

UNIVERSIDAD DE SONORA

**MAESTRIA EN CIENCIAS - GEOLOGIA
YACIMIENTOS MINERALES**

TESIS

**GEOLOGIA Y YACIMIENTOS MINERALES
DE LA SIERRA PINTA,
MUNICIPIO DE PUERTO PEÑASCO, SONORA**

Presentada para obtener el título de:

MAESTRA EN CIENCIAS

por

Elizabeth Araux Sánchez

Sinodales:

Ing. Efrén Pérez Segura
Dra. Diana María Meza Figueroa
Dr. Lucas Hilario Ochoa Landín



EL SABER DE MIS HIJOS
PARA MI GRANDEZA

**BIBLIOTECA
DE CIENCIAS EXACTAS
Y NATURALES**

Marzo, 2000

Universidad de Sonora

Repositorio Institucional UNISON



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



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

INDICE

RESUMEN

INTRODUCCION

Metodología y objetivos

I. MARCO GEOGRAFICO Y GEOLÓGICO DEL AREA DE ESTUDIO

I.1. Marco geográfico

- I.1.1. Localización y vías de acceso
- I.1.2. Clima, vegetación y fauna
- I.1.3. Fisiografía y geomorfología
- I.1.4. Hidrografía

I.2. Marco geológico y tectónico

- I.2.1. Trabajos previos

II. GEOLOGIA DE LA SIERRA PINTA

II.1. Conjunto Metamórfico Sierra Pinta – Petrografía y Estructuras

- II.1.1. Unidad de Esquistos y Anfibolitas
- II.1.2. Unidad de Ortogneises

II.2. Conjunto Granítico

II.3. Unidad Volcánica



EL SABER DE MIS HIJOS
HARA MI GRANDEZA

BIBLIOTECA
DE CIENCIAS EXACTAS
Y NATURALES

III. DEPOSITOS HIDROTHERMALES DE LA SIERRA PINTA

III.1. Historia minera

III.2. Vetas

- III.2.1. Descripción petrográfica y minerográfica
- III.2.2. Relaciones estructurales
- III.2.3. Edad de la mineralización
- III.2.4. Análisis químicos
- III.2.5. Estudio de inclusiones fluidas
- III.2.6. Génesis de la mineralización

III.3. Yacimientos mesotermiales asociados a zonas de cizalla

IV. CONCLUSIONES

BIBLIOGRAFIA

APENDICES

RESUMEN

En el área de estudio se han diferenciado cinco conjuntos litológicos. El conjunto más antiguo corresponde a rocas afectadas por un metamorfismo regional y se le ha denominado Conjunto Metamórfico Sierra Pinta. En él se han diferenciado dos unidades; una llamada Unidad de Esquistos y Anfibolitas que corresponde a una secuencia heterogénea formada por intercalaciones métricas a centimétricas principalmente de esquistos de biotita y anfibolitas con cantidades subsidiarias de gneises cuarzo-feldespáticos y esquistos de muscovita con granate. Las rocas de esta unidad se caracterizan por una foliación en bandas composicionales finas, formadas por enriquecimientos de uno o varios minerales como biotita, hornblenda, feldespatos y cuarzo. Intercalados en la foliación se encuentran diques o lentes cuarzo-feldespáticos y de cuarzo, estos lentes pudieron originarse por intrusiones sintectónicas y por segregación metamórfica. La foliación mencionada fue producida por una fase de deformación denominada D1. Los datos de la foliación indican la presencia de una familia con rumbos principalmente entre 30° y 40° NW con echados variables entre 60° y 90° SW. Con base en su mineralogía pudo establecerse que esta secuencia fue metamorfozada en la Facies de Anfibolita. El protolito de la Unidad se considera que consistió en una secuencia volcánica con intercalaciones menores de rocas sedimentarias o volcanosedimentarias.

La segunda unidad que constituye al Conjunto Metamórfico Sierra Pinta es llamada Unidad de Ortogneis ya que esta formada precisamente por ortogneises cuarzo-feldespáticos, de los que se distinguieron diversas facies, la principal es un ortogneis con grandes feldespatos potásicos elongados. Dentro de esta unidad se observan facies de grano más fino que correspondieron a diques cuarzo-feldespáticos. La estructura más visible en estos gneises es una foliación secundaria marcada por la recristalización de cuarzo y feldespatos formando lentes o bandas junto con la biotita, esta foliación se atribuye igualmente a una fase de deformación D1. El análisis estadístico indica que la principal familia de la foliación en gneises tiene rumbos entre 50° y 70° al NW, con un máximo en NW 60° y echados principalmente hacia el SW entre 65° y 90° (con máximo en 70°). La facies de esta Unidad es más difícil de precisar por su mineralogía limitada pero se considera que también representa una Facies de Anfibolita. Estas rocas son más homogéneas en composición y distribución de afloramientos que los de la unidad de Esquistos y Anfibolitas, por lo que se considera que los protolitos corresponden a rocas intrusivas graníticas cortadas por diques aplíticos y pegmatíticos. La relación entre estas unidades es de tipo intrusivo y

anterior al evento de metamorfismo regional. El análisis químico realizado en dos muestras de diques cuarzo-feldespáticos foliados permite clasificarlos como rocas peraluminosas.

Aunque no se encontraron dataciones radiométricas de las rocas metamórficas del área en la bibliografía consultada, ni tampoco fueron realizadas en este trabajo, este conjunto metamórfico se puede correlacionar con otros conjuntos similares estudiados en la región de Caborca, especialmente con el Complejo Metamórfico Bámori cuyo metamorfismo ha sido fechado entre 1,700 a 1,600 Ma. Así el metamorfismo del Conjunto Metamórfico Sierra Pinta se asigna tentativamente al Proterozoico Medio.

En ambas unidades metamórficas del Conjunto Sierra Pinta se han encontrado estructuras que indican la existencia de una segunda fase de deformación D2, entre ellas podemos mencionar: un microplegamiento centimétrico a métrico (mas perceptible en la unidad de esquistos y anfibolitas, debido a su mayor ductilidad), una foliación espaciada S2 de plano axial asociada con este microplegamiento, foliaciones de crenulación, boudines plegados en lentes cuarzo-feldespáticos y una segunda foliación S2 en la Unidad de Ortogneis. Un evento metamórfico acompañó a esta fase de deformación produciendo localmente esquistos de actinolita o de clorita-biotita en la Unidad de Esquistos y Anfibolitas y clorita, sericita y recristalización de cuarzo en ortogneises, este evento no tiene distribución homogénea y se concentra en zonas de cizalla, por su mineralogía metamórfica se asigna a la facies de Esquistos Verdes. El análisis estadístico de los ejes de los micropliegues indica una familia con rumbos predominantes entre 30° y 40° NW y echados al SE entre 10° y 70° con un máximo en 45°.

El conjunto litológico de mayor distribución del área exceptuando los sedimentos de los valles, corresponde a intrusiones de composición granítica que se emplazaron en el Conjunto Metamórfico Sierra Pinta. La distribución de afloramientos de ambos conjuntos litológicos y el análisis hidrológico y morfológico permitieron establecer que la intrusión fue de tipo "doming" levantando y curveando a las rocas encajonantes. El estudio petrográfico de estas rocas ha permitido reconocer dos tipos principales: sienogranitos con dos micas y granate con una textura predominante inequigranular anhedral, que afloran como apófisis y diques dentro de la roca encajonante y un sienogranito con hornblenda y biotita con textura inequigranular anhedral. El análisis químico de estos dos tipos permite asignarlos como peraluminoso el primero y metaluminoso el segundo. La edad de estos intrusivos no se conoce con precisión, por correlación con otros intrusivos de dos micas de áreas cercanas se considera del Eoceno Inferior (alrededor de 54 Ma).

Numerosos diques cuarzo-feldespáticos con texturas aplíticas y pegmatíticas acompañan a los intrusivos graníticos, sus minerales accesorios más comunes son muscovita, biotita (escasa), granate y alanita. El análisis de las actitudes de estos diques permiten interpretar que se emplazaron en forma cónica hacia fuera del intrusivo. La morfología elíptica de los afloramientos del granito y el desarrollo de una foliación incipiente sugieren que el emplazamiento de este intrusivo fue sintectónico con una fase compresiva que indica un esfuerzo principal con dirección NE 40° aproximadamente.

Una fase hidrotermal siguió al emplazamiento de los cuerpos ígneos, afectando tanto al granito como a las rocas encajonantes, los minerales de alteración más comunes son cuarzo, calcita, sericita-muscovita, clorita, epidota, sulfuros y cantidades menores de oro y plata. Del estudio minerográfico se desprende que el oro se encuentra dentro de la piritita y aislado en el cuarzo al desprenderse de este mineral durante la formación de la veta. Los sulfuros muestran la paragénesis: piritita – calcopiritita – esfalerita – galena – covelita.

La fase hidrotermal se manifiesta como delgadas vetillas ramificadas en el intrusivo pero principalmente como un sistema de vetas de cuarzo con cantidades menores de calcita, muscovita, clorita, sulfuros y oro. Las vetas tienen espesores generalmente menores a 1 metro y se encuentran encajonadas en las rocas graníticas, en los esquistos y anfibolitas pero sobre todo en los ortogneises. Las vetas tienen forma tabular y en muchas de ellas puede apreciarse que se emplazaron a favor de zonas de cizalla frágil-dúctil y en grietas de extensión secundarias que ocasionalmente siguen la foliación. El análisis estadístico indica la existencia de una familia principal de vetas que tienen un rumbo general NE 35° y echados al SE entre 30° y 70° con un máximo alrededor de 50°. Los minerales de las vetas muestran diferentes grados de deformación y recristalización dinámica lo cual señala, junto con el fracturamiento de las mismas, que los movimientos que generaron dichas zonas continuaron aún después de la formación de las vetas.

El estudio de microtermometría mediante inclusiones fluidas indica que las mismas pertenecen a varias familias: la familia de mayor temperatura está formada por inclusiones trifásicas de H₂O-CO₂ (líquido y vapor), presenta temperaturas de homogeneización con máximos entre 295 y 285 °C que se considera la temperatura mínima de formación de las vetas. La segunda familia está formada por inclusiones bifásicas primarias H₂O-CO₂ (gas) y muestra temperaturas de homogeneización parcialmente coincidentes con la primer familia pero generalmente presentan máximos a menor T (entre 200 y 235 °C). La tercer familia está formada por inclusiones bifásicas secundarias muy pequeñas formadas por H₂O (líquido + vapor). Las temperaturas de homogeneización de esta familia en las vetas del área

muestran dos máximos uno a 190 °C y otro a 135 °C. Las temperaturas de homogeneización de mayor temperatura que indican la fase más temprana de formación de cuarzo en las vetas son bastante homogéneas en todas las vetas analizadas, en cambio las fases posteriores varían de una veta a otra. Las densidades del CO₂ varían de 0.5 a 1 gr/cm³ que indican concentraciones de aproximadamente un 10 % del fluido. La salinidad de las inclusiones muestra la existencia de dos familias: una asociada con las inclusiones de mayor temperatura varía entre 0.5 y 4.5 % p. eq. NaCl y una media de 2.8 %; la segunda asociada con inclusiones de temperatura un poco menor varía entre 4.8 y 20.6 % p. eq. NaCl con una media de 10.4 %.

Se obtuvo una datación radiométrica por el método de K-Ar en muscovita de la veta La Pinta (la principal y más explotada en el área) la cual indica una edad de 54.8 ± 1.4 Ma.

Análisis químicos realizados en algunas vetas indican índices Au/Ag variables desde 0.1 a 5.03. Hay concentraciones altas de Fe, Pb, Zn, Cu, Ni y Cr. Algunas muestran asociación de altas concentraciones de Cd con elevadas concentraciones de Zn.

La génesis de los depósitos por su edad y sus relaciones geológicas se considera asociada con el intrusivo sintectónico con dos micas.

ABSTRACT

Five lithologic units have been recognized in the study area. The oldest group is formed by regional metamorphic rocks named Sierra Pinta Metamorphic Group. This group has two units: an Schist and Amphibolite Unit which is an heterogeneous sequence of schists and amphibolites with minor intercalations of quartz-feldspatic gneiss and muscovite-garnet schists. A fine compositional layering foliation characterize this unit, this layering consists in mineral groupings of preferred oriented cristals such as biotite, hornblende, feldespars and quartz. Quartz-feldspar dikes and lenses are intercalated in the foliation, wich could be originated by sintectonic intrusion or metamorphic segregation. Foliation was formed by a deformation phase D1. Foliation data show a family with strikes mainly between NW 30° to 40° with dips between SW 60° to 90°. The metamorphic mineralogy indicates that the Unit was transformed in the Amphibolite Facies. Unit protholits must be a volcanic sequence with minor sedimentary or vulcanosedimentary intercalations.

The second unit in the Sierra Pinta Metamorphic Group is named Orthogneiss Unit, is

precisely made of quartz-feldspathic gneiss with large, elongated potassic feldspars. Some fine grain gneiss intercalated with orthogneiss are interpreted to have been originally quartz-feldspathic granitic dikes. Foliation in gneisses is marked by recrystallized quartz and feldspar, forming layers or bands with oriented biotite. Statistical analysis indicates a main foliation family with strikes between NW 50° to 70° with a maximum in NW 60°, dips are between SW 60° to 90° (with maximum in 70°). Metamorphic facies in these rocks are difficult to define because of limited mineralogy, but it is considered that the rocks belong to the Amphibolite Facies. Protoliths of this unit were plutonic granitic rocks with aplitic and pegmatitic dikes, chemical analysis in two dikes indicate peraluminous composition. Relation between two units forming the Sierra Pinta Metamorphic Group is considered intrusive previous to the regional metamorphism event.

There are not reported radiometric ages in consulted literature, but the metamorphic group can be correlated with similar groups in northwestern Sonora (Caborca region) such as Bamori Metamorphic Complex with 1,700 to 1,600 My dated metamorphism.

The Sierra Pinta Metamorphic Group have geological structures indicating a second deformation phase D2. Among these structures are: a centimetric to metric microfolding (more developed in the Schist and Amphibolite Unit), a spaced plane axial foliation S2, a crenulation foliation, folded boudins in quartz-feldspathic lenses and a second foliation in the Orthogneiss Unit. Microfolding statistical analysis indicates a family with strikes mainly between NW 30° to 40° and dips between SE 10° to 70° with maximum in 45°.

A metamorphic event is contemporaneous with D2, locally forming actinolite-epidote or chlorite-biotite schists in the Schist and Amphibolite Unit and mylonitic foliation with sericite-chlorite in Orthogneiss Unit. This event has an heterogeneous distribution and it is concentrated in shear zones. Its metamorphic mineralogy defined a Greenschists Facies.

The area's largest distribution lithologic unit is formed by granitic intrusives emplaced in Sierra Pinta Metamorphic Group. Outcrops morphology of both metamorphic and igneous rocks and hydrologic analysis suggest that the intrusion is of 'doming' type, pushing up the host rocks.

Two main rock types are defined by petrographic studies: i) syenogranites with two micas and garnet, inequigranular anhedral texture, which outcrop like apofisis and dikes within host rocks, and ii) syenogranite with hornblende and biotite also with inequigranular anhedral texture. Chemical analysis allowed the classification of both types of granites as i) peraluminous and ii) metaluminous. The intrusives ages are uncertain, but dated two-mica intrusives in near regions indicate Early Eocene ages (about 54 My).

Many quartz-feldspathic aplitic and pegmatitic dikes are associated with granitic intrusion, its accessory minerals are muscovite, biotite (rare), garnet and allanite. Dike attitude analysis allowed for the interpretation of their emplacement as a conic shape outside the intrusive. Elliptic outcrop morphology and incipient foliation development in syenogranite suggest syntectonic emplacement with compressional deformation phase and σ_1 about NE 40°.

An hydrothermal event follows igneous bodies emplacement altering both granitic and host rocks, developed minerals in this event are quartz, calcite, sericite-muscovite, chlorite, epidote, sulfurs and minor gold and silver. Mineragraphic studies indicates that gold is founded inside pyrite and isolated in quartz when fluids separated it from pyrite. Sulfur paragenesis is: pyrite - chalcopyrite – sphalerite – galena – covellite.

A Hydrothermal event is present as branching thin veinlets in granitic rocks, but mainly like quartz filons. Filons are usually smaller than one meter in thickness and they are hosted by granitic intrusives, schist and amphibolite but mainly by orthogneiss. Veins have tabular shapes and many of them were emplaced along brittle-ductile shear zones. There is a main vein family with strikes about NE 35° and dips between SE 30° to 70° with a maximum about 50°. Veins minerals shows intracrystalline deformation and dynamic recrystallization and strong fracturing too, indicating that the movements in shear zones continue after vein formation.

Fluid inclusions microthermometric studies permit classify inclusions in three families: a) a high temperature family formed by triphasic inclusions with H₂O-CO₂ (liquid and gas), this family has homogenization temperatures with statistical highs between 285-295 °C, minimum temperature to vein formation. b) Medium temperature biphasic inclusions with H₂O-CO₂ (gas) have homogenization temperatures partially coincident with the first family but generally has statistical highs between 200 to 235 °C. c) A third family is formed by secondary biphasic inclusions only with H₂O. Homogenization temperatures have two highs in 190 °C and 135 °C. CO₂ densities varies from 0.5 to 1 gr/cm³ and indicates concentrations about 10 % of fluid. Inclusions salinity indicates existence of two families: a first one associated with medium temperature inclusions with salinity variation between 0.5 to 4.5 % w eq NaCl and 2.8 % mean; a second family associated with high temperature inclusions has a salinity variation between 4.8 y 20.6 w.eq. NaCl with 10.4 % mean.

A radiometric datation was obtained from muscovite in La Pinta Vein (the main and more worked filon) and is 54.8 ± 1.4 My .

Chemical analysis in some veins indicate Au/Ag ratios from 0.1 to 5.03 in La Pinta filon. There is a large concentration of Fe, Pb, Zn, Cu, Ni and Cr. Some samples have significant Cd concentration associated with Zn.

Deposit genesis is related to syntectonic two-mica granitic intrusions.



INTRODUCCION

En la provincia fisiográfica del Desierto Sonorense han sido estudiados y explotados algunos depósitos con mineralización de oro, los cuales han sido denominados como "yacimientos de oro estructuralmente controlados" Silberman (1988); posteriormente Albinson (1989) los denominó "vetas mesotermales auríferas"; por último Pérez Segura (1993) los clasifica como "vetas mesotermales y zonas de cizalla en terrenos ígneo-metamórficos". A nivel mundial estos depósitos podrían ubicarse dentro de la división de "depósitos en zonas de cizalla" ("shear zone deposits") (Boyle, 1987) también conocidos como depósitos en "greenstones belts o mesotermales"

El descubrimiento en Sonora de estos depósitos con características particulares ha planteado la necesidad de definir de manera más precisa las características comunes de estos depósitos y sus particularidades, así como de compararlos con depósitos similares a nivel mundial. El presente trabajo realizado en la Sierra Pinta municipio de Puerto Peñasco, Sonora, se enmarca en dicho esfuerzo de conocer con más detalle depósitos atribuidos a los tipos citados. La vieja mina conocida como "La Pinta" o "Sierra Pinta" fue trabajada desde 1885, en ella afloran rocas con metamorfismo regional afectadas por cuerpos intrusivos que encajonan a las vetas cuarzosas con oro. Estudios preliminares efectuados por Pérez Segura (1993) indicaban que las características generales del depósito permitían incluir las vetas del área dentro de los subtipos citados. A partir de este principio se procedió a realizar el presente trabajo con el fin de estudiar de manera más detallada el contexto geológico de los depósitos minerales del área, las estructuras principales primarias y secundarias, así como las características propias de las vetas mineralizadas.

Metodología y Objetivos

Los objetivos principales de esta investigación fueron:

- establecer las características geológicas del área
- determinar las características geológicas de los depósitos minerales
- realizar un estudio metalogenético somero de los mismos.

La metodología empleada fue:

- Recopilación y análisis de la información bibliográfica.
- Realización del mapa fotogeológico del área escala 1:75 000.
- Caminamientos y secciones de campo para reconocimiento y verificación de las unidades fotogeológicas.
- Salida al campo para realizar levantamientos geológico y estructural, así como hacer un muestreo de las unidades y de las vetas.
- Realización de un mapa geológico escala 1 : 25 000.
- Estudios petrográficos de las diferentes unidades.
- Estudios petrográficos y mineragráficos de las vetas.
- Análisis geoquímicos de 4 muestras por roca total.
- Análisis geoquímicos de vetas.
- Estudio de geocronometría en la veta principal.
- Análisis de los datos estructurales.
- Estudios de inclusiones fluidas.
- Redacción del manuscrito.

I. MARCO GEOGRAFICO Y GEOLOGICO DEL AREA DE ESTUDIO

I.1. Marco geográfico

I.1.1. Localización y vías de acceso

El área de estudio se encuentra en la porción noroeste del Estado de Sonora dentro del Municipio de Puerto Peñasco. Queda localizada entre las coordenadas geográficas 31° 21' y 31° 28' de latitud norte y 113° 06' - 113° 13' de longitud oeste, comprendiendo una superficie aproximada de 130 Km².

Para llegar al área de estudio desde Hermosillo se puede seguir la carretera federal México 15 (México – Nogales) hasta la ciudad de Santa Ana, este recorrido (169 Km), es por medio de una autopista con 4 carriles; de aquí se sigue la carretera federal México 2 hasta la ciudad de Sonoyta (260 Km); de ahí la carretera federal México 8 que conduce a la ciudad de Puerto Peñasco (100 Km). En el kilómetro 32 de esta carretera parte hacia el este un camino de terracería que comunica con la Sierra Pinta (fig. 1). Otra manera de llegar a esta región es tomando la carretera federal 15 a Santa Ana y luego la federal 2 hasta la ciudad de Caborca (101 Km), después la carretera estatal con dirección hacia Puerto Peñasco (160 Km), aproximadamente en el kilómetro 126 parte hacia el norte un camino de terracería que comunica con la Sierra Pinta por la porción sur, este camino no es muy recomendable porque atraviesa algunas zonas muy arenosas (médanos) y se corre el riesgo de atascarse. La ciudad más cercana al área es la de Puerto Peñasco, una ciudad portuaria con una población de 26, 200 habitantes según el último censo con una creciente demanda turística, este puerto cuenta con todos los servicios incluyendo una pista aérea, siendo ésta otro medio de comunicación. El tiempo de recorrido en auto desde la ciudad de Puerto Peñasco por la porción norte del área de estudio es aproximadamente de una hora y media y por la parte sur de 45 minutos. Las vías del tren pasan aproximadamente a 11 kilómetros lineales desde la parte sur del área de estudio, sin embargo, el servicio de ferrocarril no funciona desde hace tiempo.

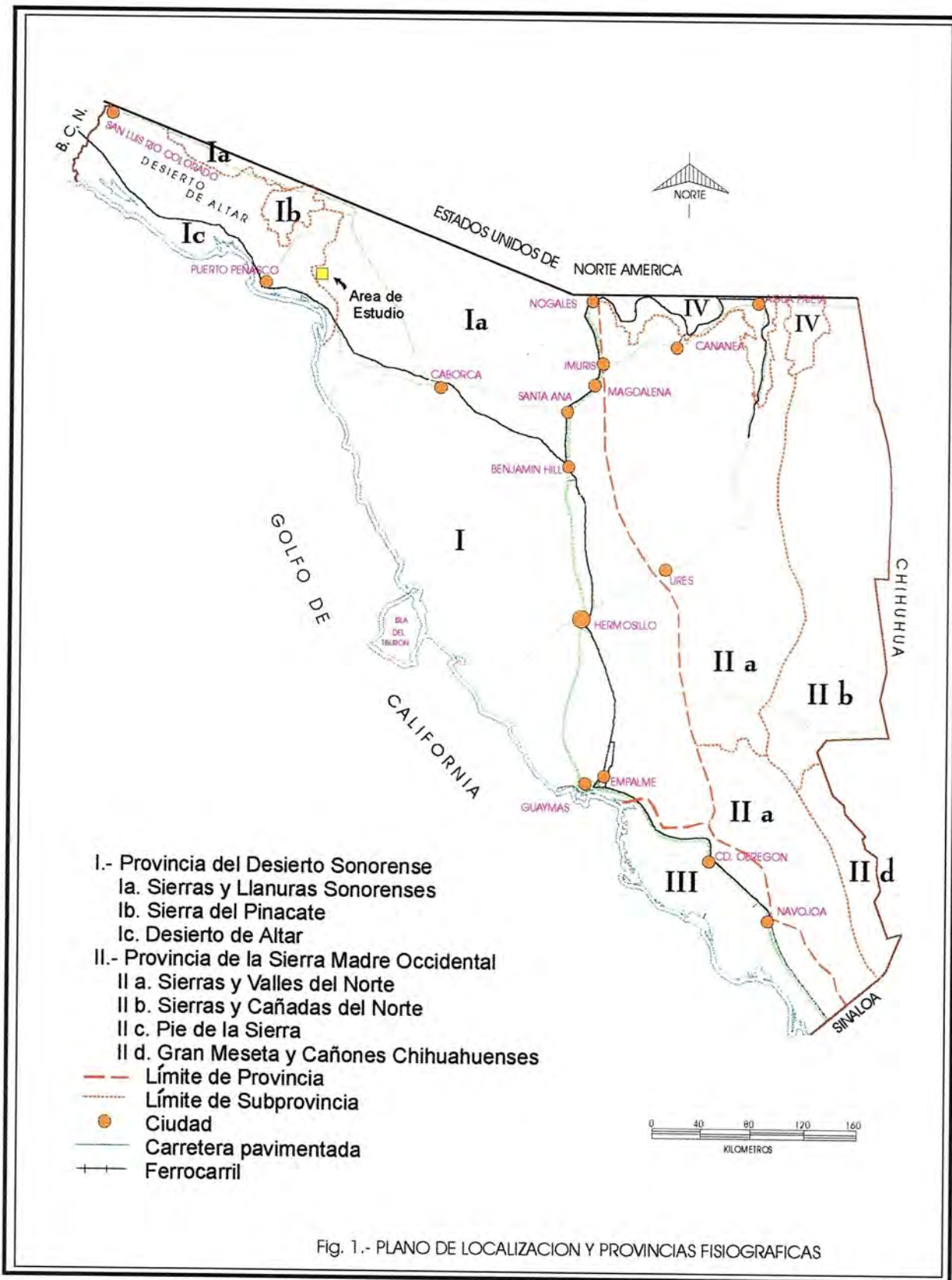


Fig. 1.- PLANO DE LOCALIZACION Y PROVINCIAS FISIGRAFICAS

I.1.2. Clima, Vegetación y Fauna

El clima de la región es considerado semicálido muy seco (Atlas Nacional del medio físico, 1989) con temperaturas que ascienden comúnmente a los 40°C (se han registrado temperaturas de 56.7 °C en el desierto de Altar) en verano y que descienden hasta -10°C en el invierno. Las variaciones de temperatura registradas durante el día son extremas. Las lluvias se registran principalmente en el invierno y primavera en forma de equipatas y en forma de lluvias torrenciales locales muy escasas durante el verano. La precipitación promedio anual es de 250 mm.

La vegetación corresponde al de matorral desértico microfilo (Atlas Nacional del medio físico, 1989), con flora adecuada a las zonas serranas o bien a los valles y dunas, se pueden observar: cactáceas como sahuaro (*Carnegiea gigantea*), cholla (*Opuntia* sp), pitahaya (*Lamaireocereus thurbery*), ocotillos (*Fouqueria splendens*), variedades de nopales (*Opuntia* sp); el arbusto más común en los valles es la gobernadora (*Larrea tridentada*), existen escasos árboles de palo fierro (*Olneya tesota*), mezquite (*Prosopis juliflora*) y palo verde (*Cercidium microphyllum*).

En un estudio biológico hecho sobre las plantas del noroeste de Sonora Felger (1992), se reportaron un total de 560 especies de plantas vasculares, mientras que en la región de Sonoyta se encontraron 314 especies, las sierras graníticas (que es el caso del área de estudio), sustentan un total de 173 especies, 36 de ellas comunes a las sierras y a los médanos. Las restantes se distribuyen en las dunas, en el escudo volcánico del Pinacate y en las zonas costeras. A pesar del gran número de especies, las especies efímeras cubren aproximadamente el 50 % del total de la flora, reflejando las condiciones extremadamente áridas que imperan en la región.

La fauna es la típica de estas zonas semidesérticas, los mamíferos más importantes son el borrego cimarrón (*Ovis candensis mexicana*), berrendos (*Antilocapra americana sonorensis*), venado bura (*Odocoileus hemionus*), venado cola blanca (*Odocoileus virginianus*), también existen tortugas del desierto (*Gopherus agassizi*) y víboras de cascabel (*Crotalus* sp), etc. Estudios hechos por diferentes autores acerca de la fauna del desierto sonoreño reportan la presencia al menos de 41 especies de mamíferos, 184 especies de aves, 43 especies de reptiles, 4 especies de anfibios y 2 especies nativas de peces de agua dulce. Algunas de estas especies están en peligro de extinción y otras sujetas a protección especial dentro de las diferentes zonas declaradas como Reserva de la Biósfera El Pinacate y Gran Desierto de Altar a partir del año de 1993 y que quedan muy cercanas al área de estudio.

I.1.3. Fisiografía y Geomorfología

El área de estudio se ubica en la porción norponiente de la llanura costera del Golfo de California, forma parte del dominio sur de la vasta provincia fisiográfica de Norte América denominada 'Basin and Range' (Sierras y Valles) (Stewart, 1971). Esta provincia se caracteriza por el arreglo paralelo y discontinuo de angostas sierras y amplios valles orientados en dirección NW-SE. Según la carta fisiográfica de INEGI (1997), la Sierra Pinta pertenece a la provincia llamada Llanura Sonorense dentro de la división de Subprovincia Sierras y Llanuras Sonorenses (fig. 1). Las topofomas presentes en el área son las de montañas, lomas, llanuras y dunas.

La geomorfología del área y sus alrededores está representada por sierras y cerros de diferente elevación, las sierras tienen relieve accidentado y generalmente son alargadas, angostas, discontinuas y se hallan separadas por extensas llanuras arenosas casi planas. La Sierra de San Francisco tiene una altitud de 810 m, la de San Antonio 510 m, la de Cipriano 870 m, la Sierra Blanca 450 m y la Sierra Prieta 370 m. La elevación más baja del área de estudio es de 60 m y alcanza los 590 m en la parte más alta de la Sierra Pinta.

Según el ciclo de erosión en una región de clima árido, el área se encuentra en estado de madurez a senectud, caracterizada por el desgaste progresivo de las sierras con tendencia a la nivelación del terreno, formando llanuras muy planas con zonas de pavimento en forma de mosaico de guijarros, vastos yermos arenosos y cadenas de dunas. El aislamiento de los cuerpos rocosos es grande, los montes forman islas o "inselberg" que son los vestigios visibles de las sierras sepultadas por arena, característica propia de la etapa de senectud en las regiones áridas.

I. 1.4. Hidrografía

Regionalmente el área de estudio pertenece a la cuenca del río Sonoyta la cual corresponde a la porción norponiente de la región hidrológica de Sonora denominada RH-8. La parte alta de la cuenca de este río se localiza en el Estado de Arizona y al este de la ciudad de Sonoyta, comprende las sierras El Durazno, Cubabi y La Manteca. El cauce principal que cruza por Sonoyta se encuentra muy azolvado, con un flujo de base muy reducido, sigue su trayectoria por 22 kilómetros con dirección este – oeste y se desvía hacia el sur, pasando por el margen oriental del escudo volcánico del Pinacate; cerca del poblado Los Norteños, cruza la carretera federal número 8 en dirección sur y más adelante, antes de llegar al Golfo de California, prácticamente desaparece en los médanos. El río Sonoyta pierde su flujo de base a la altura del poblado de Los Vidrios Viejos donde ocurren los

últimos afloramientos naturales, sin embargo en épocas de lluvias puede llevar agua a lo largo de todo su cauce. La parte oriental y sur de la cuenca cuentan con algunas corrientes intermitentes que escasamente se unen al cauce principal.

Localmente el drenaje natural es de tipo dendrítico y radial, dibujando una elipse con eje mayor orientado al noroeste. El drenaje está formado por escorrentías, pequeños y arroyos medianos, dos de estos flujos, uno que nace en la sierra de Cubabi y pasa por la parte norte del área de estudio y otro que nace en la parte central de la Sierra Pinta, logran unirse prácticamente al final del cauce principal del río Sonoyta; la gran mayoría de los arroyos se infiltran en los sedimentos arenosos (fig. 2).

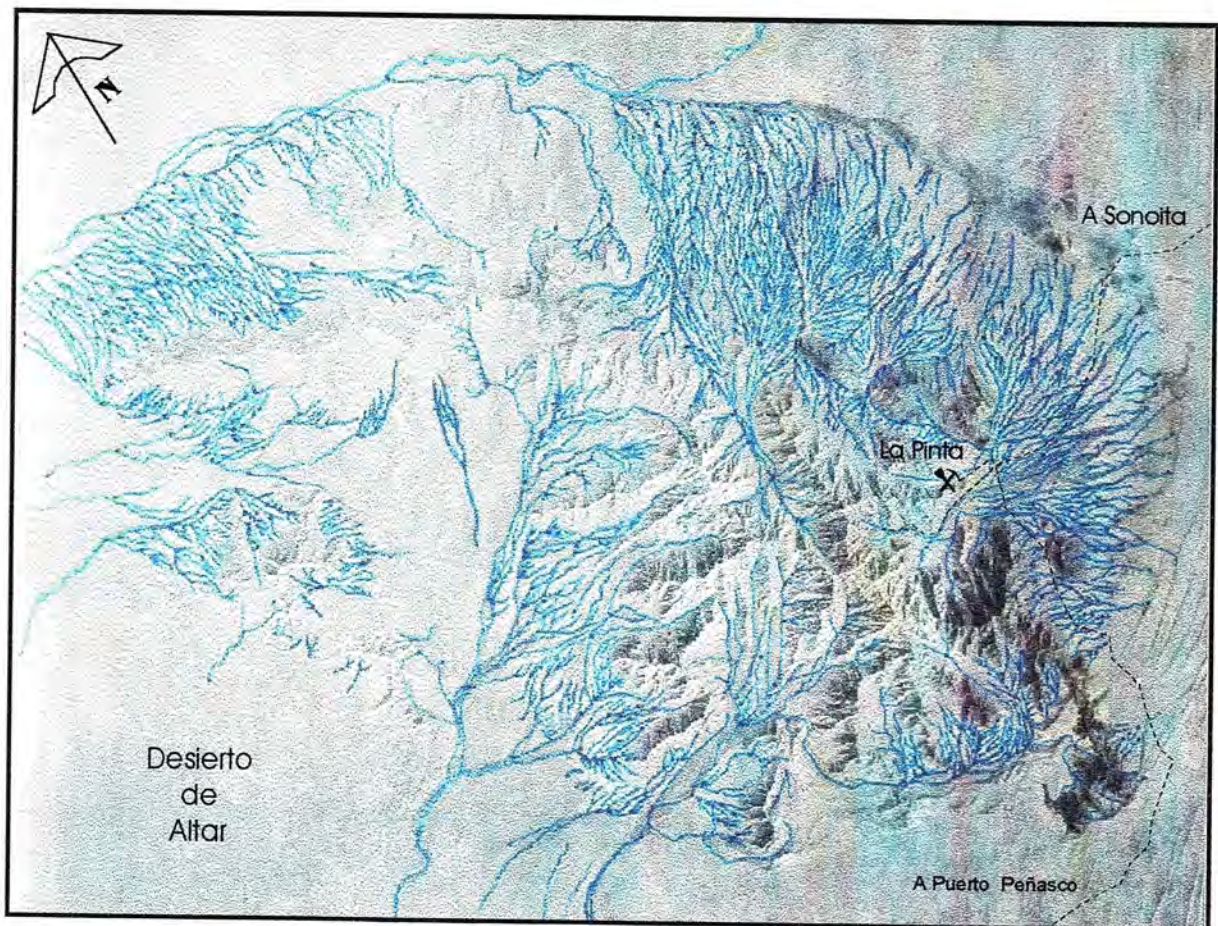


Fig. 2. Red hidrográfica de la Sierra Pinta.

I.2. Marco geológico y tectónico

Las rocas más antiguas que afloran en la porción del noroeste del Estado corresponden a un basamento cristalino denominado Complejo Metamórfico Bámori (Longoria et al., 1978). Está constituido por rocas con metamorfismo regional provenientes de rocas ígneas y sedimentarias, el metamorfismo se ha asignado a las Facies de Esquistos Verdes – Anfibolitas. Su edad ha sido determinada en alrededor de 1,700 Ma (Anderson y Silver, 1981). Las rocas más comunes son gneises y en menor proporción esquistos y anfibolitas.

Entre las localidades donde se han reportado rocas con metamorfismo regional se encuentran la región al SW de Quitovac, Sierra La Toñita, Sierra San Antonio, Sierra San Francisco, al norte de Bahía San Jorge, al sur, oeste y noroeste de la Sierra Santa Clara (El Pinacate), así como también en algunas sierras de los estados de Arizona y California en Estados Unidos.

Los eventos tectónicos no han sido definidos de manera precisa en la región de Sonora que comprende el área de estudio, sin embargo puede esbozarse una secuencia de eventos principales con base en descripciones en áreas más amplias. El evento más antiguo registrado en Sonora es el que da origen a las rocas con metamorfismo regional de la mitad del Proterozoico. Las rocas metamórficas de la región de Arizona se considera que pertenecen a un cinturón formado por vulcanismo, sedimentación, plutonismo y deformación durante el Proterozoico Temprano en un intervalo aproximado de 1800 a 1600 Ma (Livingston and Damon, 1968; Silver, 1978). Hay en general un acuerdo en que los eventos orogénicos que los formaron involucran procesos de subducción y magmatismo de arco (P. Anderson, 1980). Esta presunción se basa en la asociación litotectónica de rocas volcánicas calciálicas y plutones graníticos de los protolitos metamórficos. La petrogénesis se atribuye a la emergencia de materiales crustales del manto dentro de regiones sin corteza Arqueana (Dickinson, 1989). Batolitos graníticos del Proterozoico medio se emplazaron en la corteza metamórfica alrededor de 1430 Ma (Anderson y Silver, 1981; Anderson J. L., 1983) y representan la prolongación de un cinturón con rocas graníticas que sigue el borde sureste de Norteamérica. Algunos cuerpos graníticos fueron emplazados también en el basamento cristalino alrededor de 1100 Ma (Anderson y Silver, 1981).

Posteriormente a un periodo no definido de levantamiento y erosión, las rocas del basamento cristalino fueron expuestas en superficie y sobre ellas inició el depósito de una potente secuencia de más de 3,300 metros de espesor, en un miogeoclinal de aguas someras (Stewart et al. 1990). Las secuencias van del Proterozoico Tardío al Cámbrico

Medio y son litológicamente similares a rocas contemporáneas del sur de Nevada y sureste de California (Stewart et al. 1990). Este período de depositación en miogeoclinal al parecer continuó hasta el Pérmico pues hay afloramientos aislados aunque parciales de todos los periodos del Paleozoico.

Rocas sedimentarias asignadas al Precámbrico tardío afloran en los alrededores de Estación Almejas al este de Puerto Peñasco, estas son correlacionables a las descritas en la región de Caborca, las cuales corresponden a capas dolomíticas, areniscas de cuarzo y lutitas (Cooper y Arellano, 1946; Merriam, 1972). En el trabajo de Stewart et al (1984) en la región de Caborca se reportan más de 1,600 metros de espesor para las formaciones de este intervalo de tiempo.

Ningún tipo de roca de la era paleozoica ha sido reportada en el área de estudio, sin embargo en la región de Caborca, Stewart et al. (1984) reportan hasta 1900 metros de rocas carbonatadas y detríticas de plataforma divididas en seis formaciones y asignadas al Cámbrico. También han sido reportadas secciones parciales y de afloramientos aislados, correspondientes a los periodos Ordovícico, Devónico, Misisípico-Pensilvánico y Pérmico

La era mesozoica en áreas próximas a la región estudiada está representada por rocas con relaciones paleogeográficas contrastantes: en la región de Caborca se ha descrito la Formación Antimonio de 3.4 km de espesor formada por un miembro inferior de origen marino somero y un miembro superior de facies marinas más profundas intercaladas con capas de calizas, areniscas y limolitas (González-León, 1980). La Formación Monos y la Formación Antimonio son consideradas como partes de un terreno alóctono sobre el terreno Caborca (González y Stanley, 1993). Dentro de la región de este marco geológico (Quitovac) se ha mencionado la presencia de rocas metamórficas provenientes de secuencias sedimentarias y volcánicas como areniscas de cuarzo, areniscas, limolitas y conglomerados intercalados con secuencias volcánicas de composición andesítica a dacítica. El metamorfismo que han sufrido estas secuencias es de tipo regional de grado bajo a muy bajo con Facies de Esquistos Verdes. La edad por correlación con rocas similares es de 180 a 150 millones de años, basándose en dataciones de zircones según Anderson y Silver (1978). Estas rocas afloran en una franja orientada NW-SE siguiendo la carretera de Caborca a Quitovac, también están presentes al oeste y en la ciudad de Sonoyta. Según Haxel et al. (1984) los protolitos de las rocas metamórficas en la región al norte de Sonoyta son rocas sedimentarias, volcánicas y plutónicas cuyas edades van del Cretácico al Jurásico.

La ubicación del área en el vértice entre el cinturón Cordillerano y el cinturón Ouachita no permite reconstrucciones paleogeográficas sencillas. Según las investigaciones

realizadas al presente se han propuesto deslizamientos de bloques a lo largo de megacizalladuras que desplazaron fragmentos continentales provenientes del noroeste hacia el sureste (Anderson y Silver, 1979); el movimiento propuesto se consideró originalmente que ocurrió durante el Jurásico Tardío (Anderson y Silver, 1981). Esta propuesta constituye uno de los más grandes problemas tectónicos no esclarecidos aún en el noroeste de México. Una discusión detallada de los argumentos a favor y en contra de esta hipótesis así como modelos alternativos que implican movimientos de bloques también en dirección Noroeste es presentada por Stewart et al. (1984, 1990). Esta tectónica de margen con movimientos laterales pudo causar que bloques alóctonos (terrenos) quedaran adheridos y atrapados entre bloques originalmente distintos como ha sido sugerido para explicar la presencia de secuencias pérmicas y triásicas del Antimonio (González y Stanley, 1993).

La secuencia jurásica en la región de Quitovac, ha sido afectada por metamorfismo de bajo a muy bajo grado con facies de esquistos verdes, con deformaciones que van de foliaciones leves a fallas de cabalgamiento entre las unidades jurásicas y precámbricas, la edad para estas deformaciones no ha sido establecida, está asignada tentativamente al Jurásico Medio – Tardío o Cretácico Temprano (Caudillo y Oviedo, 1990). Un estudio más detallado ha permitido a Haxel y otros (1984) asignar la deformación y el metamorfismo al Cretácico Tardío y Terciario Inferior.

Durante el Cretácico Tardío al Terciario Temprano se ha comprobado la ocurrencia de una fase tectónica compresiva que produce cabalgaduras con vergencia al este-noreste, plegamientos y un metamorfismo regional asociado (Rangin, 1982; Haxel y otros, 1984; Jáquez-Ayala y otros, 1990). Según los últimos autores esta fase, que produce sistemas de cabalgamiento hacia el este (incluyendo secuencias del Cretácico Inferior), pudo cubrir cualquier traza de una megacizalladura anterior. Esta fase compresiva tiene distribuciones más amplias llegando hasta el centro del estado (Vega y otros, 1991) y es ampliamente reconocido en Arizona (Dickinson, 1989) y en el noreste del estado (Rangin, 1982). Dickinson (1989) considera a esta fase como la deformación orogénica más intensa que ha afectado a Arizona desde el Proterozoico Temprano y es conocida como Fase Orográfica Laramide.

Durante esta fase la deformación es acompañada por un evento magmático de enormes dimensiones durante el cual se emplazaron numerosos cuerpos plutónicos que constituyen el Batolito Laramide de Sonora, los intrusivos fueron acompañados por secuencias volcánicas. Numerosas edades isotópicas en rocas volcánicas y plutónicas realizadas en Arizona, han establecido que el magmatismo inició hace 75 a 80 Ma (Cretácico

Tardío) y terminó alrededor de 55 Ma (Eoceno Medio); en Sonora el período se considera un poco más amplio de 90 a 40 Ma. Esta suite granítica es principalmente calcialcalina de composición andesítica a riolítica con plutones graníticos a profundidad y se considera que es característica de provincias de un margen de arco continental.

Enseguida del magmatismo con afinidad de arco, se produjeron intrusiones aisladas de granitos de dos micas, en Arizona durante el periodo del Eoceno Temprano a Medio (alrededor de 55 a 45 Ma) en Sonora un periodo un poco mayor (hasta el Oligoceno). Esos magmas peraluminosos fueron producidos por fusión cortical (Farmer y DePaolo, 1984), quizás cuando la deshidratación de los materiales en subducción permitió la hidratación de la corteza proterozoica (Reynolds y Keith, 1982), o simplemente debido a que el engrosamiento cortical durante la deformación Laramide promovió la fusión en una raíz cortical profunda (Haxel y otros, 1984). Se ha detectado un cambio gradual de las edades del magmatismo Laramídico siendo más antiguas al occidente y más jóvenes al oriente, esta variación ha sido atribuida al aplanamiento progresivo del ángulo de la placa en subducción, el cual causó que la zona donde la placa subducida toca la astenósfera (y se produce la fusión) migrara hacia el este (Coney y Reynolds, 1977; Keith, 1978).

