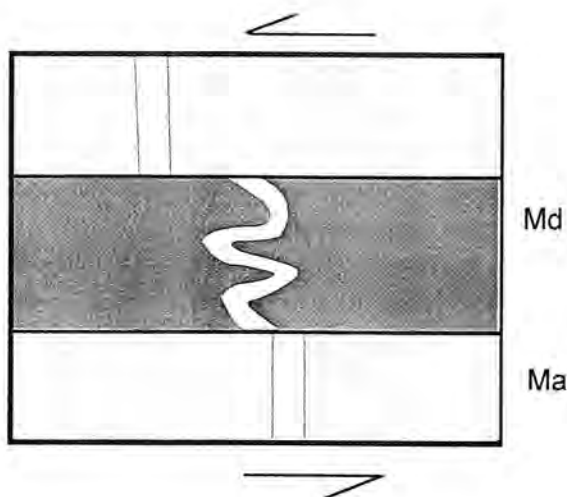


Fig. 44.- Esquema de un afloramiento que ilustra el comportamiento heterogéneo de las rocas ante la deformación dinámica. Se trata de un xenolito de metadiorita (Md) encajonado en el monzogranito aluminoso protomilonítico (Ma). Ambas rocas se hallan cortadas por un dique aplítico que sufre un aplanamiento mayor dentro de la metadiorita y un desplazamiento en el contacto. Cañada Bachán, viendo al N. Escala aprox. 1:50

Una característica de ciertos gneises bandeados proterozoicos es un microplegamiento decimétrico de flujo (fig. 5), el cual no es obliterado por la deformación milonítica. En estos gneises puede observarse el desarrollo de una lineación de estiramiento y una foliación de cizalla, que se sobrepone a la foliación propia del gneis (fig. 45 y 46). Se observan algunos micropliegues funda que pueden atribuirse al replegamiento de estructuras preexistentes; además se presenta boudinage en pegmatitas y diques dioríticos que siguen la foliación del gneis, así como la sobreposición de planos de cizalla que desplazan los planos de foliación originales (fig. 47 y 48).

Cuerpos intrusivos y diques de metamonzonita aparecen cortando a los gneises cuarzofeldespáticos y como sills dentro de las cuarcitas. En ellas se aprecian bandas aplíticas o pegmatíticas centimétricas paralelas o subparalelas a la foliación, que permiten visualizar al menos dos fases de plegamiento



Fig. 45.- Microfotografía de un gneis cuarzo-feldespático proterozoico cuya foliación primaria S1 es marcada por la alineación de los cristales de biotita. Esta foliación es cortada por una foliación milonítica S2 con recrystalización dinámica de cuarzo y de biotita. Escala aprox. 50:1

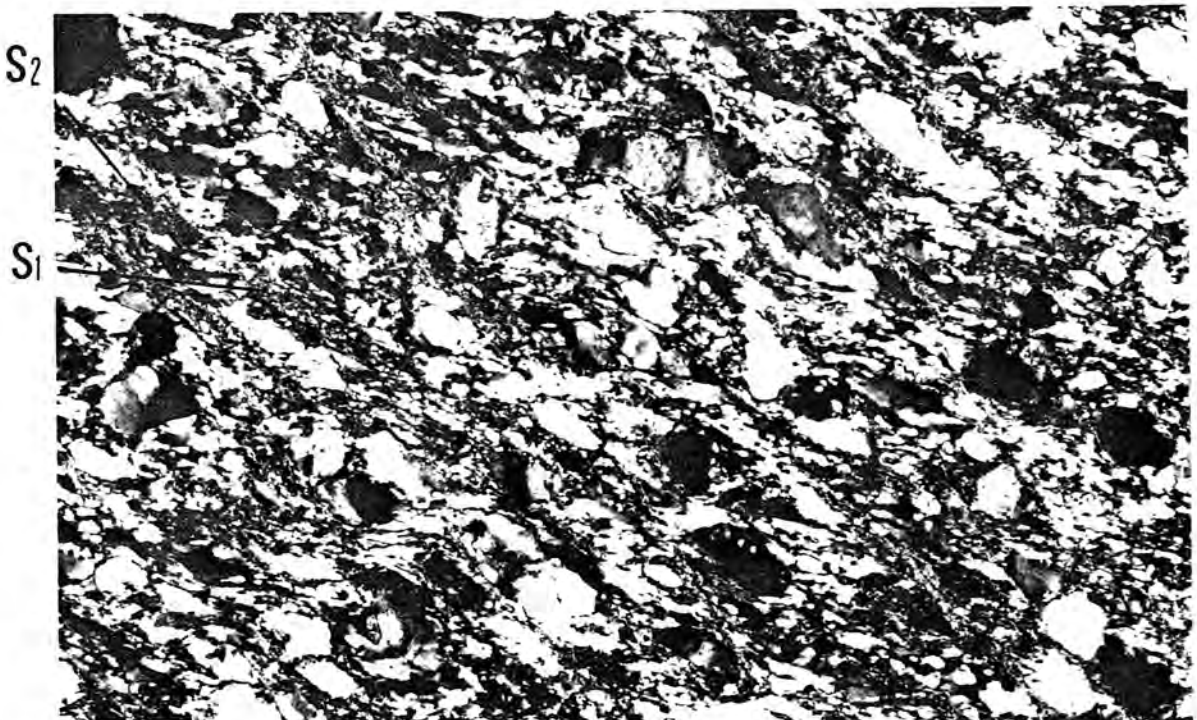


Fig. 46.- Microfotografía de una metamonzonita que aflora en la Cañada Bachán en donde se aprecian dos foliaciones: una esquistosidad S1 originada por eventos de metamorfismo regional, indiada por la elongación y recrystalización de los cristales de cuarzo y feldespato. Una segunda foliación S2 corta la anterior y se considera relacionada con el evento de metamorfismo dinámico terciario y está representada por el desarrollo de biotita de grano muy fino. Escala aprox. 50:1

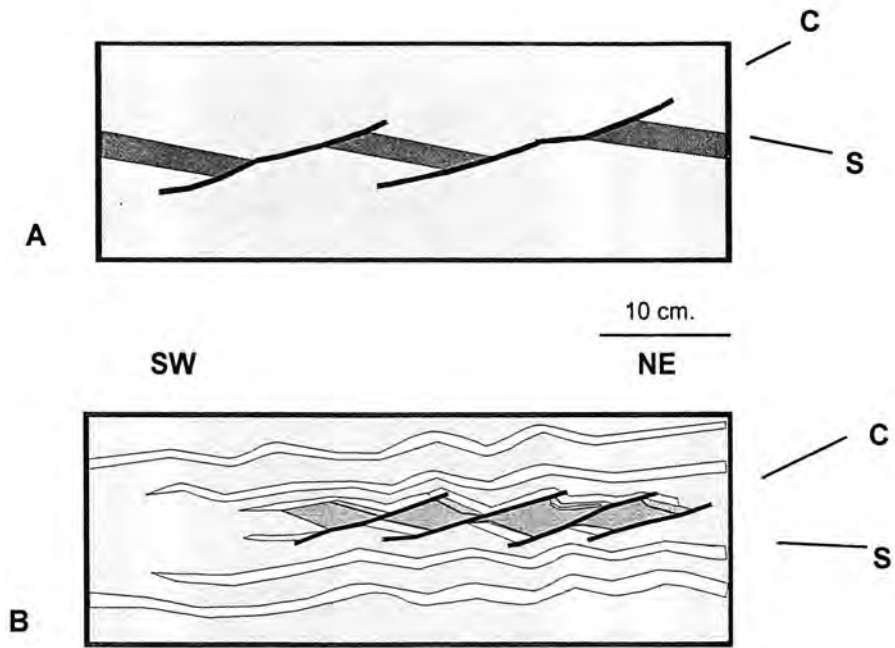


Fig. 47.- A) Diques de meta-andesita desplazados por microfallas que siguen la dirección de cizallamiento C. B) Dique de meta-andesita desplazado por microfallas, cortando un gneis bandeado precámbrico. Cañada Bachán viendo al NW. Escala 1:20

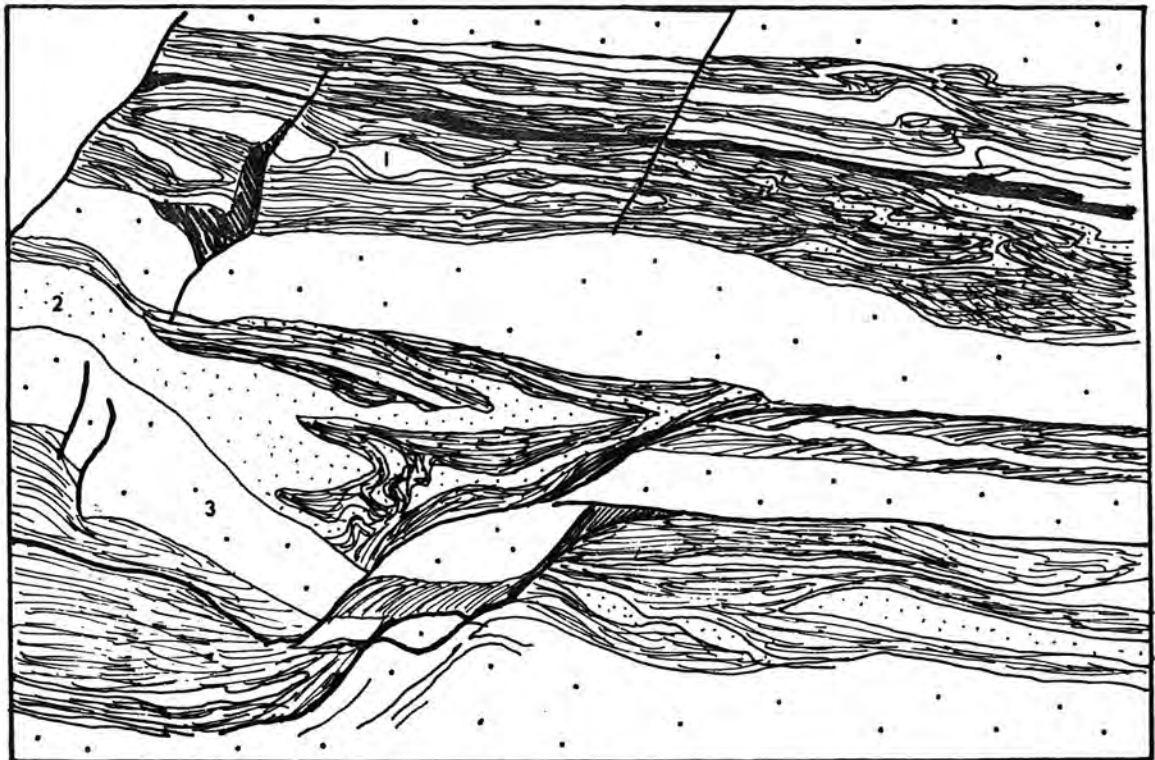


Fig. 48.- Afloramiento de gneis bandeado proterozoico. Pueden distinguirse tres familias de diques cuarzo-feldespáticos: 1) diques paralelos a la foliación del gneis (probablemente producto de segregación metamórfica); 2) diques que cortan la foliación del gneis y están fuertemente replegados y boudinados; 3) diques de grano grueso que cortan a los anteriores. Se observan los efectos del metamorfismo dinámico por la presencia de planos discretos C que desplazan las estructuras previas. Escala aprox. 1:15

isoclinal de escala métrica a decimétrica (fig. 49). La primera fase está representada por pliegues isoclinales con plano axial aproximadamente vertical. En rocas de edad similar que afloran fuera del complejo metamórfico, en la parte sur de la Sierra El Pajarito, se observaron pliegues apretados similares, comparables, lo cual nos indica que esa primera fase de plegamiento no tiene relación con el metamorfismo dinámico terciario y por lo tanto es anterior a él.

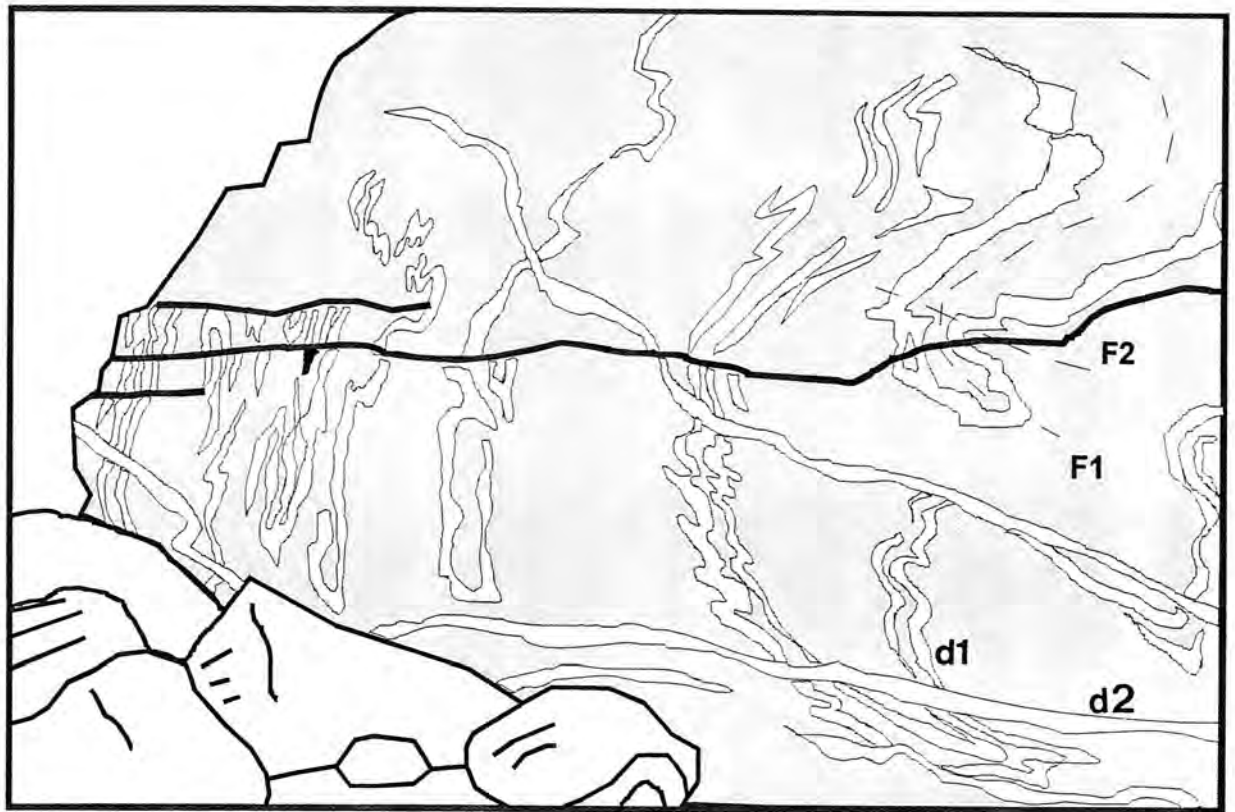


Fig. 49.- Afloramiento en donde se aprecia una metamonzonita cortada por dos familias de diques de alaskita (d1 y d2). La primera familia permite apreciar una sobreposición de pliegues, con una fase F1 subverticales, traspuesta por una segunda fase F2 con ejes recumbentes. Cañada Bachán, metamonzonita asociada con cuarcitas, ambas como xenolitos dentro de un monzogranito aluminoso protomilonítico. La altura de la figura equivale a 2 metros aproximadamente.

La segunda fase de plegamiento se caracteriza por pliegues recumbentes (fig. 49 y 50), con plano axial subparalelo a la foliación milonítica. Esta fase puede estar relacionada con el aplanamiento que sufrieron las rocas durante el metamorfismo dinámico terciario. El boudinage presente en el plano axial de algunos de estos pliegues es un argumento a favor de esta hipótesis. Los pliegues de esta fase varían de apretados a isoclinales y se clasifican como pliegues similares de la clase 2 (Ramsay, 1967). Cuarcitas.

En estas rocas que poseen intercalaciones de rocas meta-andesíticas semiesquistosas, se observa un plegamiento apretado a isoclinal de escala centimétrica a métrica, el cual dobla una foliación (y una lineación de estiramiento) y es anterior a la intrusión del granitoide precámbrico que los corta. Los planos axiales de los pliegues se hallan subparalelos al plano de cizalla o replegados dependiendo de su orientación respecto a dicho plano. Las charnelas muestran una orientación principal entre 40° y 60° al NE (fig. 18), la cual es aproximada a la dirección de máximo estiramiento. Algunos diques pegmatíticos y sills de andesita que siguen la foliación de las cuarcitas, presentan fenómenos de boudinage de escala centimétrica a métrica.

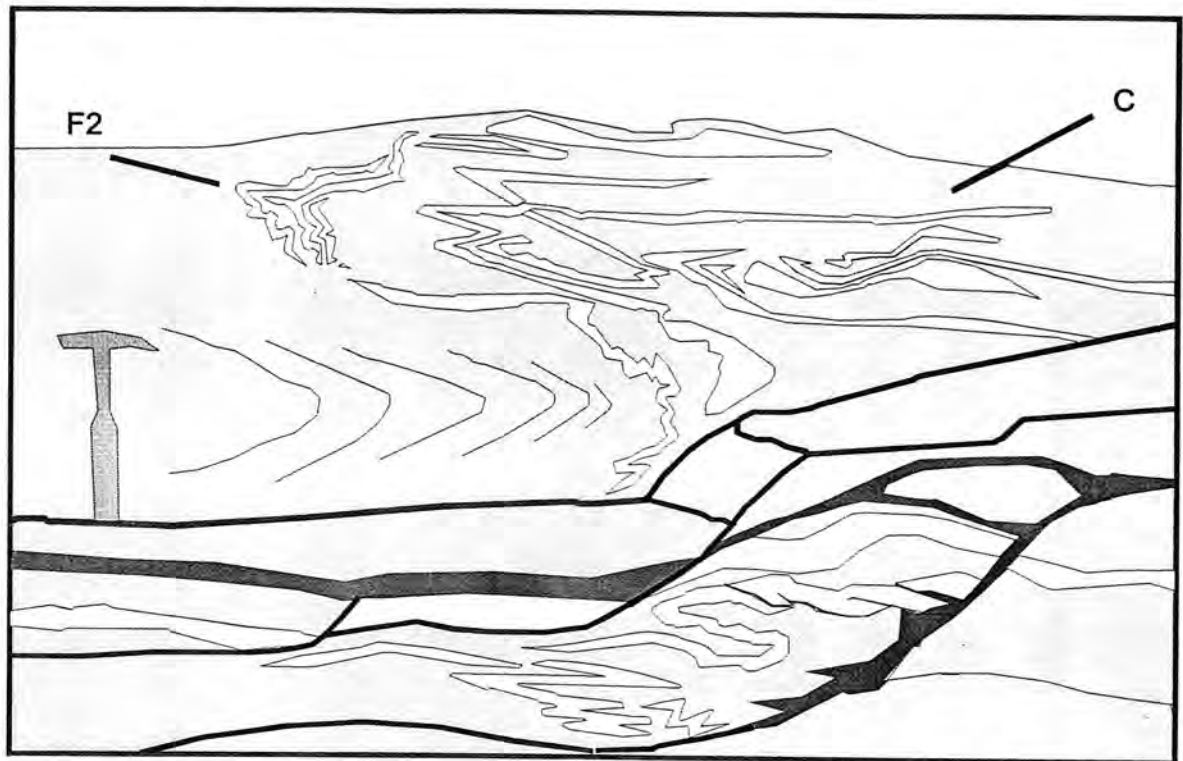


Fig. 50.- Afloramiento de rocas metavolcánicas y metasedimentos cortados por dos familias de diques apliticos, ambos con pliegues subsoclinales recumbentes F2. En el plano axial de algunos de los pliegues se puede apreciar un boudinage separado por superficies C. Cañada Bachán viendo al NW.

### **Análisis Estructural.**

Las medidas efectuadas en la lineación de estiramiento de las cuarcitas, varían entre  $60^\circ$  y  $80^\circ$  al NE, lo cual indica la reestructuración de estas rocas en la dirección de la zona de cizalla. Algunas láminas delgadas en cuarcitas indican la existencia de una foliación plegada durante la fase de metamorfismo dinámico terciario, acompañada por la recristalización dinámica del cuarzo. Las cuarcitas fuera del complejo metamórfico (cerro Coronampio) tienen una textura granoblástica bandeada, mientras que dentro del complejo se observa una recristalización dinámica, dada la sensibilidad del cuarzo ante el cizallamiento.

Un estudio estadístico de los planos de foliación en rocas metamórficas antiguas, muestran orientaciones diversas que varían de NE  $20^\circ$  a  $70^\circ$  SW y con echados variando desde verticales hasta casi horizontales (fig. 18). Estos rumbos de foliación son característicos de las rocas de metamorfismo atribuidas al Precámbrico en la parte central del estado (Vega y otros, 1991b), pero también pueden relacionarse con un realinamiento de la foliación en la dirección de máximo estiramiento de la zona de cizalla.

### **Edad del metamorfismo dinámico.**

En la Sierra de Mazatán no se cuenta con edades radiométricas precisas sobre los minerales y las rocas afectadas por el metamorfismo dinámico que permitan establecer el intervalo de tiempo en que éste ocurrió. Sin embargo, Damon (comun. escrita), indica que la edad de la pegmatita con dos micas ( $33.9 \pm 0.8$  Ma) corresponde a la edad del metamorfismo dinámico. En otros complejos metamórficos

como el de Sta. Catalina Mountains donde se han realizado estudios geocronológicos bastante amplios, el metamorfismo ocurrió en un rango de tiempo relativamente corto correspondiente al Oligoceno, indicado por las edades K-Ar en todas las rocas plutónicas más antiguas (Dickinson, 1991). En ese núcleo metamórfico, diques no foliados que cortan la foliación milonítica tienen edades de 21 a 24 Ma (Reynolds y otros, 1986); estos diques pueden ser comparados con los diques andesíticos de la Sierra de Mazatán, que cortan la foliación y que tienen edades de  $21.1 \pm 0.5$  Ma (Damon en Radelli, 1986), en ambos casos se trata del Mioceno Temprano.

En el complejo de Sta. Catalina Mountains se ha observado que los protolitos más antiguos tienen mayor metamorfismo dinámico que las suites graníticas del Terciario, lo cual sugiere que la deformación inició en algún intervalo indeterminado del Oligoceno Tardío y que las últimas suites intrusivas fueron menos afectadas (Dickinson, 1991). En el caso de la Sierra de Mazatán puede reconocerse un proceso similar, ya que las rocas graníticas de dos micas emplazadas relativamente al final del proceso de deformación, se encuentran menos deformadas que las rocas provenientes de protolitos más antiguos.

