



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

RECONSTRUCCIÓN GEOLÓGICA Y METALOGENÉTICA DEL PROSPECTO DE PÓRFIDO CUPRÍFERO LOS ALISOS, DISTRITO MINERO DE LA CARIDAD, SONORA, MÉXICO

TESIS

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:
MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
PRESENTA
MARIO ARTURO RASCÓN HEIMPEL

JURADO EXAMINADOR
DIRECTOR DE TESIS: DR. MARTIN VALENCIA MORENO
PRESIDENTE: DR. JAIME ROLDÁN QUINTANA
VOCAL: DR. THIERRY CALMUS
SUPLENTE: DR. LUCAS OCHOA LANDÍN
SUPLENTE: DR. EFRÉN PÉREZ SEGURA



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

DEDICATORIA

Este trabajo va dedicado con especial cariño a mi esposa Paty y a mis hijos Mario, Oscar y Alejandro, quienes fueron el principal motivo de esta búsqueda de superación y un soporte para salir adelante, a quienes estoy consciente, les quedo debiendo el tiempo que les robe. A ellos mi gratitud y reconocimiento.

Lo dedico también a todos mis hermanos, a mi tía Tere y a toda mi familia compuesta por mis parientes y amigos, que por ser numerosa no podré mencionar a cada uno, pero con toda seguridad, todos están incluidos.

AGRADECIMIENTOS

Agradezco a Grupo México por el apoyo que me brindó para realizar mis estudios de maestría, especialmente al Ing. Xavier García de Quevedo Topete, por esta gran oportunidad. Quiero expresar mi muy sincero agradecimiento al Ing. Remigio Martínez Müller a quien además de su gran apoyo, le agradezco también el haber alentado mis aspiraciones para llevar a cabo estos estudios de posgrado.

Estoy muy agradecido con la Universidad Nacional Autónoma de México, particularmente con el Instituto de Geología de la UNAM, Estación Regional Noroeste y con todo su personal por acogerme durante mi estancia como estudiante de posgrado, muy especialmente con los Doctores Alberto Búrquez Montijo, Thierry Calmus, Cesar Jacques Ayala, Lucas Ochoa Landín, Francisco Paz Moreno, José Luis Rodríguez Castañeda, Jaime Roldán Quintana y Martin Valencia Moreno, por la dedicación que me prodigaron durante la impartición de sus clases, su abierta y franca disponibilidad de ayuda para con mis estudios y su cálida amistad. Confieso que tuve que acudir al frío arreglo por orden alfabético en su mención, ya que por caprichos de la escritura no los pude poner a todos primero, como debió de haber sido.

Agradezco al proyecto PAPIIT-DGAPA (UNAM) IN106603-3 y al proyecto de grupo CONACYT #49528F, Magmatismo, deformación y metalogenia Laramide: análisis de la subducción y el papel de la litósfera en el norte de México, bajo la dirección del Dr. Martin Valencia Moreno, especialmente por el apoyo brindado en la generación de una buena parte de la información analítica presentada en este trabajo.

Quiero agradecer muy sinceramente a los Doctores Thierry Calmus, Lucas Ochoa Landín, Efrén Pérez Segura, Jaime Roldán Quintana y Martin Valencia Moreno, integrantes del jurado de examen, por su disposición para participar en él. Muy especialmente al Dr. Martin Valencia Moreno, quien encabeza este jurado como tutor, por su invitación y aliento de ingresar al posgrado cuando le expresé mi interés por ello, por su gran apoyo y orientación durante mis estudios y por dirigirme en el desarrollo de este trabajo.

Hago patente también mi agradecimiento al Dr. Víctor Valencia Gómez, por sus observaciones y consejos, y por su cuidado e interés durante el trabajo de análisis de las muestras procesadas en la Universidad de Arizona.

Finalmente, comprobé con profundo agrado, que una buena amistad con el tiempo tiende a afianzarse, y esto nada mas por la calidad de las personas con las cuales se tiene la fortuna de llevarla. Por esto, quedo en grata deuda con ustedes Doctores Francisco Paz Moreno y Efrén Pérez Segura por su incondicional apoyo, muchas gracias.

CONTENIDO

	Pág.
RELACIÓN DE FIGURAS	5
RELACIÓN DE TABLAS	8
RESUMEN	9
ABSTRACT	11
1. INTRODUCCIÓN	13
1.1. Trabajos previos	15
1.2. Localización	16
2. MARCO TECTÓNICO REGIONAL	16
3. MARCO TECTÓNICO LARAMÍDICO	18
4. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	21
5. GEOLOGÍA LOCAL	25
6. MINERALIZACIÓN Y ALTERACIÓN	34
7. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	39
8. GEOCROLOGÍA	46
8.1. Aspectos generales	46
8.2. Nuevos datos geocronológicos	47
9. GEOQUÍMICA	59
9.1. Aspectos generales	59
9.2. Nuevos datos geoquímicos	62
10. DISCUSIÓN	74
11. CONCLUSIÓN	77
12. BIBLIOGRAFÍA	79

RELACIÓN DE FIGURAS

	Pág.
Figura 1. Mapa de localización del distrito minero de La Caridad, mostrando el área de estudio.	14
Figura 2. Distribución de depósitos de pórfido de cobre en el mundo	17
Figura 3. Modelo tectónico esquemático de una zona de subducción en un margen de tipo andino	18
Figura 4. Migración del arco volcánico debido a la disminución del ángulo de la placa subducida	19
Figura 5. Cinturón Iaramídico de pórfidos cupríferos	20
Figura 6. Distribución generalizada de las rocas volcánicas y plutónicas del Cretácico Tardío-Terciario temprano en el este del estado de Sonora, México	23
Figura 7. Plano geológico del distrito minero de La Caridad y área Los Alisos	27
Figura 8. Columna geológica del distrito minero de La Caridad y área Los Alisos	28
Figura 9. Microfotografía de la muestra 300507-5	29
Figura 10. Microfotografía de la muestra 300507-3	30
Figura 11. Microfotografía de la muestra 300507-1	30
Figura 12. Microfotografía de la muestra 300507-6	31
Figura 13. Fotografía del cerro El Globo	32
Figura 14. Microfotografía en lámina delgada de la riolita El Globo	33
Figura 15. Panorámica de uno de los afloramientos de la Formación Báucarit	34
Figura 16. Zona de coloración rojiza anómala Los Alisos	36
Figura 17. Mapa mostrando la zona mineralizada de Los Alisos	37
Figura 18. Fotografías mostrando un acercamiento a las vetillas de cuarzo con sulfuros	38
Figura 19. Plano estructural del área Los Alisos	43

Figura 20.	Síntesis esquemática estructural del área los Alisos y alrededores	44
Figura 21.	Falla normal La Caridad	45
Figura 22.	Panorámica mostrando la falla Alisos oeste	46
Figura 23.	Fotomicrografía de catodoluminiscencia donde se puede apreciar el arreglo de los zircones en una muestra preparada para fechamiento U-PB	48
Figura 24.	Edad de cristalización $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ de la muestra 300507-5	52
Figura 25.	Diagrama de concordia de los análisis geocronológicos de la muestra 300507-5	52
Figura 26.	Edad de cristalización $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ de la muestra 300507-6	54
Figura 27.	Diagrama de concordia de los análisis geocronológicos de la muestra 300507-6	54
Figura 28.	Edad de cristalización $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ de la muestra 300507-3	56
Figura 29.	Diagrama de concordia de los análisis geocronológicos de la muestra 300507-3	56
Figura 30.	Edad de cristalización $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ de la muestra 300507-1	58
Figura 31.	Diagrama de concordia de los análisis geocronológicos de la muestra 300507-1	58
Figura 32.	Distribución hipotética de los distintos dominios de basamento en los que se emplazó el cinturón de pórfidos de cobre en el noroeste de México	60
Figura 33.	Diagrama de correlación isotópica Sr-Nd para rocas intrusivas laramídicas en el noroeste de México	61
Figura 34.	Localización de las ocho muestras de rocas ígneas para análisis químicos colectadas en el distrito de La Caridad	62
Figura 35.	Diagrama tipo Harker de rocas intrusivas del distrito La Caridad, mostrando las variaciones de los elementos mayores con respecto al SiO_2	65
Figura 36.	Diagrama de variación del K_2O con respecto al SiO_2 de rocas intrusivas del distrito La Caridad	66

Figura 37. Diagrama ternario QAP, mostrando la composición de las rocas intrusivas del distrito La Caridad	66
Figura 38. Diagrama ternario AFM de las rocas intrusivas del distrito La Caridad	67
Figura 39. Diagrama de Shand de las rocas intrusivas del distrito La Caridad	67
Figura 40. Diagrama de variación de sílice para varios elementos traza en muestras de rocas intrusivas del distrito La Caridad	70
Figura 41. Diagrama de discriminación tectónica de las rocas intrusivas del distrito La Caridad	71
Figura 42. Diagrama de tierras raras normalizado a la condrita, de las concentraciones de las rocas intrusivas del distrito La Caridad	71
Figura 43. Diagrama multielemental normalizado a la condrita, de la concentración de elementos traza de las rocas intrusivas del distrito La Caridad	72
Figura 44. Diagrama de correlación isotópica Sr-Nd de las rocas intrusivas del distrito La Caridad	74

RELACIÓN DE TABLAS

	Pág.
Tabla 1. Edades de rocas de Los Alisos y de áreas vecinas dentro del distrito minero de La Caridad	47
Tabla 2. Resultados de los análisis geocronológicos U-Pb de la muestra 300507-5	51
Tabla 3. Resultados de los análisis geocronológicos U-Pb de la muestra 300507-6	53
Tabla 4. Resultados de los análisis geocronológicos U-Pb de la muestra 300507-3	55
Tabla 5. Resultados de los análisis geocronológicos U-Pb de la muestra 300507-1	57
Tabla 6. Concentración de elementos mayores y mineralogía normativa de rocas intrusivas del distrito de La Caridad	64
Tabla 7. Concentración en ppm de tierras raras y otros elementos traza en rocas intrusivas del distrito de La Caridad	69
Tabla 8. Relaciones isotópicas Rb-Sr y Sm-Nd para algunas de las muestras estudiadas del distrito de La Caridad	73