Durante el fin del Eoceno y hasta el Oligoceno se produjo un magmatismo de arco en todo el estado de Sonora y Arizona edificándose el macizo de la Sierra Madre Occidental, este magmatismo fue acompañado o sucedido por una deformación extensional general. Ambos eventos han sido atribuidos al incremento del ángulo de la placa en subducción bajo el bloque continental, esto produjo una inversión de las influencias que se ejercían durante el evento Laramídico (Dickinson, 1989). La migración del magmatismo al oriente fue reemplazada por una migración al occidente o más bien una ampliación del área de magmatismo, y la deformación compresiva fue seguida de una deformación distensiva.

La tectónica distensiva empezó mientras el volcanismo Oligoceno-Mioceno estaba activo y continuó aproximadamente hasta el Mioceno medio (15 Ma), durante esta fase tectónica se produjo un adelgazamiento cortical muy importante convirtiendo las zonas anteriormente elevadas en zonas deprimidas. El adelgazamiento de la parte superior de la corteza ocurrió a lo largo de enormes fallas normales de bajo ángulo, los bloques superiores de estas fallas se deslizan, basculando las capas, y ponen en contacto rocas terciarias contra núcleos formados por rocas plutónicas o metamórficas que originalmente estaban a mayor profundidad. Estas grandes estructuras afloran parcialmente gracias a fenómenos de 'doming' locales formando los denominados 'núcleos metamórficos complejos' (Spencer y Reynolds, 1989; Nourse y otros, 1994; Vega, 1996).

Las rocas volcánicas del Terciario en la región aledaña al área, corresponden a coladas y secuencias piroclásticas y su composición varía de andesita a riolita. Cubren en discordancia a las unidades anteriormente descritas y han sido consideradas como contemporáneas con la edificación de la Sierra Madre Occidental.

Posteriormente durante el Mioceno Medio y Tardío inició un fallamiento normal que produjo la provincia denominada 'Basin and Range', esta etapa extensiva se considera contemporánea con el sistema transforme de San Andrés a lo largo del margen continental. Dicho sistema inició según algunos autores desde hace unos 17 a 14 Ma (Humphreys y Weldon, 1991; Lylle y Ness, 1991), produciendo un total de 450 a 600 km de desplazamiento lateral derecho, creando el Golfo de California en los últimos 4 Ma. La distensión fue acompañada por centros aislados de volcanismo basáltico el cual se atribuye al levantamiento del manto bajo la región extendida (Dickinson y Snyder, 1979). En la región del Golfo un sistema de dorsales que crean corteza oceánica inició hace unos 8.3 Ma (Lyle y Ness, 1991).

Derrames volcánicos, rocas piroclásticas, más de 400 conos volcánicos y cráteres constituyen el escudo volcánico de El Pinacate. Esta edificación de composición basáltica fue producto de una intensa actividad freatomagmática ocurrida durante el Pleistoceno, algunas edades registradas son: el cráter La Luna tiene una edad de 340 000 años, el cráter MacDougal 185 000 y el cráter El Elegante 149 000. Además de estos afloramientos se encuentra uno muy pequeño al SE de Quitovac, todos ellos son considerados como la actividad volcánica más joven reconocida en todo el Estado.

En la región de Quitovac existe todavía un manantial, el cual brota sobre sedimentos pertenecientes a una paleolaguna de finales del Pleistoceno (Rodríguez-Loubet y otros 1993), donde se conservan restos de megafauna, principalmente de mastodonte, pertenecientes a climas más fríos, evidencias de la última glaciación estos sedimentos lacustres se encuentran muy erosionados y en ocasiones cubiertos por sedimentos calichosos, producidos en climas más áridos.

La unidad geológica más grande y más joven es la formada por sedimentos cuaternarios la cual incluye aluviones, coluviones, eluviones y suelos, los cuales cubren las extensas llanuras que separan las sierras, intercalándose hacia el oeste con dunas de arena fijas y móviles que se unen a su vez con los sedimentos de playa, características propias de una zona desértica, donde la movilidad principal de los sedimentos depende de la energía del viento y esporádicamente pero de una manera más notoria de las escasas lluvias.

I.2.2 Trabajos previos

Uno de los primeros estudios reportados sobre esta área fue hecha por GEOCA S.A. en 1960 a petición del Consejo de Recursos Minerales No Renovables. En él se hace una evaluación sobre la pegmatita Dolores, localizada en la rinconada Sierra Pinta, y otras pegmatitas de la zona. Las pegmatitas tienen un espesor promedio de dos metros y longitudes de decenas de metros, con leyes 0.27 % LiO_2 y 0.17 RbO_2 con reservas probables de 9,375 y posibles de 28,125 toneladas.

En 1971 el Consejo de Recursos Minerales No Renovables realizó un estudio geológico muy general e hizo un muestreo geoquímico de sedimento de arroyo y de rocas. El muestreo consistió de 24 muestras en sedimentos de arroyo, 6 muestras de esquirlas de rocas, 4 muestras de veta y 7 más para petrografía. Los resultados de este muestreo arrojan en la veta "La Pinta" valores de 47, 186 y 26.7 ppm de Au y valores de Cu-7300 ppm, Mo-6.0 ppm, Zn-570 ppm, Pb-1032 ppm, Ag-304 ppm y Au- y 6.7 ppm, en el primer nivel. Dentro de las obras mineras se cita la mina "La Pinta", como un socavón con desarrollo aproximado de 140 metros con 6 niveles separados desigualmente, con restos de maquinaria para extracción del mineral, así como para realizar un tratamiento físico, químico y refinar el mineral. "La Pinta" consiste de una veta con una longitud de 200 metros un desarrollo a profundidad de 120 metros y un espesor variable de 0.05 a 1.5 metros.

La mina "Las Amarillas" el cual es también un socavón con rumbo $S75^\circ E$ con un cruceo al bajo, otros socavones se encuentran diseminados en el área aledaña a las minas. En ésta mina quedan restos de maquinaria para extracción del mineral.

Merriam (1972) publica un trabajo sobre geología a nivel regional en el cuadrángulo de Sonoyta, elaborando un mapa a escala aproximada de 1: 235 000. En este estudio se incluye la Sierra Pinta y se describen tres unidades: una unidad formada por gneises y granitos colocados a la base de la columna estratigráfica, consideradas con duda como precámbricas, y descritas de una manera general como rocas que varían de gneises de granito a migmatitas, de grano medio a grueso formadas por cuarzo, feldespatos potásicos, biotita, clorita y epidota. La segunda unidad está formada por rocas metamórficas no diferenciadas, nombradas como rocas metasedimentarias compuestas por filitas, esquistos de cuarzo y mica, encontrándose como techos colgantes dentro de gneises y granitos. Las dos primeras unidades las considera como pre-cretácicas. La tercera unidad está formada por rocas piroclásticas, con composiciones que varían de andesitas a riolitas y las asigna al Terciario.

El Consejo de Recursos Minerales realizó en 1979 un reconocimiento geológico-económico de las pegmatitas de las sierras de San Francisco y la Pinta (informe interno). En

este estudio se describen algunas unidades, vetas y pegmatitas. Se nombra informalmente la Formación Sierra Pinta formada por gneises, esquistos, gneis de granito, micaesquistos y anfibolitas, la cual es considerada de edad precámbrica y se relaciona con la serie Santa Lucía del Precámbrico en California, E.U.A. Se reconocen rocas de composición granítica y se describen y clasifican las pegmatitas (como simples, concordantes o no con la foliación de la roca encajonante). Por último se describen rocas extrusivas formadas por riolitas y tobas en el flanco oriental de la Sierra Pinta, así como también depósitos de médanos, de talud y aluviales. En el estudio se concluye que las pegmatitas no tienen interés económico en Litio y no reportan nada sobre la mineralización de oro.

A partir de 1991, fecha en que cambió la ley minera en México, algunas compañías mineras extranjeras han realizado trabajos de exploración geológica-minera en gran parte del estado de Sonora, producto de estos estudios son la cubicación de aproximadamente 10 millones de onzas de oro en un distrito regional comprendido entre las ciudades de Sonoyta y Caborca hacia los límites costeros.

En particular la compañía minera Valdez Gold,S.A. de C.V. subsidiaria de Valdez Gold Inc. de Toronto Canadá, desde 1996 ha efectuado estudios de exploración geológica minera, incluyendo levantamientos geofísicos terrestres, mapeo geológico regional y a detalle en algunas áreas, muestreo geoquímico de rocas y de sedimentos así como barrenación de circulación inversa en el área de estudio y en zonas aledañas. Dichos estudios le han permitido identificar varias zonas de interés en zonas cubiertas por los sedimentos y definir dos blancos de exploración que por sus características se comparan con las de la mina La Herradura de Servicios Industriales Peñoles.

CAPITULO II. GEOLOGIA DE LA SIERRA PINTA

En el área de la Sierra Pinta se han diferenciado cinco unidades litológicas. Aunque se carece de dataciones radiométricas en dichas unidades, las relaciones de campo permiten definir sus edades relativas. La unidad más antigua corresponde a un conjunto de rocas con metamorfismo regional formado principalmente de esquistos y anfibolitas de la cual se puede distinguir una segunda unidad también afectada por metamorfismo regional pero constituida en su mayor parte por gneises cuarzo-feldespáticos. Ambas unidades son afectadas por un cuerpo intrusivo de composición granítica que constituye la tercera unidad litológica del área y la que tiene la mayor distribución en superficie de las rocas cohesivas. Cubriendo discordantemente a las rocas preexistentes se encuentra una secuencia de rocas volcánicas formada por derrames y eventos piroclásticos de composición intermedia a félsica. Estas cuatro unidades afloran en una región con forma elíptica la cual es rodeada por sedimentos arenosos recientes que rellenan también los arroyos que drenan la Sierra y que constituyen la quinta unidad del área.

II.1. Conjunto Metamórfico Sierra Pinta – Petrografía y Estructuras

El nombre de esta unidad se retoma del propuesto de manera informal en los estudios realizados por el Consejo de Recursos Minerales (1979, informe interno) para el conjunto metamórfico que aflora en la región estudiada. En dicho estudio se incluye dentro de esta denominación a un conjunto heterogéneo de esquistos, anfibolitas, gneises y a un gneis de granito (granito con foliación incipiente). En este trabajo se restringe la denominación para los tres primeros tipos litológicos que muestran un verdadero metamorfismo regional mientras que el intrusivo granítico se describe como una unidad aparte. El Conjunto Metamórfico de la Sierra Pinta puede dividirse con fines descriptivos y cartográficos en dos unidades denominadas Unidad de Esquistos y Anfibolitas y Unidad de Ortogneis.

II.1.1. Unidad de Esquistos y Anfibolitas

Esta unidad es una de las más sobresalientes en la región estudiada debido a su coloración negra a gris verdosa oscura que destaca de las rocas cuarzo-feldespáticas y de los sedimentos de los valles que la circundan. Su afloramiento tiene una forma de medialuna que bordea la Sierra Pinta con sus extremos apuntando hacia el poniente. Se presenta en cordones relativamente resistentes a la erosión con formas escarpadas irregulares. Estos

cordones alcanzan una altura de 520 metros, sobresaliendo 320 metros sobre el nivel promedio del valle.

Relaciones estratigráficas

Su relación con la Unidad de Ortogneis puede observarse en las regiones centro-oriente y noroeste del área (fig. 3), el tipo de relación es difícil de establecer con precisión pues es complicada por una fase de metamorfismo regional que las afecta; sin embargo se interpreta que este contacto fue originalmente de tipo discordante intrusivo. En las regiones sureste y noreste del área, ambas unidades metamórficas aparecen en contacto con una roca de composición granítica que las intrusión, la relación es evidente pues el granito corta la foliación de la secuencia metamórfica y pueden observarse xenolitos de la misma dentro del granito. Además, las rocas metamórficas están en contacto estructural mediante una falla normal de alto ángulo con el granito mencionado. Hacia la parte centro-oriente la Unidad de Esquistos y Anfibolitas es cubierta en discordancia angular por derrames y flujos piroclásticos de origen volcánico.



Fig. 3. Fotografía de la parte central de la Sierra Pinta viendo al suroeste, se ve a la derecha de color oscuro la Unidad de Esquistos y Anfibolitas sobre la Unidad de Ortogneis.

Litología

Esta unidad es heterogénea y está constituida por intercalaciones centimétricas a métricas de color negro, gris y blanco, formadas por esquistos de biotita con cuarzo y feldespato, anfibolitas, intercalaciones menores de esquistos de muscovita y biotita (en ocasiones con granate) y de gneises cuarzo-feldespáticos con biotita y hornblenda. El tamaño de grano es de medio a grueso (de 0.5 a 2 milímetros) a muy grueso (mayor de 2 mm) sobre todo en los gneises.

La deformación impresa en esta unidad ha sido intensa y pueden reconocerse varias fases sobrepuestas. El elemento más notable es una foliación secundaria (tectónica) S1 marcada por bandas composicionales centimétricas a milimétricas de biotita, cuarzo-feldespato y biotita-hornblenda. Un microplegamiento centimétrico isoclinal a cerrado dobla la foliación original llegando a desarrollarse una segunda foliación de plano axial S2. Se aprecia la presencia de boudines cuarzo-feldespáticos plegados indicando la presencia de esta segunda fase de deformación.

A continuación se desglosa una síntesis de la descripción e interpretación de algunas de las rocas más comunes de la unidad:

- Esquistos de biotita

En muestra de mano estas rocas son de color verde oscuro a negro, con grano fino a medio y una foliación fina con algunos lentes de cuarzo y feldespato. La foliación es producida por orientación preferente de cristales de micas y se encuentra microplegada. En lámina delgada están formados principalmente por cuarzo en cristales anhedrales con extinción ondulante, elongados, dispuestos en bandas que marcan una foliación composicional, 40 %. Plagioclasa en cristales subhedrales con macla polisintética, algunos cristales rotados y fracturados, algunos cristales más grandes contienen inclusiones de cuarzo (posible exsolución) 25 %. Biotita en cristales finos euhedrales, curvados, cuya orientación produce la foliación principal, se encuentra mezclada con la muscovita, 20 %. Como minerales accesorios se encuentran muscovita en cristales euhedrales grandes asociada con la biotita en las bandas de mica y en láminas aisladas en bandas de cuarzo 15 %. Feldespatos potásicos en cristales anhedrales alterados a sericita levemente. Granate en cristales subhedrales, fracturados y elongados, dentro de las bandas de cuarzo, biotita, muscovita y plagioclasa. Como minerales de alteración se encuentran sericita alterando a plagioclasas y feldespatos, el porcentaje alterado de las plagioclasas es de un 30 %; y clorita alterando de manera incipiente a la biotita. La estructura principal es una foliación marcada por bandas composicionales formadas por a) cuarzo-feldespatos y b) biotita y muscovita. Estas láminas

son de 2 a 3 mm en espesor o menos, dicha foliación parece cortar una foliación anterior (S1), pero ésta es visible sólo parcialmente, pues es casi borrada por la fase que produce la foliación principal. Además hay un microplegamiento formado por pliegues subsoclinales inclinados. La asociación mineralógica metamórfica Cuarzo + Plagioclasa (andesina) + biotita + muscovita + granate no es característica de alguna facies en particular, pero la composición de la plagioclasa y la presencia de granate sugieren que perteneció a la parte inferior de la Facies de Anfibolita o la parte superior de la Facies de Esquistos Verdes. Tres fases de deformación pueden interpretarse, la primera produjo una foliación fina que es casi borrada por la segunda fase de deformación. Esta segunda fase originó una foliación discontinua con bandas composicionales, esta es la microestructura más visible en la roca. Por último la foliación se encuentra microplegada durante una tercera fase de deformación.

- Anfibolitas

Las anfibolitas del área son rocas de color negro a verde oscuro formadas por cristales prismáticos de hornblenda de 0.5 a 3 mm de longitud, con cristales de plagioclasa asociados. Muestran una foliación marcada por la orientación preferente de los cristales de hornblenda (fig.4). En lámina delgada se aprecia que están formados por hornblenda en cristales subhedrales, fracturados, con orientación preferencial produciendo una foliación (50 %). Plagioclasa andesina An_{40} en cristales anhedrales de orientaciones variables, algunos cristales con formas elipsoides, ocasionalmente con maclas deformadas (35 %). Como minerales accesorios se encuentran microclina y ortoclasa en cristales anhedrales con bordes más o menos lobulados que indican recristalización dinámica (5 %). Biotita en cristales subhedrales produciendo la foliación (5 %). Cuarzo en pequeños cristales anhedrales con extinción ondulante y recristalización dinámica leve, también se encuentra como inclusiones en cristales de hornblenda (1 %). Minerales opacos octaédricos y cúbicos de tamaños variables con oxidación en los bordes. Apatito en cristales subhedrales relativamente grandes. Epidota en gránulos aislados en porcentaje menor a 1%. Como minerales de alteración aparecen sericita que altera a las plagioclasas en general menos de un 5 % y clorita alterando parcialmente a la biotita y alrededor de cubos de pirita. La textura principal es una foliación de grano fino marcada por la elongación de cristales de hornblenda y biotita. La foliación se dobla alrededor de cristales de feldespatos. Por su mineralogía metamórfica primaria definida por la paragénesis: hornblenda + plagioclasa (andesina), biotita \pm epidota \pm cuarzo esta roca puede asignarse a la Facies de Anfibolita para una roca básica (intermedia). También su composición mineralógica sugiere que proviene de una

roca de composición intermedia y su tamaño de grano fino indica un origen volcánico o volcanoclástico. Sólo una fase de deformación puede reconocerse con certeza y es evidente por una foliación anastomosada fina indicada por la orientación preferente de cristales de hornblenda y mica con deformación parcial de los feldespatos. La alteración es sericitica y clorítica.

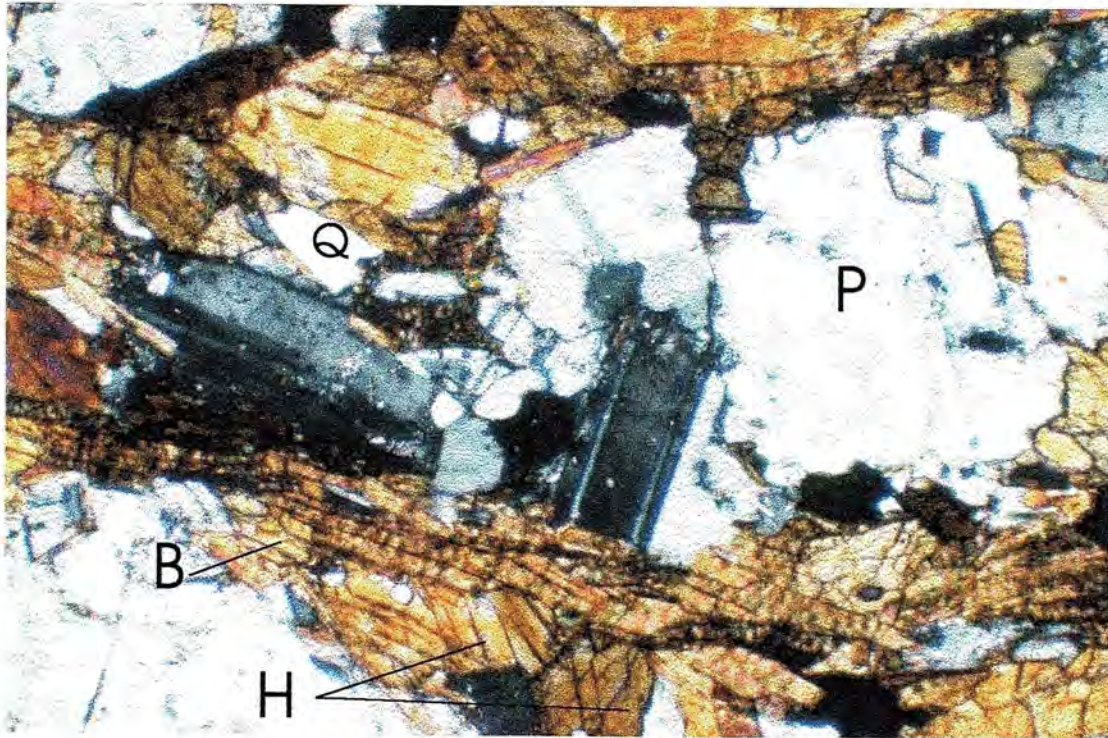


Fig. 4. Fotografía de lámina delgada de una anfibolita, se observan cristales de hornblenda (H), biotita (B), orientadas marcando una foliación espaciada. Otras bandas están formadas principalmente por plagioclasa (P) andesina, con maclas polisintéticas y en menor cantidad por cuarzo (Q). Luz polarizada con aumento de 10X.

- Esquistos de muscovita-biotita con granate

En muestra de mano es una roca de color gris cortada por una banda blanca: en la parte gris se reconocen cristales de biotita, muscovita y cuarzo; en la parte blanca sólo cuarzo y muscovita. Contiene porfidoblastos entre 0.5 y 1 cm de longitud de granate rojo. La banda blanca presenta un microplegamiento subsoclinal. Se observa una esquistosidad media con una textura incipiente S/C y los porfidoblastos elongados de granate indican un sentido de cizallamiento. También se aprecia una lineación de estiramiento leve.

En lámina delgada (fig. 5) se observa que el principal constituyente es cuarzo en cristales subhedrales que forman un mosaico poligonal con grano menor o igual a 1 mm

(generalmente menor), cristales con extinción ondulante, subgranos, recristalización dinámica leve y puntos triples (60-70 %). Muscovita en cristales subhedrales prismáticos marcando una foliación bien desarrollada y de tipo espaciada (15-20 %). Granate en porfidoblastos redondeados anhedrales con algunas inclusiones circulares de cuarzo con grietas de extensión perpendiculares a la foliación (microboudinage). Como minerales accesorios se encuentran biotita en cristales prismáticos subhedrales marcando la foliación junto a la muscovita (5 %). Minerales opacos fragmentados y orientados siguiendo la foliación. Minerales de alteración son sericita alterando localmente a la muscovita (leve) y clorita que altera levemente al granate y a la biotita.

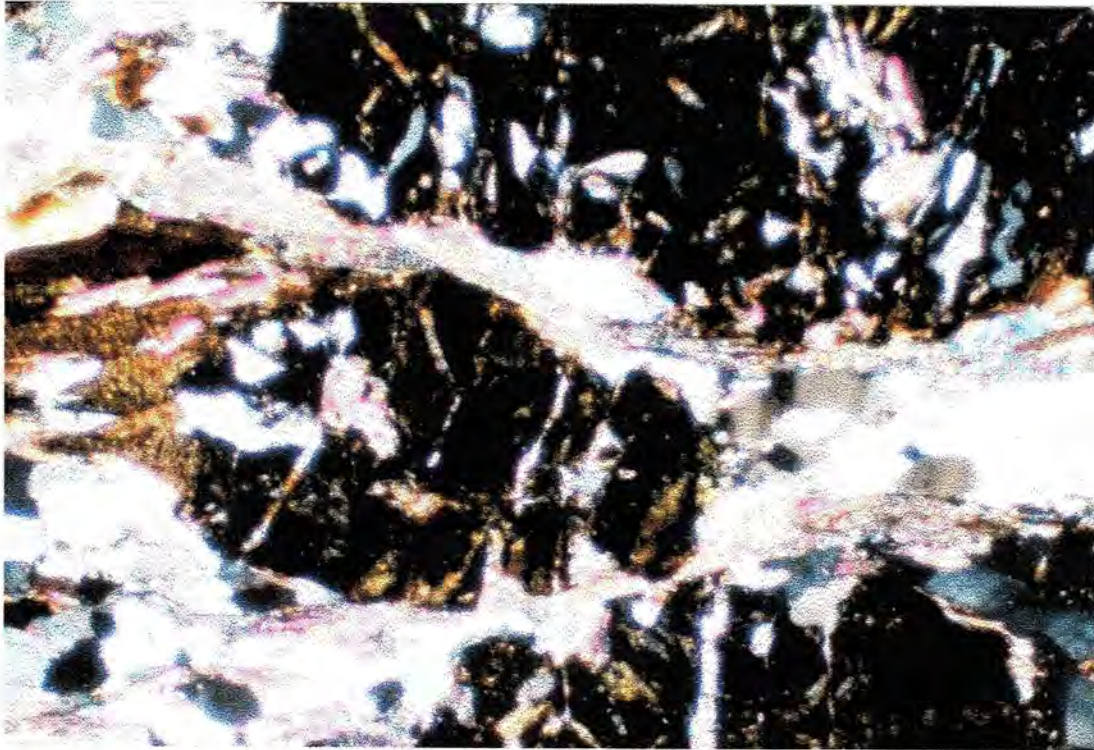


Fig. 5. Fotografía de lámina delgada de un esquistó con granate, se observan porfidoblastos de granate boudinados con algunas inclusiones de cuarzo; cuarzo en cristales anhedrales con extinción ondulante y una foliación marcada por la elongación del granate y orientación preferente de los cristales de muscovita (de color rosa).

La textura predominante es una foliación espaciada formada por bandas de cuarzo poligonal no bien definidas y bandas de mica con orientación. Porfidoblastos de granate que se ven boudinados y fracturados sugieren su origen pre-tectónico con respecto a la foliación. Sólo puede afirmarse la presencia de una fase de deformación que forma una estructura S/C. Probablemente, primero ocurrió un metamorfismo regional con deformación donde

cristalizó la paragénesis cuarzo + muscovita + biotita + granate, luego un cizallamiento. La deformación produjo un microplegamiento subsoclinal con foliación de plano axial. Posteriormente un calentamiento provocó la recristalización estática del cuarzo (mosaico granoblástico poligonal). Por último ocurrió una fase de alteración leve dando clorita a partir de granate y biotita, y sericita de muscovita. No es posible establecer con precisión la facies metamórfica a que pertenece esta roca con base en esta paragénesis, pero al menos se encuentra en la parte de mayor temperatura de la Facies de Esquistos Verdes y es estable en la parte de menor temperatura de la Facies de Anfibolita. En cuanto a la roca original, la riqueza en cuarzo y los minerales accesorios (micas, granate) indican que el protolito de esta roca fue una arenisca arcillosa.

- Esquistos cuarzo-feldespáticos

Dentro de la secuencia donde predominan esquistos de biotita y anfibolitas se encuentran intercaladas rocas cuarzo-feldespáticas de color blanco que poseen una clara foliación tectónica. Algunas de estas rocas muestran una transición gradual hacia los esquistos de biotita con un enriquecimiento progresivo de cuarzo y empobrecimiento de hornblenda y biotita (aunque los posee en cantidades importantes).

En lámina delgada un esquisto cuarzo-feldespático está formado principalmente por cuarzo en cristales anhedrales elongados formando bandas lensoidales menores a 1 mm de espesor, estas bandas están constituidas por agregados anhedrales de cuarzo fino de 0.2 mm en promedio. El cuarzo presenta extinción ondulante, subgranos y recristalización dinámica (55 %). Plagioclasas (Oligoclasa) en cristales anhedrales rotados, fracturados como porfidoclastos, alterados a sericita y calcita (hasta en un 90 %). Microclina y ortoclasa en cristales anhedrales como porfidoclastos en las bandas junto al cuarzo, los cristales están elongados y rotados. Como accesorios se encuentran biotita en cristales muy finos (menores a 0.1 mm) con orientación preferente marcando la foliación, aunque existen algunos cristales más grandes. Muscovita-sericita en cristales finos, aislados, orientados, formando bandas junto con la biotita. Esta muscovita es secundaria. Minerales opacos en cristales anhedrales, elongados y fracturados, orientados en la foliación; y epidota dentro de las bandas de micas en gránulos aislados. Como minerales de alteración están la calcita reemplazando a la plagioclasa y rellenando espacios en bandas de cuarzo. Sericita como alteración de plagioclasas y feldespáticos, y muy poca clorita como alteración de la biotita o formándose en las bandas de micas. Como textura principal se aprecia una foliación anastomosada marcada por la orientación de cristales de micas y por la elongación del

cuarzo y los feldespatos. Se aprecian lentes de cuarzo y de micas intercalados, así como porfidoclastos de feldespatos. La roca es de grano muy fino. La composición mineralógica de esta roca no permite asignarla a una facies en particular, la riqueza en cuarzo que presenta puede atribuirse ya sea a un enriquecimiento causado por procesos sedimentarios en el protolito (arenisca arcillosa) o bien a procesos de segregación metamórfica producidos durante el evento de metamorfismo regional que la origina. La historia mineral y estructural de esta muestra parece compleja. Por un lado existen bandas o lentes de cuarzo y feldespato, con porfidoclastos de hasta 1 mm de feldespato, en dichas bandas el cuarzo es de grano fino y más o menos anhedral indicando un proceso de recristalización estática (calentamiento) después de la deformación. Esta roca bandeada tenía cristales de tamaño medio de biotita que seguían la foliación. Posteriormente se produjo un evento hidrotermal asociado con deformación que produjo la alteración de feldespatos y recristalización dinámica del cuarzo, biotita y feldespatos. La sericita (muscovita), biotita (secundaria) y epidota formados durante esta fase, marcan una foliación que es paralela (subparalela) a la foliación original bandeada. En conclusión se interpreta una fase de metamorfismo regional que produjo un esquisto bandeado cuarzo-feldespático con biotita y luego un metamorfismo dinámico que produjo recristalización dinámica pero una foliación paralela (o subparalela) a la primera.

Otro tipo de rocas cuarzo-feldespáticas que se encuentran intercaladas en la secuencia se trata claramente de diques graníticos de color blanco, formados principalmente por cuarzo y feldespatos con cantidades accesorias de muscovita y granate. Estos diques tienen formas tabulares y lenticulares, sus minerales presentan una elongación paralela a la foliación de la roca encajonante, se encuentran boudinados y con pliegues isoclinales. Un dique cuarzo-feldespático (muestra 940313) que se encontró intercalado en la secuencia de anfibolitas es una roca de color blanco, de grano medio a grueso (entre 0.5 y 2.5 mm), presenta una foliación marcada por la elongación de cristales de cuarzo y feldespato que forman la mayor parte de la roca, así como la orientación preferente de cristales de muscovita. También se observan algunos cristales de granate aislados.

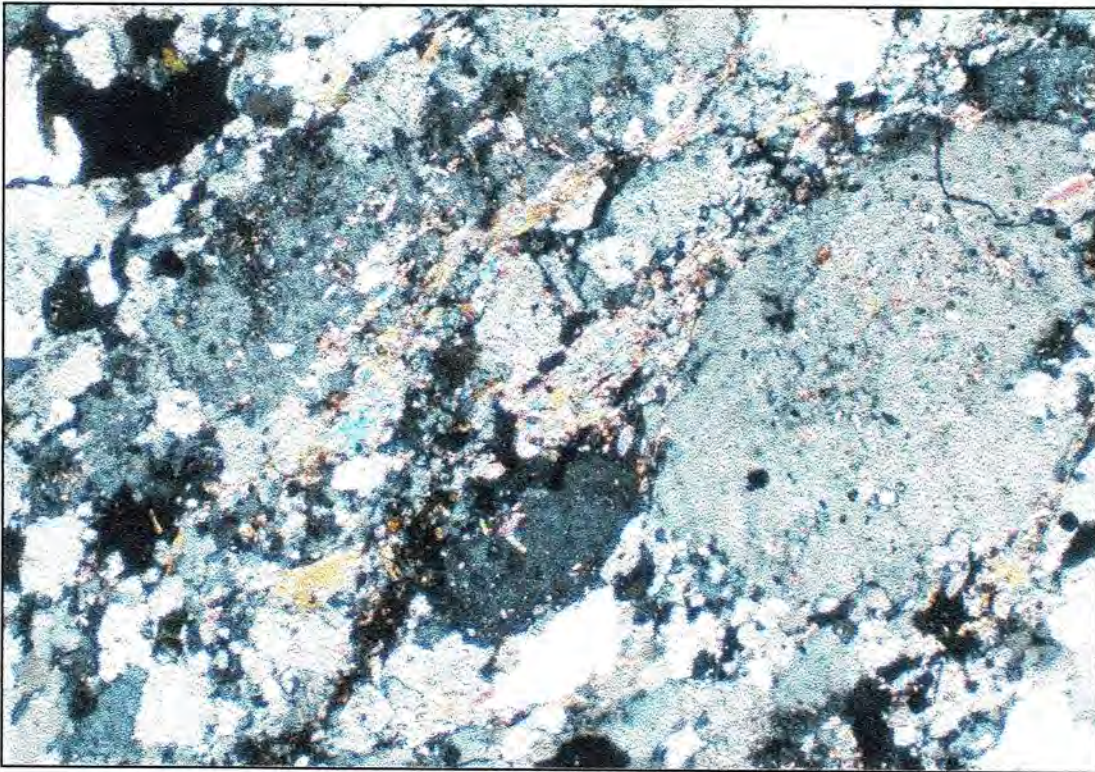


Fig. 6.- Fotografía de lámina delgada de un lente cuarzo-feldespático intercalado entre las rocas anfibolíticas y micaesquistos. En el se aprecian cristales de cuarzo y feldespato potásico elongados marcando una foliación señalada también por cristales finos de muscovita (de la parte inferior izquierda a la parte superior derecha).

En lámina delgada se aprecia que los constituyentes principales son: cuarzo en cristales anhedrales elongados finos de 0.5 mm o menos con extinción ondulante, subgranos y recristalización dinámica (46 %). Además poseen ortoclasa en cristales anhedrales de 0.1 a 1 mm de longitud (40 %). También hay plagioclasas en cristales anhedrales de 0.5 a 1mm algunos cristales de hasta 2.5 mm, presenta macla polisintética a veces borrada por la deformación (14 %). Como accesorios se encuentran pequeños cristales de biotita y de muscovita, en general muy finos (menores a 0.2 mm) y formando bandas finas aisladas. También hay minerales opacos en cristales grandes pero escasos, así como granate en cristales anhedrales escasos pero algunos relativamente grandes. También hay alanita que aparece igual que el granate. Como minerales de alteración se encuentran clorita, sericita y epidota, el primero a partir de clorita y los últimos a partir de plagioclasas. La textura es una foliación no muy desarrollada marcada por la elongación de cristales de cuarzo y orientación preferente de muscovitas que forman planos discretos. Por los porcentajes mineralógicos la roca se clasifica como un sienogranito (ver fig. 6).

- Esquistos de actinolita

Intercalados dentro de la secuencia anfibolítica se encuentran esquistos de actinolita (fig. 7) de color verde, de grano grueso (mayor a 1 mm) formados principalmente por actinolita prismática. En estas rocas se observa una foliación fina (S_n) con lentes de cuarzo-feldespato aislados, la cual es microplegada hasta formar una segunda foliación (S_{n+1}) de crenulación. En lámina delgada el mineral principal es actinolita en cristales prismáticos euhedrales de 1 a 2 mm de longitud, orientados marcando una foliación (90 %). Como minerales accesorios se encuentran epidota (variedades pistachita y clinzoisita) en gránulos anhedrales formando bandas lenticulares entre los cristales de actinolita. Los gránulos tienen un tamaño menor o igual a 0.5 mm (5 %). Cuarzo, aparece de forma lenticular igual que la epidota; dichos lentes consisten de un agregado poligonal de grano fino, aproximadamente de 0.5 mm. Presenta extinción ondulante (5%). Minerales opacos euhedrales muy escasos (pirita hematizada). Feldespatos potásicos alterados a sericita, y esfena en cristales euhedrales muy escasa. El único mineral de alteración es sericita alterando a los pocos feldespatos presentes en la muestra. La textura predominante en la roca es una foliación espaciada formada por bandas de actinolita, de epidota y de cuarzo-feldespato. Esta foliación S_n está fuertemente plegada con micropliegues isoclinales con arcos poligonales. Hay una segunda foliación de crenulación (S_{n+1}) paralela al plano axial de los micropliegues. La asociación de minerales metamórficos actinolita + epidota + clorita + cuarzo es típica de la Facies de Esquistos Verdes para una roca de composición máfica (intermedia). Por la heterogeneidad de composición en el afloramiento se interpreta que correspondía a una roca volcánica. Los arcos poligonales presentes en la muestra indican una recrystalización durante la segunda fase de deformación que creó el clivaje de crenulación (S_{n+1}). Se reconocen al menos dos foliaciones: la primera espaciada formada por bandas de actinolita (principalmente) separada por lentes de cuarzo o epidota. Esta primer foliación es fuertemente plegada durante una segunda fase de deformación, la recrystalización durante esta fase genera una segunda foliación de crenulación más espaciada que la primera. Una fase de alteración leve se manifiesta en forma de sericita.

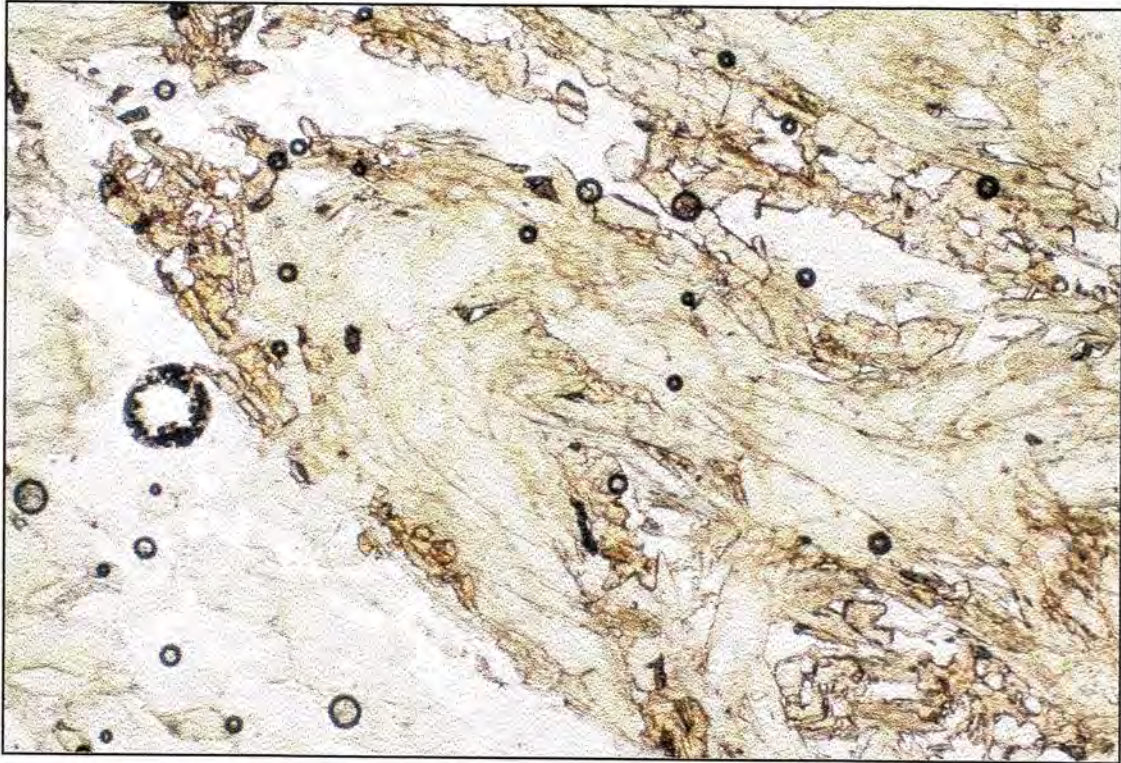


Fig. 7.- Fotografía de lámina delgada de un esquistos de actinolita en el se aprecian cristales de actinolita de color verde y bandas discontinuas formadas por gránulos de epidota (amarillo). Las bandas claras están hechas de cuarzo y en menor cantidad de plagioclasa. Se observa una foliación S1 marcada por el bandeamiento que se señala. Posteriormente ocurrió una segunda fase de deformación que produjo el microplegamiento de S1. Acompañando a esta fase hubo cierta recrystalización de la actinolita indicada por la forma de sus cristales en las chamelas (arcos poligonales). Luz natural 4X.

Foliación y microplegamiento en esquistos y anfíbolitas

La deformación presente en las rocas con metamorfismo regional es relativamente compleja. La estructura más conspicua en micaesquistos y anfíbolitas es una foliación tectónica S1 que se manifiesta por la orientación preferente de cristales de micas y anfíboles, y en ocasiones una foliación de bandas composicionales de cuarzo-feldespato, de micas y anfíboles. Estas foliaciones se consideran fueron producidas por una fase de deformación D1 que fue contemporánea con una cristalización metamórfica regional. Los rumbos predominantes en la foliación pueden apreciarse en la figura 8 y se ubican principalmente entre 30° y 60° NW, con un máximo entre 30° y 40° , y echados principalmente hacia el suroeste entre 60° y 90° , y en menor proporción hacia el NE. También se aprecia una familia menor con rumbos entre NW 0° y 20° y echados hacia el suroeste principalmente.

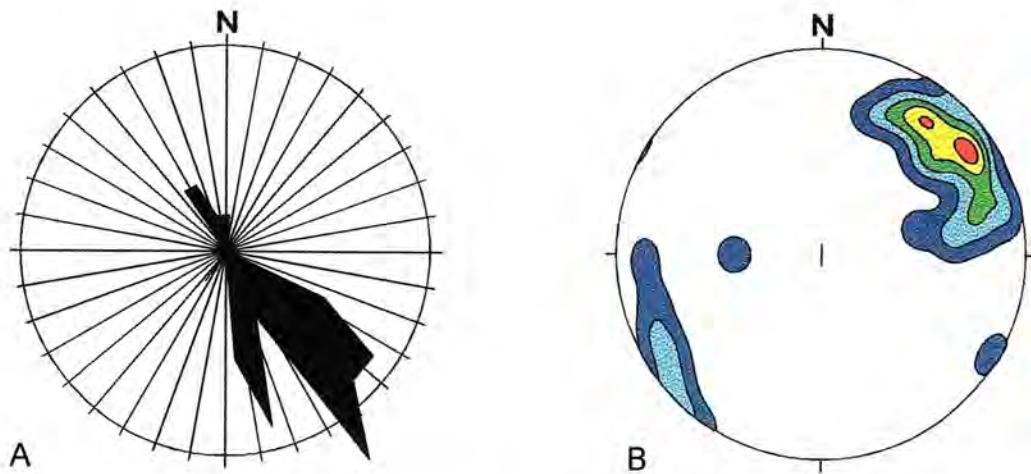


Fig. 8. Foliación en esquistos y anfibolitas: A) Distribución de los rumbos de la foliación. B) Distribución de la concentración porcentual de los polos de la foliación.

Dentro de la secuencia metamórfica se presentan numerosos micropliegues centimétricos a métricos, que pliegan las bandas composicionales preexistentes y en los que se observa una foliación de plano axial espaciada. Estos pliegues son del tipo subisoclinal cercanos a las charnelas y sus flancos tienden a paralelizarse, es decir se vuelven isoclinales más lejos de las charnelas. Una distribución de la orientación de los planos axiales de estos micropliegues se observan en la figura 9 apreciándose una familia bien definida con rumbos predominantes entre NW 30° y 40° y echados principalmente al SW entre 60° y 90°.

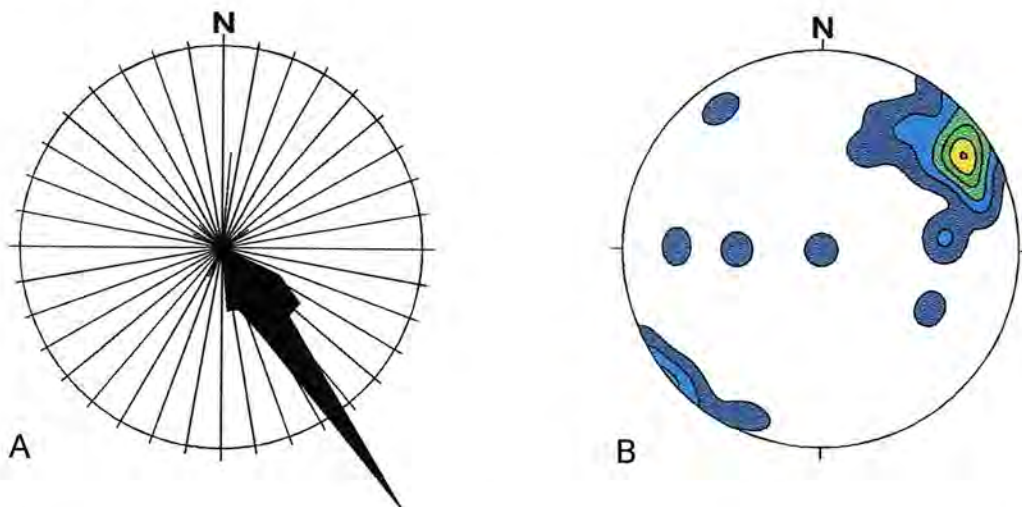


Fig. 9. Distribución estereográfica de los planos axiales de micropliegues en esquistos y anfibolitas. A) Distribución de los rumbos de planos axiales. B) Distribución de los polos de los planos axiales.

Los ejes de los micropliegues también forman una familia bien definida que puede apreciarse en la figura 10 con rumbos entre NW 30° y 40° y echados al sureste, entre 10° a 70° con un máximo en 45°.

