

cos del Cretácico Superior. También durante este periodo se tiene el emplazamiento de plutonismo hipabisal migrando de oeste a este. Todos estos eventos compresivos y magmáticos constituyen la fase Laramide de Sonora.

Los cambios en la composición de las rocas magmáticas desde el Paleoceno hasta el Mioceno inferior, están relacionados a la velocidad de subducción y al ángulo de inclinación de la placa Farallón que se subduce bajo la placa Norteamericana. Posteriormente a esta fase, la extrusión de rocas volcánicas basálticas, nos indican ya la existencia de una fase distensiva, denominada "Basin and Range" constituida por grandes fallas normales con rumbo NNW-SSE las cuales dan lugar a los potentes sedimentos "molásicos" pliocuaternarios depositados en los "grabens" producto de esta fase.

IV.- GEOLOGIA DE LA SIERRA LA CAMPANERIA.

En la Sierra La Campanería y sus alrededores afloran grandes paquetes de rocas sedimentarias, las cuales en su mayor parte han sufrido los efectos de un metamorfismo térmico a escala regional, producido por rocas plutónicas graníticas.

Estas secuencias se han dividido en formaciones informales. Dicha división se ha hecho en base a la litología, diferenciándose cuatro formaciones sedimentarias: las tres primeras asignadas al Paleozoico y la última, al límite entre el Paleozoico y Mesozoico. Una unidad volcánica de probable edad Cretácico inferior; dos unidades volcánicas y vulcanosedimentarias del Terciario inferior-medio y por último una unidad constituida por rocas conglomeráticas del Terciario medio.

1) Rocas Sedimentarias.

a) Formación Las Tierras.

Ocurrencia. Esta secuencia está constituida predominantemente por mármoles con algunos niveles silíceos y pelíticos. Su distribución en el área es muy amplia, forma extensas mesetas y altos crestones. Gran parte de la secuencia puede observarse en la Sierra El Batamote, donde su amplitud de W a E sobrepasa la decena de kilómetros, manteniendo un espesor más o menos constante. El espesor medido en esta sierra es de 990 m. Aflora también a lo largo del camino al rancho Las Tierras hasta la mina La Norteña; en esta zona se encuentra la parte media superior de la secuencia. Así mismo, aflora en los cerros El Peyote, El Chiquelito, Las Chivas, Las Agujitas y La Aguja.

Intemperismo kárstico es visible en las partes carbonatadas de la unidad.

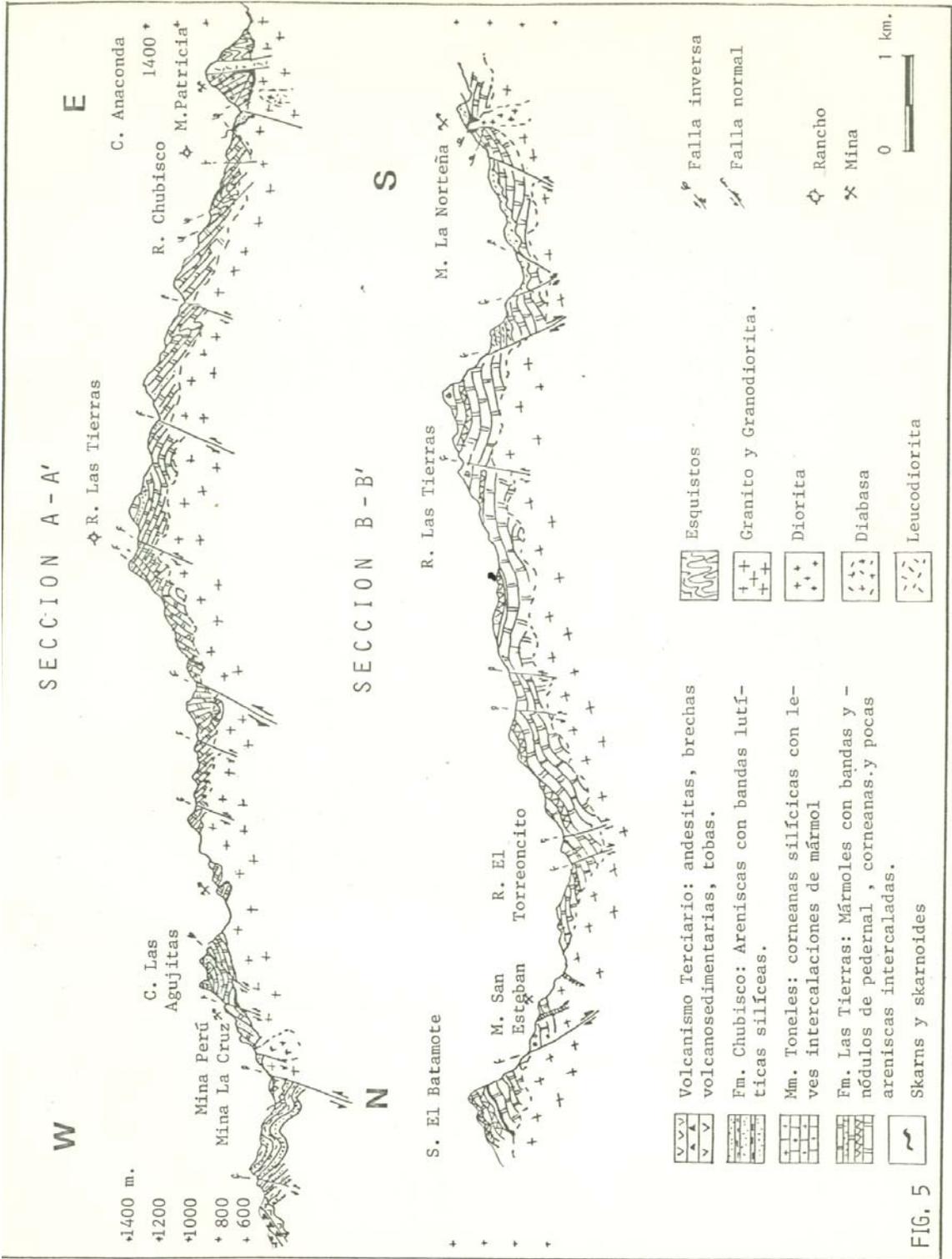


FIG. 5

Litología, espesores y relaciones estratigráficas. En su parte inferior, consiste de aproximadamente 700 m. de un mármol masivo con niveles arenosos, de color gris claro a oscuro (vetillas milimétricas de calcita y sílice con pirita oxidada, lo cortan en todas direcciones).

Después de este depósito netamente carbonatado existe un cambio gradual a niveles más silíceos y pelíticos. Comienza con bandas estratiformes de pedernal blanco de hasta 30 cm. cuyo espaciamiento disminuye de 20 m. a 2 m. hacia la cima (Foto 2). Es seguido por un mármol gris claro con bandas centimétricas de pedernal negro, mármoles con bandas calcosilicatadas de hasta 25 cm. de espesor, una nueva capa de mármol gris claro masivo con nódulos de pedernal blanco y negro dentro de los cuales han logrado preservarse fósiles a pesar de la recristalización de la caliza que los contiene. Una cuarcita blanca de 10 m. de espesor sobreyace estos mármoles. Esta segunda zona tiene un espesor de 510 m.

El contacto inferior no se observa, ya que se encuentra intrusionado por cuerpos graníticos, como se ve en el semigraben del río Yaqui, en los alrededores del Torreoncito y en la porción NE del área. Espesor total 1210 m. aprox.

En el semigraben la erosión ha sido muy intensa, desgastando la secuencia carbonatada y dejando algunos bloques aislados como remanentes de techo. El contacto es sumamente irregular mostrando en parte asimilación de la unidad y en otras formación de skarn a lo largo del mismo.

El contacto superior está marcado por una conglomerado con matriz arenosa y clastos de caliza, que se observa en la carretera a Bacanora y en los alrededores del rancho Chubisco. Aunque también esta unidad está en contacto estructural con la Fm. Chubisco por fallamiento inverso de bajo ángulo en la Mina La Norteña (Ver fig. 16 A). También se encuentra sobreyacido en discordancia angular por derrames volcánicos de composición intermedia atribuidos al Cretácico. lo cual puede observarse en el C. El Chiquelito, en el camino a Bacanora cerca del Torreoncito y en el camino que desciende del rancho Las Tierras al arroyo Murrieta. Por último está en contacto estructural por medio de la falla Novillo con rocas volcánicas y conglomeráticas.

Petrografía y Petrogénesis. Los mármoles de esta secuencia están constituidos principalmente de calcita (Tabla 1). En la lámina No. 10 se puede apreciar que los cristales de calcita presentan maclas ondulantes que evidencian una deformación posterior a la recristalización. Presenta como minerales accesorios hornblenda, escapolita, diópsida, granate; algunos de ellos formados por difusión iónica a partir de impurezas existentes en las calizas otros son introducidos metasomáticamente como es el caso de la escapolita.

Los nódulos y bandas de pedernal están formados por sílice exclusivamente que se halla recristalizado, en ocasiones estructuras fosilíferas son visibles.

La parte inferior de la unidad contiene un porcentaje muy reducido de cuarzo detrítico que se incrementa hacia la parte superior. En la lámina No. 9 se observa un mármol de granate en contacto con un mármol arenoso, el primero se ha formado a partir de una caliza con arcillas como impurezas y el segundo de una caliza arenosa. El tamaño y redondez de las partículas de cuarzo indican transporte importante, aunque el mayor porcentaje indica que las condiciones de depósito van cambiando paulatinamente de netamente calcáreas a detríticas por lo que los minerales de metamorfismo son distintos en una y otra parte.

Las bandas calcosilicatadas son quizás producidas por metamorfismo térmico de bandas pelíticas, ya que están constituidas por minerales donde predominan el Ca, Fe y Mg como idocrasa y diópsida (lámina No. 46). Esta banda se encuentra intercalada en un mármol de diópsida con un leve porcentaje de cuarzo, así la roca original se deduce como una caliza con horizontes arcillosos finos.

Todas estas rocas han sufrido un metamorfismo térmico de grado bajo-medio con facies de hornfels de hornblenda, presentan además hidrotermalismo representado por cloritización, sericitización y por vetillas de cuarzo y calcita.

Durante el Paleozoico mares someros cubrieron grandes extensiones continentales, así se depositaron las calizas masivas de la parte inferior de la Fm. Las Tierras. En la parte superior de la secuencia, el mayor aporte silicoclástico afecta la depositación de carbonatos inhibiendo la formación de calizas, permitiendo el depósito de sedimentos más silíceos y pelíticos, que al metamorfizarse dan lugar a las distintas corneanas comunes en la parte superior de la unidad. Los conjuntos de fósiles encontrados como briozoarios, equinodermos, son constituyentes principales de plataformas carbonatadas bioclásticas primordialmente en el Paleozoico y Mesozoico (Tucker, 1981) y otros como los corales, indican condiciones de poca profundidad y salinidad.

En cuanto al depósito de nódulos de pedernal, se reconoce que se han formado durante la diagénesis en forma de concreciones que crecen alrededor de un centro de atracción (tal es el caso de los fósiles de esta unidad) del interior al exterior. También la diagénesis produce las bandas de pedernal al separar los sedimentos calcáreos y silíceos que comúnmente provienen del lavado de un traspaís sometido a la alteración. Algunos autores consideran que los tipos de microorganismos son determinantes en la depositación de carbonatos o sílice.

Fósiles, Edad y Correlación. Debido al metamorfismo al que fué sujeto esta uni-

dad, muy pocos fósiles pudieron preservarse, principalmente algunos contenidos en los nódulos de pedernal, los cuales se hallan silicificados. Estratigráficamente se encuentran en la parte media y superior de la formación. En las cercanías del rancho Las Tierras se encontraron briozoarios (*Fenestrella* ?), - crinoideos y pelecípodos mal preservados. Al pie del C. Las Agujitas en su flanco occidental, se hallaron celenterados (tetracorales ?) silicificados, localizados en pequeñas lomas remanentes de erosión sobre el granito, por lo que su posición estratigráfica es incierta (foto 1)

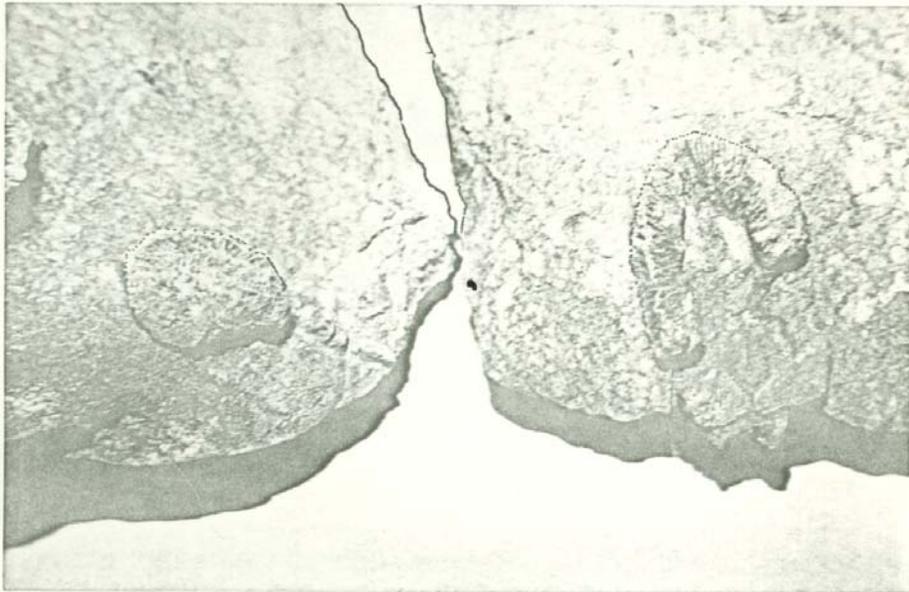


Foto 1.- Corales silicificados en un mármol gris perteneciente a la Fm. Las Tierras (C. las Agujitas).

En el flanco sur del mismo cerro se observan estructuras muy similares a fusulínidos, pero el grado de recristalización y deformación de estas rocas, impiden su identificación.

La asociación de crinoideos, briozoarios es muy común en rocas missisipícas y pensilvánicas. Este conjunto es constituyente de las plataformas bioclásticas.

Los fósiles de esta unidad debido a su grado de recristalización, no pudieron ser clasificados por lo que no se pudo precisar su rango de vida. Sin embargo, debido al carácter litológico y contenido faunístico, esta formación puede correlacionarse con formaciones asignadas al Carbonífero. Su límite in-

ferior puede extenderse quizás más allá (en el Paleozoico inferior), pero su límite superior debe ser más antiguo para permitir la depositación de las dos siguientes unidades que subyacen a rocas datadas del Pérmico inferior.

Esta formación representa sedimentos de plataforma muy comunes en Sonora central y norte. En la parte central se conocen numerosos sitios de afloramientos cuyo litología y fauna son similares (Menicucci, 1975; Noll, 1981). Puede correlacionarse con la Fm. Picacho Colorado (Noll, 1981) descrita en la Sierra de Cobachi, Son.; se relaciona también con la Fm. Represo (Weller, -- 1948; Alvarez, 1949) en las cercanías de Caborca. Con la Fm. Escabrosa y Horquilla del Mississípico y Pensilvánico respectivamente, descritas en la parte NE del estado, y con parte de la Fm. El Tigre definida por Imlay (1939) y Alvarez (1949) también en esa zona y que según los autores puede extenderse en las regiones de Cananea, Bavispe, Nacozari y Moctezuma.

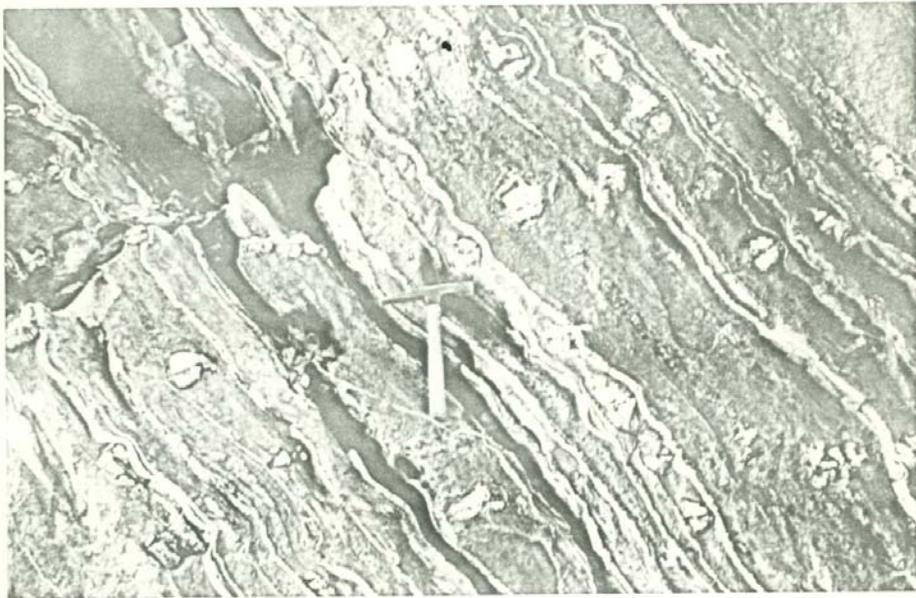


Foto 2.- Mármoles con intercalaciones finas de bandas calcosilicadas (gra-dio-epi) y nódulos de pedernal blanco. Fm. - Las Tierras (Cerro Peyote).

TABLA I
FORMACION LAS TIERRAS

Línea	No. 6	No. 9	No. 10	No. 46	No. 73
Mineral.	68 % Calcita 2 % Cuarzo 10 % Diópsida Escapolita 20 %	70 % Calcita - Cuarzo 7 % Diópsida 15 % Granate Epidota 7 %	90 % Calcita 5 % Cuarzo	80 % Calcita 5 % Cuarzo 7 % Diópsida 2 % Idocrasa 2 % Ortoclasa 7 %	53 % Calcita 40 % Escapolita
Accesorios.	Minerales opacos 1 %	Min. opacos 1 % Plagioclasa - Feids. potás.- 5 % 3 %	Hornblenda 3 % Cordierita 2 %	Min. opacos 1 %	Minerales opacos 5 % Esfena 2 %
Secundarios.	Cuarzo Calcita Sericitita	Cuarzo Calcita Arcillas Penina	Cuarzo Clorita	Cuarzo Penina	Sericita
Alteración	Silicificación Sericitización	Silicificación Cloritización	Silicificación Cloritización	Silicificación Cloritización	Sericitización Oxidación
Textura	Porfidoblástica	Porfidoblástica	Granoblástica	Poligonal	Porfidoblástica
Nombre	Mármol de escapolita	Mármol de granate/ Diópsida	Mármol de hornblenda	Mármol / Banda calcosilicada.	Mármol de escapolita
Grado metamórfico	Bajo. Facies: H. de hornblenda.	Bajo. Facies: H. de hornblenda.	Bajo. Facies: H. de hornblenda.	Bajo. Facies: H. de hornblenda.	Bajo. Facies: H. de hornblenda.
Parágnesis	Calcita + Diópsida + escapolita + cuarzo	Gros+dióps+ calc. Dióps+Feid.K + czo + calc.	Cordierita + hornblenda + calcita	Calc+Czo. Ort+dióps+calc+czo.	Calcita + escapolita
Observaciones	Estructuras de compresión: maclado de calcita deformado	Estructuras de compresión: calcita con maclado deformado.	Estructuras de compresión: calcita con maclado deformado.	Idocrasa por difusión, a partir de los elementos proveedores de las arcillas.	

b) Formación Chubisco.

Ocurrencia. Está constituida básicamente por alternancia de areniscas claras y lutitas negras con escasos y delgados espesores de mármol. Toda la secuencia se halla metamorfozada. Se localiza sobre la carretera a Bacanora, dos kilómetros antes del rancho El Torreoncito, en los alrededores de la mina La Norteña al N y E del rancho Las Trincheras y al S y W del rancho Chubisco.

Generalmente ocurre como cerros y lomas de poca elevación con suave pendiente, las areniscas se encuentran muy erosionadas, fracturadas y cubiertas por suelo de color rojizo provisto de extensa vegetación que enmascara su presencia, por lo que su continuidad y sus contactos no son muy marcados.

Presenta escarpes, producto de fallamiento donde se puede apreciar las rocas sin alteración.