Existe pues un paralelismo entre la evolución terciaria del complejo metamórfico de Sta. Catalina Mountains en Arizona y el de la Sierra de Mazatán. Las edades y las relaciones geométricas de los cuerpos intrusivos, permiten establecer en ambos, que los granitos de dos micas están asociados a una fase preliminar de la extensión, mientras que los diques andesíticos corresponden a una fase tardía.

### **Origen de las rocas con metamorfismo dinámico.**

Las rocas con metamorfismo dinámico que afloran en la Sierra de Mazatán, atestiguan la existencia de una zona de cizalla, en la cuál, la deformación y el desplazamiento diferencial son acompañados por flujo dúctil. Inicialmente la deformación se distribuyó en una zona amplia y está representada por una foliación con fábrica S-C de tipo gneisoso con porfiroclastos asimétricos de feldespatos potásicos. Estos gneises miloníticos se formaron principalmente a partir de granitoides porfídicos precámbricos y del cretácico tardío.

A nivel mineralógico, el mecanismo de deformación dominante de los gneises miloníticos de la Sierra, es la deformación del cuarzo por deslizamiento de dislocación. El acomodamiento del cuarzo permite la rotación de cristales planares o alargados como las micas, acentuando la foliación. En cambio, los feldespatos se deforman principalmente por cataclasis: fractura repetida y deslizamiento friccional de los cristales, ya que como se ha demostrado experimentalmente, estos minerales permanecen relativamente rígidos, aún a temperaturas de  $450 \pm 50$  °C; no obstante, el carácter dúctil del cuarzo puede acomodar la deformación dúctil de toda la roca en temperaturas mayores a 300 °C (Sibson, 1977, 1983).

Dentro de la amplia zona con deformación milonítica leve, se aprecian zonas de espesores métricos con un grado de intensidad de deformación mucho mayor. Como se ha descrito, estas zonas presentan un paso gradual en la deformación: desde gneises porfiroclásticos, gneises con ojos fuertemente estirados hasta verdaderos gneises bandeados de cuarzo y feldespatos. Estos últimos son indicativos de muy alta tasa de deformación. Las laminaciones en estas zonas pueden explicarse como una deformación homogénea de los granitoides porfídicos. Los cristales de feldespatos se aplastan fuertemente hasta que ocurre una segregación metamórfica paralela a la dirección C de cizallamiento. En las bandas es común observar la recristalización dinámica del cuarzo.

La presencia de estas zonas donde se concentra la deformación, puede atribuirse según estudios experimentales, a un descenso de la temperatura y/o de la presión confinante (Williams y otros, 1991).

En las últimas etapas del metamorfismo dinámico, dentro de la zona amplia de cizalla, se formaron zonas angostas con milonitas y ultramilonitas negras, las cuales tienen contactos abruptos y parcialmente discordantes con la foliación de los gneises miloníticos que las encajonan. Esta discordancia indica una discontinuidad temporal entre la formación de gneises porfiroclásticos y las ultramilonitas, ya que éstas no se observan en el centro de zonas de cizalla de alto grado de deformación. Otro aspecto observado en la Cañada Bachán, es que la zona principal de milonitas se encuentra en el contacto entre gneises miloníticos provenientes del Monzogranito Aluminoso y rocas con metamorfismo regional que ocurren como xenolitos en aquél. Esto sugiere que una parte de las ultramilonitas se desarrollan a lo largo de discontinuidades litológicas.

La concentración de la deformación señalada por la presencia de las ultramilonitas, requiere de cambios de los parámetros que controlan la deformación, como pueden ser un descenso de la temperatura y/o de la presión confinante, a los que se asocia una variación de intensidad en los componentes del esfuerzo.

Las milonitas muestran una amplia variedad de texturas que indican los múltiples procesos de deformación microcristalina que las generan. Entre estos siempre se encuentran una recristalización dinámica del cuarzo, formación de estructuras S-C, porfiroclastos asimétricos tanto de tipo sigma como del tipo delta, formados a partir de feldespatos potásicos, cuarzo o incluso minerales opacos. También son comunes los deslizamientos intracristalinos de feldespatos y la formación de mica fish, flujo cristal-plástico y cataclasis.

Afectando a las bandas de milonitas y ultramilonitas se ha observado una gran cantidad de estructuras que las vuelve altamente complejas. El plegamiento de bandas boudinadas intercaladas entre ultramilonitas (pliegues "pelicano"), sugiere que las direcciones de los esfuerzos han variado después de la formación de las milonitas.

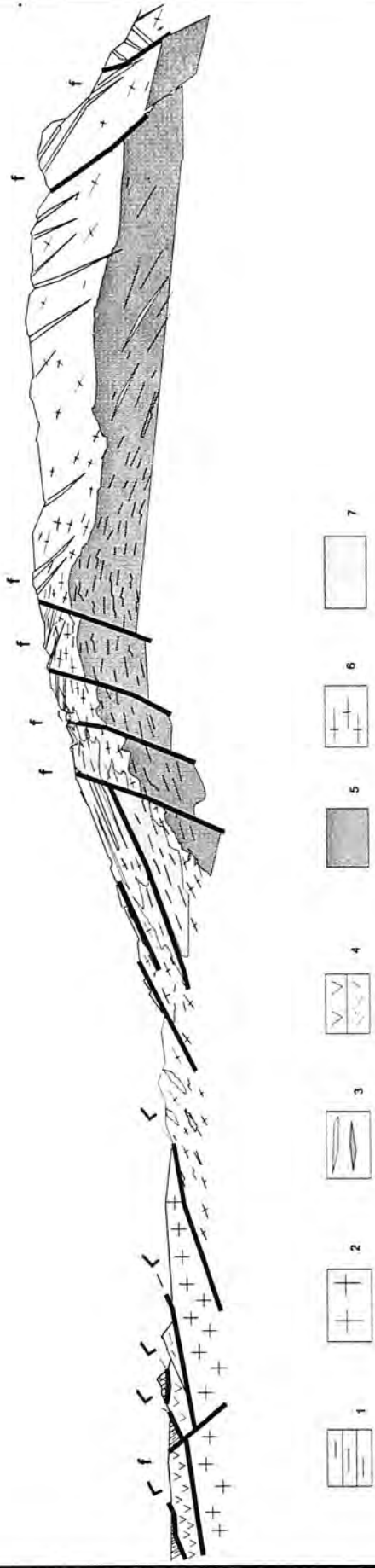
## **B.2.- La estructura dómica.**

A lo largo de este trabajo me he referido a la morfología de la Sierra de Mazatán como un domo, lo cual significa que tiene una forma hemisférica y base circular. Esta morfología ha sido reconocida en todos los complejos metamórficos, donde la elongación morfológica es oblicua a la dirección de máximo estiramiento (Coney, 1979, 1987; G.A. Davis y otros, 1980; G.H. Davis 1980, 1983; Howard y otros, 1982; Rehrig y Reynolds, 1980; Spencer y Reynolds, 1986; Wernicke, 1985).

En la Sierra de Mazatán la morfología dómica se refleja en las actitudes de la foliación milonítica y de la lineación asociada, por lo tanto se trata de una estructura producto de deformación más que de una estructura primaria asociada a una intrusión. Como puede apreciarse en el plano 1, el domo tiene un diámetro aproximado de 15 km con un levantamiento mayor de 1000 metros con respecto a la planicie. Todas las rocas previamente descritas, gneises miloníticos y ultramilonitas, presentan evidencias de esta deformación lo que establece una edad relativa para el fenómeno de 'doming' posterior a la fase de metamorfismo dinámico que las originó.

El curvamiento de la foliación milonítica en la placa inferior (fig. 51), indica que el proceso se produjo de manera dúctil, el buzamiento hacia el NW de las milonitas negras que afloran en la Cañada Los Pedernales es conspicuo.

En las Cañadas Bachán y Los Pedernales, se observan estrías de falla con dirección al NW 30°-40°, en los planos de foliación milonítica previa (fig. 52), lo cual indica un cambio hacia un comportamiento



L 8 f 9

Fig. 51.- Sección esquemática de la Sierra de Mazatán en la que puede apreciarse el curvamiento de la foliación dinámica producido durante el "doming". 1) Formación Belleza; 2) Granito de dos micas (terciario); 3) Cortejo filoniano del granito de dos micas; 4) Suite calcoalcalina; 5) Monzogranito aluminoso (protomilonítico); 6) Rocas con metamorfismo regional proterozoico; 7) Fallas normales de bajo ángulo; 8) Fallas normales.



más frágil de los gneises miloníticos. Otras microestructuras que atestiguan este cambio son fallas con desarrollo de milonitas negras (milimétricas) que desplazan horizontes con ultramilonitas (fig. 53). Asimismo pueden estar asociadas a esta etapa de deformación pequeñas fallas normales con ultracataclasitas compactas de color negro, que varían de centímetros a decímetros de espesor. Estas rocas son poco comunes y se han observado en la ladera norte y en la Cañada Los Pedernales.

En una lámina realizada sobre una ultracataclasita, encontrada en la ladera nororiental de la Sierra, se observan indicadores del sentido de cizalla con direcciones opuestas, el primero de carácter dúctil con estructuras sigmoidales que indica que la parte superior se movió al SW, mientras que el segundo de carácter frágil indica un sentido contrario hacia el NE (fig. 54). La roca muestra una matriz de grano muy fino con fragmentos aislados y angulosos, que corresponden a la roca encajonante que es un agregado muy deformado y elongado de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa. En los fragmentos se observa cuarzo en bandas con recristalización dinámica y epidota.

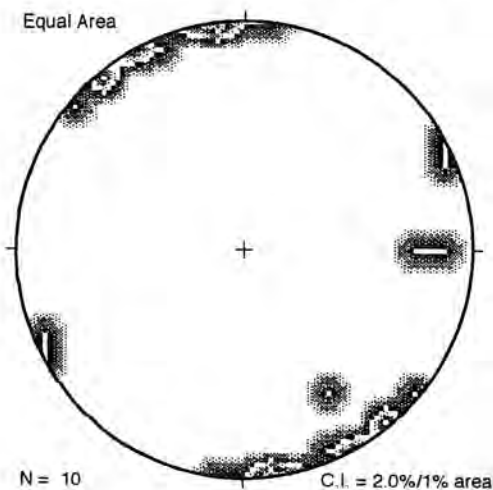
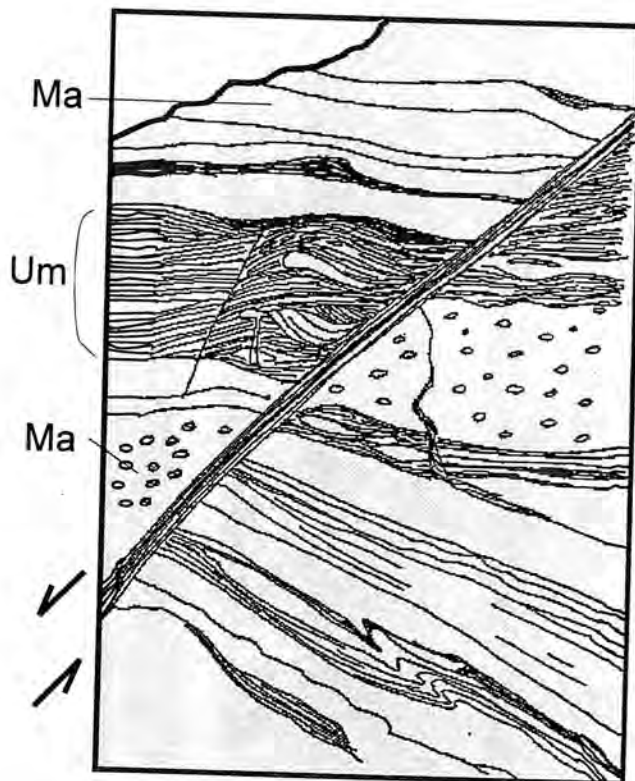


Fig. 52.- Dirección de las estrias de falla en planos de foliación en gneises protomiloníticos provenientes del monzogranito aluminoso. Aunque el número de datos obtenidos se considera aún insuficiente para tener un significado estadístico. Ladera occidental de la Sierra de Mazatán.

Fig. 53.- Afloramiento de ultramilonitas (Um) de aproximadamente un metro de espesor, producidas a partir de un gneis protomilonítico (Ma). El conjunto es desplazado por una falla normal donde se desarrolla ultracataclasitas negras con un espesor aproximado de 5 cm. Cañada Los Pedernales viendo al N.



El levantamiento dúctil del domo provocó una redistribución de las rocas, así como un curvamiento de las estructuras planares que las limitaban. Provoca también un plegamiento abierto en las rocas sedimentarias y volcánicas de la formación Belleza aflorantes al norte de la Sierra de Mazatán (norte del rancho El Bamuco), en donde se observan pliegues de cientos de metros de longitud de onda, cuyo plano axial tiene un rumbo aproximado de  $40^{\circ}$  NE, perpendicular a la dirección de las estrías observadas en la placa inferior.



Fig. 54.- Esquema de una lámina delgada realizada en una ultracataclasita negra. Los fragmentos de roca son de ultramilonita. Se observan remanentes con deformación dúctil indicando una vergencia hacia el SW y un sistema de fracturamiento que muestra una vergencia hacia el NE, esto sugiere que una estructura de origen dinámico ( zona de cizalla) ha sido retomada durante fases más frías (doming) pero con vergencia contraria. Camino Pueblo de Alamos- Sierra de Mazatán. Escala 50:1

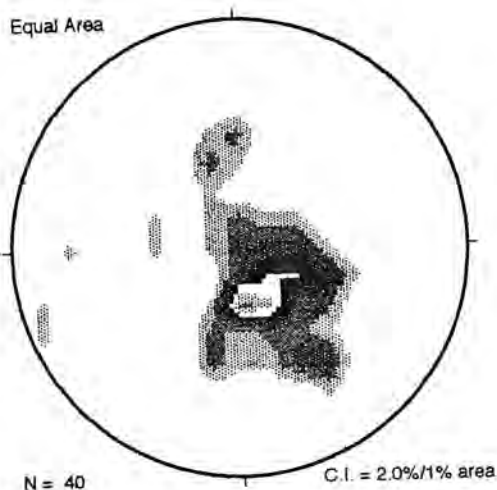
Gracias al argumento de las estrías, se puede asociar la deformación frágil al 'doming'. Lo descrito anteriormente, indica que en las etapas finales del 'doming' ocurrió una transición hacia un régimen frágil-dúctil, representado por las cataclasitas y ultracataclasitas negras en fallas normales.

### Análisis Estructural.

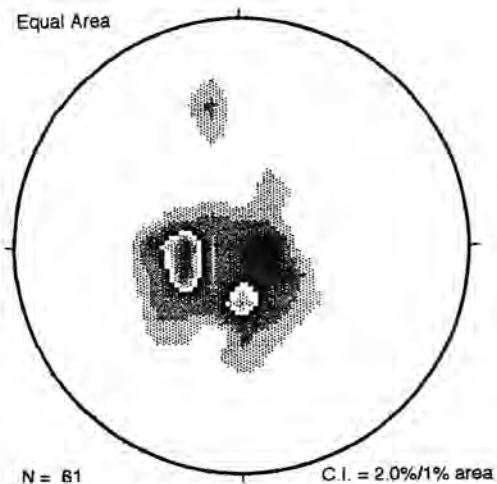
En la fig. 55 se muestran la distribución de los planos de foliación de gneises miloníticos, milonitas y ultramilonitas negras. En el primer caso, la foliación gneisosa muestra dos direcciones preferenciales: una con rumbos NE  $70^{\circ}$ - $80^{\circ}$  y otra NW  $10^{\circ}$  a NE  $10^{\circ}$ ; la primera de ellas coincide con la dirección de estiramiento máximo mientras que la segunda es aproximadamente perpendicular; los echados son principalmente hacia el ENE, WSW y NW.

Los planos de foliación en milonitas y ultramilonitas presentan direcciones preferenciales hacia el NE  $60^{\circ}$ - $70^{\circ}$  SW y NE  $20^{\circ}$ - $30^{\circ}$  SW, con echados principalmente hacia el NW y W. Esta distribución en los echados se debe a que la mayoría de las medidas en las ultramilonitas se realizaron en las Cañadas Los Pedernales y Bachán, ubicadas en el noroeste de la sierra, reflejándose entonces la tendencia del doblamiento del domo hacia esa dirección. También influye en la actitud de los planos el plegamiento oblicuo o en funda que afecta a estas rocas y que tiene ejes aproximadamente ENE-WNW.

Los planos de fallas normales que afectan al domo (fig. 58 y 59) muestran tres tendencias: una familia con rumbo NW 30°-40° SE que indica una dirección de estiramiento de NE 70° SW, la cual coincide con la dirección de la lineación dúctil (a pesar de que el fallamiento es posterior al metamorfismo dinámico). Una segunda familia con rumbos entre WNW 80°-90° ESE y echados hacia el norte principalmente, puede reflejar el rompimiento de la placa inferior provocada por la formación de la estructura dómica. La tercer familia con rumbo N-S puede estar relacionada con fallamientos normales tardíos asociados al evento distensivo de "Basin and Range".



A.- Distribución porcentual de los polos de los planos de foliación de gneises miloníticos y protomiloníticos en la placa inferior (domo) de la sierra de Mazatán. Pueden reconocerse dos familias: una con rumbos entre NE 70-80° y echados hacia el NW (principalmente) y hacia el SE; la segunda con rumbos entre NE10 y NW30° y echados hacia el SW y NE. La recolección fué principalmente en la ladera occidental, sin embargo puede apreciarse en general los efectos del fenómeno de 'doming' que provoca el curvamiento de la foliación milonítica en todas direcciones.



B.- Distribución de los polos de la foliación milonítica en milonitas y ultramilonitas. Los datos provienen principalmente de la ladera occidental donde estas rocas son más comunes (principalmente de las cañadas Bachán y Los Pedernales). El diagrama indica la existencia de una familia predominante con rumbos entre NW 80° y NE50° con echados en general hacia el NW y en menor grado al SE. Esta distribución puede atribuirse a dos factores: 1) la formación de pliegues fundas alargados en la dirección de máximo estiramiento (NE 60-90°, fig. 54) y 2) a la formación del 'doming', al cual estas rocas reflejan con mayor intensidad que los gneises protomiloníticos.

Fig. 57.- Distribuciones estereográficas de la foliación dinámica dentro del domo.

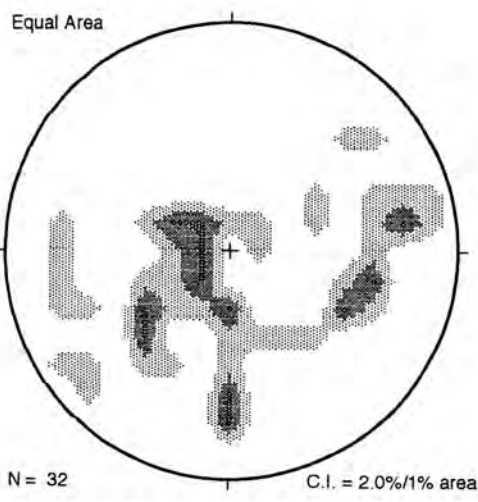


Fig. 58.- Distribución de los polos de fallas normales dentro de la placa inferior. Se observa una dispersión de las direcciones de los planos de falla (que parcialmente puede atribuirse a la escasez de los datos), pero que pudiera reflejar también las etapas frágiles y frágil-dúctil de la formación del 'doming', con fallas normales callendo hacia todas direcciones.

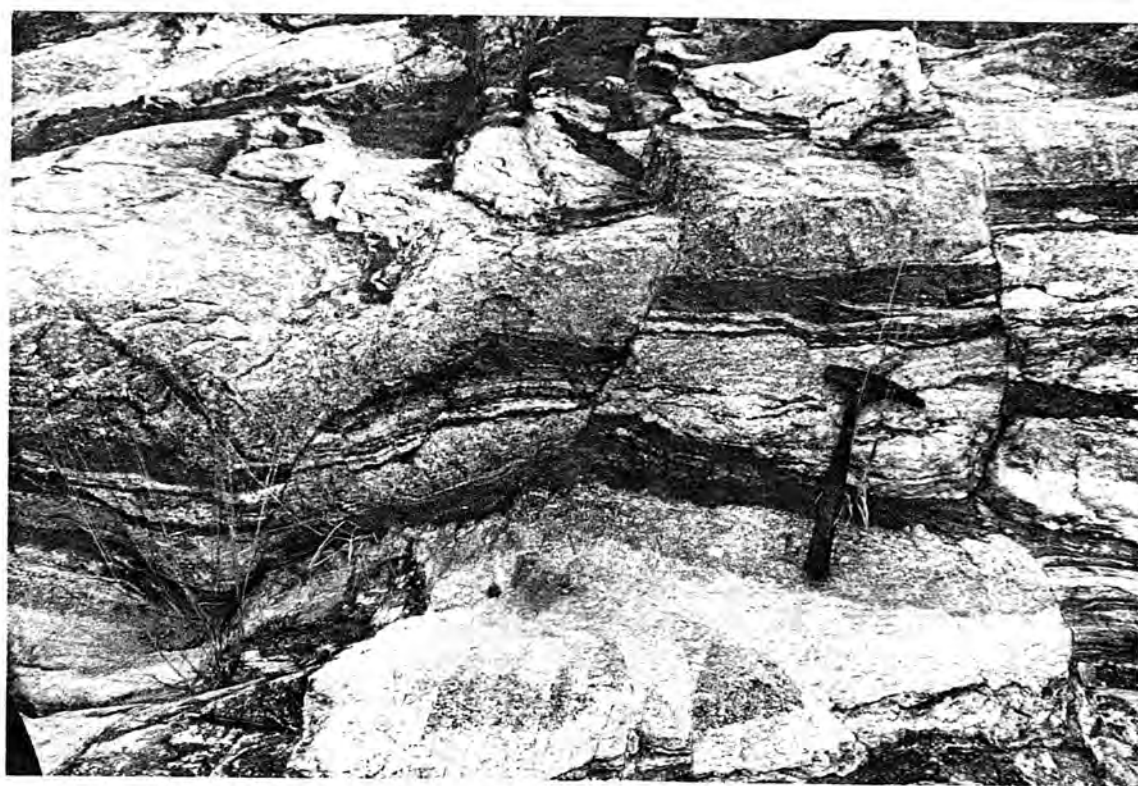


Fig. 59.- Familia de microfallas normales que cortan al monzogranito aluminoso protomilonítico y zonas con ultramilonitas negras. Cañada Bachán viendo al NW.