RESUMEN

El prospecto del pórfido cuprífero Los Alisos se localiza en la porción noreste del estado de Sonora, dentro del distrito minero de La Caridad. Se caracteriza por una intensa oxidación que forma una zona anómala de coloración rojiza, la cual cubre una superficie de aproximadamente 20 km². De la base a la cima, la geología del prospecto Los Alisos consiste en una secuencia de rocas volcánicas mayormente andesíticas y dacíticas del Cretácico Tardío, cuya edad de acuerdo a estudios de geocronología U-Pb en zircones es de 73.6 ± 1.0 Ma. Estas rocas fueron emplazadas durante el evento Laramide (90-40 Ma), y son correlativas de manera regional con las rocas de la Formación Tarahumara. Esta secuencia volcánica fue intrusionada por un pórfido cuarzo-feldespático que aflora de manera restringida, el cual se considera el promotor de la mineralización de Los Alisos. Este Plutón arrojó una edad U-Pb en zircones de 60.2 ± 0.8 Ma, por lo que puede representar una fase tardía durante la evolución de la cámara magmática que emplazó las rocas volcánicas andesíticas. Cubriendo en forma discordante a las rocas laramídicas se observa un paquete de lavas y tobas de composición riolítica, de edad Eoceno-Oligoceno, que conforman las zonas topográficamente más elevadas del área de estudio. Posteriormente, las secuencias anteriores fueron cubiertas por sedimentos clástico-continentales compuestos por conglomerados y areniscas, con flujos ocasionales de lavas basálticas, los cuales se consideran regionalmente correlacionables con la Formación Báucarit del Mioceno, y asociados a la apertura y relleno de cuencas relacionadas al evento tectónico *Basin and Range*. En cuanto a la composición geoquímica del pórfido cuarzo-feldespático de Los Alisos, se observa un enriquecimiento en las tierras raras ligeras (LREE), formando patrones normalizados similares a los comúnmente reportados para los intrusivos emplazados en la parte norte del cinturón magmático Laramide en México. Por otro lado, el análisis isotópico del pórfido dio una relación inicial de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr de 0.7067, y un valor inicial de εNd de -5.5, lo que sugiere una firma de afinidad norteamericana. Durante la extensión *Basin and Range* que afectó gran parte del suroeste de Norte América y noroeste de México,

la zona mineralizada de Los Alisos fue deformada por el desarrollo de una serie de *horsts* y *grabens* donde Los Alisos forman una estructura levantada delimitada al oeste y al este por fallas normales con rumbo general hacia el N-NW, las cuales ponen en contacto lateral a las rocas volcánicas andesíticas laramídicas del Cretácico Tardío con las rocas volcánicas riolíticas del Eoceno-Oligoceno y las rocas clásticas de la Formación Báucarit del Mioceno. A escala del distrito minero, el *horst* de Los Alisos guarda un cierto paralelismo con el *horst* de la gran mina de La Caridad, sólo que aquí los procesos de exhumación expusieron la zona mineralizada a la acción de aguas meteóricas, lo cual produjo un horizonte de enriquecimiento supergénico de gran importancia económica. En Los Alisos, la exhumación fue comparativamente menor, por lo cual el sistema mineralizado pudo permanecer a mayor profundidad. Esto inhibió la formación de un horizonte de enriquecimiento supergénico, por lo cual el sistema mineralizado, si esta allí, debe consistir en la típica mineralización de sulfuros primarios de Cu-Fe-Mo, dominada por pirita, calcopirita y molibdenita.

ABSTRACT

Los Alisos porphyry copper prospect is located in northeastern Sonora, within the mining district of La Caridad. It is characterized by an intense oxidation that forms a red-colored anomalous zone, which covers an area of approximately 20 km². From bottom to top, the geology of Los Alisos consists of a sequence of Late Cretaceous andesitic to dacitic volcanic rocks, which yielded a U-Pb zircon date at 73.6 ± 1.0 Ma. These rocks were emplaced during the Laramide event (90-40 Ma) and are regionally correlated with the Tarahumara Formation rocks. This volcanic sequence was intruded by a quartz-feldspar porphyry stock, which outcrops locally and is considered the responsible for the mineralization at Los Alisos. This stock yielded a U-Pb zircon age at 60.2 ± 0.8 Ma, suggesting a late stage in the evolution of the magma chamber that emplaced the andesitic volcanic rocks. The Laramide rocks are unconformably overlain by a package of rhyolitic lava flows and tuffs of Eocene-Oligocene age, which forms the topographically higher areas in the study area. Subsequently, the rock sequences mentioned above were covered beneath continentally-derived clastic sediments consisting of conglomerates and sandstones, with interbedded basaltic lava flows, which are regionally correlated with the Miocene Baucarit Formation associated with the opening and filling of basins developed during the Basin and Range tectonic event. The geochemical composition of the quartz-feldspar porphyry stock of Los Alisos indicates a light REE (LREE) enrichment, displaying chondrite-normalized patterns that don't differ much from those observed in the intrusives that were emplaced in the north part of Mexican Laramide magmatic belt. Furthermore, isotopic analysis of the Los Alisos porphyry yielded initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and ϵNd values of 0.7067 and -5.5, respectively, suggesting a clear North American affinity. During the Basin and Range extension that affected much of southwestern North America and the northwest of México, the mineralized zone of Los Alisos was affected by the development of a series of horsts and grabens, where Los Alisos comprises a raised block, which is bounded to the east and west by N-NW trending normal faults that put in lateral contact the Late Cretaceous Laramide volcanic rocks with the Eocene-Oligocene volcanic

sequences and the clastic rocks of the Miocene Baucarit Formation. At the scale of the mining district, the horst of Los Alisos shows certain parallelism with the horst of the great mine of La Caridad, but here the exhumation processes exposed the mineralized zone to the action of meteoric water, which produced a blanket of supergene enrichment of great economic importance. At Los Alisos, the exhumation was comparatively minor, and the mineralized system may have remained deeper. This precluded formation of a supergene enriched blanket, and the ore system, if it is there, may essentially consist of the typical Cu-Fe-Mo primary sulfide mineralization, commonly dominated by pyrite, chalcopyrite and molybdenite.

1.- INTRODUCCIÓN

El abundante magmatismo ocurrido en el noroeste de México durante la Orogenia Laramide, produjo el emplazamiento de muchos y muy diversos centros mineralizados, de los cuales los de tipo pórfido cuprífero son particularmente relevantes. Estos depósitos quedan comprendidos dentro de un cinturón estrecho, alargado de manera aproximadamente paralelo a la costa del Pacífico, los cuales se extienden desde el suroeste de los Estados Unidos hasta el estado de Guerrero en el sur de México (Damon *et al.*, 1983). Dentro de este cinturón, los yacimientos más importantes se encuentran aglomerados en los estados de Arizona y Nuevo México en Estados Unidos, y en el estado de Sonora en México, el cual ha sido denominado por Keith y Swan (1995) como “el gran *cluster* de los pórfidos de cobre de Norte América”. Los depósitos sonorenses incluidos en esta zona se localizan en la porción noreste, donde destacan los grandes depósitos de Cananea y La Caridad (Fig. 1), que son considerados depósitos de clase mundial.

El área Los Alisos se encuentra ubicada en el distrito minero de La Caridad, a 10 km hacia el noreste del depósito de La Caridad (Fig. 1). Por su cercanía a la mina de La Caridad, que figura actualmente como una de las mayores productoras de cobre de la República Mexicana, además de su fuerte oxidación y su estilo asociado a zonas de stockwork y brechas hidrotermales, algunos autores han clasificado a Los Alisos como un depósito de tipo pórfido de cobre (p. ej., Arreola-Razura y Roldán-Quintana, 1988; Pérez-Segura, 1985; CRM, 1992). Por otro lado, las edades laramídicas relativamente similares reportadas en la región para los sistemas mineralizados de este tipo (Salas, 1975; Livingston, 1973; Sillitoe, 1976), son también un argumento favorable.

En trabajos de exploración más recientes, el prospecto de Los Alisos ha sido definido como una estructura de tipo *horst* que expone una secuencia de rocas volcánicas andesíticas, las cuales fueron intrusionadas por un pórfido cuarzo-feldespático, y aunque la manifestación superficial de este pórfido está limitada

sólo a pequeños afloramientos, se considera que éstos pudieran tener alguna relación genética con los intrusivos productores en el depósito La Caridad (Hernández-Rábago y Rascón-Heimpel, 2003).

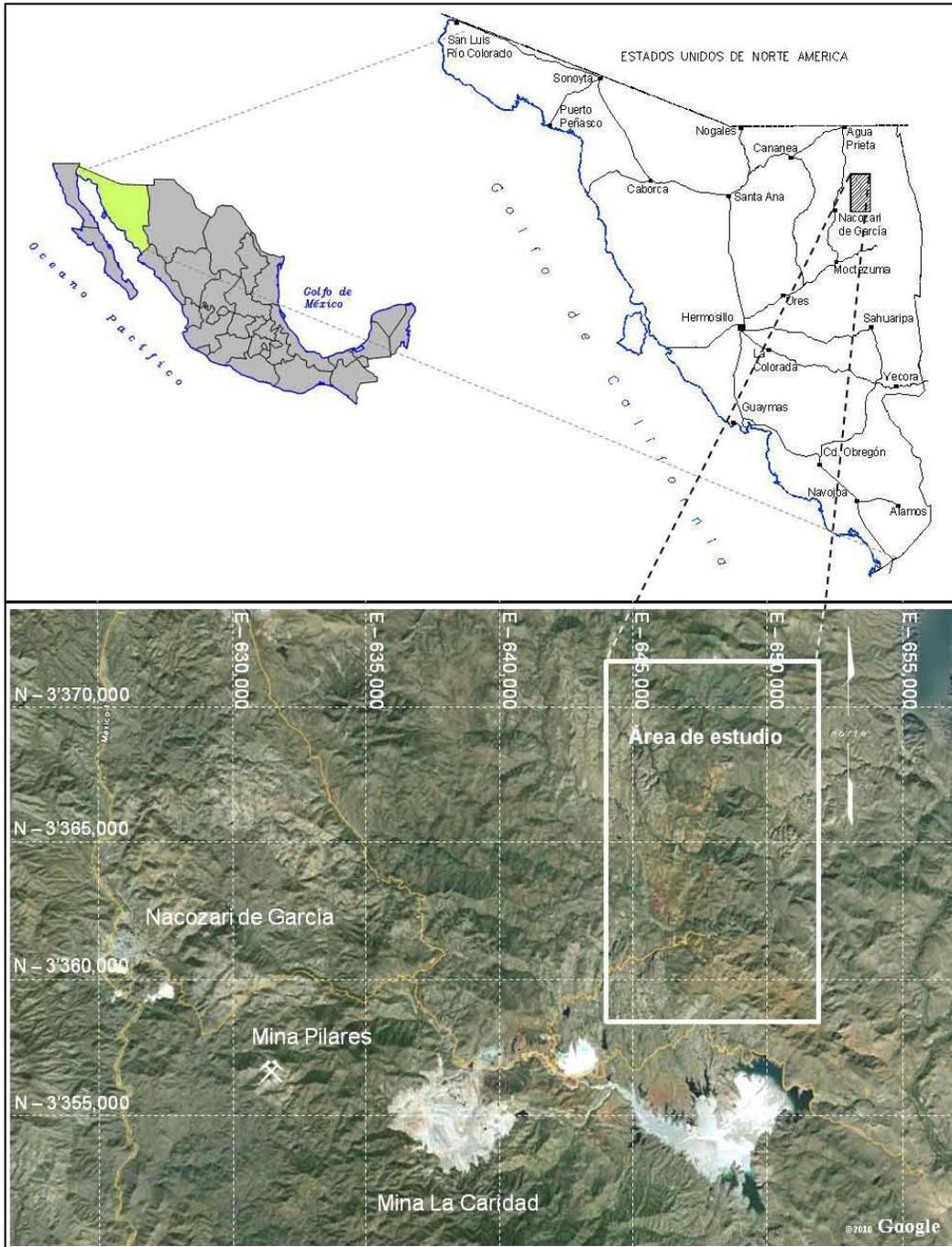


Figura 1. Mapa de localización del distrito minero de La Caridad, mostrando el área de estudio (rectángulo blanco) y la ubicación de las minas de La Caridad y Pilares.