Litología, espesores y relaciones estratigráficas. La secuencia comienza con una cuarcita blanca seguida por una brecha (5 m.) con clastos de caliza después areniscas de color gris de grano fino, intemperizan a anaranjado con fósiles al parecer retrabajados, en ocasiones con clastos de caliza; alternancia métrica de areniscas blancas a grises con lutitas negras silíceas de estratificación fina; metaconglomerado de color blanco con clastos de cuarzoarenita, lutita silícea negra de aproximadamente 20 m. de espesor y por último una arenisca de cuarzo blanca que intemperiza a anaranjado debido a la oxidación de sus minerales de hierro, con algunas intercalaciones menores de lutita silícea negra con un espesor de 150 m. (foto 3)

El espesor medido en la sección C-C' es de 485 m. En los alrededores de la mina La Norteña, del rancho las Trincheras así como en la carretera, se observan intercalaciones métricas de mármol gris dentro de esta secuencia.

El contacto inferior está marcado por una brecha erosional que contiene clastos de caliza con fósiles. En la mina La Norteña el contacto es estructural por medio de fallamiento inverso de bajo ángulo presentando cabalgamiento a pequeña escala (fig. 13 y 16 A).

En la carretera a Bacanora como en los alrededores del rancho Chubisco se halla intrusionada por rocas graníticas.

También se encuentra en contacto con el granito por medio de fallamiento normal, en los alrededores del rancho Las Trincheras.

La parte superior de esta formación se ha diferenciado como miembro tonales e indica un cambio transicional.



Foto 3.- Areniscas con intercalaciones de lutitas silíceas negras con estratificación fina (Fm. Chubisco). Pueden observarse pliegues recostados con vergencia al NE, además de fallas normales (carretera a Bacanora) tomada al Sur.

Petrografía y Petrogénesis. Dos láminas cercanas a la base de la secuencia (SX-2C y SX-2B) muestran que se trata respectivamente, de una corneana de wollastonita y de una cuarcita de wollastonita. En la corneana se aprecia todavía la existencia de calcita y cuarzo de la roca original, además de granate como mineral metamórfico, lo cual indica una facies metamórfica de hornfels de hornblenda de grado medio. A pesar del metamorfismo, se conservan estructuras sedimentarias que semejan corales coloniales de 4 mm. de diámetro (SX-2C).

La cuarcita presenta granos de cuarzo finos a muy finos con cristales fibrosos de wollastonita bien desarrollados, la composición mineralógica sugiere que la roca original era una arenisca calcárea o una calcarenita, el cementante calcáreo es autógeno. La madurez textural refleja el transporte importante requerido para el redondeamiento de los detritos, o un continuo retrabajamiento. El metamorfismo de contacto produjo la reacción siguiente:

$$\text{CaCO}_3 + \text{SiO}_2 \rightleftharpoons \text{CaSiO}_3 + \text{CO}_2$$
 que se lleva a cabo de 400 a 900 °C según la fugacidad de CO_2 (Winckler, 1978), sin introducción de elementos.

En las rocas lutíticas se realizaron dos láminas. La No. 5 está compuesta por fragmentos angulosos de limolita-arenisca muy fina, mostrando cizalla--

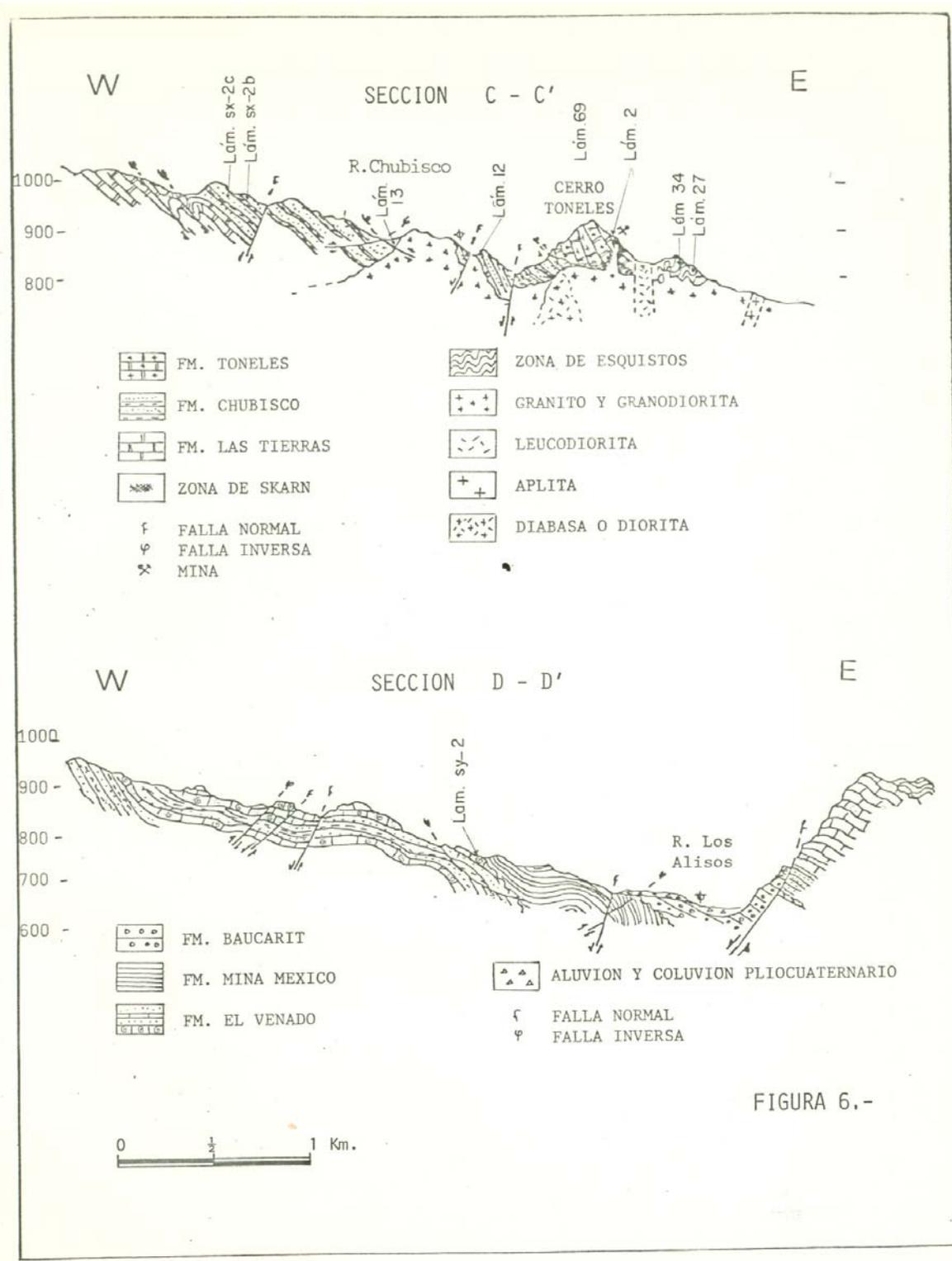


FIGURA 6.-

miento en los contactos. Está constituida principalmente por granos de cuarzo recristalizado y material orgánico, en cantidad reducida muscovita y pirita oxidándose (Foto 4).



Foto 4.- Microfotografía de una argilita silícea carbonosa de la Fm. Chubisco (lám. No. 5). En negro materia carbonosa en blanco cuarzo recristalizado. Se observan estructuras esféricas posiblemente microfósiles (alrededores de la mina La Norteña).

En la lámina No. 12 se observa una mayor homogeneidad, está formada por arcillas, cuarzo y circón, el tamaño de grano es muy fino por lo que corresponde a una lutita-limolita. El metamorfismo en esta roca está presente como una leve recristalización, mientras que en la No. 5 ésta es más marcada.

Un conglomerado formado por fragmentos de cuarcita redondeados se observa en la lám. No. 13. En ella, los cristales de cuarzo tienen extinción ondulante existen también cristales de feldespato potásico un poco alterados, imbuidos en una matriz compuesta por calcita y cuarzo microcristalino. Como producto de alteración tiene clorita fibrosa y radial creciendo en las vetillas de cuarzo que atraviesan la roca y sericita alterando los feldespatos. Este tipo de roca se produjo por metamorfismo de contacto de un conglomerado "intraformacional" y un intrusivo granodiorítico.

El contenido detrítico de la formación aumenta gradualmente de areniscas calcáreas en la base, a areniscas más puras en la cima. La presencia de cora-

les y crinoideos indica que se trata de un ambiente marino estable de mares so meros y cálidos. El retrabajamiento de las partículas señala una depositación lenta. La intercalación de lutitas negras indica cambios periódicos en la depositación, ya que estas corresponden a niveles de menor energía, el color negro de éstas, se debe a la materia orgánica diseminada, cuya acumulación es fa vorecida por circulación de aguas restringidas y deficientes en oxígeno, lo -- que favorece también la formación de pirita diagenética existente en las argi- litas negras y común en los niveles arenosos. El conglomerado indica posible- mente un período leve de erosión ya que no marca un cambio brusco en las -- condiciones de depósito.

Fósiles, Edad y Correlación. Se encuentran solamente crinoides en frag- mentos de calizas cerca de la base de la unidad. Algunas impresiones de cri- noideos y corales en su parte media. Ninguno de los especímenes recolectados es específico por lo que la datación de esta unidad es incierta. Sin embargo, por su posición estratigráfica es atribuida al Pensilvánico superior-Pérmico - inferior, por sobreyacer a la Fm. Las Tierras considerada por correlación como carbonífera y subyacer a la Fm. El Venado datada del Pérmico inferior.

Se correlaciona en parte con el miembro Arenisca Los Alisitos definida - por Hewett (1978) en la Sierra El Encinal. Otros afloramientos de rocas simi- lares a las de esta unidad tanto por su litología como por su posición estrati- gráfica son descritas por Menicucci et al (1982), en varias localidades de So- nora central, las cuáles pueden ser correlacionables al menos en parte: Las -- montañas Copete (Dto. Cerro de Oro, Rayón), Sierra de López (Mina La Verde), - Cerro Pelón (La Colorada). Córdoba y Montijo (1981) describen una unidad de a reniscas a la cual denominan Capas Silíceas que al parecer sobreyacen discor-- dantemente a la Caliza Picacho Colorado del Carbonífero.

En el NW del estado puede correlacionarse con la parte inferior de la Fm Los Monos (Keller, 1928; Cooper y Arellano, 1946) que consiste de 300 a 400 m. de areniscas y lutitas que subyacen a calizas datadas del Pérmico inferior (Leonardiano).

En las formaciones descritas en el NE de Sonora, en el período compendi- do del Pensilvánico medio al Pérmico medio, no se encuentran secuencias simila- res a la Fm. Chubisco, sino que predominan calizas marinas de plataforma según diversos autores.

TABLA 2

FORMACION CHUBISCO

	No. 5	No. 12	No. 13	SX-2C
Lámina mineral	Cuarzo 70-80 % Materia Carbonosa 20-30 %	Arcillas 96 % Cuarzo 3 %	Fragmentos de roca 60 % Cuarzo 20 % Calcita 18 % Ortoclasea 2 %	Wollastonita 75 % Cuarzo 10 % Granate 7 % Calcita 3-5 %
Accesorios	Muscovita 1 % Pirita	Circón 1 %		Minerales opacos 2 %
Secundarios		Cuarzo en vetillas y rellenando huecos. Calcita, en vetillas Minerales opacos	Cuarzo en vetillas Clorita en vetillas	Calcita en vetillas
Alteración	Oxidación	Silicificación	Cloritización Silicificación	Oxidación
Textura	Brecha argilácea*(carbonosa)	Argilita carbonosa *	Metaconglomerado.	Porfidoblástica Corneana de Wollastonita
Estado metamórfico	Muy bajo (leve recrystalización)	Muy bajo (leve recrystalización)	Muy bajo (leve recrystalización)	Bajo - medio
Observaciones	Materia carbonosa en los intersticios. Fragmentación posiblemente Tectónica. * El término argilita se refiere a una roca de arcilla al igual que la lutita, pero aquella se refiere a una roca firmemente endurecida y con	Materia carbonosa que le da color oscuro a la roca, formada por vetillas de sílice con minerales opacos y por vetillas de calcita.	Clastos redondeados, indicando un buen transporte, son de areniscas de cuarzo.	Tienen estructuras sedimentarias delimitadas por material orgánico, semejan corales.

b.1) Miembro Toneles.

Esta unidad se asigna como miembro de la Fm. Chubisco, debido a que presenta un cambio litológico tanto con la parte inferior de la formación mencionada, como con la Fm. El Venado que la sobreyace. Al parecer es sólo una secuencia - de transición entre ambas.

Ocurrencia. Esta secuencia presenta alternancia de corneanas calcosilicatadas con pocos espesores de mármoles. Aflora principalmente en los cerros - la Anaconda y Los Toneles, así como al E de la mina la Norteña (?) (Ver fig. 6 sección C-C').

Forma relieves escarpados ya que las corneanas que la constituyen son relativamente resistentes a la erosión.

Litología, relaciones estratigráficas y espesores. Está constituida de la base a la cima por un mármol gris con laminaciones que intemperiza a rojo, - mármol arenoso con zonas menores de un metro, de brechas compuestas por clastos de sílice de 2 cm. promedio, corneana de color verde claro con bandas sobresalientes producidas por erosión diferencial, corneanas de granate con pirita diseminada. Tiene aproximadamente 400 m. de espesor de los cuales sólo 50 m. son de mármoles masivos.

La relación de este miembro con la parte inferior de la unidad es transicional y se observa en el flanco occidental del C. los Toneles.

El contacto superior no se observa, dado que el miembro está intrusionado por el granito.

Petrografía y Petrogénesis. La mineralogía de las corneanas de esta unidad se puede apreciar en la lámina No. 2, la cual muestra cristales de wollastonita bien desarrollados, calcita en grandes cristales y en ocasiones rellenando huecos, granate automorfo, con inclusiones de wollastonita, epidota microgranular entre los cristales de wollastonita, cuarzo en cristales pequeños imbuidos en la calcita, escasos cristales subhedrales de diópsida. La textura es -- granoblástica, no presenta alteración y por su paragénesis gro-dio-calc-czo o - gro-dio-woll define la facies de hornfels de hornblenda para rocas con un grado medio de metamorfismo.

Los niveles más finos de la unidad los forman cuarcitas de grano fino, una muestra de ellas es la lám. No. 69, formada por granos de cuarzo recristalizado, diópsida un poco alterada a arcillas, alrededor de minerales opacos lo mismo - que la idocrasa y el granate el cual se está alterando a penina. La idocrasa - presenta alteración a calcita. La roca tiene una textura porfidoblástica, los minerales mayores de diópsida e idocrasa en una matriz granoblástica de cuarzo.

La roca original podría corresponder a una arenisca de grano fino con impurezas arcillosas que contienen Ca, Al y Mg. Mientras que la roca original de la lámina No. 2 podría haber sido una roca calcárea con alto porcentaje de cuarzo y con pocas impurezas conteniendo Al y Fe.

El ambiente de depósito es similar al de la formación anterior, salvo por un mayor aporte arcilloso que proporciona los elementos como Al, Mg, Fe... que permiten la formación de los minerales calcosilicatados que caracterizan la secuencia, también aumenta el porcentaje de carbonato, pero son raros los niveles calcáreos puros. Por otra parte, se observa un importante metasomatismo en la zona del contacto con el granito a través de capas selectivas, representado por acumulación de granate rojo oscuro en cristales de hasta 3 cm. de diámetro y en ocasiones con scheelita diseminada.

Fósiles, Edad y Correlación. Los espesores carbonatados en esta unidad son muy reducidos y se hallan fuertemente recristalizados, y no se encontró en ellos ningún rastro fósil, sucediendo lo mismo en las corneanas. Así la edad sólo puede fijarse en base a sus relaciones estratigráficas, con la formación Chubisco a la cual sobreyace, considerándose como Pérmica inferior. La relación que guarda esta unidad con la formación El Venado no es conocida con certeza.

Se correlaciona con el miembro La Cueva descrita por Hewett e Himanga (1978) Es similar litológica y estratigráficamente a la parte superior del Miembro 3 (Capas silíceas) propuesta por Córdoba y Montijo (1983) al sur de la Sierra de Cobachi.

c) Formación El Venado.

Ocurrencia. Esta unidad está conformada por alternancias decamétricas de areniscas, lutitas y mármoles. Se localiza en la parte SE del área de estudio, al sur del arroyo los Tubos y al W del camino Bacanora-Tónichi. Tiene un rumbo general al NW y aflora en lomas abruptas separadas por arroyos más o menos paralelos que siguen un rumbo W-E.

La erosión en estas rocas es aún incipiente, probablemente debido a que esta zona corresponde al bloque hundido de la falla normal llamada por Hewett (1978) como falla Jiropa y a lo largo de la cual transcurre el arroyo El Venado también debe tomarse en cuenta la dureza proporcionada a estas rocas por el metamorfismo.

Litología, relaciones estratigráficas y espesores. La secuencia comienza con una arenisca de cuarzo blanco de grano medio que intemperiza a anaranja-

TABLA 3

MIEMBRO TONELES

Lámina	No. 2	No. 69		
Mineral.	Wollastonita Calcita Granate Epidota Cuarzo	60 % 10 % 8 % 7 % 7 %	Cuarzo Diópsida Idocrasa	75 % 15 % 5 %
Acceso- rios	Diópsida	2 %	Granate Minerales opacos	1 %
Secunda- rios	Calcita relleno huecos		Calcita Penina Cuarzo relleno	
Altera- ción			Cloritización Silicificación	
Textura	Granoblástica		Porfidoblástica	
Grado Metamór- fico.	Bajo		Bajo	
Nombre	Corneana de Wollastonita		Cuarcita de Diópsida	
Observa- ciones.				

por los óxidos de hierro, con interestratificaciones centrimétricas de lutitas negras, con un espesor aproximado de 50 m. Sobre ésta se encuentra un mármol gris (60 m.) que intemperiza a un color más oscuro, con restos de fósiles de crinoideos, briozoarios y fusulínidos, éstos últimos muy abundantes en estratos de poco espesor. Siguen en la secuencia mármoles grises con bandas centimétricas de pedernal blanco con erosión diferencial que las resalta. Después se encuentra una arenisca de cuarzo metamorfozada de color blanco-rosa con bandas centimétricas de lutitas negras con sulfuros diseminados (pirita y calcopirita) en parte oxidados. Esta arenisca presenta zonas con estratificación cruzada de tamaño centimétrico y tiene un espesor de 220 m. Termina con un mármol gris fosilífero (fusulínidos), con vetillas de sílice y óxidos de hierro muy finas con un espesor de 150 m.

El espesor total de la secuencia expuesta en esta zona es de 480 m. los echados medidos indican plegamiento y existen fallas inversas que la cortan. El contacto inferior parece transicional con areniscas limolíticas calcáreas que probablemente corresponden a la parte superior de la Fm. Chubisco (Miembro To-neles). El contacto superior parece discordante con la Fm. Mina México dado que el cambio litológico es muy abrupto.

Petrografía y Petrogénesis.

De esta formación se tiene una sola lámina (SY-2) la cual muestra la porción fosilífera de la secuencia. Se trata de fusulínidos de hasta 1 cm. de longitud, inmersos en una matriz micrítica poco recristalizada (Foto 5), a veces los fósiles están reemplazados por sílice lo cual se produjo durante la diagénesis. También se observan vetillas de calcita que indican circulación de fluidos. La roca original según Dunham corresponde a un Mudstone y según Folk a una biomicrita. El metamorfismo es muy leve representado por recristalización.

La alternancia de espesores netamente detríticos con otros completamente carbonatados indican cambios cíclicos en las condiciones de sedimentación, lo que es confirmado por la presencia de fusulínidos en las capas calcáreas. Esto sugiere un ambiente deposicional marino con etapas regresivas y transgresivas.

Fósiles, Edad y Correlación. Esta es la única unidad cuyos fósiles han podido ser determinados. Se trata de crinoideos, briozoarios y fusulínidos del género Parafusulina sp. (Foto 5) que datan la secuencia del Pérmico inferior (Leonardiano). Fueron determinados por el Dr. Carl S. Stevens en la Universidad del Estado de San José, California.

Debido a su litología, fauna y posición estratigráfica puede correlacionarse con el miembro Torreón descrito por Hewett y Schmidt (1978) en la Sierra El Encinal contigua al área de estudio.

También es correlacionable estratigráficamente con secuencias carbonatadas y detríticas carbonatadas descritas por Menicucci (1975) en su sector.

En el NW del Estado es correlacionable con la parte superior de la Fm. Los Monos del Leonardiano, datada por fusulínidos (Keller, 1928 ; Cooper y Arellano, 1946).