## Origen de la estructura dómica.

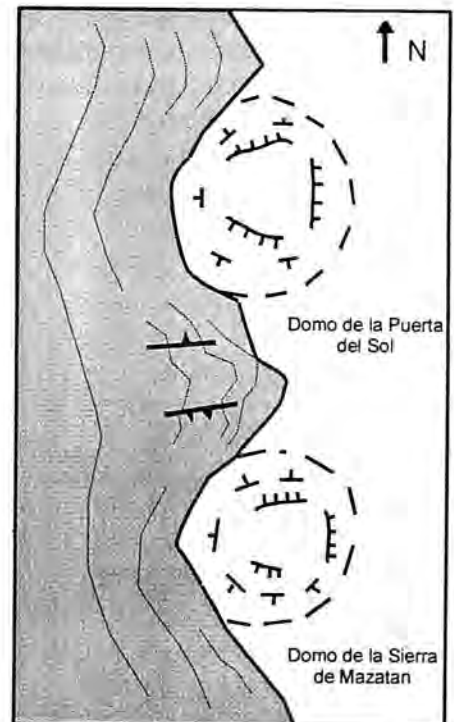
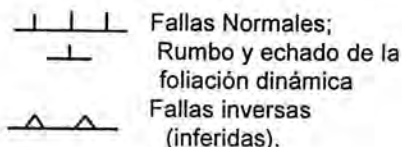
Los principales modelos para explicar la estructura dómica observada en los complejos metamórficos, son las siguientes:

- 1) Patrón sigmoidal a gran escala de la foliación milonítica interna dentro de una zona de cizalla dúctil (Davis, 1983). En esta configuración las orientaciones de las estructuras de detachment frágiles que se sobrepone a la foliación milonítica no deberían ser afectadas (Dickinson, 1991).
- 2) Flexuras amplias del sistema de detachment y zona milonítica asociada por basculamiento sobre una falla normal lítrica subyacente al complejo metamórfico (Bartley y Wernicke, 1984; Gans y otros, 1985; Wernicke y otros, 1985; Spencer y Reynolds, 1989). Este proceso implica la aparición sistemática de fallamiento lítrico subsecuente a la formación de las milonitas, cuyo origen es incierto (Dickinson, 1991).
- 3) Doblamiento isostático del sistema de detachment y la zona milonítica subyacente en respuesta a la descarga estructural del núcleo, como resultado de la desnudación tectónica (Spencer, 1984). Esta explicación se considera actualmene como la hipótesis más congruente (Dickinson, 1991); ya que el proceso puede considerarse como intrínseco a los procesos de tectonismo extensional que originan a los complejos metamórficos (Rehrig y Reynolds, 1980; Rehrig y otros, 1980).

Sin embargo, la elevación alta de muchas sierras donde se exponen los centros de los complejos metamórficos, no se esclarece con ninguna de las razones planteadas para explicar el doblamiento de las fallas de detachment y las zonas miloníticas. El adelgazamiento cortical que acompaña a la desnudación tectónica del núcleo metamórfico, debería producir al final, elevaciones más bajas que las zonas adyacentes donde la corteza no ha sido adelgazada por la extensión (Barr, 1987). La carencia de un contraste de elevación entre zonas extendidas y no extendidas, implica un flujo dúctil de la corteza inferior, el cual podría compensar los cambios en el perfil de la corteza superior provocados por la desnudación tectónica (Gans, 1987; Spencer y Reynolds, 1989; Dickinson, 1991).

La formación del domo de la Sierra de Mazatán no es un fenómeno puntual, apareciendo un segundo domo más al norte en la carta Puerta del Sol (fig. 60), separados por una distancia de 15 kilómetros entre sus periferias. Los dos domos mencionados y la Sierra de Aconchi, más al norte, que presenta características de complejo metamórfico en su parte norte (Calmus y otros, 1996), están alineados a lo largo de una dirección NNW-SSE.

Fig. 60.- Ubicación de los domos de la Sierra de Mazatán y de la Puerta del Sol. En gris se muestra la distribución de los sedimentos terciarios (formación Belleza).



La estructura intrusiva del domo de la Puerta del Sol y el carácter riolítico de los diques cónicos, sugieren la presencia de cuerpos magmáticos félsicos que se emplazaron como lacolitos, calentando y levantando las rocas miloníticas y el sistema de detachment. Una manifestación superficial y tardía de estos intrusivos, podrían ser los diques riolíticos observables en la ladera oriental de la Sierra y en las cercanías de Pueblo de Alamos. Estos lacolitos (o stocks) deben distribuirse paralelamente al límite oriental de la zona de cizalla dando lugar a domos como el de Mazatán y el de La Puerta del Sol (fig. 60). Conjeturas similares han sido propuestas previamente (por ejemplo Drewes, 1981; Miller y otros, 1983). El levantamiento dúctil del domo (probablemente impulsado por el intrusivo) provocó el deslizamiento mediante fallas normales de las rocas más frías de la placa superior y el plegamiento y parte del fallamiento de las rocas sedimentarias y volcánicas de la formación Belleza, cuyo comportamiento proviene de su carácter litológico (secuencias gruesas de limolitas y areniscas). En las etapas tardías del fenómeno de 'doming' las rocas de la placa inferior se comportaron de manera más frágil produciéndose fallas normales con ultracataclasitas.

Con este levantamiento dómico debe relacionarse la aparición esporádica de la zona de cizalla con deformación dinámica, aflorando solamente en donde se produce el 'doming', a pesar de tener posiblemente una extensión mucho más considerable, si se toma en cuenta por ejemplo, la franja con complejos metamórficos en Arizona.

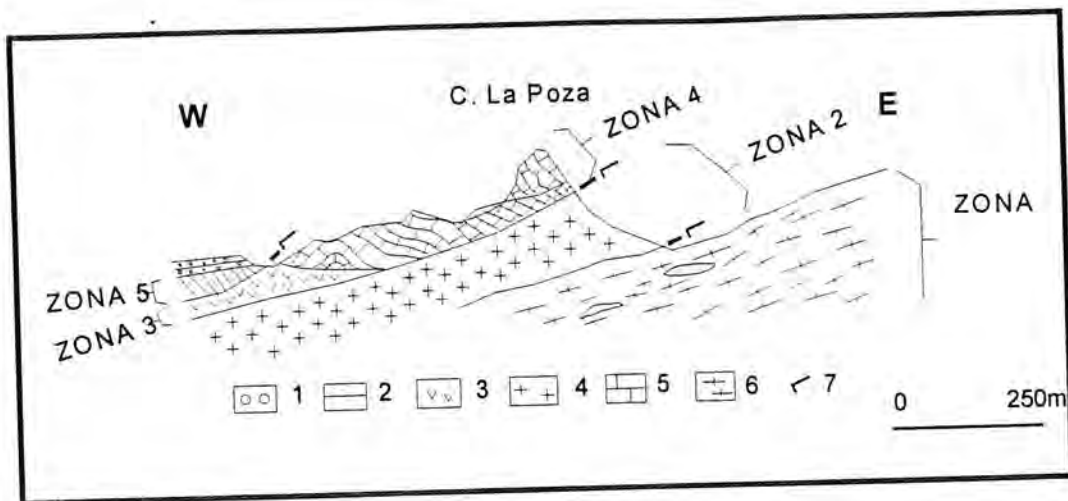


Fig. 61.- Sección esquemática en el cerro La Poza. 1) Unidad Duraznilla; 2) Formación Belleza; 3) Formación Tarahumara (andesitas); 4) Calizas paleozoicas; 5) Rocas hipabisales; 6) Granito de dos micas; 7) Gneises miloníticos con xenolitos de rocas metamórficas precámbricas; 7) Fallas normales de bajo ángulo. Escala 1:25,000

las rocas muestran un fracturamiento heterogéneo que varía de fuerte a medio y una fuerte alteración propilítica y numerosas vetillas de calcita, con minerales opacos asociados (pirita) y en menor proporción vetillas de cuarzo.

El contacto de esta zona con la anterior es mediante una falla normal de bajo ángulo, la cual se aprecia bien en la ladera oriental del cerro El Pelón, donde aflora un espesor de aproximadamente 1.5 m de limonita con yeso, así como una zona de intenso cizallamiento a ambos lados de la falla, mientras que el granito de la zona 2 muestra un cizallamiento que indica cierta elongación. La falla localmente tiene un rumbo E-W y un echado de 40° al N.

**Zona 4.-** Esta zona está formada por rocas carbonatadas del Paleozoico que sobreyacen tectónicamente a las rocas volcánicas y subvolcánicas de la zona 3. El contacto es plano y puede observarse en la parte norte del cerro El Jomudo (fig. 62), en el Cerro La Poza (cerca del rancho homónimo) (fig. 60) y con menos claridad cerca del cerro Quizuani. Las rocas calcáreas pueden también observarse en contacto estructural, con los granitos de la zona 2 por ejemplo en el cerro La Feliciano, al oriente del cerro La Poza y en la parte superior del cerro Prieto. Las rocas que conforman la unidad se hallan muy fracturadas cerca del contacto, pero con bloques grandes, a diferencia de las rocas volcánicas que muestran un cizallamiento fino.

Durante el deslizamiento de los bloques carbonatados en las fallas de despegadura, se formaron numerosas fallas normales secundarias que los cortan en direcciones diversas, fenómeno que se aprecia claramente en el Cerro Prieto.

**Zona 5.-** Esta zona está constituida por los sedimentos detríticos de la formación Belleza. Estas rocas afloran en contacto mediante fallas curvas con las rocas volcánicas de la zona 3. Presenta numerosas fallas curvas y normales intraformacionales, así como un plegamiento de arrastre de escala decimétrica. En los caminamientos realizados no se encontró ningún afloramiento claro que indique la relación entre las rocas de las zonas 4 y 5.

### B.3.- Zonas de cizalla frágil.

Sobre la zona de cizalla dúctil, parcialmente sobrepuestas en espacio y tiempo, se presentan zonas de cizalla frágil. Estas zonas corresponden a planos de fallas normales de bajo ángulo. La falla principal o "detachment", separa rocas con metamorfismo dinámico de la placa inferior de las rocas de la placa superior que no lo presentan. Según la definición en Huber y Ramsay (1987) las fallas de detachment son grandes fallas extensionales o normales de bajo ángulo que corren cercanamente pero no absolutamente paralelas al contacto entre un basamento cristalino metamórfico complejo y una cubierta sedimentaria sobreyacente. Este término ha sido relacionado con el término francés "decollement" pero su uso no es sinónimo del todo; el término "decollement" se utiliza cuando la falla está relacionada con un control estratigráfico o a algún horizonte particularmente suave o incompetente que favorece el fallamiento y el desplazamiento de la placa superior; además de que el término se utiliza igualmente en fenómenos de compresión o distensión regional. En contraste, una falla de detachment no es paralela a ningún horizonte incompetente, pero puede ser controlada por límites entre diferentes unidades rocosas.

En el área de estudio se ha identificado varias zonas de cizalla frágil, las cuales se distribuyen en forma de media luna por la ladera occidental de la Sierra de Mazatán, y algunas continúan hacia el norte y sur. La morfología actual de la Sierra da la indica que los bloques deslizados se han movido en direcciones diversas: hacia el noroeste en los cerros La Feliciano y Pelón, hacia el occidente en los cerros La Poza, El Jomudo y zonas aledañas (Plano 1), hacia el suroeste en el cerro Prieto y hacia el sur en los cerros Las Milpas y Quizuani. En realidad esta conformación se debe a que la falla de detachment ha sido afectada y doblada por el 'doming', produciéndose posteriormente un deslizamiento gravitacional de los bloques.

En las secciones realizadas en la parte occidental de la Sierra de Mazatán, se ha podido dividir la región con deslizamiento en cinco zonas relativamente constantes que son:

**Zona 1 o zona inferior.**- está formada por gneises miloníticos porfídicos con foliación bien desarrollada y lineación de estiramiento acompañados por horizontes de milonitas y ultramilonitas. Aún en la parte más externa, por ejemplo al norte del cerro La Poza (fig. 61), se han observado xenolitos altamente deformados de cuarcitas (Arroyo Bajío Palo de Asta). En este gneis milonítico la estructura S-C indica que la parte superior se desliza hacia el suroeste. La transición hacia la zona 2 es abrupta y no se observa ninguna evidencia de falla, con excepción de pequeñas fallas normales de espesor milimétrico, milonitizadas y con desplazamientos centimétricos que cortan la foliación de los gneises; su rumbo promedio varía de NW 10°-20° SE, con echados de 40°-60° al SW.

**Zona 2.-** Está formada por el granito de dos micas que en esta región presenta grano grueso equigranular muy fracturado, color blanco a verde claro, con cristales de cuarzo, feldespato, biotita y muscovita; las micas se hallan en proporciones variables a veces predominando la biotita o viceversa. Una característica de este granito es su alteración a clorita, epidota y clinzoisita, con vetillas de óxidos de hierro. Este granito presenta una deformación cataclástica que se aprecia como un intenso fracturamiento. En lámina delgada se observan maclas de plagioclasas curvadas, fracturas rellenas de epidota y sericita, cuarzo con extinción ondulante; la microclina es el feldespato predominante y no hay micas visibles probablemente por su desestabilización y transformación a clorita. Esta zona puede alcanzar un espesor de aproximadamente 100 metros.

**Zona 3.-** Esta zona tiene espesores variables entre 30 m (norte del cerro El Jomudo, fig. 62) hasta más de 100 m (cerro El Pelón) (fig. 13). Está constituida por rocas volcánicas y volcanosedimentarias intrusionadas por pórfidos de cuarzo hipabisales correspondientes a la Formación Tarahumara. Todas



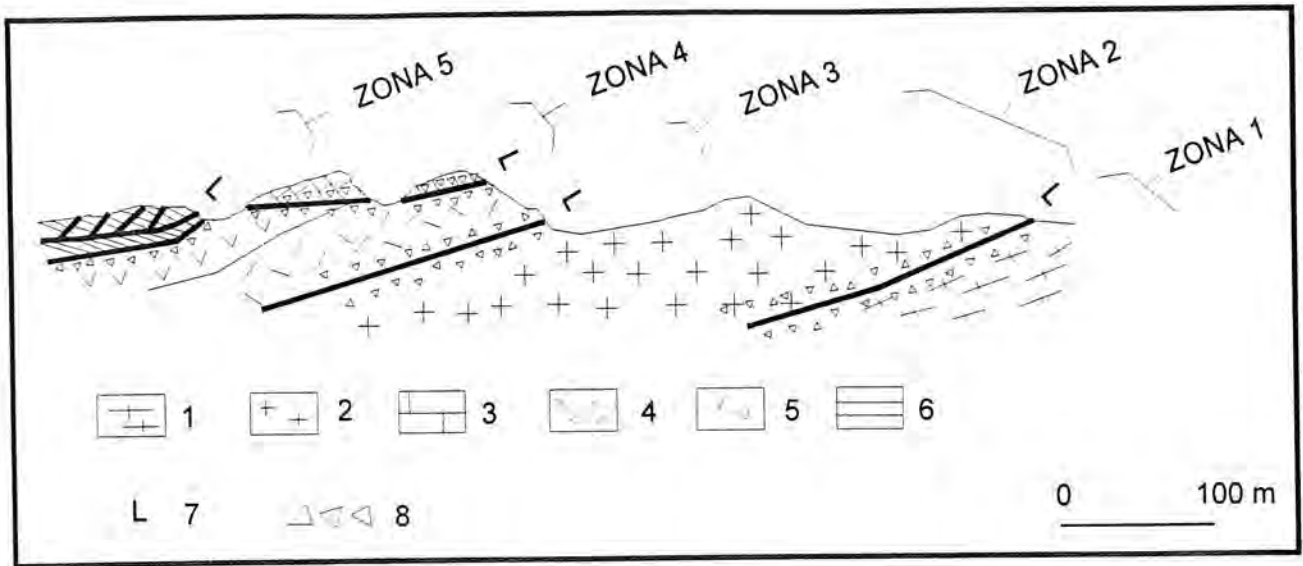


Fig. 62.- Sección esquemática en la región ubicada al norte del cerro El Jomudo. 1) Gneises protomiloníticos (monzogranito aluminoso); 2) Granito de dos micas (Terciario); 3) Calizas paleozoicas; 4) Intrusivos félsicos; 5) Andesitas (Formación Tarahumara); 6) Formación Belleza; 7) Fallas normales de bajo ángulo; 8) Zonas cataclásticas. Escala 1:10,000

Las fallas curvas que hacen descender a la formación Belleza de su ubicación original sobre las rocas volcánicas, tienen echados al W, S y N, indicando una dispersión de la unidad. Sólo el flanco oriental de la Sierra carece de estos sedimentos.

Hacia el norte de la Sierra, en el cerro Cobachi, la estructura es más simple y está básicamente formada por dos zonas: en la parte inferior un granito equigranular de color blanco con dos micas y granate, el cual cerca del contacto ha sufrido un intenso brechamiento y alteración a sericita y clorita. Lejos del contacto, el granito muestra fracturamiento y planos discretos con estriaciones que coinciden con la dirección de máximo estiramiento. Sobre la unidad anterior y en contacto estructural mediante falla de bajo ángulo, se encuentran los sedimentos de la formación Belleza. Esta falla de bajo ángulo es lo que se ha denominado como falla de detachment y provoca el basculamiento marcado de la formación Belleza hacia el NE entre  $90^\circ$  y  $30^\circ$  (fig. 20). Esta relación aunque simple, no es la típica pues en esta región no existen rocas de metamorfismo dinámico directamente debajo de la falla o cercanas a ella; por otra parte, en la ladera occidental de la sierra donde afloran los gneises miloníticos, el sistema de fallamiento es más complejo debido al fenómeno de 'doming'.

### Alteración en las zonas de cizalla frágiles.

Como puede observarse en las descripciones anteriores, en todas las estructuras que separan las diferentes zonas, se presenta un brechamiento que varía de fino (con separación de centímetros) a grueso (bloques decimétricos) dependiendo de la litología (fig. 63); las rocas volcánicas, graníticas y detríticas desarrollan el primer tipo y las calizas el segundo. Ocasionalmente, en las rocas graníticas se observa un patrón de fracturamiento que sugiere rotación de los bloques.

Simultáneamente al fracturamiento se ha producido una alteración hidrotermal, que está caracterizada por el desarrollo de clorita (a veces proclorita), epidota-clinozoisita y sericita. Más tardíamente se produce relleno de vetillas por calcita, clorita, minerales opacos (pirita) y cuarzo; por último se produce

una oxidación de los minerales opacos. Tanto la alteración como el brechamiento son características intrínsecas de la mayoría de los complejos metamórficos descritos en el suroeste de los Estados Unidos. En el área se ha observado que la alteración clorítica se superpone también sobre los gneises, milonitas y ultramilonitas, como pudo apreciarse al pie de la Cañada Bachán.

Aunque algunos autores como Rehrig (1986), consideran que los fluidos que produjeron la alteración clorítica se originaron a partir de las tectonitas de la placa inferior; las observaciones de campo muestran que los fluidos hidrotermales son más tardíos, ya que afectan no sólo a las milonitas y ultramilonitas, sino también a los sedimentos terciarios detríticos cerca de las zonas de cizalla frágil. Considero que tal vez, simultáneamente al emplazamiento de los diques riolíticos, se produjo un sistema hidrotermal inducido por los focos intrusivos que les dieron origen, los fluidos migraron a través de las zonas de debilidad representadas por las fallas de detachment y asociadas, y quizás estimularon el movimiento a lo largo de ellas.

Esta zona de fracturamiento intenso y alteración, es más susceptible a la erosión que la mayor parte de la zona con rocas graníticas de la placa inferior, esto se traduce como un bajo relieve respecto al domo y los bloques deslizados con rocas carbonatadas.

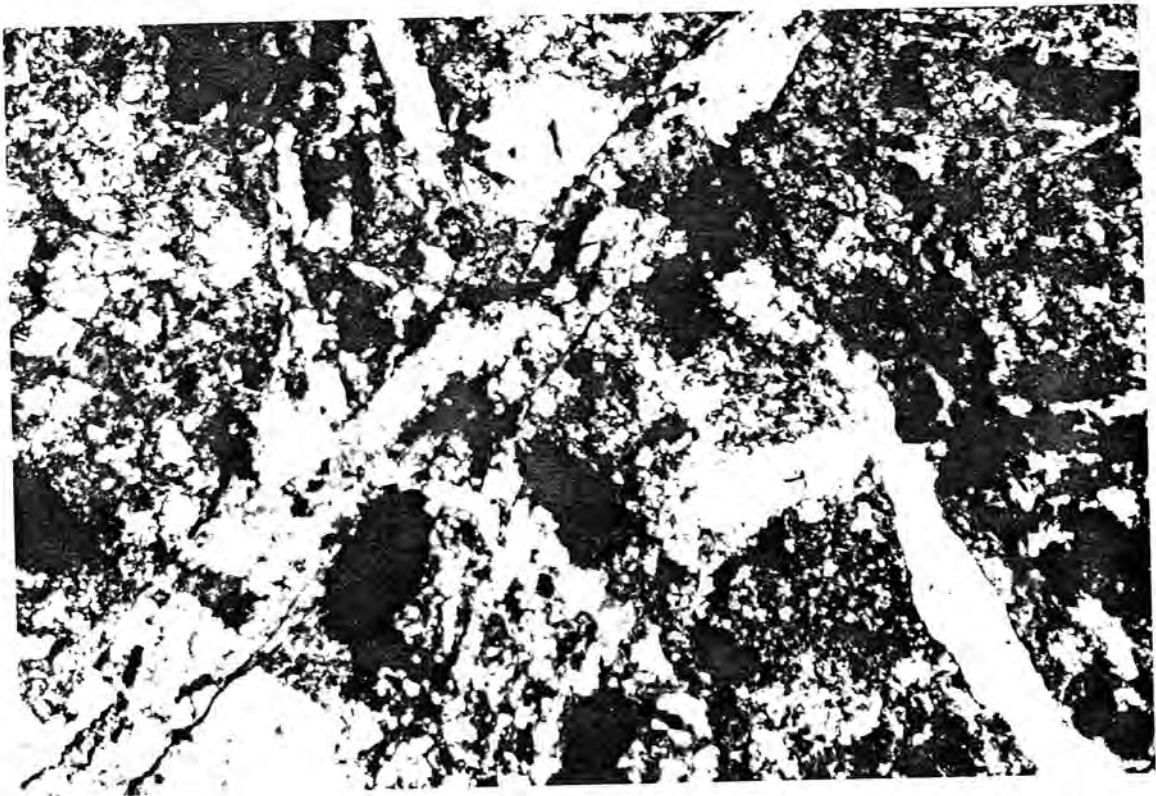


Fig. 63.- Microfotografía de andesita encontrada al norte del Cerro El Jomudo. Se observa una textura brechoide con gruesas vetillas rellenas de calcita y minerales opacos. Los fragmentos de roca encajonante muestran una intensa alteración argílica. Escala 50:1

#### B.4.- Fallamiento normal fuera del domo.

Hacia la región oriental de la Sierra de Mazatán ocurren grandes fallas normales de dirección más o menos recta en planta, indicando que son fallas con inclinación más fuerte que las de detachment. Estas fallas dan forma a una serie de cuencas relativamente pequeñas separando a sierras como la del Batamote y El Pajarito. Estas estructuras continúan hacia el norte y tienen longitudes de más de diez kilómetros. Su rumbo varía de NW 20° a 25° SE. En el área se presentan discontinuidades de dichas estructuras con rumbos entre NE 55° - 77° SW, las cuales corresponden a fallas normales con componente de deslizamiento lateral. Una de las fallas transversales más importantes, es aquella que coincide de manera general con la carretera Pueblo de Alamos-Teópari; otra es la que se ubica al norte del cerro Hojahui a lo largo del arroyo La Unión. La existencia de estas fallas es evidenciada por la discontinuidades de las unidades y estructuras geológicas. El pitch del movimiento relativo varía desde 90° hasta ángulos menores y las fallas pueden ser dextrales en un tramo y sinestrales en otro (fig. 64).