1.1.- Trabajos Previos

Trabajos bien documentados de geología, geoquímica y geofísica efectuados en el distrito minero de La Caridad, fueron llevados a cabo por personal del entonces Consejo de Recursos Naturales No Renovables (CRNNR), los cuales iniciaron en los años 60's mediante un convenio establecido entre la Organización de las Naciones Unidas (ONU) y México. Estos trabajos inicialmente hechos a escala regional y posteriormente con más detalle (Lee-Moreno y Osoria-Hernández, 1965a; Lee-Moreno y Osoria-Hernández, 1965b; Osoria-Hernández y De la Campa, 1966; Aguilera-Schaufelberger, 1968; Osoria-Hernández y Velasco-Hernández, 1968), determinaron áreas de interés de entre las cuales destacó el depósito de pórfido cuprífero de La Caridad, actualmente en explotación. Otra de las áreas definidas como de interés por esos primeros estudios regionales fue la de Los Alisos; esto debido principalmente a una espectacular coloración rojiza de algunos de los afloramientos, por lo cual fue objeto de estudios más detallados de geología, geoquímica y geofísica. Estos estudios concluyeron en general que se trataba de una zona de poco interés (Lee-Moreno y Monroy-Ochoa, 1966); sin embargo, en otros casos se recomendó efectuar trabajos más específicos en el área para definir su importancia con mayor precisión (Bravo-Nieto y Romero-Martínez, 1967; Velasco-Hernández, 1968; Velasco-Hernández y Del Castillo-García, 1969). Posteriores trabajos a mayor detalle, en los cuales se incluye la perforación de cuatro barrenos cortos, con profundidades entre 50 y 150 metros, concluyeron que las rocas volcánicas e intrusivas de Los Alisos eran comagmáticas y que la mineralización podría encontrarse relativamente profunda (Ramírez-Rubalcaba, 1970; Takeda, 1974; Takeda *et al.*, 1974). Finalmente, en 1988 el CRNNR, que para ese entonces llevaba el nombre de Consejo de Recursos Minerales (CRM), llevó a cabo trabajos en el área de Los Alisos, pero con un enfoque de exploración por Au y Ag, en los cuales se concluyó que las posibilidades de localizar un yacimiento de oro de gran volumen eran prácticamente nulas, habiendo sólo la posibilidad de definir con estudios más detallados, la presencia de concentraciones metálicas susceptibles de explotación

a pequeña escala. Concluyeron también, coincidiendo con algunos autores anteriores, que aunque no se localizó la presencia de un pórfido cuprífero expuesto en superficie, las evidencias geológicas sugerían la posible existencia de un cuerpo mineralizado a profundidad (Arreola-Razura y Roldán-Quintana, 1988). Más recientemente, trabajos de geología a semidetalle hechos por el departamento de exploraciones de Mexicana de Cobre, S. A. de C. V., concluyó que el área de Los Alisos es interesante debido a su fuerte fracturamiento y alteración, y a la presencia de pequeños apófisis de un pórfido cuarzo-feldespático mineralizado (Hernández-Rábago y Rascón-Heimpel, 2003).

1.2.- Localización

El prospecto Los Alisos se localiza en la porción noreste del estado de Sonora (Fig. 1), a unos 25 km al noreste de la población de Nacozari de García y 10 km al noreste de la mina La Caridad. El área de estudio está enmarcada dentro de la carta topográfica INEGI H12B75 “El Abanico” (1:50,000), entre las coordenadas UTM 3,358,000 a 3,374,000 de latitud norte y 644,350 a 653,000 de longitud oeste.

2.- MARCO TECTÓNICO REGIONAL

Durante la ruptura de la “Pangea” y la deriva de la porción norteamericana de Laurasia hacia el oeste a partir del Triásico Medio, se originó una zona de subducción de larga vida que rodeaba el borde occidental de Norte América (Valencia-Moreno *et al.*, 2007). Actualmente, la actividad tectónica presenta una zona de subducción que prácticamente rodea a la placa oceánica Pacífico y a otras placas vecinas como las placas Nazca y Cocos, formando lo que se ha denominado “el anillo de fuego”. En términos de geología económica, la importancia de la actividad prolongada a lo largo de esta extensa zona de subducción en el borde occidental de Norte América, es que dentro de los cinturones magmáticos asociados se concentra una notable cantidad de depósitos

de pórfido de cobre, los cuales varían en edad desde el Triásico hasta el Pleistoceno y constituyen una importante fracción de las reservas mundiales de este metal (Camus, 2003) (Fig. 2).

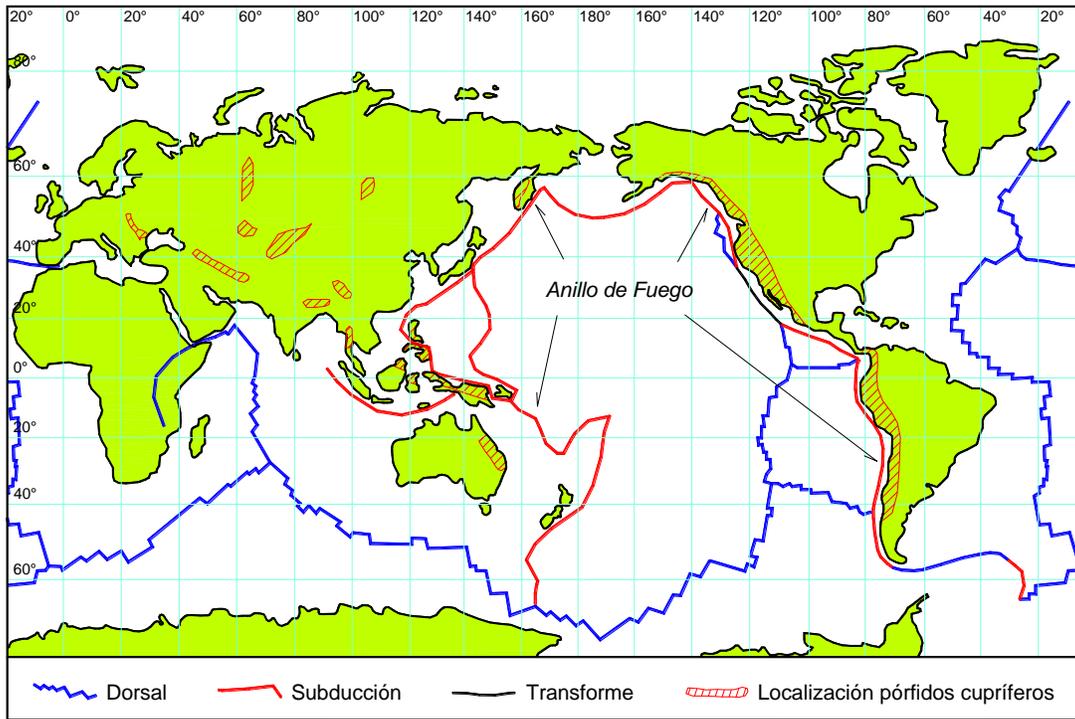


Figura 2. Distribución de depósitos de pórfido de cobre en el mundo. Se puede observar que la zona considerada como el anillo de fuego del Pacífico es donde ocurre la mayor concentración de estos depósitos, estrechamente relacionados a zonas de subducción.

Los pórfidos de cobre son sistemas impregnados con volúmenes variables de mineralización de sulfuros primarios esencialmente de cobre y molibdeno, que en general se encuentran hospedados en los complejos intrusivos asociados, así como en las rocas adyacentes a los mismos. Dichos sistemas derivan de la evolución de magmas basálticos inicialmente producidos en la cuña del manto localizada arriba de la zona de subducción, los cuales ascienden hasta la base de la corteza continental, generando ahí un fenómeno conocido como MASH, por las siglas en inglés de *melting-assimilation-homogenization* (Richards, J.P., 2003). Posteriormente el magma asciende a través de la corteza continental sufriendo cambios en su composición por efectos de fusión-asimilación, hasta terminar emplazándose en forma de grandes batolitos a profundidades entre 8 y 10 km,

desde donde derivan múltiples intrusiones sub-volcánicas, algunas de las cuales pueden canalizar fluidos hidrotermales para formar pórfidos cupríferos. Estos cuerpos son emplazados a profundidades someras que varían entre los 1.5 y 3 km (Sillitoe, 1973; Makshev, 2001; Richards, J. P., 2003; Valencia-Moreno *et al.*, 2006) (Fig. 3).