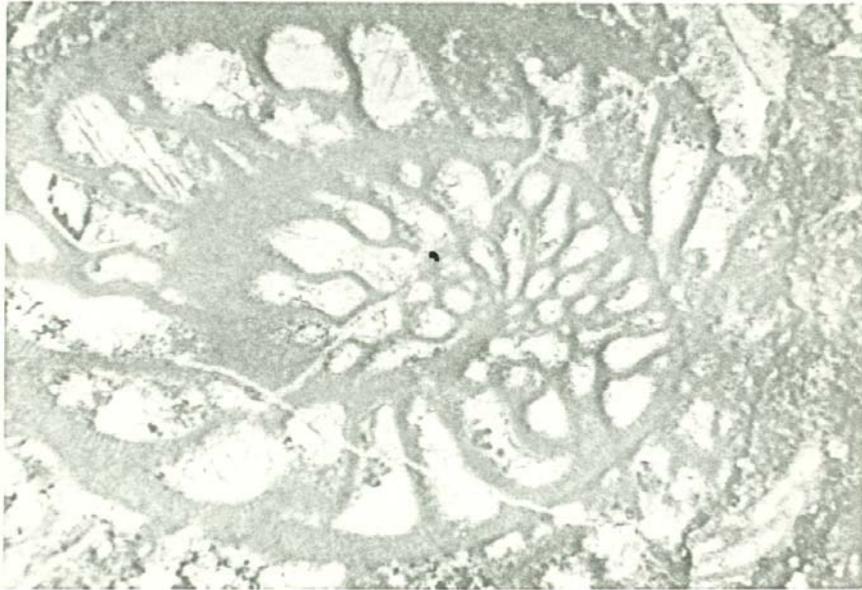


Foto 5.- Microfotografía (4X) que muestra un fusulínido del género *Parafusulina* sp. de edad Leonardiano, en una caliza micrítica de la Fm. El Venado (Arroyo Los Alisos).

d) Formación Mina México.

Ocurrencia: Consiste de limolitas de color verde claro, con algunas capas de arenisca de grano fino de color rojo y capas lutíticas silíceas de color negro, la estratificación es fina con un rumbo general al NW, se encuentra fracturada y alterada (Foto 6).

Se localiza en la porción SE del área, en lomas suaves de poca elevación. Estas rocas presentan resistencia a la erosión.

Litología, relaciones estratigráficas y espesores. Litológicamente esta unidad es muy homogénea, está formada principalmente por limolitas de color ver-

de claro, que intemperiza al mismo color , con algunas intercalaciones esporádicas a escala centimétrica, de lutitas negras y areniscas de grano fino de color rojo-naranja que intemperizan a rojo, en su mayor parte esta unidad se encuentra fuertemente fracturada.

El espesor encontrado en el área es de 230 m. sin embargo en los Cerros La Zacatera , contiguos al área de estudio, Hewett (1978) considera un espesor estimado de 2000 m. .

Su contacto inferior es discordante sobre una caliza gris, que corresponde a la parte superior de la Fm. El Venado (Fig. 6 sección D-D'), el contacto es abrupto sin rastros de conglomerados o brechas. El contacto superior no se observa, aunque en el área se halla cubierto en discordancia angular por conglomerados de estratos gruesos, correspondientes posiblemente a los de la Fm. Baúcarit (Foto 6).



Foto 6.- A la izquierda se observa la Fm. Mina México con estratificación fina con R 9° NW y E 72° NE. Sobre ella en discordancia angular, conglomerados de estratificación gruesa de la Fm. Baúcarit. Ambos cubiertos por coluvión -- pliocuaternario. Vista al N. (Arroyo Los Alisos).

La coloración verde de estas rocas indican que no contienen hematita, materia orgánica ni sulfuros de fierro, pero resultan de la oxidación de Fe_2O_3 entre las laminillas de illita y clorita (Tucker, 1981). La zonas de color rosa-rojo son debidas a la presencia de hematita y reflejan la naturaleza oxidante -

del ambiente deposicional o diagenético.

El material detrítico así como la homogeneidad y estratificación fina de esta secuencia, sugieren que su ambiente de depósito debió ser el de una cuenca o una plataforma profunda, caracterizada por la ausencia de luz, consecuente descenso de la temperatura e inadaptación para la vida de organismos bentónicos además de la baja energía que impide la mezcla con otro material sedimentario.

Fósiles, Edad y Correlación. Dentro de esta unidad no fueron encontrados fósiles. La edad se considera con reserva como Pérmico superior-Triásico por estar sobreyaciendo a la Fm. El Venado, donde fueron datados fusulínidos de edad Leonardiano.

Se correlaciona por su litología y posición estratigráfica con la Fm. La Vuelta Colorada descrita por Noll (1981) en la sierra de Cobachi. Es similar por su carácter detrítico y posición con la Formación Arrayanes (Alencaster, 1961). La edad de ambas formaciones es incierta pero ambas son atribuidas al Pérmico superior-Triásico inferior, por lo que quizás se trate de afloramientos del Grupo Barranca.

e) Unidad Sedimentaria Silícea del Cerro Peyote.

Se trata de una secuencia sedimentaria homogénea, constituida de limolitas de color verde claro, cuyas relaciones estratigráficas son inciertas ya que se encuentran rodeadas por un conjunto petrológico complejo. Sus afloramientos son muy reducidos, se observaron solamente en el flanco norte del C. Peyote, 6 Km. al NE del poblado La Estrella sobre la carretera Hermosillo-Sahuaripa.

Sus relaciones estructurales pueden apreciarse en la Fig. 7. Por una parte están en contacto estructural con rocas máficas que muestran variaciones laterales de composición y textura, y que son intrusionadas por el granito; éstas a su vez, están en contacto con mármoles con nódulos de pedernal atribuidos a la Fm. Las Tierras. Por otro lado están en contacto por medio de una falla, con un delgado espesor de areniscas de cuarzo y cuarzofeldespáticas que muestran una fuerte alteración y fracturamiento.

En muestra de mano estas limolitas presentan pequeñas estructuras esféricas, pero aún en lámina delgada no es posible precisar si corresponden a estructuras sedimentarias o restos fósiles. En las láminas No. 28 y 28-1 se pueden observar microintercalaciones de bandas de cuarzo afanítico de color blanco, con bandas rojizas compuestas por biotita parda de neoformación (?) en diminutas laminillas. El metamorfismo que presentan es de bajo grado, representado por una leve recristalización y formación de biotita.

Se plantean dos hipótesis para situar la posición estratigráfica de esta unidad :

- A.- Que sea parte de la Fm. Mina México atribuida al permo-triásico en base a su similitud litológica, ya que ambas se encuentran formadas básicamente por limolitas verdes con estratificación fina con pequeños estratos de areniscas de grano fino.
- B.- Que sea la unidad sedimentaria más antigua del área, es decir, anterior a la Fm. Las Tierras . En base a similitud litológica con formaciones descritas en la sierra de Cobachí y en los alrededores de Mazatán atribuidas al Ordovícico - Devónico, donde se encuentra lutitas silíceas con radiolarios (ver Marco Geológico - Contexto Petrológico) ; también por su relación con los mármoles de la Fm. Las Tierras y carencia de las formaciones anteriores a la Fm. Mina México.

2) Rocas Igneas.

a) Rocas Plutónicas.

En este inciso agrupamos a las rocas ígneas de grano grueso que afloran aproximadamente en una tercera parte de nuestra área.

Es posible distinguir dos grupos principales : uno "granítico" representado por granitos, granodioritas y tonalitas con facies aplíticas y pegmatíticas relacionadas. Otro constituido por rocas máficas que muestran una gran variedad textural y composicional.

La distinción de estos grupos está basada en criterios macroscópicos reforzados por estudios petrográficos en láminas delgadas, en base a las cuales, tomando en cuenta los porcentajes relativos de los minerales esenciales se hizo su clasificación (Diag. 1). También se incluyen aquí, rocas esquistosas con una foliación bien marcada, puesto que parecen guardar una relación genética con las rocas graníticas, no obstante que dicha relación no es concluyente.

a.1) Rocas Graníticas.

Ocurrencia. Afloran en gran parte en el semigraben del río Yaqui, en los alrededores del Torreoncito como una franja angosta extendida de este a oeste y en la porción NE del área. Estas tres zonas en base a las características morfológicas y petrográficas se consideran como parte de una sola unidad intrusiva, que presenta por lo tanto, dimensiones batolíticas. Su anchura estimada a lo largo de la carretera a Bacanora, es de 15 km. aunque se halla interrumpida por

unidades metasedimentarias. En las cartas geológicas del INEGI 1:250 000 se -- puede observar una longitud mayor de 40 km., cubriendo entonces una superficie cercana a los 600 km² (fig. 5).

Ocurre como cerros de poca elevación y en valles más o menos planos, algunas veces presenta francos escarpes producto de fallamiento. La erosión afecta fuertemente a este tipo de rocas en ocasiones convirtiéndolas a suelo, el cual está provisto de extensa vegetación arbustiva.

En la zona occidental puede apreciarse un aumento progresivo de elevación de oeste a este, acentuado por la existencia de fallas normales con rumbo NW-SE. Sus contactos tienen contornos irregulares, notablemente presenta apófisis intrusivas como en la mina Los Nachos de San Pedro. (Ver fig. 19).

Tiene xenolitos de rocas calcáreas a las cuales a metamorfizado y metasomatizado completamente, así como xenolitos de rocas máficas ricas en biotita a -- las que ha metamorfizado retrógradamente.

Litología. Granitos: son las rocas más comunes, leucócratas, de grano fino a medio, localmente con grandes fenocristales de feldespato potásico. Están -- formados por cuarzo, ortoclasa, biotita, plagioclasa. Microscópicamente los minerales son: Feldespato potásico (ortoclasa principalmente y microclina), cuarzo y plagioclasa sódica (andesina-oligoclasa). Siempre tienen algo de biotita, más raramente anfíboles como hornblenda o actinolita. Como accesorios comunes esfena, apatito, circón y minerales opacos siempre presentes. (Foto 7)

Presentan una gama de reacciones y alteraciones desde las últimas de post-consolidación como mirmequitas, alteraciones potásicas y albitización, alteraciones neumatolíticas como turmalinización e hidrotermales como propilitización saussuritización, silicificación e hidroxilación en forma de vetillas de sílice y calcita. (Tabla 4).

En cuanto a las zonas de fenocristales de feldespatos potásicos, Williams et al (1983) sugieren que se forman por alteración metasomática de los primeros constituyentes.

Granodioritas: son rocas de grano medio a fino, generalmente leucócratas a mesócratas. Se encuentran siempre muy cerca de los contactos con la roca encajonante, lo cual sugiere un cambio de composición en el granito debido a contaminación por asimilación de la roca encajonante (Williams et al, 1983) .

En muestra de mano se reconocen mineralógicamente cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita, anfíboles y epidota, con una textura granular. Son generalmente más oscuras que los granitos y sus contactos son ambiguos o poco claros salvo en la terminación al este de la sierra el Batamote, donde se ve una granodiorita (lám. No. 37) que intrusióna rocas esquistosas y al granito y -

que tiene muy poca alteración en relación con éste.



FOTO 7.- Granito (Lám. No. 31) con cuarzo, ortoclasa, oligoclasa, biotita, hornblenda, min. opacos, esfena. C. Peyote. (4X)



FOTO 8.- Granodiorita (Lám. No. 35) con hornblenda, biotita, plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico y apatito C. Las Chivas. (4X)

Microscópicamente, predomina la plagioclasa andesina, siguiendo el cuarzo, los feldespatos potásicos son ortoclasa y microclina, con presencia constante de biotita y hornblenda. Como accesorios son comunes la esfena y el circón. En ocasiones hay granate bien cristalizado que sugiere circulación metasomática durante la consolidación del magma. Son comunes también los intercrecimientos mirmequíticos de una reacción de postconsolidación en el borde de las cúpulas graníticas. La alteración es predominantemente de saussuritización con epi-calc-czo-ser-clo (Tabla 5). Indica una fuerte circulación de fluidos (Foto 8).

a.2) Aplitas, Pegmatitas y Vetas de cuarzo.

Aplitas.- Forman pequeñas colinas sobresaliendo del granito. Al igual que las pegmatitas es común encontrarlas cortando a las rocas graníticas, diques andesíticos y las formaciones Las Tierras y Chubisco. Son rocas leucócratas de grano fino con textura hipidiomórfica, su espesor raramente sobrepasa un metro.

TABLA 4
GRANITOS

Lámina	No. 1	No. L-29	No. 31	No. 33	No. 37
Mineral	Cuarzo 26 % Ortoclasa 39 % Andesina An38 24 % Biotita 8 %	Cuarzo 43 % Ortoclasa 37 % Plagioclasa 16 % Biotita 2 %	Cuarzo 34 % Ortoclasa y microclina 38 % Oligoclasa 21 % Biotita 3 % Hornblenda 3 %	Cuarzo 25 % Ortoclasa 35 % Andesina An40 30 % Actinolita 5 %	Cuarzo 20 % Ortoclasa 25 % Oligoclasa 30 % Biotita 15 %
Accesorios.	Esfena 1 % Minerales opacos Apatito 1 % Circón	Esfena 1 % Minerales opacos 1 %	Esfena 1 % Minerales opacos 2 % Biotita 1 % Hiperstena ? 1 %	Esfena 1 % Minerales opacos 2 % Biotita 1 % Hiperstena ? 1 %	Esfena 1 % Minerales opacos 4 % Apatito 1 % Hornblenda 3 %
Secundarios	Turmalina Sericitita Penina Epidota Calcita en vetillas Cuarzo en vetillas	Muscovita Caolín Penina Epidota (clinozois + pistach) Calcita Cuarzo en vetillas	Caolín Sericitita Clorita Epidota Cuarzo	Sericitita Clorita Cuarzo	Clorita-penina Epidota - clinzoisita Cuarzo
Alteración	Alteración potásica Sausuritización Turmalinización	Alteración potásica Sausuritización Oxidación	Alteración potásica Sausuritización Silicificación	Sericitización Cloritización Silicificación	Cloritización Silicificación
Textura	Hípidiomórfica granular Granito	Xenomórfica granular Aplita de compos. granítica	Xenomórfica (grano medio) Granito	Hípidiomórfica Granito	Xenomórfica (grano fino) Granito
Observaciones.	Ha presentado las sig. alteraciones: deutérica: incremento y desarrollo de ortoclasa(a - partir de la plagioclasa) pneumatólítica: turmalina, sílice y min. opacos. hidrotermal: saussuritización introducción de sílice y cal-cita ?	La plagioclasa está muy alterada, no se puede determinar Muestra las mismas alteraciones que la muestra anterior.	Esfena bien cristalizada Biotita en inclusiones dentro de la microclina. Reacciones magmáticas de con solidación: mirmequitas y - perfitas.	Inclusiones de minerales opacos dentro del anfíbol. Esfena y clorita asociadas: probablemente se formó la esfena a partir de la cloritización de la biotita.	Zonas silicificadas con cristallitos de plagioclasa, feldespato K. y biotita.

TABLA 5
GRANODIORITAS Y TONALITAS

	No. 15	No. 35	No. 45	No. 42
Composición Mineral.	Cuarzo 18 % Microclina - Ortoclasa 18 % Plagioclasa 36 % Biotita 11 % Hornblenda 9 %	Cuarzo 22 % Ortoclasa 12 % Plagioclasa 44 % Biotita 11 % Hornblenda 6 %	Cuarzo 24 % Ortoclasa 5 % Andesina 22 % Biotita 18 % Hornblenda 24 %	Cuarzo 27 % Ortoclasa 27 % (microclina) Plagioclasa 46 %
Accesorios	Esfena 1 % Circón Min. opacos	Esfena Circón 1 % Min. opacos 1 %	Esfena Apatito Granate 2 % Min. opacos	Esfena Circón Granate Min. opacos Augita (?)
Secundarios.	Epidota + cuarzo + clorita a partir de la Bio. y FK Sericitita	Cuarzo de relleno Sericitita Clorita	Calcita (de relleno y alt.) Epidota Turmalina Penina Sericitita	Clorita-Penina Calcita Epidota Sericitita
Alteración	Saussuritización: Epidota + cuarzo + clorita + sericitita	Alteración deutérica, cloritización, sericitización. Introducción de sílice.	Saussuritización: penina + sericitita + epi + calc. a partir de anfibol, Feld. y Biotita.	Misma alteración deutérica.
Textura	Hipidiomórfica	Hipidiomórfica	Hipidiomórfica	Xenomórfica
Nombre	Granodiorita	Monzonita de Cuarzo Granodiorita	Tonalita	Granodiorita
Observaciones	Mirmequita que indica ajustes en las etapas finales de consolidación, indicado también por feldespatos zonados. Esfena muy bien cristalizada. Min. opacos asociados a los ferromagnesianos	Se encuentra intrusionando a rocas esquistosas y al granito. La alteración no es muy marcada.	Esta roca es cortada por una vetilla aplítica visible en lámina. Cuarzo en intercrecimiento con feldespatos y rodeando los cristales de esfena y granate, que puede indicar contaminación por asilación de calizas con las que está en contacto.	Mirmequitas de cuarzo-ortoclasa; granate bien cristalizado en los cristales de microclina. Fracturación y alteración intensa, causada por la extrusión de un dique andesítico.

su composición microscópica se aprecia en la lám. No. 45. Consta de cristales grandes de microclina, ortoclasa, cuarzo y algunas plagioclasas (oligoclasa). Muestra leve asimilación de la roca encajonante que es una granodiorita de grano medio (Tabla 5).

Pegmatitas.- Se encuentran como diques cortando a rocas graníticas y rocas carbonatadas de la Fm. Las Tierras. Existen algunos tipos mineralógicos, los más comunes formados por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita y/o flogopita, muscovita, en ocasiones con granate (cuando cortan a rocas carbonatadas), scheelita y sulfuros como pirita y bornita. Existen variedades de pegmatitas que presentan un intercrecimiento gráfico entre cuarzo y ortoclasa, indicando una cristalización simultánea (Foto 22).

Otro tipo que corta principalmente a las rocas esquistosas están compuestas por cuarzo, feldespato potásico, muscovita y turmalina.

Existen bolsas pegmatíticas de cuarzo-epidota limitadas a las zonas de los contactos entre los intrusivos y la roca encajonante. Los cristales de epidota alcanzan los 5 cm. de longitud. El espesor máximo de éstas es un metro.

Vetas de cuarzo.- Son muy comunes en el área. Representan las últimas etapas de hidrotermalismo. Como ejemplo notable, existe un dique de más de 50 m. de espesor localizado en el cerro Peyote que buza al este, formado de cuarzo lechoso con pequeñas zonas de muscovita. Este gran dique se emplaza posiblemente a favor de una zona de fractura previa. Sulfuros como pirita, molibdenita y calcopirita están relacionados a estos diques, pero no es posible precisar si sólo se trata de una removilización.

Edad de las rocas graníticas. Estratigráficamente sólo es posible definir que intrusionan a rocas del Paleozoico superior-Triásico?, además de metamorfizar una unidad volcánica cuya relación con estas rocas no es bien definida. No afecta a rocas volcánicas atribuidas al Oligoceno.

Para tratar de establecer una edad más precisa es necesario extrapolar de las localidades donde hayan sido fechadas rocas similares y que se encuentran cercanas al sector estudiado. Una de ellas se localiza cerca de Rebeico, donde se establece una edad de 61.2 ± 1.4 m.a. para una monzonita (Damon et al, 1983). Este sitio se encuentra en las coordenadas $28^{\circ} 53' 06''$ N y $109^{\circ} 48' 54''$ W aproximadamente 14 Km. al oeste del área. También en San Antonio de la Huerta situado a 16.5 Km. al sur del área fué fechada una microdiorita por matriz en 57.4 ± 1.4 m.a. (Damon et al, 1983) en las coordenadas $28^{\circ} 36' 03''$ N y $109^{\circ} 53' 18''$ W. En base a la relativa cercanía de estas localidades y a lo conspicuo

de estas rocas en el Estado, no es ambiguo considerar una edad Cretácico superior - Paleoceno para estas rocas graníticas, a reserva de una determinación isotópica más precisa.

a.3.) Rocas Intermedias a Básicas.

Se trata de rocas que varían texturalmente de grano fino hasta muy grueso y cuyo índice de coloración va de mesócrata hasta hipermelanócrata.

Se localizan principalmente en el semigraben del río Yaqui, en afloramientos aislados. Afloran en los cerros Peyote, a lo largo de los arroyos la Hoya, el Chiquelito y en la mina La Norteña. En la primera localidad citada se trata de un cuerpo de contornos irregulares con una amplitud aproximada de 120 m., en el cual se distingue macroscópicamente una variación textural lateral y composicional. Se encuentran intrusionadas por diques graníticos y en contacto estructural con lutitas silíceas mencionadas en el inciso e) de las rocas sedimentarias. Su relación con las rocas carbonatadas no es clara pues entre ambas existe un dique básico (Fig. 7).