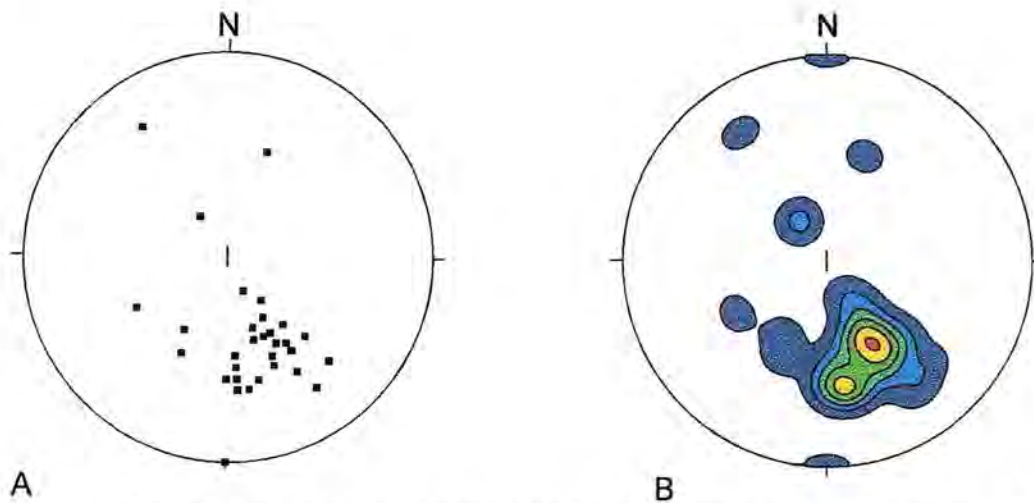


Fig. 10. Distribución estereográfica de los ejes de micropliegues en esquistos y anfibolitas. A) Distribución de los ejes; B) Distribución porcentual de los ejes.

Interpretación

Los datos de la familia más importante obtenida de las mediciones de la foliación (fig. 8) coinciden con las familias definidas de planos axiales y ejes de micropliegues (figs. 9 y 10), indicando una fase compresiva que posee una dirección del plano principal de acortamiento (σ_1) de NE 55°. Si los ejes eran originalmente horizontales (lo cual no puede afirmarse de manera concluyente), entonces sufrieron una inclinación hacia el sureste de 45° en promedio.

Facies y origen

La heterogeneidad visible en estas rocas proviene de dos factores: una variación composicional de las rocas originales y efectos de segregación provocados por el metamorfismo y la deformación. Por ejemplo, las anfibolitas provienen generalmente del metamorfismo de rocas ígneas de composición básica a intermedia; ocasionalmente pueden provenir de margas, pero esta interpretación se descarta en esta región por no existir rocas calcáreas intercaladas en la unidad. Se considera que las rocas ígneas corresponden a derrames más bien que a cuerpos intrusivos debido al poco espesor de las capas anfibolíticas intercaladas. Los esquistos de cuarzo-feldespato y biotita pueden provenir del

metamorfismo de rocas volcánicas intermedias a félsicas (andesitas-dacitas) o sus equivalentes piroclásticos, aunque no puede descartarse la presencia de procesos sedimentarios en el origen de los protolitos sobre todo cuando se trata de esquistos de muscovita-biotita con granate que indican una concentración mucho mayor de aluminio que no es común en rocas ígneas, es decir pueden existir protolitos sedimentarios como areniscas arcósicas o grauvacas. Sin embargo se considera que esta posible influencia sedimentaria es limitada en el área puesto que no se encontraron cuarcitas ni rocas carbonatadas. Así en general se interpreta que el protolito para las rocas del área fueron coladas (y flujos piroclásticos) de composición principalmente básica a intermedia con algunos horizontes más félsicos y escasos horizontes vulcanosedimentarios. Algunos diques graníticos se emplazaron en esta secuencia metamórfica, se encuentran paralelos a la foliación y con una elongación interna paralela a la misma, también se encuentran boudinados y microplegados. Estos diques pudieron emplazarse en la etapa final de la primera deformación D1, siguiendo la foliación que ésta causó (S1), fueron aplastados durante las etapas finales (boudinage y elongación) y luego replegados durante una segunda etapa de deformación D2.

Con respecto al grado de metamorfismo que afectó a la unidad se puede mencionar que la asociación hornblenda + plagioclasa (oligoclasa-andesina) + biotita + cuarzo encontrada en las anfibolitas y muchos esquistos de este conjunto, es considerada desde Eskola (1920) como indicadora de la Facies de Anfibolita en rocas ígneas de composición básica. Por otra parte se han encontrado esquistos con la asociación actinolita + epidota + cuarzo + albita, que es característica de la Facies de Esquistos Verdes, según el autor citado. Estas rocas aparecen de manera esporádica en zonas donde se concentra la deformación e indican una retrogresión parcial de la secuencia metamórfica impulsada por hidrotermalismo a lo largo de zonas de cizalla que afectaron a la secuencia en épocas posteriores, este cizallamiento representa la fase de deformación D2 que es visible en la Unidad por varios criterios: microplegamiento de S1, desarrollo local de una segunda foliación espaciada (S2) y boudines plegados en diques cuarzo-feldespáticos.

II.1.2. Unidad de Ortogneis

Esta Unidad está formada básicamente por gneises cuarzo-feldespáticos. Su afloramiento mayor se ubica en la parte central-oriental del área, donde encajona las vetas mineralizadas principales. Los afloramientos continúan hacia el noroeste en una franja que

bordea a la Unidad de Esquistos y Anfibolitas. Aunque forma relieves, su morfología es menos escarpada que la que posee la Unidad antes citada.

Relaciones estratigráficas

El contacto entre la Unidad de Ortogneises y la Unidad de Esquistos y Anfibolitas es irregular y fue posiblemente de tipo intrusivo, pero es difícil establecer si esta intrusión ocurrió antes o después del metamorfismo regional que las afecta. La relación descrita puede observarse en la parte centro-oriente y nororiental de la Sierra. Ambas unidades metamórficas son intrusionadas a su vez por un cuerpo plutónico granítico con dos micas y granate, relación que se observa en las cercanías de la mina La Pinta. En dicha región los gneises también están en contacto mediante una falla normal de alto ángulo con el intrusivo mencionado previamente. Hacia el oriente de la mina La Pinta las Unidades de Anfibolitas y de Ortogneises son cubiertas en discordancia angular por una secuencia de rocas volcánicas.

Litología

El tipo litológico más común de la Unidad de Ortogneises es una roca de grano grueso y de color gris claro, formada por lentes de cuarzo-feldespatos y lentes negros de biotita. Se aprecian facies con grandes porfidoblastos de feldespato potásico con inclusiones de biotita y minerales opacos. Los lentes de micas y de cuarzo-feldespato marcan una foliación bien definida de grano grueso que se encuentra microplegada.

Los gneises son cortados por diques constituidos por cuarzo, feldespatos, muscovita y granate de grano grueso pero sin porfidoblastos, con una foliación incipiente; así como diques de cuarzo y feldespato de grano medio y de color más blanco. Estos diques son idénticos a los encontrados en la Unidad de Esquistos y Anfibolitas.

A partir del estudio y análisis petrográfico pudo determinarse que la roca está formada por: cuarzo en cristales grandes anhedrales, elongados y fracturados, con extinción ondulante, subgranos y recristalización dinámica (35 %); Plagioclasas en cristales anhedrales formando bandas, casi totalmente alteradas a sericita (25 %); Feldespato potásico grandes cristales anhedrales de microclina que contienen inclusiones de plagioclasas (20 %); Biotita en cristales subhedrales algunos doblados y con inclusiones de minerales opacos, presentan recristalización dinámica en los bordes (20 %). Como minerales accesorios están presentes: apatito en cristales euhedrales finos 0.1 a 0.2 mm, escaso pero en comparación con otras rocas en mayor proporción, y minerales opacos dispersos,

anteriores a la deformación, euhedrales a subhedrales en cristales grandes 1 mm. Esta roca presenta una textura compleja con varias fases de deformación. La deformación más joven está representada por fracturas menores a 1 mm de formas irregulares que atraviesan la roca en varias direcciones. Estas fracturas cortan a una foliación milonítica S2 representada por bandas de cizalla anastomosadas, deformación y elongación de cristales de cuarzo y bandas de feldespatos (alterados) y recristalización dinámica del cuarzo (fig. 11). En algunos porfiroclastos de biotita y venas cuarzosas se aprecia una primera foliación S1, la cual se halla fuertemente aplanada y prácticamente obliterada por la foliación S2. La primer foliación formó bandas de cuarzo + microclina, plagioclasas y biotitas, las cuales están muy plegadas y tienden a paralelizarse en S2.

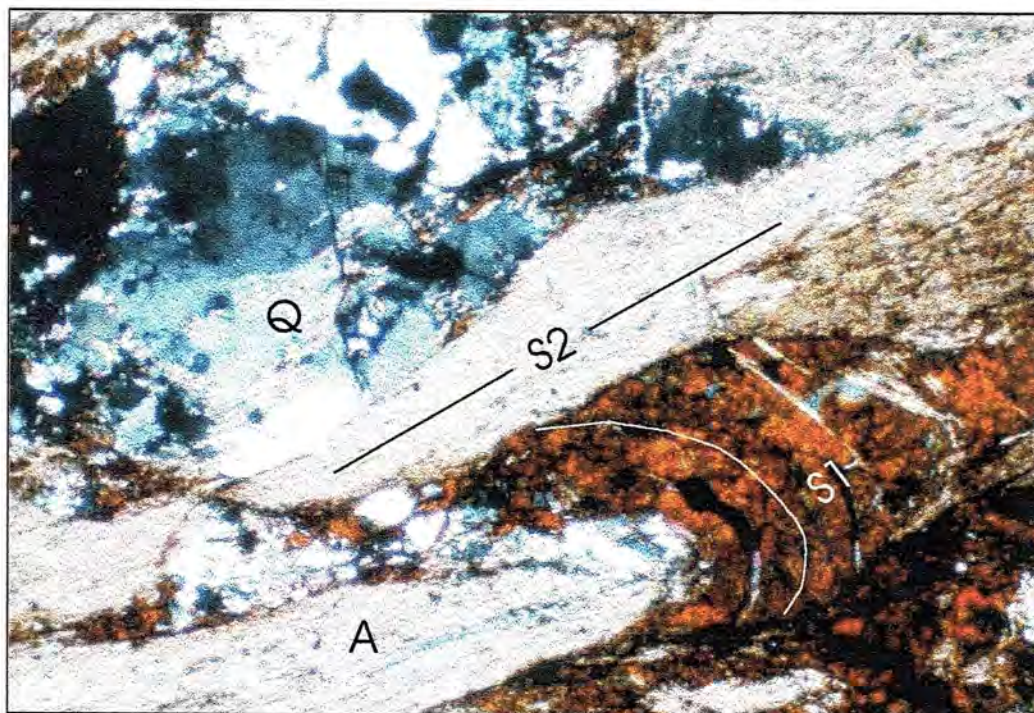


Fig. 11. Fotografía de lámina delgada de ortogneis, se observan cristales de cuarzo (Q) en bandas lenticulares con extinción ondulante, subgranos y recristalización dinámica; grandes cristales de biotita (B) alterada a clorita formando bandas lenticulares con clivaje plegado. Lentes de sericita (A) que se formó a partir de plagioclasas. Como microestructura se aprecia una foliación S2 marcada por la orientación de la sericita y la elongación de las bandas de cuarzo, formada por una fase de deformación D2. Una foliación anterior S1 es replegada por esta segunda fase.

Esta roca correspondía originalmente a un gneis cuarzo-feldespático con lentes de biotita de grano medio a grueso, tenía además lentes de cuarzo y bandas de feldespatos (ahora en su mayor parte alterados a sericita) que marcaban una foliación S1 producto de una fase de deformación D1 que acompañó a la cristalización metamórfica. Posteriormente

la roca sufrió los efectos de un evento de metamorfismo dinámico o de zona de cizalla, el cual produjo una foliación milonítica con bandas de cizalla, elongación y recristalización dinámica del cuarzo, microplegamiento de los lentes cuarzo-feldespáticos y porfiroclastos de biotita. Este evento corresponde a una fase de deformación D2 que fue intensa y prácticamente borró la primera etapa salvo en los porfiroclastos o lentes originales, la mineralogía asociada con esta fase es de sericita, clorita y minerales opacos, indicando condiciones de temperatura relativamente bajas (tal vez alrededor de 300 °C). Por último una fuerte brechificación afectó a la roca indicando condiciones genéticas más frías (<300 °C). Por las fracturas provocadas por este tercer evento de deformación (D3) circularon soluciones hidrotermales que depositaron clorita y cuarzo, así como una abundante mena de opacos en la roca.

La Unidad de Ortogneises está cortada por numerosos diques cuarzo-feldespáticos, estos diques son de espesores generalmente menores a 1 metro y en general de algunos decímetros, son de color blanco y se emplazan paralelamente a la foliación de los gneises. En ocasiones muestran un boudinage con alargamiento paralelo a la foliación. Una lámina delgada (muestra 940309) realizada en uno de estos diques indica que la roca está formada por ortoclasa y microclina en cristales anhedrales con diámetro aproximado de 1 mm; plagioclasa en cristales subhedrales de 1 mm con desarrollo de mirmequitas; cuarzo con extinción ondulante y subgranos; muscovita en cristales anhedrales de 1 mm dispersos; granate en cristales de euhedrales a subhedrales grandes 1 mm; zircón como mineral muy escaso. Como minerales de alteración aparecen epidota en pequeños gránulos escasos y sericita.

Análisis y composición

Dos análisis químicos en roca total se efectuaron en diques cuarzo-feldespáticos (aplíticos) que cortan la Unidad Anfibolítica (940313) y la Unidad de ortogneises (940309). Los datos obtenidos se muestran en la tabla 1, mientras que en la tabla 2 se muestran los cálculos de minerales normativos. La ubicación de la mineralogía modal de ambas rocas en el triángulo Q-A-P (Streckeisen, 1976), se observa en la figura 12. La obtención del Índice A/NCK que indica la saturación en alúmina (Shand, 1947), se muestra en la tabla 3 e indica que ambas muestras son peraluminosas.



Composición/ muestra	940309	940313	Composición/ muestra	940309	940313
SiO ₂	73.18	72.84	CaO	0.83	2.20
TiO ₂	0.02	0.07	Na ₂ O	3.90	4.38
Al ₂ O ₃	14.11	15.27	K ₂ O	4.57	1.42
Fe ₂ O ₃	0.92	0.79	P ₂ O ₅	0.04	0.02
FeO	0.00	0.00	CO ₂	0.00	0.00
MnO	0.19	0.03	H ₂ O	0.00	0.00
MgO	0.07	0.19	Total	97.8	97.2

Los valores bajos del total corresponden a la ausencia del porcentaje de agua y volátiles.

Mineral/ Muestra	940309	940313	Mineral/ Muestra	940309	940313
Cuarzo	31.23	36.99	Mt	0.56	0.00
Ortoclasa	27.01	8.39	Il	0.04	0.06
Albita	33.00	37.06	Hem	0.53	0.79
Anortita	3.86	10.78	Ti	0.00	0.00
Leucita	0.00	0.00	Ap	0.09	0.05
Nefelina	0.00	0.00	Cc	0.00	0.00
Kaolinita	0.00	0.00	Pero	0.00	0.00
Corindón	1.33	2.58	Wus	0.00	0.00
Diópsida	0.00	0.00	Ru	0.00	0.04
Hiperstena	0.17	0.47	KMS	0.00	0.00
Wo	0.00	0.00	NMS	0.00	0.00
Olivino	0.00	0.00	COS	0.00	0.00
Ac				0.00	0.00
Total				97.8	97.2
Contenido de An en plagioclasa				10.5	22.5

TABLA 3.- CLASIFICACION QUIMICA DE SHAND (1947)		
Muestra	A/CNK	Clasificación
940309	$0.1384 / 0.1262 = 1.0966$	Peraluminoso
940313	$0.1498 / 0.1218 = 1.23$	Peraluminoso

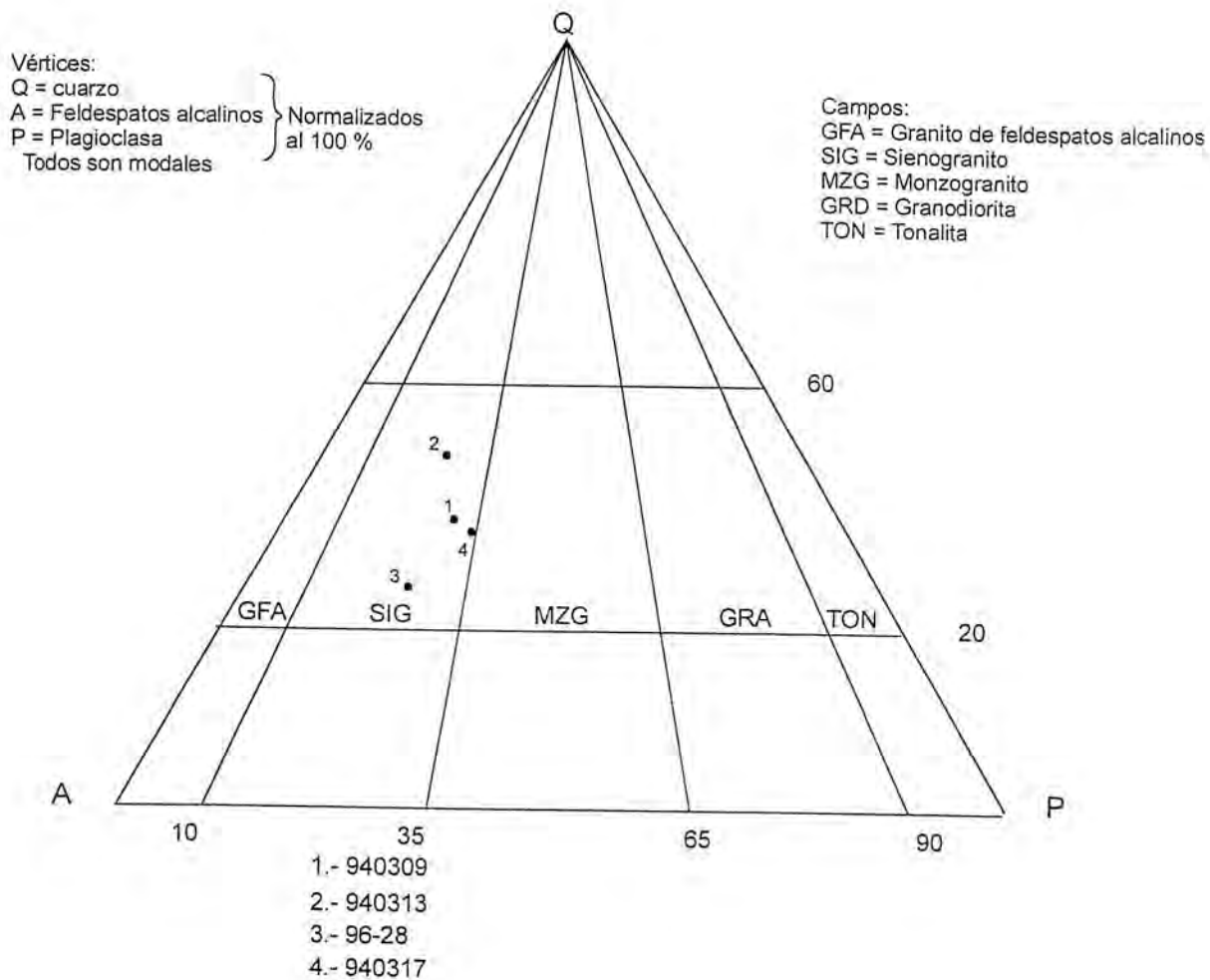


Fig. 12. Diagrama triangular de Streckeisen (1976), en el cual se ubican las muestras de diques aplíticos foliados y deformados dentro de la secuencia metamórfica (940309 y 940317), las dos muestras restantes corresponden al granito con dos micas (940317) y al granito con hornblenda de los alrededores de la mina La Niña (96-28).

Facies y origen

En la descripción del afloramiento se ha establecido que estos gneises tienen una distribución homogénea, aunque presentan variaciones en cuanto a la textura (con grandes cristales de feldespatos potásicos o bien de grano más homogéneo). Son atravesadas por bandas de gneises de coloración y composición ligeramente diferente. Se interpreta que los protolitos corresponden a un intrusivo granítico que presentaba variaciones en el tamaño de grano y en la composición, y al conjunto de diques que le siguieron compuesto de aplitas y pegmatitas.

La mineralogía de estos gneises básicamente corresponde a la composición de las rocas ígneas originales: cuarzo, feldespatos potásicos (ortoclasa, microclina), plagioclasas, biotita. Como se ha descrito previamente, el contacto entre esta Unidad y la Unidad de Esquistos y Anfibolitas es irregular y se considera de tipo intrusivo.

Es difícil establecer la Facies metamórfica a que pertenecen las rocas cuarzo-feldespáticas ya que por su composición química los minerales metamórficos son limitados. En las muestras analizadas los minerales que marcan la foliación son la biotita con cristales orientados y el cuarzo que se ha segregado en bandas o lentes y presenta deformación y recristalización dinámica. Los feldespatos aparecen básicamente rotados. Es evidente que en estas rocas se presentan dos paragénesis: una corresponde a los minerales de las rocas ígneas originales (cuarzo, feldespatos y biotita; la cual fue estable durante la fase de metamorfismo regional (recristalización y deformación fase D1). La otra asociación es retrógrada y está representada por minerales de menor temperatura: epidota, clorita, sericita y posiblemente albita. Estos minerales siguen una segunda foliación por lo que se considera que fueron contemporáneos a la fase de deformación D2 que la produjo. Por lo antes descrito se considera que estos gneises se formaron a partir de un granito (posiblemente sinorogénico) que fue deformado y sus minerales desestabilizados en las condiciones de la Facies de Anfibolita. Posteriormente a esta primera fase de metamorfismo de grado medio las unidades de Anfibolitas y de Ortogneises fueron sometidas a un evento de metamorfismo dinámico que las afectó localmente, convirtiendo los gneises bandeados en gneises miloníticos y produciendo esquistos de actinolita retrógrados en la Unidad de Anfibolitas, microplegamiento y una foliación de plano axial espaciada.

Foliación en ortogneises

Al igual que en las rocas descritas anteriormente, en la unidad conformada por gneises cuarzo-feldespáticos con facies augen y en el conjunto de diques que los acompañan, se aprecia una foliación bien desarrollada indicada principalmente por la elongación y recristalización de los granos de cuarzo y feldespato y en menor proporción por la orientación preferente de micas y anfíboles. La distribución de las orientaciones de los planos de foliación en estas rocas se muestra en la figura 13, en ella puede apreciarse que la principal familia tiene rumbos entre 50° y 70° al NW, con un máximo en NW 60° y echados principalmente hacia el SW entre 65° y 90° (con máximo en 70°). Una familia secundaria tiene rumbos entre 80° y 90° hacia el NW y echados también hacia el SW entre 70° y 90° . Una familia mucho menor tiene rumbos aproximados Norte-Sur.

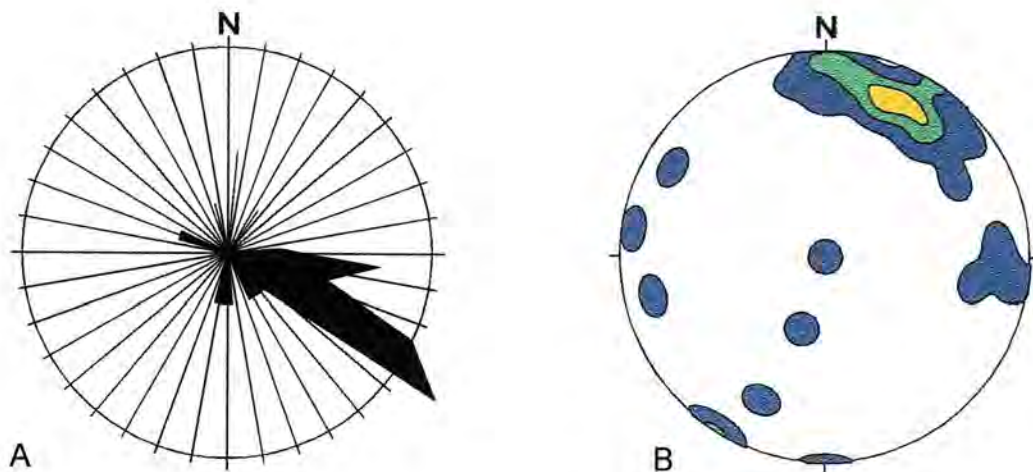


Fig. 13. Distribución estereográfica de los planos de foliación en gneises. A) Distribución de los rumbos de los planos de foliación. B) Distribución porcentual de los polos de la foliación.

Interpretación

A partir de los datos obtenidos puede deducirse que la foliación en los gneises fue producida por una fase compresiva cuya dirección principal de acortamiento (σ_1) es NE 30° , considerando que las variaciones de rumbos entre 50° y 70° NE se deban a un plegamiento de los gneises (aunque se observaron escasas chamelas que definan dicho plegamiento). Como puede apreciarse de las figuras (8 y 13) no existe una coincidencia precisa entre las orientaciones de las foliaciones de esquistos y anfibolitas y la de los gneises, como tampoco entre las orientaciones de sus esfuerzos principales de acortamiento. La razón de esta falta

de coincidencia no se conoce con precisión pero puede explicarse con alguna de las dos hipótesis que se plantean:

- a) Los gneises cuarzo-feldespáticos provienen de un intrusivo granítico y su cortejo filoniano que intrusieron a una secuencia metamórfica de esquistos y anfibolitas, siendo posteriormente deformados por una segunda fase de deformación; o fueron emplazados tardíamente en un proceso de deformación cuando el campo de esfuerzos que produjo la foliación en esquistos y anfibolitas, había rotado, o bien
- b) Ambos conjuntos tuvieron originalmente la misma orientación pero fueron rotados de manera diferencial (tomando en cuenta su diferencia de ductilidad) en una fase de deformación más tardía D2.

En la figura 14 se muestran en conjunto las foliaciones de esquistos y las de los gneises, marcándose las dos familias principales mencionadas con rumbos principales de NW 35° y NW 60°. Una tercer familia con rumbos entre NW 0° a 20° se interpreta como rotaciones de la foliación (pliegues de arrastre) al deslizarse a lo largo de fallas normales con rumbos aproximados N-S.

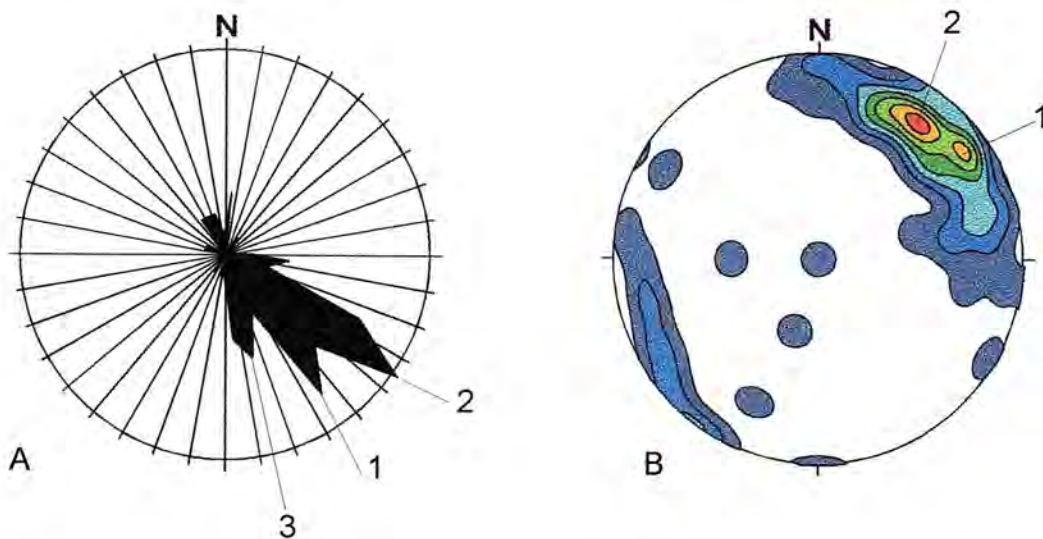


Fig. 14. Distribución estereográfica de las foliaciones en esquistos y anfibolitas y gneises cuarzo-feldespáticos. A) Distribución de los rumbos de los planos de foliación. B) Distribución porcentual de los polos de los planos de foliación. 1) Familia principal de la foliación de esquistos y anfibolitas. 2) Familia principal de la foliación en gneises cuarzo-feldespáticos. 3) Familia secundaria asociada con la rotación a lo largo de fallas normales de rumbo N-S.

Edad de la deformación

Considerando la evidencia proporcionadas por la petrografía y los estudios de campo en las rocas metamórficas, es claro que se produjo una cristalización metamórfica en la Facies de Anfibolita acompañada por una fase de deformación D1 que produjo una foliación S1 formada por laminaciones finas, y bandas gneisosas cuarzo-feldespáticas intercaladas en la secuencia de micaestquistos y anfibolitas, durante esta fase se emplazaron diques aplíticos y de cuarzo probablemente originados por fusión parcial o segregación metamórfica. La primera fase de deformación es sintectónica con un evento de cristalización metamórfica en la Facies de Anfibolita. Estas rocas no se han datado en el área de estudio, sin embargo se conocen edades radiométricas en áreas cercanas (rancho Bámori al sur de Pitiquito) que señalan una edad Proterozoico Medio (1700 Ma) (Anderson y Silver, 1981) para el cierre del metamorfismo y deformación (dataciones en pegmatitas no deformadas que cortan la secuencia metamórfica). En el capítulo I se ha considerado que las rocas metamórficas del área pueden correlacionarse con las rocas citadas, por lo que se estima una edad precámbrica para la fase de deformación compresiva que afecta a las rocas metamórficas del área. Una segunda fase de deformación D2 está presente en muchas de las rocas del área y se manifiesta como un microplegamiento isoclinal que dobla la foliación S1, desarrollo local de una segunda foliación más espaciada que la primera y paralela al plano axial de los micropliegues, boudines plegados (fig. 15) y desarrollo de una foliación S2 en ortogneises que localmente casi oblitera la foliación S1. Se considera que durante esta fase hubo una retrogresión de los minerales metamórficos originales: hornblenda que se convierte en actinolita (epidota), plagioclasas totalmente alteradas a sericita (en gneises), recristalización y elongación del cuarzo; todo lo anterior indica que un segundo evento metamórfico con condiciones térmicas de menor temperatura, es decir, de la Facies de Esquistos Verdes, acompañó la segunda deformación.

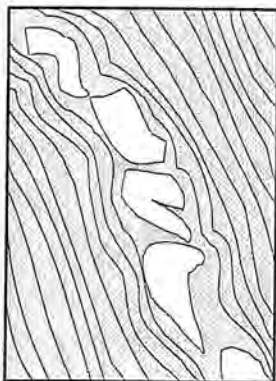


Fig. 15.- representación esquemática de boudines plegados que indican la presencia de dos fases de deformación. Los boudines son diques o lentes aplíticos cuarzo-feldespáticos con muscovita y granate. La roca encajonante son esquistos de biotita con hornblenda. La longitud aproximada del lado mayor es de 50 cm.



**BIBLIOTECA
DE CIENCIAS EXACTAS
Y NATURALES**

La edad de esta segunda fase de deformación es un problema mayor que aún queda por resolver en el área estudiada, sin embargo se plantean dos hipótesis: a) una posible edad precámbrica, posterior a la primera evento de metamorfismo regional; b) una posible edad del Cretácico Tardío, cuando el basamento es empujado sobre secuencias Jurásicas con cabalgaduras orientadas hacia el NE, definidos en la región al norte de Sonoyta (Haxel y otros, 1984).

Edad y correlación

En la literatura que se ha consultado no se ha encontrado a la fecha ninguna edad radiométrica de las rocas metamórficas de la Sierra Pinta, ni tampoco se realizó en el presente estudio. De esta manera, la edad del Complejo metamórfico que aquí se describe sólo puede ser establecida de manera tentativa con base en correlación litológica de regiones aledañas. Merriam (1972) ya había comparado las rocas metamórficas de la Sierra Pinta con rocas de metamorfismo regional de edades precámbricas que afloran en la región al sur de Caborca. Dicho autor incluye un intrusivo granítico con foliación incipiente como parte de las rocas de metamorfismo regional, mientras que en este trabajo se excluye.

Pocos estudios detallados se han efectuado en las rocas cristalinas del Precámbrico en el estado de Sonora. Damon y otros (1961, 1962) y Livingston y Damon (1968) dataron rocas del basamento cristalino de la región de Caborca. El primer estudio detallado en las rocas metamórficas fue realizado por Eells en 1972, en el Cerro La Berruga al sur de Pitiquito, Sonora (mismo año en que se publica el mapa de Merriam). Ahí se describen micaesquistos de muscovita, filitas, cuarcitas, anfibolitas y gneises.

Las rocas metamórficas de la región de Caborca son descritas brevemente por Longoria y otros (1978) quiénes las agrupan bajo el término de "Complejo Metamórfico Bámori" pero su estudio estaba más enfocado en rocas sedimentarias del Proterozoico Superior y del Paleozoico Inferior que sobreyacen a las rocas cristalinas. Según Anderson y Silver (1981) las rocas metamórficas se pueden dividir en dos conjuntos: uno constituido por ortogneises y otro formado por rocas metasedimentarias silíceas con intercalaciones metavolcánicas. Las edades radiométricas de pegmatitas formadas por segregación metamórfica se ubican entre $1,635 \pm 20$ y $1,680 \pm 20$ Ma (Anderson y Silver, 1981) mientras que una roca volcánica del protolito produjo una edad de $1,755 \pm 20$ Ma. Esta última edad fue interpretada como la edad de cristalización por los autores citados (Anderson y Silver, 1981). En diversos mapas geológicos regionales que se han realizado desde entonces se describen rocas de metamorfismo regional, principalmente gneises y anfibolitas pero también

cuarcitas y micaesquistos desde el noroeste del estado en la región del Pinacate hasta la Sierra de Mazatán ubicada en la parte central del estado (Vega, 1996).

A un nivel más regional, investigaciones isotópicas indican que un basamento proterozoico cristalino subyace todo Arizona, EUA, aunque es cubierto en su mayor parte por rocas más jóvenes (Farmer y DePaolo, 1984). En dicho estado se ha mencionado la existencia de dos grandes cinturones con rumbo general Noreste, el que se ubica hacia la parte central-noroeste tiende a ser más antiguo (1800-1696 Ma) que el del sureste (1738-1630 Ma) (Karlstrom y otros, 1987; Dickinson, 1989). Las rocas metamórficas de la región de Caborca han sido tentativamente correlacionadas por sus edades con las de la región ubicada más al noroeste de Arizona y se considera que han sido desplazadas relativamente hacia el sureste a lo largo de una falla de deslizamiento lateral denominada Mohave Sonora Megashear (Anderson y Silver, 1979). Según los autores citados las rocas metamórficas del noroeste de Sonora son en general más antiguas que las de la región noreste.

II.2. Conjunto Granítico

El conjunto litológico con mayor distribución superficial en la Sierra Pinta, con excepción de los aluviones cuaternarios, corresponde a intrusiones de composición granítica, los cuales afloran en un área aproximada de 25 km². Su afloramiento principal se ubica al occidente de una gran falla normal que corta la Sierra con rumbo norte-sur. Forma crestones elongados en dirección norte-sur pues su morfología está controlada por la falla mencionada y otras paralelas a ella. Aflora desde el contacto entre los sedimentos del valle, aproximadamente a 200 msnm, hasta 520 msnm que es la altura máxima de la Sierra.

Los intrusivos graníticos se emplazaron en el Conjunto Metamórfico Sierra Pinta y los afloramientos de ésta última tienen una distribución semicircular bordeando al intrusivo. El contacto entre ambos buza hacia el sur en dicha región, hacia el noreste en la región noreste y hacia el norte en la región norte. El conjunto intrusivo parece controlar la distribución de afloramientos dentro del área estudiada. Al analizar el plano hidrológico fig. 16 se hace patente que la estructura general de la Sierra es un domo de forma elipsoidal con un eje de alargamiento en dirección NW 50° y un eje de acortamiento en dirección NE 40°. Esta distribución indica que el cuerpo intrusivo principal tiene una forma cómica elongada y que su emplazamiento levantó y curveó las rocas encajonantes metamorfizadas como un "doming".

En detalle el contacto entre el intrusivo y las rocas metamórficas es abrupto y discordante, con un truncamiento de la foliación metamórfica, además es relativamente sinuoso. Se encontraron bloques de la roca encajonante como xenolitos dentro del intrusivo, los cuales alcanzan dimensiones de decenas de metros. Al oriente del área una gran falla normal pone en contacto el intrusivo con las rocas encajonantes metamórficas cuyo bloque descende. Al oriente de esta falla el granito tiene un afloramiento muy limitado no mapeable, pero se le observa como apófisis de metros de espesor que cortan al ortogneis y a las rocas anfíbolíticas, como en los alrededores de la mina Sierra Pinta.

Descripción litológica

La roca más común que forma estos intrusivos es de color blanco a blanco grisáceo, de grano grueso a fino, en ocasiones con fenocristales de feldespato generalmente menores a 4 mm de longitud. Se observan laminillas de micas biotita y muscovita en proporciones variables y localmente granates de color rojo en baja proporción. El análisis microscópico de algunas muestras de este granito (910207A, 910209, 910211, 910212, 910213, 910213A, 940315, 940317, 940309, 940316, 96-12, 96-14), permite establecer que presentan muchas

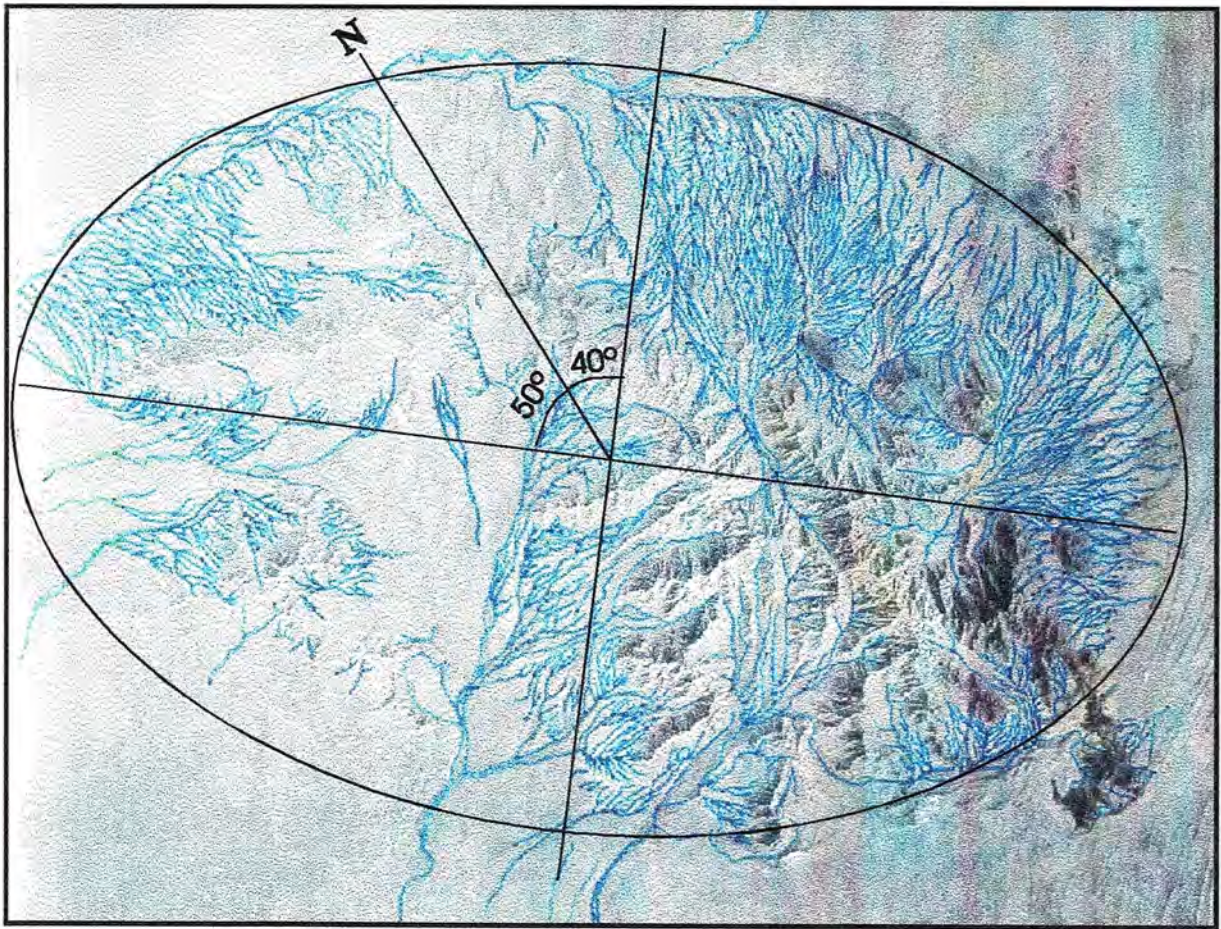


Fig. 16. Red hidrográfica de la Sierra Pinta dibujada sobre una fotografía aérea donde se aprecian los relieves principales del área. Se ha dibujado sobre ella la elipse que representa la expresión topográfica de la sierra. El eje corto tiene rumbo 40° NE y el eje largo tiene un rumbo 50° NW.

similitudes. Este granito está formado predominantemente por feldespatos potásicos tanto ortoclasa como microclina, que aparecen en cristales anhedrales de tamaño variable, desde unos 4 mm hasta muy pequeños en la matriz 0.1 mm. Estos minerales tienen exsoluciones peritíticas lamelares en su interior y en los bordes son comunes las exsoluciones micrográficas (cuarzo-feldespato). Los feldespatos potásicos forman porcentajes importantes de las rocas que varían entre el 50 % y 60 %. Aparece también cuarzo en granos anhedrales con bordes muy irregulares (interdigitado) con los feldespatos potásicos; el cuarzo consistentemente presenta extinción ondulante, desarrollo de subgranos y recristalización dinámica. Los porcentajes de cuarzo varían entre un 25% y 30%. Las plagioclasas se presentan en cristales subhedrales con maclas polisintéticas y de Carlsbad, normalmente se encuentran más alteradas que los feldespatos, a veces aparecen como

inclusiones dentro de ellos. Las plagioclasas pueden aparecer de tamaño grande como fenocristales y tamaño medio asociado con el cuarzo y el feldespato potásico. La composición promedio de la plagioclasa es oligoclasa y andesina; presentan algunas evidencias de deformación lamelar, extinción ondulante y ocasionalmente maclas de deformación. Asimismo puede presentar exsoluciones mirmequíticas. El porcentaje en que se encuentran las plagioclasas varía entre 10% y 25%. Son accesorios comunes biotita y muscovita, en porcentajes generalmente reducidos pero que pueden alcanzar hasta un 5%, generalmente es menor, se encuentran en láminas medianas (0.5 mm) a más finas. Las proporciones de las micas pueden variar de una localidad a otra predominando a veces la biotita casi sin muscovita y viceversa. En cantidades mucho menores aparecen en las muestras esfena subhedral a euhedral, granate en pequeños cristales euhedrales (ocasionalmente se logran observar fenocristales), apatito en pequeños cristales y alanita (variedad de la epidota) que se halla asociada con el granate.

La textura es constante en las muestras y es inequigranular anhedral con fenocristales de feldespatos potásicos y plagioclasas de hasta 4 mm (a veces mayores), granos medianos de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa (entre 1 y 0.5 mm) y una matriz de grano fino (menor a 0.2 mm) hecha de feldespato potásico y cuarzo (fig. 17). En general el contacto entre los cristales es muy irregular y se encuentran muy interdigitados (textura consertal). Como se mencionó anteriormente son muy comunes las exsoluciones micrográficas y en menor grado hay mirmequitas.

Una fase de alteración hidrotermal puede reconocerse en la mayoría de las muestras con grados de alteración variables. Generalmente las plagioclasas muestran una alteración sericítica o a sericita + epidota, que varía en proporción desde un 70% a casi inexistente. La sericita es de grano muy fino pero puede estar relativamente cristalizada en laminillas de 0.2 mm, mientras que la epidota se presenta en variedades pistachita y clinozoisita (además de la alanita referida previamente). La ortoclasa muestra alteración sericítica pero en proporción mucho menor que las plagioclasas; las microclinas prácticamente no muestran alteración aunque la plagioclasa esté muy alterada. También se observa una alteración a clorita a partir de las biotitas, la clorita puede aparecer asociada con minerales opacos. En ocasiones se observa calcita rellenando espacios. En algunas muestras se observan vetillas milimétricas de cuarzo más calcita que atraviesan estas rocas. Por su composición mineralógica modal donde predomina el feldespato potásico estas rocas se clasifican como sienogranitos con dos micas y granate, en la figura 12 se aprecia su ubicación en el esquema de clasificación de Streckeisen (1976).