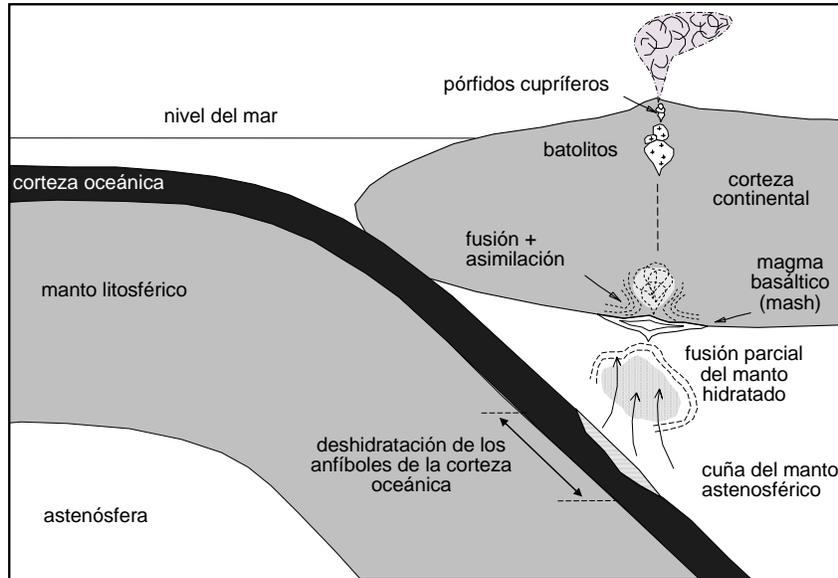


Figura 3. Modelo tectónico esquemático de una zona de subducción en un margen tipo andino. El magma evoluciona, desde su origen inicial en la cuña del manto astenosférico, por deshidratación de los anfíboles, hasta el ambiente volcánico y sub-volcánico involucrado en la generación y emplazamiento de los pórfidos (tomado de Valencia-Moreno *et al.*, 2006).

3.- MARCO TECTÓNICO LARAMÍDICO

La subducción sostenida de la placa Farallón por debajo del margen occidental de Norte América originó un abundante magmatismo calco-alcalino de manera continua en toda esta región. La parte noroeste de México y suroeste de Estados Unidos fue particularmente afectada por distintos pulsos magmáticos ocurridos a partir del Jurásico Medio. Sin embargo, el episodio más notable ocurrió entre el Cretácico Tardío y el Paleógeno durante la llamada Orogenia Laramide (90-40 Ma; Damon *et al.*, 1983). Durante este episodio tectónico, las condiciones de convergencia de las placas originaron una disminución en el ángulo de

subducción, provocando la migración hacia el oriente de la zona de fusión parcial en la cuña astenosférica, y con ello la migración del arco volcánico (Coney y Reynolds, 1977) (Fig. 4).

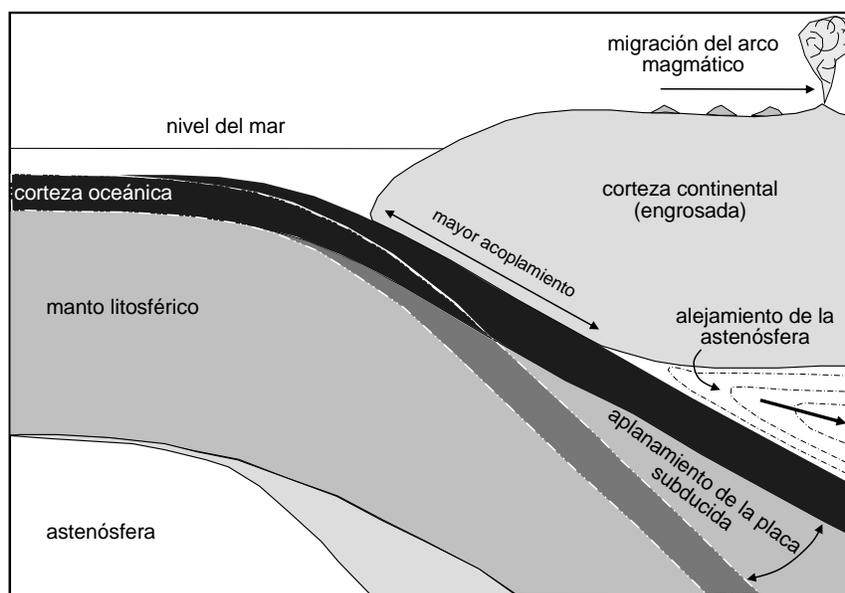


Figura 4. Migración del arco volcánico debido a la disminución del ángulo de la placa subducida. En la figura se puede ver cómo esto ocasiona que las isotermas de la cuña del manto se desplazan alejándose de la trinchera hacia el continente (tomado de Valencia-Moreno *et al.*, 2006).

Durante este tiempo se emplazaron extensas secuencias volcánicas de composición mayormente andesítica y complejos plutónicos comagmáticos, formando un cinturón aproximadamente paralelo a la trinchera. El cinturón se extiende en dirección NE-SW por aproximadamente 1900 km con una expresión más ensanchada hacia la parte norte (Fig. 5a). A lo largo del mismo se emplazaron yacimientos minerales de diversas tipologías, incluyendo los depósitos de tipo pórfido cuprífero. Curiosamente, existe una importante acumulación de este tipo de depósitos en la parte norte del cinturón, en una región que abarca parte de los estados de Arizona y Nuevo México en el suroeste de los Estados Unidos, y Sonora en el noroeste de México. A esta zona se le ha definido como el *Gran Cluster* de los pórfidos de cobre de Norte América (Fig. 5a) (Keith y Swan, 1995; Valencia-Moreno *et al.*, 2006), por contar con varios depósitos de relevante

importancia económica considerados de clase mundial, entre los que se encuentra el depósito de La Caridad, localizado muy cerca al área de Los Alisos (Fig. 5b).

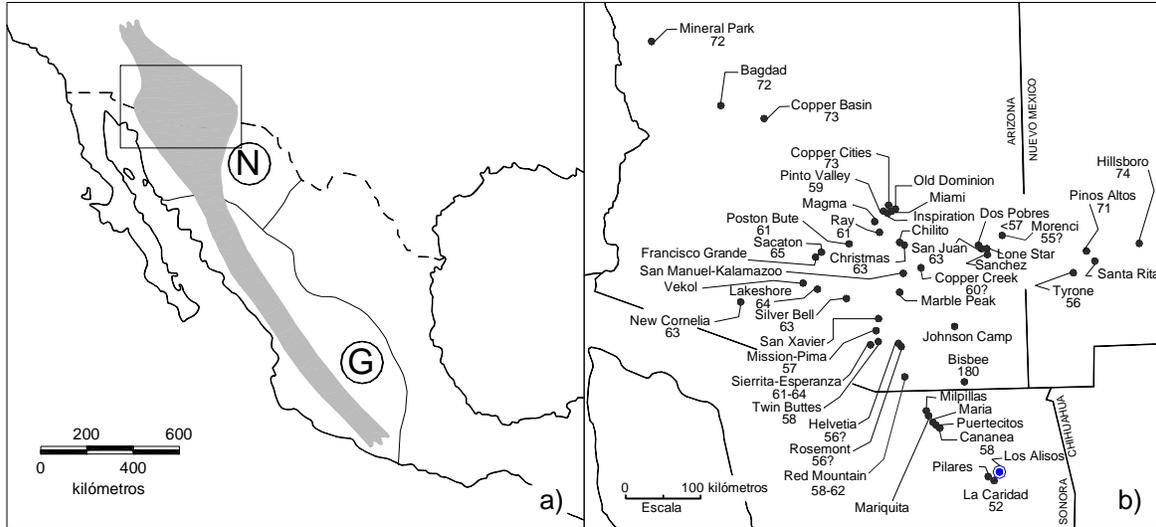


Figura 5. a) Cinturón laramídico de pórfidos cupríferos. N = terreno Norte América; G = terrero Guerrero (modificado de Damon *et al.*, 1983); b) Detalle del recuadro inserto en (a), donde se muestra el Gran *Cluster* de los pórfidos cupríferos en los estados de Arizona y Nuevo México en Estados Unidos, y Sonora en México. Los números representan la edad de los depósitos, mostrando que la mayoría de ellos son de edad laramídica. Se puede observar la cercanía de Los Alisos con el depósito La Caridad (modificada de Keith y Swan, 1995).

De acuerdo a Coney y Reynolds (1977), el magmatismo laramídico cesó aproximadamente a los 40 Ma, y la tectónica del noroeste de México cambió progresivamente de un régimen compresivo a uno extensivo. Este cambio de régimen tectónico tuvo una profunda implicación en los fenómenos que exhumaron la corteza, exponiendo y extendiendo los sistemas mineralizados a la actividad de las aguas meteóricas. Al aumentar la extensión se dio el emplazamiento de los llamados *metamorphic core complexes (MCC)*, que son sistemas en los cuales se exponen rocas dúctilmente deformadas de la corteza media. La continuación de la extensión progresó a un fallamiento en bloques a lo largo de la provincia *Basin and Range*, el cual se caracteriza por una serie de sierras y valles paralelos con alineación general NNW-SSE (Nourse *et al.*, 1994; Sonder y Jones, 1999; Staude y Barton, 2001).

4.- MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

El prospecto de pórfido cuprífero Los Alisos se encuentra localizado dentro del terreno Norte América (Campa y Coney, 1983), cuyo basamento en esta región está representado por el Esquisto Pinal (1.68 Ga). Estas rocas del basamento están cortadas por una serie de intrusiones graníticas con edades isotópicas U-Pb entre 1.41 y 1.48 Ga (Anderson y Silver, 1981; Anderson y Bender, 1989). Las rocas del basamento Proterozoico están sobreyacidas por una secuencia de rocas sedimentarias del Neoproterozoico y Paleozoico (González-León, 1986; Stewart *et al.*, 1990), que representan la extensión sur de la plataforma continental y las secuencias de talud del miogeosinclinal cordillerano (Rangin, 1978; Stewart, 1988). Las rocas precámbricas y paleozoicas están cubiertas y/o intrusionadas por rocas magmáticas asociadas a un cinturón volcanoplutónico jurásico (Anderson y Silver, 1978; Tosdal *et al.*, 1989), que en general está pobremente preservado.

Existen escasos afloramientos de rocas sedimentarias del Jurásico aflorando al sur de la frontera México-USA (Nourse *et al.*, 1994), sin embargo, rocas de esta edad han sido reportadas al sur de Los Alisos (Almazán-Vázquez y Palafox-Reyes, 2000), mientras que rocas volcánicas pertenecientes al arco magmático continental jurásico son reportadas al oeste de Los Alisos (Anderson y Silver, 1978; Tosdal *et al.*, 1989). Este arco magmático está representado por rocas volcánicas y vulcanosedimentarias de composición andesítica a riolítica, las cuales registran un metamorfismo en facies de esquistos verdes, y afloramientos dispersos de granito porfídico de biotita (Pérez-Segura y Echávarri-Pérez, 1981; Nourse, 2001), cuyas edades representan un rango entre 165 y 175 Ma (Anderson y Silver, 1978; Stewart, 1988). De acuerdo con observaciones regionales, el arco magmático al parecer migró hacia el oeste durante el Jurásico Tardío (Coney y Reynolds, 1977; Damon *et al.*, 1983). La actividad magmática fue seguida por un pronunciado levantamiento y erosión que dio origen al depósito del Conglomerado Glance (Hayes y Drewes, 1978), que representa la base sobre la cual se depositó una secuencia de sedimentos asociados a una transgresión marina ocurrida en el

Cretácico Temprano. Esta secuencia, definida como Grupo Bisbee, consiste en tres unidades principales denominadas Formación Morita, Formación Cintura y Caliza Mural (Rangin, 1977; Bilodeau, 1978).