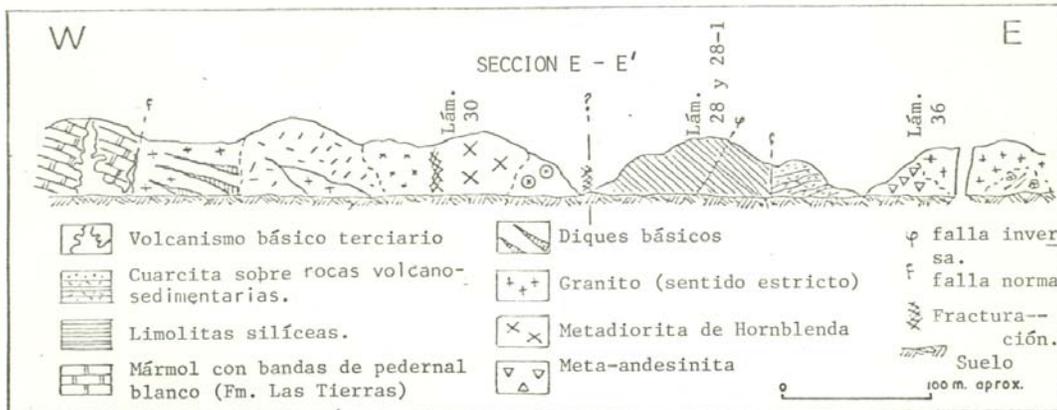


FIG. 7.- RELACIONES ENTRE ROCAS PLUTONICAS BASICAS - ACIDAS - METASEDIMENTARIAS.

Otra localidad, en el arroyo el Chiquelito presenta una gran variedad textural (Foto 9). Existen zonas pegmatíticas con desarrollo de grandes cristales de hornblenda y plagioclasa, una intensa fracturación rellena por diques félsicos y máficos, de grano fino a grueso (Foto 10).

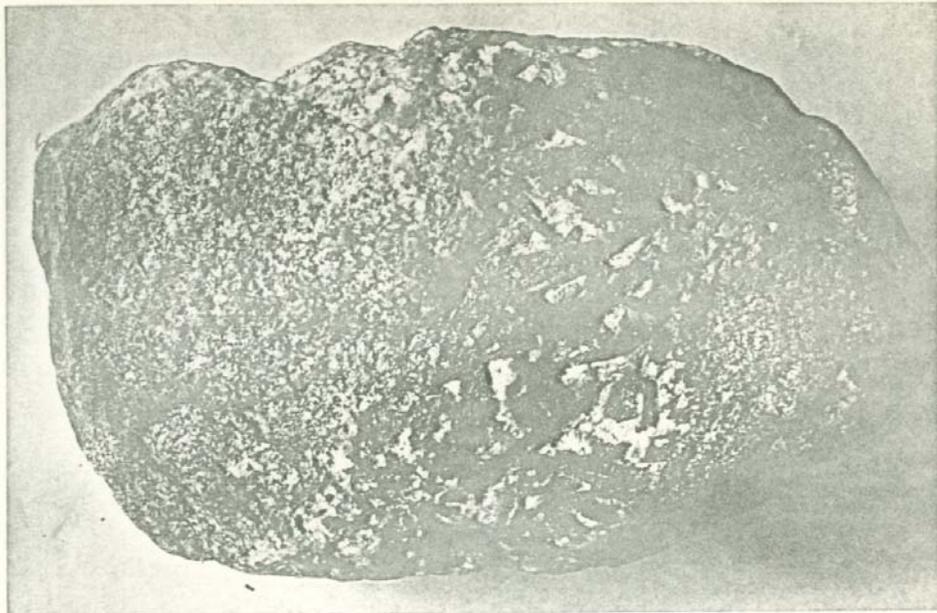


Foto 9.- Variaciones texturales en una diorita de hornblenda compuesta principalmente de plagioclasa (blanco) y fenocristales de hornblenda con zonas pegmatíticas. (Arroyo el Chiquelito).



Foto 10.- Fragmentos brechificados de diorita oscura de grano medio, imbuidos en vetas aplíticas-graníticas que la cortan en todas direcciones. (Arroyo el Chiquelito).

La zona máfica morfológicamente parece constituir un enclave o xenolito dentro del granito normal de grano medio. En el C. Las Agujitas afloran igualmente rodeadas por el granito, formadas por plagioclasa y anfíbol, con una marcada lineación de éstos últimos.

A escala métrica existen xenolitos máficos dentro del granito, son de grano grueso, donde las micas (biotita) son abundantes. No es posible hasta el momento precisar si estas rocas representan un solo tronco intrusivo (stock), que fué posteriormente asimilado en forma parcial, por rocas más ácidas en composición o si se trata de varias intrusiones de magnitud relativamente menor.

La mayor parte de las láminas estudiadas, están formadas por un anfíbol verde a verde-azul (hornblenda-actinolita) y una plagioclasa andesina An_{33-40} , en proporciones variables (Tabla 6). El anfíbol aparece en fenocristales raramente maclado, en ocasiones presenta un borde de reacción hacia un anfíbol más cálcico de tipo actinolita (lám. No. 56, 30 y 54) lo cual refleja cambios composicionales durante la cristalización que quizás sean debidos a contaminación (Fig. 8 A y C). La plagioclasa es subautomorfa, tabular, con el maclado complejo de albita y carlsbad, en ocasiones zoneadas, sin embargo, algunas plagioclasas muestran deformación (maclas curvadas, Fig. 8 A), pérdida de maclado y son xenomorfas. Es notable la carencia de cuarzo en todas las láminas observadas.

Los accesorios más comunes son el apatito y la esfena. El primero automorfo, en inclusiones de los minerales primarios; el segundo, cristalizando a partir de la ilmenita (?) o de manera más tardía, a partir del titanio libre cuando la clorita reemplaza a la biotita. Minerales de hierro (pirita, magnetita) están siempre presentes, generalmente en relación con los ferromagnesianos biotita, hornblenda o con la esfena. A veces se hallan rodeados de epidota, lo cual indica un estadio más tardío de formación, o en aureolas dentro de los anfíboles que refleja una cristalización contemporánea con éstos, en un estadio temprano de cristalización.

La epidota en sus variedades pistachita y clinozoisita son muy comunes, lo mismo que la muscovita (margarita raramente) formándose a partir de las plagioclasas y en ocasiones de la biotita y la hornblenda (Fig. 8 C). Estos tres minerales pueden formarse por metamorfismo de contacto o regional de bajo grado, por alteración deutérica y son comunes también en la alteración hidrotermal que cataliza el metamorfismo retrógrado de ciertos minerales primarios, reflejando el proceso llamado saussuritización (Williams et al, 1983).

Por una parte existen minerales como la wollastonita (Fig. 8 D) y la acti-

nolita, que son típicos, principalmente la primera, del metamorfismo de contacto de grado medio; por otra parte, es común la cloritización total de la biotita y parcial de la hornblenda, que según Williams es un proceso de alteración deutérica. Por último la alteración hidrotermal es también común, presente como sericitización y vetillas de calcita, clorita y cuarzo.

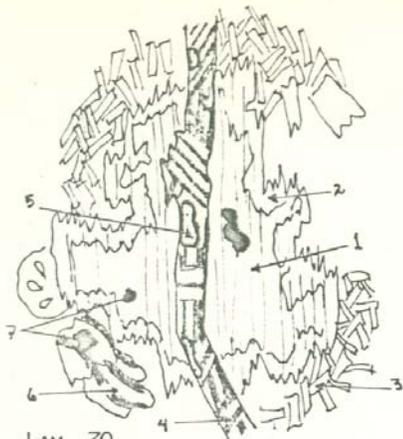
Todos estos cambios, culminando con la feldespatización, presente en estas rocas como crecimiento de feldespatos potásicos, raras vetillas de albita-esfena-clorita (Fig. 8 A), pueden deberse a una alteración progresiva producida por la intrusión de granito en una roca básica (diorita) lo cual es confirmado por las relaciones de campo y la existencia de xenolitos máficos en el granito. Además, la constante presencia de esfena en los granitos, puede indicar una contaminación por asimilación de rocas básicas (Williams et al 1983).

Las dioritas según Whitten (1980) son rocas bastante poco comunes que se encuentran generalmente como facies marginales de los grandes plutones granodioríticos, más raramente de gabros o sienitas, o como troncos y apófisis. Muchas dioritas son de origen híbrido, formadas por asimilación siálica de un magma básico o por la contaminación de una mágnma ácido por la digestión de rocas más básicas (Williams et al, 1983). Los mismos autores señalan que en los contornos granito-caliza, el granito puede llegar a ser diorítico.

Según hemos visto, la evidencia petrográfica señala la existencia de una serie continua que comprende desde granitos granodiorita-tonalita, la diorita es la siguiente facies de esta serie. Pueden tratarse de las primeras intrusiones de un batolito, que son normalmente más básicas y ricas en hornblenda, que han sido progresivamente alteradas e incluso metamorfozadas por facies más ácidas posteriores. La carencia de cuarzo señala igualmente hacia una composición básica del magma original.

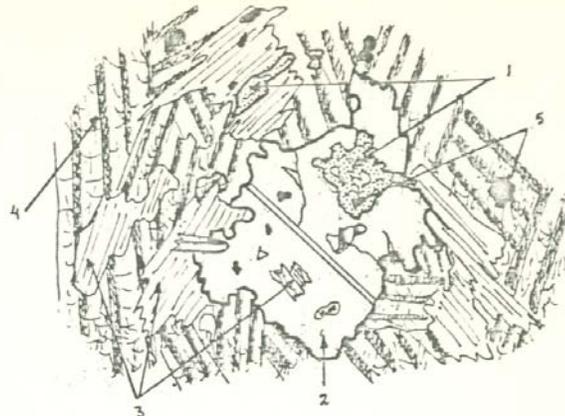
Según Damon et al (1983) el batolito Laramide de Sonora no presenta grandes variaciones, cambiando petrográficamente de granodioritas a monzonitas de cuarzo y granito. Otros autores señalan además tonalitas, adamellitas y raros gabros (Gastil y Kruppenacher, 1977; Rangin, 1982). Peabody (1979) señala la existencia de una microdiorita intrusiva en el batolito de Aconchi, el cual ha sido datado de 57 m. a. (Anderson, Silver, Salas, 1980) aunque la edad de la microdiorita es incierta y sus relaciones con el granito no son muy claras.

Fuera del semigraben, solo en el C. Los Toneles se han encontrado rocas de composición similar. A estas rocas corresponden las láminas No. 47 y 50. La primera es una roca fanerítica, mesócrata, con fenocristales visibles de hornblenda. Microscópicamente se diferencia de las rocas antes descritas, en que



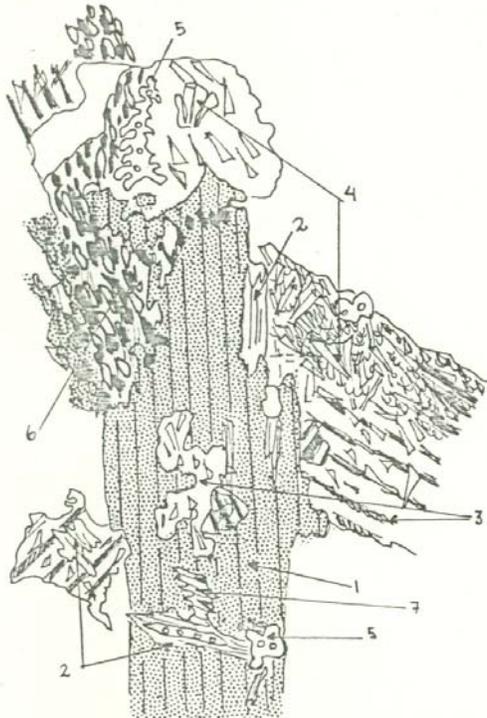
A.-LAM. 30

- | | |
|--------------------------|-----------------|
| 1.- Hornblenda | 5.- Esfena |
| 2.- Actinolita | 6.- Plagioclasa |
| 3.- Hornblenda y biotita | 7.- Min. opaco |
| 4.- Albita | |



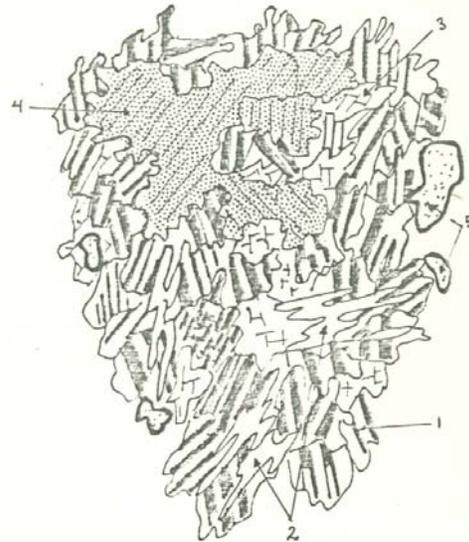
B.- LAM. 47

- | | |
|-------------------------|-------------------------|
| 1.- Augita (titanífera) | 4.- Plagioclasa |
| 2.- Hornblenda | 5.- Min. opaco (pirita) |
| 3.- Biotita | |



C.-LAM. 56

- | | |
|-----------------------------|--------------------------|
| 1.- Hornblenda y Actinolita | 4.- Margarita (?) |
| 2.- Biotita | 5.- Clinozoisita |
| 3.- Plagioclasa | 6.- Esfena, ilmenita |
| | 7.- Esfena de la biotita |



D.- LAM. 36

- | |
|------------------|
| 1.- Plagioclasa |
| 2.- Wollastonita |
| 3.- Ortoclasa |
| 4.- Clinozoisita |
| 5.- Esfena |

PETROGRAFIA DE RO-
FIG. 8.- CAS MAFICAS.

TABLA 6

ROCAS PLUTÓNICAS INTERMEDIAS A BÁSICAS

	No. 56	No. 57	No. 52	No. 54	%
Lámina Mineralogía.	Hornblenda - Actinolita Andesina An40 Margarita o muscovita Clinozoisita Pistachita	Hornblenda verde azul Andesina An36 Muscovita Clinozoisita Pistachita	Hornblenda verde Andesina An38 Muscovita Clinozoisita Pistachita	Hornblenda verde Plagioclasiada Clinozoisita Pistachita	75-23% 10-15% 2% 1% 3%
Accesorios.	Ortoclasa biotita Apatito Esfena Min. opacos (pirita)	Apatito Esfena Min. opacos	Ortoclasa Clorita Apatito Esfena Min. opacos	Diópsida Apatito Min. opacos	3% ½ 2% ½
Secundarios	Clorita a partir de la biotita dando esfena Sericita de la plagioclasiada	Penina a partir de la biotita Sericita de la plagioclasiada	Clorita sericita	Sericita	
Alteración	Cloritización Sericitización	Igual que la anterior	Cloritización de los ferromagnesianos y sericitización Fel-despatización	Fel-despatización	
Textura	Panidiomórfica de grano grueso.	Hipidiomórfica de grano grueso	Hipidiomórfica de grano grueso	Hipidiomórfica de grano grueso	
Nombre	Diorita de Hornblenda	Diorita de Hornblenda	Diorita de Hornblenda	Meladiorita de Hornblenda.	
Observaciones	Los mineralés de epidota y las micas presentes en estas rocas, pueden haberse formado por alteración deutérica, alteración hidrotermal en un proceso llamado saussuritización o por metamorfismo regional de bajo grado. (Turner et. al. 1983)	Minerales opacos como inclusiones de la hornblenda, también se hallan rodeados por esfena y penina.	Plagioclasiadas zoneadas a veces con maclas borradas. La esfena tiene inclusiones de opacos (ilménita?). Fel-despatización de las plagioclasiadas también representada por vetillas de FK.	Grandes cristales de hornblenda con muchas inclusiones de piroxeno, epidota, apatito, min. opacos; lo cual semeja una textura poikilítica.	

No. 30	no. 36	No. 47	No. 50
<p>Hornblenda - Actinolita 46% Plagioclasa 2% Ambos fenocristales en una pasta formada por cristallitos de biotita y hornblenda 33% Clinzoisita 1% Pistachita</p>	<p>Andesina An33 75% Clinzoisita 3% Wollastonita 15%</p>	<p>Plagioclasa Andesina-Labra dorita An50 65% Augita (titanífera) 13% Hornblenda café 7% biotita 10%</p>	<p>Oligoclasa-Andesina An30 80% Ortoclasa 5% Hornblenda 3% Biotita 1% Cuarzo 5%</p>
<p>Esfena 1% Min. opacos (Pi-Magn) 2%</p>	<p>Apatito 2% Esfena 4% Min. opacos (magn) 1%</p>	<p>Apatito 1% citrón 4% Min. opacos</p>	<p>Apatito 1% Esfena 1% Min. opacos 1%</p>
<p>Clorita Sericita Cuarzo</p>	<p>Clorita Calcita</p>	<p>Clorita Sericita Epidota</p>	<p>Clorita Pistachita Clinzoisita</p>
<p>Silicificación; cloritización sericitización; albitización</p>	<p>Feldespatización; cloritización. Hidrotermalismo como vetillas de clorita y calcita.</p>	<p>Saussuritización</p>	<p>Alteración deutérica</p>
<p>Porfídica con fenocristales de Horn. y plag. en una pasta de cristallitos de bio. y Hrn.</p>	<p>Afanítica - xenomórfica</p>	<p>Subofítica de grano medio</p>	<p>Inequibranular Hipidiomórfica de grano fino.</p>
<p>Metadiorita de Hornblenda Hay indicios de fuertes presiones como maclas deformadas cristales triturados. Minerales opacos en aureolas dentro de los anfíboles. Vetillas de albita + epidota + esfena.</p>	<p>Meta-andesinita Parece corresponder a una roca ígnea hipabisal de composición intermedia que a sufrido en etapas sucesivas: Alteración deutérica, feldespatización - cloritización Metamorfismo de grado medio y por último alteración hidrotermal leve.</p>	<p>Diorita piroxénica o Diabasa La clasificación se basa en el porcentaje de Anortita de la plagioclasa según el cual se encuentra en el límite entre una diorita y una diabasa (gabbro). El nombre de diabasa proviene de la textura de la roca. Hay un reemplazamiento durante la cristalización, del piroxeno por anfíbol y de anfíbol por biotita.</p>	<p>Leucodiorita Al parecer esta roca tuvo una cristalización en diferentes etapas reflejado en el tamaño desigual del grano.</p>

el contenido de anortita de su plagioclasa es mayor; la presencia de titanogaugita como ferromagnesiano dominante -mientras que en las anteriores no aparece- y por su textura subofítica con cristales de piroxeno y anfíbol, intercreciendo - con láminas tabulares de plagioclasa (Fig. 8 B).

La plagioclasa según promedio de la macla de albita es An_{50} situada en el límite de andesina-labradorita y según la macla combinada albita-carlsbad corresponde a una labradorita con An_{60} . Cambios de composición de este tipo pueden presentarse en estas rocas Williams (1983). Se presenta en cristales automorfos a veces zoneados y con extinción oscilante, que son otra prueba de dichos cambios. La cantidad de plagioclasa y su composición más cálcica, indican una cristalización anterior a los ferromagnesianos. Parece presentar además feldespatización y silicificación, con alteración a sericita y clorita.

Además de la augita en fenocristales y en cristalitos, hay fenocristales - de hornblenda y biotita, aquella reaccionando a partir de los piroxenos y la última a partir del anfíbol (Fig. 8 B).

Atendiendo la clasificación de Streckeisen en base al contenido de anortita de la plagioclasa, esta roca corresponde a una diabasa o a una diorita de piroxeno. En el campo esta roca semeja una variación, un poco más oscura, del granito, entre el cual se encuentra.

La lámina No. 50 fué hecha de una muestra recogida de un dique similar a los diques aplíticos, resistente a la erosión, de grano fino y leucócrata. En lámina delgada muestra una cristalización en diferentes etapas con textura inequigranular. Su mineralogía muestra predominancia de plagioclasa con An_{30} , con menores cantidades de cuarzo, ortoclasa, hornblenda y biotita. Presenta alteración a partir del anfíbol en epidota y clorita, lo cual refleja circulación de fluidos posteriormente a su emplazamiento. Se trata entonces de un dique de leucodiorita microgranular.

Los datos obtenidos permiten considerar un origen similar a las de las dioritas, pero de una facies y modo de emplazamiento diferentes.

a.4) Conclusión de las Rocas Igneas.