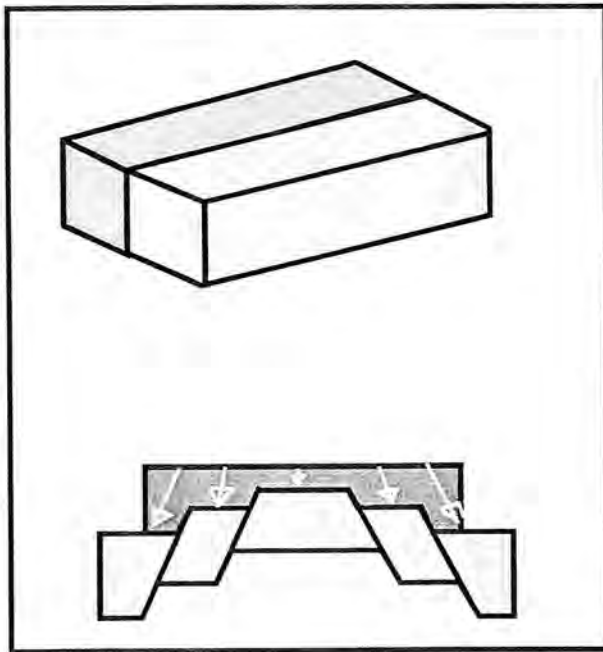


Fig. 64.- Diagrama que muestra como diferentes tasas de distensión en bloques paralelos puede conducir al desarrollo de fallas con pitches que varían tanto en el ángulo de inclinación como en la dirección relativa del movimiento de los bloques..



Dirección de movimiento

Los dos tipos de fallamiento normal descritos continúan hacia el oriente hasta la Sierra de Agua Verde y aún más al este, los echados de estas enormes fallas normales son predominantemente hacia el suroeste con algunas fallas antitéticas que buzcan al noreste.

#### Fallamiento en la formación Belleza.

La secuencia sedimentaria y volcánica que constituye la Formación Belleza, está cortada por numerosas fallas normales (fig. 65 A y B) con saltos centimétricos a decimétricos, pero existen fallas con saltos mayores, aunque sólo es posible detectarlas por los cambios en los echados entre un afloramiento y otro. Es común encontrar un plegamiento de arrastre en algunas fallas.

Existen sistemas de microfallas singenéticas y conjugadas, lo cual nos indica la coexistencia de la deformación distensiva y la sedimentación. Esto también es evidenciado por pliegues de deslizamiento ("slumps folds") entre las capas y por el carácter litológico de algunos paquetes (brechas sedimentarias y conglomerados).

**CONFIGURACION  
DEL COMPLEJO METAMORFICO  
DE LA SIERRA DE MAZATAN**

Las fallas son de dos tipos: planas con echados que varían entre  $50^\circ$  y  $80^\circ$  y curvas, las cuáles tienden a ser subhorizontales.

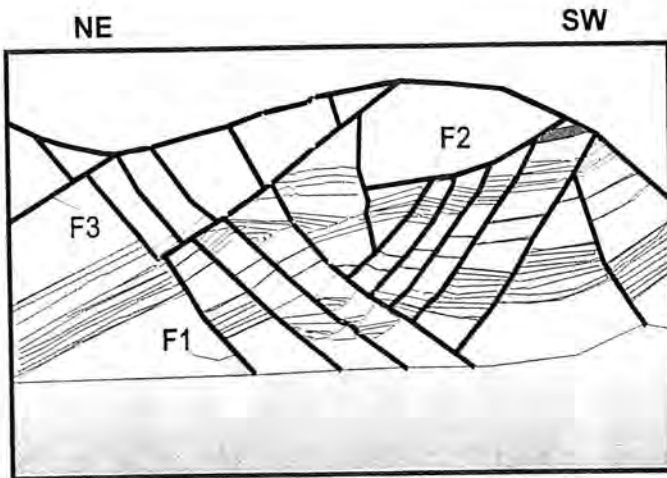


Fig. 65 A- Familias de fallas normales afectado a la secuencia de limolitas y areniscas de la formación Belleza. Arroyo cuesta colorada. Pueden distinguirse tres familias F1 ( $15-50^\circ$  NW-- $25-45^\circ$  SW), F2 ( $5-20^\circ$  NW-- $55-65^\circ$  NE) y F3 ( $15-30^\circ$  NW-- $30-40^\circ$  NE). Escala 1:100

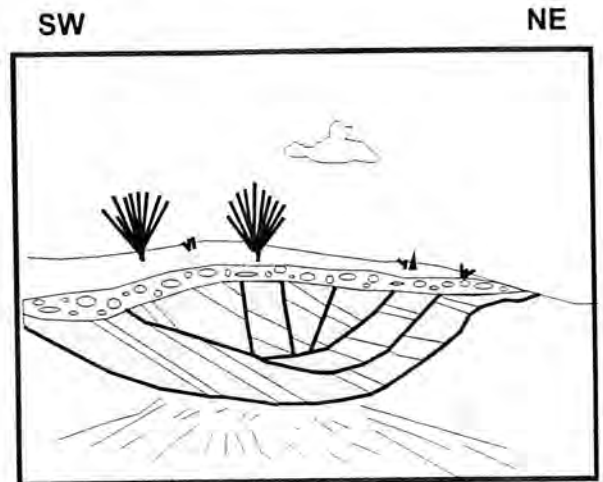


Fig. 65 B.- Familias de fallas normales curvas y rectas afectando a la formación Belleza, la cual se halla cubierta por conglomerados de la Unidad Duraznila. Occidente del rancho La Poza. 1:200

### Análisis Estructural.

La distribución en la plantilla de Schmidt de los polos de planos de fallas normales medidos en la formación Belleza, indica la presencia de al menos tres direcciones preferenciales de fallamiento: NE  $20^\circ-40^\circ$  SW, NW  $0^\circ-20^\circ$  SE y NW  $40^\circ-60^\circ$  SE (Fig.66). Los grupos que tienen rumbo al NW parecen corresponder a un sistema conjugado con echados hacia el NE y SW. Por otra parte los grupos con rumbos hacia el NE y NW  $0-20^\circ$  SE pueden representar etapas posteriores también conjugadas con echados hacia el E-W casi verticales, indicando un cambio en la dirección de esfuerzos de NE  $60^\circ$  SW para el primer sistema hasta E-W para el segundo.

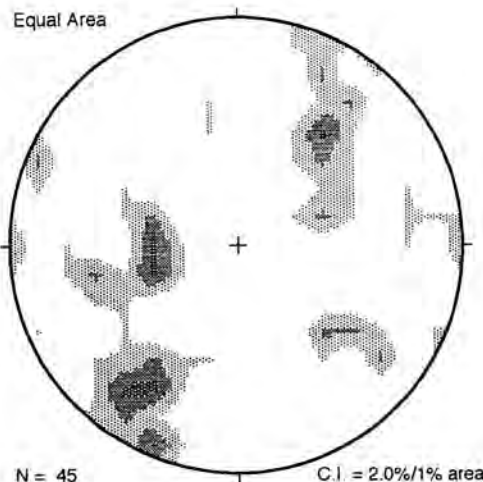


Fig. 66.- Distribución de los polos de fallas normales medidos en la Formación Belleza ubicada en la parte occidental y noroccidental de la sierra de Mazatán. Se pueden apreciar tres familias, la principal con rumbos NW  $30-60^\circ$  pueden relacionarse con la fase distensiva que da lugar a la formación de la zona de cizalla (y a la propia formación Belleza). Una familia de fallas con rumbos NE  $20-40^\circ$  puede asociarse con el fenómeno de 'doming' que afecta a la unidad y también es reflejada por un plegamiento. La tercer familia con rumbos NW  $0-30^\circ$  puede corresponder con la fase tardía de "Basin and Range" la cual está indicada por grandes fallas con esos rumbos cuyos desplazamientos crearon cuencas donde se depositó la Unidad El Parián.

### C.- DISCUSION: La configuración del Complejo Metamórfico de la Sierra de Mazatán.

A mediados del Terciario, probablemente durante el Oligoceno, inició el movimiento a lo largo de una 'zona de cizalla', produciéndose el adelgazamiento del edificio producido por los eventos orogénicos compresivos previos. Coney y Harms (1984) indican que la corteza en el sitio donde hoy se ubica la cadena de complejos metamórficos en Arizona, tenía un espesor de más de 50 km mientras que en la actualidad sólo tiene entre 35 y menos de 20 km de espesor. Un argumento en favor de esta reestructuración son los sedimentos eocénicos ubicados en la Meseta del Colorado provenientes del occidente (Pierce y otros, 1979).

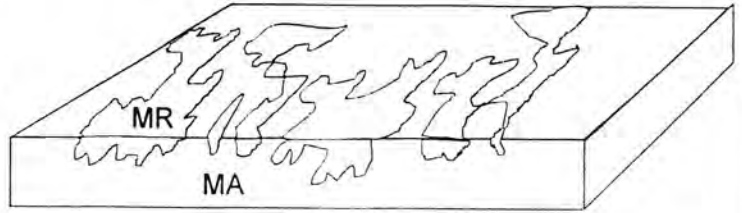
El movimiento a lo largo de esta zona de cizalla tiene un rumbo promedio de NE 70° SW con un sentido de desplazamiento normal hacia el SW. Estas características nos indican que se trata de un evento distensivo en Sonora central, que coincide con un evento mayor de extensión cortical en Arizona, donde está caracterizado por fallas normales de bajo ángulo y de gran tamaño. Según Spencer y Reynolds (1989) durante esta fase ocurrió la mayor parte de la extensión del edificio preexistente. Este evento ha sido denominado fallamiento "Prebasin and Range" y el coeficiente de estiramiento estimado, es mayor a 100 % (Hamilton y Myers, 1966; Davis, 1983). Algunos autores han argumentado sobre la posibilidad de que las zonas de cizalla actuales con vergencia al SW de los complejos metamórficos, hallan sido removilizadas a partir de fallas compresionales con vergencia previa al NE, ya que el análisis de sentidos de cizalla muestra inversiones dentro de las secuencias con metamorfismo dinámico (Coney y Harms, 1984; Guerin y otros, 1990; Carmigniani y Kligfield, 1990; ver también modelo evolutivo presentado por Nourse, 1990, para el complejo metamórfico de Magdalena); otros han considerado esas direcciones contrastantes, como la existencia de zonas de cizalla conjugadas (Naruk y Bykerk-Kauffman, 1990). En el área no se apreciaron zonas amplias con direcciones de sentido de cizalla opuestas, sólo localmente en zonas muy plegadas se presentaron direcciones con vergencia al NE; la mayoría de las direcciones apreciadas, gracias a la estructura S-C de los gneises miloníticos, indican una vergencia al SW.

La edad del proceso de metamorfismo dinámico en el área estudiada no se conoce con precisión, pero en cambio se han establecido los diferentes pasos que ocurrieron. Primero el metamorfismo dinámico dentro de la zona de cizalla ocurrió de una manera distribuida, dando lugar a la formación de gneises miloníticos (fig. 67 E). A medida que la placa inferior se fué levantando se produjo un descenso de la temperatura, al cual se asocia la concentración de la deformación, que se tradujo en zonas de cizalla discretas dentro de la zona más amplia original (fig. 67 F). En más bajas temperaturas, la deformación se concentró en zonas aún más angostas y limitadas, provocando la formación de horizontes con ultramilonitas, principalmente a lo largo de heterogeneidades litológicas (fig. 67 G). El deslizamiento continuo de la placa superior en la zona de cizalla provocó un adelgazamiento, el cual implicó un reajuste isostático que se tradujo en un aumento del echado del plano de cizalla. Este cambio del ángulo respecto al campo de esfuerzos, pudo originar la sobreposición de boudinage seguido por plegamiento y la interferencia de pliegues, que se observan en las zonas de milonitas y ultramilonitas.

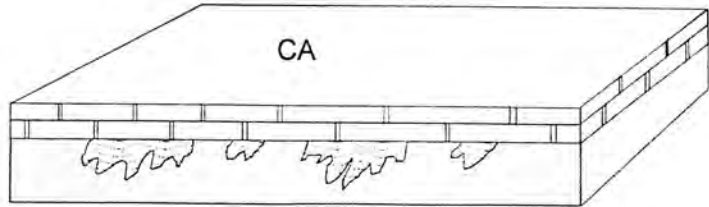
Mientras esto ocurría en la zona de cizalla, en superficie iniciaba la formación de cuencas en el bloque deslizado (fig. 67 E), en dichas cuencas ocurrió una sedimentación continental detrítica caracterizada por las facies de abanicos aluviales y fluviolacustres, donde la intercalación de brechas y conglomerados y el fallamiento contemporáneo, indican su carácter sinorogénico. A la par de la sedimentación se produjo un volcanismo de carácter intermedio, que se emplazó como flujos aislados y lenticulares, dentro de la secuencia sedimentaria. Esta gruesa secuencia detrítica (formación Belleza) se fué deslizando a lo largo de la falla de detachment y basculándose.

## EVOLUCION GEOLOGICA DE LA SIERRA DE MAZATAN

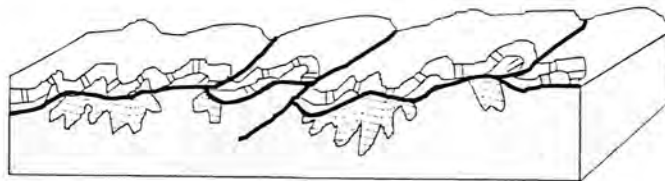
A.- Proterozoico medio (1,400 Ma)  
Intrusión del Monzogranito aluminoso (MA)  
Colgantes y xenolitos de rocas con metamorfismo regional (MR).



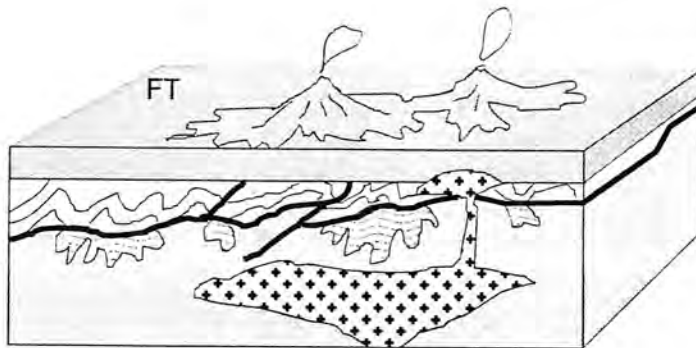
B.- Depósito de secuencias sedimentarias de miogeoclinal (CA), al menos desde el Cámbrico inferior al Misisípico



C.- Fases deformacionales Mesozoicas. Cabalgaduras y plegamientos. Despegamiento de la cobertura.



D.- Magmatismo de fines del Cretácico y Paleoceno. Rocas volcánicas y volcanosedimentarias de la Formación Tarahumara (FT). Rocas intrusivas graníticas de la suite calcoalcalina (+).



E.- Oligoceno. Etapa Distensiva "preBasin and Range". Creación de una zona de cizalla con metamorfismo dinámico. Intrusión del Granito de dos micas (//).

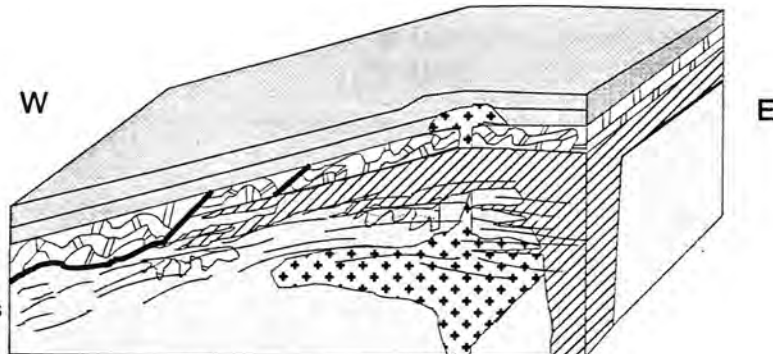
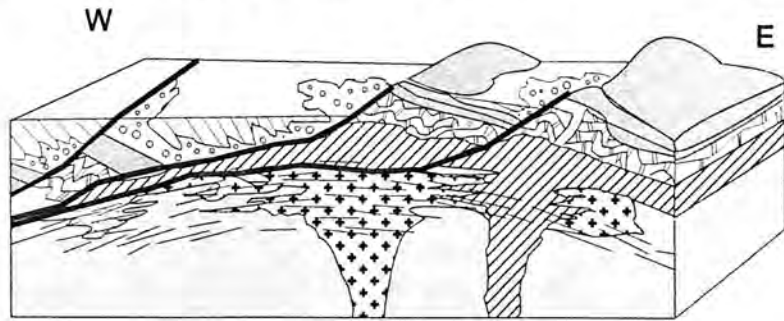


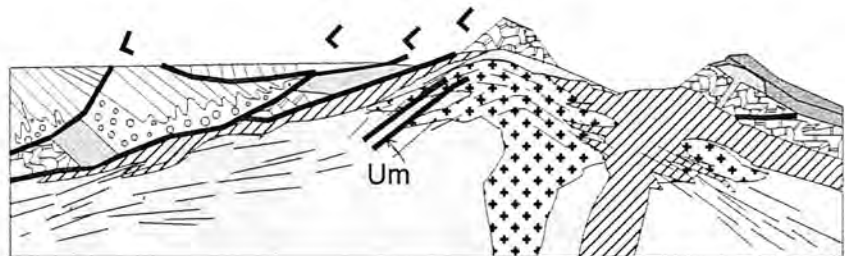
Fig. 67

## EVOLUCION GEOLOGICA DE LA SIERRA DE MAZATAN

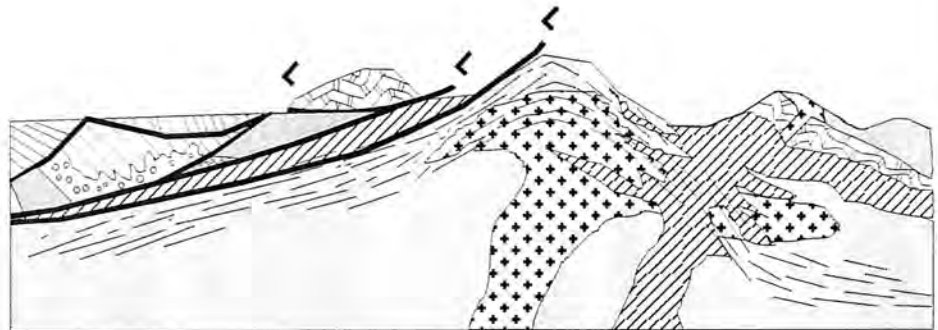
F.- Mioceno temprano.  
"Doming" local.  
Fallas normales de bajo ángulo. Depósito de la formación Belleza en cuencas tectónicas. Deformación frágil-dúctil de la placa inferior



G.- Mioceno medio.  
Continúa el "doming"  
Deslizamientos repetidos en la ladera occidental de la sierra. Creación de ultramilonitas (Um).



H.- Mioceno medio.  
Deslizamientos de bloques de paleozoico sobre unidades volcánicas y el granito de dos micas.



I.- Mioceno Tardío  
Fallamiento normal "Basin and Range"  
Depósito de la Unidad El Parián (Ei), en cuencas de falla.



1 2 3 4 5 6 7

1.- Monzogranito aluminoso; 2) Calizas paleozoicas; 3) Formación Tarahumara;  
4) Suite Calcoalcalina; 5) Granito de dos micas; 6) Formación Belleza; 7) Unidad El Parián.

Fig. 67



En las etapas finales del movimiento, inició un magmatismo de carácter peraluminoso representado por granitos de dos micas y leucogranito (fig. 67 E). Esta suite se emplazó entre la secuencia paleozoica en la cima y el basamento igneo-metamórfico proterozoico debajo, utilizando la zona de debilidad constituida por la parte superior de la zona de cizalla. Se considera que en parte el intrusivo es sinorogénico pues presenta evidencias leves de lineación y foliación, así como deformación cataclástica en las etapas finales.

Al final de esta etapa de movimiento a lo largo de la zona de cizalla, ocurrió un arqueamiento ('doming') del plano de cizallamiento (fig. 67 F), cuyo origen es incierto, pero aquí se atribuye al calentamiento de la placa inferior por parte del intrusivo de dos micas que lo sobreyacía y a un foco de calor relativamente puntual, que puede tratarse de intrusivos hipabisales félsicos, con estructura lacolítica. Este 'doming' provocó el levantamiento de la zona de cizalla y de las rocas proterozoicas, el cual ocurrió de una manera dúctil y frágil-dúctil en la placa inferior, reflejándose como un doblamiento de la foliación milonítica y como zonas discretas de cataclasitas y ultracataclasitas.

La placa superior al granito de dos micas se comportó de manera frágil y dúctil. El arqueamiento produjo un incremento de la complejidad estructural de la ladera occidental de la Sierra, provocando deslizamientos progresivos entre las secuencias paleozoicas, cretácicas y terciarias; generándose la distribución semicircular de los bloques (fig. 67 F, G, H). La estructura de los bloques en la ladera occidental, tiene un origen gravitacional provocado por la dinámica del levantamiento del domo.

Al mismo tiempo que esta distensión ocurría en la parte occidental del domo, entre un domo y otro (como el de Mazatán y la Puerta del Sol), se produjo un acortamiento, el cual es claramente reflejado por pliegues abiertos que afectan a la formación Belleza (fig. 60), con ejes NE-SW, de cientos a miles de metros de longitud de onda, los cuáles se desarrollaron gracias al carácter plástico de las rocas que la constituyen (limolitas, lutitas, areniscas).

A pesar de la distribución regionalmente limitada del 'doming', éste juega un papel fundamental en la edificación del complejo metamórfico de Mazatán, debido a que sin él, la zona de cizalla no afloraría y se hablaría tan sólo de fallas normales que limitan cuencas terciarias.

### **C.1.-Modelos para explicar la configuración de los complejos metamórficos.**

A partir de las primeras investigaciones sobre los complejos metamórficos en la cordillera Norteamericana, se vió la necesidad de crear modelos que permitieran entender la estructuración particular de las unidades litológicas que coexisten en ellos, así como su origen y evolución.