Durante el Cretácico Tardío-Eoceno ocurrieron importantes levantamientos en el noroeste de México (McKee y Anderson, 1998), y las secuencias geológicas desarrolladas estuvieron predominantemente asociadas con ambientes volcánicos y sedimentarios no marinos, y menormente de tipo lacustrino (González-León, 1994; McDowell *et al.*, 2001). Sin embargo, los afloramientos más abundantes de rocas generadas durante este lapso de tiempo corresponden a rocas plutónicas y volcánicas, las cuales se encuentran distribuidas a lo largo de un amplio cinturón que se extiende por gran parte del suroeste de Norte América. McDowell y colaboradores (2001) estudiaron estas rocas volcánicas asociadas a dicho cinturón en la parte este central del estado de Sonora, definiendo para ellas un rango de edades de 90 a 55 Ma en base a fechamientos U-Pb en zircones. Además correlacionaron a estas rocas con otras reportadas más hacia el norte, en el noreste de Sonora, cuyas edades de enfriamiento indican un rango de 86-81 Ma (K-Ar en biotita y hornblenda). En esta misma región, al sur de Cananea, se reportan edades K-Ar en rocas volcánicas entre 73 y 67 Ma (Meinart, 1982; Ochoa-Landín y Navarro-Mayer, 1979). También, cerca de la región de Bacanuchi, González-León *et al.* (2000) reportan una edad Ar-Ar (Bi) de 59 Ma, y en la región del rancho El Tuli, unos 70 km al sur de Cananea, Rodríguez-Castañeda, J.L., reportó una edad U-Pb en zircones de 76 Ma (en McDowell *et al.*, 2001) (Fig. 6).

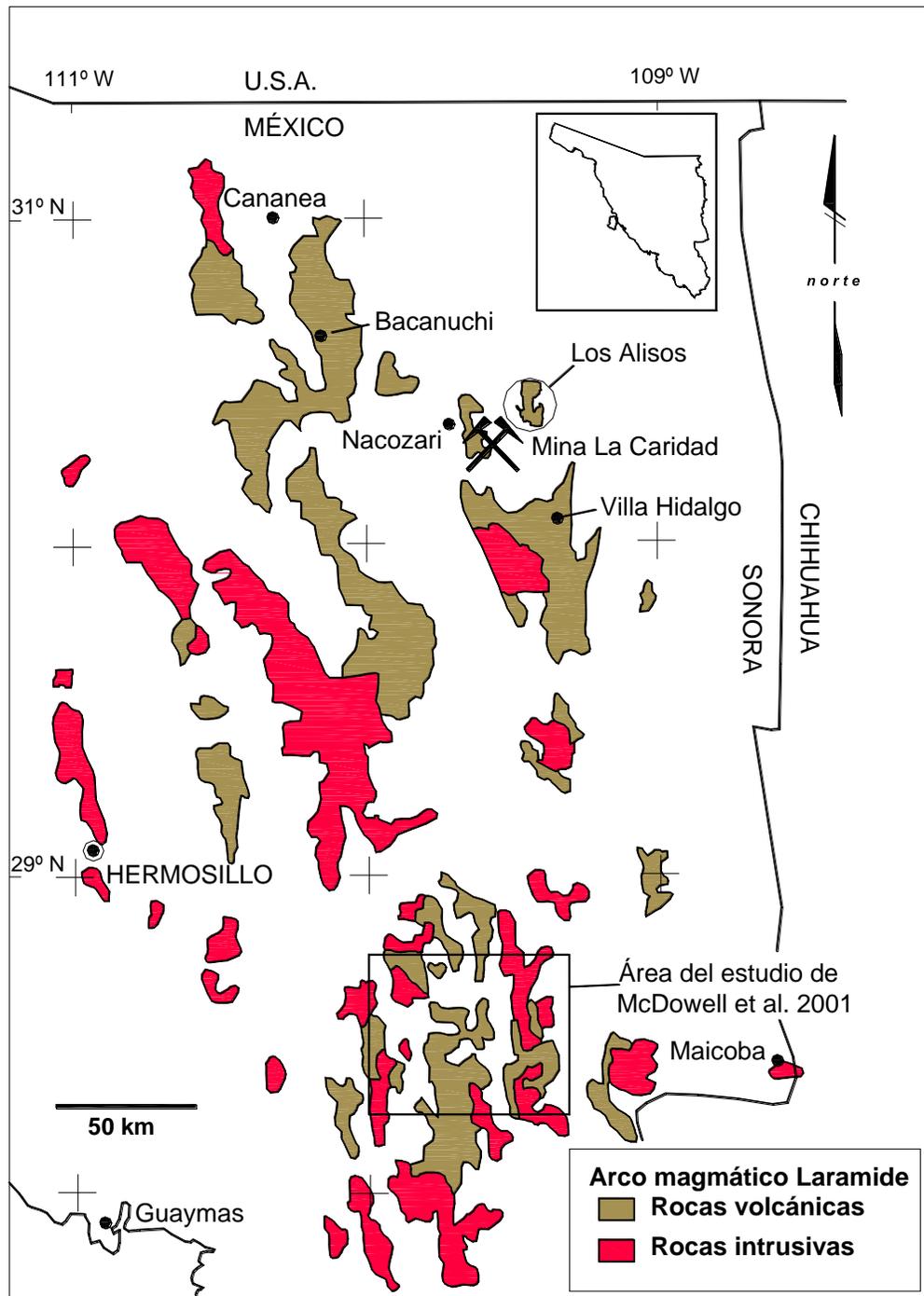


Figura 6. Distribución generalizada de las rocas volcánicas y plutónicas del Cretácico Tardío-Terciario temprano en el este del estado de Sonora, México (modificado de McDowell *et al.*, 2001).

Posteriormente, un período de calma en el magmatismo acoplado con una importante denudación tectónica parece haber ocurrido entre el Eoceno Medio y el Eoceno Tardío (González-León *et al.*, 2000). Luego, esta etapa de quietud terminó de manera abrupta en el Oligoceno Tardío con una gran explosión ignimbrítica que formó la provincia de la Sierra Madre Occidental (McDowell y Clabaugh, 1979). Esta actividad volcánica continuó hasta el Mioceno Temprano (Shafiqullah *et al.*, 1980; Damon *et al.*, 1981; González-León *et al.*, 2000) con el depósito de extensas secuencias volcánicas de composición félsica a intermedia. Posteriormente, y debido al acercamiento de la dorsal de la placa Farallón a la zona de subducción (Atwater y Stock, 1998), se generó un cambio en la cinemática de la zona de convergencia de las placas Farallón y Norte América cambiando de un régimen de subducción activa a uno transforme dando como consecuencia la transición de una tectónica compresiva a una de tipo extensional (Parsons, 1995). La extensión de la corteza dio lugar a la exhumación de rocas deformadas de la corteza media, que se observan en los *metamorphic core complexes* mencionados arriba, lo cual fue seguido por el fallamiento normal asociado al evento *Basin and Range*. Durante este evento, gruesas coladas de basaltos fisurales se depositaron a la base de algunas de las cuencas tectónicas que fueron posteriormente rellenadas por sedimentos clásticos de la Formación Báucarit (King, 1939). En los niveles intermedios y superiores se depositaron también secuencias de tobas mayormente riolíticas denominadas Formación Lista Blanca (Dumble, 1900; Morales *et al.*, 1990).

5.- GEOLOGÍA LOCAL

El distrito minero de La Caridad se encuentra ubicado dentro de la provincia fisiográfica *Basin and Range* (Raisz, 1959), caracterizada por la presencia de grandes bloques tectónicos limitados por fallas de gran ángulo, asociados a la formación de sistemas regionales de tipo “*horst y graben*”, con orientaciones típicamente NW-SE. Al menos tres estructuras de tipo *horst* son reconocibles dentro de este distrito; al oeste, el *horst* que comprende a las sierras La Púrica y La Cobriza, delimitado al este por la Falla Florida y al oeste por la Falla Barrigón (McAnulty, 1970; Worcester, 1976); al centro, otro *horst* delimitado por las fallas Pilares y La Caridad, dentro del cual se localizan las minas de La Caridad y Pilares (Worcester, 1976; Valencia-Gómez, 2005); y al este, el *horst* que comprende al área de Los Alisos, delimitado por las fallas Alisos oeste y al este por una serie de fallas con rumbos irregulares al NW-SE y NE-SW, que en su conjunto forman un lineamiento general N-NW (Fig. 7).

Las rocas más antiguas en el distrito de La Caridad afloran en la sierra La Cobriza, al oeste de Nacozari de García, dentro del *horst* oeste. Estas rocas fueron consideradas inicialmente como paleozoicas, aunque sin argumentos sólidos que lo pudieran demostrar (Inmlay, 1939; Fries, 1966; citados por McAnulty, 1970). Posteriormente McAnulty (1970) propuso una edad Cretácico Temprano, considerándolas equivalentes a las formaciones del Grupo Bisbee, en base a correlación litológica con rocas expuestas en el norte de Sonora. McAnulty (1970), dividió estas rocas en las formaciones Lily y Coppercuin, definiéndolas como sigue: La Formación Lily como una secuencia metamorfizada compuesta por tobos, grawvacas, arcosas, cuarcitas y calizas, con un espesor de 500 m, y cuya base no se encuentra expuesta. La Formación Coppercuin, sobreyace de manera concordante a la Formación Lily, y es una secuencia de rocas marinas metamorfizadas, consistentes en calizas y en menor proporción areniscas y lutitas, con un espesor aproximado de 300 m, desde su contacto con la Formación Lily hasta la parte alta de la sierra La Cobriza. Trabajos más recientes definen a la

Formación Lily (englobando las formaciones Lily y Coppercuin propuestas por McNulty, 1970) como una secuencia de conglomerados de clastos volcánicos, areniscas, cuarzoarenitas, tobas líticas soldadas y estratos de carbonatos lacustrinos subordinados, que se depositaron en una cuenca intra-arco durante la evolución de un arco extensional del Jurásico, en base a las fechas obtenidas de dos muestras de areniscas de la Formación Lily que reportaron edades U-Pb en zircones de aproximadamente 165 Ma (Lawton *et al.*, 2008; González-León *et al.*, 2008).