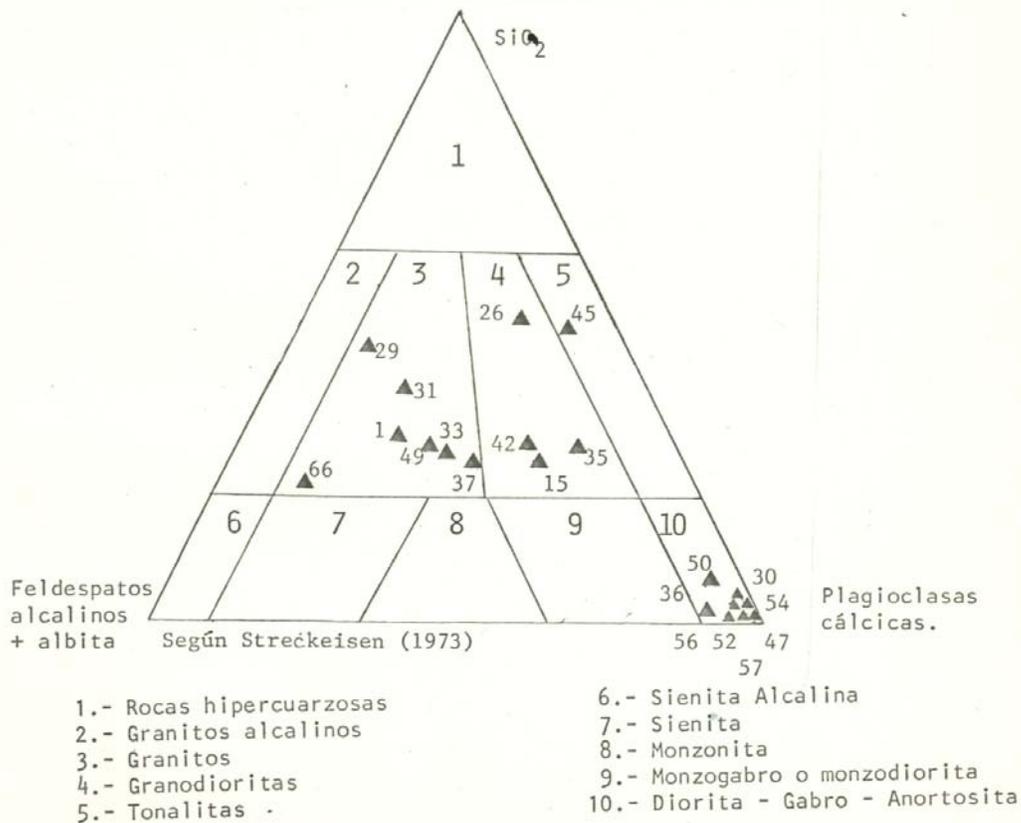
El diag. 1 muestra la clasificación modal de las rocas plutónicas en el área de estudio.

En primer lugar se nota una clara tendencia desde la granodiorita al granito, variando según la línea de las plagioclasas (al centro del diagrama). Las variaciones a la tendencia normal, las muestras Nos. 66, 26 y 45, se han recolectado muy cerca de los contactos con la roca encajonante, donde se han for-

mado skarns mineralizados, ya sea con scheelita o con sulfuros y óxidos, por lo tanto reflejan efectos de alteración (feldespatización) por la fuerte circulación de fluidos de origen magmático a lo largo de los contactos (lám. No. 66) - y/o contaminación por asimilación de la roca carbonatada encajonante (láms. 26 y 45).

Un grupo aparte lo forman las rocas básicas, principalmente dioritas, con variaciones desde hornblenditas (más del 90 % de hornblenda-actinolita) hasta andesinitas (más del 90 % de plagioclasa andesina) (Fig. 8). Estas rocas se caracterizan por su constitución de hornblenda y plagioclasa, por su carencia de cuarzo y la presencia de minerales de metamorfismo y alteración. Como se ha discutido anteriormente parecen emplazarse a partir de un magma básico, al principio del evento intrusivo y son parcialmente asimiladas y metamorfozadas por las rocas graníticas posteriores.

Volumétricamente las rocas ácidas son las más importantes mientras que las básicas ocupan un volumen relativamente menor aunque importante.



DIAG. 1.- CLASIFICACION DE ROCA PLUTONICAS.

b) Esquistos.

Son rocas de composición cuarzofeldespática que muestran una marcada foliación. Afloran en una franja de 350 m. de anchura máxima y una longitud de 2 Km, en los flancos orientales de los cerros la Anaconda y los Toneles (Foto 11).

A pesar de varias secciones paralelas realizadas, no fué posible, debido a la fuerte erosión que presentan, distinguir claramente sus contactos. Se localizan entre el granito y las secuencias de corneanas del miembro Toneles, quedando separados de éste por un dique leucodiorítico de grano fino (Figs. 5 y 6 C-C').

Es evidente que han sido intrusionados por rocas granodioríticas, diques graníticos y pegmatíticos con turmalina. La intrusión granítica puede observarse en la lámina No. 34 .

En muestra de mano pueden distinguirse : esquistos semipelíticos y cuarzo-feldespáticos con variaciones graduales. Mientras que en estas rocas la foliación y la lineación de los minerales es clara, en las rocas graníticas, con las cuales está en contacto no existen evidencias de tectonismo, salvo la existencia de fallas inversas de bajo ángulo y fallas normales como se muestra en la foto 18.

Las medidas efectuadas en la esquistosidad indican un rumbo predominante NW 45° SE y un echado promedio de 75° al SW (ver diagrama 2).

En microscopio la lám. No. L-27 presenta un notable bandeamiento mineralógico, donde se alternan bandas de cuarzo-ortoclasa en cristales idio-subidioblásticos de grano fino, con bandas de grano más fino de epidota, cuarzo y ortoclasa. Hay bandas donde la biotita y la hornblenda son más abundantes, aunque en general aparecen en aglomerados acompañadas por turmalina, siendo la epidota el mineral más distribuido (Foto 12).

Hay fenocristales relictos de plagioclasas, alterándose a cuarzo-epidota-arcillas, alineadas en su mayoría en la dirección de las bandas, de igual modo que pequeños cristales de minerales opacos que forman a veces texturas de mortero.

Estas bandas son formadas al parecer por segregación durante el proceso de diferenciación metamórfica, aún no entendido completamente y que se refiere a la concentración local de minerales individuales durante la reconstitución química, influenciada por la difusión de fluidos a lo largo de la trayectoria mínima resistencia ofrecida por superficies "s" de origen mecánico (Williams et al, 1983).

En cuanto a la mineralogía, el cuarzo y los feldespatos suman aproximadamente el 70 % . El feldespato potásico es ortoclasa aunque hay microclina en pequeña proporción con maclado deformado.

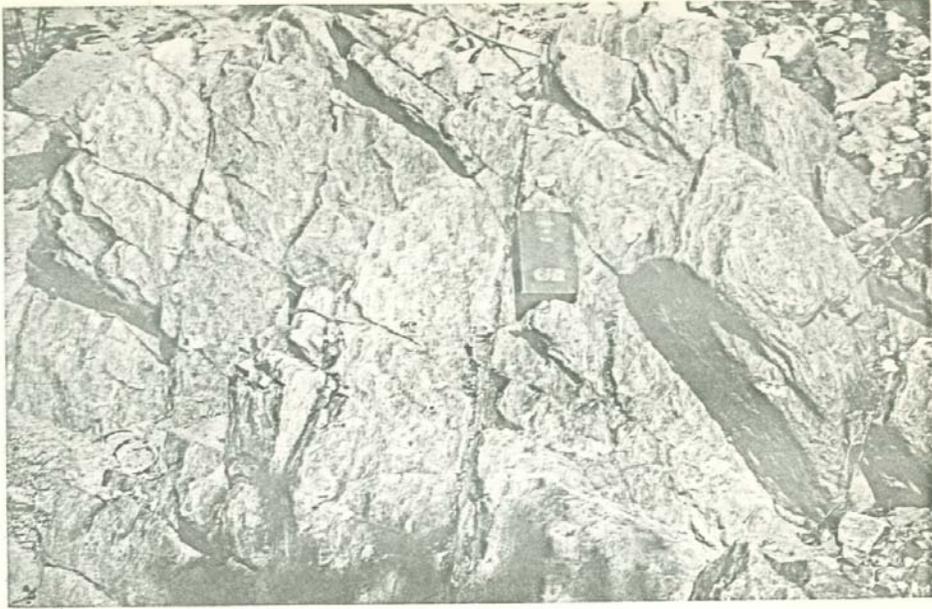
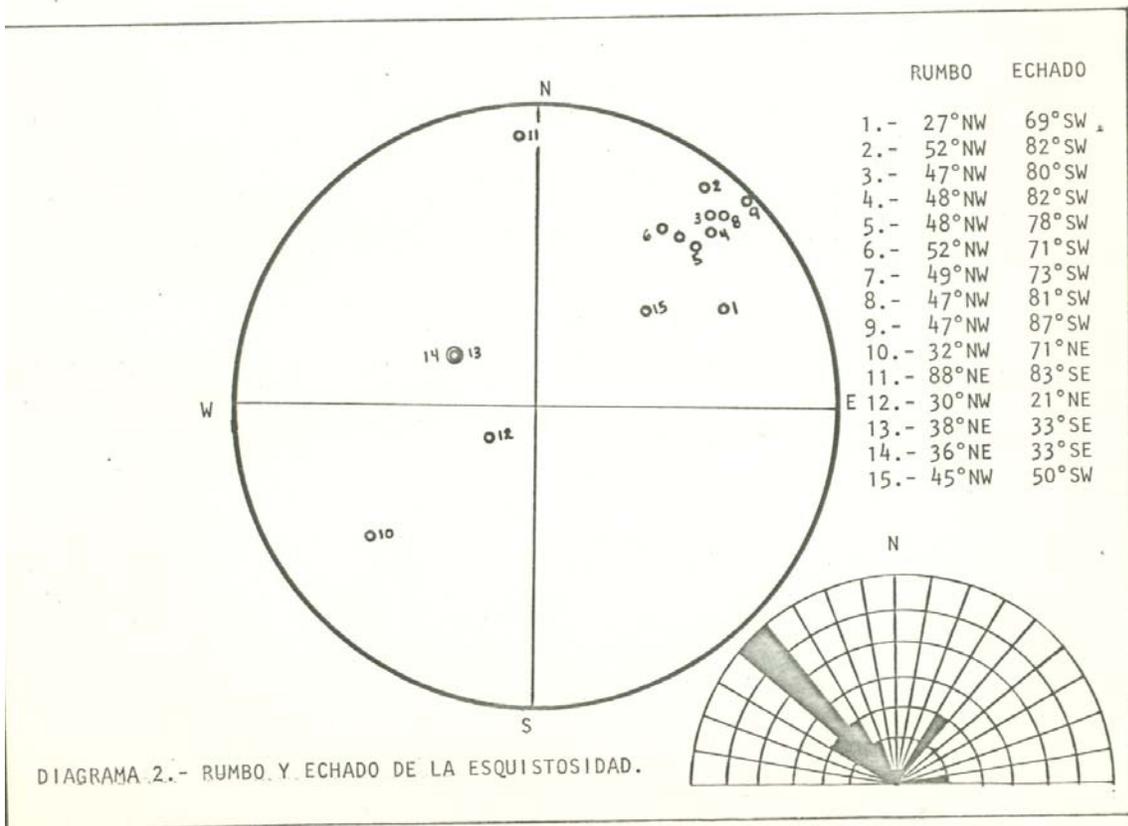
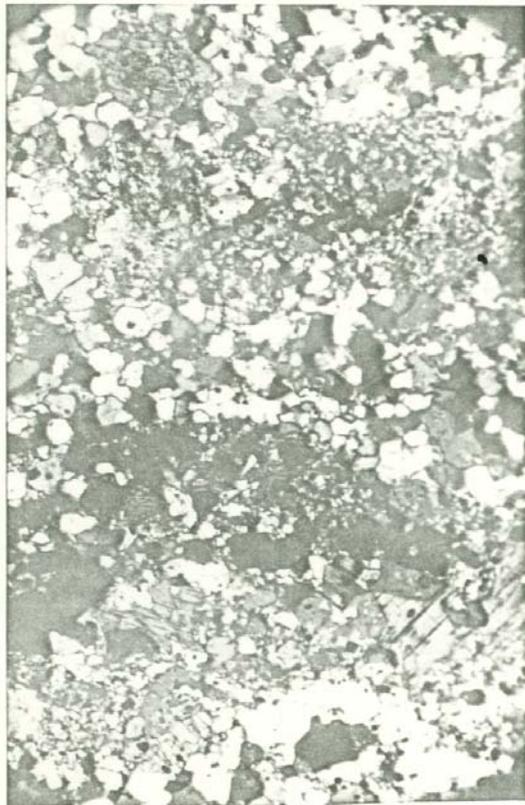


FOTO 11.- Rocas esquistosas con una marcada foliación de R 45° NW y Echado de 50°SW (Arroyo Chubisco, Cerro La Anaconda)



Las plagioclasas (andesina ?) con macla polisintética están como relictos alineados de la roca original . Al parecer existen dos episodios de cristalización de las plagioclasas, los de la primera etapa, se hallan alineados y alterados mientras que los de la segunda, se encuentran en bandas de segregación sin alineación de sus maclas, con alteración leve y de menor tamaño.

Los minerales opacos son de dos tipos, con luz reflejada corresponden a piritita y magnetita (?) y se relacionan con los ferromagnesianos.



Cristales de Cuarzo y ortoclasa de grano fino con porfidoblastos de hornblenda

Cuarzo, epidota y ortoclasa de grano muy fino, con esfena accesoría.

Cuarzo, ortoclasa y hornblenda - de grano fino, con algo de epidota intersticial.

Porfidoblastos de biotita, hornblenda y minerales opacos, con epidota finamente granuda. Cuarzo y ortoclasa en cristales blancos.

Cuarzo y ortoclasa de grano fino con pocos minerales opacos

Foto 12.- Microfotografía (4X) de un esquistocuarzofeldespático con bandas mineralógicas, de la lámina No. L-27. (Arroyo el Chubisco, C. Anaconda).

Según algunos autores el porcentaje de cuarzo-feldespato determina la división entre gneis y esquistocuarzofeldespático (< 20% para los esquistos), pero Winkler (1978) considera que es la fábrica la que determina la clasificación considerando según Wenk (1963) "un esquistocuarzofeldespático es aquella roca que al golpearse con un martillo

se separa en lascas de 1 a 10 mm. de grosor perfectamente paralelas o en delgados bloques paralelos a la lineación.

En esta roca la foliación viene determinada por la segregación más que por los minerales micáceos; sin embargo cumple en parte con la definición de Wenk.

Según Huang (1968), Williams et al (1983) y Winkler (1978), los esquistos cuarzofeldespáticos son derivados principalmente de sedimentos arenosos y rocas ígneas silícicas. El tamaño reducido de los granos de cuarzo, la existencia de fenocristales relictos de plagioclasa y la abundancia de ortoclasa indican una roca madre ígnea, ésta pudiera corresponder a una sienita granítica y de cuarzo o sus pórfidos (Huang, 1968), en las rocas estudiadas en el área.

Existen desacuerdos en cuanto a la formación de estas rocas, Huang (1968) propone que son el producto de un metamorfismo de alto grado, pero Williams et al (1983), consideran que la mica y la hornblenda son aparentemente inestables en condiciones de alto grado (facies de granulita), limitándolas a las facies de anfibolita.

La lám. No. 34, muestra una roca intrusiva en un esquistos. La roca intrusiva parece inyectarse a favor de fracturas y tiene una composición de monzonita de cuarzo con bastante alteración hidrotermal y feldespatización con fenocristales de ortoclasa que envuelven a cristales de hornblenda, biotita, plagioclasa.

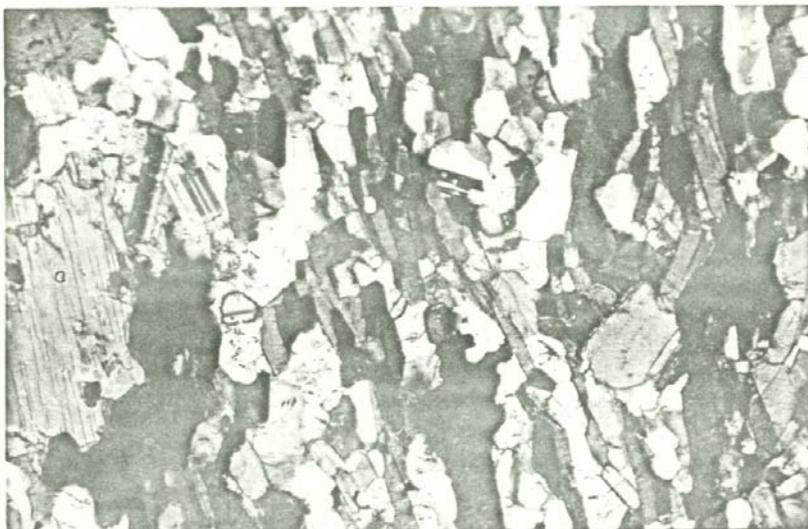


Foto 13.- Lineamiento mineralógico en esquistos de biotita tabular, verde pardo con porfidoblastos de hornblenda (a) verde con cristales pseudoalineados de plagioclasa y cristales de cuarzo y ortoclasa. Microfotografía lám. 34 (4X) (Cerro Anaconda, arroyo Chubisco).

ESQUISTOS

Lámina	No. 27	No. 34	Esquisto	No. 34 Intrusivo
Mineral	<p>Cuarzo 42 % Plagioclasa-relictos 5 % Ortoclasa 20 % Biotita 5 % Epidota 10 % Hornblenda 6 %</p> <p>Minerales opacos 7 % Circón 1 % Esfena 2 % Turmalina 2 %</p>	<p>Cuarzo 6 % Andesina 35 % Ortoclasa 15 % Biotita 40 % Epidota (acc.) 1 % Hornblenda(acc.) 1 %</p> <p>Minerales opacos 1 % Circón 1 % Apatito</p>	<p>Andesina 20 % Ortoclasa 25 % Biotita 10 % Epidota (acc.) 1 % Hornblenda 10 %</p> <p>Minerales opacos 3 % Circón 1 %</p>	
Accesorios				
Secundarios.				
Alteración				
Textura				
Nombre	<p>Esquistosa Esquisto de biotita-hornblen.</p> <p>Paragénesis : biot+turn+horn+epid+czo. Los relictos de plagioclasa están alineados y transformándose a epidota-cuarzo. Textura tipo mortero con min. opaco rodeando a plagioclasa Cristales alineados: biotita, hornblenda, epidota en lineamientos idiomórficos de ortoclasa y cuarzo</p>	<p>Sericita Clorita Cuarzo</p> <p>Hidrotermal: Feldespatización y silicificación. Sericitización Esquistosa Esquisto de biotita</p> <p>Paragénesis: biot+horn+orto Presenta zona de asimilación producida por fluidos graníticos con mayor cantidad de hornblenda en el intrusivo. Inclusiones de min. opacos en la biotita y de plagioclasa (ilmenita ?)</p>	<p>Sericita y arcillas Clorita Cuarzo Calcita</p> <p>Feldespatización Silicificación Hipidiomórfica</p> <p>El intrusivo está asimilando al esquisto. Presenta mayor alteración que el esquisto.</p>	

clasa, ortoclasa posiblemente del esquisto. El esquisto tiene biotita como mineral predominante, la cual presenta una clara alineación que produce una esquistosidad bien marcada en la roca, a veces formando estructuras ocelares de ortoclasa. Como puede observarse en la Foto 13 la plagioclasa (andesina) en cristales subidoblásticos sigue groseramente el alineamiento de la biotita, con cuarzo y ortoclasa en menor proporción, otros minerales de metamorfismo son hornblenda en porfidoblastos y muy poca epidota, la cual se encuentra intercalada en las laminillas de biotita. Minerales opacos (magnetita?) en granos irregulares se hallan principalmente en el intrusivo. El tamaño del grano de ambas rocas es fino.

La paragénesis bio-plag-orto-czo-horn no es característica de ninguna facies; a diferencia de la lámina anterior, en esta roca predomina la biotita cuyo alineamiento determina la esquistosidad. La paragénesis bio-horn-ort indica una facies de mayor temperatura y presión (anfíbolita).

Discusión. Para explicar la existencia de estos esquistos se plantean dos hipótesis:

- A.- Que correspondan a facies finas de borde de las rocas intrusivas graníticas, formándose por compresión durante o poco después de su emplazamiento
- B.- Que se trata de rocas que han sufrido un metamorfismo regional de grado bajo-medio y que por lo tanto constituirían el zócalo del área, los cuales posteriormente fueron levantados durante la intrusión granítica o poco antes debido a fases compresivas tangenciales cretácicas (ver Geología Histórica) o posiblemente anteriores.