Estudios geocronológicos efectuados en los complejos de la Cordillera, muestran que las rocas con metamorfismo dinámico asociadas con una zona de cizalla, se formaron principalmente durante el Terciario. Por otra parte, las estructuras presentes señalan la existencia de un evento distensivo importante contemporáneo con la formación de las rocas de metamorfismo dinámico. Así, los modelos para explicar la configuración de los complejos metamórficos, se basan en una premisa fundamental: un evento distensivo terciario.

Se han presentado varios modelos, los cuales han devenido paulatinamente más complejos a medida que mayor y más preciso conocimiento se poseía sobre los diversos aspectos geológicos que convergen en ellos.

Los modelos de evolución de los complejos metamórficos que se han presentado se dividen en cuatro grandes grupos que se definen a continuación:

#### **a) Modelo con cizalla pura.**

En este modelo, propuesto por Miller y otros (1983), la corteza se extiende de manera diferencial: mientras que la parte superior se deforma de manera frágil a través de fallas normales y basculamiento de bloques, la corteza inferior se estira de manera dúctil. Entre ambas regiones de comportamiento desigual, se halla la transición frágil-dúctil, que es en sí una zona de cizalla simple y es considerada como la falla de detachment.

Lister y Davis (1989) han argumentado en contra de este modelo, que la naturaleza de la transición frágil-dúctil es considerablemente más compleja de lo que implica el diagrama propuesto por Miller y otros (1983) y que las rocas bajo la zona de cizalla, que antes se consideraban deformadas por cizalla pura, ahora parecen resultar de deformación dúctil en zonas de cizalla simple de escala cortical.

A favor del modelo de cizalla pura puede aducirse la gran extensión longitudinal (decenas de kilómetros) y el carácter plano de las fallas de detachment, definidas principalmente en Arizona; así como el grado metamórfico constante que estas fallas presentan en toda su longitud. Se ha argumentado que la transición frágil-dúctil depende de variables complejas como la temperatura y presión confinantes, así como de la competencia de las rocas y el contenido de fluidos, por lo cual su ubicación es variable tanto temporal como espacialmente. Sin embargo esta transición se considera efectiva en un determinado intervalo de tiempo, y si en un tiempo dado se presentan condiciones de esfuerzo necesarias para iniciar el movimiento en una zona de cizalla, éste movimiento puede confinarse en la zona por el fenómeno de ablandamiento tectónico (tectonic softening) (Huber y Ramsay, 1987; Williams y otros, 1991). Por otra parte, se ha indicado que la extensión de la parte inferior de la corteza puede atribuirse a la intrusión de extensos cuerpos graníticos de forma diapírica (Gastil, 1979).

Se han desarrollados modelos analógicos tomando en cuenta esta configuración (Brun y otros, 1994). En modelos con dos capas lateralmente homogéneas, se observó que el estiramiento produce sólo patrones homogéneos de bloques basculados. En modelos en que una zona de debilidad local era insertada entre las dos capas, se produce un patrón de fallamiento particular que da como resultado una configuración similar a la de los complejos metamórficos (fig. 68). Una de las fallas normales evoluciona haciéndose más inclinada hasta ser la falla de detachment principal limitando un lado del domo; el otro lado es limitado por bloques basculados. Esta falla tiene una forma convexa hacia arriba, la cual se acentúa a medida que la extensión se incrementa. En el bloque levantado de la falla de detachment, ocurren deslizamiento y basculamiento a través de una o más fallas lítricas, mientras que en el bloque hundido se generan fallas normales de gran ángulo que buzan hacia el detachment principal. Esta configuración genera dos depocentros principales, uno frente a la falla de detachment y otro en el bloque levantado en contacto con fallas lítricas.

En la naturaleza, la zona heterogénea que favorece el desarrollo de fallas de detachment, puede corresponder a una zona parcialmente fundida bajo la zona de transición frágil-dúctil. La ocurrencia común de granitos y migmatitas en los complejos metamórficos soporta esta hipótesis (Brun y otros, 1994).

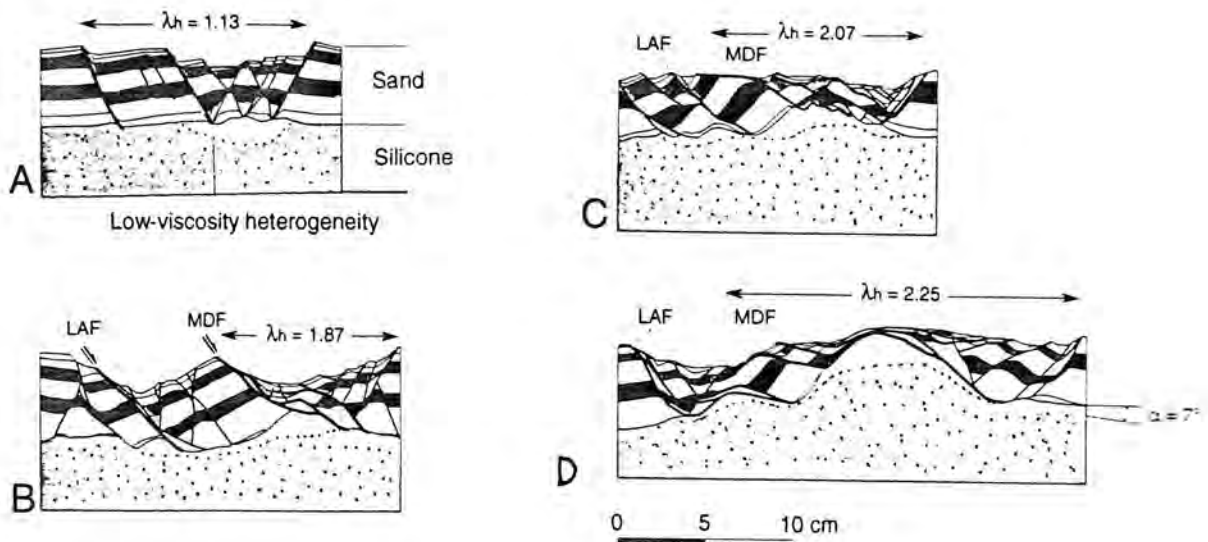


Fig. 68.- Patrones de deformación a partir de modelos analógicos en áreas con fallas de detachment. A: Fallas normales de poco buzamiento definiendo grabens y bloques basculados. B y C: levantamiento progresivo de la capa dúctil y aplanamiento del sistema de fallas de detachment. D: Patrón de deformación finita alrededor de un domo dúctil. LAF es una falla lítrica de acomodamiento; MDF es la falla principal de detachment;  $h$  indica la cantidad en volumen de estiramiento horizontal en la escala de la falla principal de detachment. (tomado de Brun y otros, 1994).

## b) Modelo de cizalla simple.

Este modelo propuesto por Wernicke (1981, 1985) postula que la configuración de los complejos metamórficos se debe a la existencia de una gran falla normal de bajo ángulo con buzamiento menor a los  $30^\circ$ . El modelo original ha sido complicado para incorporar evidencia de arqueamiento de la falla de detachment (Spencer, 1984; Reynolds y Lister, 1990) (fig. 69), o la ocurrencia de fallas de detachment múltiples y secuenciales (Lister y Davis, 1989).

En contra de este modelo se argumenta que no es apoyado por el estudio de la teoría de fallamiento de Mohr-Coulomb (Hubbert, 1951; Brun y otros, 1994). Asimismo, en regiones en extensión activa, no existe registro sísmico de fallas normales de bajo ángulo (Jackson, 1987; Jackson y White, 1989). Sin embargo se ha indicado que el movimiento a lo largo de las fallas de detachment debe ser asísmico (Dickinson, 1991), en su parte más plana donde se presenta deformación dúctil.

En apoyo al modelo de cizalla simple, algunos investigadores consideran que las fallas de detachment pueden corresponder con fallas de cabalgaduras, formadas en etapas compresivas anteriores y removilizadas en etapas distensivas más recientes (Coney y Harms, 1984; Guerin y otros, 1990).

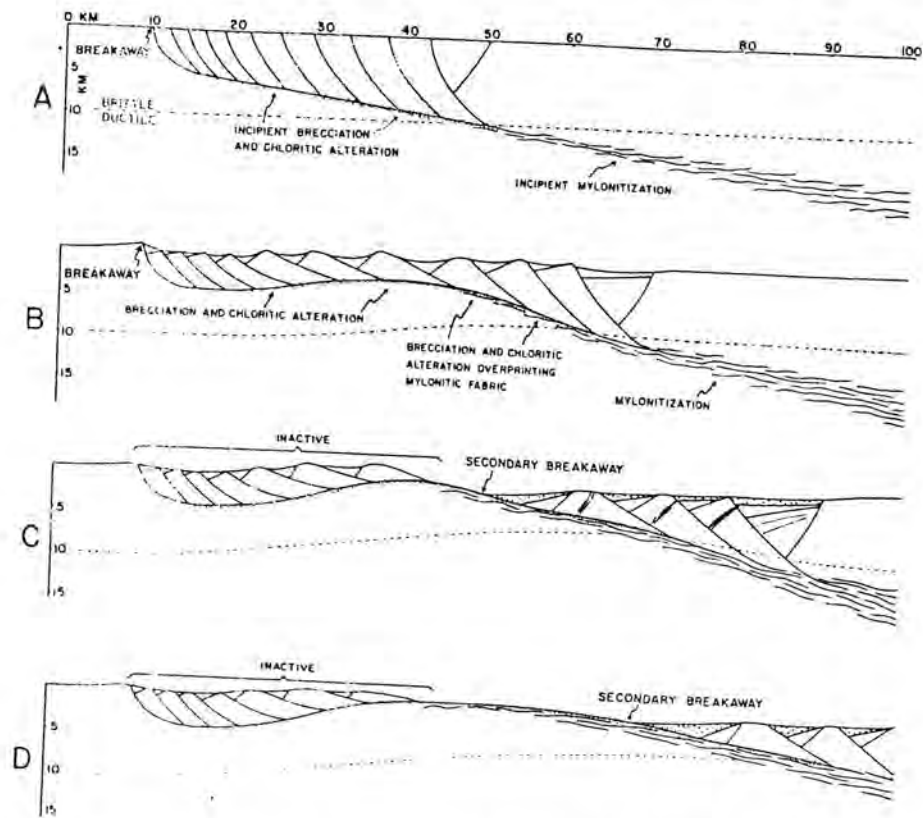


Fig. 69.- Modelo hipotético de Spencer y Reynolds (1989) para la formación de fallas de detachment y los complejos metamórficos. A.- La falla de detachment es mostrada como planar debajo de 5 km. y listrica arriba. La falla se proyecta a través de la transición frágil-dúctil y se vuelve una zona de cizalla dúctil. B.- Levantamiento isostático de la placa inferior debido a la desnudación provoca el arqueamiento del bloque de piso. Se produce una sobreposición de deformación frágil sobre rocas deformadas dúctilmente. Sedimentos sintectónicos llenan grabens y medios grabens. C.- El arqueamiento continuado provoca la inactivación de un segmento de la falla (a la izquierda del arco) y formación de una zona de rompimiento secundario. D.- El arqueamiento continuado provoca la inactivación de un segmento de la falla (a la izquierda del arco) y formación de una zona de rompimiento secundario.

### c) Modelo de fallas normales rotadas.

Este modelo considera que las fallas de detachment se originan por desarrollo secuencial de fallas normales de gran ángulo. Al incrementarse la extensión, la inclinación de las fallas disminuye hasta desactivarse y nuevas fallas normales se desarrollan. En amplitud finita, una zona de detachment plana es creada mediante el desarrollo secuencial de fallas normales rectas (Buck, 1988; Wernicke y Axen, 1988).

### d) Modelo de bloques basculados.

Este modelo considera que fallas normales rectas que separan bloques de gran escala, son capaces de rotar hasta tener poca inclinación (Angelier y Colletta, 1983; Davis, 1983).

## Discusión.

Como puede apreciarse de las figuras, los dos modelos principales (a y b), presentan en las etapas finales una configuración relativamente similar, siempre y cuando en el modelo de cizalla pura exista una heterogeneidad debajo del límite frágil-dúctil.

El amplio reconocimiento de la fábrica S-C (aplanamiento y cizalla) debajo de fallas de detachment (Lister y Davis, 1989) ha impulsado la preferencia de los investigadores hacia la aceptación del modelo de cizalla simple. No obstante, otros autores como Rehrig (1986) indican argumentos a favor de modelos donde la cizalla pura juega un rol más importante (sin descartar la evidencia de la presencia de cizalla simple a nivel local).

Si se considera el modelo propuesto por Ramsay (1980), podemos apreciar que una zona amplia de cizalla dúctil en profundidad puede reflejarse como una zona de cizalla frágil en superficie, tanto en regiones de compresión como de extensión de la corteza. En el modelo distensivo se observa que la zona de cizalla tiene una inclinación menor en su parte dúctil y más vertical hacia la parte superior. En este modelo la zona de cizalla frágil (detachment) corresponde a la parte superior de la zona de cizalla dúctil, como es sugerido por el modelo de Davis (1983). Como se observa en la Sierra de Mazatán y otros complejos metamórficos de Arizona (Lister y Davis, 1989), la falla de detachment es casi paralela con la zona milonítica, aunque en algunos casos la corta. En la Sierra de Mazatán, la zona con metamorfismo dinámico continúa hacia el oriente debajo del intrusivo de dos micas, pero ¿donde culmina? ¿cual de las grandes fallas normales que limitan bloques al oriente puede considerarse su culminación?. Según mi opinión la culminación de la zona dúctil no corresponde a las zonas de cizalla frágil observadas en la ladera occidental de la Sierra, las cuáles son más bien las fallas lítricas tardías que se formaron asociadas al levantamiento isostático de la sierra y al 'doming', y que terminan en la zona de cizalla dúctil, correspondiendo a lo que se ha denominado como fenómeno de detachment múltiple (Lister y Davis, 1989).

Un aspecto muy interesante de señalar en este punto, que proviene de una observación de carácter regional, es que al oriente del complejo metamórfico de Mazatán, las fallas normales mayores (que limitan las sierras principales) buzcan hacia el occidente, provocando que las capas y los contactos horizontales se hallen basculados en dirección contraria (Sierra el Pajarito, Sierra Agua Verde, Sierra el Novillo, Sierra La Campanería). Por otra parte, al occidente de la Sierra de Mazatán, las fallas mayores buzcan hacia el Este, provocando que las capas y contactos horizontales se inclinen hacia el occidente (Sierra de las Norias, Sierra Santa Teresa, Sierra La Flojera). Esta disposición es independiente del fallamiento normal posterior ("Basin and Range"), que da lugar a cuencas rellenas de sedimentos y rocas volcánicas terciarias, las cuales presentan un basculamiento homogéneo hacia el oriente (Stewart y Roldán, 1993). Esta disposición, decenas de kilómetros fuera del complejo metamórfico, sugiere la influencia de un fenómeno regional de gran magnitud, con un fallamiento correspondiente a una zona afectada por un 'doming' de grandes dimensiones. Si se dibuja esta disposición en una sección de escala regional (fig. 70) se observa que el complejo metamórfico se ubica de manera central en una zona de cizalla que se extiende a profundidad hacia el oriente y occidente con sentido de vergencia al NE en el primer caso y al SW en el segundo. Si se considera el modelo analógico de Brun y otros (1994) (fig. 68), la falla de detachment correspondería a una de las fallas normales provocadas por la extensión en la corteza superior y una de las fallas lítricas importantes en el bloque de piso sería la falla que limita el graben al occidente de la Sierra de Agua Verde. En el caso del modelo de Spencer y Reynolds (1989) (fig. 69) esta misma falla pudiera ser la culminación, con comportamiento frágil, de la zona de cizalla mayor en la cual se desarrolló el metamorfismo dinámico. La presencia de ultramilonitas y su distribución restringida a la ladera occidental pueden atribuirse al hecho de que esta zona sufrió el mayor grado de estiramiento en el proceso que levantó el doming.

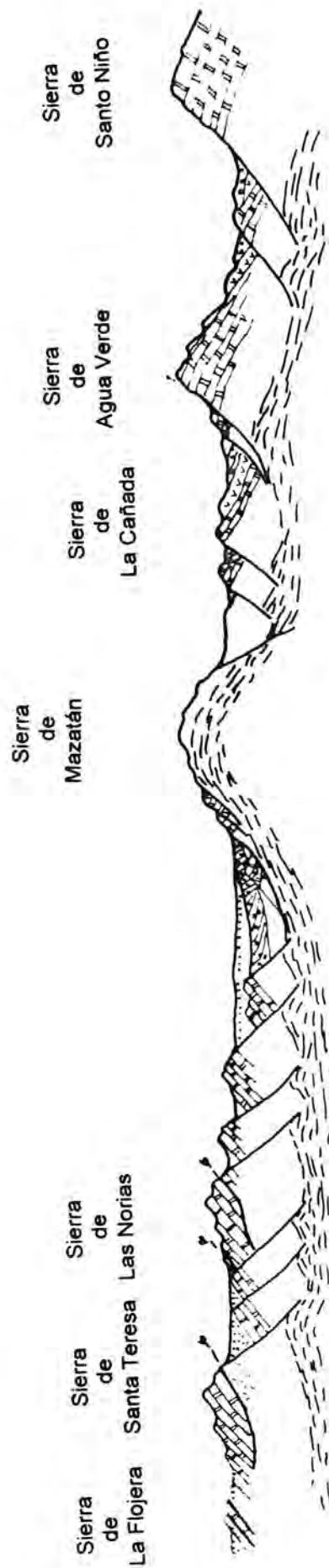


Fig. 70.- Sección esquemática mostrando la Sierra de Mazatán en un nivel regional. Los paquetes sedimentarios paleozoicos que se encuentran en las grandes sierras ubicadas al oriente buzan hacia el Este, mientras que los paquetes de la misma edad en las sierras ubicadas al occidente buzan principalmente hacia el oeste. En la parte inferior se ha dibujado una zona de cizalla hipotética que es levantada y aflora solamente en el núcleo del complejo metamórfico. La falla normal que limita al occidente en la Sierra de Agua Verde pudiera corresponder con la falla ilítrica de acomodamiento (LAF) en el modelo de Brun y otros (1994). La falla de detachment principal sería la que se ubica al occidente de la Sierra de Mazatán.

## **CAPÍTULO III**

# **UN MODELO TECTÓNICO PARA EL ORIGEN DEL COMPLEJO METAMORFICO DE LA SIERRA DE MAZATÁN**

### **CAPÍTULO III.- UN MODELO TECTÓNICO PARA EL ORIGEN DEL COMPLEJO METAMÓRFICO DE LA SIERRA DE MAZATÁN.**

En este capítulo se muestra un modelo tectónico regional donde queda incluida la formación del Complejo Metamórfico de la Sierra de Mazatán.

#### **Región de la Sierra Madre Occidental.**

Al oriente de la región donde se formó el complejo metamórfico de Mazatán, existió un volcanismo calcoalcalino continuo desde fines del Paleoceno hasta el Mioceno medio (Cochemé, 1985). El incremento del ángulo de subducción, pudo provocar el fracturamiento del "slab" (Coney y Reynolds, 1977). La fusión parcial favorecida por el "slab" impulsó el flujo astenosférico el cual calentó la región sobreyacente produciendo un 'doming', al cual puede atribuirse el levantamiento del 'Lower volcanic complex'. La zona de baja densidad producida por un calentamiento puede soportar el 'doming' por equilibrio isostático (Kecrey y Vine, 1992). A este 'doming' pueden asociarse fallas tipo "upthrust" con pliegues y cabalgamientos menores que afectaron a las secuencias volcanosedimentarias del Cretácico tardío - Paleoceno. Posteriormente, rocas volcánicas de tipo diferenciado- intermedio se depositan en discordancia angular sobre el complejo inferior. Este volcanismo fué seguido por un fallamiento normal de la zona levantada ('rifting') el cual es contemporáneo con la fase "Prebasin and Range", produciéndose la extrusión de una enorme cantidad de volcanismo ignimbrítico, al cual siguió un volcanismo bimodal (ignimbritas y andesitas basálticas asociadas) (Cochemé, 1985).

#### **Zona Costera.**

En la región situada al occidente de la Sierra de Mazatán, la evolución geológica está relacionada con las interacciones entre la Placa Farallón, la Placa Americana y la Dorsal del Pacífico Este. En esta región se han determinado dos episodios tectónicos: uno extensivo con dirección WSW-ENE del Mioceno tardío; el segundo es más complejo, consistiendo de deslizamientos dextrales y fallas normales de edad Plio-Cuaternaria (3.5 Ma) al Actual (Colletta y Angelier, 1983). Al primer evento se atribuyen basculamiento de las capas de 40° hacia el ENE con un extensión aproximada del 40 % (Colletta y Angelier, 1983). El segundo evento se atribuye al deslizamiento hacia el NW de la Península de Baja California. La presencia de depósitos marinos del Mioceno Tardío al Plioceno en la provincia del Golfo, así como consideraciones paleogeográficas, llevaron a Moore (1973) a proponer la existencia de una depresión marina (protogolfo) previa a la apertura del golfo. Karrig y Jensky (1972) habían propuesto un protogolfo miocénico equivalente a las cuencas marginales localizadas atrás de las zonas de subducción. El volcanismo subalcalino asignado al Mioceno medio-tardío (Richard, 1991; Gastil y otros, 1979) de la costa de Sonora, puede reflejar la influencia de la Dorsal del Pacífico Este o bien una cuña astenosférica tras-arco.

Al subducirse la dorsal debió ocurrir una nueva reestructuración de los esfuerzos intraplacas, puesto que si América se mueve relativamente hacia el oeste, la dorsal (y su sistema complejo de fallas transformantes) también debe moverse en la misma dirección, de no ser así sería cubierta por la placa continental en su desplazamiento.

#### **Consideraciones tectónicas respecto al complejo metamórfico.**

Con el fin de definir el contexto tectónico del complejo metamórfico de Mazatán, primeramente se resaltan evidencias importantes, para después desarrollar un modelo.