BIBLIOTECA
DE CIENCIAS EXACTAS
Y NATURALES

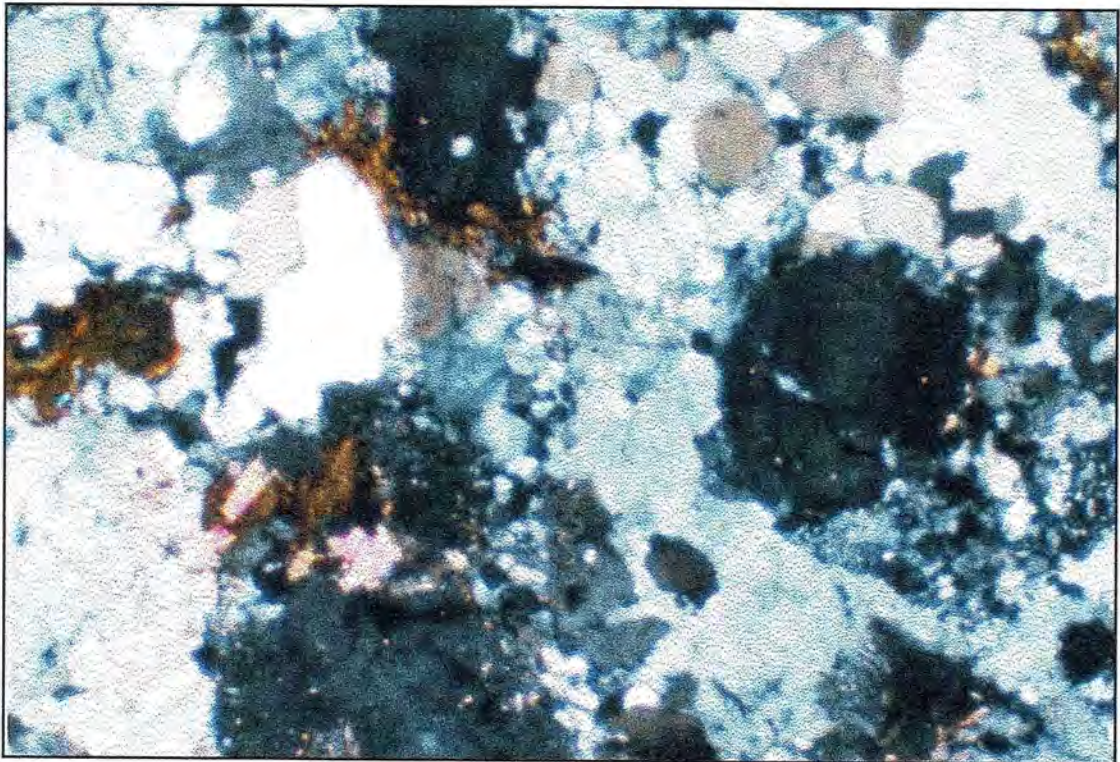


Fig.- 17. Fotografía de lámina delgada del granito de dos micas. Se observan cristales de plagioclasa, cristales de feldespato potásico de color gris (ortoclasa y microclina), cuarzo (blanco), biotita y muscovita de grano fino. Se puede apreciar la textura inequigranular con grandes cristales anhedrales y cristales más finos en la matriz, todos los granos son anhedrales excepto las micas. (Luz polarizada, 4X, escala aproximada 50:1)

Rocas que varían en composición mineralógica de las antes descritas se encontraron en los alrededores de la Mina La Niña. En este lugar el intrusivo es de grano grueso a medio y se aprecian en él cristales alineados de cuarzo, plagioclasa y feldespato. Se observan además cristales de biotita fina y de hornblenda. El análisis microscópico confirma que la roca está compuesta por microclina en grandes cristales anhedrales con inclusiones de plagioclasas, y cristales menores en la matriz con textura consertal con el cuarzo. Son comunes las exsoluciones micrográficas en los bordes de los cristales. El cuarzo se presenta en cristales anhedrales con extinción ondulante, subgranos y recristalización dinámica (leve).

Las plagioclasas son anhedrales y se encuentran en poca proporción (alrededor de un 15%). Minerales accesorios son biotita y hornblenda, esta última en cristales subhedrales a euhedrales de grano medio. Ambas se están alterando a clorita \pm epidota. También hay cristales de esfena subhedrales a euhedrales. La textura es granular anhedral, con cristales mayores de feldespato potásico en una matriz granular de cuarzo, feldespato y plagioclasa.

La presencia de hornblenda indica una diferencia química con otras rocas analizadas, de hecho en el análisis del índice de aluminio se clasifica como una roca Metaluminosa (tabla 6). Sin embargo posee poca cantidad de plagioclasas, menos del 20%, lo cual la ubica dentro de los sienogranitos su ubicación en el diagrama de Streckeisen se ve en la figura 12. El resto de la composición modal y su textura lo hacen similar al sienogranito con dos micas y granate.

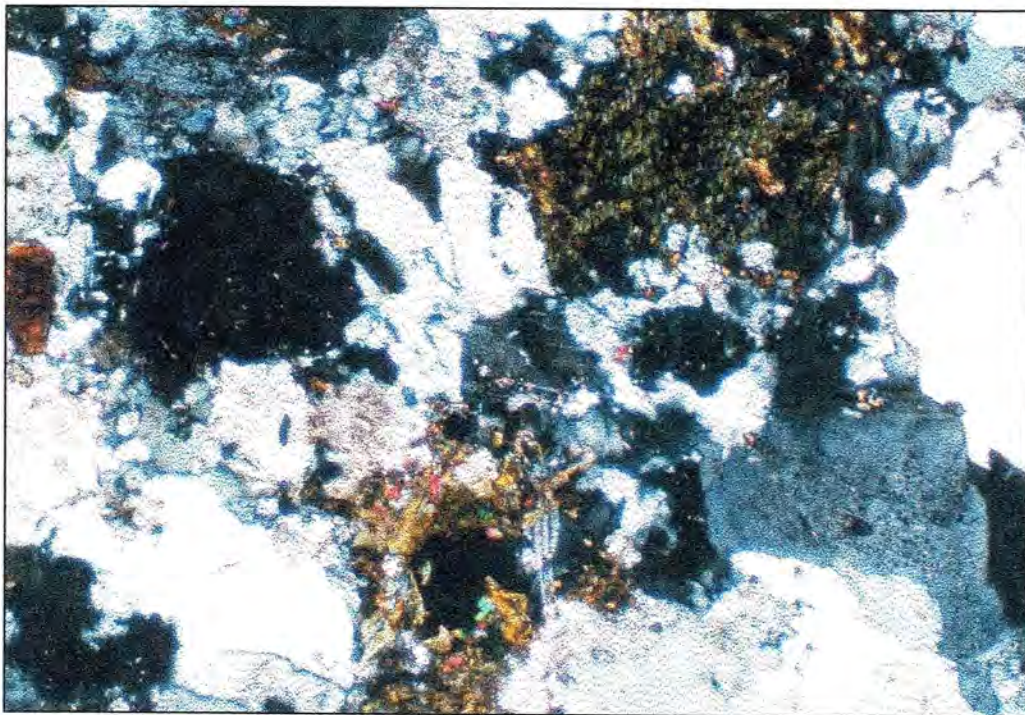


Fig. 18- Fotografía de lámina delgada del granito en los alrededores de la Mina La Niña. Se observan cristales de feldespato potásico, plagioclasa (con macla polisintética) y cuarzo. Como accesorios puede observarse un gran cristal de hornblenda verde. También hay minerales opacos (centro-inferior) rodeados por epidota y clorita. La textura es inequigranular con cristales grandes y finos de los minerales esenciales. (Luz polarizada, 4X, escala aproximada 50:1)

La estructura dómica

La estructura que controla la distribución de las rocas en la Sierra Pinta es una estructura primaria, se trata de un domo intrusivo producido durante el emplazamiento del granito de dos micas terciario. Este macizo que forma el núcleo de la Sierra Pinta tiene una forma elipsoidal alargada en dirección aproximadamente 50° NW (fig. 16). Al emplazarse el granito en las unidades con metamorfismo regional las dobló produciendo un domo de gran escala. Una vez erosionada la parte superior del domo y descubierto el intrusivo, las rocas metamórficas quedaron con una distribución semicircular. Los echados de los contactos

entre el intrusivo y las rocas encajonantes buzan hacia fuera del domo indicando su morfología. Según Clarke (1992) este tipo de morfología requiere que el emplazamiento no sea muy profundo para que el intrusivo tenga la posibilidad de doblar y levantar las capas sobre él, esta hipótesis se ve reforzada por la textura inequigranular del intrusivo indicando una cristalización rápida de la matriz con desarrollo de exsoluciones mirmequíticas y micrográficas; también es apoyada por el hecho de que bloques rígidos del techo se desprenden y hunden en el techo del magma y por último por la existencia de un conjunto de filones aplíticos y pegmatíticos que acompañan al intrusivo.

En el granito de dos micas se aprecia además una foliación incipiente, es decir no muy desarrollada ni penetrativa, se tomaron medidas de los planos de foliación en este intrusivo y su distribución se muestra en la figura 19. Aunque son muy pocos datos, se aprecia una familia con rumbos variables entre NW 60° y 90 ° y echados hacia el suroeste entre 70° y 85°. Hay una segunda familia con rumbos NW 30°. Esta foliación es visible en muestra de mano por la elongación de los cristales de cuarzo, orientaciones de micas (incipientes) y rotación y fracturamiento de feldespatos.

Interpretación

La morfología elipsoidal del domo, las características de sus cristales (extinción ondulante) y el desarrollo de una foliación incipiente, pueden interpretarse como generadas por una fase de deformación contemporánea al emplazamiento del intrusivo. Algunos intrusivos diapíricos emplazados a gran profundidad pueden desarrollar una foliación paralela al borde del intrusivo (Clarke, 1992), sin embargo de las observaciones de campo puede deducirse que este no es el caso en el intrusivo de la Sierra Pinta pues la foliación en el granito no se distribuye según su morfología. La dirección principal de acortamiento (σ_1) corresponde al eje menor del elipsoide que forma el intrusivo, y es aproximadamente perpendicular a la familia principal de planos de foliación en el granito, dando una dirección de NE 35°. Esta dirección coincide con la indicada por los micropliegues en la Unidad de Esquistos y Anfibolitas que doblan a la foliación S1, poniéndola prácticamente perpendicular al esfuerzo indicado. Esta dirección es cercana a la propuesta para el acortamiento Laramide en el sureste de Arizona que es de N44°E (Davis, 1981). Por otro lado la elongación del intrusivo no coincide con la dirección de máxima extensión del Terciario que es de N70°E aproximadamente, en Arizona y Sonora (Davis, 1981; Nourse et al, 1994; Vega, 1996). Lo antes planteado sugiere que el emplazamiento del intrusivo ocurrió bajo un régimen de esfuerzos compresivo.

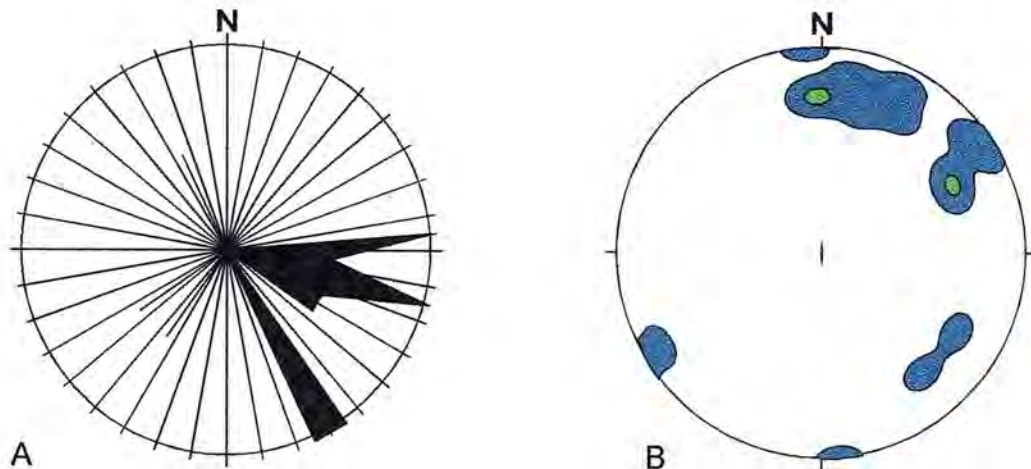


Fig. 19. Distribución estereográfica de los planos de foliación en el granito de dos micas. A) Distribución de los rumbos de planos de foliación. B) Distribución porcentual de los polos de los planos de foliación.

Diques graníticos

Un conjunto de diques de composición granítica corta al intrusivo y su roca encajonante. Son diques generalmente mayores a 5 cm y menores a 1 metro de espesor. Por su textura se clasifican como aplitas y pegmatitas, se observó que existe una diferencia temporal en el emplazamiento de los diques, siendo las pegmatitas posteriores a las aplitas por relaciones de corte, en algunos diques los bordes son aplíticos y en el centro pegmatíticos.

Una aplita típica es de color blanco de grano medio (1 mm o menor), con muscovita como accesorio común pero con muy poco porcentaje de biotita (puede ser inexistente). También pueden contener granate. En lámina delgada (fig. 20) se aprecia que están formadas en su mayor parte (60%) de plagioclasas en cristales subhedrales prismáticos con macla polisintética algunas con maclas de deformación, inclusiones de cuarzo y con alteración heterogénea algunas alteradas hasta en un 60 % otras en un 10 %. Feldespatos potásicos (20%) en cristales anhedrales. Cuarzo (20%) en cristales anhedrales con extinción ondulante, desarrollo de subgranos y recristalización dinámica. La composición mineralógica indica que el tipo de roca es una granodiorita, caracterizada por su carencia de micas o algún otro ferromagnesiano. Una fase de deformación está presente en forma de extinción ondulante de cuarzo y plagioclasas y desarrollo de subgranos en el primero. Una fase de alteración hidrotermal está representada por el desarrollo de la asociación sericita – clorita – epidota. La alanita parece ser primaria y asociarse con la cristalización del granate. La

desigual alteración de las plagioclasas puede atribuirse a una alteración heterogénea o bien a diferencias en la composición de las plagioclasas.

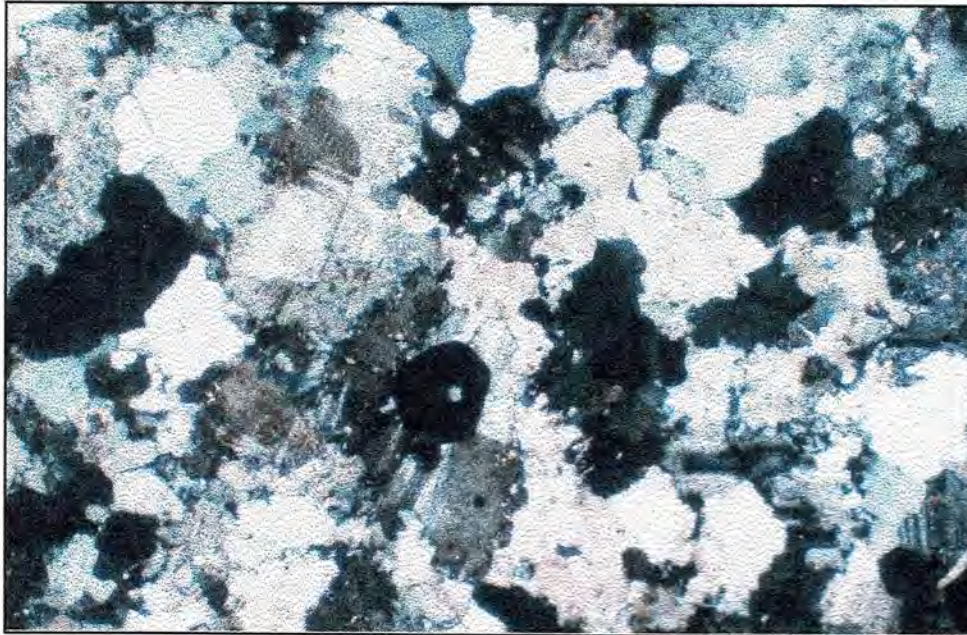


Fig. 20. Fotografía de lámina delgada de una aplita con granate. Se observan cristales de plagioclasa con maclas polisintéticas, feldespatos potásicos y cuarzo. En el centro un cristal de granate (de forma hexagonal). La textura es granular anhedral con bordes interdigitados. (Luz polarizada, 4X, escala aproximada 50:1)

Las pegmatitas tienen básicamente la misma mineralogía de las aplitas pero sus cristales varían en promedio entre 1 y 3 cm, y en ocasiones son mayores. Presentan cristales visibles de cuarzo, feldespatos potásicos, plagioclasas con cantidades menores de muscovita y muy poco granate. En lámina delgada el feldespato potásico forma el 40% de la roca, se presenta en sus variedades ortoclasa y microclina, en cristales anhedral de unos 2 mm en promedio con textura peritítica y numerosas inclusiones de cuarzo y plagioclasas. Se aprecia desarrollo de exsoluciones micrográficas en los bordes de los cristales. Las plagioclasas forman un 40% de la roca y se presentan en cristales subhedrales algunos mayores a 2 mm. Presentan maclas de periclina, albita y Carlsbad así como extinción ondulante. El cuarzo se observa en cristales anhedral con extinción ondulante y subgranos. Son accesorios comunes muscovita en cristales subhedrales asociada a la biotita; granate en cristales anhedral a subhedrales; alanita y minerales opacos a veces asociados con el granate. La textura es porfídica con grandes cristales de feldespato potásicos en una matriz granular formada por cuarzo, feldespato potásico y plagioclasas. Por su composición mineralógica esta roca puede clasificarse como una granodiorita. Son

visibles aunque leves, una fase de deformación y una fase de alteración hidrotermal representada por sericita en plagioclasas y clorita a partir de biotita.

Morfología y estructura

Los diques graníticos por lo general tienen una forma tabular y aparecen discordantes en la secuencia metamórfica, generalmente cortando la foliación (fig. 21). Se observan generalmente bifurcados. Sin embargo algunos diques aplíticos, se han observado siguiendo la foliación o al contacto del intrusivo con la roca encajonante.

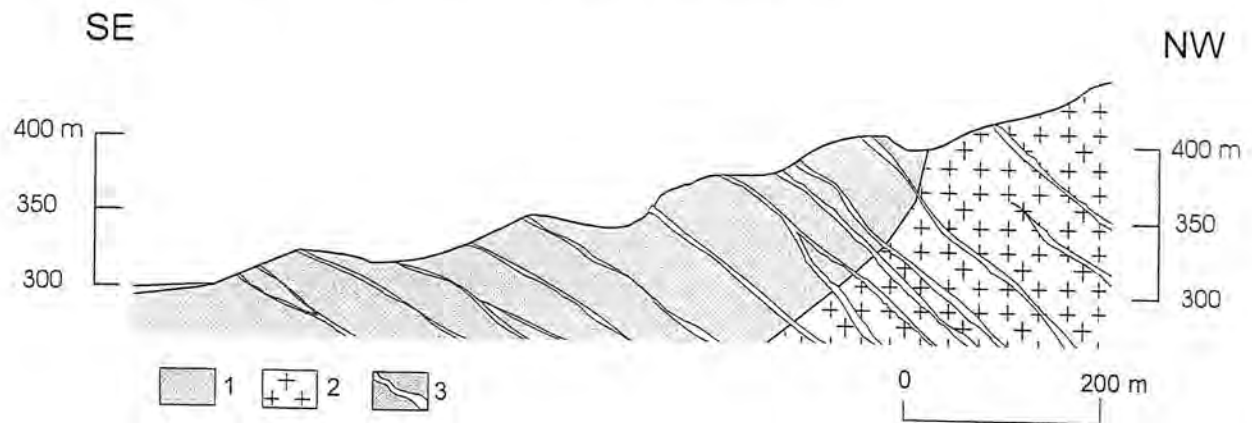


Fig. 21. Sección geológica ubicada al sur de la Sierra Pinta donde se aprecian las relaciones entre la secuencia metamórfica de anfibolitas y esquistos (1), el intrusivo granítico (2) y diques pegmatíticos y aplíticos (3).

Los diques pegmatíticos y aplíticos que acompañan al intrusivo, no parecen tener una distribución preferente como se aprecia en la figura 22, aunque a partir del diagrama puede inferirse la existencia de una familia principal con rumbos NE 10° ésta se debe más que nada a una distribución heterogénea del muestreo (más concentrado en la zona central este). Las observaciones de los afloramientos permiten establecer que los diques se emplazan de una manera radial hacia fuera del domo intrusivo, atravesando la foliación de la secuencia metamórfica en ángulos entre 45° y 70° (respecto a la horizontal). Este comportamiento es en general plasmado en la figura 22 donde se aprecia una cierta distribución semicircular con mayores concentraciones donde pudieron obtenerse más datos. Puede resumirse entonces que aunque algunos diques graníticos sin foliación (asociados al granito terciario) siguen a veces la foliación de las rocas precámbricas (o el contacto intrusivo-rocas metamórficas), la mayoría de los diques tienen una distribución cónica hacia fuera del domo, similar a las estructuras de tipo cone-sheets.

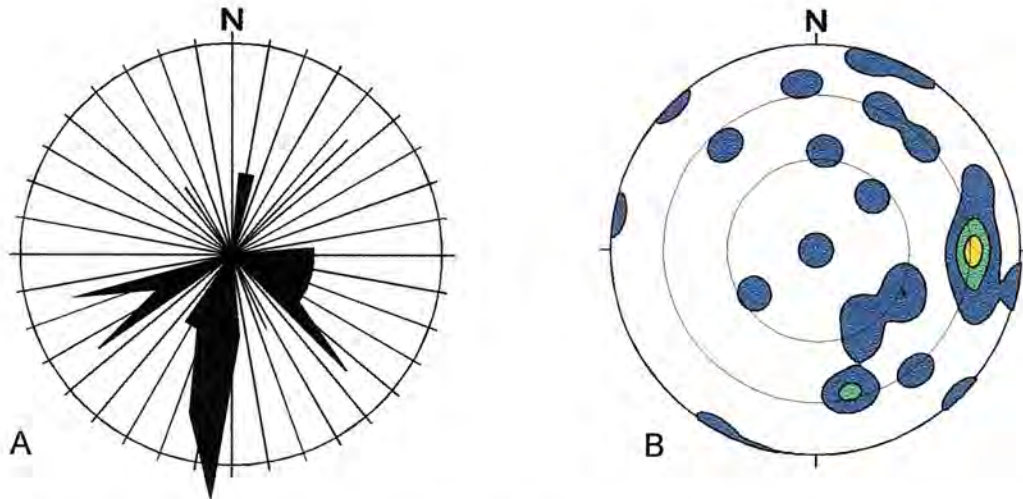


Fig. 22. distribución estereográfica de diques aplíticos y pegmatíticos terciarios. A) Distribución de los rumbos de diques. B) Distribución de los polos de los diques graníticos

Composición química

Se realizaron dos análisis químicos por elementos mayores en rocas plutónicas del área, la muestra 940317 corresponde al intrusivo granítico con dos micas y granate, que aflora cerca de la mina Sierra Pinta. La muestra 96-28 es un granito con hornblenda que aflora en los alrededores de la Mina La Niña. La distribución de los componentes en porcentajes en peso se muestra en la tabla 4 mientras que el desglose de la Norma CIPW para estas muestras se muestra en la tabla 5.

TABLA 4. ANALISIS QUIMICOS ROCAS GRANITICAS					
Composición/ muestra	940317	96-28	Composición/ muestra	940317	96-28
SiO ₂	68.38	67.23	CaO	2.75	2.24
TiO ₂	0.18	0.17	Na ₂ O	4.57	4.37
Al ₂ O ₃	16.53	17.06	K ₂ O	2.96	5.59
Fe ₂ O ₃	2.04	1.52	P ₂ O ₅	0.04	0.01
FeO	0.00	0.00	CO ₂	0.00	0.00
MnO	0.07	0.05	H ₂ O	0.00	0.00
MgO	0.35	0.25	Total	97.9	98.5

Los valores bajos del total corresponden a la ausencia del porcentaje de agua y volátiles.

Mineral/Muestra	940317	96-28	Mineral/Muestra	940317	96-28
Cuarzo	24.17	15.40	Magnetita	0.00	0.00
Ortoclasa	17.49	33.04	Ilmenita	0.15	0.11
Albita	38.67	36.98	Hematita	2.04	1.52
Anortita	13.38	10.43	Titanita	0.00	0.28
Leucita	0.00	0.00	Apatito	0.09	0.02
Nefelina	0.00	0.00	Cc	0.00	0.00
Kaolinita	0.00	0.00	Perovsquita	0.00	0.00
Corindón	0.90	0.00	Wustita	0.00	0.00
Diópsida	0.00	0.18	Rutilo	0.10	0.00
Hiperstena	0.87	0.54	KMS	0.00	0.00
Wollastonita	0.00	0.00	NMS	0.00	0.00
Olivino	0.00	0.00	COS	0.00	0.00
Acmita	0.00	0.00	Total	97.9	98.5
Contenido de An en plagioclasa				25.7	22

Según la clasificación química tripartita propuesta por Shand (1947) basada en el concepto de saturación de alúmina, la clasificación de las rocas es como se muestra en la tabla 6.

Muestra	A/CNK	Clasificación
940317	$0.1622 / 0.1541 = 1.052$	Peraluminoso
96-28	$0.1674 / 0.1892 = 0.8573$	Metaluminoso

Edad y correlación

En Sonora se estima que un 25% de los afloramientos (excluyendo el relleno detrítico de los valles) está formado por rocas intrusivas (Cochemé, 1985), con una superficie mínima de 19,000 km². Numerosas dataciones han sido efectuadas en este conjunto intrusivo, principalmente por Damon y Anderson. Exceptuando algunos granitoides precámbricos y jurásicos, la mayor parte de las rocas graníticas se formaron después de 90 Ma (Damon, 1968; Anderson y Silver, 1974) y hasta unos 40 Ma, por lo cual se le ha denominado "Batolito

Laramide de Sonora". Este batolito constituye la prolongación al este del "Batolito Peninsular de Baja California" y está representado por una serie calcoalcalina granodiorítica (Richard 1991): gabro (raro y únicamente al oeste), diorita, diorita cuarzosa, tonalita (rara), granodiorita y monzogranito. La mineralogía dominante es cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, anfíbol y biotita. En Sonora las facies granodioríticas y tonalíticas son las principales.

Los granitos de dos micas de Sonora se sitúan en la prolongación al sur de un cinturón de rocas graníticas ricas en muscovita que se extiende desde la Columbia Británica hasta Sonora (Miller y Bradfish, 1980). Las edades de emplazamiento varían a lo largo de este cinturón desde el Jurásico hasta el Terciario Medio (Lee y Van Loenen, 1971; Armstrong y Hills, 1967, Volborth, 1973; Miller y Bradfish, 1980). En el sur de los Estados Unidos las edades varían de 50 a 25 Ma con un máximo en 47 Ma (Crittenden et al., 1980). Según Richard (1991) el cinturón "rico en muscovita" aflora sobre más de 15,000 km², en la parte interior de la zona Cordillerana y se asocia con terrenos de edad precámbrica y a una zona de deformación intensa (migmatitas, zonas de napas). La terminación sur de este cinturón corresponde a un límite de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de las rocas magmáticas calcoalcalinas, a la altura de Guaymas (Damon et al., 1983). Según Richard (1991) la presencia de zócalo precámbrico parece influir en la presencia de leucogranitos, como fuente o parte de la fuente que les dio origen y/o como guía estructural para el emplazamiento de los mismos. Al norte del área, en el estado de Arizona, en su límite con el estado de Sonora, Haxel y otros (1984) han descrito la presencia de granitos leucocráticos que contienen combinaciones variadas de muscovita, biotita y granate, sin hornblenda. Los autores citados señalan que esos granitos de dos micas son moderadamente peraluminosos y ricos en sílice y se distinguen en modo de ocurrencia, patrones de abundancia de elementos mayores y traza, y en la composición isotópica de los granitoides calcoalcalinos de tipo biotita-hornblenda que tienen una extensión mucho mayor en el sur de Arizona y norte de Sonora, pero que son relativamente contemporáneos. Estudios en circones en estos granitos sugieren su generación por anatexis cortical, muy probablemente del basamento cristalino precámbrico (Wright y Haxel, 1982). Las composiciones isotópicas Nd y Sr de los Granitos en el Suroeste de Arizona indican igualmente su derivación de rocas corticales precámbricas, en particular de la corteza media (Farmer y De Paolo, 1984). Una edad ha sido obtenida en el área estudiada por Haxel y otros (1984), en las Montañas Coyote dando una edad de 58 Ma por el método de U-Pb en zircón. Un aspecto muy interesante es que ellos, consideran estos intrusivos como sintectónicos o postectónicos a una fase de deformación y metamorfismo de escala

que inició en el Cretácico Superior y culminó en el Terciario Inferior (entre 58 y 60 Ma, Haxel y otros, 1984).

Pocas dataciones se han efectuado en Sonora sobre "granitos de dos micas". Las que se han realizado en el norte del estado arrojan edades comprendidas entre 52.7 y 53.8 Ma (Damon et al, 1964; Shafiqullah et al., 1980; Damon et al., 1983 a y b). Más al sur se han datado rocas de 41.6 Ma en Mazocahui (muscovita en pegmatita, K-Ar), 36 Ma en la Sierra de Baviácora para un granito con biotita-muscovita (Chávez, 1978), y 33 Ma para un dique con muscovita y granate en la Sierra de Mazatán (Radelli, 1986). En Sonora se han obtenido algunas edades radiométricas en áreas relativamente cercanas a la Sierra Pinta, estas edades se muestran en la tabla 7 y en la figura 23.

TABLA 7. EDADES DE ROCAS INTRUSIVAS DATADAS CERCA DEL AREA				
Coordenadas	Muestra	Material/ método	Edad	Referencia
Coyote Mountains 32° 00' N 111° 30' W	Granito Pan Tak (dos micas y granate)	Zircón U/Pb	58 Ma	Haxel y otros, 1984
Borderline Hill 32° 19' N 114° 24' W	Granodiorita	Zircón U/Pb	95.0 ± 3 Ma	Anderson y Roldán 1979
Tinajas altas 32° 14' 114° 03' W	Granito (de dos micas)	Biotita K/Ar	53.1 ± 1.3	Shafiqullah et al 1980
El Desierto 32° 08' 113° 47' W	Granodiorita	Biotita K/Ar	54 ± 1.1	Mead et al. 1988
Cipriano 31° 50' N 112° 55' W	Granito (de dos micas)	Muscovita K/Ar	52.7 ± 1.5	Damon et al. 1964
Adobe Blanco 31° 47' N 113° 01' W	Granito (de dos micas)	Muscovita K/Ar	53.2 ± 1.6	Shafiqullah et al 1980
Cobabi 31° 43' N 112° 42' W	Granito (de dos micas)	Muscovita K/Ar	53.8 ± 1.4	Damon et al. 1983 b
Mina Leones 31° 12' N 112° 17' W	Granito	Biotita K/Ar	70.9 ± 2.1	Damon et al. 1983 a
Mina La Margarita 31° 09' N 112° 05' W	Granito	Biotita K/Ar	67.6 ± 2.0	Damon et al. 1983a
Puerto Blanco 30° 41' N 112° 17' W	Cuarzomonzonita	Biotita K/Ar	76.2 ± 1.8	Damon et al 1983b
Altar 30°32' N 112° 07' W	Pegmatita	Biotita K/Ar	74.3 ± 1.8	Damon et al 1983 b

Puede notarse que los granitos de dos micas tienen edades comprendidas entre 52 y 54 Ma, mientras que rocas más calcialcalinas muestran edades mayores que varían de 97 a 66 Ma. Debido a la escasez de los datos esta diferencia pudiera deberse a factores

estadísticos, sin embargo puede indicar una tendencia que mostraría una secuencia en los eventos intrusivos con una fase calcoalcalina más antigua seguida por una etapa más peraluminosa como ha sido sugerido para la región de Arizona (Coney y Reynolds, 1977).



Rocas intrusivas de composición granítica con dos micas también han sido fechadas en la parte central del estado (tabla 8, figura 23), pero las edades son en general más jóvenes que las encontradas en la parte norte. Esto podría indicar una variación espacial y temporal del magmatismo peraluminoso siendo más antiguo en la región occidental como es la tendencia general de las rocas calcoalcalinas de la Cordillera (Anderson y Silver, 1974; Henry, 1975; Coney y Reynolds, 1977; Clark et al. 1979, Damon, 1978, Damon et al. 1981).

Fig. 23.- Ubicación de granitos con dos micas datados en Sonora

TABLA 8. EDADES DE ROCAS GRANÍTICAS CON DOS MICAS EN EL CENTRO DEL ESTADO				
Ubicación	Muestra	Material y método	Edad	Referencia
Puerta del Sol	Granito de dos micas foliado	U-Pb en zircón	57 ± 2 Ma	Anderson et al. 1980
Norte del Batolito de Aconchi	Granito de dos micas	K-Ar en plagioclasa K-Ar en Muscovita K-Ar en biotita	36.5 ± 0.8 36.0 ± 0.7 32.0 ± 0.7	Damon et al. 1983 a y b
Sierra de la Madera	Granito de dos micas	K-Ar biotita	33.2 ± 0.7 26.3 ± 0.6	Gómez Caballero et al. 1981
Sierra de Mazatán	Pegmatita	K-Ar Muscovita	33.9 ± 0.7	Radelli, 1986
Mazocahui 29° 30' N 110° 10' W	Pegmatita	Muscovita K/Ar	41.6 ± 1 39 ± 0.1	Damon et al 1983

En el área estudiada no se conocen datos de edades radiométricas obtenidas en las rocas graníticas, ni tampoco pudieron realizarse en este estudio. Sin embargo se posee una edad radiométrica por el método de K-Ar en muscovita de la veta de cuarzo (con muscovita y calcita) de la mina Sierra Pinta. Esta datación produjo una edad de 54.8 ± 1.4 Ma (ver detalles en capítulo III). Se considera que estas vetas fueron generadas por un evento hidrotermal derivado del calentamiento que produjo en la región la intrusión de las rocas ígneas, por lo que la edad antes citada se considera contemporánea o sólo un poco más joven que las de la edad de enfriamiento del intrusivo. Entonces puede apreciarse que la edad coincide bien con las de otros cuerpos intrusivos peraluminosos encontrados en localidades vecinas (tabla 7) e indicaría la pertenencia de las rocas graníticas del área a las del cinturón de granitos de dos micas mencionado previamente.

El Dr. Thierry Calmus (comunicación escrita) realizó una datación por el método de 'trazas de fisión en apatito' para dos muestras de la Sierra Pinta que corresponden a rocas intrusivas cercanas a la mina La Pinta. Las edades obtenidas por este método indican el tiempo cuando la temperatura en el intrusivo descendió de 110 °C a 60 °C. Las edades son: 12.8 ± 1.9 Ma y 11.5 ± 2.0 Ma para las muestras SP 96-12, SP 96-23 respectivamente. La longitud media de las trazas para estas muestras fue de 13.75 ± 1.67 la cual es una tasa promedio (una longitud mayor indica un enfriamiento rápido).

II. 3. Unidad Volcánica

Esta unidad está formada por rocas volcánicas que se emplazaron como derrames y flujos piroclásticos sobre las unidades metamórficas erosionadas. Su afloramiento principal está constituido por unas pequeñas colinas ubicadas al noreste de la mina La Pinta que se alargan con un rumbo NW 15° a NW 25° y tienen elevaciones de unos 50 metros sobre el nivel del valle. Rocas atribuidas a esta Unidad afloran también en pequeñas lomas aisladas que se ubican hacia el sureste y noreste de la mina La Pinta. En general estos afloramientos forman un fragmento de arco que bordea la Sierra en su parte nororiental (ver mapa geológico).

Relaciones estratigráficas.

La relación geológica principal de estas rocas es con las rocas del Conjunto Metamórfico Sierra Pinta a las que sobreyacen en discordancia angular (fig. 24). Esta relación está confirmada por la presencia en la base de la unidad, de un conglomerado donde predominan fragmentos de las rocas metamórficas. En ciertas localidades se

aprecian pequeñas fallas normales de forma curva, a través de las cuales las rocas volcánicas se deslizan sobre las rocas metamórficas.

Litología

La base de la unidad está formada por un conglomerado con matriz de color amarillo ocre a rojo, que contiene clastos angulosos de tamaño variable desde milímetros hasta medio metro (ocasionalmente mayores), estos clastos son de gneises, micaesquistos, anfibolitas, vetas de cuarzo y dioritas (fig. 26). Este paquete tiene un espesor aproximado de doscientos cincuenta metros, contiene una cierta estratificación muy gruesa y mal definida, con horizontes más resistentes a la erosión intercalados. Las rocas anteriores son cubiertas por derrames dacíticos de color rosado con fenocristales de plagioclasa, biotita y feldespato que varía a una dacita laminada (con láminas rosas y blancas) y pliegues de flujo. Después se encuentran coladas andesíticas de color morado con fenocristales de plagioclasa y hornblenda. Estas rocas tienen un rumbo de 6° NW y echado de 68° al NE pero este buzamiento no es muy general debido al plegamiento fluidal impreso en estas rocas. El espesor aproximado de estas coladas es de 80 metros. Sobre las rocas anteriores se depositaron tobas riolíticas de color rosado con abundante cuarzo y con fragmentos de rocas volcánicas dacíticas porfídicas de color rojizo, estas tobas tienen una estratificación media a gruesa. Le siguen tobas amarillas con clastos decimétricos de gneises, esquistos y riolitas. Este paquete de tobas y aglomerados tiene un espesor aproximado de 90 metros. Posteriormente se encuentra un paquete formado por intercalaciones métricas de tobas con fragmentos de gneises y con zonas ricas en pómez, andesitas grises, tobas grises con laminaciones finas, tobas amarillas con fragmentos de andesitas moradas. El paquete anterior tiene un espesor aproximado de 90 metros, su color es amarillento y es de más fácil erosión que las rocas que las cubren. Al final la secuencia es cubierta por una toba riolítica soldada con matriz desvitrificada de color crema. Esta toba es resistente a la erosión y forma un escarpe, parece depositarse en discordancia angular sobre las tobas y aglomerados descritos anteriormente, su espesor aproximado es de 50 m. En general todas las rocas volcánicas tienen un echado entre 50° y 68° hacia el noreste.

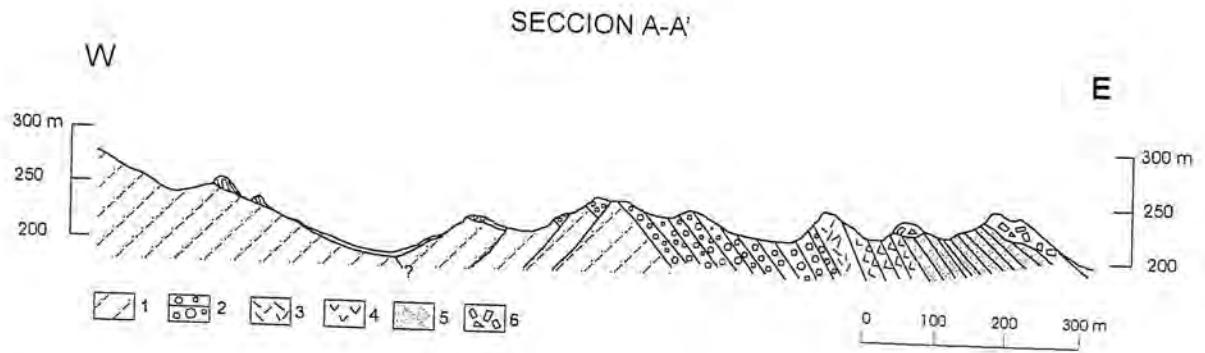


Fig. 24. Sección compuesta en la secuencia de rocas volcánicas viendo al norte. 1) Esquistos de biotita, anfibolitas y gneises del Complejo Metamórfico Sierra Pinta; 2) Aglomerados con clastos provenientes de la secuencia metamórfica y rocas volcánicas; 3) Dacita fluidal laminada de color rosa con pliegues de flujo; 4) andesitas y dacitas de color morado con plagioclasas y hornblenda; 5) Tobas amarillas con clastos de rocas volcánicas y de la secuencia metamórfica; 6) Toba soldada de color rosado de composición riolítica. Las fallas que cortan la secuencia son fallas normales.

Una lámina delgada realizada en la parte media de la secuencia (fig. 25) muestra una roca compuesta en un 75-80% de una matriz formada por microlitos de plagioclasa muy finos con cierta orientación (textura traquítica incipiente), rodeados por vidrio, minerales de hierro en los intersticios de los microlitos. En esta matriz flotan fenocristales aislados o en cúmulos, principalmente de plagioclasa con cristales de forma euhedral a subhedral de 1 a 4 mm de longitud, con maclas polisintéticas y zoneación de crecimiento, algunas muestran numerosas inclusiones de vidrio, las plagioclasas muestran una composición de andesina. También hay fenocristales de cuarzo con golfos de corrosión; biotita en cristales grandes de 1 mm y cristales fantasmas de forma hexagonal alargada (posiblemente hornblenda) ahora reemplazada por calcita y un anillo de minerales opacos. Hay también fragmentos de rocas que son: diorita (mosaico de plagioclasas de grano grueso mayor a 0.5 mm) y cuarcita (mosaico de granos poligonales de cuarzo). Una alteración hidrotermal se manifiesta en estas rocas como vetillas de calcita, así como calcita reemplazando a las plagioclasas, sericita que altera a las plagioclasas, clorita formándose a partir de la biotita y alteración total de los anfíboles. En resumen esta roca contiene fenocristales de plagioclasa, hornblenda, biotita y cuarzo más fragmentos de rocas (cuarcita y diorita) y se puede clasificar como una dacita con hornblenda y biotita.