Los criterios que apoyan estas hipótesis son:

- A.- Las primeras intrusiones de un batolito son más básicas y ricas en biotita y hornblenda; la composición mineralógica entre las rocas graníticas y los esquistos es similar; presencia de circón bien cristalizado en el esquisto; la relativa corta extensión del afloramiento; se encuentra en una zona de intenso tectonismo. Existe una gran estructura que pasa por esta parte y es visible en fotografía de satélite, además fallas inversas y normales son muy comunes en esta zona. Williams et al (1983) mencionan que en los márgenes de los grandes plutones de granodiorita, con poca o ninguna estructura en el centro, pueden exhibir un bandeamiento planar, una orientación lineal de los minerales y abundantes inclusiones básicas, que pueden ser enclaves o xenolitos, sugieren que estas rocas trituradas de borde fueron producidas no por fuerzas tectónicas después de la solidificación total, sino durante el ascenso del plutón y mientras permanecía líquida una pequeña fracción del magma granodiorítico.

B.- Marcada foliación y esquistosidad; evidente intrusión de rocas graníticas; marcado tectonismo, gran fracturación y alteración; mineralogía correspondiente a un metamorfismo regional de grado bajo-medio de facies de anfibolita; las rocas graníticas inmediatas al contacto no presentan ninguna foliación.

Una tercera posibilidad es que correspondieran a un metamorfismo de contacto con presión local en rocas cuarzo feldespáticas de una formación sedimentaria (Fm. Venado o Miembro Toneles), pero existen varios argumentos en contra de esta hipótesis, que son: la carencia de una graduación lateral y transversal, las rocas del Mm. Toneles son corneanas con textura granoblástica y por último el estudio de la lámina No. L-27 muestra una roca cuarzofeldespática con fenocristales relictos de plagioclasa, que indican una procedencia ígnea más bien que sedimentaria, para la roca original.

La edad de estas rocas está limitada superiormente al Cretácico superior - Paleoceno ya que son intrusionadas por rocas graníticas de dicha edad, en caso de comprobarse la primera hipótesis se considerarían contemporáneas con ellas, en caso de probarse la segunda constituirían el zócalo del área de una edad probablemente precámbrica o paleozoico inferior.

c) Rocas Volcánicas.

Se reconocen cuatro grupos en base a su composición, edad y morfología:

c.1) Volcanismo Intermedio Cretácico (?).

Fué encontrado en un solo afloramiento pequeño en el arroyo El Chiquelito. Se trata de una roca andesítica de color verde oscuro que se encuentra en contacto sobre rocas carbonatadas de la Fm. Las Tierras, de la cual contiene xenolitos que sugieren coladas sobre una superficie de erosión. Ambas rocas se encuentran intrusionadas por rocas graníticas, notándose claramente una fuerte circulación de fluidos a lo largo del contacto, la caliza está marmolizada y metasomatizada y la roca volcánica metamorfozada.

Lamentablemente se carece de láminas delgadas de esta roca, lo cual no permite establecer su paragénesis exacta.

Otra localidad posible de un afloramiento similar se halla a 4 km. al sur del rancho Las Tierras, descendiendo hacia el arroyo Los Alisos en el camino hacia la mina La Norteña.

La edad de estas rocas es considerada cretácica si se acepta la edad Cretácico superior-Paleoceno para las rocas intrusivas que las cortan. Por otro lado

do, rocas volcánicas de condiciones estructurales y litológicas parecidas, son asignadas al Cretácico inferior como la Fm. Tarahumara descrita por Wilson y Rocha (1949) y otras (Ver Marco Geológico Regional).

c.2) Diques Andesíticos y Lamprofídicos.

Son comunes principalmente en las rocas graníticas y las formaciones inferiores de la columna estratigráfica. Pueden alcanzar anchuras de más de 10 m., como en el flanco occidental de C. Peyote y C. la Chiva muy cerca de la falla Novillo, aunque la mayoría tienen anchuras de un metro o menos.

Se reconocen al menos dos etapas de extrusión: la primera posiblemente contemporánea al emplazamiento granítico que es cortada, o sus flancos seguidos, -- por vetas pegmatíticas y aplíticas. Se emplaza a lo largo de diaclasas y a favor de fallas inversas. Posteriormente son desplazadas por fallas inversas relacionadas a la etapa compresiva tangencial del Paleoceno, lo cual restringe su edad. Los diques de la última etapa cortan a los diques pegmatíticos e intermedios anteriores y solo se ven desplazados por fallas normales.

En muestra de mano, tienen una coloración de verde claro a oscuro con fenocristales de hornblenda y plagioclasa.

Microscópicamente muestran una composición más alcalina que las coladas. En las láminas 38 y 41, hechas en diques que se emplazan en rocas metasedimentarias arenosas y en granito respectivamente, se observa una textura micro y macro porfídica con fenocristales de feldespato potásico y plagioclasa (Tabla 8). El feldespato es ortoclasa y adularia y la plagioclasa es andesina con An_{36} , ambos en cristales automorfos y maclados. La biotita es el ferromagnesiano dominante con muy poca hornblenda en la matriz. Los accesorios principales son esfena, apatito y circón. La esfena ocurre diseminada en la matriz y en inclusiones de biotita. Los minerales de hierro son comunes en ambas, así como el cuarzo xenomorfo de cristalización tardía. La alteración propilítica es marcada. Hay además vetillas de cuarzo-epidota que indican un estadio hidrotermal.

La composición de estas láminas es de una latíandesita.

c.3) Vulcanismo Intermedio Terciario.

Son rocas de composición intermedia, comúnmente porfídicas que se encuentran en la parte noroccidental del área.

Están formadas principalmente de coladas que descienden hacia el E desde la cima de la sierra Novillo-Rebeico (Foto 15) y forman en el graben del río Yaqui, pequeños cerros como el C. Las Cábras, con escarpes abruptos producidos por falla-

miento distensivo asignado al Terciario medio. Se encuentran algunas intercalaciones de brechas volcánicas de clastos gruesos, y son muy similares a las encontradas el pie de la falla Novillo, que pueden sugerir que el fallamiento normal inicia más temprano, aunque estas brechas son muy comunes también en las partes inferiores de un edificio volcánico, que por su naturaleza forma relieves. Las coladas presentan un diaclasamiento muy marcado producto del enfriamiento de las mismas.

En muestra de mano son rocas generalmente porfídicas con fenocristales de biotita, hornblenda o plagioclasa, en una matriz afanítica de color verde, café o morado. Se relacionan con tobas y brechas que indican las etapas explosivas, así como con tobas rojas de grano grueso a fino, con estratificación media, que sugieren la existencia de condiciones acuáticas durante su depósito.

Las relaciones entre las rocas volcánicas y vulcanoclásticas que conforman la unidad, no son siempre constantes, debido a los diferentes medios de depósito o emplazamiento que se conjugan: acuáticos, cuencas, colinas, etc. no obstante, en las secciones se intenta resumir la secuencia principal y sus relaciones con las formaciones posteriores (Fig. 9, sección F-F' y G-G').

Microscópicamente estas rocas muestran una leve variación de andesitas basálticas a andesitas francas. La lám. No. 25 representa a las primeras. Tiene fenocristales de plagioclasa con An_{50} labradorita-andesina en cristales automorfos y con zoneamiento. Como único ferromagnesiano tiene augita en fenocristales automorfos. La matriz está constituida por cristalitos de plagioclasa antipertítica y augita, con textura pilotaxítica la cual es muy rara en los basaltos (Foto 13). Una intensa oxidación de los minerales opacos impregna la roca y le confiere una coloración pardo-rojiza. La clasificación microscópica basada en el porcentaje de los minerales no es tan confiable como el análisis químico que abarca el estudio de la mesostasia, no obstante por sus fenocristales y características de la matriz corresponde a una andesita de augita.

Otro tipo de andesita, muy similar macroscópicamente, ya que presenta la misma coloración pardo rojiza y fenocristales de plagioclasa y ferromagnesianos, se diferencia en que éstos son principalmente un anfíbol verde-pardo hornblenda y biotita parda, ambos en cristales automorfos con bordes de reacción de minerales opacos (magnetita). La plagioclasa presenta los tres tipos principales de macla y en ocasiones está zonada, es un poco más sódica Andesina An_{40} , presenta además inclusiones antipertíticas de ortoclasa. Los accesorios son circón, apatito, generalmente en inclusiones. La matriz de vidrio o microlitos de plagioclasa presenta una clara fluidalidad con estructuras filamentosas de minerales o

pacos (lám. No. 23). Generalmente estas lavas forman corrientes de poca longitud pero muy gruesas. Según Williams (1983) son más silíceas y alcalinas que las andesitas de piroxeno y es común que varíen a dacitas y latíandesitas.

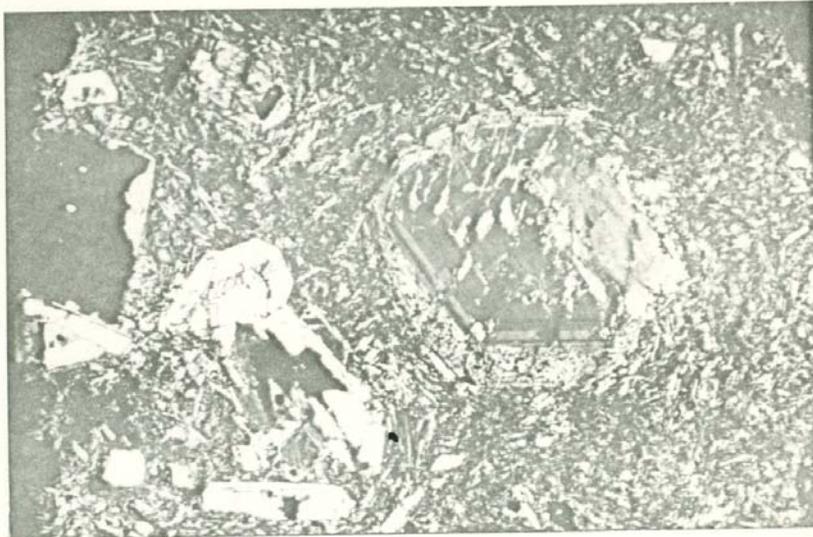


Foto 14.- Microfotografía de una andesita basáltica, lámina No. 25 (4X), se observan fenocristales de plagioclasas con maclas zonadas y con bordes de alteración. En amarillo cristales maclados de augita en una matriz con textura poikilítica. (Cerro Las Chivas) .

Estas rocas muestran diferentes grados de alteración propilítica con desarrollo de clorita-penina, calcita a partir de la hornblenda y la biotita, así como pistachita, clinozoisita y sericita a partir de las plagioclasas. Algunos autores suponen que se debe a soluciones deutéricas hidratadas ricas en CO_2 , mientras que otros las consideran como introducción posterior de fuentes extrañas. En el área estas alteraciones, y la introducción de cuarzo en vetillas, pueden relacionarse al emplazamiento posterior de rocas más silíceas (riolitas, ignimbritas).

La lám. No. 75 también corresponde a una colada, pero el grado de propilitización es tan alto que la clorita le confiere a la roca un color verde oscuro y la calcita de alteración produce que la roca efervezca con ácido clorhídrico diluido. Se observan fenocristales relictos de plagioclasa completamente alterados a arcillas, sericita y calcita, también clorita-penina y cuarzo rellenando los huecos. La roca original mostraba orientación de las plagioclasas indicadoras de un carácter fluidal. La alteración propilítica es muy común en ande

TABLA 8

VULCANISMO INTERMEDIO

Lámina Mineral.	No. 23	No. 25	No. 39	No. 75	No. 38	No. 41
	Andesina An42 Hornblenda Biotita Matriz	Labradorita-Andesina An50 15% Augita Matriz	Andesina An40 Anfibol (hornblenda) biotita Matriz	Plagioclasa ortoclasa Matriz	Andesina Ortoclasa Biotita Matriz	Andesina An36 Ortoclasa Biotita Anfibol Matriz
Accesorio	Minerales opacos Circón Apatito	Minerales opacos Circón	Minerales opacos Circón	Minerales opacos Apatito	Minerales opacos Circón Esfena Apatito Cuarzo	Minerales opacos Circón Esfena Granate
Secundarios	Cuarzo de relleno de fractura Sericita a partir de las plagioclasas y el anfibol	Zeolitas	Clorita Calcita Clinzoisita Sericita Caolín	Calcita Clorita Sericita Cuarzo	Clorita Sericita Cuarzo (de relleno) Calcita Epidota	Clorita (penina) Sericita Cuarzo (de relleno) Calcita Epidota
Alteración	Sericitización Silicificación	Oxidación	Alteración propilítica: clo + calc + epi + sericita.	Propilítica Silicificación Oxidación	Cloritización Sericitización Silicificación	Propilitización Silicificación
Textura	Porfídica fluidal	Porfídica traquítica	Porfídica traquítica	Afanítica - Microporfídica	Porfídica traquítica	Porfídica
Nombre	Andesita de Hornblenda y Biotita.	Andesita Basáltica de Augita	Andesita de hornblenda y Biotita.	Andesita (Propilita)	Lactandesita	Lactandesita
Observaciones	Plagioclasa zonedada con reacciones antiperfídicas Minerales opacos aciculares en una matriz criptocristalina indican el flujo.	La matriz está formada por diminutos cristales de plagioclasa y augita acompañados de minerales opacos oxidados, algunos de los cuales son rellenados por zeolitas.	Matriz formada por microclitos de plagioclasa y min. opacos Minerales opacos como inclusiones en las plagioclasas.	Plagioclasa en cristales automorfo muy alterados quedando solo sus bordes.	La mayor parte de la esfena se está formando a partir de la cloritización de la biotita. Vetillas de sílice cortadas y desplazadas por vetillas de epidota exclusivamente. Muy fracturada.	La mayor parte de la esfena se está formando a partir de la cloritización de la biotita. Vetillas de sílice cortadas y desplazadas por vetillas de epidota exclusivamente. Muy fracturada.

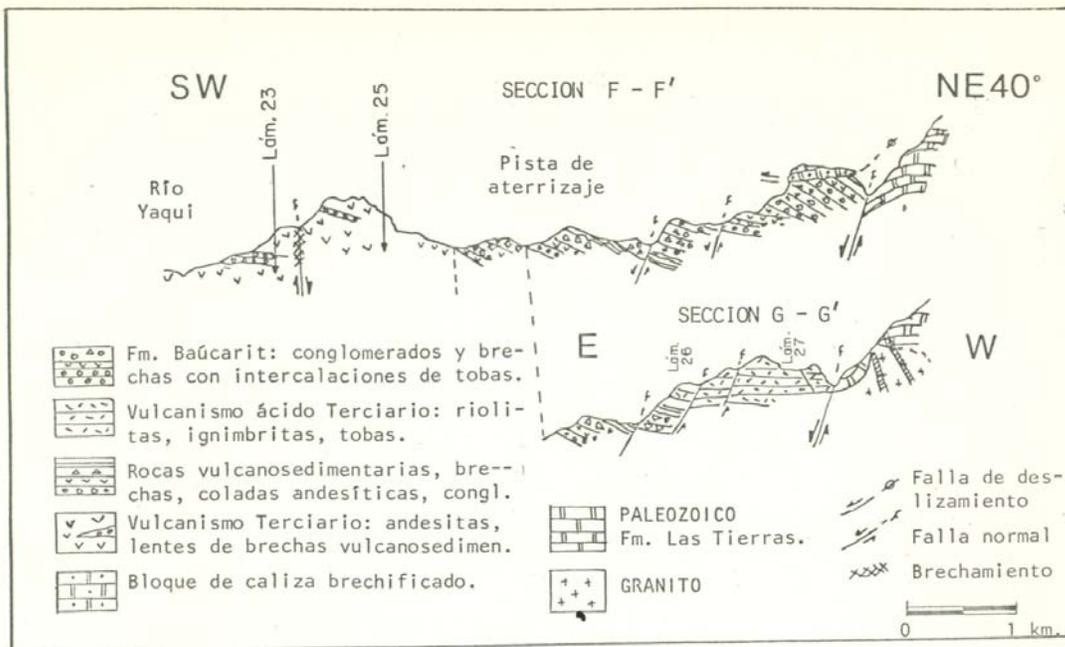


FIGURA 9

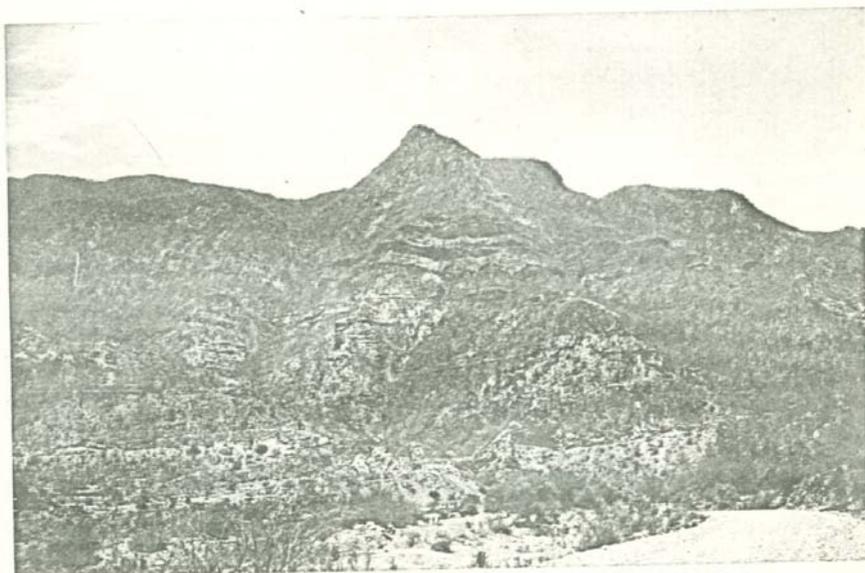


FOTO 10.- Panorámica de la Sierra Novillo-Rebeico, donde se observan en la base coladas andesíticas, cubiertas por rocas conglomeráticas y vulcanosedimentarias con estratificación gruesa; en la cima coladas riolíticas. En la parte inferior se aprecia el poblado La Estrella. Vista al NW.

sitas y a estas rocas se les conoce como propilitas.

c.4) Vulcanismo Acido y Depositación molásica.

Posteriormente al vulcanismo intermedio tiene lugar la extrusión de coladas ácidas riolíticas a dacíticas con explosiones ignimbríticas. Estas se localizan en una zona muy restringida en la parte NW del área, que ha quedado como remanente de erosión, puesto que estas lavas ácidas descienden de igual modo de la sierra Novillo-Rebeico (Foto 15) .

Entre estas dos unidades volcánicas (intermedias y ácidas) se encuentra un conjunto de rocas vulcanosedimentarias, compuestas de la base a la cima por un conglomerado de clastos angulosos de granito y de rocas volcánicas, rocas volcánicas afaníticas con amígdulas, rocas vulcanosedimentarias con estratificación fina. Hacia el este continúa con una brecha volcánica. El espesor de esta zona es aproximadamente 80 m.

Sobre estas rocas se depositan rocas riolíticas e ignimbritas con cristales de cuarzo y relleno de calcedonia (Fig. 9 secc. G-G') .

Hacia el NE, sobre las rocas vulcanosedimentarias se deposita una unidad eminentemente clástica compuestas por fragmentos hasta de 30 cm. de rocas volcánicas, los cuales son cementados por una matriz arcillosa-arenosa (Fig. 8 secc. F-F'). Esta brecha conglomerática tiene un espesor aproximado de 300 m. contiene algunas intercalaciones de tobas y es cortada por vetas ácidas de color rojizo que aprovechan zonas de debilidad, principalmente fallas normales (Lám.No.40) Estas rocas son las que asignamos como Fm. Baúcarit.

Afloran además coluviones semiconsolidados principalmente sobre la Fm. antes mencionada y aluviones formados por sedimentos deleznales en los arroyos.

Petrografía. Los principales tipos morfológicos se encuentran representados en lámina delgada. Una colada en la lám. No. 26 cuya mineralogía consiste de fenocristales de cuarzo de hasta 7 mm. de diámetro, xenomorfos y con golfos de corrosión ; plagioclasa andesina An_{36} en fragmentos reducidos y ortoclasa con inclusiones de cuarzo y biotita. El único ferromagnesiano es la biotita café (ferrífera) con inclusiones de cuarzo y curvada durante el emplazamiento alrededor de los granos de cuarzo. Los accesorios son circón y minerales opacos en la matriz, la cual está formada de un mosaico de microcristales de cuarzo y feldespato con poco relleno intersticial de vidrio.

En presencia de soluciones ácidas los feldespatos se han alterado a caolín las plagioclasas a arcillas (montmorillonita-sericita). Según el porcentaje de fenocristales (Tabla 9) se considera como una riodacita. Aunque el contenido

de feldespato alcalino en la matriz no es considerado por lo que podría pasar a una riolita de tipo potásico. Este tipo se caracteriza por su plagioclasa andesina-oligoclasa, su feldespato ortoclasa-sanidina y que el ferromagnesiano -- principal es la biotita, características que corresponden con la lám. estudiada

La lámina No. 27 muestra otra colada pero de composición dacítica. Esta clasificación no es muy precisa, puesto que la roca muestra una intensa alteración. Coincide con las dacitas en que sus fenocristales son, en su mayoría, relictos de plagioclasa automorfa An₄₂, cuarzo subautomorfo y pocos feldespatos potásicos. Carece de ferromagnesianos y sus formas de alteración como clorita. La alteración es principalmente caolín y otras arcillas, sericita, calcita y -- cuarzo posterior en agregados. Los minerales opacos poco oxidados distribuidos al azar, parecen corresponder a magnetita.