- Los complejos metamórficos de Arizona y Sonora se ubican en franjas alargadas que pueden tener direcciones de desplazamiento opuestas. En Arizona la franja tiene una dirección aproximada de NW 60° mientras que en Sonora es NW 20° (Rehrig y otros, 1980; Rehrig, 1986; Dickinson, 1991; Nourse y otros, 1994).
- Tanto en Arizona como en Sonora la dirección de movimiento es relativamente constante, con ligeras variaciones locales, y su rumbo se encuentra alrededor de NE 65° SW con vergencias en ambos sentidos.
- Las direcciones de extensión varían en las franjas situadas más al norte de Arizona, siendo NW-SE 60° en Utah-Nevada y aproximadamente E-W en el borde entre E.U. y Canadá (Wust, 1986).
- En Sonora los complejos metamórficos se forman sobre bloques de litología variada y con historias geológicas distintas (Nourse y otros, 1994).
- La zona de complejos metamórficos de la Cordillera, coincide de manera general con un cinturón de granitos de muscovita y un cinturón metamórfico fanerozoico (Miller y Bradfish, 1980), así como con una zona con relación de  $87\text{Sr}/86\text{Sr} > 0.706$ , y es limitada hacia el oriente por el cinturón de cabalgamientos cordillerano.
- Reconstrucciones palinspásticas y paleoisópacas indican que la región que hoy ocupan los complejos metamórficos era la de mayor espesor cortical después del evento Laramide (Coney y Harms, 1984). El engrosamiento de la corteza se ha atribuido indistintamente a las fases orogénicas Mesocretácica (Sevier u Oregoniana) y Laramide, aunque en ambos casos sólo se observan en superficie cabalgaduras laminares (del tipo denominado thin skinned) o cabalgaduras asociadas a fallas de basamento (Dickinson, 1989; González y otros, 1992; Sosson, 1990)
- En la latitud de la Sierra de Mazatán no se han identificado afloramientos de rocas metamórficas fanerozoicas cercanas; sin embargo, más hacia el norte en la latitud de Magdalena, aflora un cinturón con metamorfismo fanerozoico que se extiende en dirección NW 30° al norte de la megacizalladura Mojave-Sonora (Haxel y otros, 1984; Nourse y otros, 1994).
- Tanto en los complejos metamórficos del norte del estado como en los de la parte central, existen rocas intrusivas con muscovita (Richard, 1991; Nourse y otros, 1994).
- La formación de los complejos metamórficos se considera parte de un importante evento extensional ocurrido a mediados del Terciario (Oligoceno-Mioceno temprano), que es contemporáneo con una intensa fase magmática. Esta extensión se realiza a lo largo de grandes fallas normales caracterizadas por zonas de cizalla dúctil donde se desarrolla un metamorfismo dinámico. Se considera que esta fase produjo más del 70 % del estiramiento de la corteza en el Terciario.
- Se produjo una migración del magmatismo calcoalcalino a partir de 100 Ma hasta 40 Ma, desde la trinchera al oeste, hasta aproximadamente 1000 km en el oriente. Hace aproximadamente 40 Ma existió una zona sin magmatismo ("magma gap") desde la trinchera hasta aproximadamente 350 km (Clark y otros, 1979).
- Después de 40 Ma el magmatismo se generalizó en todo el estado (Clark y otros, 1979). Su composición varía de calcoalcalina potásica en el oriente a subalcalina en el occidente (Cochemé, 1985; Richard, 1991).

- Aproximadamente en el Oligoceno inició la fase magmática de la Sierra Madre Occidental (McDowell y Claubaugh, 1979; Cochemé, 1985).

- Durante el Mioceno medio (aprox. 12 Ma) se produjo un cambio importante en la geoquímica de las lavas en Arizona, que indica un cambio hacia un régimen distensivo franco.

¿Cual es el hilo conductor de todos estos eventos y cuál es su papel en la formación de los complejos metamórficos?

Cuando se visualiza la dirección variable de la extensión, a lo largo de la cordillera Norteamericana hasta México, puede apreciarse que se trata de un fenómeno de gran magnitud que debe asociarse a la interacción de las placas Farallón y Norteamericana, y no con fenómenos locales magmáticos.

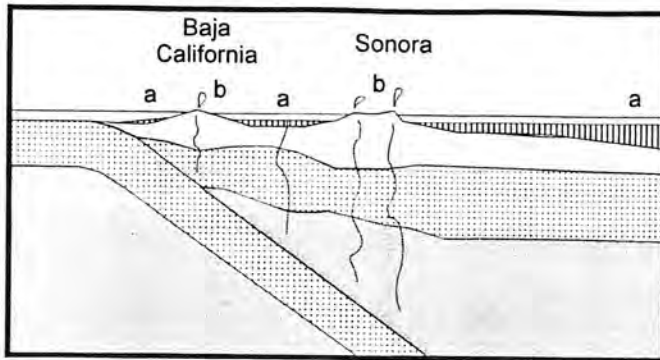
Hasta el momento, el modelo tectónico más convincente para explicar la migración del magmatismo calcoalcalino en la Cordillera y en Sonora en particular, es la disminución del ángulo de inclinación de la placa en subducción asociada con un aumento de la velocidad de convergencia (Coney y Reynolds, 1977; Dickinson y Snyder, 1979; Keith, 1978). Este modelo ilustrado en Dickinson (1991) muestra que la placa en subducción entra en contacto con la corteza continental al reducirse su ángulo de subducción, produciéndose una 'erosión tectónica subcrustal'. A nivel general se ha observado que en zonas de subducción con buzamiento leve del "slab", no hay volcanismo neógeno y cuaternario, y se presenta un levantamiento topográfico y sismicidad superficial en regiones amplias (Barazangi e Issacs, 1979). El dibujo de Dickinson (1991) muestra la 'desaparición' por erosión tectónica de una parte importante de la litósfera y la astenósfera y el inicio de un fallamiento compresivo en direcciones opuestas.

Una reconstrucción paleogeográfica del Cretácico temprano (fig. 71A), comprende del occidente al oriente: un arco volcánico (Alisitos) en Baja California, un mar marginal, otro arco volcánico en Sonora occidental y la cuenca Bisbee con facies transicionales desde continentales hasta marinas (Grijalva, 1991). Se considera que estas zonas fueron comprimidas, cerrándose las cuencas marinas y produciéndose cabalgamientos importantes hacia el NE en Sonora y hacia el SW en Baja California (Rangin, 1982). Esta fase compresiva se interpreta tectónicamente como provocada por la fricción entre la litósfera oceánica y la corteza continental. Para que esta configuración pueda ocurrir es necesario que cuñas del manto superior (debajo de Baja California) sean desplazadas relativamente hacia el oriente, acompañadas quizás por fragmentos de la propia corteza.

Según mi opinión, importantes fragmentos corticales se deslizaron internamente debajo de la corteza continental de Sonora provocando un engrosamiento local de la misma (fig. 71 B). Este movimiento pudo ocurrir por flujo dúctil o frágil-dúctil dependiendo de las características físicas de los materiales y las condiciones de presión y temperatura. Posiblemente no existe una falla única que traduzca en superficie estas estructuras internas: en una primera fase la compresión se reflejará como cabalgaduras (de tipo 'thin skinned') en los sedimentos de las cuencas marinas (fase mesocretácica); en una fase posterior el engrosamiento profundo se reflejará como un 'doming' de grandes dimensiones con fallamiento inverso que afecta el basamento ("upthrust faults") y con cabalgaduras menores en sus flancos (fase Laramide) (fig. 71 C). Entonces es a este 'subcabalgamiento tectónico' que debe asociarse el engrosamiento principal de la corteza en la cordillera y no a los cabalgamientos de la cobertura. Como aspecto comparativo, el engrosamiento en la corteza de los Andes se ha relacionado con la intrusión de magmas o con acortamientos mediante cabalgaduras (Molnar y Chen, 1982).

La geomorfología de Arizona hacia fines del Cretácico se ha interpretado como un vasto altiplano tipo Tibetano o Andino (Coney y Harms, 1984).

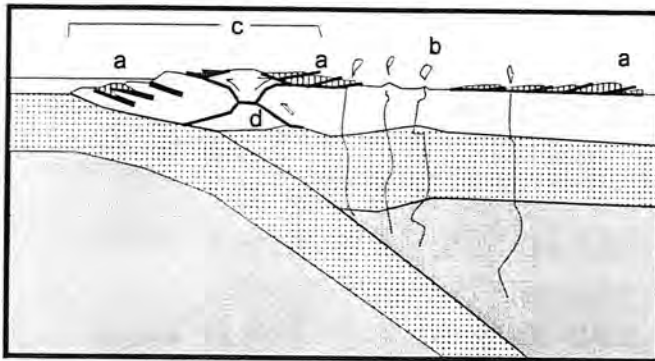
## MODELO DE EVOLUCION TECTONICA



A.- Representación esquemática de principios del Cretácico.

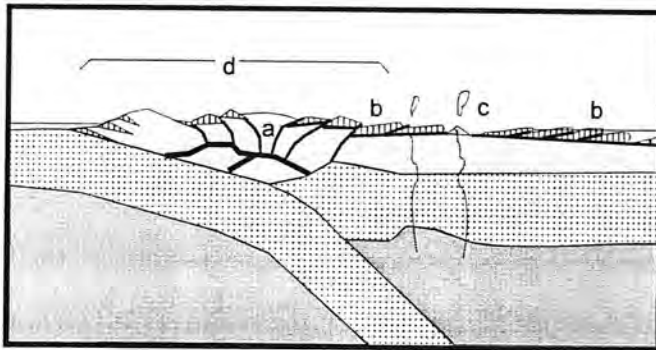
- a) cuencas marinas con sedimentación con facies transgresivas y regresivas,
- b) Vulcanismo calcoalcalino

1.- Cuencas sedimentarias; 2.- Corteza continental  
3.- Litósfera; 4.- Manto.



B.- Medios a finales del Cretácico:  
Incremento en el ángulo de subducción, cierre de cuencas marinas,

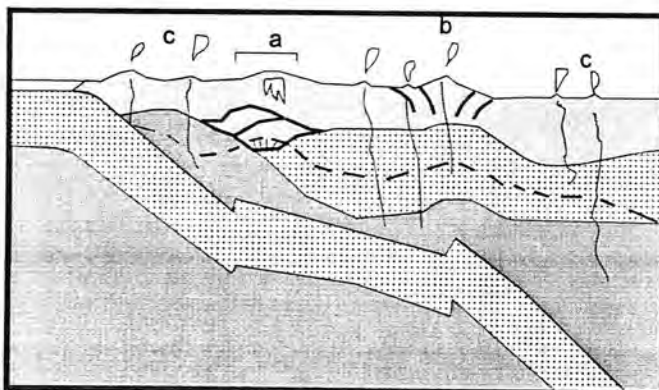
- a) cabalgaduras de tipo "thin skinned".
- b) vulcanismo calcoalcalino
- c) Magma gap
- d) Subcabalgamiento tectónico



C.- Cretácico Tardío- Paleoceno.

Fase compresiva Larámide. Levantamiento generalizado.

- a) Fallas de basamento "upthrust faults"
- b) Fallas de cabalgadura "thin skinned" en los márgenes de los bloques levantados
- c) vulcanismo calcoalcalino d) Magma gap



D.- Eoceno Tardío - Oligoceno.

Incremento del ángulo de subducción. Ascenso astenosférico.

- a) Fusión Parcial. La isoterma de 1000 °C alcanza la base de la corteza engrosada por el subcabalgamiento tectónico. Intrusión de granitos de dos micas.
- b) "Doming" con fallas inversas y cabalgaduras menores. Región de la Sierra Madre Occidental.
- c) Vulcanismo calcoalcalino generalizado

Fig. 71

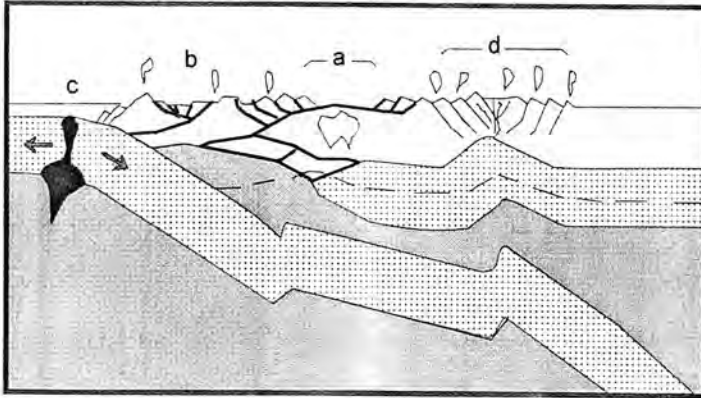
Al desacelerarse la convergencia de las placas, más o menos durante el Oligoceno, el ángulo de subducción de nuevo tendió a incrementarse, permitiendo el influjo de calor que se traduce como un ascenso de la astenósfera (fig. 71 D). Este influjo calorífico produjo un ascenso de las isothermas a nivel regional, que se tradujo en el intenso magmatismo que afectó casi la totalidad del Estado. En el caso particular donde la región cortical había sido previamente engrosada por el 'subcabalgamiento tectónico', las isothermas alcanzan la base de la corteza generando magmas peraluminosos, que forman la angosta franja de granitos con muscovita de la Cordillera. En una región engrosada los magmas graníticos de tendencia peraluminosa, tienen mayor dificultad para acceder a la superficie debido a que realizan un viaje mayor, se enfrían y solidifican en el interior, mientras que en otras regiones más delgadas, éstos magmas si alcanzaron a llegar hasta la superficie, manifestándose como un volcanismo riolítico extenso. En este sentido se ha sugerido la consanguinidad entre el volcanismo félsico de la Sierra Madre Occidental y el plutonismo peraluminoso de Sonora central (Lucero, 1992).

El incremento en el ángulo de subducción produjo un régimen cortical distensivo (como actualmente ocurre en algunos tramos de la cordillera andina), el cual fué favorecido por el calentamiento general que afectó a la corteza continental por el ascenso astenosférico (fig. 71 E). Este fenómeno corresponde al modelo de rifting activo planteado por Sengör y Burke (1978). Algunos autores sugieren que zonas de cizalla extensionales pueden desarrollarse por dispersión gravitatoria en los límites de cinturones de cabalgaduras mayores, favorecidos por el engrosamiento cortical (Burg y otros, 1984; Burchfiel y Royden, 1985); estas zonas de cizalla no implican extensión de la litósfera en su totalidad, sino sólo en sus partes más superficiales.

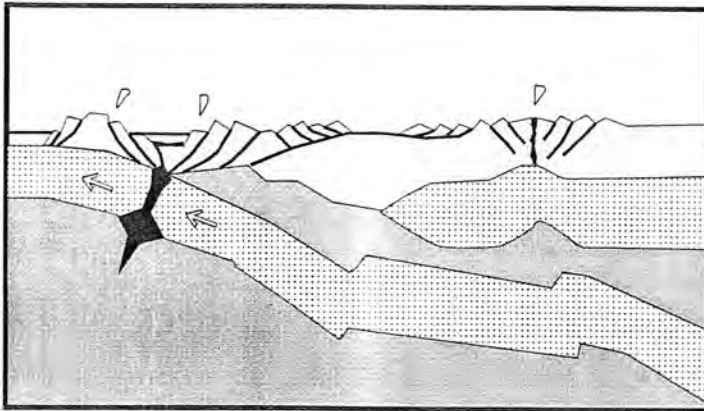
La disposición tectónica resultante y las condiciones de esfuerzo entre los elementos que constituyen las placas (corteza superior, corteza inferior y astenósfera), dibujan un marco adecuado para la generación de fallas de detachment (fig. 71 E). La zona engrosada de la corteza tiende a sufrir levantamientos isostáticos que la separan de sus zonas aledañas mediante fallas normales. Esta disposición puede ser la razón por la cual debajo del complejo metamórfico de Sta. Catalina Mountains existe una corteza más gruesa que sus áreas aledañas (Myers y Beck, 1994), lo cual parece paradójico tomando en cuenta que los complejos metamórficos son las regiones más adelgazadas por la distensión terciaria. Además la configuración anterior explica dos hechos muy interesantes: primero que la zona donde se ubican los complejos metamórficos separa dos provincias fisiográficas en Sonora: la de Sierras y Valles paralelos al oriente y la Provincia Costera al occidente. Esta división puede deberse al distinto comportamiento de la corteza en ambas regiones, con una extensión mucho mayor en el occidente debida a una corteza más delgada), mientras que en el oriente la extensión es menor debido al mayor espesor de la litósfera. El segundo aspecto interesante es que al oriente del complejo metamórfico de Mazatán, las fallas normales mayores buzcan hacia el occidente, provocando basculamientos en dirección contraria (Sierra el Pajarito, Sierra Agua Verde, Sierra el Novillo, Sierra La Campanería). Por otra parte, al occidente de la Sierra de Mazatán, las fallas mayores buzcan hacia el este, con un basculamiento opuesto (Sierra de las Norias, Sierra Santa Teresa, Sierra La Flojera).

Un modelo que puede aplicarse a la distribución descrita en el párrafo anterior se muestra en la fig. 72 en la que puede apreciarse que se trata del modelo de 'dominó o de estante de libros' pero donde se producen basculamientos en direcciones contrarias, separadas por una zona levantada o parte central de un 'doming' regional. El modelo de 'dominó' presenta espacios potenciales tanto arriba como abajo de cada bloque rotado. En los espacios superiores se producen cuencas que son llenadas de manera progresiva por sedimentos derivados de los vértices levantados de los bloques rotados. Los espacios en profundidad se considera que son acomodados por flujo dúctil del material subyacente (Huber y Ramsay, 1987), aunque también se menciona la posibilidad de que intrusiones magmáticas ocupen dichos espacios. El modelo 'dominó' fué propuesto por Davis (1983) para explicar la formación de los complejos metamórficos, sólo que él ubica la zona milonítica entre un bloque y otro. En el modelo

## MODELO DE EVOLUCION TECTONICA



E.- Oligoceno.  
 Fase distensiva "preBasin and Range"  
 Las zonas elevadas por las fases compresivas mesozoicas son distendidas a lo largo de grandes zonas de cizalla. Se forma el Complejo Metamórfico de Mazatán (a) y el Protogolfo de Baja California (b). Serie volcanosedimentaria (en la Sierra Madre Occidental). Hacia el Mioceno Tardío se implanta un régimen distensivo franco (fase "Basin and Range" debido al encuentro entre la dorsal Este del Pacifico (c) y el margen continental de Baja California. d) Rifting. Volcanismo de la Serie bimodal.



F.- Mioceno Superior.  
 Depósito del miembro superior de la Formación Báucarit.  
 Plioceno. Apertura del Golfo de California. La dorsal y su sistema de fallas transformantes dan un 'salto' desde el borde continental hacia el protogolfo. La distensión franca favorece un magmatismo subcalcalino a alcalino hasta el Reciente en Sonora.

Fig. 71 CONTINUACION

propuesto aquí la zona con metamorfismo dinámico correspondería a la zona dúctil debajo de los bloques basculados, la cual separa dos dominios con diferentes grados o tipos de comportamiento ante el esfuerzo. Modelos similares han sido presentados con anterioridad ( Miller y otros, 1983). La zona de cizalla simple que se propone en el modelo, acomoda incompatibilidades de deformación entre fragmentos de corteza con comportamientos dispares.

El modelo propuesto implica un fallamiento normal en el nivel estructural superior, contemporáneo al metamorfismo dinámico, pero también ocurrió un fallamiento posterior relacionado con el fenómeno de 'doming' local, reflejándose como fallas lítricas que cortan la zona milonítica como en muchos otros complejos metamórficos del suroeste de los Estados Unidos (por ejemplo Lister y Davis, 1989).

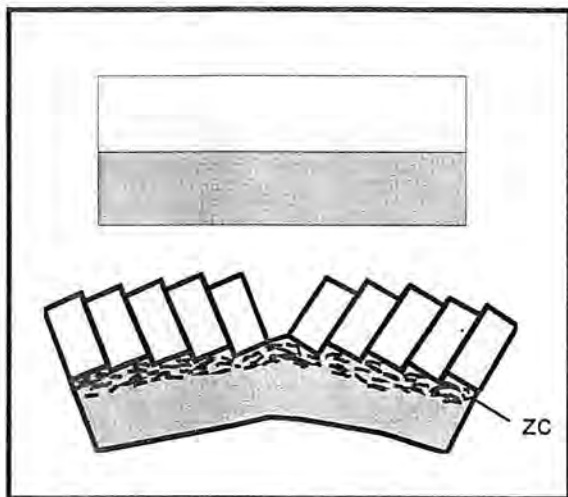


Fig. 72.- Modelo de fallamiento normal de tipo 'dominó' provocado por un 'doming' regional con el desarrollo de una zona de cizalla (zc).

Aunque es innegable el hecho de que la zona milonítica despliega gran cantidad de estructuras indicativas de una deformación por cizalla simple, ésta puede presentarse por la conjugación de diversas situaciones: por ejemplo, entre una capa que se extiende por cizalla pura y otra que no sufre extensión; o bien entre zonas que se extienden por cizalla pura pero con distintos grados de extensión (Rehrig, 1986). En el modelo propuesto se producirían zonas de cizalla con sentidos opuestos en ambos lados de un complejo metamórfico; el hecho de que sólo aparezca una dirección de extensión, pudiera atribuirse a la ubicación del último evento de curvamiento (doming local).

Ha sido reconocido en la literatura que algunas fallas de detachment cortan la zona con deformación milonítica (por ejm. Lister y Davis, 1989), lo cual nos indica que se trata de dos estructuras diferentes aunque relacionadas en su contexto evolutivo.