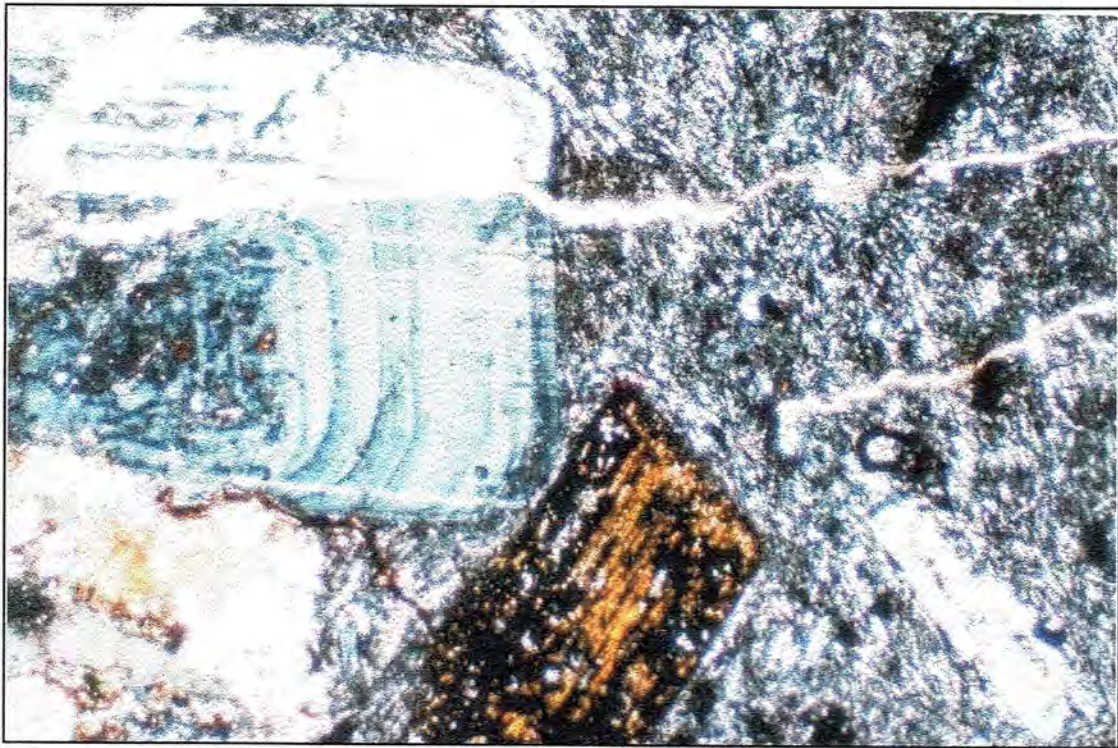


Fig. 25. Fotografía de lámina delgada de una dacita (muestra 940330) en la cual se aprecia matriz con microlitos de plagioclasa envueltos en vidrio, fenocristales zoneados y con macla polisintética de plagioclasas y un cristal de biotita alterado a clorita más óxidos de fierro. Vetillas de calcita cortan la roca. La textura es porfídica y con matriz un poco traquítica. (Luz polarizada, 4X, escala aproximada 50:1)

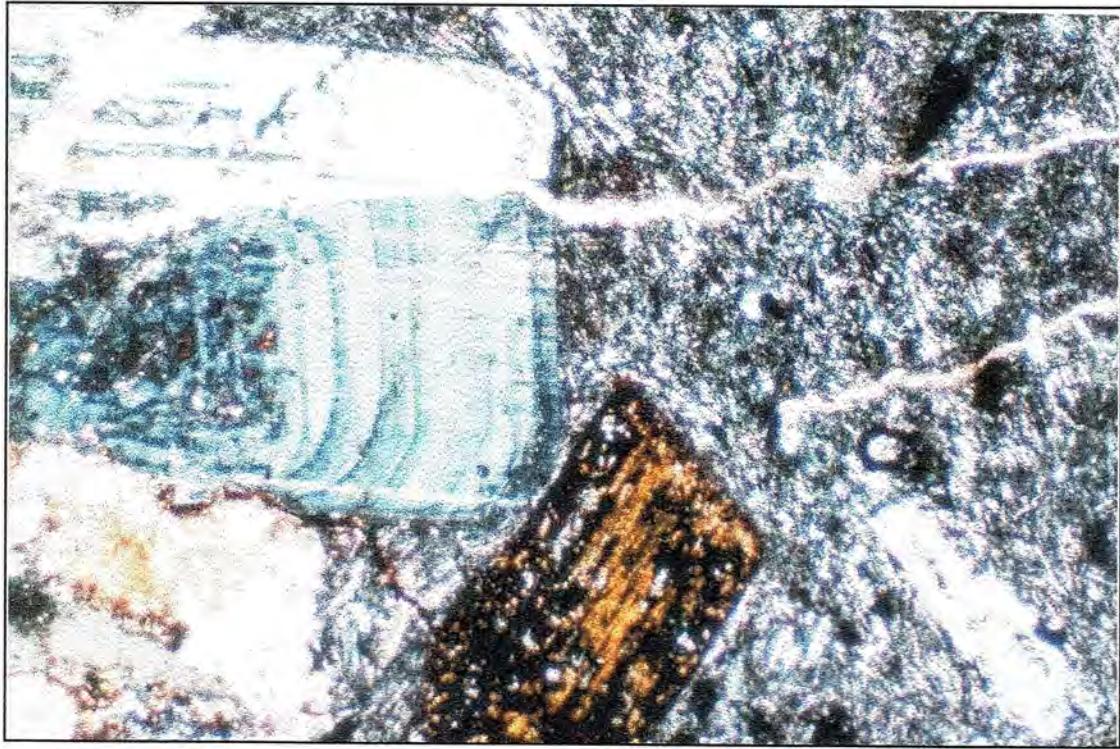


Fig. 25. Fotografía de lámina delgada de una dacita (muestra 940330) en la cual se aprecia matriz con microlitos de plagioclasa envueltos en vidrio, fenocristales zoneados y con macla polisintética de plagioclasas y un cristal de biotita alterado a clorita más óxidos de hierro. Vetillas de calcita cortan la roca. La textura es porfídica y con matriz un poco traquítica. (Luz polarizada, 4X, escala aproximada 50:1)

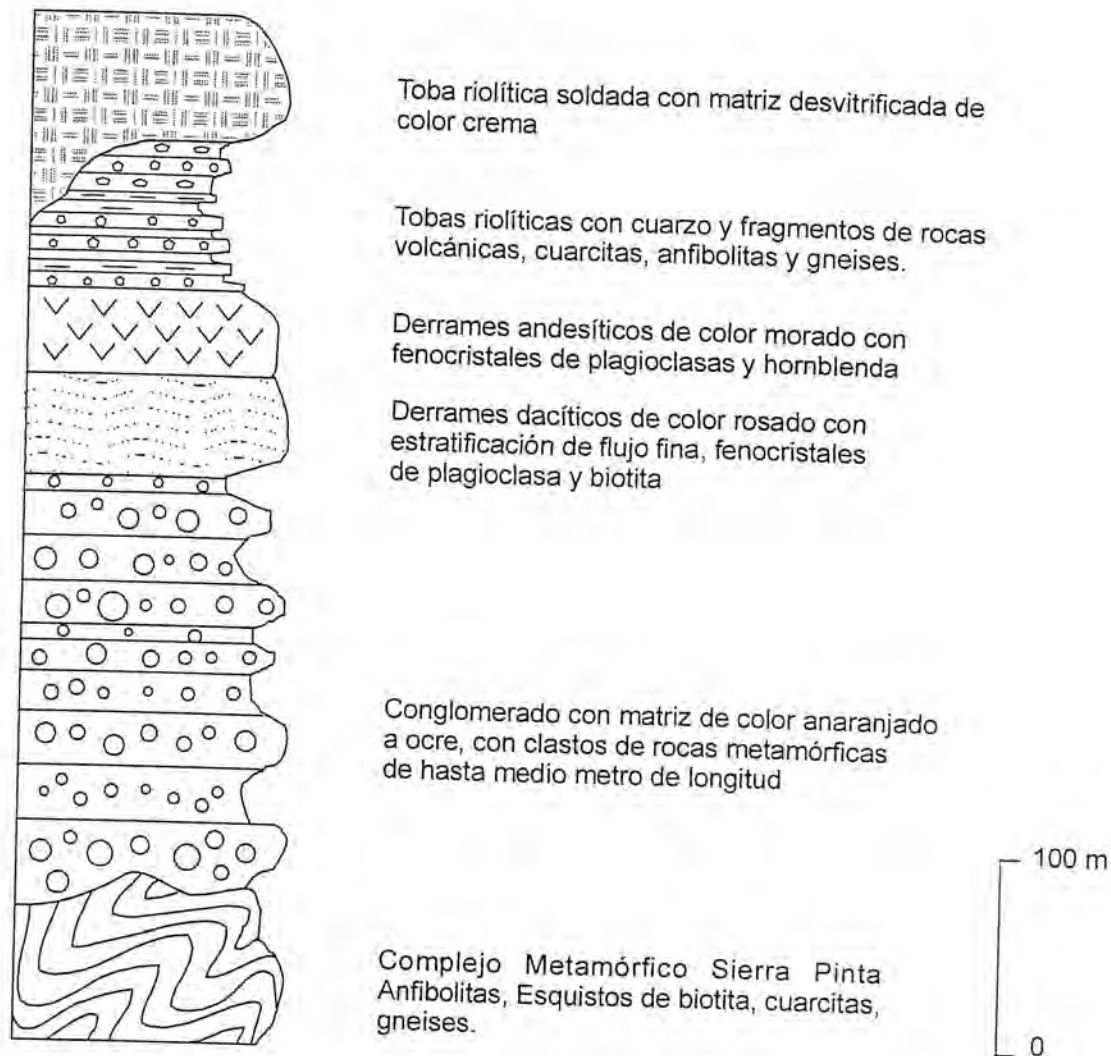


Fig. 26. Columna estratigráfica en la secuencia Volcánica de la Sierra Pinta

Edad y correlación

La coexistencia de un conglomerado con clastos de rocas metamórficas en la base de la secuencia volcánica en la Sierra Pinta sugiere la convergencia de dos procesos geológicos: vulcanismo y distensión. En los alrededores de la región del Golfo de California se ha encontrado que estos procesos ocurrieron durante el Mioceno Medio a Superior. Estudios estructurales indican que el rifting en el Golfo ocurrió en dos fases (Angelier et al, 1981; Colleta y Angelier, 1983): rifting inicial o desarrollo del proto-golfo, que se formó como resultado de una extensión simple W-SW a E-NE, en esta etapa se produjeron grabens con rumbo NW-SE. El rifting fue seguido por un movimiento que implicaba deslizamiento lateral dextral NW-SE. Los estudios de Angelier y otros (1981) muestran que el cambio en el

régimen de esfuerzos ocurrió según una estimación general, durante el Mioceno Tardío al Plioceno Temprano. Una etapa distensiva durante el Mioceno Medio es consistente con la existencia de sedimentos marinos de 13 Ma en la Isla Tiburón. Una etapa de volcanismo félsico acompaña a la fase inicial de rifting (Sawlan, 1991); consiste de ignimbritas riolíticas cuyas edades fluctúan entre 14 y 8 Ma (figura 27). Este volcanismo félsico atribuido al período comprendido entre el Mioceno Medio a Superior aflora en Sonora en la regiones de Guaymas (Sheridan et al., 1979; Johnpeer, 1977), Isla de Tiburón y región de Bahía Kino (Gastil et al., 1979), hasta la región del Pinacate (Vidal, 1998). En todas las regiones citadas es cubierto por un volcanismo basáltico toleítico que refleja el inicio de un sistema distensivo más franco, estas lavas varían en edad entre 12 y 6 Ma (Sawlan y Smith, 1984; Jensky, 1974; Gastil et al 1979).

En el área de estudio no se cuenta con una datación radiométrica de las rocas que conforman la secuencia volcánica. Sin embargo se considera que las edades miocénicas obtenidas por Calmus (comun. escrita) por el método de trazas de fisión en apatito, pudieran estar relacionadas, aunque de manera indirecta, con las edades de emplazamiento de las rocas volcánicas. Las edades obtenidas de las trazas de fisión en el granito marcarían el tiempo cuando las rocas intrusivas se aproximaron a la superficie por levantamiento y erosión (3.3 km de profundidad en un gradiente geotérmico normal y 1.6 km en un gradiente alto). Sólo cuando las rocas de la cobertura fueron erosionadas y las unidades metamórficas expuestas, pudieron las rocas volcánicas emplazarse sobre ellas. Con base en estos razonamientos, las edades obtenidas por el método de trazas de fisión en rocas graníticas (12.8 ± 1.9 Ma y 11.5 ± 2.0 Ma) pueden considerarse contemporáneas o muy cercanas a las del emplazamiento de las rocas volcánicas, por lo que éstas se atribuyen aquí al Mioceno Medio-Superior.

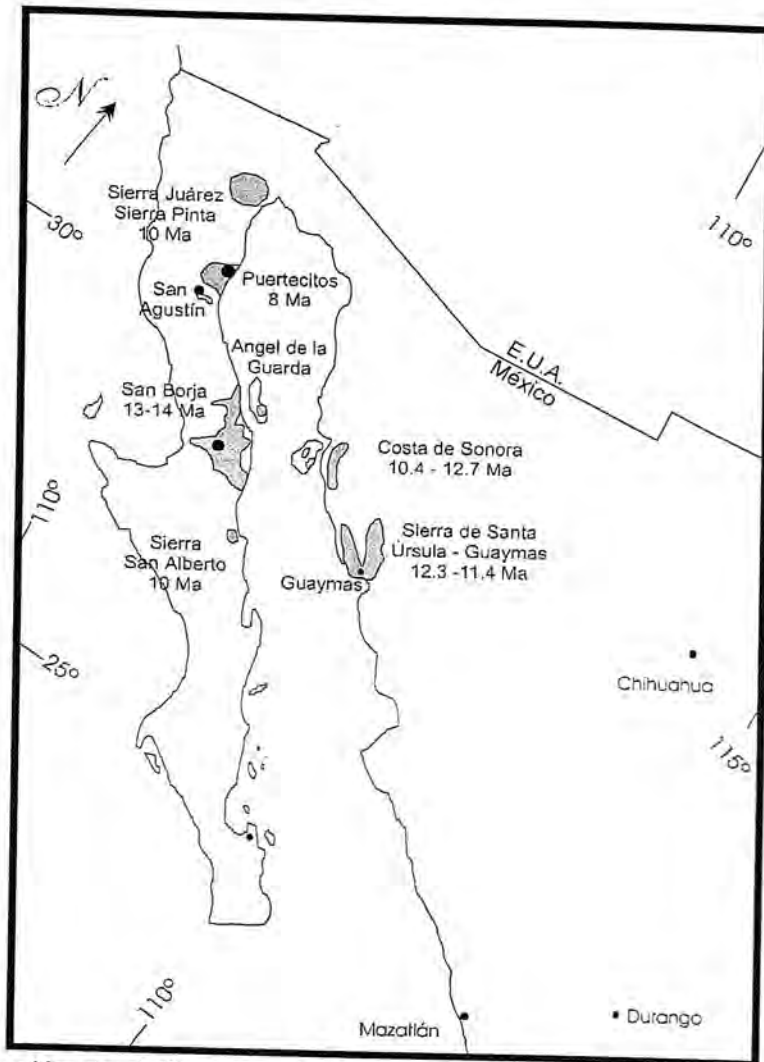


Fig. 27. Distribución de riolitas ignimbríticas en la regiones aledañas al Golfo de California. Las edades de estas rocas varían entre 14 y 8 Ma (Gastil et al. 1979; Sawlan, 1991). Modificado de Sawlan (1991).

III. DEPOSITOS MINERALES DE LA SIERRA PINTA

III.1. Historia Minera

La mina llamada Sierra Pinta fue trabajada por una compañía minera inglesa entre los años de 1885 y 1912, se dejó de trabajar debido a la inseguridad de los tiempos de la revolución mexicana. Los trabajos mineros consistieron de un socavón inclinado con varias frentes. El material era tratado por medio de cianuración y trasladado por un tren construido desde la mina hasta el estero Las Almejas al SE de la ciudad de Puerto Peñasco. Este pequeño puerto servía para el aprovisionamiento de los materiales necesarios para la operación de la mina y para la exportación del mineral a Inglaterra. La fama de esta mina como una de las más ricas del país fue grande.

Posteriormente un americano que radicó en la ciudad de Sonoyta fue el propietario de la mina, él no hizo ningún tipo de obra minera, ni de recuperación.

En 1967 el Ing. Ramón Fernández de la Dirección de Minas, realizó estudios en la mina para determinar si debía ser considerada como reserva nacional una vez que caducara el título de propiedad, los estudios determinaron que era muy pequeña y con una ley promedio de 7 gr/ton de oro, lo cual no la hacía atractiva en ese tiempo.

En los años ochentas, se lixiviaron los terreros de la mina y al parecer con una ley promedio de 16 gr/ton, en ese entonces no se hizo ningún tipo de obra minera.

En la actualidad, en diferentes visitas a esta mina, se ha visto trabajar a gambusinos de forma intermitente, sin trabajos mineros adecuados, extrayendo exclusivamente el material de la veta, el cual es vendido sin ningún tratamiento en el extranjero. La leyes que manejan los gambusinos en muestras con sulfuros es de 23 gramos de oro por tonelada.

Desde 1996 la compañía minera Valdez Gold, S.A. de C.V. ha realizado estudios de exploración geológica – minera en la Sierra Pinta y actualmente es la concesionaria de esta zona.

III.2. Vetas

Los depósitos que se han estudiado en la Sierra Pinta corresponden a vetas hidrotermales que se encuentran encajonadas en las rocas graníticas y rocas con metamorfismo regional, tanto en la Unidad de Esquistos y Anfibolitas como en la Unidad de Ortogneises; sin embargo las vetas que se han minado están hospedadas principalmente en esta última unidad. Dos de las vetas más importantes del área se describen a continuación:

Mina La Pinta

La mina La Pinta es la principal obra minera del área, consta de un tiro inclinado que inicia aproximadamente a una altura de 280 msnm. Dicho tiro tiene unos dos metros de diámetro, sigue una dirección de 20° NW y tiene una inclinación de 35°. A partir de este tiro principal se separan numerosas galerías laterales a lo largo de las cuales se ha explotado el yacimiento por el método de cuartos y pilares.

La roca encajonante es un gneis cuarzo-feldespático con biotita de grano grueso cortado por diques de aplita y pegmatita con granate. La veta está constituida principalmente por cuarzo de color blanco lechoso en el que se encuentran de manera aislada calcita de color café oscuro, y sulfuros: pirita, galena, calcopirita, esfalerita y covelita. El espesor promedio de la veta es de unos 30 a 40 cm. Tanto en la veta como en la roca encajonante se distingue una alteración sericítica con pequeños cristales de muscovita que alcanzan 1 a 2 mm de diámetro. Vetillas secundarias de cuarzo con calcita se separan de la veta principal siguiendo la foliación del gneis, con una orientación casi perpendicular a la veta principal. En algunas zonas se distinguen óxidos de cobre.

La veta tiene una actitud de 35° NE 48° SE y sigue una zona de cizallamiento que se manifiesta por el fracturamiento de la roca encajonante, con planos paralelos a la estructura principal y otros transversales. La veta también se encuentra cizallada indicando que los esfuerzos continuaron aún después de su emplazamiento.

A partir de la cota 219 la veta adquiere una inclinación de unos 40° siguiendo por unos 15 metros hasta llegar al fondo de la mina.

Mina La Niña

En esta mina la mineralización se emplaza en bloques de gneises augen cuarzo-feldespáticos con biotita, que aparecen como xenolitos en un granito con hornblenda accesoria, el granito es de grano más fino que el gneis. La foliación de los gneises tiene una actitud de 30° NE 75° SE mientras que el granito encajonante muestra una foliación incipiente con rumbo E – W. Hay diques pegmatíticos que cortan tanto a gneises como al granito, están formados por cuarzo, feldespatos y micas, pero no presentan foliación.

Las rocas encajonantes muestran una alteración sericítica acompañada de epidota y clorita, además se observa pirita diseminada en ellas.

Las obras mineras consisten en dos frentes a diferente nivel que cortan de manera horizontal a la roca encajonante, hasta llegar a la veta principal que tiene una actitud de 22° NE y echado 57° SE. La veta está formada principalmente de cuarzo con sulfuros

diseminados (menos del 5%), entre los que se distinguen pirita, calcopirita y esfalerita, además contiene calcita y hematita tardía.

La roca encajonante muestra dos familias de fracturas principales: 45° NE y echado vertical y 35° NE echado 66° NW.

III.2.1. Descripción petrográfica y minerográfica

La mineralogía presente en las vetas es muy constante: el principal constituyente es cuarzo de color blanco (lechoso) translúcido, variando a semitransparente y a cuarzo incoloro transparente en mínima proporción; calcita en cristales centimétricos de color blanco, rosa y café, escasa y limitada a las partes centrales de las vetas; muscovita en laminillas plateadas en ocasiones centimétricas o en forma de pequeñas bandas discontinuas, a veces en bandas paralelas al contacto; feldespatos potásicos de color rosa; clorita de color verde, en laminillas y bandas milimétricas; sulfuros en menor cantidad, los más comunes son: galena, calcopirita, esfalerita, pirita, los cuales se presentan en granos aislados o en bandas discontinuas de diferentes espesores, en ocasiones pueden observarse pequeñas placas de oro. Localmente se observan minerales secundarios como hematita (común) y crisocola (menos común).

En láminas delgadas realizadas en distintas vetas se puede apreciar que están formadas por cristales de cuarzo anhedrales, con extinción ondulante, desarrollo de subgranos y recristalización dinámica (fig. 28 y 29), la primera característica es constante, la segunda y tercera varían en intensidad de leve a muy intensa.

La calcita aparece en cristales anhedrales con maclas deformadas (fig.30) y tiene bandas de óxidos de hierro que le dan una coloración café en muestra de mano. La clorita cuando se presenta forma masas de penina de cristales muy finos. La sericita aparece en cristalitos finos en inclusiones o siguiendo el contacto entre granos de cuarzo.

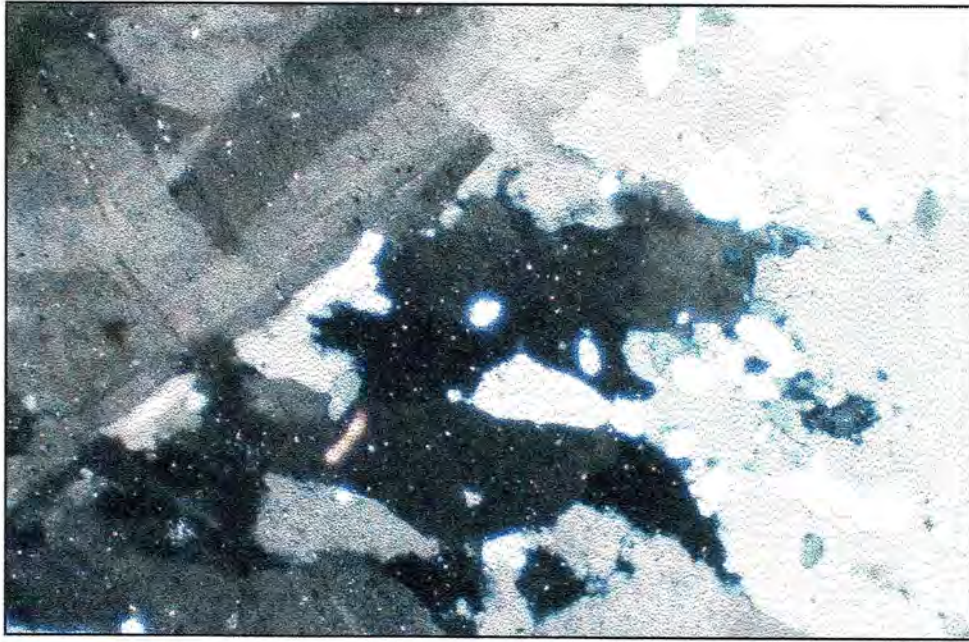


Fig. 28. Fotografía de lámina delgada donde se muestra la veta de cuarzo (940307), solamente se observan tres cristales grandes de cuarzo con extinción ondulante, subgranos claramente visibles en el cristal de la esquina superior izquierda y múltiples granos finos formados por recristalización dinámica principalmente entre los límites de los granos mayores. (Luz polarizada, 4x, escala aproximada 50:1)

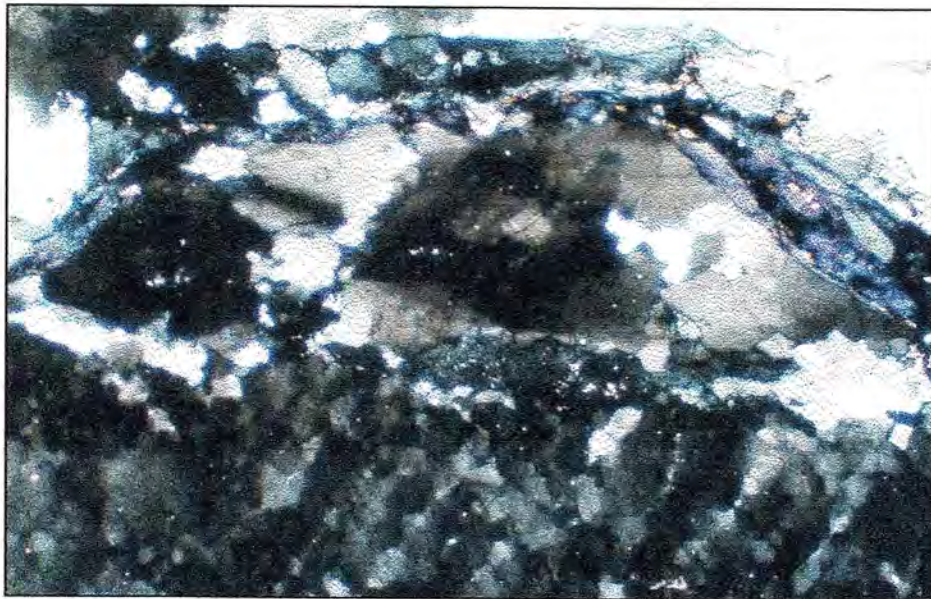


Fig. 29. Fotografías de lámina delgada de la veta 910203, se aprecia una veta de cuarzo muy deformada con desarrollo marcado de subgranos, recristalización dinámica, planos de cizallamiento horizontales seguidos por cristales de clorita (azul oscuro), en el cristal inferior se desarrollan múltiples planos de fracturamiento paralelos, producidos por el cizallamiento.

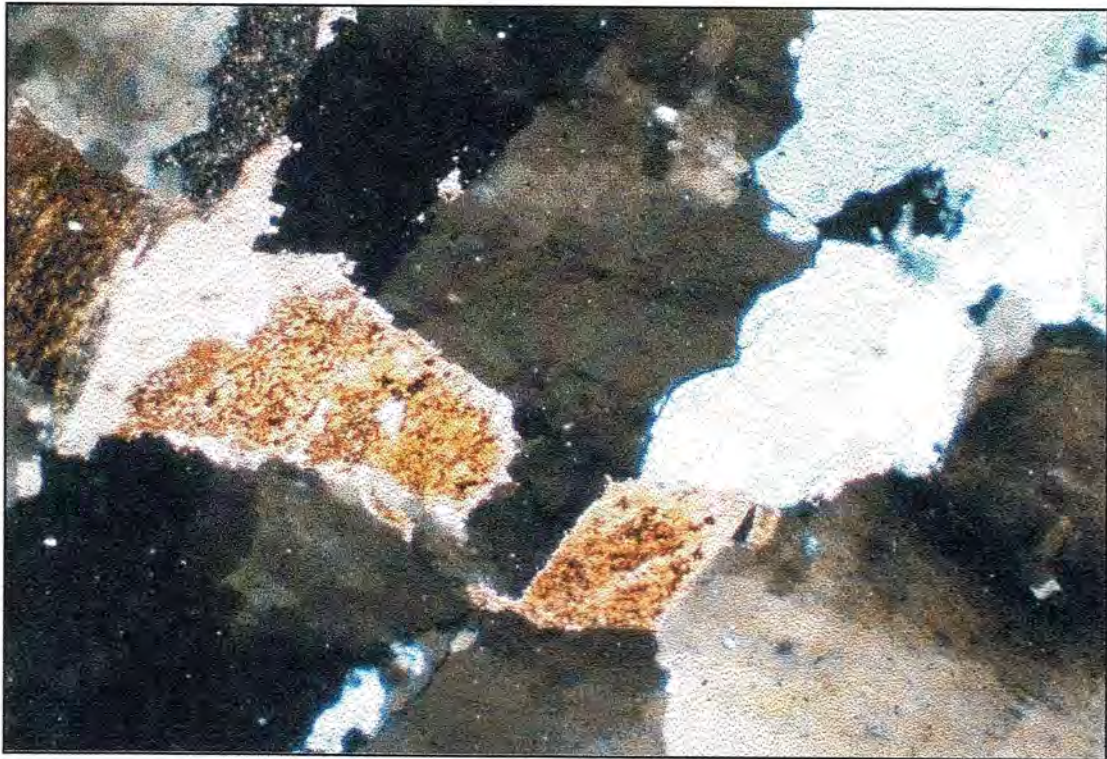


Fig. 30.- Fotografía en lámina delgada de una veta de cuarzo donde se aprecian cristales de cuarzo con extinción ondulante, subgranos y recristalización dinámica bordeando cristales de calcita anaranjada a rosa teñida por óxidos de hierro (luz polarizada, 4X, escala aprox. 50:1).

En superficies pulidas realizadas en cuatro vetas se observa una ganga de cuarzo que sostiene sulfuros. En detalle la asociación mineral está constituida por pirita en cristales subhedrales a euhedrales, parcialmente corroídos y envueltos por calcopirita quedando en granos irregulares dentro de ella, también se observa cortada por el cuarzo. La esfalerita se presenta generalmente en granos irregulares, es posterior a la pirita, presenta exsoluciones de calcopirita pero también la corta en forma de vetillas. El oro se observa en cristales irregulares muy pequeños en forma de inclusiones o rellenando microfracturas dentro de la pirita (figs. 31 y 32), también se encuentra en granos aislados dentro del cuarzo, siempre cercanos a la bandas discontinuas de sulfuros, puede apreciarse que la fase fluida disolvió parte de la pirita liberando los gránulos de oro el cual queda atrapado entonces por el cuarzo de la matriz; la galena está presente en cristales xenomorfos y envuelve a los minerales anteriores; covelita se presenta como alteración de la calcopirita en los bordes o microfracturas (figs. 33 y 34).

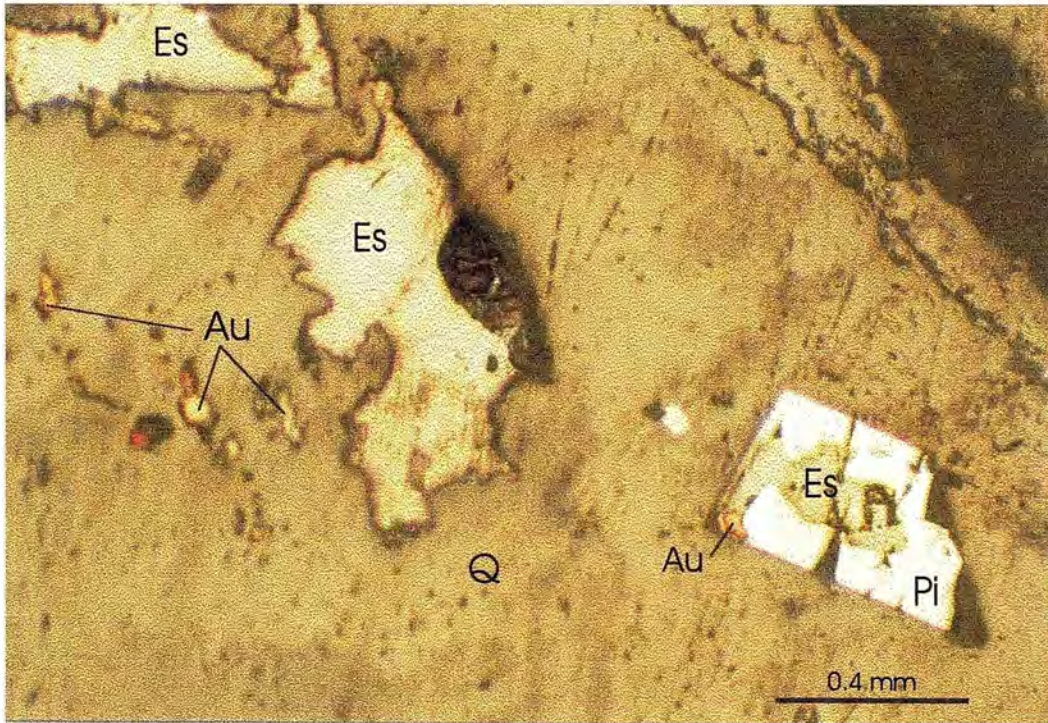


Fig. 31. Fotografía de superficie pulida donde se aprecian cristales anhedrales de oro dentro de cristales subhedrales de pirita (pi) reemplazados parcialmente por esfalerita (Es). El oro también se encuentra libre dentro de la ganga de cuarzo (Q). (Luz normal, 4X)

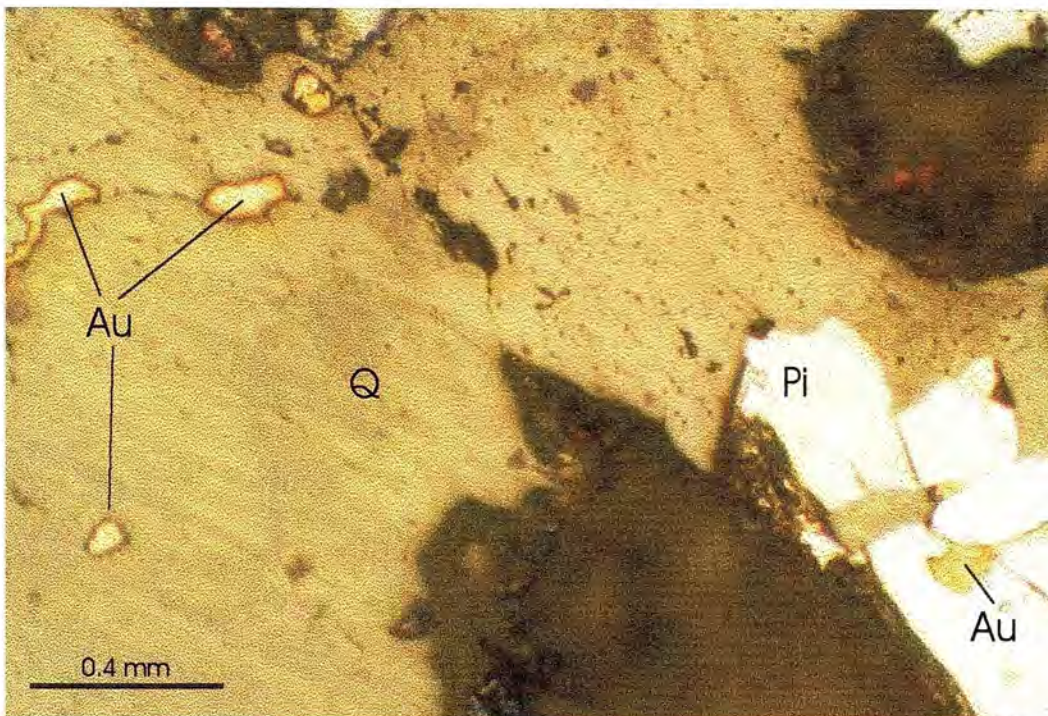


Fig. 32. Fotografía de superficie pulida donde puede apreciarse oro (Au) dentro de cristales subhedrales de pirita y dentro de la ganga de cuarzo (Q). (Luz normal).

La secuencia paragenética deducida de las relaciones geométricas en las vetas es:
Pirita + oro - Calcopirita + esfalerita - Galena + cuarzo - Covelita

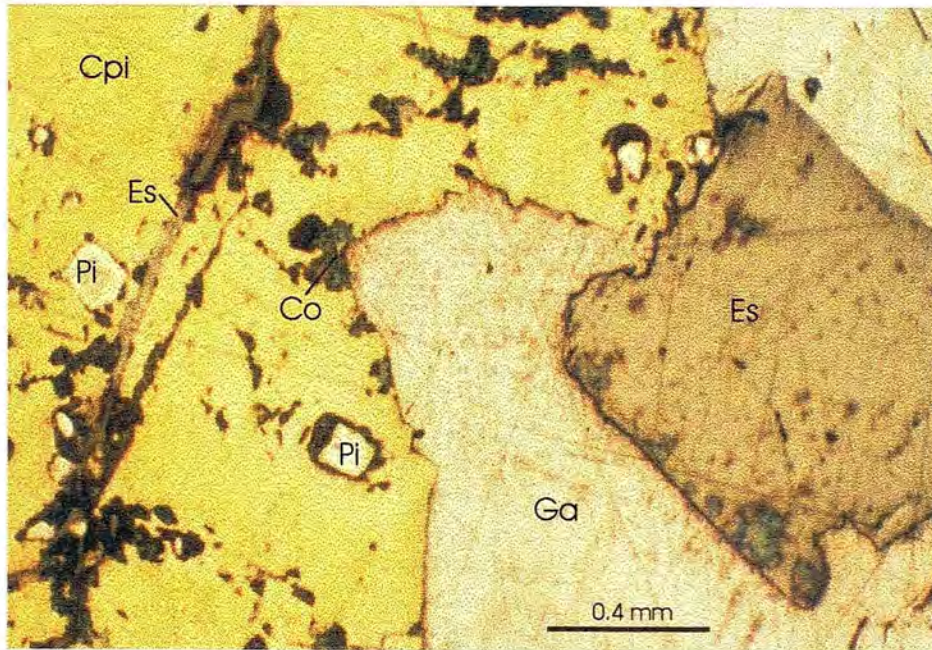


Fig. 33. Fotografía de superficie pulida donde se aprecian las relaciones de los sulfuros en la veta La Pinta: cristales cuadrados de pirita dentro de calcopirita, cortada por vetillas de esfalerita. Galena tardía envolviendo cristales de esfalerita y cortando a la calcopirita. Covelita tardía azul formándose de la calcopirita. (Luz polarizada, 4X, escala aprox. 50:1)

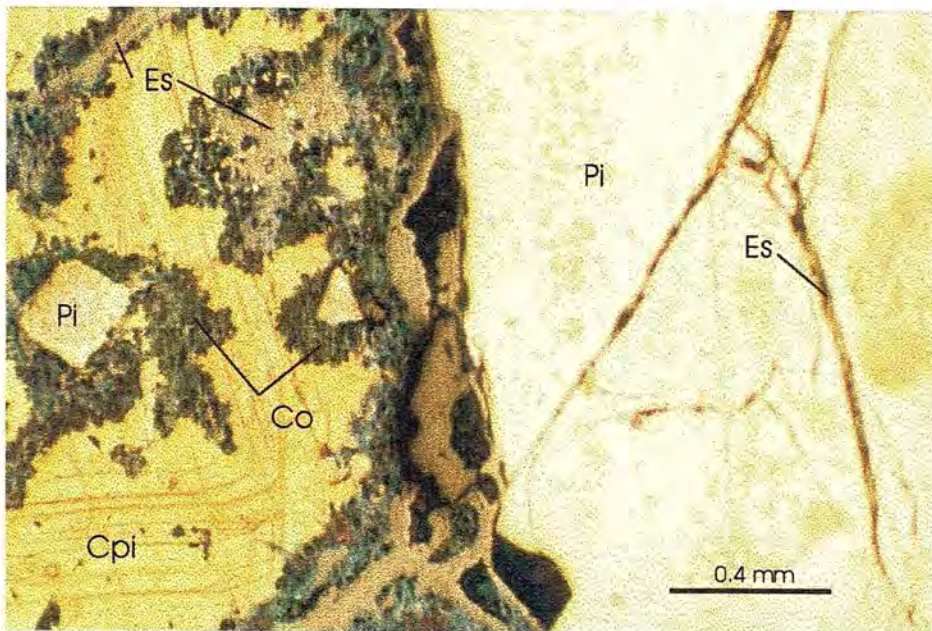


Fig. 34. Fotografía de superficie pulida donde se muestran cristales de pirita (Pi), algunos euhedrales incluidos en calcopirita (Cpi). Estos son cortados por vetillas de esfalerita (Es), al final la covelita (Co) se está formando de la calcopirita (luz natural, 4X, escala aprox. 50:1)

En ciertas localidades el granito mismo muestra zonas con vetillas finas ramificadas de milímetros a centímetros de espesor formadas por cuarzo, muscovita y piritita en grandes cubos oxidados (figs. 35 y 36). La alteración en la roca encajonante en general está representada por muscovita en cristales finos (sericita) formados a partir de las plagioclasas y en menor proporción de los feldespatos potásicos, clorita formándose a partir de biotita o de hornblenda asociada con epidota y minerales opacos; la clorita y la epidota son escasas en las rocas cuarzo-feldespáticas. También se aprecia la fase hidrotermal en forma de vetillas de cuarzo, cuarzo-sericita, cuarzo-clorita y calcita.

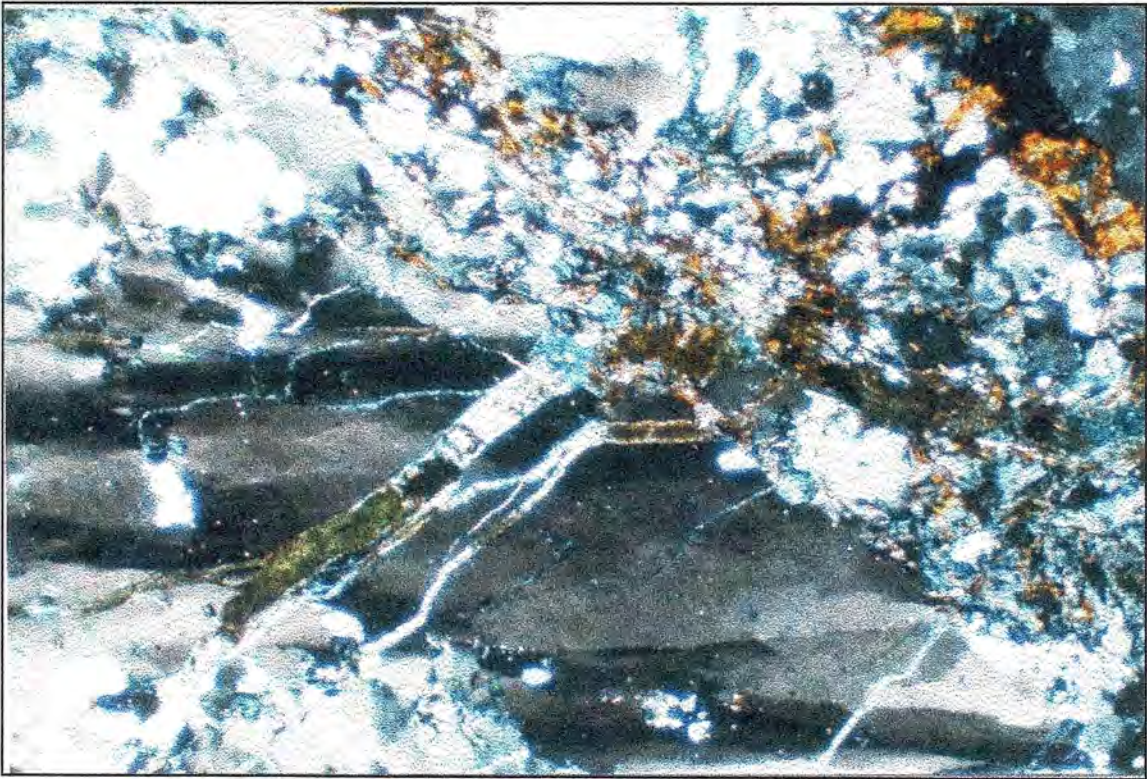


Fig. 35.- Fotografía de lámina delgada de un gneis cuarzo-feldespático con biotita. Se aprecian un cristal de cuarzo con extinción ondulante, desarrollo de subgranos y recrystalización dinámica (granos finos que rodean al cristal grande). Este cuarzo está marcando una foliación S2 (casi horizontal) producida por una fase de deformación D2, hay recrystalización del cuarzo y desarrollo de clorita, sericita y minerales opacos (parte superior derecha). Posterior a esta fase se produce una fase D3 reflejada por un fracturamiento a lo largo del cual cristalizaron vetillas de cuarzo y clorita (vetillas diagonales de color verde y blanco). (Luz natural, 4x, escala aproximada 50:1)

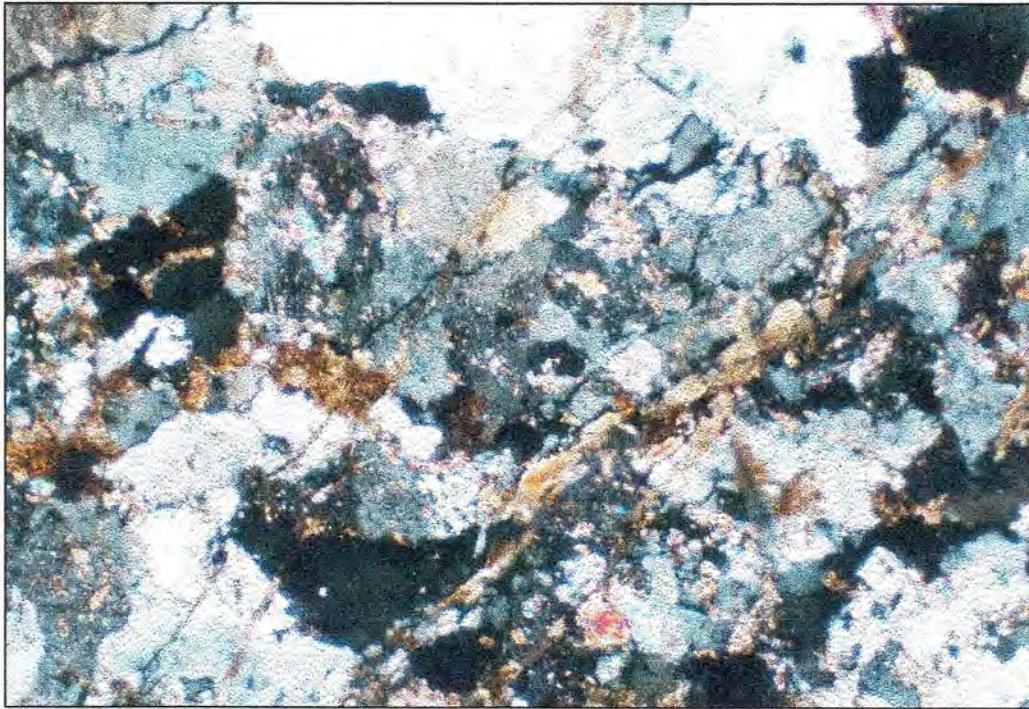


Fig. 36. Fotografía de lámina delgada (muestra 90204) mostrando la alteración típica en la roca encajonante (sienogranito). Se aprecian los feldespatos alterados a muscovita hay recristalización de biotita fina, cristales de minerales opacos y vetillas de calcita + cuarzo y de calcita sola. (Luz natural, 4x, escala aprox. 50:1)

III.2.2. Relaciones estructurales

Como se mencionó previamente la mineralización en el área de la Sierra Pinta se produjo dentro de vetas de cuarzo con cantidades menores de calcita y sulfuros. Las vetas tienen forma más o menos tabular y muchas de ellas se emplazan a lo largo de zonas de cizalla, visibles gracias al fracturamiento fino de las rocas encajonantes (fig. 38); generalmente cortan la foliación de las rocas encajonantes y sólo localmente siguen la foliación, en este último caso más bien como vetas de extensión secundarias. Las zonas de cizalla tienen dimensiones de centímetros a algunos metros, dentro de estas zonas se produjeron familias de fracturas que fueron aprovechadas por los fluidos hidrotermales. Las vetas así formadas se ramifican dentro de la zona de cizalla presentándose en muchos casos como pequeñas vetas subparalelas. Incluso se observan estriaciones dentro de la roca encajonante que indican la dirección de desplazamiento de los bloques. En algunas vetas hay lentes de roca encajonante de forma monoclinica que indican el sentido de cizallamiento de las estructuras que aprovecharon dichas vetas (fig. 37). Las vetas más importantes pueden sobrepasar los 60 cm y pueden alcanzar hasta 1.5 metros de espesor.

Todas las vetas estudiadas muestran evidencias de movimientos posteriores, como fracturamiento y cizallamiento. En una veta ubicada en el sur y encajonada en los micaesquistos se aprecian incluso estructuras de microplegamiento.