Rocas volcánicas del Cretácico Tardío-Paleoceno Temprano comparadas de manera regional con la Formación Tarahumara (Wilson y Rocha, 1949), se encuentran ampliamente distribuidas en el área Los Alisos y en general en el distrito minero de La Caridad (Figs. 7 y 8). Estas rocas presentan una variación composicional entre dacita y andesita, aunque predominan estas últimas. Su textura varía de afanítica a porfídica, y comúnmente se presentan como horizontes aglomeráticos y flujos piroclásticos. Existen también areniscas de origen epiclástico, derivadas de las propias rocas andesíticas, las cuales fueron depositadas en cuencas muy cercanas a su fuente y por lo mismo, con una composición muy homogénea. Comúnmente formando lomeríos altos y redondeados, en secuencias con espesores variables de grawvacas de grano fino intercaladas con tobas y coladas andesíticas.

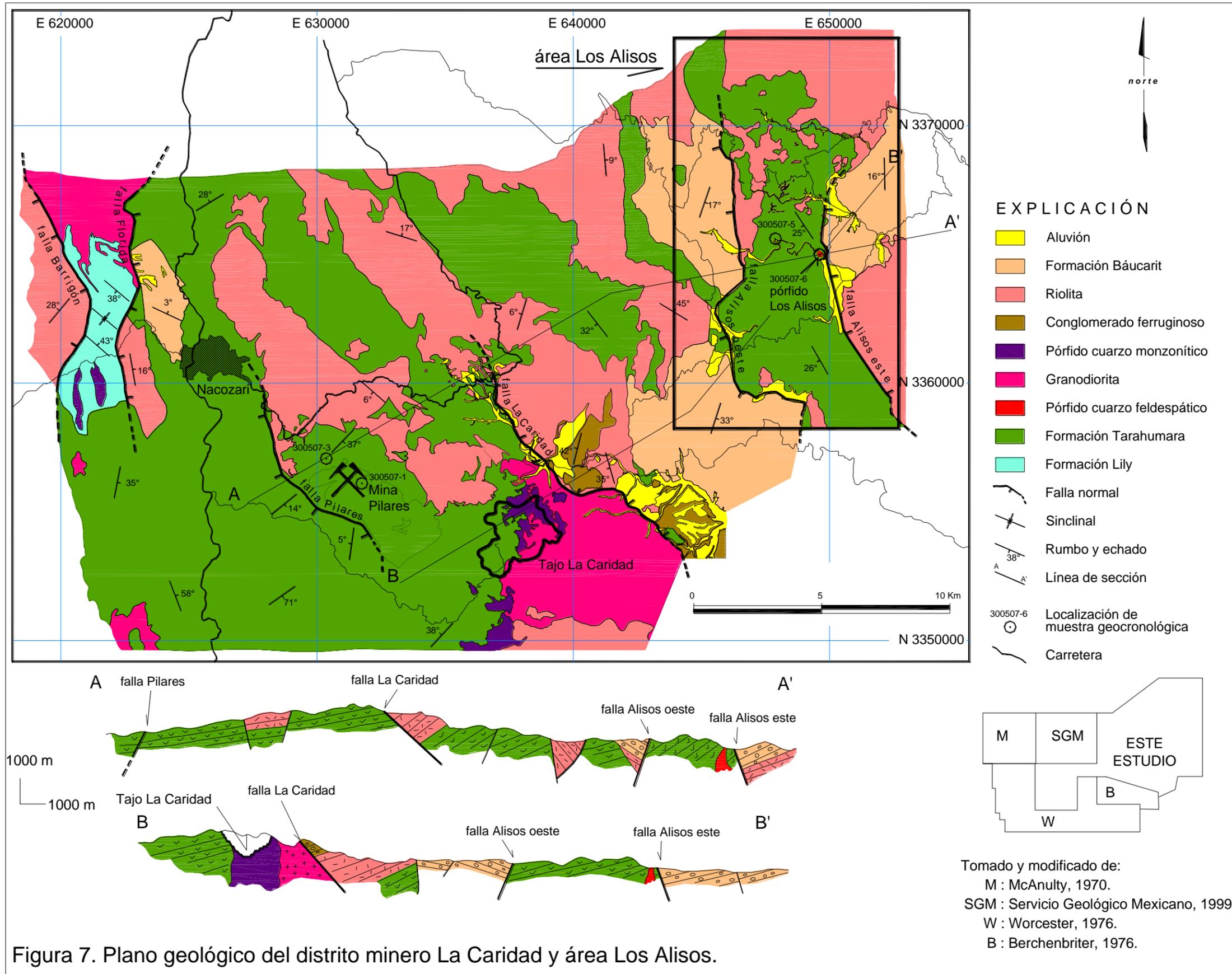


Figura 7. Plano geológico del distrito minero La Caridad y área Los Alisos.

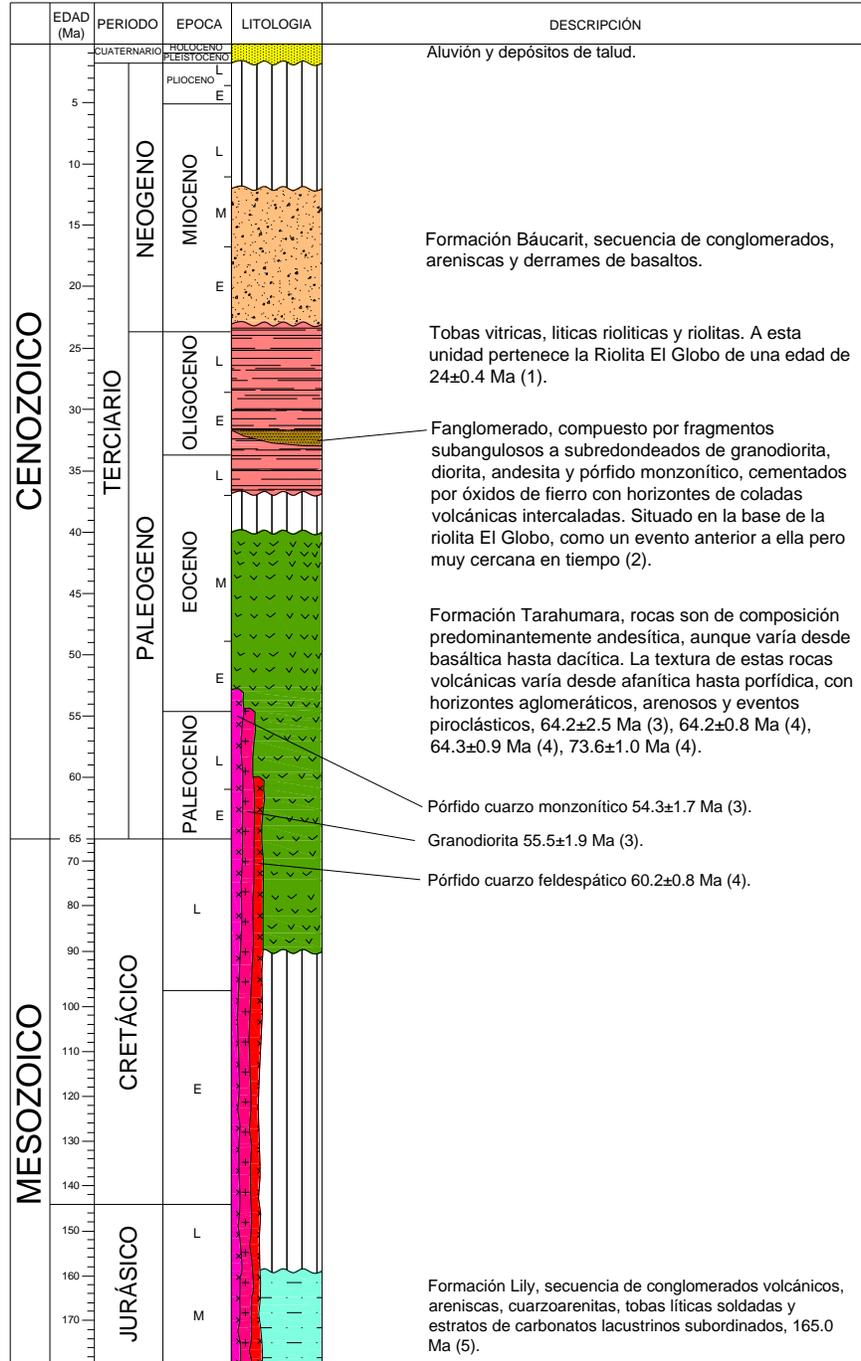


Figura 8. Columna geol3gica del distrito minero de La Caridad y 3rea Los Alisos. Datos geocronol3gicos de Livingston, 1973 (1), Ochoa-Land3n, 2009 (Com. Pers.) (2), Valencia-G3mez, 2005 (3), este estudio (4), y Gonz3lez-Le3n *et al.*, 2008 (5).

En lámina delgada, estas rocas volcánicas presentan también texturas detríticas, donde los fragmentos están orientados y pueden representar hasta el 65% de la roca por un 35% de matriz (Fig. 9). Las rocas presentan una marcada alteración propilítica caracterizada por clorita + pirita.

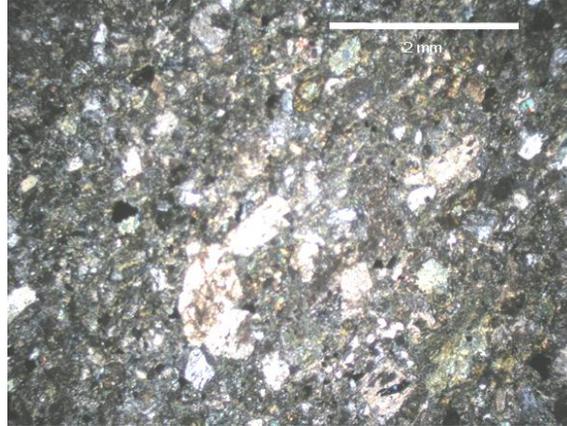


Figura 9. Microfotografía de la muestra 300507-5 que corresponde a una grawvaca o arenisca de origen volcánico, proveniente de una fuente de composición andesítica. La roca consiste principalmente en feldespatos (45%), fragmentos de roca (15%), y en menor proporción cuarzo (5%).