## **BIBLIOGRAFIA**

## BIBLIOGRAFIA

- Allmendiger, R.W., Miller, P.M y Jordan, T.E. 1984, Known and inferred Mesozoic deformation in the hinterland of the Sevier belt northwest Utah: Utah Geol. Assoc. Public. 13, p. 21-33.
- Almazán, V. E. 1989, El Cámbrico-Ordovícico de Arivechi, en la región centro-oriental del Estado de Sonora. Revista, Inst. de Geol. U.N.A.M. v. 8 no. 1.
- Amaya M.R., Roldán Q.J, y McDowell, F.W. 1994, Sobre la Edad de la Formación Tarahumara en la región del río Yaqui, Sonora. XX aniversario del Dpto. de Geol. Hermosillo, Son.
- Amstrong, R. L. y Hills, F.A. 1967, Rb-Sr and K-Ar geochronologic studies of mantled gneiss domes, Albion Range, Southern Idaho., Earth and Planetary Science Letters, vol. 3, p. 114-124.
- Anderson, J.L. 1989, Proterozoic anorogenic granites of the southwestern United States. in Jenney, J.P. y Reynolds, S.J. Geologic evolution of Arizona, Arizona Geol. Soc. Digest 17 p. 1-16.
- Anderson, T.H. y Silver, L.T. 1970, Reconnaissance of precambrian rocks, northwestern Sonora, Mexico: Geol. Soc. Amer. Abstr. 2 (7) p. 484.
- ✓ Anderson, T.H. y Silver, L.T. 1974, Late Cretaceous plutonism in Sonora, Mexico, and its relationship to circum-pacific magmatism. Geol. Soc. Am. Rocky Mountains Section, Annual meeting, Abstr. with progr. Vol. 6, p. 484.
- ✓ Anderson, T.H. y Silver, L.T. 1977, U-Pb isotope ages of granitic plutons near Cananea, Sonora. Economic Geology, v. 72 p. 827-836.
- ✓ Anderson, T.H., Silver, L.T. y Salas, G.A. 1980 Distribution of U-Pb isotope ages of some lineated plutons, northwestern Mexico, Mem. Geol. Soc. Am. 153. 269-283.
- ✓ Anderson, T.H. y Silver, L.T. 1981, An overview of Precambrian rocks in Sonora. Revista, Inst. de Geología, U.N.A.M. v.5 no. 2, p. 131-139.
- Angelier, J., y Colletta, B. 1983, Tension fractures and extensional tectonics: Nature, v. 301, p. 49-51
- Annis, D.R. y Keith, S.B. 1986. Petrochemical variation in postLaramide igneous rocks in Arizona and adjacent regions: geotectonic and metallogenic implications, in Beatty, Barbara y Wilkinson, P. A.K. eds., Frontiers in geology and ore deposits of Arizona and the Southwest: Tucson, Arizona, Geol. Soc. Digest v. 16 p. 448-458.
- Arellano, A.R.V. 1946, Noticias geológicas del Distrito de Altar, Sonora, México. Soc. Geol. Mex., Bol. 2 p. 52-58.
- Armstrong, R.L., W.H. Taubeneck, y Hales, P.O. 1977, Rb-Sr and K-Ar geochronometry of Mesozoic granitic rocks and their Sr isotopic composition, Oregon, Washington, and Idaho, Geol. Soc. Am. Bull. 88, 397-411.
- Ballance, P.F. 1984, Sheet-flow-dominated gravel fans of the non-marine middle Cenozoic Simmler Formation, central California: Sedimentary Geology, v. 38, p. 337-359.
- Banks, N.G., 1980, Geology of a zone of metamorphic core complexes in southeastern Arizona. G.S.A. Memoir 153. p.177-215.
- Barazangi, M. e Isacks B. 1979. Subduction of the Nazca plate beneath Peru: evidence from spatial distribution of earthquakes. Geophys. J.R. Ast. Soc. 57, 537-555.
- Barr, D. 1987, Structural/stratigraphic models for extensional basins of half graben type: Journ. Struct. Geology, v. 9, p. 491-500.
- Bartley, J. M. y Wernicke, B. 1984, The Snake Range decollement interpreted as a mayor extensional shear zone: Tectonics, v. 3, p. 647-657.
- ✓ Bartolini, C., Morales, M., Damon, P. y Shafiqullah, M., 1991, Geology and geochronology of the Sierra Lista Blanca, central Sonora, Mexico: a progress report. Bol. Dpto. Geol. Univ. de Sonora. V. 8, no. 1 p. 1-5.



- ✓ Bartolini, C., Morales, M., Damon, P., y Shafiqullah, M., 1992, K-Ar ages of tilted Tertiary volcanic rocks associated with continental conglomerates, Sonoran Basin and Range Province, Mexico. G.S.A. Abstr. with Progr. v. 24 no. 5.
- ✓ Bartolini, C., Morales, M., Damon, P., y Shafiqullah, M., 1993, Tertiary Stratigraphy and geochronology (K-Ar) of the San Jose de Gracia area, central Sonora, Mexico. González, C. y Vega, G.L., eds. III Simposio de la Geología de Sonora y Areas Adyacentes. Resúmenes. p.13-15.
- Bilodeau, W.L. 1982, Tectonic models for Early Cretaceous rifting in southern Arizona: *Geology*, v. 10, p. 466-470.
- ✓ Bockoven, N.T. 1980, Reconnaissance geology of the Yecora-Ocampo area, Sonora and Chihuahua, Mexico., Ph.D. Thesis, Univ. Texas, Austin, 197 pp.
- Brown, W.G. 1988, Deformational styles of Laramide uplifts in the Wyoming foreland: G.S.A. memoir 171, p. 1-25.
- Brun, J.P., Sokoutis, D. y Den Diessche J.V. 1994. Analogue modeling of detachment fault systems and core complexes. *Geology*, v.22, p. 319-322.
- Buck, W.R. 1988, Flexural rotation of normal faults: *Tectonics*, v. 7. p. 959-973.
- Burchfield, B.C., y Royden, L.H. 1985, North-South extension within the convergent Himalayan region. *Geology*, v.13, 679-682.
- Burg, J. P., Brunel, M., Gapais, D., Chen, G.M., and Liu, G.H. 1984, Deformation of leucogranites of the crystalline Main Central Thrust sheet in southern Tibet (China). *Jour. Struct. Geol.* v. 6, 535-524.
- Busby-Spera, C. 1988, Speculative tectonic model for the early Mesozoic arc of the southwest Cordilleran United States. *Geology*, v. 16. p. 1121-1125.
- Calmus, T. 1988, Consideraciones sobre la fase Nevadiana en Sonora. Resúmenes, Segundo simposio sobre la Geología y Minería de Sonora, p. 7-8. Hermosillo, Sonora, México.
- Campa, M.F. y Coney, P.J. 1981, Tectonostratigraphic terranes and related mineralogy of Mexico. *Geol. Ass. of Canada. Annual Meeting, Abstrct with Progr.* p. A-8.
- Carmigniani y Klígfíeld, 1990, Crustal extension. *Tectonics* Vol. 9 No. 6. p. 1275-1303.
- Castro, A.A. y Morfn, V.S. 1988. Contribución a la geología del área de Cerro de Oro. *Boletín del Dpto. de Geol. de la Univ. de Sonora.* 2a. Epoca, v. 5 No. 1 y 2. pp.25-39.
- Cirett, J.E., y Aguilar, R.F. 1989, Características geológicas e hidrogeoquímicas del Valle de Ures, Sonora, México. Tesis de licenciatura, Univ. de Sonora, Dpto. de Geol.
- Clark, K.F., Damon, P.E., Shafiqullah, M. y Schutter, S.R. 1978, Continuity of magmatism in North America, 130 m.y. B.P. to present. *Geol. Soc. amer., Abstr. with Program.*10, p. 381.
- ✓ Clark, K.F., Damon P.E., Schutter, S.R. y Shaffiqullah M., 1979, Magmatismo en el norte de Mexico en relación a los yacimientos metalíferos., *A.I.M.M.G.M. Mem. Tec.* 13, p, 8-57.
- Cobbold, P.R., y Quinquis, H. 1979, Development of sheath folds in shear regimes. *J. Struct. Geol.* No. 2, p. 119-126.
- ✓ Cochemé, J.J. 1985, Le magmatisme cénozoïque dans le nord-ouest du Mexique: Cartographie de la région Yecora-Maicoba-Mulatos. Illustration magmatique de la fin d'un régime en subduction et du passage a un régime distensif. These d'Etat, Université d'Aix Marseille, France, 209 p.
- Colletta, B. y Angelier, J. 1983, Tectonique cassante du nord-ouest mexicain et ouverture du Golfe de Californie. *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*, 7, 1. pp. 433-441.
- Coney, P.J. 1973, Non collision tectogenesis in western North America, in Tarling D.H. and Runcorn, S.H. eds. *Implications of continental drift to the earth sciences: New York, Academic press*, p. 713-727.

- Coney, P.J. 1979, Tertiary evolution of Cordilleran Metamorphic core complexes, in Armentrout, J.M., Cole, M.R. and TerBest H., eds. Cenozoic paleogeography of the western United States: Pacific section, Soc. Econ. Paleont. Mineral. Pacific Coast Paleogeography simposium 3. p. 15-28.
- Coney P.J. 1980, Cordilleran Metamorphic core complexes: an overview. Geol. Soc. Am. Mem. 153, p. 7-31.
- Coney, P.J. 1987, The regional tectonic setting and possible causes of Cenozoic extension in the North American Cordilleran, in Coward M.P. Dewey, J.F., y Hancock, P.L. eds. Continental extensions tectonics; Geol Soc. London Special Publ. 28 p. 177-186.
- Coney, P.J. y Harms, T.A. 1984, Cordilleran metamorphic core complexes: Cenozoic extensional relics of Mesozoic compression. Geology, v. 12, p. 550-554.
- Coney P.J., Reynolds, S.J. 1977, Cordilleran Benioff zones: Nature, v. 270, p. 403-406.
- Cooper, G.A. y Arellano, A.R.V. 1952, Cambrian stratigraphy and paleontology near Caborca, northwest Sonora, Mexico. Smith. Misc. Coll. v. 119, no. 1, 83 pp.
- Cooper, J.R. y Silver, L.T. 1964. Geology and ore deposits of the Dragoon quadrangle, Cochise County Arizona: Tempe, Arizona State University, unpublished M.S. Thesis, 57 p.
- Crittenden, M.D. Jr., Coney, P.J. y Davis, G.H. eds. 1980, Cordilleran Metamorphic core complexes. G.S.A. Memoir 153, 490 p.
- Chapell, B.W. y White, A.J. 1974, Two contrasting granite types. Pacif. Geol. 8, p. 173-174.
- Daly, R.A. 1933, Igneous Rocks and the Depths of the Earth. McGraw Hill, New York, 598 pp.
- Damon, P.E. 1968, Potassium-argon dating of igneous and metamorphic rocks with applications to the Basin and Ranges of Arizona and Sonora. in Hamilton, E.I. y Farquhar, R.M. eds. Radiometric dating for geologists: New York, Interscience Publications, p. 1-71.
- ✓ Damon, P.E., Livingston D.E., Mauger, R.L., Gilletti, R.J. y Pantoja, J. 1962, Edad del Precámbrico anterior y de otras rocas del zócalo de la región de Caborca-Altar, en la parte noroccidental del estado de Sonora. Bol. Inst. Geol. UNAM, No. 64, pt.2, p. 11-44.
- Damon, P.E., Erickson, R.C. y Livingston, D.E. 1963, K-Ar dating of Basin and Range uplift, Catalina Mountains, Arizona: Nuclear Geophysics, National Academy of Sciences/National Research Council Publication 1075, p. 113-121.
- ✓ Damon, P.E. y Bikerman, M. 1964, Potassium-Argon dating of post-laramide plutonic and volcanic rocks within the Basin and Range province of southeastern Arizona and adjacent areas: Ariz. Geol. Soc. Digest, v.12 p. 63-78.
- Damon P.E., Shafiqullah M, y Clark, K.F. 1981. Age trends of igneous activity in relation to metallogenesis in the Southern Cordillera. In Relations of tectonic to ore deposits in the southern Cordillera. Ed. W. R. Dickinson y W.D. Payne. Ariz. Geol. Soc. Digest, 14, pp. 137-154.
- ✓ Damon, P.E., Shafiqullah, M., Roldán Q. J y Cochemé, J.J. 1983a. El Batolito Laramide (90-40 Ma.) de Sonora, paper presented at 14th. Convención Nacional A.I.M.M.G. Guadalajara, Jal.
- ✓ Damon, P.E., Shafiqullah, M. y Clark, K.F. 1983b, Geochronology of the porphyry copper deposits and related mineralization of Mexico, Can. Jou. Earth Sc. Vol. 20.
- Davis, G.A., Anderson, J.L., Frost, E.G. y Shackelford, T.J. 1980, Regional Miocene detachment faulting and early Tertiary (?) mylonitization, Whipple-Buckskin-Rawhide Mountains, southeastern California and western Arizona, G.S.A. Memoir 153, p. 79-129.
- Davis, G.H. 1980, Structural characteristics of metamorphic core complexes, southern Arizona. G.S.A. Memoir 153 pp. 35-78.

- Davis G.H. y Coney, P.J. 1979. Geologic development of the Cordilleran metamorphic core complexes. *Geology*, v.7, p. 120-124.
- Davis, G.H., Anderson, T.H. y Gardulski, A.f. 1981, Metamorphic core complexes in northern Sonora and Southern Arizona. in Ortlieb, L. y Roldán, Q. eds. *Geology of Northwestern Mexico and Southern Arizona*. pp. 32-369-
- Davis, G.H. 1983, Shear zone model for the origin of metamorphic core complexes. *Geology*, v.11, p. 342-347.
- Debon, F. y Le Fort, P. 1983, A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Earth Sci.*, 73, p. 135-149.
- De la O V., M. 1992.- Sedimentología y Petrografía de la Formación Baúcarit (Mioceno) en la cuenca Tonichi-La Dura, Sonora, Mexico. Tesis de Maestría, Facultad de Ciencias de la Tierra, Nuevo León, México.
- ✓ Demant, A., Cochemé, J.J., Delpretti, P., Pigué, P. 1988, Geology and petrology of the Tertiary volcanics of the northwestern Sierra Madre Occidental, Mexico. *Bull. Soc. Geol. France*, 8 v. 4 p. 737-748.
- Dickinson, W.R. 1977, Paleozoic plate tectonics and the evolution of the Cordilleran continent, in Stewart, J.H., Stevens, C.H. and Fritsche, A.E. eds. *Paleozoic paleogeography of the western U.S.* Soc. of Econ. Paleont. and Mineral. Pacific Section, Pacific Coast Paleogeography symposium 1 p. 137-155.
- Dickinson, W.R. 1989, Tectonic setting of Arizona through geologic time; in Jenney, J.P. y Reynolds, S.J. *Geologic evolution of Arizona*, Arizona Geol. Soc. Digest 17 p. 1-16.
- Dickinson, W.R. 1991, Tectonic setting of faulted Tertiary strata associated with the Catalina core complex in southern Arizona. *G.S.A. special paper* 264.
- Dickinson, W.R. y Snyder, W.S. 1979, Geometry of subducted slabs related to San Andreas transform: *Journal of Geology*, v. 87 p. 609-627.
- Dickinson, W.R., Klute, M.A., Hayes, M.J., Janecke, S.U., Lundin, E.R., Mckittrick, M.A. y Olivares, M.D. 1988, Paleogeographic and paleotectonic setting of the Laramide sedimentary basins in the central Rocky Mountain region: *G.S.A. Bull.* v. 100, p. 1023-1039.
- Dickinson, W.R. y Shafiqullah, M. 1989, K-Ar y F-T ages for syntectonic mid-Tertiary volcanosedimentary sequences associated with the Catalina core complex and San Pedro trough in southern Arizona: *Isochron/west*, no. 52, p. 15-27.
- Didier, J., Duthou, J.L. y Lameyre, J. 1982, Mantle and crustal granites: Genetic classification of orogenic granites and the nature of their enclaves. *J. Volc. Geothermal Res.*, 14, p. 125-132.
- Drewes, H.D. 1981, Tectonics of southeastern Arizona. *U.S. geol. surv. Prof. paper* 1144.
- Dumble, E.T. 1901, Cretaceous strata of Obispo Canyon, Sonora. *Texas Acad. Sc. Trans.*, 4, p. 81.
- Eberley, L.D., y Stanley, T.B. Jr. 1978, Cenozoic stratigraphy and geologic history of southwestern Arizona: *Geol. Soc. of Am. Bull.* v. 89, p. 921-940.
- Eells, J.L. 1972, The geology of the Sierra de La Berruga, northwestern, Sonora, Mexico: San Diego, Calif. State University, master's Thesis, 86 p.
- Farmer G.L., y DePaolo, D.J. 1983, Origin of Mesozoic and Tertiary Granite in the Western United States and Implications for Pre-Mesozoic crustal structure. Nd and Sr. Isotopic studies in the Geocline of the Northern Great Basin. *Journ. of Geoph. Research*, Vol 88, No. B4, pp. 3379-3401.
- Farmer G.L., y DePaolo, D.J. 1984, Origin of Mesozoic and Tertiary Granite in the Western United States and Implications for Pre-Mesozoic crustal structure. Nd and Sr. Isotopic Studies of unmineralized and Cu- and Mo-mineralized granite in the Precambrian craton. *Journ. of Geoph. Research*, Vol 89, No. B12, pp. 10141-10160.

- Frye, K.L., 1975. The geology and mineralization of the Tubutama area, Sonora, Mexico, M.S. thesis 103 pp. Univ. de Iowa, Iowa city.
- Gans, P.B. 1987, An open-system, two-layer crustal stretching model for the eastern Great Basin: *Tectonics*, v. 6, p. 1-12.
- Gans, P.B., Miller, E.L., McCarthy, J., y Ouldcott, M.L. 1985, Tertiary extensional faulting and evolving ductile-brittle transition zones in the northern Snake Range and vicinity: new insights from seismic data. *Geology*, v. 13 p. 189-193.
- Gastil, R.G. 1979. A conceptual hypothesis for the relation of differing tectonic terranes to plutonic emplacement. *Geology*, v.7, p. 542-544.
- ✓ Gastil, G., Krummenacher, D., y Minch, J., 1979, The record of Cenozoic volcanism around the Gulf of California. *Geol. Soc. of America Bull. Part. I.* v. 90 p. 839-857.
- González, L.C., Roldán, Q.J. y Rodríguez, O.P. 1992, Deformaciones Sevier y Laramide: su presencia en Sonora. *Bol. Dpto. de Geol. Univ. de Sonora. 2a. Epoca*, vol. 9 no. 1, p. 1-18.
- Grijalva, N.J. 1991, Sobre el Cretácico temprano en Sonora y áreas adyacentes. *Bol. Dpto. de Geol. Univer. de Sonora. 2a época*, vol. 8 No. 2, p. 1-18.
- Guérin, G., Brun, J.P., Van den Driessche, J. 1990, Kinematics of premiocene ductile deformation in Santa Catalina Core Complexes. *Tectonics*, 9 No. 6 Pag. 1305-1326.
- Hamilton, W. y Myers, W.B. 1966, Cenozoic tectonics of the western United States: *Reviews of Geophysics*, V.4, p. 509-549.
- Harding, L.E. y Coney, P.J. 1985. The geology of the McCoy Mountains Formation, southeastern California and southwestern Arizona: *Geol. Soc. of Amer. Bull.* V. 96, p. 755-769.
- Hardy, R.L., 1972, Geology of central sierra de Santa Rosa, Sonora, Mexico. *Geology of Northwestern Mexico and Southern Arizona*, p. 73-98. Inst. Geol. UNAM, Hermosillo, Sonora Mexico.
- Haxel, G., Wright, J.E., May, D.J. y Tosdal, R.M. 1980, Reconnaissance geology of the Mesozoic and lower Cenozoic rocks of the southern Papago Indian Reservation, Arizona: a preliminary report, in Jenne, J.P. y Stone, C. eds. *Studies of western Arizona. Arizona Geol. Soc. Digest*, v. 12 p. 17-29.
- Haxel, G., Tosdal, R.M., May, D.J. y Wright, J.E. 1984, Latest Cretaceous and early Tertiary orogenesis in south-central Arizona: thrust faulting, regional metamorphism and granitic plutonism: *Geol. Soc. of America, Bull.* v. 95, p. 631-653.
- Hayes, P.T. y Drewes, H. 1978, Mesozoic depositional history of southeastern Arizona, in Callender, J.F., Wilt, J.C. y Clemons, R. Eds. *Land of Cochise. New Mexico Geol. Soc. 29th. Field Conference Guidebook*, p. 201-207.
- Henry, C.D. 1975, Geology and geochronology of the granitic batholithic complex, Sinaloa, Mexico. University of Texas, Austin, Ph.D. thesis. 158 p.
- Howard, K.A., Stone, P., Pernokas, M.A. y Marvin, R.F., 1982, Geologic and geochronologic reconnaissance of the Turtle Mountains area, California: West border of the Whipple detachment terrane, in Frost, E.G., and Martin, D. L. eds., *Mesozoic-Cenozoic tectonic evolution of the Colorado River region, California, Arizona and Nevada: San diego, California, Cordilleran Publishers*, p. 341-354.
- Hubbert, M.K. 1951, Mechanical basis for certain familiar geologic structures: *Geological Soc. of Am. Bull.* v. 62, p. 355-372.
- Huber, M.I. y Ramsay, J.G. 1987, The techniques of modern structural geology, vol. 2: folds and fractures. Academic Press, London, 700 pp.
- INEGI, 1981. Carta Topográfica Mazatán, H12D43. 2a. Edición.

- INEGI, 1981. Carta Topográfica Puerta del Sol, H12D33. 2a. Edición.
- Jackson, J. 1987, Active normal faulting and crustal extension. In: Continental Extensional tectonics (ed. Coward, M.P., Dewey, J.F. y Hancock, P.L.) Spec. Publ. Geol. Soc. Lond. 28, 3-17.
- Jackson, J.A. y White, N.J. 1989, Normal faulting in the upper continental crust: Observations from regions of active extension: Jour. of Structural Geol., v. 11 p. 15-36.
- Jaques, A. C., Garcia B.J.C. y De Jong K.A. 1990, Caborca-Altar Geology: Cretaceous sedimentation and compression, Tertiary uplift and extension, en Gehrels y Spencer, eds. Geologic Excursions through the Sonora Desert Region, Arizona y Sonora. Arizona Geol. Survey special paper No. 7.
- Karrig, D. y Jensky, W. 1972, The proto-Gulf of California. Earth and Planet. Sci. Lett., 17, 169-174.
- Kecrey, P. y Vine, F.J. 1992. Global Tectonics. Blacwell Scientific Publications.
- Keith, S.B. 1978, Paleosubduction geometries inferred from Cretaceous and Tertiary magmatic patterns in southwestern North America. Geology, v. 6, p. 516-521.
- Keith, S.B., Reynolds, S.J., Damon, P.E., Shafiqullah, M., Livingston, D.E. y Pushkar, P.D. 1980. Evidence for multiple intrusion and deformation within the Santa Catalina-Rincon-Tortolita crystalline complex, southeastern Arizona. S.G.A. Memoir 153, p. 217-267.
- Ketner, K.B. y Noll, J.H. 1987, Preliminary geologic map of the Cerro Cobachi area, Sonora, Mexico: U.S. Geol. Survey Miscellaneous Field studies Map. MF-1980 1:20,000 scale.
- Kistler, R.W. y Peterman, Z.E. 1978, Reconstruction of crustal blocks of California on the basis of initial strontium isotopic compositions of Mesozoic granitic rocks, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 1071.
- King, R.E. 1939. Geological reconnaissance in northern Sierra Madre Occidental in Mexico., Geol. Soc. Amer. Bull. Boulder Co, V. 50, p. 1625-1722.
- Kluth, C.F. 1983, Geology of the northern Canelo Hills and implications for the Mesozoic tectonics of southeastern Arizona, in Reynolds, M. y Dolly, E. eds. Mesozoic paleogeography of the west-central U.S. Soc. of Econ. Paleont. and Mineral. Rocky Mountain section, Rocky Mountain Paleogeography Symposium, 2 p. 159-171.
- Lee, D.L., y Van Loenen, R.E. 1971, Hybrid granitoid rocks of the southern Snake Range, Nevada. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 668. 48 pp.
- Lister, G.S. y Davis, G.A. 1989, The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, U.S.A. Journ. of Structural Geol. Vol. 11 no. 172. pp. 65-94.
- Longoria, J.F., González, M.A., Mendoza, J.J. y Pérez, V.A. 1978, Consideraciones Estructurales en el Cuadrángulo Pitiquito-La Primavera, NW de Sonora. Bol. del Dpto. de Geol. Univ. de Sonora. Vol. 1 No. 1.
- Lucero-Bernal, V. 1992, Geodinámica de los granitos A del Eoceno-Oligoceno de Sonora. Tesis profesional, Dpto. de Geol. Univ. de Sonora, Hermosillo, Son. México. 79p.
- Lynch, D.J. 1981. Ph. D. Thesis, University of Arizona, 250 p.
- Marsh, J. 1982, On the mechanics of igneous diapirism, stoping and zone melting. Am. J. Sci. 282, 808-95.
- Mc Dowell F.W. y Keizer, R.P. 1977, Timing of mid-Tertiary volcanism in the Sierra Madre Occidental between Durango city and Mazatlan, Mexico. Geol.Soc. Amer. Bull. vol. 88, p. 1479-1487.
- ✓ Mc Dowell, F.W., Roldán Quintana, J., Amaya Martínez, R, González Carlos, M. 1995, The Tarahumara Formation- a neglected component of the Laramide magmatic arc in Sonora. GEOS, Unión Geofísica Mexicana, Bol. Epoca II vol. 14 No. 5, pp. 76-77.