Un dique volcánico ácido que atraviesa a la secuencia andesítica, microscópicamente está compuesto por hornbleada de grano muy fino, biotita, cuarzo, plagioclasa y ortoclasa en cristales xenomorfos. Como accesorios se encuentran -- circón, epidota y minerales opacos distribuidos al azar. La textura afanítica de cristales con una matriz coloreada por la oxidación de fierro, muestra algunos fragmentos angulosos visibles en muestra de mano, desprendidos de la roca. Estos fragmentos están constituidos completamente de microlitos de plagioclasa sin orientación, con bordes de reacción de opacos que a su vez son rodeados por cristales de cuarzo, reflejan el grado de asimilación de estos fragmentos por -- la lava, durante su proceso extrusivo (Lám. No. 40).

Existen también vesículas rellenas de calcedonia y de cuarzo comunes en -- las rocas riolíticas.

En la lám. No. 74, se muestra una parte "fina" de los conglomerados-brecha vulcanosedimentarias. Está compuesta de clastos angulosos a subangulosos hasta de un cm. de diámetro, de rocas volcánicas. En la matriz se encuentran cristales de cuarzo, plagioclasa, ortoclasa, biotita, minerales opacos y epidota, cuyos intersticios son rellenos de arcillas de color rojizo. La existencia de minerales como biotita, aunado a la angulosidad y poca alteración de los clastos, refleja el reducido transporte de sus materiales.

Los clastos son de diferentes composiciones: basálticos con plagioclasa labradorita en un 80%, cuarzo con bordes kelfíticos que indican su inestabilidad y minerales opacos; clastos de latiandesita de biotita con textura microporfídica compuestos de plagioclasa; biotita, ortoclasa con accesorios de esfena, epidota y minerales opacos.

Son brechas policríticas formadas a partir de la erosión de rocas volcáni-

TABLA 9

VULCANISMO ÁCIDO

Lámina Mineral.	No. 26	No. 27	No. 74
	Plag. Andesina An ₃₆ 16 % Feldes. Potásico 8 % Cuarzo 23 % Biotita 3 % Matriz 48 %	Plag. Andesina An ₄₂ Cuarzo Matriz	Feldes. Potásico 1 % Cuarzo 2 % Plagioclasas 1 % Fragmentos de roca 65 % Matriz 27 %
Accesorios	Minerales opacos 1 % Circón Epidota ?	Minerales opacos	Minerales opacos 1 % Biotita 1 % Epidota
Secundarios.	Cuarzo (de relleno) Arcillas Feldespato Caolín	Cuarzo (de relleno) Serícita Calcita Caolín	Arcillas Oxidación
Alteración.	Sericitización Caolinización	Sericitización Caolinización	Sericitización
Textura	Porfídica (Felsofídica)	Porfídica	Porfídica
Nombre	Riodacita	Riodacita ?	Brecha Volcánica
Observaciones	La matriz está formada por una pasta de cristales equigranulares de feldes. potás. y cuarzo. Biotita ferrífera con cristales doblados en contacto con cuarzo y con inclusiones de éste. Cuarzo con golfos de corrosión	Roca sumamente alterada, no permite medir porcentajes.	Fragmentos de roca : basalto andesita, latíandesita. Cristales: cuarzo, plagioclasa (labrador), ortoclasa, biotita, min. opacos y epidota. Presencia de pertita.

cas intermedias-básicas, cuyos fragmentos han sido depositados sin mucho transporte. Su formación se relaciona a la creación de relieves por fallas normales durante la tectónica de Sierras y Valles Paralelos. La carencia de fragmentos de volcanismo ácido, granito o metasedimentos, tanto en muestra de mano como en lámina delgada, puede indicar que se formaron antes que los dos últimos conjuntos de rocas fueran descubiertos por la erosión y antes o contemporáneamente a las rocas volcánicas ácidas, lo cual es confirmado por las observaciones de campo (Fig. 8).

La edad de estas rocas volcánicas ácidas, sólo puede fijarse mediante correlaciones con rocas de litología y contexto geológico similares. Según Damon y Bickerman (1964) enseguida del intenso magmatismo calcoalcalino asociado a la orogenia Laramídica (90 a 40 m. a.) existe un hiatus magmático durante el Eoceno tardío, el cual es interrumpido por una explosión de volcanismo ácido durante el Oligoceno-Mioceno inferior, que culmina con la edificación de la Sierra Madre Occidental, acumulándose más de un kilómetro de flujos riolíticos, piroclásticos e ignimbritas, las edades quedan comprendidas entre 34 y 23 m. a. según Deal et al (1978).

Minerales	FELDESPATO ALCALINO		PLAGIOCLASAS		FTO. 10%	
	A	B	60%	90%		
CUARZO 10 %			C ▲ 26 ▲ 27	D 75		
CUARZO 10 % NO FELDES PATOIDES	E	F	G 40%	H ▲ 32 ▲ 41	I ▲ 39 ▲ 23 ▲ 25	J
FELDESPATOIDES	K	L	M	N	O	

Según Jung y Brousse (1959).*

- | | |
|-----------------------|------------------------|
| A.- Riolita Alcalina | H.- Latiandesita |
| B.- Riolita | I.- Andesita |
| C.- Riodacita | J.- Rocas Ultramáficas |
| D.- Dacita | K.- Fonolita |
| E.- Traquita Alcalina | L.- Fonolita-tefrita |
| F.- Traquita | M.- Tefrita-fonolítica |
| G.- Latita | N.- Tefrita |
| | O.- Nefelinita |

▲ Roca muy alterada con porcentajes imprecisos.

DIAG. 3.- CLASIFICACION DE LAS ROCAS VOLCANICAS.

* Tomado de Aubouin et al, 1981.

3) Geología Estructural.

a) Pliegues.

Existen al menos tres tipos de plegamiento que difieren en tiempo y en estilo tectónico. El primero y más antiguo, se caracteriza por micropliegues que afectan únicamente a la Fm. Las Tierras. El segundo, está representado por pliegues recostados isoclinales de escala decamétrica con ejes NW 45° y con posible vergencia al SW. Afectan principalmente a las partes incompetentes de la Fm. Las Tierras en capas alternantes de mármoles y mármoles con bandas silíceas y pelíticas finas, también a las areniscas con intercalaciones de lutitas silíceas negras de la Fm. Chubisco y a la Fm. Mina México. Se asocian a estos pliegues fallas inversas de magnitud reducida (Foto 17). En la Fm. Las Tierras C. Peyote, se observan pliegues irregulares: de rodilla, inclinados, abiertos, que indican diferentes etapas de plegamiento con ejes de deformación variables (Foto 16). Solo un estudio de microtectónica permitiría definirlos.



Foto 16.- Bandas calcosilicatadas de estratificación fina, intercaladas en mármoles de la Fm. Las Tierras. Presentan un microplegamiento intenso donde pueden diferenciarse al menos dos fases de deformación: una representada por pliegues subisoclinales de amplitud mayor y otra por micropliegues de dimensión más reducida; por lo tanto estos son posteriores a los primeros pues afectan a ambos flancos (de Mattauer, 1976). Cerro El Peyote.

Es necesario mencionar que en la Sierra El Batamote las capas de la Fm. - mencionada no presentan este plegamiento, mostrando un comportamiento competente. Aquí solo es visible un plegamiento a gran escala, los echados horizontales en su parte media van aumentando gradualmente hacia el E, hasta alcanzar magnitudes de 60° . La charnela de este anticlinal tiene un rumbo NW 12° . Anticlinales con ejes similares y que encierran pliegues más pequeños, tiene sus crestas en la mina La Norteña y en el escarpe que forma el arroyo Murrieta. Estos pliegues abiertos y de mayor amplitud, constituyen el último estilo tectónico de plegamiento.



Foto 17.- Pliegues isópacos, subisoclinales, recostados hacia el SW que son desplazados por fallas inversas. Se encuentran en mármoles grises y blancos (manchados de óxidos) de la Formación las Tierras. El rumbo de las capas es de 45° a 42° al NW y echado de 15° a 35° al NE (SE del rancho El Chubisco, en el arroyo del mismo nombre).

b) Fallas inversas.

Son fallas de pequeño salto incluso cabalgamientos reducidos (mina La Nor-teña), bastante distribuidas en todas las rocas del área, afectando tanto a las rocas metasedimentarias como graníticas y diques relacionados (Fotos 18 y 19). Se encuentran en su mayoría, asociadas a la misma fase tectónica, pueden dife-renciarse tres sistemas de fallas en etapas sucesivas representadas en el dia--grama 4. Según sus relaciones se puede afirmar que son posteriores al emplaza-miento plutónico.



Foto 18.- Fallas inversas que desplazan a un dique granítico, empla-zado en la secuencia de esquistos. (Carretera a Bacanora , cerro Anaconda).

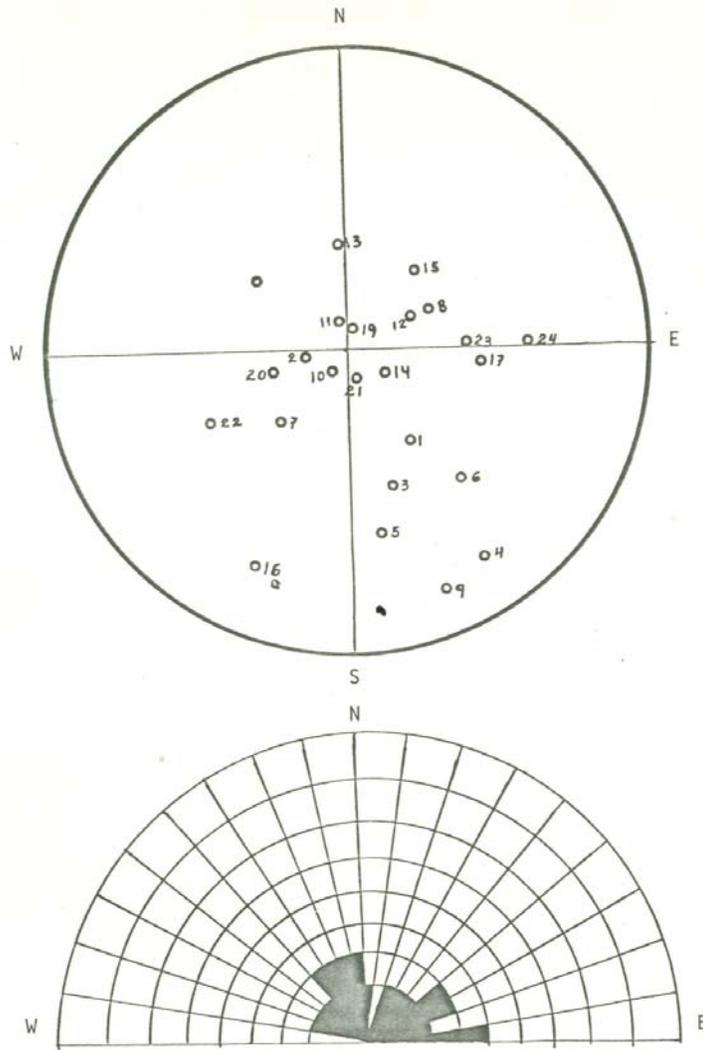
Otras fallas inversas de bajo ángulo con rumbos NW 40° y echado 35° NE, se asocian al plegamiento recostado y son más antiguas que las antes descritas (Fo to 17).

c) Diaclasas.

Se observaron dos familias principales de diaclasas que afectan a las ro--cas metasedimentarias, una con rumbo que varía de 5° a 35° al NW y echados 60° a 90° al SW y otra con rumbo 40° a 60° al NE con echados de 40° a 80° al NW (Dia-grama 6) .

Se originaron a partir del debilitamiento de los esfuerzos que produjeron_

DIAGRAMA 4.- FALLAMIENTO INVERSO.



	RUMBO	ECHADO		RUMBO	ECHADO
1.-	56° NE	40° NW	13.-	87° NE	36° SE
2.-	9° NW	16° NE	14.-	25° NE	14° NW
3.-	72° NE	50° NW	15.-	50° NW	37° SW
4.-	58° NE	80° NW	16.-	66° NW	76° NE
5.-	83° NE	62° NW	17.-	5° NE	45° NW
6.-	48° NE	58° NW	18.-	34° NE	41° SE
7.-	42° NW	35° NE	19.-	76° NW	5° SW
8.-	30° NW	32° SW	20.-	11° NW	31° NE
9.-	70° NE	80° NW	21.-	66° NE	12° NW
10.-	30° NW	10° NE	22.-	25° NW	56° NE
11.-	80° NE	51° SE	23.-	10° NW	40° SW
12.-	28° NW	25° SW	24.-	5° NW	60° SW

el plegamiento, ya que las primeras tienen rumbos longitudinales paralelos a los ejes de los pliegues y las segundas transversales a ellos. Por otra parte el enfriamiento ígneo conlleva un importante diaclasamiento.

Estas fracturas son importantes ya que permiten el emplazamiento de sistemas de diques andesíticos, pegmatíticos y venas de cuarzo, así como la circulación de fluidos que produjeron metasomatismo y mineralización.

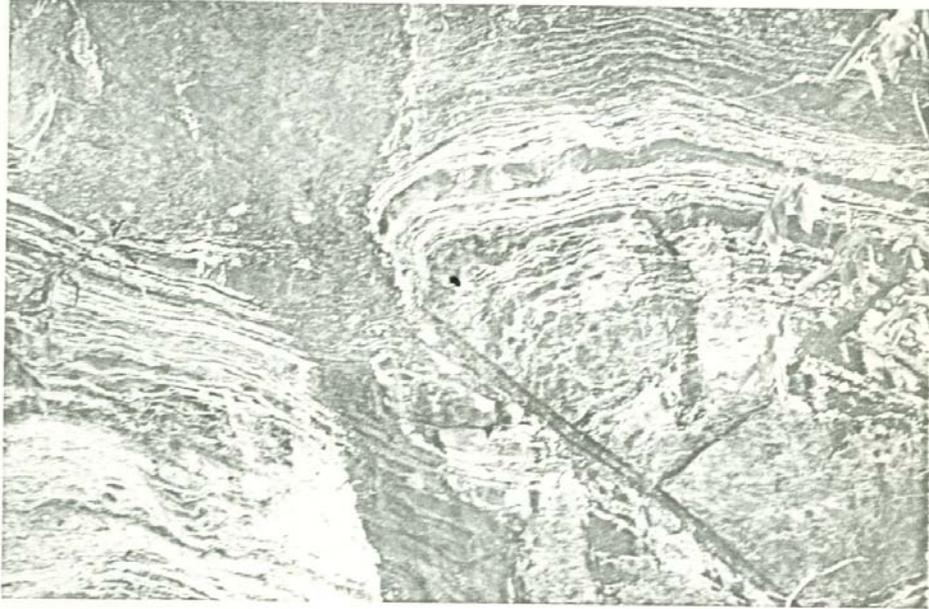


Foto 19.- Falla inversa de rumbo NW 30° y echado 10° al NE en calizas con bandas calcosilicatadas (Fm. Las Tierras), que muestran pliegues de arrastre o gancho de falla (Arroyo La Hoya).

d) Esquistosidad.

Se limita a una franja muy reducida en la porción NE del área, el problema de su origen se trata en el inciso 2 a.4) .

La esquistosidad tiene un rumbo promedio de 40° a 50° al NW y echado de 70° a 80° al SW (Diagrama 2). Queda localizada en una zona donde se intersectan tres estructuras lineales importantes (Fallas) .

e) Fallas Normales.

Son las estructuras mayores y mejor representadas en el área de estudio.

Afectan a todas las rocas inclusive a la Fm. Baúcarit .

Los dos sistemas principales tienen rumbos 30° - 40° NW y echados de 40° - 60° NE y están representados en el diagrama 5.

Las fallas mayores como la del Novillo y la de Jiropa, con aproximadamente 40 Km. de longitud, siguen rumbos NNW 10° SSE y tienen saltos importantes de - centenas de metros. Otras muy grandes, más recientes, tienen rumbos cercanos - al E-W cortando diagonalmente a las anteriores, por ejemplo la falla por la -- cual drena el arroyo murrieta .

Estos dos sistemas de fallas forman grandes bloques basculados que consti- tuyen los principales rasgos geomorfológicos del sector estudiado (Fig. 10).

Al tener predominancia las fallas con rumbo N-S, los relieves principales - se alinean en esa dirección, alternados con valles situados en los "grabens", - dando lugar a la provincia de Sierras y Valles Paralelos.

Las trazas de las fallas mayores no pueden seguirse en el campo, debido a que han sido ocultadas por los sedimentos de laderas, sin embargo existen nume- rosas fallas de menor magnitud asociadas a ellas y que en promedio indican su - rumbo y echados (Foto 20).

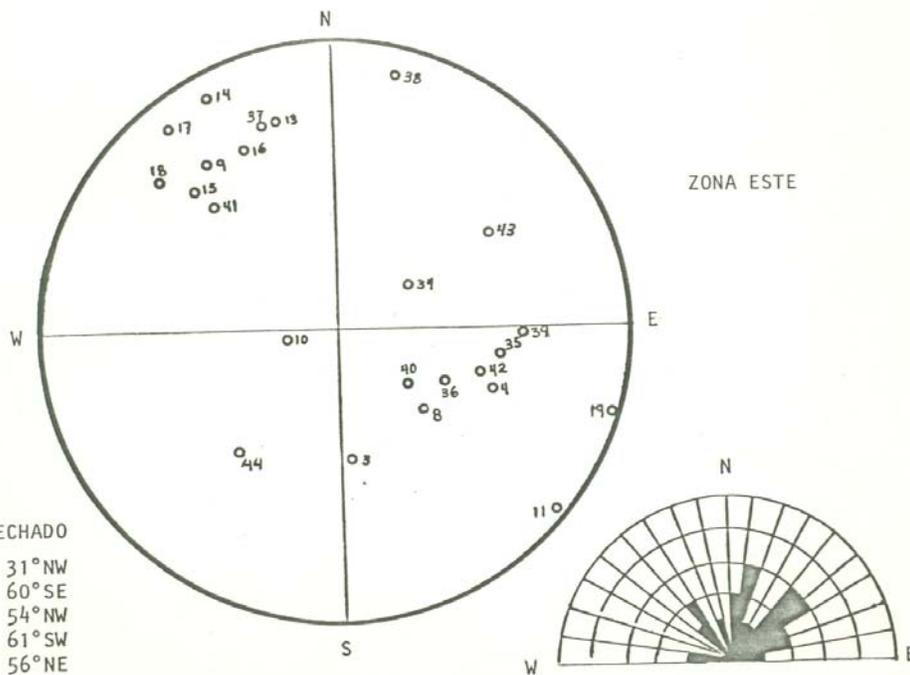
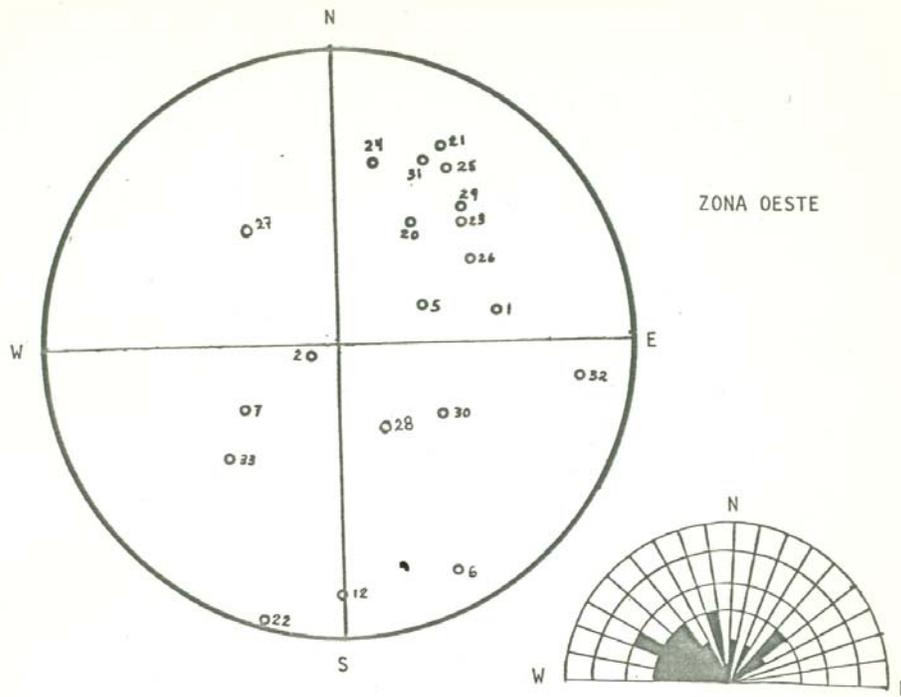
Existe un basculamiento hacia el NE con un promedio de 20° de la Fm. Baúca rit que indica que la falla Novillo tiene un buzamiento mayor a profundidad.