Otras muestras de esta secuencia volcánica exhiben una textura aglomerática (Fig. 10), donde los fragmentos son mayormente de rocas porfídicas en una matriz de microlitos de plagioclasa y minerales ferromagnesianos, con abundantes minerales opacos. Se observan también texturas brechoides (Fig. 10), donde es difícil observar los límites de los fragmentos, y cuya composición revela una textura porfídica en una matriz vitrofídica de composición félsica. La composición de esta roca es traquiandesítica, con pequeños parches de cuarzo secundario en aglomerados de tipo cristaloblástico, así como parches de cuarzo y arcillas de tipo montmorillonítico, y una débil alteración hidrotermal caracterizada por cuarzo + sericita + arcillas + pirita.

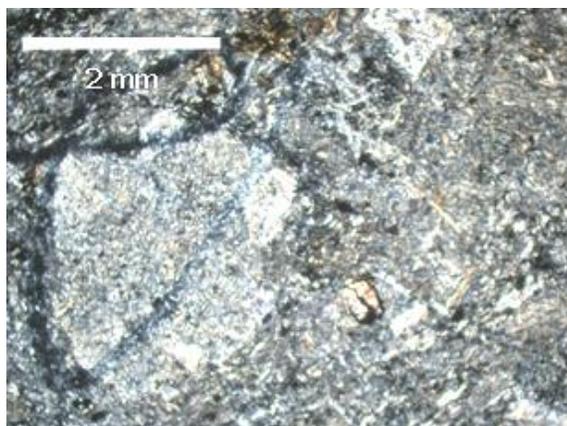


Figura 10. Microfotografía de la muestra 300507-3 que consiste en un aglomerado de fragmentos de andesita-basáltica o basalto. Los fragmentos son de textura porfídica, con los fenocristales embebidos en una matriz microlítica, con abundantes minerales opacos. Existen fantasmas más o menos idiomorfos de un mineral transformado a óxidos de hierro y arcillas, que parecen corresponder a olivinos o piroxenos.

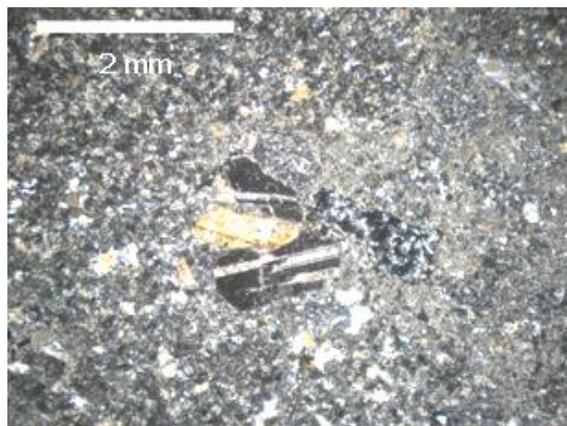


Figura 11. Microfotografía de la muestra 300507-1 que corresponde a una traquiandesita con una estructura brechoide. Se observan fenocristales de plagioclasas pero de formas irregulares, con maclado polisintético, y corroídos por la matriz de la roca.

En el área Los Alisos, la secuencia volcánica cretácica está intrusionada por un pórfido cuarzo-feldespático del Paleoceno Tardío el cual aportó una edad U-Pb en zircones de 60.2 Ma (Tabla 1). Troncos de este intrusivo porfídico afloran en forma de pequeños apófisis, y aunque son ligeramente más antiguos, se consideran genéticamente relacionados con los cuerpos porfídicos productores de la mineralización en la mina La Caridad. Su composición muestra principalmente fenocristales de plagioclasa alterados a sericita en una matriz de grano fino, de color blanco, con algo de silicificación y parches diseminados de piritita en una proporción del orden de 3% a 5% (Fig. 12).



Figura 12. Fotomicrografía de la muestra 300507-6 que consiste en pórfido cuarzo-feldespático, de textura porfídica con fenocristales en una proporción global de un 35%. Presenta una composición global de cuarzo secundario (55%), sericita (40%), cuarzo primario (2%) y minerales opacos (3%). La mayor parte de los fenocristales eran de plagioclasas idiomorfas, una menor proporción de fenocristales eran de minerales ferromagnesianos y presenta ojos de cuarzo con tamaños de 0.7 mm.

Sobreyaciendo discordantemente a estas rocas volcánicas andesíticas se encuentra otra secuencia de rocas volcánicas de composición riolítica del Oligoceno, de acuerdo con una edad de K-Ar de 24.0 ± 0.4 Ma reportada por Livingston (1973) (Tabla 1), y correlacionables con el Supergrupo Volcánico Superior de la Sierra Madre Occidental propuesto por McDowell y Clabaugh (1979). Esta secuencia riolítica fue considerada por Berchenbriter (1976) como el último episodio de actividad ígnea ocurrido en el área, la cual denominó riolita El Globo (Fig. 13). La riolita El Globo consiste de tres facies dominantes; una toba riolítica vítrea, caracterizada por una topografía muy accidentada, la cual es la más abundante; la segunda facies está compuesta por tobas líticas, las cuales son más comunes hacia la base de la secuencia de la riolita El Globo, y cuyos líticos son más pequeños hacia la base de los flujos; y la tercera facies es una riolita porfídica la cual está expuesta cerca al cerro El Globo, en donde se aprecia en forma de cuello volcánico, con una serie de diques alrededor de él. Estos diques presentan límites lineales muy definidos en su contacto con las rocas andesíticas, y presentan espesores variables desde 1 hasta 100 metros, con orientaciones de NW25°SE a NW60°SE. Este lineamiento fue interpretado por Berchenbriter (1976)

como un control a partir de una serie de fallas persistentes, que sirvieron como conductos para el ascenso del magma riolítico.



Figura 13. Fotografía del cerro El Globo, que representa la localidad tipo de la riolita El Globo. Las partes altas están cubiertas por flujos riolíticos, mientras que en las partes bajas se pueden apreciar los diques que cortan a la secuencia andesítica (como los que se señalan).

En lámina delgada, la tercera facies de Berchenbriter para la riolita El Globo presenta una textura porfídica, con un ~30% de fenocristales, dominados por feldespatos potásicos. Los fenocristales son principalmente de ortoclasa con formas bien definidas, y comúnmente exhibiendo maclado de Carlsbad. Los fenocristales de cuarzo son menos abundantes y aparecen como cuarzo bipiramidal y en granos ovalados, con textura zonal y en ocasiones con extensión ondulante, pudiendo corresponder a estructuras de reemplazamiento por silicificación. Eventualmente se aprecian fragmentos de cuarzo acarreado por el flujo magmático. Los cristales están embebidos en una matriz afanítica, en partes esferulítica y en otras con textura fluidal (Fig.14). Esta roca está además cortada por microvetillas discontinuas de cuarzo, generalmente menores a 1 mm de espesor.

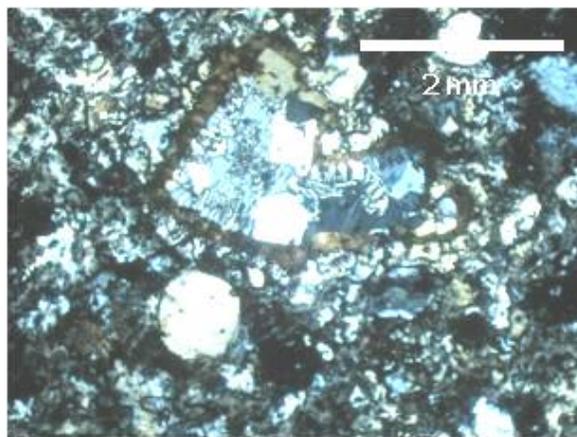


Figura 14. Microfotografía en lámina delgada de la riolita El Globo mostrando una textura porfídica con fenocristales de cuarzo y feldespato potásico enmascarados por la presencia de sílice. El fenocristal mayor en el centro de la sección muestra la típica textura de intercrecimiento mirmerquítico de cuarzo y feldespato.

Subyaciendo a la riolita El Globo se encuentra depositado un conglomerado ferruginoso, el cual se expone de manera local en la porción N-NE de la mina La Caridad, el cual se caracteriza por fragmentos subangulosos a subredondeados de granodiorita, diorita, andesita y pórfido monzonítico, cementados por óxidos de hierro. El origen de este conglomerado es algo difícil de interpretar, y fue considerado como un depósito erosional ocurrido en los límites del evento volcánico, el cual debió estar asociado con períodos de intensas lluvias. Por otra parte, la espectacular coloración rojiza de este conglomerado se considera asociada a la presencia de óxidos de hierro derivados del capote lixiviado, desarrollado arriba de la zona de enriquecimiento supergénico del depósito de La Caridad (Saegart *et al.*, 1974). Sin embargo, trabajos más recientes parecen evidenciar un posible origen volcánico, ya que se han identificado una serie de coladas volcánicas intercaladas con los horizontes conglomeráticos en la base de la secuencia, quizás sugiriendo una posición estratigráfica inferior pero muy cercana en tiempo a la riolita El Globo (Ochoa-Landin, 2009, Com. Pers.).

Posteriormente ocurrió el depósito de los sedimentos clásticos asociados a la Formación Báucarit del Mioceno (King, 1939; Bartolini *et al.*, 1994), los cuales forman una especie de relleno dentro de los valles asociados al sistema *Basin and Range*. Estos sedimentos clásticos forman una secuencia de conglomerados y

areniscas, intercalada con derrames de basalto hacia la base. Los afloramientos son bastante característicos y forman grandes acantilados con formación de mesetas en las partes altas, que sobresalen de la topografía general del área, con una coloración crema a café claro (Fig. 15).



Figura 15. Panorámica de uno de los afloramientos de la Formación Báucarit mostrando la geomorfología típica con mesetas y pilares. La estratificación es cercanamente horizontal, pero en este caso está echada hacia el NE (hacia el fondo de la foto).

Por último, la columna estratigráfica está parcialmente cubierta por depósitos de talud y sedimentos aluviales que se depositaron en las partes bajas del área. Su distribución es relativamente menor y generalmente restringida al cauce de algunos arroyos importantes.