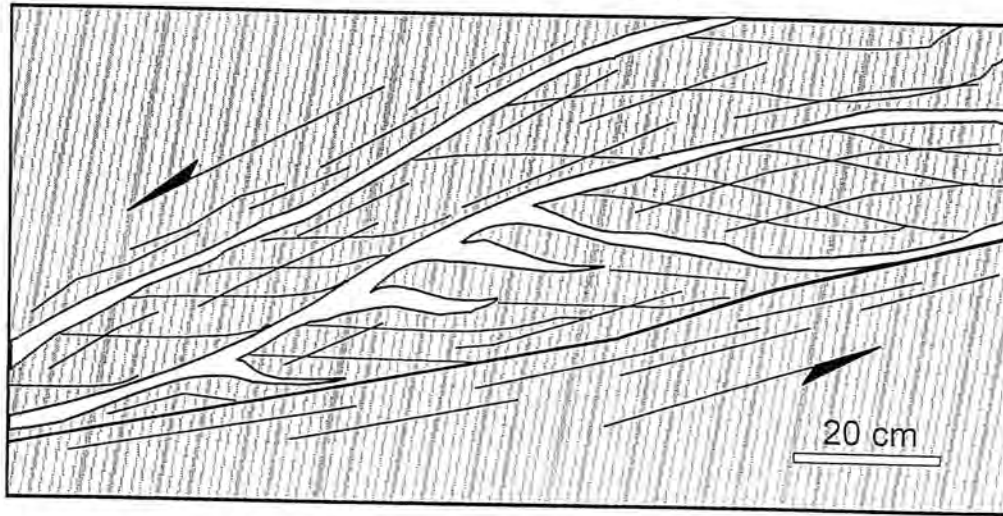


Fig. 37. Diagrama mostrando una zona de cizalla por donde han circulado fluidos hidrotermales que han depositado vetas de cuarzo (color blanco), pueden observarse los planos de cizallamiento principal y secundarios dentro de la zona y como las vetillas siguen ambos sistemas. Las flechas indican el sentido de cizallamiento.

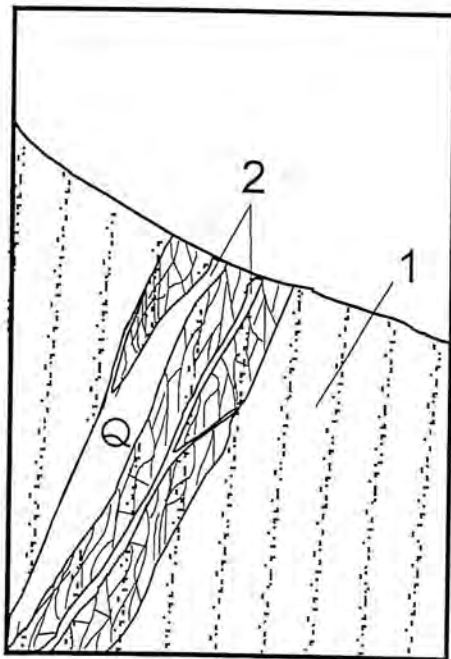


Fig. 38. Esquema mostrando una zona de cizalla de unos 40 cm de espesor, que corta los ortogneises (1) y por donde han circulado fluidos que depositaron vetas de cuarzo (2 y Q). La veta también tiene sericita, calcita y feldespato en menores proporciones. El sentido de movimiento es normal. La foliación de la roca encajonante es aproximadamente paralela a la zona de cizalla.

La distribución de orientaciones de 31 planos de vetas de cuarzo-calcita se muestran en la figura 39, estos datos fueron tomados principalmente en obras mineras menores distribuidas en diferentes zonas del área (principalmente sur, este y noreste) y están encajonadas en esquistos, anfibolitas, gneises y en el propio intrusivo terciario. En dicha figura puede apreciarse que existe una familia principal de vetas que tienen un rumbo general NE 35° y echados al SE entre 30° y 70° con un máximo alrededor de 50°.

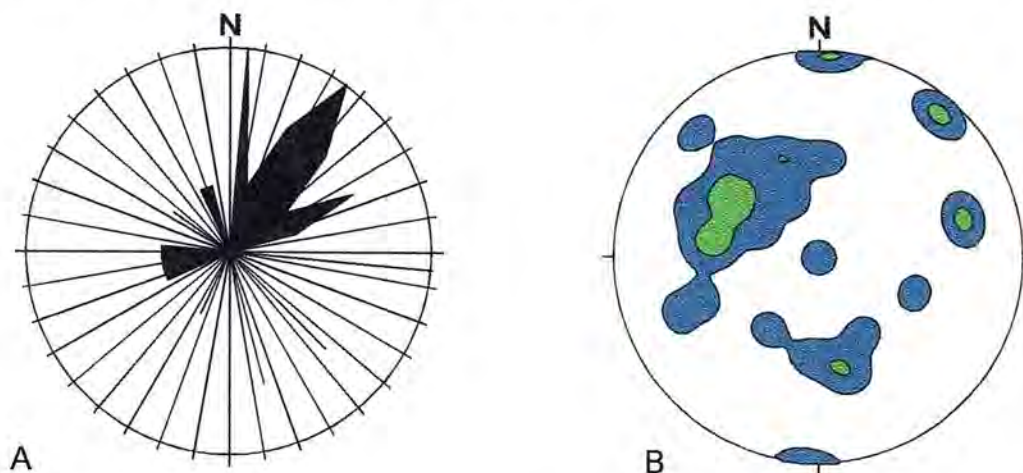


Fig. 39. Distribución estereográfica de planos de vetas de cuarzo. A) Distribución de los rumbos de las vetas. B) Distribución porcentual de los polos de las vetas.

Interpretación

Las observaciones de campo permiten establecer que las vetas principales se emplazaron a lo largo de estructuras que corresponden a zonas de cizalla frágiles y que otras corresponden a vetas secundarias emplazadas en grietas de extensión asociadas a dichas zonas, algunas de estas vetas secundarias siguen la foliación de la roca encajonante. La concentración de los datos en una familia bien establecida, indica que dichas zonas de cizalla tuvieron un control estructural asociado con determinados esfuerzos. El rumbo de la familia principal (35° NE), nos indica que la dirección del esfuerzo menor (σ_3) fue en este caso de NW 55°, la cual coincide con la dirección de elongación del domo granítico terciario. La mineralización es posterior al intrusivo ya que se ven vetillas y vetas cortándolo, por lo cual se puede concluir que la misma se emplaza a favor de estructuras anteriores o producidas durante la intrusión del mismo. La orientación de la familia principal de vetas puede tener dos orígenes posibles: i) corresponden a fallas inversas asociadas al evento compresivo de fines del Cretácico con rumbos originalmente en dirección NW 55° y echados al SW, los cuales fueron rotados durante el proceso de 'doming'; ii) la otra opción es que se relaciones con la deformación producida durante el 'doming'. La distribución de fallas

TABLA 9. CARACTERISTICAS DE LAS VETAS DEL AREA DE ESTUDIO

Actitud	Mineralogía	Ubicación	Observaciones
N75E 40 SE	Cuarzo, sericita, calcita, piritita	La Pinta	Bordes irregulares, Zona de alteración en flancos
N55W 35 NE	Cuarzo	La Pinta	(asociadas a veta anterior, sec)
N85W 40 SW	Cuarzo, feldespato muscovita	La Pinta	Zona de cizalla, normal
N50W 80 SW	cuarzo con flancos de sericita, cpi, calcita	La Pinta	vetilla 5 cm
N10W 74 NE	Veta de cuarzo con pegmatita, óxidos de Fe y Cu	Sur La Pinta	encajonada en zona de cizalla
N20W 50 NE	Veta cuarzo crisocola, pi, hem, ser	Sur La Pinta	Encajonada en zona de cizalla
N8E 40 SE	Veta cuarzo, calcita, ser, pi clo	Sur La Pinta	cuarzo en cavidades, ramificada paralela
N85W vertical	cuarzo	Sur La Pinta	vetas secundarias asociadas a la anterior
N45E 38 SE	veta cuarzo con óxidos de Cu	Sur La Pinta	
N50E 55 SE	Cuarzo hem, ser, pi	Sur La Pinta	presenta zona de cizalla vetillas angostas de cm.
N15W 62 SW	Cuarzo, sericita, calcita, piritita	Sur La Pinta	filón en un granito microgranudo foliado, ramificada
N65E 45 SE	Cuarzo lechoso, calcita piritita	Sur La Pinta	centimétrica dentro de granito foliado sericita en bandas paralelas a la veta
N60E 35 NW	veta de cuarzo	SE Sierra	secuencia metamórfica de anfibolitas cortada por dique de andesita
N80E 43 NW	veta de cuarzo con óxidos de fe con calcita	SE Sierra	Anfibolitas y esquistos, corta los pliegues, cristales de cuarzo (extensión)
N35E 48 SE	zonas rica en sericita y calcita café y rosa	La Pinta	veta principal
N85W 40 NE	cuarzo lechoso con piritita diseminada	frente a La Pinta	
N33E 45 SE	Cuarzo, calcita, piritita	N La Pinta (750 m)	rellenando falla normal cristalizando hacia el centro
N7E 50 SE	cuarzo, sericita, piritita hematizada, calcita crisocola Au?)	NW La Pinta (1 km)	30 cm. vetillas asociadas que separan de la veta principal (dibujo incluido)
N5W 40 NE	Cuarzo, sericita, piritita	NW La Pinta (1.3 km)	falla normal en socavón
N-S 25 W	czo muy fracturado feldespato, calcita, ser	NW La Pinta (1.3 km)	espesor 85 cm – 1 m
N55W 35 NE	czo, cal, ser, pi	NW La Pinta (2.3 km)	
N30E 37 SE	cuarzo creciendo hacia el centro	La Niña	Encajonante Gneis augen y granito foliado.
N22E 57 SE	czo, pi, cpi, seric, calc	La Niña	
E-W 87 N	veta de cuarzo	NW La Pinta (3.5 km.)	Granito que corta anfibolitas
N10E 42 SE	Cuarzo, calcita, crisocola, hematita	SW La Pinta (2.3 km)	Encajonada en gneis cerca de anfibolitas
N20E 41 NW	vetas czo pi ser	SE de la Sierra	cortando anfibolitas 75 cm. Desaparecen lateralmente son como 9 vetas paralelas



normales en áreas deformadas en forma de 'domo y cuenca' (no asociadas con intrusiones) Hobbs et al. (1976), muestra dos tipos de fallamiento: un patrón con sistemas de fallas normales paralelo a la dirección de elongación máxima, o bien un patrón con un sistema de fallas normales y de deslizamiento lateral, paralelas a la dirección del esfuerzo menor (fig. 40). Como puede apreciarse la distribución de estructuras mineralizadas en la Sierra Pinta coincide muy bien con este último patrón y se considera que pudo ser el control principal de las estructuras que encajonan las vetas mineralizadas del área. En esta primera hipótesis las fallas serían contemporáneas al emplazamiento del granito.

El origen de las estructuras de domo y cuenca como es planteado por los autores citados antes, no se ha definido con precisión. En muchas áreas esas estructuras están asociadas con domos salinos o con otras estructuras diapíricas (por ejemplo diapiros en lutitas); en el área de estudio lo relacionamos con la intrusión granítica en forma de domo que dobla las rocas encajonantes transfiriéndoles su morfología.

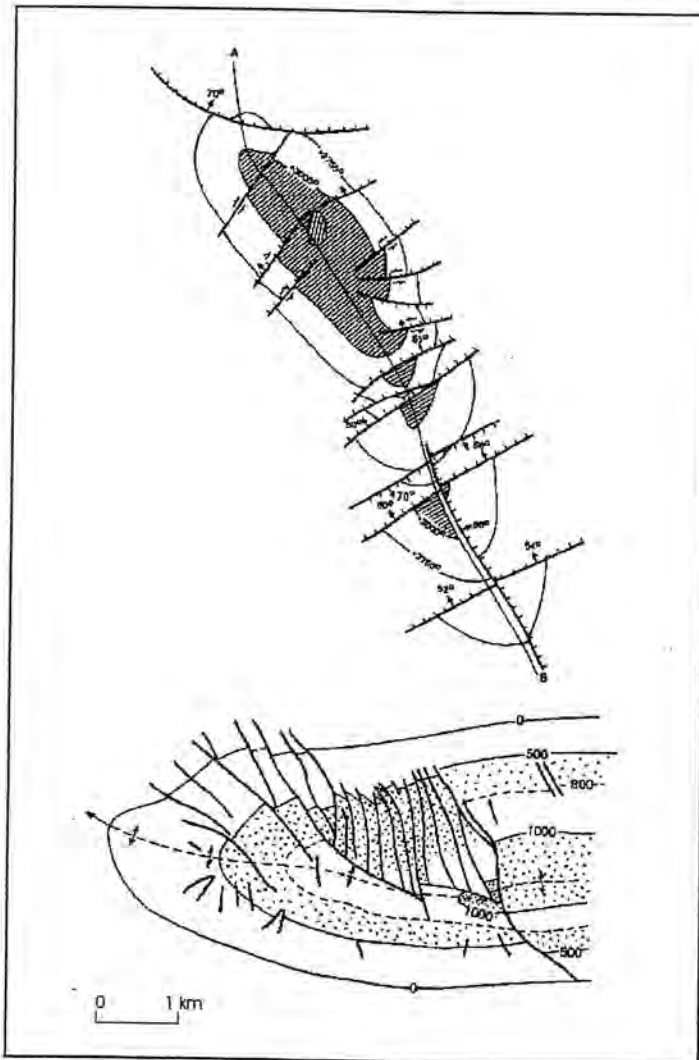


Fig. 40. Zonas deformadas en forma de domo con fallas en ángulo importante respecto a la chamela. Este tipo de fallamiento es conocido como 'cross faulting' (tomado de Hobbs et al. 1976). Parte superior Elk Basin Oilfield (Bartram, 1929). Parte inferior Kettleman Hills, Middle Dome, California (Woodrig et al. 1941).

III.2.3. Edad de la mineralización

Una muestra de la veta La Pinta (940301) de cuarzo con muscovita fue enviada para su datación, la cual se realizó en un concentrado de muscovita de -80/200 mallas. El análisis y determinación fueron realizados en Geochron Laboratories en Cambridge Massachusetts, EUA, por el método de $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$ cuya relación fue 0.003230 obteniéndose una edad de **54.8 ± 1.4 Ma**.

Análisis de Argón

$^{40}\text{Ar}/\text{ppm}$	$^{40}\text{Ar}/\text{Total } ^{40}\text{Ar}$	Ave. ^{40}Ar , ppm
0.03421	0.683	0.03422
0.03422	0.719	

Análisis de potasio

% K	Ave. % K	^{40}K , ppm
8.843	8.879	10.592
8.914		

Constantes usadas

$$\lambda_B = 4.962 \times 10^{-10} / \text{años}$$

$$(\lambda_\phi + \lambda_{\phi'}) = 0.581 \times 10^{-10} / \text{años} \quad \text{EDAD} = \frac{1}{\lambda_B(\lambda_\phi + \lambda_{\phi'})} \ln \left[\frac{\lambda_B + (\lambda_\phi + \lambda_{\phi'})}{(\lambda_\phi + \lambda_{\phi'})} \right]$$

$$^{40}\text{K} / \text{K} = 1.193 \times 10^{-10} \text{ g/g}$$

En otros yacimientos que se han considerado como del mismo tipo que los de la Sierra Pinta también se han obtenido edades en la sericita de las vetas, así en el depósito de Tajitos se reporta una edad de $49.2 \pm 2 \text{ Ma}$ (K/Ar) (Pérez Segura, 1993) y en el yacimiento de San Francisco se reporta una edad de 41 Ma (Ar₄₀/Ar₃₉) (Pérez y Cheilletz, 1991). Estos datos indican una disminución aparente en las edades de la mineralización de poniente a oriente para este tipo de depósitos, dicha disminución coincide con la variación observada en las edades de los granitos de dos micas los cuáles son más jóvenes hacia el oriente.

III.2.4. Análisis químicos

Se realizaron análisis químicos de algunas vetas del área de estudio las cuáles corresponden a depósitos que han sido minados como las vetas principales del área: La Pinta, La Niña, el Lote La Oportunidad ubicado al sur de la primera mina y otros trabajos menores al sur y noreste del área. También se tomaron muestras de vetas que no han sido

trabajadas con el fin de comparar las leyes, sin embargo no todas las muestras se tomaron en forma de canal sino que corresponden a muestras de esquirlas arrancadas de las vetas.

En lo que corresponde a la veta La Pinta se tomaron 8 muestras a diferentes niveles (indicados por el nombre de la muestra), en ellas destaca que los metales preciosos no tienen una distribución uniforme sino muy heterogénea dando contenidos entre 0.03 y 65.75 gr/ton Au mientras que la plata varía de 0.66 hasta 13.06. El índice Au/Ag varía desde 0.1 hasta 5.03. En general puede apreciarse de las tablas 10 y 11 que las altas concentraciones de oro corresponden con concentraciones importantes de Fe, Pb, Zn, Cu, Ni y Cr. Estas muestras poseen sulfuros visibles a simple vista y como se vio en el estudio minerográfico el oro se asocia a la pirita y ésta puede estar asociada con otros sulfuros. Una muestra en La Pinta y otra de una mina al sur del área muestran concentraciones mayores a 110 ppm de Cd el cual se asocia con incremento de la concentración de Zn, quizás este elemento se encuentre en sustitución atómica con la esfalerita. Una muestra de la roca encajonante granítica con pirita diseminada en el área de La Pinta (9614) presenta concentraciones de 0.21 gr/ton de Au. Muestras de vetas ubicadas al sur de la mina La Pinta muestran índices Au/Ag entre 0.12 y 0.27, las muestras no son ricas en sulfuros (salvo en Cu). En general se detectaron valores bajos de arsénico y de antimonio no sólo en La Pinta sino en todas las muestras colectadas.

En las muestras colectadas en la Mina La Niña (9629 y 9631) los valores de Au fueron bajos y el índice Au/Ag varía de 0.04 a 0.07, aquí se nota una relación entre los contenidos altos de plomo y los de plata.

En una pequeña mina ubicada al sur del área (muestras 9639, 9639-1) se aprecian índices Au/Ag entre 0.02 y 0.14. Esta mina presenta contenidos relativamente altos de cobre, zinc y en menor proporción de plomo.

Un conjunto de vetas subhorizontales que se encuentran encajonadas en esquistos y anfibolitas en general muestran valores muy bajos de Au (0.2 gr/ton en promedio) algunas muestran valores de plata (13.72 gr/ton) y poco contenido en sulfuros (salvo la pirita). Estas vetas en general se caracterizan por su carencia de cizallamiento y el tipo de roca encajonate.

Se puede concluir que las vetas del área se caracterizan por concentraciones heterogéneas de metales con mayor riqueza en oro donde hay más sulfuros, los sulfuros más comunes son los de Fe, Zn, Pb y Cu con contenidos de Ni y Cr. El Bario localmente muestra valores altos.

Tabla 11. Composición Química de algunas vetas en el Área de Estudio

Muestra	Au Gr/ton	Ag Gr/ton	Pb Ppm	Zn Ppm	Cu Ppm	Fe Ppm	As Ppm	Sb Ppm	Cd Ppm	Bi Ppm	Observaciones	Roca Encajonante
N219	0.47	5.070	383	115	54	2823	7	4	2	388	Mina La Pinta	Gneis y granito
N228	0.03	2.374	131	291	23	3166	11	7	7	7	Mina La Pinta	Gneis y granito
N230	17.48	11.51	1010	1490	302	2757	4	16	125	4	Mina La Pinta	Gneis y granito
N232	0.27	0.6601	104	39	11	2498	9	12	0	0	Mina La Pinta	Gneis y granito
N255	0.44	7.242	50	38	132	6350	9	2	0	0	Mina La Pinta	Gneis y granito
N255	65.75	13.06	854	331	218	18420	10	8	0	0	Mina La Pinta	Gneis y granito
N270	4.54	3.514	384	187	97	9158	6	11	0	0	Mina La Pinta	Gneis y granito
N280	2.97	3.411	1026	143	28	2045	8	4	0	0	Mina La Pinta	Gneis y granito
940301	0.16	1.252	465	263	40	2276	7	9	0	0	La Pinta veta cercana	Gneis y granito
940318	0.02	1.311	98	674	1435	2827	9	10	4	21	Mina Sur La Pinta	Gneis y granito
940321	0.20	0.727	19	790	119	1886	10	7	1	1	Mina Sur La Pinta	Gneis y granito
9613	0.19	6.9420	652	129	18	4598	7	4	3	52	Frente Mina La Pinta (N)	Gneis y granito
9614	0.21	0.6208	38	165	44	19310	2	3	0	0	Granito (encajonante)	
9629	0.77	16.61	460	64	83	5028	6	11	8	204	Mina La Niña	Gneis y granito
9631	0.57	8.328	103	35	16	2842	8	5	0	30	Mina La Niña	Gneis y granito
9635	0.02	0.7636	60	36	189	1326	11	6	0	52	Veta al noreste	Esquistos y Anfibolitas
9621	3.12	978	95200	194	132	2098	18	19	2	9473	Veta al noreste	Gneis
9615	0.14	1.987	40	38	72	7412	4	6	1	1	Veta al norte La Pinta	Esquistos y Anfibolitas
9639	0.03	1.343	72	1504	1260	4257	4	3	116	0	Mina al Sur área	Gneis
9639-1	0.72	4.890	409	895	3081	4650	12	7	6	65	Mina al sur área	Gneis
9601	0.02	1.435	32	38	4	2260	3	2	0	0	Veta al sureste	Esquistos y Anfibolitas
9603	0.02	0.6159	30	33	9	2952	5	7	0	0	Veta al sureste	Esquistos y Anfibolitas
9637	0.02	13.72	40	16	16	2887	2	4	0	25	Veta al sureste	Esquistos y Anfibolitas
9642	0.02	1.759	20	81	22	1823	12	8	0	0	Veta al sureste	Esquistos y Anfibolitas
9643	0.03	3.649	62	27	15	2483	6	3	0	15	Veta al sureste	Esquistos y Anfibolitas

Tabla 10. Composición Química de algunas vetas en el Area de Estudio

Muestra	Mn Gr/ton	Mg Gr/ton	Mo Ppm	Ni Ppm	Co Ppm	Cr Ppm	Ca Ppm	Ba Ppm	Hg Ppm	W Ppm	Na Ppm	Observaciones	Roca Encajonante
N219	515	19	8	438	2	147	3770	37	1	7	63	Mina La Pinta	Gneis y granito
N228	4797	236	32	104	6	220	43980	130	3	14	59	Mina La Pinta	Gneis y granito
N230	49	12	6	136	3	134	2951	32	2	18	284	Mina La Pinta	Gneis y granito
N232	154	15	0	185	2	218	1998	57	4	31	76	Mina La Pinta	Gneis y granito
N255	56	12	8	229	3	109	1567	1361	4	12	16	Mina La Pinta	Gneis y granito
N255	64	34	61	200	5	293	13	54	5	22	97	Mina La Pinta	Gneis y granito
N270	83	27	0	165	4	213	104	47	6	9	117	Mina La Pinta	Gneis y granito
N280	181	9	25	264	3	244	20	24	4	16	85	Mina La Pinta	Gneis y granito
940301	618	21	0	103	2	288	0	31	3	14	95	La Pinta veta cercana	Gneis y granito
940318	214	15	0	297	2	331	410	25	3	14	100	Mina Sur La Pinta	Gneis y granito
940321	31	10	0	152	1	31	10	11	3	12	77	Mina Sur La Pinta	Gneis y granito
9613	796	30	22	264	1	148	11900	45	4	13	66	Frente Mina La Pinta (N)	Gneis y granito
9614	790	4678	8	132	5	127	1205	109	1	27	1129	Granito (encajonante)	
9629	341	32	8	251	2	114	34800	134	5	30	61	Mina La Niña	Gneis y granito
9631	22	6	23	247	1	228	155	121	4	10	70	Mina La Niña	Gneis y granito
9635	29	30	25	116	1	92	130	35	4	8	102	Veta al noreste	Esquistos y Anfibolitas
9621	160	19	4	24	0	112	118700	20	4	8	102	Veta al noreste	Gneis
9615	5216	776	5	185	12	54	67600	88	3	6	95	Veta al norte La Pinta	Esquistos y Anfibolitas
9639	1086	78	53	317	4	298	2427	38	3	11	101	Mina al Sur área	Gneis
9639-1	4369	123	0	62	5	9	18070	16	2	9	74	Mina al sur área	Gneis
9601	148	92	8	170	0	199	4487	86	11	16	89	Veta al sureste	Esquistos y Anfibolitas
9603	67	82	16	127	0	311	919	89	6	6	60	Veta al sureste	Esquistos y Anfibolitas
9637	31	38	15	140	2	173	34900	72	2	22	471	Veta al sureste	Esquistos y Anfibolitas
9642	28	11	8	53	0	273	11	3	5	10	87	Veta al sureste	Esquistos y Anfibolitas
9643	25	13	37	80	0	187	0	32	1	6	67	Veta al sureste	Esquistos y Anfibolitas

III.2.5. Estudio de las Inclusiones Fluidas

Se hicieron 5 preparaciones para inclusiones fluidas, dos de la veta de La Pinta en diferentes niveles (muestras 228 y 940308), otra ubicada en el mismo cordón que La Pinta pero en su ladera sur, esta veta es denominada "La Nueva" (muestra 940321); otra lámina se hizo de muestras de la veta "La Niña" (96-28) ubicada al NW de La Pinta; por último se estudió una muestra de una veta situada al sur de la Sierra Pinta y que posee una pequeña obra minera, esta mina es conocida en este estudio como Veta Sur (muestra 96-39) figura 41.

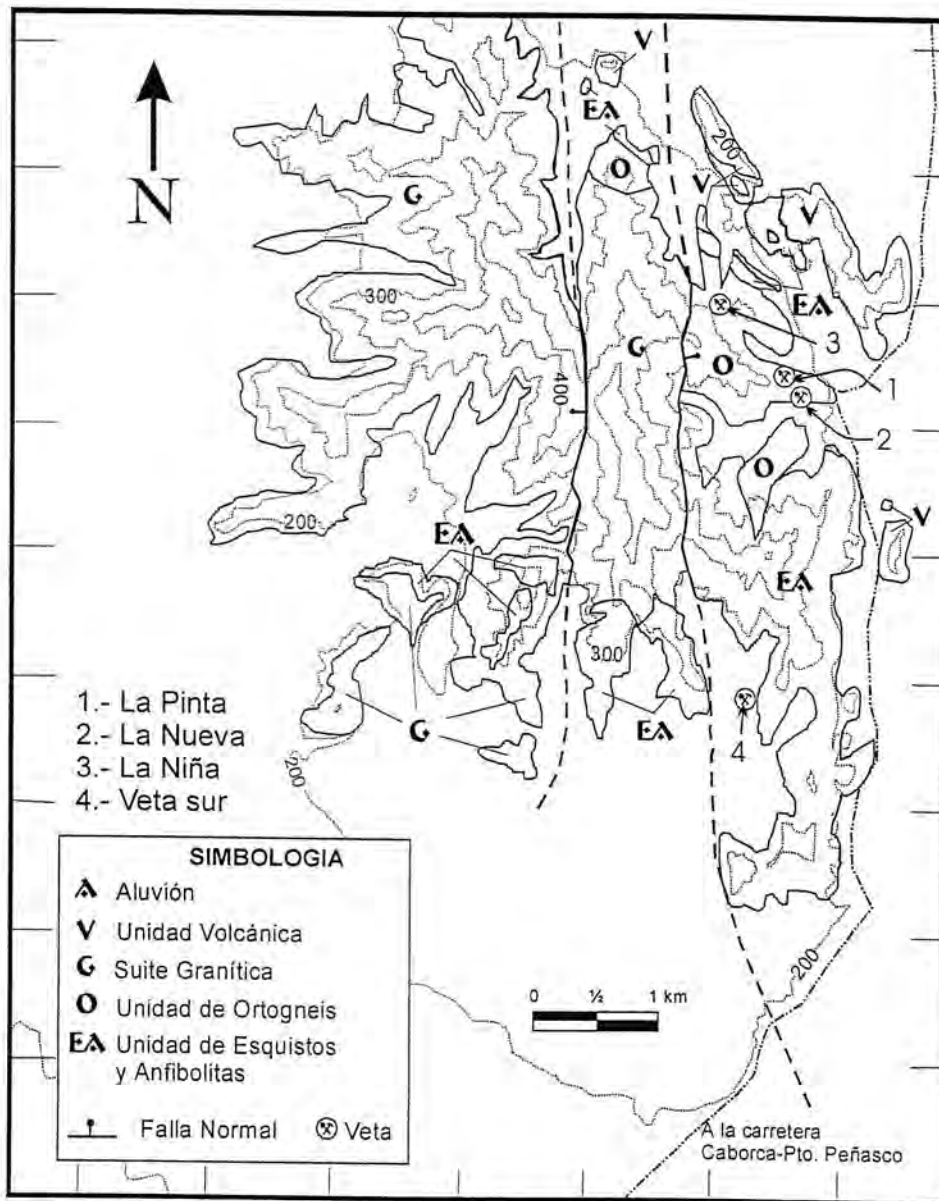


Fig. 41. Mapa de localización de las vetas principales donde se realizaron estudios de inclusiones fluidas.

El estudio de las inclusiones fluidas consistió en:

- 1) La descripción petrográfica de las superficies doblemente pulidas, determinando la mineralogía y textura.
- 2) Descripción, dibujos y fotografías de las diferentes inclusiones fluidas observadas a temperatura ambiente.
- 3) Mediciones de temperaturas al calentar las inclusiones para determinar temperaturas de homogeneización de otras fases o compuestos.
- 4) Interpretación de los datos obtenidos

Los estudios de microtermometría para definir temperaturas de homogeneización fueron realizados en el Laboratorio de Petrografía del Departamento de Geología de la Universidad de Sonora, la platina utilizada fue diseñada en la Universidad de Arizona, siendo calibrada usando inclusiones fluidas sintéticas (fluorita González).

1) Descripción petrográfica.

En el microscopio se ha observado que el cuarzo ha sufrido deformación adquiriendo una extinción ondulante, la creación de subgranos y recristalización dinámica que produce granos finos. El cuarzo de grano fino posee inclusiones más pequeñas (menores a 2 y hasta 7 micrones), mientras que el cuarzo de grano grueso tiene inclusiones que pueden alcanzar los 20 micrones. El fracturamiento es común a todas las vetas, se han detectado por lo menos cuatro grupos de fracturas que se cortan entre sí (fig. 46), gracias a estas fracturas se formaron una serie de nubes de inclusiones fluidas secundarias.

Las inclusiones observadas en las distintas muestras se pueden clasificar en función de sus contenidos. Según este criterio se han podido reconocer los siguientes tipos:

- a) **Inclusiones trifásicas** caracterizadas por la presencia de dos líquidos inmiscibles H_2O y CO_2 y una fase de vapor CO_2 , se distinguen por presentar un doble menisco en la burbuja, el cual se observa a temperatura ambiente más claramente cuando es menor la proporción de la fase gaseosa (fig. 42 y 43). En ocasiones se puede observar el movimiento de la burbuja interna por lo que se deduce que estas inclusiones están cercanas a la temperatura de homogeneización del CO_2 . La morfología de estas inclusiones es generalmente irregular a esferoidal, en ocasiones con alargamiento de la misma por estrangulamiento y también en figuras pseudo hexagonales como los llamados cristales negativos. Los contenidos de H_2O/CO_2 son relativamente homogéneos, con la fase acuosa predominando en volumen, el grado de llenado F con base en estimaciones

ópticas varía entre 0.5 y 0.9 ($F = V_{liq}/V_{tot}$). El tamaño de estas inclusiones varía entre 5 y 20 μm .

- b) **Inclusiones bifásicas ricas en líquido.** Estas inclusiones están formadas por una fase líquida en donde se halla inmersa una burbuja gaseosa. Su morfología varía de irregular a esferoidal. Algunas de estas inclusiones, que se observan con tonalidades más oscuras y con una burbuja interna grande, decrepitaron a temperatura relativamente baja, su forma es irregular o como cristales negativos, son de tamaño variable pero similar a las trifásicas y generalmente se hallan aisladas. La gran mayoría son de talla relativamente menor y se encuentran claramente formando planos (fig. 44).
- c) **Inclusiones monofásicas de vapor.** Estas inclusiones están llenas con una fase de vapor CO_2 de baja densidad sin ningún líquido visible (fig. 43 y 45).
- d) **Inclusiones monofásicas de líquido,** son inclusiones relativamente grandes de forma muy irregular con brazos extendiéndose en varias direcciones, están formadas de H_2O (fig. 43).

En algunas de las muestras estudiadas se observaron evidencias de estrangulamiento (necking down) caracterizado por finos tubos que se extienden de una inclusión hacia otras. También se observaron localmente evidencias de decrepitación en forma de inclusiones con microfracturas radiales. Ambos fenómenos citados son raros en las muestras estudiadas pero pueden atribuirse a los fenómenos de deformación dúctil presentes en las vetas estudiadas. No se observaron minerales hijos ni otros sólidos en las muestras analizadas.

Según el origen de las inclusiones se reconocen varios tipos:

- a) **Inclusiones primarias,** se consideran en este tipo debido a su aparente distribución tridimensional al azar. Dentro de este grupo se ubican inclusiones trifásicas (fig. 42) y bifásicas.
- b) **Inclusiones secundarias (o pseudosecundarias),** caracterizadas por grupos planares de inclusiones que definen fracturas selladas. Este grupo está principalmente representado por nubes de finas inclusiones bifásicas donde predomina el líquido (fig. 44), pero también existen grupos relativamente densos y alineados de inclusiones trifásicas (fig. 43) que pueden considerarse secundarias o pseudosecundarias y en algunos casos monofásicas (fig. 45).

Para la realización de análisis estadístico que requiere un tratamiento en grupos de las inclusiones, se ha decidido en este estudio separar las inclusiones en los siguientes tipos:

- A. Inclusiones trifásicas que incluyen tanto inclusiones primarias como secundarias o pseudosecundarias.
- B. Inclusiones bifásicas que se consideran primarias debido a que son inclusiones con dos fases, presentan tamaños relativamente grandes, se hallan relativamente aisladas y parecen tener una orientación al azar en tercera dimensión.
- C. Inclusiones bifásicas secundarias, cuando claramente se observan formando grupos planares de inclusiones.

En cuanto a las inclusiones monofásicas, no fueron consideradas en el estudio puesto que no proporcionan datos de interés termométrico. Sólo puede decirse de ellas que las inclusiones de vapor están formadas principalmente de CO_2 con temperaturas de fusión cercanas a -56°C , mientras que las inclusiones ricas en líquido están formadas básicamente por agua. La presencia de estas inclusiones puede ser atribuida a fenómenos de estrangulamiento, decrepitación o bien a un atrapamiento heterogéneo de los fluidos durante la formación de las inclusiones.

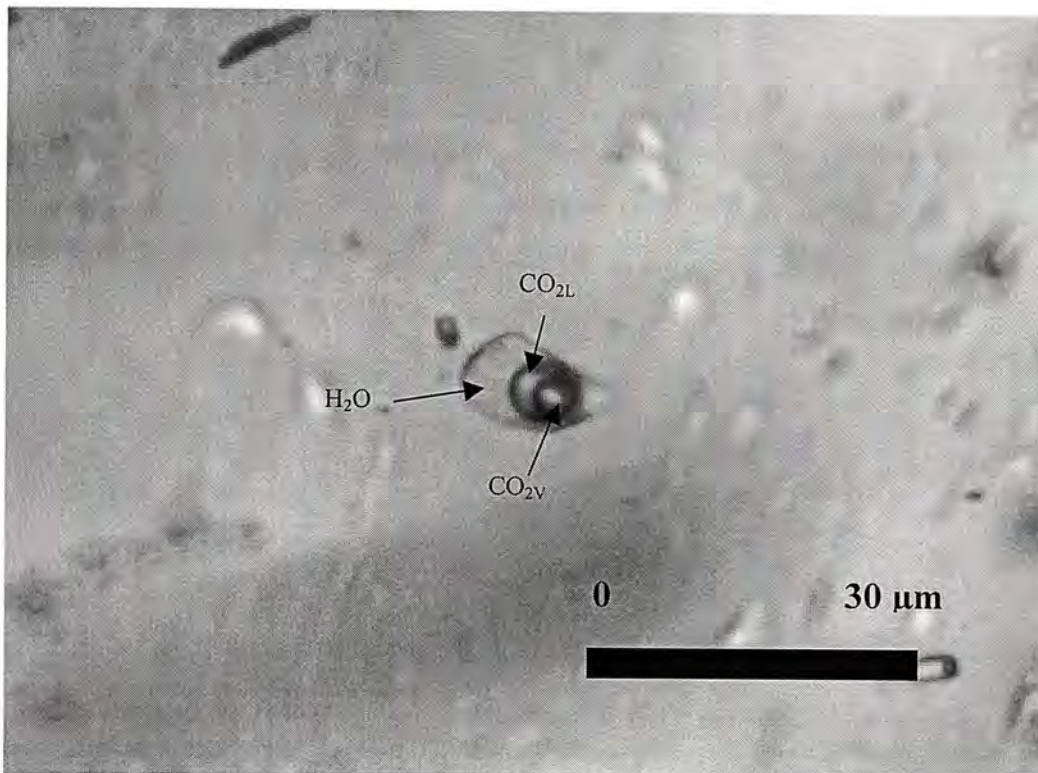


Fig. 42. Inclusión primaria esferoidal que contiene $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_{2\text{liq}}-\text{CO}_{2\text{vapor}}$. Esta inclusión tiene un T_{htot} de 361.8°C , un $T_{\text{mH}_2\text{O}}$ de -5.3°C , una T_{hCO_2} de 30.8 , un T_{mCO_2} de -56.7 y un T_{mclath} de 6.4°C . El CO_2 se podría considerar casi puro. La relación F se estima en 0.5. Veta La Pinta, muestra 228. Fotomicrografía a 20°C .

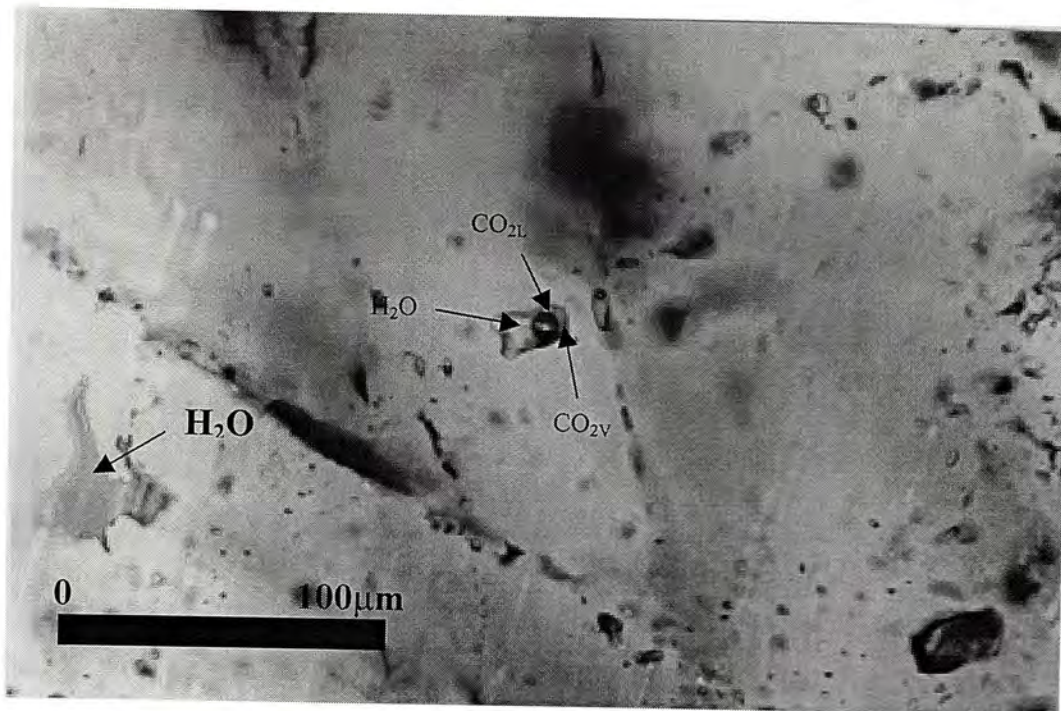


Fig. 43. Inclusiones líquidas de H₂O (parte inferior izquierda, asociadas a planos de inclusiones secundarias que contienen Líquido-CO₂vapor CO₂líquido así como inclusiones conteniendo CO₂vapor (parte inferior derecha). Veta La Pinta, muestra 228.

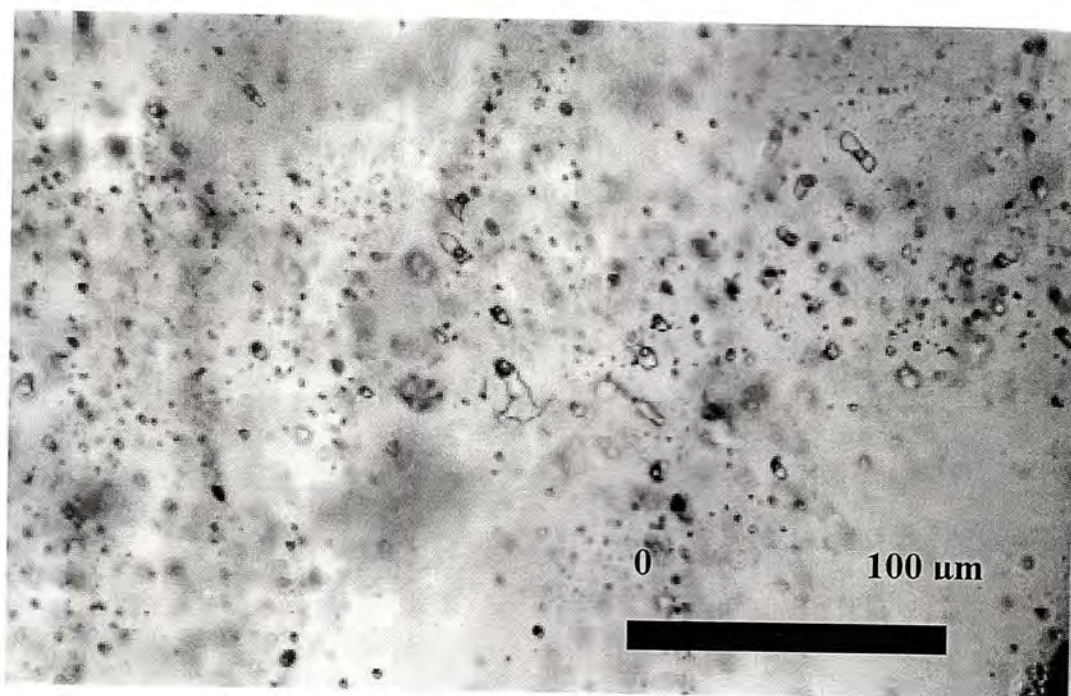


Fig. 44. Planos de inclusiones bifásicas secundarias. Por lo general este tipo de inclusiones ocupa planos de fracturamiento muy inclinado y son de temperatura y salinidad bajas. Relación $F \approx 0.90$ a 0.95 . Veta La Pinta, 228.

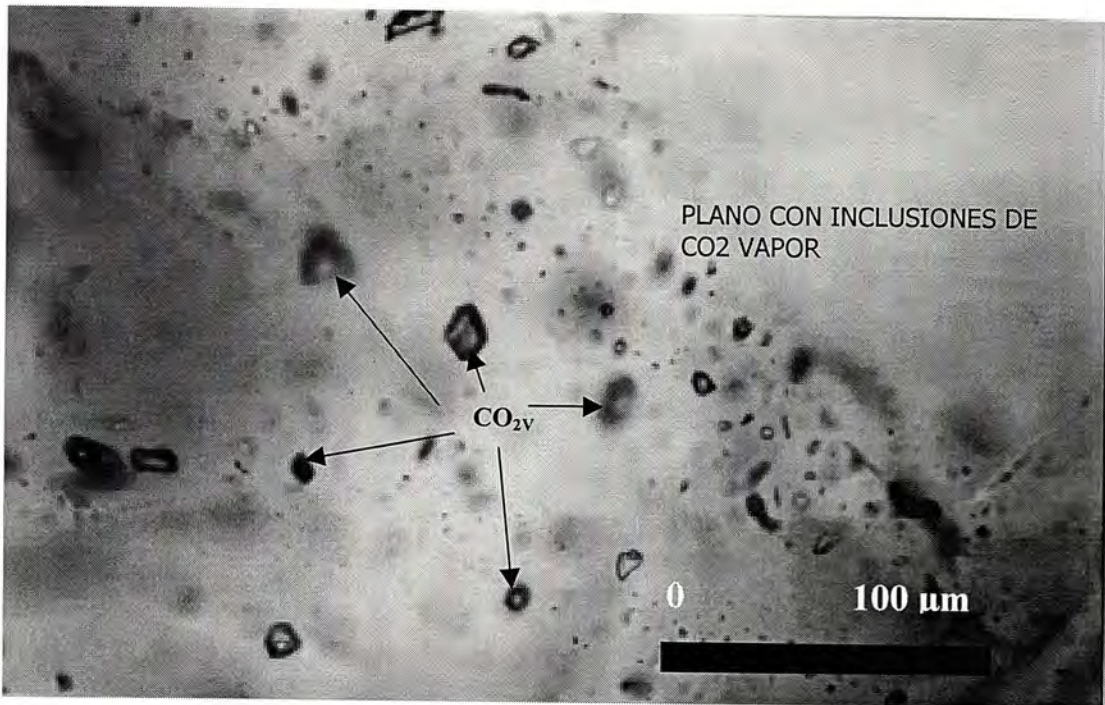


Fig. 45. Planos de fracturamiento con inclusiones ricas en vapor de CO₂ (color oscuro). Nótese la forma euhedral (cristales negativos) de las inclusiones. Veta La Pinta, muestra 228.