- ✓ McDowell F.W. y Claibough, S.E. 1979, Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the tectonic history of western Mexico. *Geol. Soc. Amer. Spec. paper* 180, p. 113-124.
- ✓ McDowell F.W. y Roldán, Q.J. 1993, Geochronology of Mesozoic-Cenozoic magmatism in south-central Sonora: a progress report, in González, C. y Vega, G.L. III simposio de la Geología de Sonora y áreas adyacentes. *Resúmenes*. p.77-81.
- Menicucci, S. 1975, Reconnaissance géologique et minière de la région entre Hermosillo et le Río Yaqui (Sonora central, Mexique). These 3eme. cycle, Grenoble, Francia. 211 p.
- Miller, C.F. 1985, Are strongly peraluminous magmas derived from pelitic sedimentary sources? *Jour. Geol.*, vol 93. p. 673-689.
- Miller, F.C. y Bradfish, J.L. 1980, An inner Cordilleran belt of muscovite bearing plutons. *Geology*, v.8 p. 412-416.
- Miller, E.L., Gans, P.B. y Garing, J. 1983, The Snake Range decollement, an exhumed midTertiary ductile-brittle transition. *Tectonics*, 2. p. 239-263.
- ✓ Miranda G.M, Gómez C.A., 1993, Non-metallic and gold mineralization in mid-Tertiary basins associated to metamorphic core complexes in Sonora, Mexico. in González, C. y Vega, G.L. eds. III Simposio sobre la Geología de Sonora y Areas Adyacentes. *Resúmenes*. p. 85-86.
- Miranda G. M. y De Jong K.A. (1992). The Magdalena mid-Tertiary extensional basin. In *Geology and Mineral Resources of the Sierra Madre Occidental, Mexico*. Guidebook for the 1992 Field Conference. Ed. by Clark K.F., Roldán Q. y Schmidt R.H. pp. 377-384. El Paso Geo. Soc. El Paso Texas.
- Molnar, P. y Chen, W.P. 1982. Seismicity and mountain building. In Hsü K.G. ed. *Mountaing building processes*. pp. 41-57. Academic Press. London.
- Moore, D.G. 1973, Plate-edge deformation and crustal growth, Gulf of California structural province. *Bull. Geol. Soc. Am.* 84, 1883-1906.
- ✓ Morales, M., Bartolini, C., Damon, P. y Shafiqullah, M., 1990, K-Ar dating, stratigraphy and extensional deformation of Sierra Lista Blanca, central Sonora, Mexico: *G. S.A. Abstr. with Progr.* v. 22 no. 7.
- ✓ Münch, P. 1993. Petrologie et géochimie des tufs et des roches volcano-detritiques des bassins miocenes dans la region du Sonora, Mexique. Docteur en Sciences These. Université de Droit, d'Economie et des Sciences d'Aix Mairselle. Francia.
- Myers, S.C. y Beck S.L., 1994, Evidence for a local crustal root beneath the Santa Catalina metamorphic core complex, Arizona. *Geology*, v. 22, p. 223-226.
- Naruk, S.J. y Bykerk-Kauffman, A., 1990, Late Cretaceous and Tertiary Deformation of the Santa Catalina metamorphic core Complex, Arizona. *Arizona Geol. Survey Special paper*, 7.p. 41-50.
- Nourse, J.A. 1989 Geological evolution of two crustal scale shear zones, The Magdalena metamorphic core complex, Ph. D. thesis, 396 p.p., Cal. Inst of Technol., Pasadena.
- Nourse, J.A. 1990, Tectonostratigraphic development and strain history of the Magdalena metamorphic core complex, Northern sonora, Mexico. *Arizona Geol. Survey Special paper*, 7.p. 155-164.
- Nourse, J.A., Anderson, T.H. y Silver, L.T. 1994, Tertiary metamorphic core complexes in Sonora, northwestern Mexico. *Tectonics*, Vol. 13, no. 5 pp. 1161-1182.
- Palafox, J.J., Minjarez, I., Pubellier, M., Rascón, B., 1984. Sobre la presencia de rocas del Paleozoico superior en el área de Arivechi, Sonora, México. *Bol. Dpto. Geol. Universidad de Sonora*. Vol. 1 no. 1, p. 60-62.
- Passchier, C.W. 1986, Mylonites in the continental crust and their role as seismic reflectors. *Geol. Mijinbouw*, no. 65, p. 167-176.

- Passchier, C.W., y Simpson, C. 1986, Porphyroclast systems as kinematic indicators. *J. Struct. Geol.* no. 8, p. 831-843.
- Passchier, C.W., Myers, J.S., y Kroner, A. 1990. *Field Geology of High-Grade Gneiss terrains*. Springer-Verlag, 150 pp.
- ✓ Paz, M.F. 1988. Le champ basaltique quaternaire de Moctezuma, Sonora (Mexique); Volcanologie, pétrographie et géochimie. D.E.A. de Géologie, Univ. Aix-Marseille III, 31 p.
- Peiffer-Rangin, F. 1979, Les zones isopiques du Paleozoïque inférieur du nord-ouest mexicain, témoins du relais entre les Appalaches et la cordillère ouest-américaine: Paris, Academia des Sceances Comptes Rendus, v. 288, ser. D. p. 1517-1519.
- ✓ Pérez-Segura, E. y Cheilletz, A. 1991. Mineralization and Age of the San Francisco gold deposit, northern Sonora, Mexico: *Tec. Progr.* 1991. Soc. Mining, Engr. Ann Mtg. Denver Co.
- Pierce, H.W., Damon, P.E., y Shafiqullah, M., 1979, An Oligocene Colorado Plateau edge in Arizona: *Tectonophysics*, v. 61, p.1-24.
- Platt, J.P. 1983, Progressive refolding in ductile shear zones. *J. Struct. Geology*. No. 5, p. 619-622.
- Poole, F.G. y Madrid, R.J. 1986, Paleozoic rocks in Sonora (Mexico) and their relation to the southwestern continental margin of North America: *Geol. Soc. of America, Abstr. with Progr.* v. 18 no. 6 p. 720-721.
- Poole, F.G. y Madrid, R.J. 1988a, Allochthonous Paleozoic eugeoclinal rocks of the Barita de Sonora mine area, central sonora, Mexico in Rodríguez Torres, R. ed. *El Paleozoico de la Región central del Estado de Sonora: Libro Guía de la Excursión Geol. para el Segundo Simposio sobre la Geol. y Minería del Estado de Sonora*. Inst. de Geol. U.N.A.M. p. 32-41.
- Poole, F.G., y Madrid, R.J. 1988b, Comparison of allochthonous Paleozoic eugeoclinal rocks in the Sonoran, Marathon, and Antler orogens: *Geol. Soc. of America, Abstr. with Progr.* v. 20, no. 7 p. A267.
- Pubellier, M., 1988. Relations entre domaines Cordillerain et Mesogéen au nord du Mexique: étude géologique de la ville de Sahuaripa, Sonora: Thèse, Univ. Paris 6, 219 p.
- Pupin, J.P. 1980, Zircon and Granite petrology. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 73, p. 207-220.
- Radelli, L. 1986, An essay on the southern Basin and Range. *Bol. Dpto. Geol. Univ. de Sonora*. V.3 no. 1 p. 51-146.
- Radelli, L. 1990, La chaîne Nevadienne (Gilienne) et ses déformations crétacées au NW du Mexique (nappes d'origine gondwanienne de Caborca et du Sonora central). *Geol. Alpine*, v. 66, pp. 57-99.
- Radelli, L. y Calmus, T. 1988, Suture et nappes d'âge nevadien sur la bordure sud du Colorado (Colorado, Arizona, U.S.A.; Sonora, Mexique). *Geol. Alpine*, v. 64, p. 105-111.
- Radelli, L., Menicucci, S., Mesnier, H., Araux, E., Calmus, T., Amaya, R., Barrera, M., Domínguez, P., Navarro, M y Soto, C. 1987, Allochthonous Paleozoic bodies of Central Sonora. *Bol. Dpto. Geol. Univ. de Son.* v.4, no. 1 y 2, p. 1-15.
- Radelli, L. Lucero-Bernal V., Castro-Leyva T., 1993, Cenozoic (40 to 4.5 Ma) Igneous belts of NW Mexico (Sonora y Baja California). *Bol. Dpto. de Geol. Univ. de Sonora*. Vol. 10 No. 2.
- Raisz, E. 1964, *Landforms of Mexico*. Morphological map prepared for the geography Branch of the Office of naval research. Cambridge Mass. U.S.A. esc. aprox. 1:3,000,000.
- Ramsay, J.G. 1967, *Folding and fracturing of rocks*. McGraw-Hill, 568 p.
- Ramsay, J.G. 1980, Shear zone geometry: a review. *J. of Struct. Geol.* Vol. 2 p. 83-99.
- ✓ Rangin, C. 1982, Contribution a l'étude du système cordillerain du Nord-ouest du Mexique. These d'Etat, Paris,, Francia. 588 p.

- Rehrig, W.A. 1986, Processes of regional Tertiary extension in the western Cordillera: Insights from the metamorphic core complexes. G.S.A. Special paper 208, p. 97-122.
- Rehrig, W.A., Shafiqullah, M, y Damon P.E., 1980, Geochronology, geology, and listric normal faulting of the Vulture Mountains, Maricopa County, Arizona, in Jenney, J.P. y Stone, C. eds. Studies in western Arizona: Arizona Geol. Soc. Digest, v. 12, p. 89-110.
- Rehrig, W.A., y Reynolds, S.J. 1980, Geologic and geochronologic reconnaissance of a northwest-trending zone of metamorphic core complexes in southern and western Arizona. G.S.A. Memoir 153. p. 131-157.
- Reynolds, W.J., Spencer, J.E., Richard, S.M. y Laubach, S.E. 1986, Mesozoic structures in west-central Arizona, in Beatty, B. y Wilinson, P.A. eds., Frontiers in geology and ore deposits of Arizona and the Southwest: Arizona Geol. Soc. Digest, v. 16, p. 35-51.
- Reynolds, S.J. y Lister, G.S. 1990, Folding of mylonitic zones in Cordilleran metamorphic core complexes: Evidence from near the mylonitic front: *Geology*, v.87, p. 583-589.
- Richard, D., Bonin, B., y Monod O. 1989, Les granites du Sonora (Mexique) et leur contexte géodynamique. C.R. Acad. Sc. Paris, 308, série II. p. 537-543.
- Richard, D., 1991, De la subduction a l'extension intra-continentale: plutonisme et gisements de tungstene de l'état de Sonora (Mexique). Docteur en Sciences, These. Université de Paris-Sud Centre D'Orsay. 745 pp.
- Rodríguez, C. J. 1981. Notas sobre la geología del área de Hermosillo, Sonora. *Revista, Inst. Geol. UNAM*. v. 5 p. 30-36.
- Rodríguez, C.J., Castillo, M. J., Anderson, T.H. 1988.- Características estructurales y estratigráficas de rocas preterciarias entre los ríos San Miguel y Sonora, Sonora norte-central. II simposio sobre la Geología y Minería de sonora. Almazán, V.E. y Fernández A., eds. p. 52
- ✓ Rodríguez, C.J. 1993.- Compressional and metamorphic core complex deformation in central Sonora, Opodepe Region. III Simposio de la Geología de Sonora y áreas adyacentes. Resúmenes. eds. González, C. y Vega, L. pp. 107-108.
- Roldán Q.J. 1979. Geología y Yacimientos minerales del distrito de San Felipe, Sonora. *Rev. 3*, pp 97-115, U.N.A.M, Inst. de Geol.
- Roldán, Q.J. y McDowell, F.W. 1992, The Baucarit Formation in the Río Yaqui area, Municipality of Onavas, Sonora. in Clark, K.F., Roldán Q. J. y Schmidt R.H. eds., Guidebook for the 1992 Field Conference, El Paso Geological Soc. p. 223-228.
- Roldán, Q.J., González, L.C., Amaya, M.R. 1993. Geologic constrains on the northern limit of the Guerrero terrane in northwestern Mexico. in Ortega, G.F, Coney, P.J, Centeno, G.E., Gómez, C.A. eds. First Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference. Inst. de Geol. U.N.A.M. pp. 124-127.
- Schmidt, S.M., Casey M., y Starkey, J. 1981, The microfabric of calcite tectonites from the Helvetic nappes (Swiss Alps). In "Thrust and Nappe Tectonics" K.R. McClay y N.J. Price eds. *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 9, p. 151-158.
- Sengör, A.M.C. y Burke, K. 1978, Relative timing of rifting and volcanism on earth and its tectonic implications: *Geophysical Research Letters*, v.5 p. 419-421.
- ✓ Shafiqullah, M., Damon, P.E., Lynch, D.J., Reynolds, S.J., Rehrig, W.A. y Raymond, R.H. 1980. K-Ar chronology and geologic history of southwestern Arizona and adjacent areas: *Arizona Geol. Soc. Digest*, vol. 12, p. 201-260.
- ✓ Sheridan, M.F., Wilson, R.T., Johnpeper, G. 1979, Geology of the coastal region near Guaymas, Sonora, Mexico. *Bol. Dpto. Geol. Univ. de Sonora*. Vol. 2 No. 1, p. 1-15.
- Sibson, R.H., 1977, Fault rocks and fault mechanisms, *J. Geol. Soc. London*, 133, pp. 191-213.



- Sibson, R.H. 1983, Continental fault structure and the shallow earthquake source. *J. Geol. Soc. London*, 140, pp. 741-769.
- Silver, L.T. 1978, Precambrian formations history in Cochise County, southeastern Arizona. in Callender, J.F., Wilt, J.C. y Clemons, R.E. eds. *Land of Cochise: New Mexico Geol. Soc. 29th. Field conference Guidebook*, . 157-163.
- Silver, L.T., y Chappell, B.W. 1988, The Peninsular Ranges Batholith: an insight into the evolution of the Cordilleran batholiths of southwestern North America. *Trans. Royal Soc. Edinburgh Earth Sci.* Vol. 79, p. 195-121.
- Sosson, M. 1990. Le passage des cordilleres nord-americaïnes aux sierras madres mexicaines, sud de l'Arizona (Etat-Unis) et nord du Sonora (Mexique), Ph. D. Thesis, Université de Nice-Sophia Antipolis, 397 pp.
- Sosson, M. y Calmus, T., 1990, Early-Late Cretaceous overthrusting in northern Sonora (Mexico) responsible for a large displacement of the Nevadian belt. In *Tectonics of Circum-Pacific Continental margins*, Aubouin and Bourgois, eds. p. 37-50.
- Sosson, M., Calmus, T., Tardy, M. y Blanchet, R. 1990, Nouvelles données sur le front tectonique cénozoïque dans le nord de l'Etat de Sonora (Mexique). *C.R.Acad. Sci. Paris*, t. 310, Série II, p. 417-423.
- Sosa, L.P., y Ochoa, G.J. 1993, Geología y Estratigrafía de la sierra de Agua Verde con énfasis en el Paleozoico. Tesis de licenciatura, Dpto. de Geología, Universidad de Sonora.
- Spencer, J.E. 1984, Role of tectonic denudation in warping and uplift of low-angle normal faults. *Geology*, v. 12 p. 95-98.
- Spencer, J.E. y Reynolds, S.J. 1986, Some aspects of the Middle Tertiary tectonics of Arizona and southeastern California, *Arizona Geol. Soc. Digest*, v. 16, p. 102-107.
- Spencer J.E y Reynolds, S.J. 1989. Middle Tertiary tectonics of Arizona and Adjacent areas. in Jenney, J.P. y Reynolds, S.J. *Geologic evolution of Arizona*, *Arizona Geol. Soc. Digest* 17 p. 1-16.
- Stewart, J.H. 1971, Basin and Range structure: A system of horsts and grabens produced by deep-seated extension: *Geol. Soc. of Am. Bull.*, v. 82, p 1019-1044.
- Stewart, J.H. 1980. Regional tilt patterns of late Cenozoic basin and Range fault blocks, western United States: *Geol. Soc. of Am. Bull.* v. 91 p. 460-464.
- Stewart, J.H., McMenamin, M.A. y Morales R.J. 1984, Upper Proterozoic and Cambrian rocks in the Caborca region, Sonora, Mexico. physical stratigraphy, biostratigraphy, paleocurrent studies, and regional relations: *U.S. Geol. Survey Prof. Paper* 1309, 36 p.
- Stewart, J.H. y Roldán, Q. J. 1986, Upper Triassic rift basins in northern Mexico: new information from the Barranca Group. *Geol. Soc. of America Abstr. with Progr.* v. 18, p. 74.
- Stewart, J.H., Ketner, K.B. y Amaya M.R., 1988. Preliminary studies of Cambrian and Ordovician rocks near Sierra de Lopez, Sonora, Mexico, in Rodríguez, T.R. ed. *El Paleozoico de la región central del Edo. de Sonora: Libro guía de la Excursión Geol. para el II simposio sobre la Geol. y Minería del Edo. de Sonora*, Inst. de Geol. U.N.A.M. p 9-18.
- Stewart, J.H., Poole, F.G., Ketner, K.B., Madrid, R.J. Roldán, Q.J., Amaya-Martínez, R. 1990. Tectonics and Stratigraphy of the Paleozoic and Triassic southern margin of North America, Sonora, Mexico. *Arizona Geol. Survey special paper* 7. p.183-202.
- Stewart, J.H. y Roldán, Q.J. 1990, Upper Triassic Barranca Group -nomarine and shallow-marine rift-basin deposits of northern Mexico, in C.Jaquez y E. Pérez, eds. *Studies in Sonora Geology*, *Geol. Soc. Am. Special Paper* no. 254, p. 138-154.
- Stewart, J.H. y Amaya, M.R. 1993, Stratigraphy and structure of Sierra Santa Teresa near Hermosillo, Sonora, Mexico: a preliminary appraisal. en González, C y Vega, G.L, eds. *III Simposio de la Geología de Sonora y Areas Adyacentes. Resúmenes*. p.118-119.

- Stewart, J.H. y Roldán, Q. J. 1993. Regional late cenozoic extensional tilt patterns in Sonora, Mexico. in: 3er. Simposio de la Geología de Sonora y Areas Adyacentes (González C. y Vega, G.L. eds.). Hermosillo, Sonora, México.
- Swanson, E.R., Keiser, R.P., Lyons, J.I. y Claubach S.E., 1978. Tertiary volcanism and caldera development near Durango City, Sierra Madre Occidental, Mexico. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 89, p. 1000-1012.
- Swift, P.N. 1987. Early Proterozoic turbidite deposition and melange deformation, southeastern Arizona: unpub. Ph.D. thesis, University of Arizona, Tucson, 134 p.
- Vega, G.R. y Araux, S.E. 1987, Estratigrafía del Paleozoico en el área del Rancho Las Norias, Sonora central. *Bol. Dpto. de Geol. Univ. de Sonora. Segunda Epoca vol. 4 no. 1 y 2.*
- Vega, G.R., y Araux, S.E. 1985, Estudio geológico de la Sierra de la Campanería y sus Yacimientos minerales. *Bol. Dpto. de Geol. de la Univ. de Sonora. Vol. 2 no. 1 y 2.*
- Vega, G.R., Pérez, S.F., Chaparro, M.M., 1991, Overthrusting sheets with imbricated fault systems in Central Sonora, Mexico. *G.S.A. Cordilleran Section. San Diego. Abst. with Progr. Vol. 23 no. 5.*
- Vega, G.R., Pérez, S.F., Chaparro, M.M. 1991. Mantos de corrimiento y cabalgaduras imbricadas en Sonora central. *Bol. Dpto. de Geol. Universidad de Sonora. v.8, no. 2, p. 37-46.*
- Volborth, A. 1973, Geology of the granite complex of the El dorado, Newberry, and northern Dead Mountains, Clark County, Nevada. *Nevada Bureau of Mines and Geology Bull. Vol. 80, 40 p.*
- Wernicke, B., 1981, Low-angle normal faults in the Basin and Range province: Nappe tectonics in an extended orogen: *Nature*, v. 291, p. 645-648.
- Wernicke, B., 1985, Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere: *Canadian Journal of Earth Sciences*, V. 22 p. 645-648.
- Wernicke, B., Walker, J.D., y Beaufait, M.S., 1985, Structural discordance between Neogene detachments and frontal Sevier thrusts, central Mormon Mountains, southern Nevada: *Tectonics*, v. 4 p. 213-246.
- Wernicke, B., y Axen, G.J. 1988, On the role of isostasy in the evolution of normal fault systems: *Geology*, v. 16, p. 848-851.
- White, A.J., Clemens, J.d., Holloway, J.R., Silver, L.T. Chappell, B.W. y Wall, V.J. 1986, S-type granites and their probable absence in southwestern North America. *Geology*, vol. 14, p. 115-118.
- Williams H., Turner, F.J., Gilbert, Ch.M., 1983, *Petrografía. C.E.C.S.A. 430 pp.*
- Williams, P.F., Goodwin, L.B. y Ralser S. 1991. Ductile Deformation Processes (Chapter 1) in *Continental Deformation*, ed. Paul L. Hancock. Pergamon Press. p. 1-27.
- Wilson, I.F. y Rocha, V.S., 1946, Los yacimientos de carbón de la región de Santa Clara, Municipio de San Javier, Estado de Sonora: Comité Directivo para la Investigación de Recursos Minerales, *Bol. 49, 108 p.*
- Wust, S.L. 1986, Regional correlation of extension directions in Cordillera metamorphic core complexes: *Geology*, v. 14, p. 712-714.
- Zoback, M. L., Anderson, R.E. y Thompson, G.A. 1981, Cenozoic evolution of the state of stress and style of tectonism of the Basin and Range province of the western United States: *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, series A*, v. 300, p. 189-216.