En el "graben", a la altura de la Presa "El Novillo", se produjo el desliza miento de un bloque calcáreo considerado como parte de la Fm. Las Tierras, so- bre la Fm. Baúcarit. Este deslizamiento se llevó a cabo posiblemente, a favor - de estructuras preexistentes como fallas inversas de bajo ángulo y debido al - desnivel causado por la falla Novillo (Fig. 9, secc. F-F'). Esto indica que el movimiento de las fallas es activo aún después de la depositación conglomeráti- ca considerada del Mioceno.

Diagrama 5.- Fallas Normales.

Rumbo	Echado	Rumbo	Echado	Rumbo	Echado
1. 10° NW	55° SW	14. 68° NE	86° SE	27. 52° NE	50° SE
2. 16° NW	11° NE	15. 46° NE	70° SE	28. 52° NE	38° NW
3. 82° NE	45° NW	16. 68° NE	70° SE	29. 52° NW	54° SW
4. 20° NE	57° NW	17. 53° NE	86° SE	30. 35° NE	42° NW
5. 30° NW	32° SW	18. 43° NE	76° SE	31. 65° NW	69° SW
6. 65° NE	80° NW	19. 18° NE	90°	32. 5° NE	77° NW
7. 30° NW	44° NE	20. 64° NW	49° SW	33. 41° NW	58° NE
8. 45° NE	40° NW	21. 72° NW	68° SW	34. 36° SE	32° SW
9. 55° NE	74° SE	22. 70° NW	90°	35. 5° NE	56° NW
10. 12° NW	20° NE	23. 50° NW	59° SW	36. 22° SW	42° NW
11. 40° NE	90°	24. 84° NW	66° SW	37. 75° NE	80° SE
12. 87° NW	79° NE	25. 60° NW	71° SW	38. 80° NW	85° SW
13. 78° SW	76° SE	26. 40° NW	50° SW	39. 2° NE	62° NW

DIAGRAMA 5.- FALLAMIENTO NORMAL.



RUMBO	ECHADO
40.- 30°NE	31°NW
41.- 52°NE	60°SE
42.- 15°NE	54°NW
43.- 34°NW	61°SW
44.- 45°NW	56°NE

4) Geología Histórica.

La naturaleza, relaciones y estructuras de las rocas que observamos, nos indican los eventos principales que les han producido y afectado.

Las rocas más antiguas del área, son las potentes secuencias calcáreas, asignadas al Carbonífero, formadas en una plataforma marina necesariamente subsidente, donde proliferaron organismos bentónicos y planctónicos, como equinodermos, briozoarios y celenterados, característicos de mares someros, cálidos y generalmente tranquilos.

Los cambios en las condiciones de sedimentación reflejados en la estratificación, son producidos durante la diagénesis (como nódulos y bandas de pedernal silicificación y dolomitización) y por la acción de microorganismos.

El aporte clástico, en forma de granos de cuarzo y arcillas, aumenta paulatinamente hacia la parte superior de la secuencia (Fm. Las Tierras) hasta que toma lugar una depositación eminentemente detrítica constituida por areniscas y lutitas silíceas de la Fm. Chubisco, que tiene pocas intercalaciones delgadas de calizas. Su litología, así como escasos fósiles marinos preservados, señalan que las condiciones de depositación son similares a las existentes, sin embargo, su carácter indica la presencia de relieves positivos de rocas cristalinas que al erosionarse, aportan el material que las forma. La madurez textural que presentan refleja los procesos de intemperismo del área fuente, importante transporte y retrabajamiento.

El Miembro Toneles, donde los sedimentos pelíticos cuarzo-arcillosos predominan sobre los calcáreos, señalan que la erosión de masas de tierra continúa con mucho transporte, depositándose en ambientes marinos de baja energía cercanos a la costa. Esta sedimentación varía gradualmente, a una depositación de areniscas cuarzosas que en la parte superior contienen intercalaciones de calizas biógenas con fusulínidos y crinoideos (Fm. El Venado), que determinan una edad Leonardiana para la parte superior del grupo.

Los fusulínidos vivieron en ambientes marinos protegidos, de aguas claras, lejos de la costa y ocurren en depósitos de naturaleza cíclica formados durante el avance y retroceso de mares superficiales sobre las plataformas continentales, lo cual es también representado litológicamente en dicha formación.

La formación de los relieves de donde provienen los aportes clásticos así como el cese de la subsidencia, son efectos conocidos en Norte América, y son relacionados a la Orogenia Apalacheana del Paleozoico superior (Dunbar, 1981) y es probable que reflejos de una orogenia similar, produjeron ese cambio en la tranquila depositación carbonatada del Paleozoico inferior-medio.

El microplegamiento observado únicamente en la Fm. Las Tierras puede corresponder a esta etapa, ya que se producen generalmente cuando las rocas carbonatadas acaban de formarse; aunque su ausencia en las formaciones posteriores puede deberse a que carecen de capas pelíticas finas.

Rangin(1978) y Fries (1962) señalan la existencia de orogenias que actuaron en Sonora a fines del Paleozoico y durante el Triásico y las llamaron respectivamente Orogenia Hercínica y Sonorense.

La Fm. Mina México, asignada al Permo-Triásico, marca un cambio en las condiciones de depósito. Su homogeneidad, con predominancia de constituyentes finos y su potente espesor, reflejan un ambiente marino de aguas con poca circulación, como una cuenca o las partes profundas de una plataforma en continuo hundimiento. La carencia de macrofósiles es tal vez debida a deficiencia en oxígeno, pudiendo existir sólo organismos pelágicos no observados. El límite inferior de esta unidad es el Pérmico inferior y el límite superior no se conoce.

Todas las formaciones anteriores se ven envueltas en un evento tectónico -- compresivo, con dos fases de plegamiento diferentes en intensidad y estilo. El primero, representado por pliegues recostados con ejes al NW y posible vergencia al NE y SW es correlacionado a la fase Nevadiana u Oregoniana descrita por Rangin (1982) en el N del Estado con características similares, a estas fases se les asigna una edad Jurásico superior y Cretácico medio respectivamente. El segundo estilo de plegamiento lo constituyen pliegues anticlinales y sinclinales de escala mayor que el anterior asignados al Cretácico superior y correlacionables con eventos similares en el N de Sonora.

La potente secuencia constituida por derrames volcánicos y vulcanosedimentarias, plegada y metamorfizada, localizada en la sierra El Novillo, descrita por Menicucci (1975) y Rangin (1982) se considera anterior a la segunda fase de plegamiento y vienen a complementar en parte, el hueco en el registro geológico. En el área, existen delgados derrames volcánicos, que pueden significar remanentes de erosión o facies lejanas de ese vulcanismo.

Posteriormente a esta fase compresiva, tiene lugar la intrusión granítica principal, compuesta de una serie calcoalcalina que va de granito a diorita, lo cual produjo importantes cambios en las rocas, al producir una aureola de metamorfismo mayor de un kilómetro, la extrusión de diques: pegmatíticos, aplíticos y andesíticos, además de proporcionar el calor necesario y los elementos para la circulación de fluidos metasomáticos e hidrotermales.

La mayoría de los plutones de este tipo son sinorogénicos con respecto a los cinturones plegados entre los que ellos yacen (Mattauer,1976). En el área siguen a dos fases de plegamiento y anteceden a una etapa de compresión (fallas inversas).

Una etapa intrusiva representada por rocas máficas y microplutónicas de -- composición intermedia a básica están intrusionadas por rocas graníticas ácidas y metamorfizadas térmicamente, cuya edad de emplazamiento es difícil discernir.

Fallas inversas de diferentes direcciones y echados que cortan a las rocas graníticas y relacionadas a ellas, así como a las metasedimentarias, constituyen la última fase compresiva en el sector. Sus efectos son modestos en magnitud pero se encuentran ampliamente distribuidos. La edad del fallamiento se considera Paleoceno, ya que afecta a las rocas graníticas y no a rocas volcánicas intermedias, atribuidas al Oligoceno-Mioceno.

Las rocas intermedias son el componente principal de un conjunto que abarca coladas, brechas y tobas, cuyas interrelaciones son complejas, ya que son establecidas en un régimen continental con relieves y depresiones causados por la misma edificación volcánica; los primeros sujetos a los procesos de denudación y los segundos funcionando como cuencas de depositación, ocupadas temporalmente por lagos. Estas cuencas fueron cubiertas por brechas volcánicas intercaladas con los derrames y por tobas rojas con estratificación fina.

Después del vulcanismo intermedio, tiene lugar la extrusión del vulcanismo ácido, representado por riolitas, ignimbritas y tobas.

Entre las dos etapas de vulcanismo, existen depósitos de brechas sedimentarias, con algunos derrames volcánicos y vulcanosedimentarios, oscuros y de poco espesor. Estas brechas son muy similares en litología y morfología a aquéllas que se encuentran al pie de la falla Novillo, lo cual sugiere que son formadas en el inicio del fallamiento normal. Son, como se ha mencionado, también la base de las secuencias de conglomerados y brechas sedimentarias de la Fm. Baúcarit.

El fallamiento antes mencionado, se origina a partir del cese de los esfuerzos compresivos, cuando sobreviene el relajamiento de la corteza y, con éste, un conjunto de fallas normales escalonadas de gran magnitud, con rumbo predominante NNW - SSE, formando las estructuras de "horst y graben", es decir, cadenas montañosas y valles entre ellas (Fig. 10). Estas cadenas son a su vez -- cortadas por grandes fallas normales diagonales a las anteriores, producidas -- tal vez por movimientos desiguales de los horst o, en base a su magnitud, relacionadas a la neotectónica que causó la apertura del Golfo de California.

La intensidad y relativa velocidad de esta etapa distensiva, es atestiguada por las secuencias de conglomerados de clastos gruesos de la llamada Fm. Baúcarit depositadas en el graben del río Yaquí.

Una reactivación, o al menos una indicación de que el movimiento no ha ce-

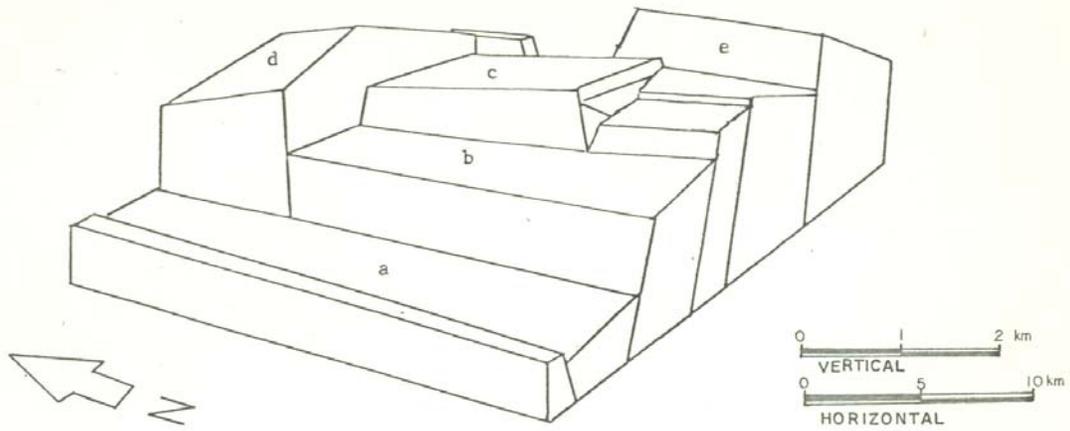


FIG 10.-SISTEMA DE BLOQUES PRODUCTO DE LA TECTONICA DISTENSIVA DE SIERRAS Y VALLES PARALELOS

- | | |
|---------------------------------|---|
| a) Graben del Río Yaqui | d) Horst de la S. El Batamote |
| b) Semigraben | e) Horst o semihorst de la S. La Zacatera |
| c) Horst de la S. La Campanería | |



FOTO 20.- Fallas Normales de magnitud reducida, que se observan por el desplazamiento de un dique aplítico que atraviesa al granito. Es una representación a pequeña escala de las estructuras - formadas durante la fase distensiva. (Cerro Peyote)

sado, es el deslizamiento de un bloque calcáreo paleozoico (Fig. 9, secc. F-F') sobre los conglomerados antes mencionados, los que también son cortados por fallas normales.

Los rasgos geomorfológicos, indican que el área se encuentra en una etapa juvenil, donde la erosión es el principal proceso activo, mediante un drenaje pluvial en desarrollo.

TABLA RECAPITULATIVA DE LOS EVENTOS OCURRIDOS EN EL SECTOR ESTUDIADO

OBSERVACIONES	EDAD	EVENTO
Lutitas y limolitas silíceas C. Peyote.	Ordovícico*	Depósitos en cuenca marina.
-cambio en el estilo sedimentario-	Devónico - Mississípico*	Fase tectónica que produce levantamiento (Rangin, 1982; Noll, -- 1981).
Grandes espesores de calizas con bandas y nódulos de pedernal y esporádicas intercalaciones arenosas. Fm. Las Tierras.	Carbonífero*	Depósitos en plataforma somera.
-cambio en el estilo sedimentario-	Carbonífero-Pérmico*	Orogenia -Levantamiento, formación de relieves. Erosión.- Microplegamiento.-
Areniscas, limolitas, lutitas silíceas en parte carbonosas, con algunos conglomerados. Fm. Chubisco.	Pérmico inferior*	Depósitos detríticos en plataforma marina somera. Regresión marina.
Calizas con intercalaciones de areniscas. Fm. El Venado.	Pérmico inferior	Depósitos en plataforma marina -- con condiciones alternantes de depósito. Transgresión.
Formación Mina México. - Argilitas, areniscas rojas y lutitas	Pérmico Triásico*	Depositación marina en aguas protegidas posiblemente una cuenca o una plataforma profunda. Regresión (?)
-Pliegues recostados isoclinales, de escala decamétrica de ejes NW-SE con vergencias opuestas	Fines del Jurásico ó Cretácico medio*	Orogenia. Posiblemente Fase Nevada o Fase Oregoniana. Efectos compresivos con fallas inversas asociadas.(Rangin, 1982).
Coladas andesíticas	Cretácico inferior*	Posible existencia de un arco volcánico. Fm. Alisitos (Rangin, -- 1982).
-Pliegues anticlinales y sinclinales de gran escala-	Cretácico superior *	Orogenia Laramide. Fase compressiva. Levantamiento regional. Emergencia. Regresión de los mares que depositaron las rocas carbonatadas en el NE de Sonora.

OBSERVACIONES	EDAD	EVENTO
-Diaclasas-		Diaclasamiento tectónico producto de compresión
Dioritas, tonalitas, granodioritas y granitos.	Cretácico-Paleoceno*	Intrusión granítica diferenciada de extensión batolítica.
-Metamorfismo-		Metamorfismo de contacto generalizado de grado medio-bajo.
-Diaclasas-		Diaclasamiento de retracción por enfriamiento de las rocas ígneas.
Diques andesíticos, pegmatíticos y de cuarzo.	Paleoceno*	Formación de los yacimientos tipo skarn e hidrotermales.
- Fallas inversas de reducido desplazamiento-	Paleoceno*	Fase compresiva tangencial. (Último evento de la Orogenia Laramide en Sonora).
Andesitas, tobas y brechas volcánicas.		Vulcanismo intermedio representado por coladas, diques y fases explosivas, depositadas en un medio continental.
Brechas vulcanosedimentarias, coladas y conglomerados.	Oligoceno-Mioceno*	Etapas vulcanosedimentaria, finalización del vulcanismo intermedio.
Riolitas, riodacitas, ignimbritas, brechas y tobas		Vulcanismo ácido en forma de coladas gruesas, fases explosivas de nubes ardientes. Edificación de la Sierra Madre Occidental.
-Fallas normales con rumbos variables y de deslizamiento asociadas.-	Mioceno-Plioceno*	Fase distensiva de Sierras y Valles Paralelos (Basin and Range).
Conglomerados con algunas brechas y tobas intercaladas.	Mioceno*	Deposición continental en las cuencas producidas por el evento distensivo antes mencionado, el que produce igualmente los relieves de donde provienen los clastos constituyentes.
Coluviones y Aluviones	Plioceno-Cuaternario.*	Depósitos continentales, etapa erosiva.

* Las edades relativas están basadas en observaciones de las relaciones de las rocas y estructuras en el campo y por correlación con otros trabajos realizados en Sonora y Arizona.

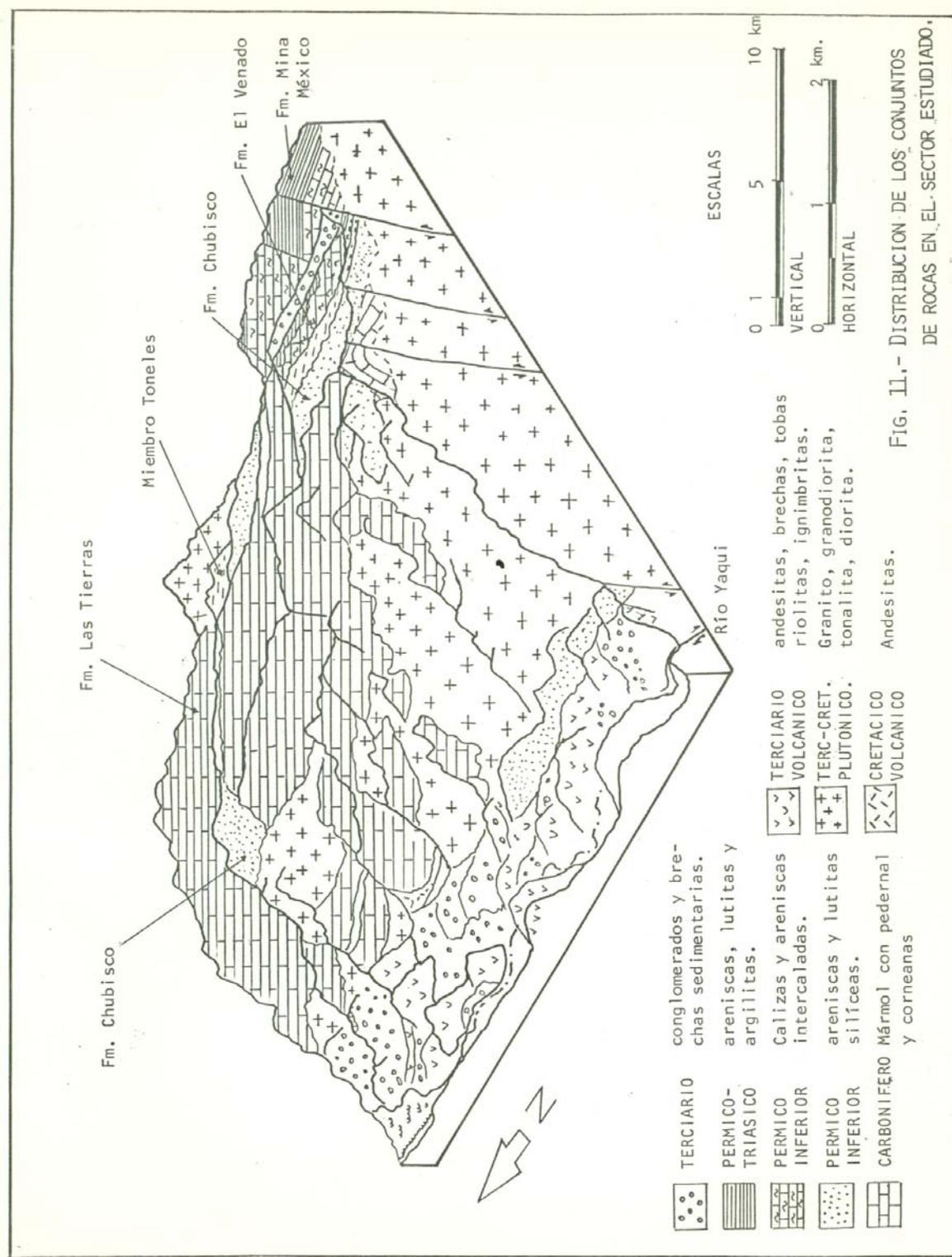


FIG. 11.- DISTRIBUCION DE LOS CONJUNTOS DE ROCAS EN EL SECTOR ESTUDIADO.