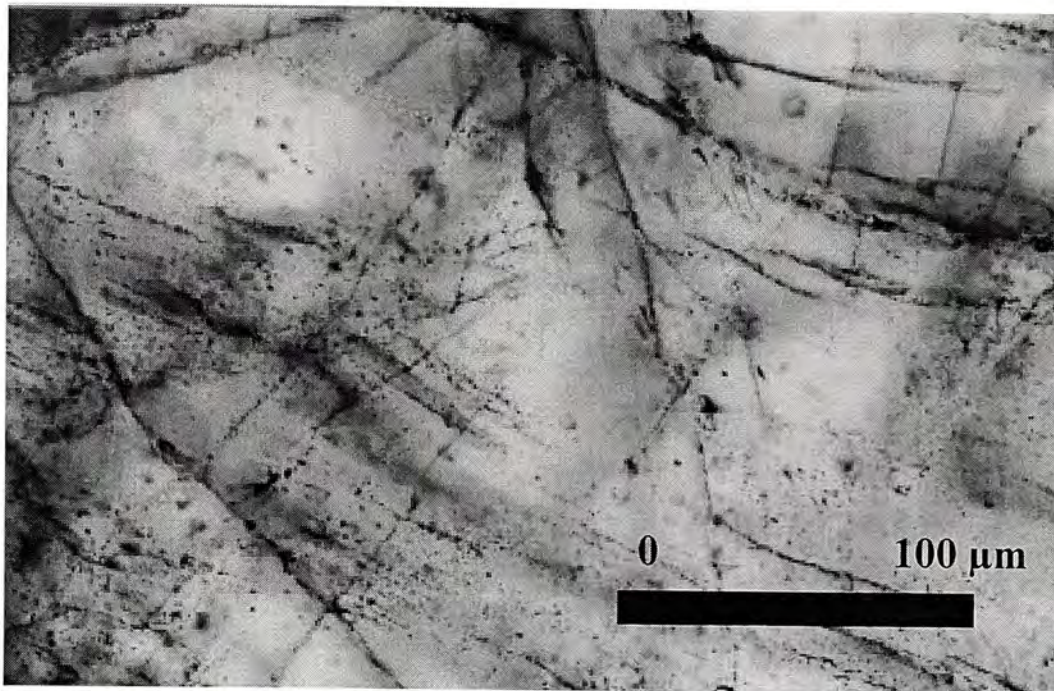


Fig. 46. Planos de fracturamiento con inclusiones secundarias en cuarzo de la veta La Pinta, muestra No. 228. En la fotografía se observan por lo menos cinco planos los cuales se cortan entre sí.

2) Descripción detallada de las muestras estudiadas.

Veta La Pinta o “El Planchón”: Clave – 940308. Corresponde a una muestra de la veta tomada a una elevación de 219 m.s.n.m. La roca está formada principalmente por cuarzo blanco (lechoso) a incoloro con manchas rojizas de óxidos de fierro, con bandas discontinuas de espesores milimétricos compuesta de sulfuros, los cuales también se observan en cristales aislados, los sulfuros visibles son: pirita, galena, calcopirita y esfalerita, y se presentan como cristales subhedrales y anhedrales, distribuidos de forma irregular. La muestra se observa con fracturamiento fino en diferentes direcciones,

Las inclusiones fluidas observadas a temperatura ambiente son :

- a) inclusiones trifásicas con agua, CO₂ líquido y gas (fig. 42 y 43), identificadas por la presencia de un doble menisco, la burbuja interior tiene movimiento constante al incidir la luz del microscopio a temperatura ambiente.
- b) inclusiones monofásicas muy oscuras (fig. 45).
- c) inclusiones primarias y secundarias bifásicas (fig. 44). En algunas de ellas se observa un movimiento rápido de la burbuja interna (movimiento Browniano).
- d) inclusiones secundarias bifásicas acuosas localizadas a lo largo de microfracturas (fig. 44 y 46).

Las inclusiones primarias generalmente son de talla mayor que las secundarias; mientras que las inclusiones trifásicas son irregulares. Algunas de las inclusiones mayores presentan estrangulamiento. Las más pequeñas generalmente presentan una forma geométrica como cristales negativos o con formas redondeadas. Las inclusiones bifásicas primarias pueden tener la talla más grande de todas, muestran formas irregulares, con estrangulamiento y en ocasiones decrepitemiento.

Veta La Pinta (muestra no. 228). Esta muestra se localiza en la mina La Pinta a una altitud de 228 m.s.n.m. La muestra contiene cuarzo blanco transparente hasta incoloro, y calcita en cristales subhedrales de color café oscuro y translúcidos, menores al centímetro. El mineral donde se estudiaron las inclusiones fluidas corresponde a cuarzo que varía de blanco a incoloro; se observan el mismo tipo de inclusiones primarias y secundarias descritas en la muestra anterior. El tamaño y la forma de las inclusiones es muy variable, sin embargo las inclusiones primarias son de talla mayor que las secundarias.

Veta “La Niña” (muestra 96-28). Superficie pulida para inclusiones sobre cuarzo lechoso principalmente con algunas zonas cristalinas, el cuarzo muestra extinción ondulante, creación de subgranos y recristalización dinámica. También contiene cristales de pirita maclados subautomorfos, cristales de galena corroídos, calcopirita y calcita. Los cristales

de cuarzo muestran un gran número de fracturas selladas (cicatrices) y algunas manchas de óxidos de hierro diseminadas a partir de fracturas. Las inclusiones fluidas observadas son del mismo tipo que las descritas anteriormente.

Veta “La Nueva” (muestra 940321). La superficie pulida está hecha sobre cuarzo de color blanco semitransparente a incoloro, en parte teñida en tonos azules por el óxido de cobre. La mayoría de las inclusiones son bifásicas primarias, algunas con movimiento interno lento o rápido. El tamaño es muy variable (entre 15 y 1 micrones), las más grandes presentan estrangulamiento, las pequeñas presentan una forma redondeada. Las inclusiones primarias trifásicas son escasas, la mayoría tiene forma irregular, aunque también existen como cristales negativos. Su tamaño es variable, las más grandes llegan a alcanzar las 4 μm . También se observan inclusiones bifásicas secundarias de muy pequeña talla siguiendo fracturas finas, éstas son generalmente menores a las 2 μm .

Veta Sur (muestra 96-39). Lámina doblemente pulida en veta de cuarzo donde se aprecian cristales de cuarzo blanco semitransparente e incoloro en pequeñas porciones. Presentan extinción ondulante, subgranos y cristales pequeños formados por recristalización dinámica. Hay escasos puntos de color verdoso, que corresponden a óxidos de cobre. Las inclusiones observadas son de los mismos tipos encontrados en las otras vetas, son más comunes las inclusiones bifásicas, en ocasiones con estrangulamiento, también bifásicas con burbujas internas muy pequeñas con movimiento muy rápido. El tamaño de las inclusiones trifásicas más grandes es de alrededor de las 18 μm , mientras que las secundarias no alcanzan las 2 μm . El porcentaje de las relaciones entre las fases es muy variable, se observan en color negro algunas inclusiones decrepitadas.

3) Estudio termométrico

Debido a que durante el desarrollo de el presente estudio no pudo contarse con el suministro de nitrógeno líquido, los exámenes termométricos realizados se limitaron a los estudios de las temperaturas de homogeneización, obtenidas mediante el calentamiento de las muestras.

Se efectuaron alrededor de 830 mediciones de temperaturas de homogeneización repartidas de la siguiente manera:

a) inclusiones trifásicas	241 mediciones
b) inclusiones bifásicas CO ₂	89 mediciones
c) inclusiones bifásicas primarias	212 mediciones
d) inclusiones bifásicas secundarias H ₂ O/H ₂ O	241 mediciones

Veta "La Pinta" Muestras 228 y 940308.

La temperatura de homogeneización promedio de las inclusiones trifásicas en esta veta es 274.79 °C y la mediana es 280.58 °C (fig. 47a), la Th tot de estas inclusiones varían desde 360 hasta 210 °C y su distribución muestra dos altos en 290 y 230 °C (fig. 47b). Las inclusiones bifásicas secundarias tienen una distribución normal con temperaturas variables entre 110 y 224 °C con un promedio de 154.40 °C y una mediana en 148.9 °C (fig. 47c). Las inclusiones trifásicas muestran un máximo en las temperaturas de homogeneización del CO₂ entre 30.5 y 31 °C

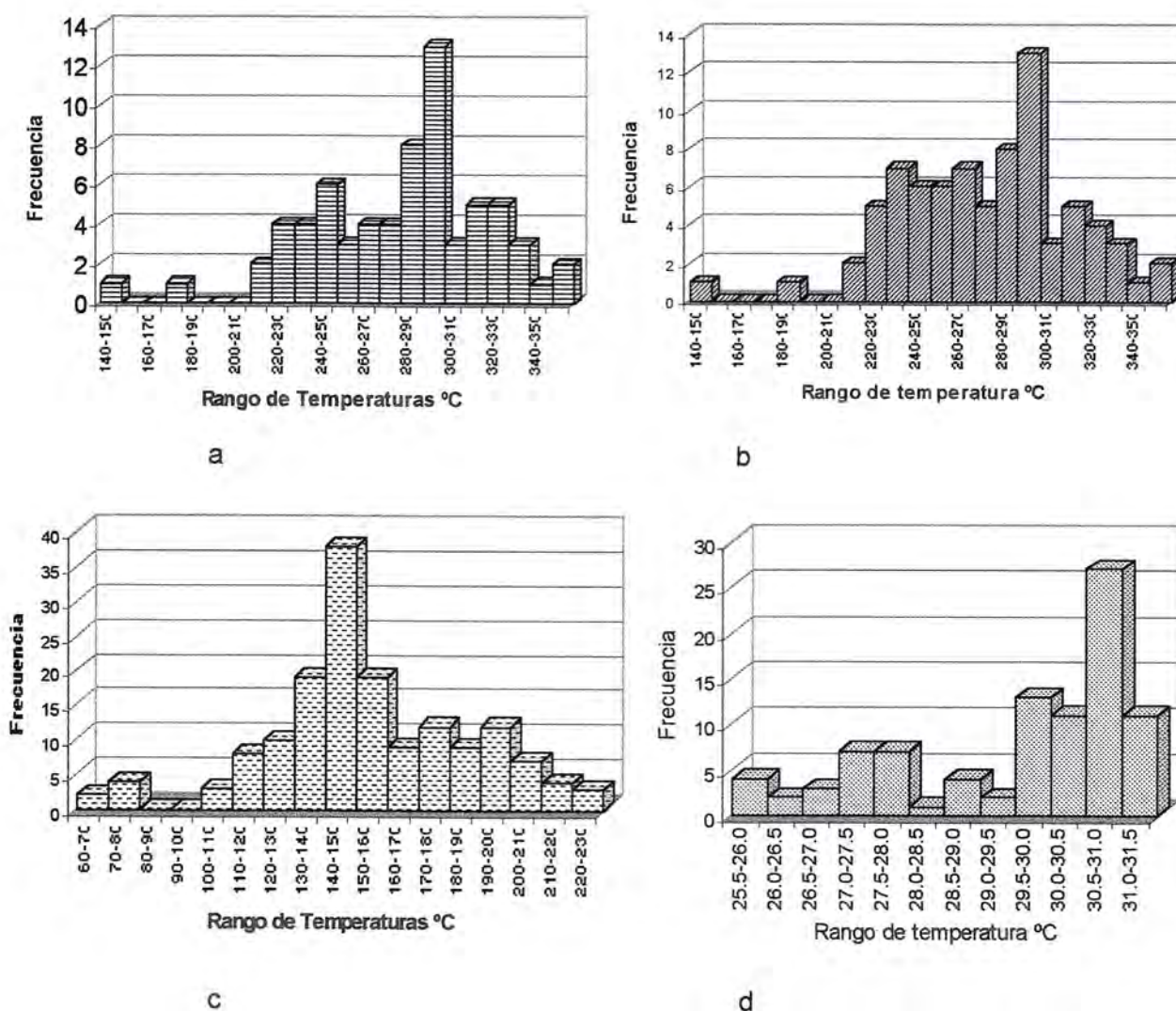
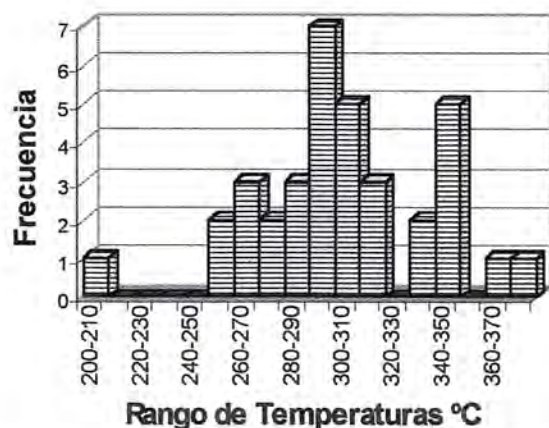


Fig. 47. Distribución estadística de las temperaturas de homogeneización para la Veta "La Pinta" muestras 228 y 940308:

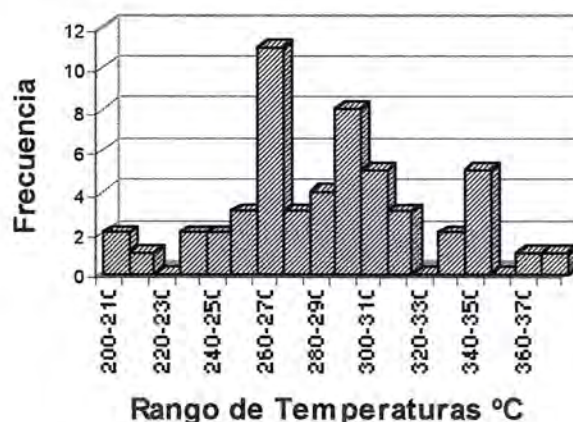
- a) inclusiones trifásicas.
- b) inclusiones trifásicas y bifásicas primarias
- c) inclusiones bifásicas secundarias
- d) Inclusiones trifásicas homogeneización CO₂ liq/CO₂ gas

Veta "Del sur" muestra 96-39.

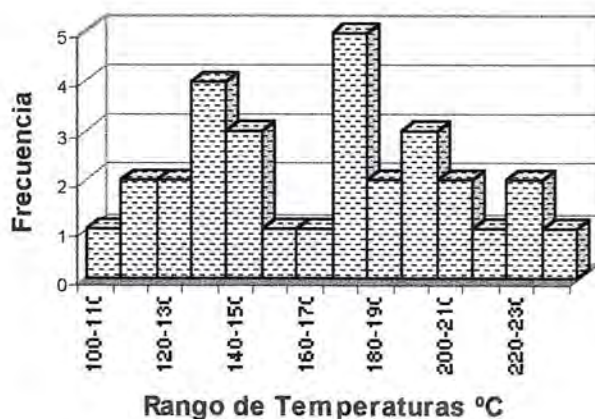
Las inclusiones trifásicas de esta veta muestran Th tot con variaciones entre 380 y 250 °C con un promedio de 302.20 y una mediana de 299.45 (fig. 48a) siendo la de promedio más alto en el área de estudio pero relativamente similar a la de la veta "La Pinta". Cuando en la distribución se incluyen inclusiones trifásicas y bifásicas primarias se observan dos altos uno en 265 °C y otro en 295 °C (fig. 48b). Las inclusiones bifásicas secundarias muestran también dos altos uno en 135 °C y otro en 175 °C (fig. 48c).



a



b



c



Fig. 48. Distribución estadística de las temperaturas de homogeneización para la Veta "La Nueva" muestras 96-39:

- a) inclusiones trifásicas.
- b) inclusiones trifásicas y bifásicas primarias
- c) inclusiones bifásicas secundarias. Muestran una distribución bimodal.

Veta "La Niña" muestra 96-28.

Las inclusiones trifásicas de esta muestra no presentan una distribución normal, sus temperaturas de homogeneización varían entre 330 y 190 °C (fig. 49a), en promedio su temperatura es de 268.70 °C y una mediana muy similar 267.4 °C. Un conjunto de inclusiones bifásicas primarias presenta una temperatura promedio de 243.92 °C y una mediana en 244 °C (fig. 49b). Las inclusiones secundarias muestran variaciones entre 160 y 240 °C, con una temperatura promedio de 190.56 °C y una mediana muy similar (fig. 49c). Las inclusiones trifásicas muestran temperaturas de homogeneización de CO₂ entre 33 y 27°C.

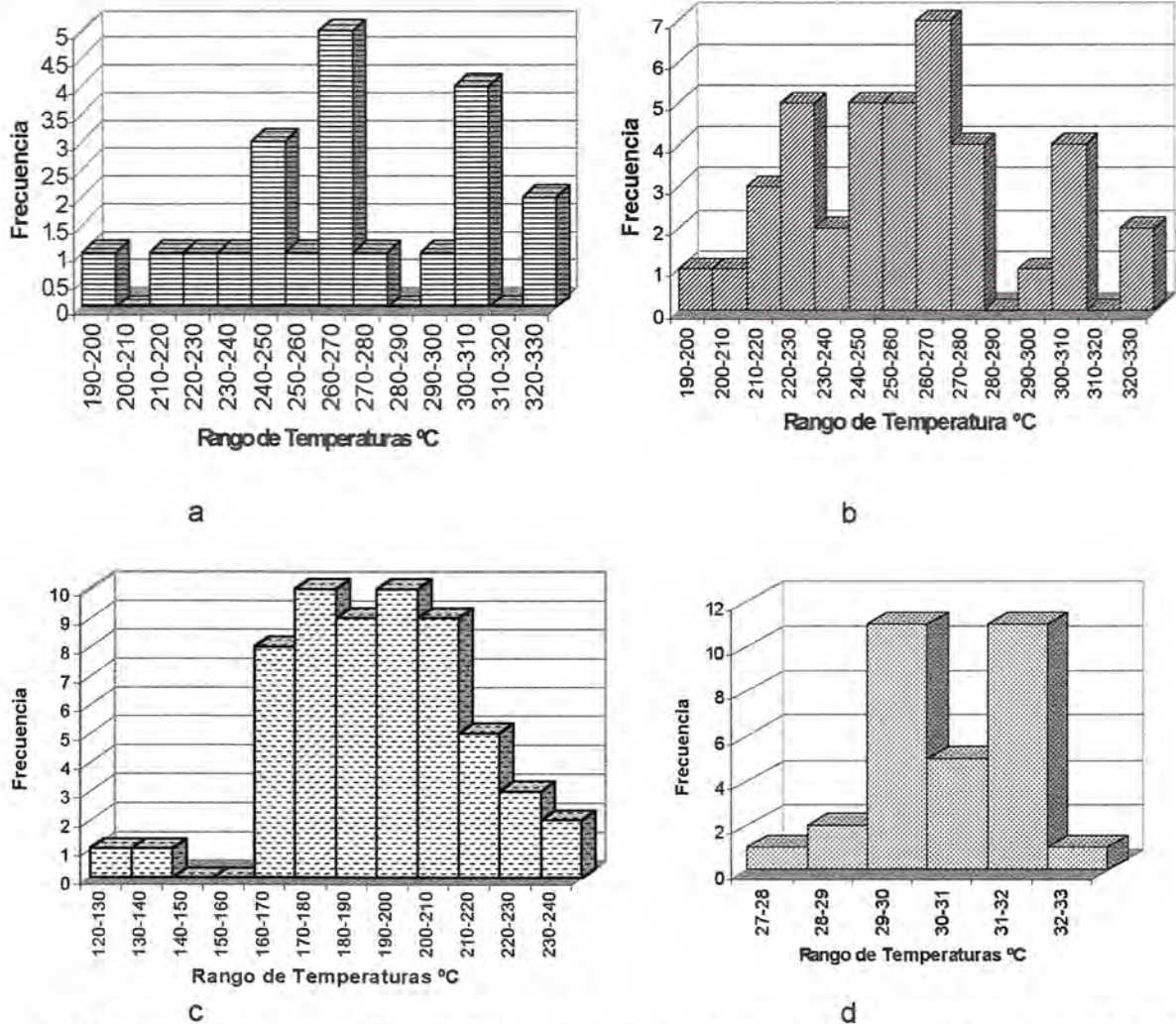


Fig. 49. Distribución estadística de las temperaturas de homogeneización para la Veta "La Niña" (96-28):

- a) inclusiones trifásicas.
- b) inclusiones trifásicas y bifásicas primarias
- c) inclusiones bifásicas secundarias
- d) Inclusiones trifásicas homogeneización de CO₂ liq/CO₂ gas

Veta "La Nueva" muestra 940321.

Las inclusiones trifásicas de esta veta muestran variación en las temperaturas de homogeneización entre 320 y 200 °C (Fig. 50a), con un promedio de 235 °C y una mediana en 222.33 °C siendo estas temperaturas las más bajas para inclusiones trifásicas en las vetas estudiadas. La distribución muestra dos altos, uno menor en 285 °C y el más importante en 210 °C. Las inclusiones bifásicas secundarias tienen temperaturas que varían entre 110 y 220 °C (fig. 50b) con un promedio de 160.23 °C. La distribución presenta dos picos uno a 175 °C y otro a 220 °C. Las temperaturas de homogeneización de CO₂ en inclusiones trifásicas se muestra en la figura 50c.

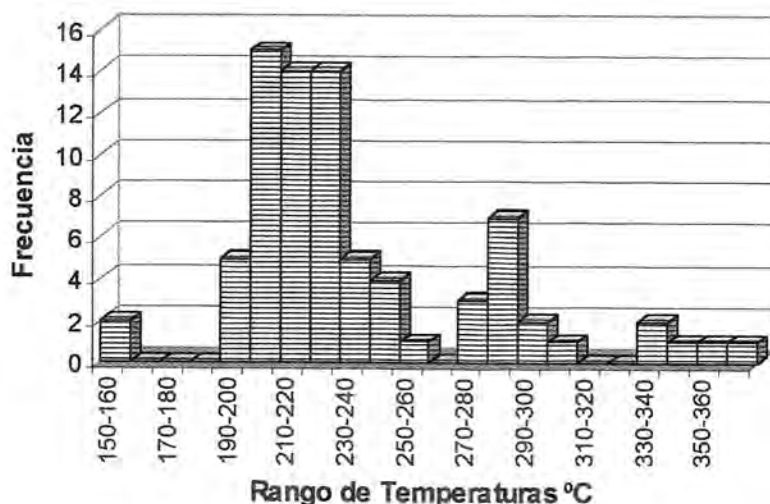
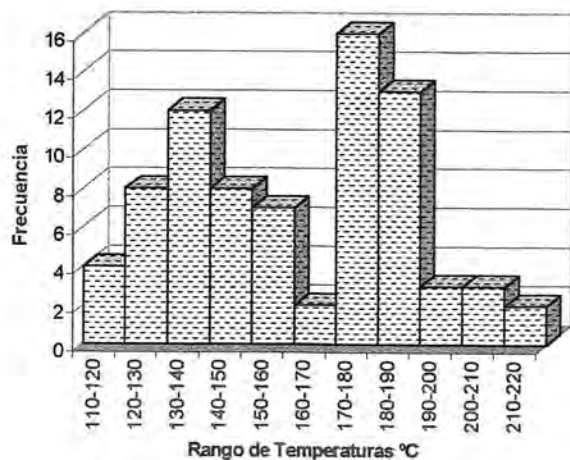
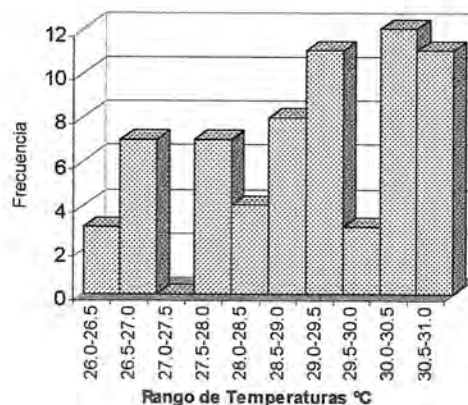


Fig.50. Distribución estadística de las temperaturas de homogeneización para la Veta "La Nueva" muestras 96-39:
a) inclusiones trifásicas.
b) inclusiones bifásicas secundarias
c) Thom CO_{2gas}/CO_{2liq}

a



b



c

En las figuras 51 a y b, pueden apreciarse el tratamiento estadístico de todos los datos de temperaturas de homogeneización obtenidos en las cuatro vetas estudiadas. Puede deducirse que existieron varias etapas hidrotermales, pero sobresalen cinco picos, los tres de mayor temperatura corresponden a inclusiones trifásicas y bifásicas con H₂O y CO₂, los dos de menor temperatura se relacionan con inclusiones secundarias bifásicas H₂O/H₂O.

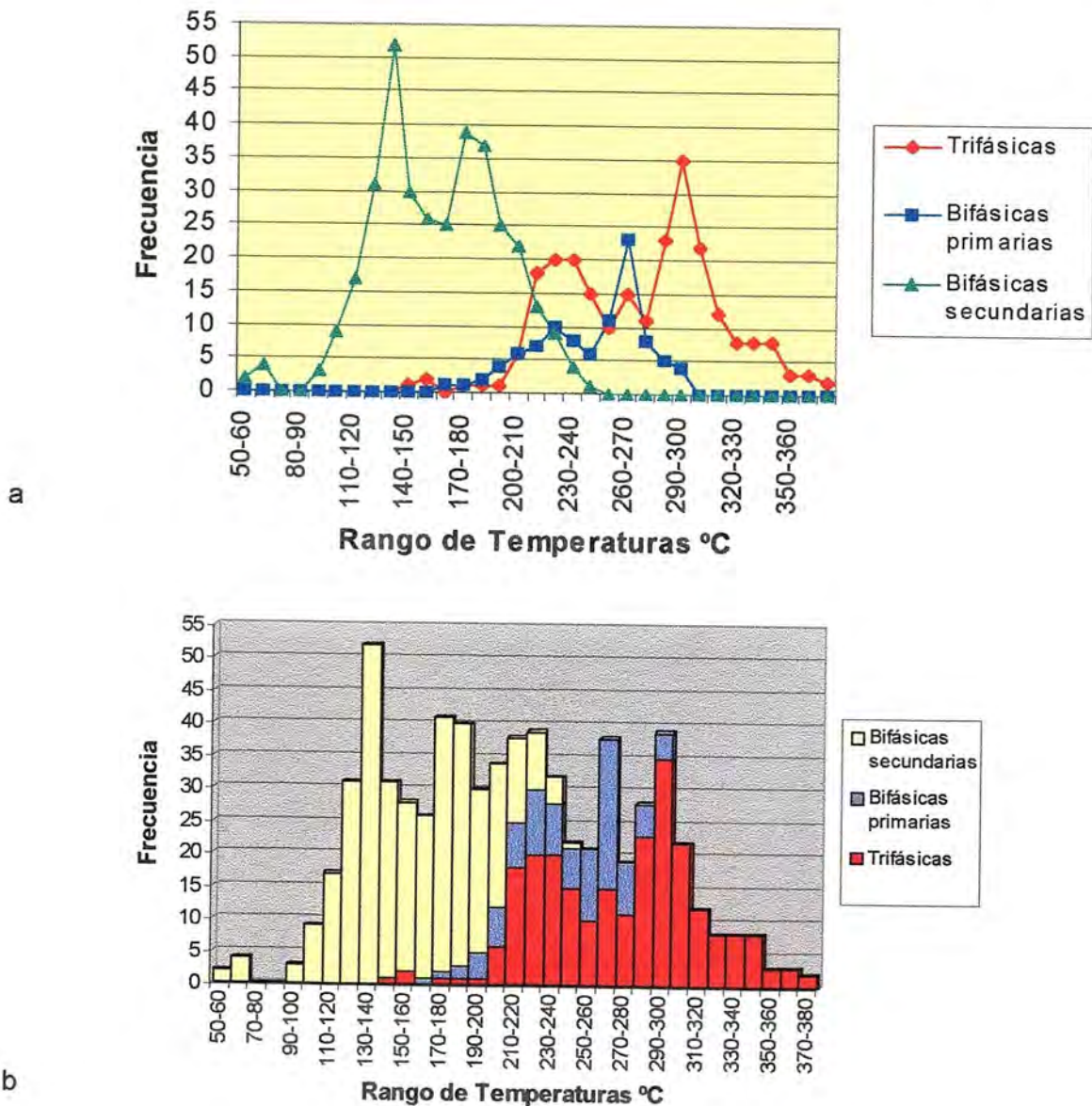


Fig. 51a Representación de frecuencias de inclusiones trifásicas primarias con un alto principal de 300 °C, altos secundarios en 230 °C y en 270 °C el menor. Las inclusiones bifásicas con CO₂ también tienen altos en las dos temperaturas citadas al final. Las inclusiones secundarias muestran dos altos: uno en 180 °C y otro en 130 °C. En la figura b se aprecia el efecto sobrepuesto de los diversos tipos de inclusiones y sus relaciones.

En la tabla 12 se muestra un resumen de los datos principales provenientes del análisis estadístico de las temperaturas de homogeneización en las vetas del área, se define el promedio aritmético, la mediana o región de mayor concentración de los datos y la desviación estándar. Las inclusiones han sido divididas en función de su contenido de fluidos en trifásicas, bifásicas primarias y bifásicas secundarias según se han descrito previamente. Se incluyen los datos de homogeneización del CO₂ gas a CO₂ líquido cuando fueron obtenidos.

Tabla 12. Temperaturas de homogeneización °C en las vetas del área

Veta	Tipo de inclusión	Promedio	Mediana	Desviación Estándar
"La Pinta" 228	Trifásica	283	278	29
	Bifásica sec	144	142	25
	Thom CO ₂	27.5	27.3	1.4
"La Pinta" 940308	Trifásica	275	286	45
	Bifásica prim	252	257	19
	Bifásica sec	174	177	25
	Thom CO ₂	30.8	30.7	4.3
"La Pinta" 228 y 940308	Trifásica	281	287	38
	Bifásica prim	252	257	19.4
	Bifásica sec	154	149	32
	Thom CO ₂	29.4	29.9	1.6
"La Niña" 96-26	Trifásica	269	267	36
	Bifásica prim	244	244	23
	Bifásica sec	191	190	22
	Thom CO ₂	30.4	30.8	1.1
"Del Sur" 96-39	Trifásica	302	302	31
	Bifásica prim	253	264	25
	Bifásica sec	169	174	36
"La Nueva" 940321	Trifásica	238	222	43
	Bifásica sec	160	161	26
	Thom CO ₂	29	29	1.4



**BIBLIOTECA
DE CIENCIAS EXACTAS
Y NATURALES**

EL SABER DE MIS HIJOS
PARA MI GRANDEZA

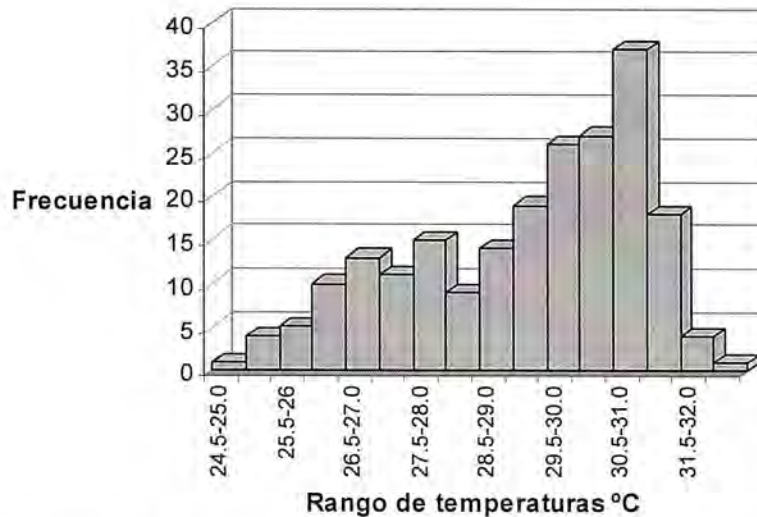


Fig. 52.- Temperaturas de homogeneización de CO₂ vapor y CO₂ líquido, datos provenientes de todas las vetas estudiadas.

4) Análisis de los datos de microtermometría

El análisis petrográfico y los datos termométricos permiten establecer que existen varios tipos de inclusiones fluidas con varias etapas de formación, en el cuarzo de las distintas vetas estudiadas. Por una parte se observa que existió un cuarzo primario original en las vetas, el cual sufrió procesos de deformación dúctil (desarrollando extinción ondulante), recuperación (desarrollo de subgranos) y recristalización dinámica (cuarzo de grano muy fino). Para poder ocurrir estos procesos en el cuarzo, se requiere de temperaturas mayores a los 300 °C (Passchier y Trow, 1996). Las temperaturas citadas y la deformación asociada pudieron producir localmente fugas (leakage) de las inclusiones. Posteriormente la deformación continuó afectando a las vetas pero de manera frágil debido al descenso de la temperatura, produciéndose varias familias de fracturas (algunas en etapas sucesivas) que fueron selladas por fluidos secundarios dando lugar a nubes de inclusiones secundarias.

Las temperaturas de homogeneización más altas en general son presentadas por inclusiones trifásicas las cuales mostraron temperaturas de hasta 380 °C. Las distribuciones de temperaturas de estas inclusiones fueron de tipo bimodal con un pico mayor entre 290 y 300 °C y uno menor entre 220 y 240 °C. Las inclusiones bifásicas primarias presentaron también dos máximos, el pico mayor a una temperatura entre 260-270°C y uno menor entre 230 y 240 °C (fig. 51 a).

Las temperaturas de homogeneización parcial del CO₂ en las inclusiones trifásicas de todas las vetas estudiadas, presentan también un comportamiento bimodal (fig. 52), con un pico mayor entre 30.5 y 31 °C y un pico menor entre 26.5 y 28 °C. La Th CO₂ define la densidad del CO₂ dentro de la inclusión, la cual fluctúa aproximadamente entre 0.53 hasta 0.69, para las temperaturas promedio observadas.

Las temperaturas de homogeneización que presentan las inclusiones bifásicas secundarias presenta igualmente un comportamiento bimodal bien definido con un pico mayor entre 130 y 140 °C y un pico menor entre 170 y 190 °C.

Paralelamente a los estudios termométricos descritos se realizaron algunos análisis por el Geol. Erme Enríquez, quién definió tanto temperaturas de homogeneización (calentamiento) como temperaturas de fusión (enfriamiento). Según su opinión en las muestras analizadas existen dos tipos de cuarzo (A y B en la tabla 13); el primero se trata de un cuarzo de grano muy fino con inclusiones pequeñas; mientras que el segundo tipo es un cuarzo de grano grueso con inclusiones mayores. Sus resultados se resumen en la tabla 13.

Tabla 13. Datos de termometría en inclusiones fluidas en vetas de la Sierra Pinta

Tipo de Cuarzo		Thtot °C	TmH ₂ O °C	Salinidad % p eq de NaCl	ThCO ₂ °C	Densidad CO ₂	Tmclath °C	TmCO ₂
A	Rango	237 a 297	-1.7 a -2.7	0.5 y 4.5	24.4 a 25.8	0.5 g/cm ³	5.6 a 6.7	-56.7 a -56.3
	Media	275	-1.7	2.8	25.1		6.2	-56.4
B	Rango	262 a 361	-2.9 a -17.5	4.8 a 20.6	26.1 a 30.8	0.58 g/cm ³	5.5 a 10.1	-56.2 a -56.9
	Media	297	-6.4	10.4	28.3		7.2	-56.5

Simbología: TmH₂O temperatura de fusión del agua; Tmclath es la temperatura de fusión de la clatharata y TmCO₂ es la temperatura de fusión del dióxido de carbono.

Las temperaturas de homogeneización total de las inclusiones fluidas son consideradas como estimaciones mínimas de la temperatura de atrapamiento (Roedder, 1984; Sheperd et al, 1985). La temperatura real del fluido está en función principalmente de la presión aunque también de la salinidad y el contenido de CO₂. Así para determinar la temperatura de atrapamiento es necesario contar con la determinación de la presión o viceversa y conocer el contenido de salinidad y el porcentaje en peso de CO₂. El problema del área estudiada es que existen dos variables independientes que se desconocen: la

presión absoluta y la temperatura de atrapamiento. En cuanto a la presión es difícil estimarla en función de la información estratigráfica puesto que la Sierra Pinta se encuentra en una etapa madura de erosión, al igual que las sierras aledañas. Por otro lado no se cuenta con datos sobre algún geotermómetro independiente. Lo que sí puede estimarse es la presión mínima absoluta, en función de las gráficas proporcionadas por Shepherd et al (1985), considerando un contenido en peso de CO₂ de 10.9 y una salinidad de 5.5 % p eq NaCl, (rangos similares a los definidos en las inclusiones del área). De acuerdo a la gráfica mencionada se considera una presión mínima de 400 bars que corresponde a una profundidad mínima aproximadamente de 1.8 km. Sin embargo si se considera un porcentaje en peso de CO₂ de 20.6 % la presión mínima absoluta correspondería a 1000 bars es decir cerca de 5 km de profundidad.

La presencia de varias poblaciones de inclusiones dentro de la misma muestra o muestras cercanas es común, normalmente esto se interpreta como debida a una historia prolongada de atrapamiento de fluidos (Shepherd et al, 1985). En otras palabras el mineral está registrando más de un evento de fluidos. Sin embargo la definición de la secuencia de conjuntos de inclusiones es difícil, sobretodo cuando no existen evidencias petrográficas que indiquen una secuencia paragenética de los granos de cuarzo. No obstante lo anterior, a continuación se plantea una posible sucesión de eventos que puede explicar la distribución y tipos de inclusiones encontrados en las vetas del área:

- 1) Intrusión granítica en rocas de metamorfismo regional. El calentamiento y la adición de fluidos juveniles formados por H₂O y CO₂ inician un sistema hidrotermal.
- 2) Depósito de cuarzo en las vetas con inclusiones trifásicas primarias, las temperaturas de homogeneización de dichas inclusiones tiene un máximo entre 290 y 300 °C, por lo que las temperaturas de atrapamiento pueden alcanzar entre 400 a 450 °C considerando la corrección por presión.
- 3) Entre 260 y 270 °C ocurrió el atrapamiento de inclusiones bifásicas y trifásicas primarias, estas últimas al parecer con menor salinidad que las anteriores (Tabla 13). Las características citadas pueden ser explicadas por una mezcla con fluidos más fríos y con menor salinidad. En cuanto al evento geológico que permitió esta mezcla pudo ser el inicio de una fase de deformación o bien el descenso en la presión del fluido juvenil debido al descenso de la temperatura.
- 4) Eventos de deformación ocurrieron a temperaturas mayores a 300 °C produciendo fenómenos de recristalización dinámica del cuarzo, posible fracturamiento del cuarzo original, atrapamiento de inclusiones secundarias y pseudosecundarias trifásicas, así

como estrangulamiento y fugas en algunas inclusiones primarias. Las inclusiones trifásicas secundarias o pseudosecundarias tienen un máximo de temperaturas de homogeneización entre 220 y 240 °C. Sus temperaturas de atrapamiento deben rebasar los 300 °C tomando en cuenta la corrección por presión. Descenso de la presión al ocasionarse las rupturas pudo generar una desmezcla y el atrapamiento de inclusiones puras de CO₂ y H₂O.

- 5) Posteriormente se produjeron dos fases hidrotermales pero de composición básicamente acuosa (sin CO₂) indicando un cese del aporte magmático a los fluidos. Estas fases dejaron su huella como nubes de inclusiones secundarias que siguen planos de fractura frágil, esto nos indica un enfriamiento general del sistema por levantamiento y erosión. La primera fase presenta temperaturas de homogeneización entre 170 y 190 °C. Todo lo anterior sugiere un influjo de aguas meteóricas al sistema que fueron calentadas posiblemente por el calor residual de la región (calor del gradiente geotérmico). La segunda fase hidrotermal acuosa presenta temperaturas de homogeneización entre 130 y 140 °C, esta última fase pudo haber sido causada por el paso de magma que originó la secuencia volcánica que aflora en el área y que calentó aguas meteóricas.

Cabe aclarar que este modelo hipotético se basa en un enfriamiento continuo del sistema, ocasionado primero por el enfriamiento del intrusivo y después por levantamiento y erosión, y explica la variación composicional de las inclusiones, sin embargo no existen suficientes evidencias para descartar otras posibles hipótesis.

A partir del estudio minerográfico pudo establecerse que la mineralización de oro está asociada con la cristalización de la pirita, que fue el primero de los sulfuros en depositarse. Esta pirita suele ser euhedral con pequeñas placas de oro en su interior. Dicha pirita se depositó en un sustrato de cuarzo. También se observa que la pirita es parcialmente cortada por cuarzo u otros sulfuros o está rodeada por ellos y que el oro se encuentra aislado en el cuarzo. Esto sugiere que etapas hidrotermales de la formación principal de las vetas produjeron la removilización del oro. Lamentablemente no pudo establecerse una secuencia paragenética del cuarzo (si existe) y hasta el momento no es factible decir con precisión con que evento de atrapamiento de inclusiones se asocia la mineralización de oro. No obstante las muestras analizadas están hechas de cuarzo principalmente y las temperaturas de homogeneización de sus inclusiones son de 270 a 290 °C, 260 a 270 °C y 220 a 240 °C. Considero que el oro está asociado con la formación de ese cuarzo que envuelve los sulfuros (los corta y removiliza) y que pudo formarse a las temperaturas de atrapamiento que

corresponden con las dos últimas temperaturas de homogeneización citadas, mientras que en la temperatura inicial se formaría el cuarzo de sustrato.

III.2.6. Génesis de la mineralización

Como se ha planteado en los párrafos anteriores, se considera que el emplazamiento del intrusivo produjo una serie de estructuras muy importantes para la configuración de las rocas del área y para los procesos de mineralización. Dicho emplazamiento se considera sintectónico con una fase compresiva por lo cual adquiere una morfología cómica elongada con eje mayor en dirección NW 55° y eje de acortamiento con rumbo NE 35° y en él se desarrolla una foliación con rumbos similares; es seguido por el emplazamiento de diques aplíticos y luego pegmatíticos en forma cónica hacia fuera del intrusivo. Simultáneamente al emplazamiento se produjo una deformación en forma de domo de las rocas encajonantes y tal vez se produjeron fallas con rumbo paralelo a la dirección de acortamiento principal (35° NE echadas al SE \approx 45°). Las zonas de cizalla muestran una deformación frágil-dúctil (fracturamiento y deformación intracristalina con recristalización dinámica) producida por los esfuerzos actuando en una región calentada por el emplazamiento del intrusivo. Dichas zonas fueron utilizadas para el ascenso de fluidos de un sistema hidrotermal producido durante el enfriamiento del cuerpo intrusivo. Estos fluidos que siguieron zonas de cizalla frágil-dúctil produjeron los depósitos mineralizados del área. Se posee una edad en las rocas mineralizadas de 54.8 ± 1.4 Ma, además se conocen dataciones cercanas de intrusivos de dos micas (algunos sintectónicos) que varían entre 52 y 54 Ma (Shafiqullah et al, 1980, Damon et al, 1980, 1983a, Haxel y otros, 1984), esto permite considerar el emplazamiento del intrusivo muy cercano a la formación de las vetas hidrotermales. De la literatura se conoce que un cuerpo intrusivo tarda poco tiempo en enfriarse (menos de cien mil años) por lo que se considera que la edad de las vetas corresponde a la del intrusivo y que el intrusivo es sintectónico al menos con la parte final de una fase de deformación compresiva que sería entonces de edad Terciario Inferior (Paleoceno). Además puede correlacionarse con una fase similar definida por Haxel y otros (1984) en el área al norte de Sonoyta, quienes establecen una edad 58 Ma para la culminación de una fase compresiva que produjo cabalgaduras importantes de un bloque superior, formado por rocas metamórficas (precámbricas) e intrusivos más jóvenes (incluso cretácicos) sobre rocas volcanosedimentarias atribuidas al Jurásico que muestran en ocasiones un metamorfismo regional de grado bajo a muy bajo (Facies Esquistos Verdes). En resumen la elongación del domo y su foliación pueden asociarse a un evento compresivo de carácter regional que se

produjo a finales del Cretácico y principios del Terciario, que en otras regiones implica fenómenos de cabalgamientos.

A nivel más regional los yacimientos de este tipo se asocian con un basamento cristalino precámbrico que forma parte del Terreno Caborca (Coney y Campa, 1987) el cual está en contacto hacia el norte con un Terreno denominado Pápago (Haxel y otros, 1980). Ha sido propuesto que el contacto entre ambos terrenos es una falla de deslizamiento lateral sinistral denominada 'Mohave Sonora Megashear' (Anderson y Silver, 1979; fig. 58) cuyo lugar preciso y características no han sido definidas con precisión hasta el presente y que se considera fue activa durante el Jurásico Superior. El hecho de que hasta la actualidad dicha megaestructura permanezca sin ser claramente establecida se debe a que no se han encontrado las evidencias incuestionables de su existencia. Algunos autores han propuesto modelos o posiciones diferentes para dicha megacizalladura (Stewart y otros, 1984); mientras que otros indican que posiblemente la traza de la falla es cubierta por mantos de corrimiento provenientes del bloque Caborca al suroeste con vergencia hacia el noreste (Jáques-Ayala y otros, 1990). Estos esfuerzos compresivos han sido reconocidos en gran parte del estado y se consideran que ocurrieron del Cretácico Tardío al Terciario Temprano (Haxel y otros, 1984; Rangin, 1980; Vega y otros, 1991; entre otros). Asociados a estos empujes al parecer ocurrió un engrosamiento cortical y un metamorfismo regional relativamente limitado y de grado bajo (Haxel y otros, 1984); a su vez relacionado con el engrosamiento cortical se produjo la fusión de la corteza dando lugar a un magmatismo peraluminoso representado por granitos con dos micas y granate (Farmer y De Paolo, 1984). Este contexto tectónico general es compartido por los yacimientos asociados con zonas de cizalla del estado de Sonora: 1) un basamento cristalino proterozoico; 2) presencia de fenómenos compresivos que generan deformación y metamorfismo regional de bajo grado; 3) engrosamiento y fusión parcial de la corteza generando un magmatismo peraluminoso que intrusión al basamento y su cobertura, y es parcialmente sintectónico.

III.3. Yacimientos mesotermales asociados a zonas de cizalla

Yacimientos auríferos en vetas o filones de cuarzo-carbonatos asociados con zonas de cizallamiento ocurren en rocas metamórficas de la facies de Esquistos Verdes, comúnmente son denominados "depósitos en greenstones belts" o mesotermales. Aunque los rangos típicos de temperatura en el ambiente epitermal (200 a 300 °C) y en el mesotermal (250 a 350 °C) no son muy diferentes, la composición y presión de fluidos y la profundidad a que se generan concentraciones económicas de minerales (más de 2 km),

marcan las diferencias más importantes entre ambos ambientes. En general los depósitos epitermales se emplazan en complejos volcánicos dentro de los dos kilómetros superiores de la corteza. Los depósitos mesotermales son mucho más comunes en los cinturones de rocas verdes (greenstones belts) de edad Arqueana, en rocas sedimentarias intercaladas con flujos volcánicos particularmente 'banded iron formations', dichas rocas comúnmente muestran metamorfismo regional. Los depósitos se dan en venas, filones, stockworks, pipes y masas mineralizadas irregulares (Boyle, 1987). Entre las provincias más conocidas que abarcan depósitos del tipo que se trata se encuentran la Provincia del Lago Superior en Canadá, particularmente la subprovincia de Abitibi (Robert y Kelly, 1987); el Bloque Yilgarn en Australia (Groves et al. 1988); ambas de edad Precámbrica, y dentro de las provincias Fanerozoicas resalta el Depósito de Mother Lode en California en rocas Jurásicas (Weir y Kerrick, 1987) y los filones de Monte Rosa en los Alpes italianos (Curti, 1987).

Los depósitos arqueanos en cinturones de rocas verdes encajonan los mayores recursos de oro del mundo, con excepción de los placeres y fueron casi con certeza la fuente del oro en los depósitos más grandes de este metal en la cuenca de Witwatersrand (Sudáfrica). Los depósitos son más raros en rocas Fanerozoicas y aún más en rocas Proterozoicas. En rocas de estas edades se asocian con sistemas de fallas y fracturas que se extienden por muchos kilómetros a través de secuencias volcánicas y sus granitoides intrusivos asociados. Las rocas encajonantes muestran efectos de cloritización, carbonatación, hidratación y piritización en regiones relativamente extensas.

Los controles de la distribución en este tipo de depósitos son:

- Cinturones de facies de Esquistos Verdes.
- Asociación con fallas mayores, dentro de zonas de cizalla subsidiarias.
- Asociación con regímenes en compresión.
- En cinturones de Rocas Verdes, no importa el tipo de roca, pero con asociación de intrusiones félsicas.

La mineralogía típica de los filones es cuarzo, carbonatos, pirita o arsenopirita, albita y clorita; minerales indicadores son: turmalina, scheelita y telururos. La mineralización es en vetas de cuarzo lechoso con estructura bandeada, con contenidos de sulfuros: pirita, pirrotita, arsenopirita, antimonita, esfalerita y galena. La relación Au/Ag es generalmente mayor a 1. La alteración hidrotermal indica adición de CO₂, S, K ± Na, con desarrollo de carbonatos, sericita, pirita y en menor proporción biotita, albita y feldespato potásico. En cantidades traza se encuentran: Au, B, As, Rb, W, Mo, Ba, Sb, Te.

La composición de los fluidos es de $H_2O + CO_2 \pm CH_4$ con X_{CO_2} de 0.1 a 0.3, débil salinidad y temperaturas entre 250 y 400 °C. La presencia de CO_2 en los fluidos hidrotermales propicia que el proceso de ebullición ocurra a profundidades mayores, y la separación de fases representa un control importante en la precipitación de la mineralización. Las inclusiones filonianas de tipo profundo se distinguen de las epitermales por ser de tamaño más pequeño y más numerosas y por sus características fisicoquímicas de alto CO_2 y mayor K/Na que en las epitermales (Touray, 1987).

Depósitos en Sonora

En la provincia fisiográfica del Desierto Sonorense ha sido reconocida una zona donde se encuentran un conjunto de depósitos que por sus características se han relacionado con los yacimientos antes descritos. Dicha zona sigue una franja que se extiende con rumbo general NW desde Benjamín Hill hasta Sonoyta. Algunos de ellos fueron incluidos por Silberman et al. (1988) bajo la denominación de "yacimientos de oro controlados estructuralmente"; por su parte Albinson (1989) las describe en su clasificación como "vetas mesotermales auríferas"; mientras que Pérez Segura (1993) clasifica algunos de estos depósitos como "vetas mesotermales y zonas de cizalla en terrenos ígneos metamórficos. Entre los yacimientos más importantes que han sido incluidos se encuentran: San Francisco, El Tiro, El Cajón de Amarillas, Tajitos, la Choya, Quitovac y Sierra Pinta (Pérez Segura, 1993); por su parte Silberman et al. (1987) incluyen en su clasificación los yacimientos de La Compañía Unido (Banco de Oro), Basura, La Ciénega (depósito de placer pero que considera proveniente de depósitos de oro controlados estructuralmente), Lluvia de Oro y Estación Llano (fig. 53). Asimismo considera el depósito de Tajitos dentro de su clasificación como "vetas y brechas epitermales". Silberman et al (1987) reconocen que muchos de los prospectos de Au en Sonora encajonados en gneises y controlados estructuralmente son ampliamente similares a depósitos de Au que han sido minados en el sureste de California. Muchos de esos depósitos de California están asociados con estructuras de bajo ángulo, aunque los patrones específicos y rocas encajonantes varían en detalle como es el caso de Sonora.

Los yacimientos se encuentran encajonados en rocas de diferentes edades y grados de metamorfismo y deformación, entre las que se hallan: rocas precámbricas de facies de Anfíbolita y Esquistos Verdes (San Francisco y Quitovac); dioritas y riolitas jurásicas con metamorfismo epizonal en la zona de Tajitos (Meza, 1992); granitoides de dos micas en los depósitos de La Choya y Sierra Pinta. Pérez Segura (1993) ha descrito que la mineralización

es Terciaria en San Francisco y Tajitos (edades del Eoceno) y que los minerales de alteración se asocian a la actividad de granitoides terciarios. Asimismo reconoce en las rocas evidencias de fases de deformación superpuesta que pudieron tener influencia en las estructuras mineralizadas, entre las que destaca un metamorfismo de grado medio a alto en rocas precámbricas con estructuras de cabalgadura que sobreponen diferentes niveles de deformación (Herrera y Pérez, 1990) y otra etapa que involucra estructuras distensivas ocurridas durante el Terciario (mina Tajitos), metamorfismo regional de grado bajo, emplazamiento de granitos bajo esfuerzos (San Francisco), e incluso milonitas postminerales en fallas de "detachment" como en la Choya.

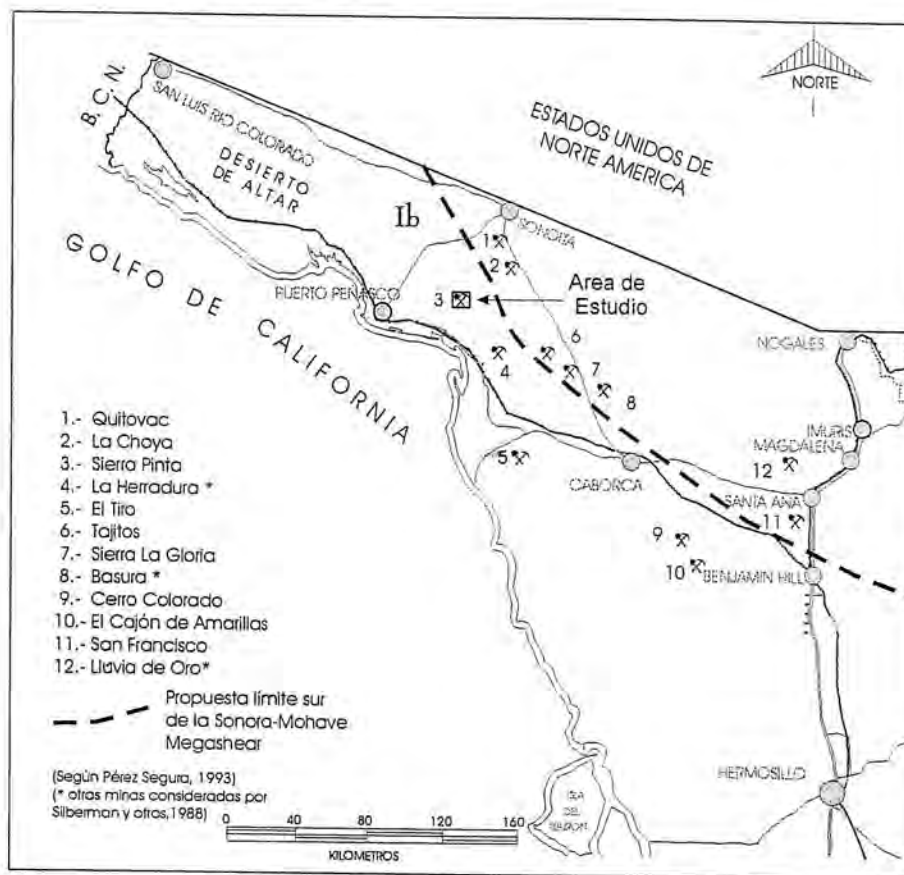


Fig. 53.- Distribución en Sonora de los depósitos y yacimientos de oro que se han considerado como asociados a zonas de cizalla o controlados estructuralmente. En el plano se incluye el límite sur de la propuesta Megacizalladura Mohave-Sonora.

De los pocos datos geoquímicos se ha encontrado que el oro se relaciona con plata con una relación Au/Ag generalmente mayor de 1 aunque en Quitovac y La Ciénega es menor a 0.1 (Silberman, et al. 1988). Los contenidos de Cu, Pb y Zn usualmente son altos con $Pb > Cu$ y $> Zn$. El contenido en Mo es elevado en algunos prospectos y bajo o ausente

en otros. El contenido de arsénico puede ser alto (200 ppm) en algunos prospectos y ausente en otros, pero donde está presente tiende a estar asociado con el oro.

Modelos genéticos para la formación de estos depósitos

Según Kerrich y Wyman (1990) los depósitos mesotermales de todas las edades son producto específicamente de acreción transpresiva, enfatizando en que no hay consenso en si existe una tectónica similar a la Fanerozoica en los terrenos arqueanos. Los yacimientos de todas las edades, del Arqueano al Cretácico, comparten algunas características que incluyen:

- 1) Asociación espacial con fallas mayores o de segundo y tercer orden
- 2) Restricción general a la transición frágil-dúctil
- 3) Bajas salinidades < 3% en peso equivalente de NaCl con contenidos en CO₂ de 5 a 30 % molar.
- 4) Alto Au, Ag, As, Sb, Te, W, Mo y bajo Cu, Pb, Zn.
- 5) Paragénesis dominada por cuarzo, carbonatos, micas, clorita, pirita, scheelita y turmalina.
- 6) Extensiones verticales de más de 2 km y una carencia de zoneamiento marcado dentro de depósitos individuales.

Estas características han llevado a suponer a Kerrich y Wyman (1990) un modelo genético sencillo que considera que un proceso común a todos los regímenes colisionales es el hundimiento de grandes volúmenes de corteza oceánica hidratada y/o sedimentos, bajo un margen continental; al que sigue un reequilibrio termal debido al engrosamiento de la corteza. Los fluidos que se generan durante el metamorfismo progresivo se elevarán a través de la corteza hasta la zona de transición frágil –dúctil. La generación de fluidos y patrones de circulación serán fuertemente influenciados por fallas mayores que limitan terrenos y otras de órdenes menores. Las condiciones de salinidad bajas, contenido de CO₂ y de temperatura, reflejan fuentes uniformes, mientras que las concentraciones de O, C, Sr y Pb indican orígenes diversos. La mineralización de oro ocurre dentro de algunos millones de años a cuando más decenas de millones de años, siguiendo a la colisión y por lo tanto dentro del tiempo de reequilibrio termal y elevación isostática de los complejos de subducción. En resumen el fin de la subducción es generalmente asociado con algún grado de tectónica transpresiva o de rumbo y con el desarrollo de cuencas locales tensionales. La fusión parcial de una cuña mantélica enriquecida produce fundidos alcalinos; el metamorfismo progresivo en el complejo de subducción causa liberación de fluidos metamórficos portadores de oro. Una importante faceta del modelo es que considera las

fallas como válvulas en las cuales la presión aumenta de supralitostática (cuando están selladas), a litostática (cuando hay movimiento). La fuente de los fluidos puede ser: a) proveniente de deshidratación metamórfica, b) magmatismo profundo, c) ambas.

CONCLUSIONES

En la región que comprende a la Sierra Pinta se reconocieron cinco conjuntos litológicos que van del Precámbrico al Reciente. El conjunto más antiguo se le denominó Conjunto Metamórfico de la Sierra Pinta y ha sido dividido con fines cartográficos y descriptivos en dos unidades: la Unidad de Esquistos y Anfibolitas es un conjunto heterogéneo de rocas con metamorfismo regional, predominan en ella esquistos de biotita y anfibolitas con una foliación en bandas composicionales finas, incluye también algunos horizontes de esquistos de cuarzo con muscovita y granate, horizontes de gneises cuarzo-feldespáticos y esquistos de actinolita. Presenta diques cuarzo-feldespáticos también foliados y que se emplazaron paralelos a la foliación. Esta unidad se considera que proviene de una secuencia heterogénea de origen volcánico y volcanosedimentario y que sufrió un metamorfismo regional en la Facies de Anfibolita.

El segundo conjunto litológico es la Unidad de Ortogneis formado precisamente por gneises con facies de grandes feldespatos potásicos y una foliación marcada por la orientación de biotita, bandas de cuarzo y elongación de feldespatos. Estos gneises se consideran derivados de un intrusivo granítico que se emplazó en la secuencia volcanosedimentaria antes mencionada. Al igual que la Unidad de Esquistos y Anfibolitas estos gneises son cortados por diques cuarzo-feldespáticos foliados. El grado metamórfico de esta unidad es más difícil de precisar debido a su mineralogía restringida y no claramente indicativa de una facies, pero se estima que fueron metamorfizados en las mismas condiciones que la unidad anterior, es decir, en la Facies de Anfibolita.

En cuanto a la deformación se ha podido establecer que las unidades anteriores han sufrido los efectos de al menos dos fases de deformación dúctil y frágil-dúctil, seguidas por una fase de deformación frágil. La primera fase D1 acompaña el evento metamórfico y provoca el desarrollo de una foliación fina (S1), formada por bandas composicionales o continua en algunos esquistos. Asimismo durante esta fase las rocas graníticas se convirtieron en gneises augen. No se conoce con precisión la edad de este evento metamórfico y su deformación asociada, pero se considera que pueden correlacionarse con rocas del Proterozoico medio (aproximadamente 1,700 Ma) de la región de Caborca.

Una segunda fase de deformación D2 esta inscrita en esta secuencia, se considera contemporánea con un evento de metamorfismo retrógrado. Los minerales retrógrados como clorita, actinolita y sericita están orientados formando una segunda foliación S2, también hay recristalización dinámica y elongación de cristales de cuarzo que marcan esta fase. Los minerales metamórficos asociados a esta fase indican un grado correspondiente

con la Facies de los Esquistos Verdes. La fase de deformación D2 es evidente gracias a un conjunto de estructuras: microplegamiento de la foliación S1 tanto en esquistos y anfibolitas como en gneises, boudines plegados en diques aplíticos, presencia de dos foliaciones en micaesquistos (más espaciada o de fractura), presencia de una segunda foliación en gneises y probablemente desarrollo de fallas inversas. El análisis estadístico de planos axiales de micropliegues indican una dirección de acortamiento principal σ_1 con rumbo de NE 30° en ortogneises y NE 55° en esquistos y anfibolitas.

La edad de esta fase de deformación y metamorfismo es uno de los problemas mayores que no se han podido resolver en este trabajo, se plantean dos hipótesis: a) una edad Proterozoica posterior a la primera fase, no se han hecho estudios detallados de microtectónica en las rocas de metamorfismo regional en Sonora, por lo cual no es posible establecer una correlación de deformaciones; b) una edad Cretácica Tardío-Paleoceno, ya que según algunos investigadores de la región noroeste del estado y suroeste de Arizona, durante este período de tiempo ocurrieron empujes y cabalgamientos con un metamorfismo regional localizado y de bajo grado (Facies de Esquistos Verdes predominante).

A principios del Terciario se produjo el emplazamiento de un intrusivo granítico que es la tercer unidad litológica del área y tiene una extensión aproximada de 25 km². En este intrusivo se pudieron reconocer facies metaluminosas con hornblenda y facies peraluminosas con la presencia de muscovita, biotita y granate en proporciones variables. La morfología del afloramiento indica que se trata de un domo elongado con dirección NW 50° y aplanado en dirección NE 40°. El nivel de emplazamiento se considera cercano a la superficie debido a su morfología de 'doming', riqueza de diques aplíticos y pegmatíticos que atraviesan al granito y a las rocas encajonantes en forma cónica; así como a la presencia de xenolitos de las rocas encajonantes de decenas de metros de longitud que se hundieron desde el techo del intrusivo. En el granito se observa una foliación indicada por la elongación de granos de cuarzo y feldespato y orientación de las micas. Esta foliación no es muy marcada ni penetrativa, pero la evidencia de la fase de deformación que la produce es siempre presente en lámina delgada en forma de extinción ondulante, desarrollo de subgranos y recristalización dinámica en cristales de cuarzo. La foliación tiene orientaciones diversas que no siguen el contacto con la encajonante, el análisis estereográfico permite decir que la familia principal sigue una orientación NW 60°-80°.

Al deformarse las rocas encajonantes en forma cómica pudieron generarse fallas normales con rumbos aproximados NE 35° y echados hacia el SE en la región oriental del



**BIBLIOTECA
DE CIENCIAS EXACTAS
Y NATURALES**

área. Fallas con orientaciones similares se han encontrado en regiones afectadas por deformación dúctil.

El enfriamiento lento del intrusivo produjo un sistema hidrotermal evidente por vetas de cuarzo con calcita accesoria, estas tienen espesores menores al metro y se encuentran encajonadas en las rocas graníticas, en los esquistos y anfibolitas, pero sobre todo en los ortogneises. Dentro de estos últimos siguen direcciones predominantes NE 35° y echados hacia el SE desde 30° a 70°. Las vetas tienen forma tabular y en muchas de ellas puede apreciarse que se emplazaron a favor de zonas de cizalla frágil-dúctil y en grietas de extensión secundarias que ocasionalmente siguen la foliación. Esta deformación es visible en afloramiento por el fracturamiento de las rocas y también es visible en lámina delgada por la deformación relativamente plástica de los minerales de las vetas.

La veta principal del área fue datada por el método de $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ en muscovita presentando una edad de 54.8 ± 1.4 Ma. Esta edad coincide con la edad de intrusivos de dos micas datados en regiones cercanas.

Los estudios de microtermometría permiten establecer dos tipos diferentes de fluidos atrapados en los cristales de cuarzo; el primero tiene una composición de agua y CO_2 con una temperatura mínima de formación de 295 - 285° C; se reconocen otras etapas de atrapamiento con máximos entre 260 - 270 °C y 220 - 240 °C. Un segundo tipo de inclusiones está formado por agua, fueron posteriores al primero y quedaron atrapadas en forma de diminutas inclusiones que siguen a familias de fracturas. Las temperaturas medidas para estas inclusiones presentan un comportamiento bimodal con máximos de 135 y 190 °C.

Análisis químicos realizados en algunas vetas indican índices Au/Ag variables desde 0.1 a 5.03, existen concentraciones altas de Cd asociadas a las concentraciones de Zn.

Los depósitos por sus relaciones geológicas y su edad se consideran asociados al un intrusivo de dos micas, por su estructura corresponden a los depósitos en zonas de cizalla y por su temperatura se consideran mesotermiales.

Durante la parte media del Terciario ocurrió una fase de levantamiento y erosión generada por un evento distensivo en la región noroeste de México y suroeste de Estados Unidos. Esta fase de deformación D3 produjo un adelgazamiento cortical, que en la parte superior de la corteza, se refleja como fallas normales. A una primera etapa fuertemente distensiva con grandes fallas de bajo ángulo le sigue una etapa de adelgazamiento más homogéneo con desarrollo de fallas normales de ángulo mayor, la cual crea la fisiografía de Sierras y Valles Paralelos. En el área, grandes fallas normales de rumbo Norte-Sur cortan el macizo y crean un bloque tipo horst.

Una vez erosionada la cobertura de la secuencia metamórfica (desconocida en el área), se produjo un evento volcánico que inicia con fases explosivas creando aglomerados y conglomerados en la base. La segunda etapa del vulcanismo es mediante flujos de lava de composición dacítica a andesítica. Posteriormente se produjo otra etapa explosiva que produjo tobas y aglomerados, para finalizar con una toba riolítica soldada. Esta unidad volcánica tiene unos 460 metros de espesor y se distribuye en la región central oriente del área en cordones discontinuos levemente desplazados por fallas normales. Esta etapa volcánica se estima que ocurrió durante el Mioceno Medio-Superior y es contemporánea a fallamiento normal.

Por último la Sierra es rodeada y parcialmente cubierta por sedimentos arenosos de origen fluvial y eólico no consolidados que forman los depósitos de los valles.

BIBLIOGRAFIA

- Albinson, T. F. 1989. Vetas mesotermales auríferas del sector norte del Estado de Sonora. Memorias XVII Convención Nacional de la AIMMGE, A.C. 19-40.
- Anderson, J.L. 1983. Proterozoic anorogenic granite plutonism of North America, in Medaris, L.G., Jr., Byers, C.W., and Shanks, W.C., eds., Proterozoic geology: Geol. Soc. America memoir 161, p. 133-154.
- Anderson, J. L. 1989. Proterozoic anorogenic granites of the southwestern United States. In Jenney, J.P., and Reynolds, S. J. Geologic evolution of Arizona: Tucson, Arizona Geological Digest 17, p. 211-238.
- Anderson, P. 1980. Proterozoic convergent plate tectonics: 25th International Geological Congress Proceedings, v. 1, p. 73.
- Anderson, T.H. y Roldán, Q. J. 1979. Field Trip, Geology of Northern Sonora. Guidebook Field trip No. 27. Geological Society of America, Annual Meeting. P. 74 -93.
- Anderson, T.H. y Silver, L.T. 1974. Late Cretaceous plutonism in Sonora, Mexico, and its relationship to circum-pacific magmatism. Geol. Soc. Am., Rocky Mountain section, Annual Meeting, Abstracts with programs. V. 6, p. 484.
- Anderson, T.H. y Silver, L. T. 1978. Jurassic magmatism in Sonora, Mexico: Geological Society of America Abstracts with programs, V. 10 p. 359.
- Anderson, T.H. y Silver, L.T. 1979. The role of the Mojave-Sonora megashear in the tectonic evolution of northern Sonora, in Anderson, T.H., and Roldán Q. J., eds., Geology of northern Sonora. Instituto de Geol. UNAM, p. 59-68.
- Anderson, T.H., Silver, L.T., Salas, G.A. 1980. Distribution of U-Pb isotope ages of some lineated plutons, northwestern Mexico, Memoir. Geol. Soc. Am. 153. 269-283.
- Anderson, T.H. y Silver, L.T. 1981. An overview of Precambrian rocks in Sonora. Revista, Instituto de Geología, UNAM. V.5, no. 2, p. 131-139.
- Angelier, J.B., Colleta, J., Chorowics., L. Ortlieb and Rangin, C. 1981. Fault tectonics of the Baja California Peninsula and the opening of the Sea of Cortez, Mexico: Journal of Structural Geology, v. 3, no. 4 p. 347-357.
- Armstrong, R.L. y Hills, F.A. 1967. Rb-Sr and K-Ar geochronologic studies of mantled gneiss domes, Albion Range, Southern Idaho. Earth and Planetary Science letters, Vol. 3, p. 114-124.
- Bartram, J.G. 1929. Elk basin oil and gas field, Park County, Wyoming and Carbon County, Montana. Structure of typical American oil fields, 2, pp. 577-88. Am. Assoc. Petrol. Geol., 780 pp.
- Boyle, R.W. 1987. Gold. History and Genesis of Deposits. Van Nostrand Reinhold ed. New York.
- Caudillo, S. y Oviedo, L.F. 1990. Geología del área de Quitovac, Mpio. de Puerto Peñasco, Sonora. Tesis licenciatura, Depto. de Geol. UNISON, Hermosillo, Sonora, México.
- Chávez, J.M. 1978. Thèse Doctorat 3^{ème} cycle, Université Pierre et Marie Curie, Paris.
- Clark, K.F., Damon, P.E., Schutter, S.R., y Shaffiqullah, M. 1979. Magmatismo en el norte de México en relación a los yacimientos metalíferos. A.I.M.M.G.M, Mem. Tec. 13, p. 8-57.
- Clarke, D.B. 1992. Granitoids Rocks. Chapman and Hall. 283 p.
- Cochemé, J.J. 1985. Le magmatisme cénozoïque dans le nord-ouest du Mexique: Cartographie de la région Yécora-Maicoba-Mulatos. Illustration mamatique de la fin d'un regime en subduction et du passage a un régime distensif. These d'Etat, Université d'Aix Marseille, France, p. 209.
- Colleta, B. y Angelier, J. 1983. Tectonique cassante du nord-ouest mexicain et ouverture du Golfe de Californie. Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine, 7, 1. Pp 433-441.
- Coney, P.J. y Campa, M.F. 1987. Lithotectonic terrane map of Mexico: U.S. Geol Survey Misc. Field Studies Map, MF-1874-D.
- Coney, P.J. y Reynolds, S.J. 1977. Cordilleran Benioff zones: nature, v. 270, p. 403-406.
- Cooper, G.A., and Arellano, A.R.V. 1946. Stratigraphy near Caborca, northwest Sonora, Mexico: American Association of Petroleum Geologist, v. 30, no. 4, p. 606-611.
- Consejo de Recursos Minerales. 1979. Informe interno.
- Crittenden, M.D.Jr., Coney, P.J., Davis, G.H. Eds. 1980. Cordilleran Metamorphic core Complexes. Geol. Soc. of America Memoir 153, 490 p.
- Curti, E. 1987. Lead and oxygen isotope evidence for the origin of the Monte Rosa gold lode deposits (Western Alps Italy): a comparaison with Archean Lode deposits: Econ. Geol. v. 82, p. 2115-2140.
- Damon, E.P. y Giletti, B.J. 1961. The age of basement rocks of the Colorado Plateau and adjacent areas. New York Academy of Sciences, Annals, V. 91, p. 443-453.
- Damon, E.P. Livingston, D.E., Giletti, B.J. 1962. Extension of the older Precambrian of the southwest into Sonora, Mexico., Geol. Soc. Amer. Special paper 68, p. 158-159.
- Damon, E.P., Mauger, R.L. y Birkman, M. 1964. K-Ar dating of Iaramide plutonic and volcanic rocks within the Basin and Range Province of Arizona and Sonora. In Proceeding of Section 3, 12th International Geological Congress. India. P. 45-55.

- Damon, E.P. 1968. Potassium-argon dating of igneous and metamorphic rocks with applications to the Basin and Ranges of Arizona and Sonora. in Hamilton E.I. and Farquhar, R.M. eds., Radiometric dating for geologists: New York, Interscience Publications, p. 1-71.
- Damon, E.P., Shafiqullah, M., Clark, K.F. 1981. Age trends of igneous activity in relation to metallogenesis in the southern Cordillera. In Relations of tectonic to ore deposits in the southern Cordillera. Ed. Dickinson, W.R. y Payne, W.D. Arizona Geol. Society Digest, 14, pp. 137-154.
- Damon, E.P., Shafiqullah, M., Roldán, Q. J. y Cochemé, J.J. 1983a. El Batolito Laramide (90-40Ma) de Sonora, paper presented at 14th. Convención Nacional A.I.M.M.G. Guadalajara, Jal.
- Damon, E.P., Shafiqullah, M., Clark, K.F. 1983b. Geochronology of the porphyry copper deposits and related mineralization of Mexico. Canadian Journal of Earth Sciences. V.20.
- Davies, G.H. 1981. Regional strain analysis of the superposed deformations in southeastern Arizona and the Eastern Great Basin. In Dickinson, W.R. y Payne, W.D. eds. Relations of tectonics to Ore Deposits in the southern Cordillera. Arizona Geological Society Digest, V. XIV, Tucson, Arizona, p. 155-171.
- Dickinson, W.R. 1977. Paleozoic plate tectonics and the evolution of the Cordilleran continental margin, in Stewart, J.H., Stevens, C.H and Frithsche, A.E. eds., Paleozoic paleogeography of the western United States: Soc. of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section. Pacific Coast Paleogeography Symposium 1, p. 137-155.
- Dickinson, W.R. 1989. Tectonic setting of Arizona through geologic time in Jenney, J.P. y Reynolds, S.J. Geological evolution of Arizona: Tucson, Arizona Geol. Soc. Digest. 17, p. 1-16.
- Dickinson, W.R. y Snyder, W.S. 1979. Geometry of subducted slabs related to San Andreas transform: Journal of Geology, v. 87, p. 609-627.
- Eells, J.L. 1972. The geology of the Sierra de La Berruga, Northwestern Sonora, Mexico. MS. Thesis, Calif. State University. San Diego. 86 p.
- Eskola, P. 1920. The mineral facies of rocks. Norsk Geol. Tidsskr. 6, 143-194.
- Farmer, G.L. y DePaolo, D.J., 1984, Origin of Mesozoic and Tertiary granite in the western United States and implications for pre-Mesozoic crustal structure: 2. Nd and Sr isotopic studies of unmineralized and Cu and Mo mineralized granite in the Precambrian craton: Journal of Geophysical Research, v. 89, p. 10,141-10,160.
- Felger, R. S. 1980. Vegetation and Flora of the Gran Desierto, Sonora, Mexico. Desert Plants. Tucson, Az. P. 87
- Gastil, G., Krummenacher, D. y Minch, J. 1979. The record of Cenozoic volcanism around the Gulf of California: GSA Bulletin, v. 90, p. 839-857.
- Gómez-Caballero, A., Obregón, J.N., Shafiqullah, M., Arriga, K, Hilario, P., Carrillo, A, y Cerecero-Luna, 1981. Miocene borax deposits in the Tubutama area, northwest Sonora, Mexico (abstract). Geol. Soc. Am. Abstr. Programs, 13, 58.
- González, L.C. 1980, La Formación Antimonio (Triásico Superior-Jurásico Inferior) en la Sierra del Alamo, Sonora: UNAM, Inst. de Geología, Revista, v. 4, p. 13-18.
- González, L.C., Stanley, G.D.Jr., 1993. The Antimonio terrane of western Sonora and its paleogeographic significance, in González, L.C. y Vega, G. L, eds. III simposio de la Geología de Sonora y áreas adyacentes. Inst. de Geol. UNAM, UNISON. pp. 41-43.
- Groves, D. I., Mark, E., Barley, S., Ho, E. 1988. Nature, genesis and tectonic setting of mesothermal gold mineralization in the Yilgarn Block, Western Australia. Econ. Geo. Monography 6.
- Hardy, R.L., 1972. Geology of central Sierra de Santa Rosa, Sonora, Mexico. In Ortlieb, L. y Roldán, Q. Eds. Geology of Northwestern Mexico and Southern Arizona, p. 73-98. Inst. Geol. UNAM, Hermosillo, Son. Mex.
- Haxel, G.H., Wright, J.E., May, D.J. y Tosdal, R.M., 1980. Reconnaissance geology of the mesozoic and lower Cenozoic rocks of the southern Papago Indian Reservation, Arizona: a preliminary report, in Jenney, J.P., and Stone, C, eds., Studies in western Arizona: Arizona Geol. Soc. Digest, v. 12, p. 17-29.
- Haxel, G.H.; Tosdal, R.M.; May, D.J.; Wright, J.E. 1984. Latest Cretaceous and early Tertiary orogenesis in south-central Arizona: thrust faulting, regional metamorphism and granitic plutonism. Geol. Soc. Am. Soc. v. 95, p. 631-653.
- Hayes, P.T., y Drewes, H., 1978. Mesozoic depositional history of southeastern Arizona, in Callender, J.F., Wilt, J.C. and Clemons, R.E. eds., Land of Cochise: New Mexico geological society 29th Field Conference Guidebook, p. 201-207.
- Henry, C.D. 1975, Geology and geochronology of the granitic batholithic complex, Sinaloa, Mexico. University of Texas in Austin, Ph. D. Thesis. 158 p.
- Herrera U. S. y Pérez, S. E. 1990. Facies de metamorfismo en las secuencias de las inmediaciones del poblado de Estación Llano, Sonora. Boletín del Dpto. de Geol. Universidad de Sonora. V. 7 No. 1 y 2, pp. 7-28.
- Hobbs, B.E.; Means, W.D.; Williams, P.F. 1976. An outline of Structural Geology. Willey and Sons Inc. , 571 pp. Páginas citadas 391-397.
- Humphreys, E.D. y Weldon, R.J. 1991. Kinematics constraints on the rifting of Baja California. In. V V. F. Frizzell, ed. Geology of the Baja California Peninsula: SEPM, v. 39, P. 217-229.

- INEGI, 1997. Carta Fisiográfica escala 1:1000,000.
- INEGI, 1989. Atlas Nacional del medio físico.
- Jaques-Ayala, C., García y Barragán, J.C., De Jong, K.A. 1990. Caborca-Altar geology: Cretaceous sedimentation and compression, Tertiary uplift and extension. In Gehrels, G.E., Spencer, J.E. eds. Geological excursions through the Sonoran desert region, Arizona and Sonora. Arizona Geol. Survey special paper 7. Pp 165-181.
- Jensky, W.A. 1974. Reconnaissance geology and geochronology of the Bahía de Banderas area, Nayarit and Jalisco, Mexico: M.A. Thesis, University of California, Santa Barbara, California, 80 p.
- Johnpeer, G.D. 1977. Reconnaissance geology and petrology of the Guaymas area, Sonora, Mexico. Master thesis. Arizona State University.
- Karlstrom, K.E.; Bowring, S.A. 1987. Early Proterozoic assembly of tectonostratigraphic terranes in southwestern North America. *Journal of Geology*, 1988, vol. 96, p- 561-576.
- Keith, S.B., 1978. Paleosubduction geometries inferred from Cretaceous and Tertiary magmatic patterns in southwestern North America: *Geology*, v. 6. P. 516-521.
- Kerrich, J. y Wyman, D. 1990. Geodynamic setting of mesothermal gold deposits an association with accretionary tectonic. *Geology*, v. 18, p. 882-885.
- Kluth, C.F. 1983. Geology of the northern Canelo Hills and implications for the Mesozoic tectonics of southeastern Arizona, in Reynolds, M. W., and Dolly, E.D., eds., Mesozoic paleogeography of the west-central United States: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Rocky Mountain section, Rocky Mountain Paleogeography simposium 2, p. 159-171.
- Lee, D.L. y Van Loenen, R.E. 1971. Hybrid granitoid rocks of the southern Snake Range, Nevada. U.S. Geological Survey prof. Paper 668, 48 p.
- Livingston, D.E. y Damon, P.E. 1968. The ages of stratified Precambrian rock sequences in central Arizona and northern Sonora: *Canadian Journal of Earth Science*, v.5, p. 763-772.
- Longoria, J.F., González, M.A.; Mendoza, J.J., y Pérez, V. A. 1978. Consideraciones estructurales en el Cuadrángulo Pitiquito-La Primavera, NW de Sonora: Universidad de Sonora Departamento de Geol. Bol. V.1, p. 119-144.
- Lylle, M., y Ness, G.E. 1991. The opening of the southern Gulf of California. In Dauphin, J.P. y Simoneit, R.T. eds. The Gulf and Peninsular Province of the Californias. AAPG Memoir 47, pp. 403-423.
- Mead, D.R., Kesler, E.S., Foland, A.K. y Jones, M.L. 1988. Relationship of Sonoran Tungsten Mineralization to the Metallogenic Evolution of Mexico. *Econ. Geol.*, Vol. 77, p. 919-949.
- Merriam, R. H. 1972. Reconnaissance geologic map of the Sonoyta Quadrangle, northwest Sonora, Mexico: *Geol. Soc. Am. Bull.* 83. Pp. 3533-36.
- Meza, F. D. 1992. Estudio metalogenético de los yacimientos de oro de Tajitos, Sonora. Tesis profesional. Departamento de Geología, Universidad de Sonora. Hermosillo, Sonora.
- Miller, C.F. y Bradfish, L.J. 1980. An inner Cordilleran belt of muscovite-bearing plutons, *Geology*, v. 8, p. 412-416.
- Nourse, J.A, Anderson, T.H. y Silver, L.T. 1994. Tertiary metamorphic core complexes in Sonora, northwestern Mexico. *Tectonics*, v. 13, no. 5 p. 1161-1182.
- Passchier, C.W. y Trouw, R.A.J. 1996. *Microtectonics*. Verlaag.
- Peiffer-Rangin, F., 1979. Les zones isopiques du Paléozoïque inférieur du nord-ouest mexicain, témoins du relais entre les Appalaches et le cordillère ouest-américaine. *Paris Académie des Sciences Comptes Rendus*, v. 288, ser. D., p. 1517—1519.
- Pérez S. E. 1993. Los yacimientos de oro y plata de Sonora, México y sus relaciones con la geología regional. En Delgado-Argote L.A. y Barajas, M. eds. Contribuciones a la tectónica del Occidente de México. Unión Geofísica Mexicana. Monografía No. 1. Pp. 147-174.
- Pérez, S.E. y Cheilletz, A. 1991. Mineralization and age of the San Francisco gold deposit, northern Sonora, Mexico. Society for Mining, metallurgy and exploration. Inc. 120 th. AIME Annual meeting. Denver Colorado.
- Poole, F.G., Madrid, R.J., 1988. Comparison of allocthonous Paleozoic eugeoclinal rocks in the Sonoran, Marathon, and Antler orogens: *Geological Society of America Abst. With Programs*, v. 20, no. 7, p. A267.
- Radelli, R.L. 1986. An essay on the southern Basin and Range. *Bol. Dpto. Geol. UNISON*. V.3 no.1 p 51-146.
- Rangin, C. 1982. Contribution a l'étude du système Cordillérain du Nord-ouest du Mexique. These d'Etat, Paris., Francia. 588 p.
- Reynolds, S.J. y Keith, S.B., 1982. Geochemistry and mineral potential of peraluminous granitoids: Arizona Bureau of Geology and Mineral Technology Field Notes, v. 12, no. 4, p. 4- 6.
- Richard, D. 1991. De la subduction a l'extension intra-continentale: plutonisme et gisements de tungstene d l'etat de Sonora (Mexique). These de Doctorado. Universidad de Paris-Sud centre de Orsay, Francia. 745 p.
- Robert, F. y Kelly W.C. 1987. Ore forming fluids in Archean gold bearing quartz veins at the Sigma mine, Abitibi greenstone belt. Quebec, part II: vein, paragenesis and hydrothermal alteration. *Econ. Geol.* 82: 1464-1482.



EL SABER DE NUESTROS DIAS
HARA MI GRANDEZA

BIBLIOTECA
DE CIENCIAS EXACTAS
Y NATURALES

- Rodríguez, L. F., Antochiw M. y Araux, S.E. 1993. Quitovac I, Etnoarchéologie du Désert de Sonora, Mexique. Editions Recherche sur les civilisations. Paris, France.
- Sawlan, M.G. 1991. Magmatic evolution of the Gulf of California Region. In Dauphin, J.P. y Simoneit, R.T. eds.: The Gulf and Peninsular Province of the Californias. AAPG Memoir 47 pp 301-325.
- Sawlan, M.G. y Smith, J.G. 1984. Petrologic characteristics, age and tectonic setting of Neogene volcanic rocks in northern Baja California Sur, Mexico, in V.F. Frizzell, ed., Geology of the Baja California Peninsula: SEPM, v. 39, p. 237-251.
- Shand, S.J. 1947. Eruptive rocks. Their Genesis, Composition, classification, and their Relation to Ore Deposits, 3er. Edition, J. Wiley and Sons, New York, 488 p.
- Shafiqullah, M., Damon, P.E., Lynch, D.J., Reynolds, S.J., Rehring, W.A. y Raymons, R.H. 1980. K-Ar chronology and geologic history of southwestern Arizona and adjacent areas: Arizona Geol. Society Digest, v. 12, p. 201-260.
- Sheridan, M.F., Wilson, R.T., Johnpeer, G.D. 1979. Geology of the coastal region near Guaymas, Sonora. Bol. Dpto. Geol. Universidad de Sonora. v.2. No.1. pp 1-15.
- Shepherd, T.J., Rankin, A.H. y Alderton, D.H.M. 1985. A Practical Guide to Fluid Inclusion Studies. Glasgow and London ed. 238 pp.
- Silberman, L.M., Giles, D.A., y Braubard, C. 1988. Characteristics of Gold Deposits in Northern Sonora, Mexico: a preliminary report. Econ. Geol. V. 83. Pp 1966-1974.
- Silberman, M.L., Giles, D.A., Wenrich, K.J. and Morre-Hall A., 1987. Geochemistry of gneiss hosted gold deposits in northwestern Sonora, Mexico (abs.) Am. Inst: Mining Metall. Petroleoum Engineers, Ann. Meeting, 116th Denver, Colorado, Feb. 23-27, 1987. Abstracts with programs, p. 30.
- Silver, L.T. 1978. Precambrian formations and Precambrian history in Cochise County, southeastern Arizona, in Callender, J.F., Wilt, J.C. and Clemons, R.E., eds. Land of Cochise: New Mexico Geol. Soc. 29th Field Conference Guidebook, p. 157-163.
- Spencer, J.E. y Reynolds, S.J. 1989. Middle Tertiary Tectonics of Arizona and Adjacent areas. In Jenney, J.P. and Reynolds, S.J., Geologic evolution of Arizona: Tucson, Arizona Geol. Society Digest 17, p. 539-574.
- Stewart, J.H. 1971. Basin and Range structure: a system of horsts and grabens produced by deep-seated extension: Geological Society of America Bulletin, v. 82, p. 1019-1044.
- Stewart, J.H., McMenamin, M.A.S., Morales Ramirez, J.M. 1984. Upper Proterozoic and Cambrian rocks in the Caborca region, Sonora, Mexico. Physical stratigraphy, biostratigraphy, paleocurrent studies, and regional relations. U.S. Geol. Survey Prof. Paper 1309. 36 pp.
- Stewart, J.H., Roldán, Q. J. 1986. Upper Triassic rift basins in northern Mexico: new information from the Barranca Group: Geol. Soc. Am. Abstract with Programs, v. 18. P. 764.
- Stewart, J.H., Poole, F.G., Ketner, K.B., Madrid, R.J., Roldán, Q.J. Amaya, M.R. 1990. Tectonics and Stratigraphy of the Paleozoic and Triassic southern margin of North America, Sonora, Mexico. Arizona Geol. Survey special paper 7. P. 183-202.
- Streckeisen, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. Earth Sci. Rev. 12, p. 1-33.
- Touray, J.C. 1987. Transport et depot de l'or dans les fluides de la croute continentale l'apport des études d'inclusions fluides. Chron. Rech. Min. No. 488, pp. 43-53.
- Vega, G.R. 1996. La Sierra de Mazatán, Sonora, México: Geología y análisis estructural de un complejo metamórfico en la parte sur de la Provincia de "Basin and Range". Tesis de maestria. Dpto. de Geol. UNISON. 128 pp.
- Vega, G.R., Pérez, S.F., Chaparro, M.M. 1991. Mantos de corrimiento y cabalgaduras imbricadas en Sonora central. Bol. Dpto. Geol. UNISON. V. 8, no.2, p. 37-46.
- Vidal, S. R., 1998. Contribución al estudio del evento volcánico Pre-Pinacate, campo El Pinacate, NW de Sonora, México: cartografía, petrografía y geoquímica. Tesis de licenciatura. Dpto. de Geología, Universidad de Sonora. 36 p.
- Volborth, A. 1973. Geology of the granite complex of the Eldorado, Newberry, and northern Dead Mountains, Clark County, Nevada. Nevada Bureau of Mines and Geology Bull, v. 80, 40 p.
- Weir, R.H. y Kerrick, D. M. 1987. Mineralogic, fluid inclusion, and stable isotope studies of several gold mines in the Mother Lode, Tuolumne, and Mariposa Counties, California. Econ. Geol. 82: 328-344.
- Woodring, W. P. et al., 1941. Geology of the Kettleman Hills Oil Field, California. U.S. Geol. Survey Prof. Paper 195.
- Wright, J.E. y Haxel, G., 1982, A garnet two-mica granite, Coyote Mountains, southern Arizona: Geologic setting, uranium-lead isotopic ages for Mesozoic supracrustal sequences, Papago Indian Reservation, southern Arizona: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 13, p. 115.