6.- MINERALIZACIÓN Y ALTERACIÓN

La mineralización en el área Los Alisos se manifiesta en forma diseminada y asociada a vetillas de cuarzo, las cuales se encuentran rellenas de fracturas. La mineralización diseminada consiste de pirita finamente cristalizada y parcialmente oxidada, lo cual produjo una coloración rojiza anómala que cubre gran parte del área de estudio (Fig. 16). Dentro de esta anomalía de color existe un área con un mayor contenido de pirita fina euhedral, aunque en ocasiones se presentan

crisales mayores de hasta 0.5 cm en tamaño, formando una concentración de hasta el 5% del volumen de la roca (Ramírez-Rubalcaba, 1970). La zona de pirita tiene una forma burdamente elíptica, con un eje mayor de aproximadamente 3,200 m de longitud y con dirección NE50°SW, y un eje menor de unos 1,000 m de longitud (Fig. 17). La mineralización es de tipo hipogénico asociada genéticamente a un intrusivo porfídico que aflora solo de manera local. A lo largo de toda el área se observan vetillas y vetas de cuarzo en una dirección preferencial NE-SW, conteniendo sulfuros primarios, particularmente pirita, calcopirita, esfalerita y galena. Sus dimensiones varían entre 30 m y 900 m de largo, mientras que sus espesores son de pocos centímetros hasta 1.5 m. Estas vetas han sido minadas de manera esporádica, quedando como testigo sólo obras menores de trabajos a muy pequeña escala, de las cuales destacan las minas de San Ignacio, La Amargosa y Minas Antiguas (Fig. 17). En la zona San Ignacio la estructura principal consiste de una veta de cuarzo de 0.58 m de ancho, con valores de 0.27 g/t de Au y 406 g/t de Ag. En Minas Antiguas, las vetas varían de 0.70 a 0.88 m de ancho, con promedio de 0.28 g/t de Au, 63 g/t a 161 g/t de Ag, y valores muy irregulares de Cu de 0.026% hasta 1.735%. En la mina La Amargosa, el espesor de las vetas de cuarzo va desde 0.50 a 0.95 m, con 0.19 a 3.11 g/t Ag, y 214 a 488 g/t Au respectivamente (Arreola-Razura y Roldan-Quintana, 1988).

Estudios petrográficos y paragenéticos en varias de las vetas de cuarzo del área reportados por Takeda y colaboradores (1974), indican que además de la mineralización de Cu, Ag, Pb y Zn, algunas estructuras contienen fluorita y barita, que pudieran corresponder a una etapa posterior de tipo epitermal.

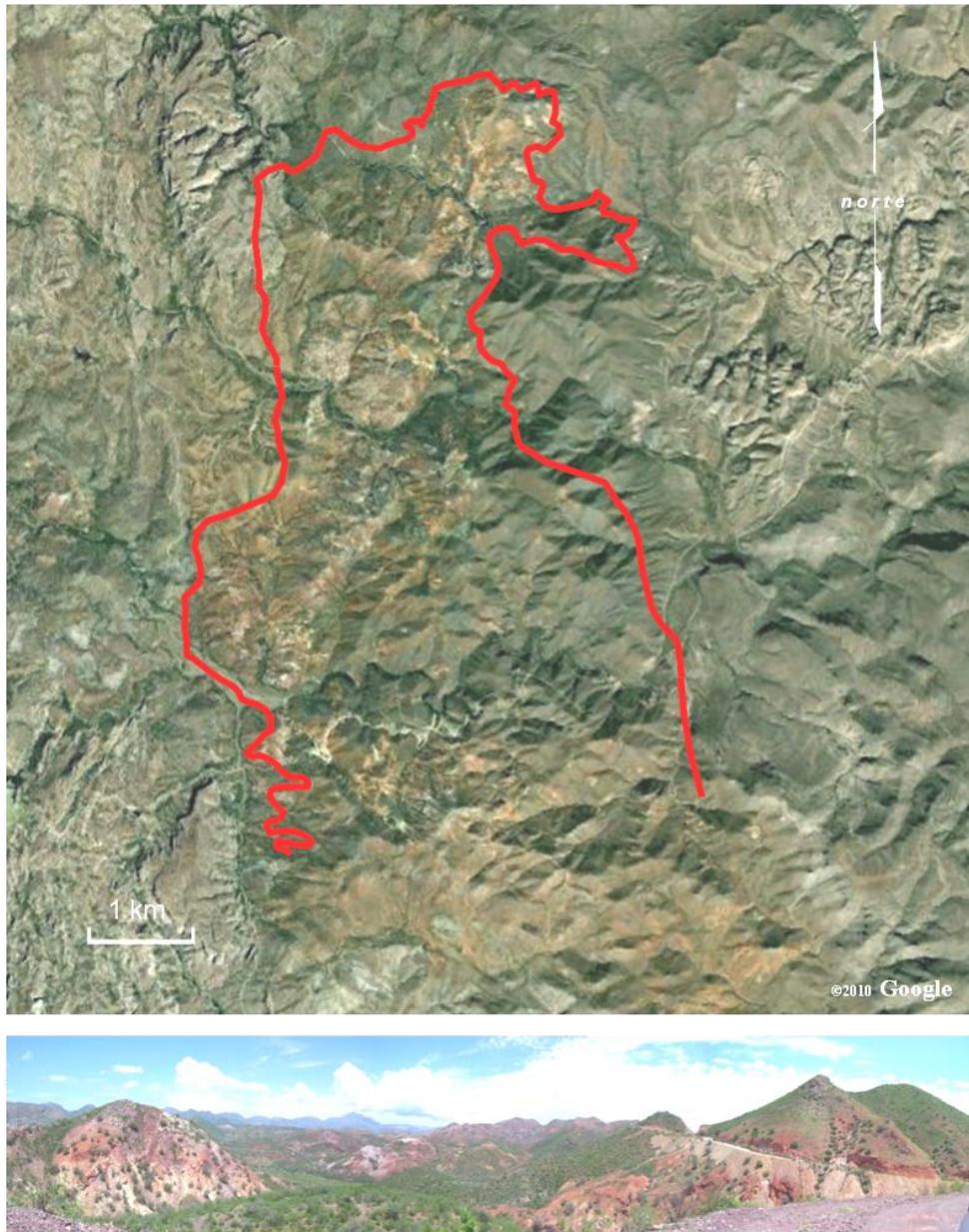


Figura 16. Zona de coloración rojiza anómala Los Alisos, compuesta por óxidos de hierro, particularmente jarosita, derivados de la pirita. Las áreas blanquecinas son zonas de caolinita generada por la circulación de aguas ácidas producidas por la lixiviación de la pirita.

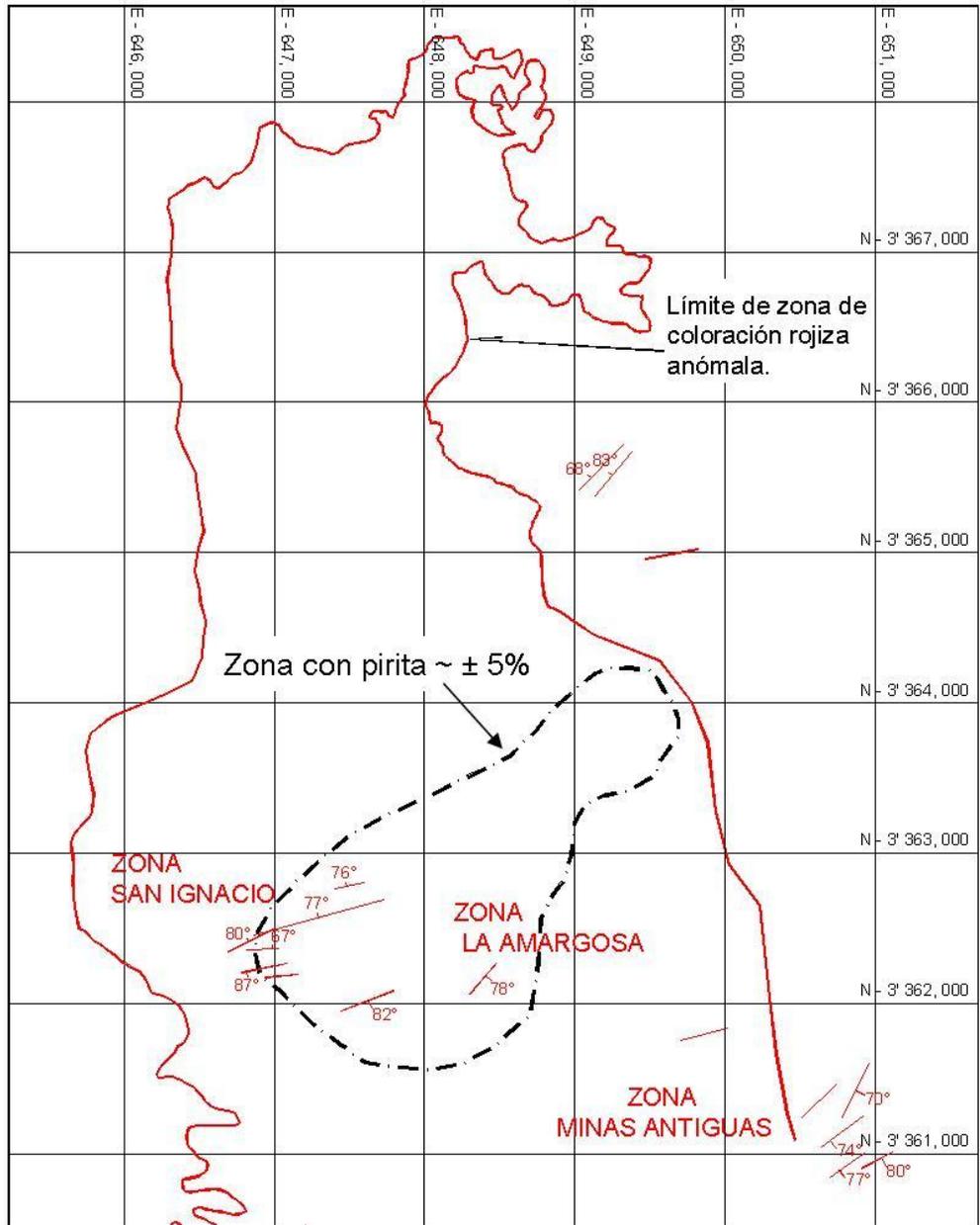


Figura 17. Mapa mostrando la zona mineralizada de Los Alisos delimitada por la línea continua, y la zona con mayor concentración de sulfuros delimitada por la línea discontinua. En la figura se indica además la posición de las principales vetas de cuarzo mineralizadas cuya orientación general es NE-SW.

En general, la distribución espacial de las vetillas y vetas de cuarzo con Ag, Pb y Zn en el área de Los Alisos parece corresponder a un nivel superior dentro de un sistema de tipo pórfido de cobre, con una parte central más profunda, con un mayor contenido de pirita, de manera similar a lo que ha sido señalado por Tittley

(1982), para algunos depósitos del suroeste de Arizona en Estados Unidos. Por otro lado, la alteración hipogénica en el área Los Alisos está profundamente alterada, lo cual es indicado por la extensa zona anómala de coloración rojiza descrita arriba (Fig. 16). Localmente se observan halos de alteración compuestos principalmente de silicificación con óxidos de hierro en los costados de las estructuras, alcanzando solo algunos milímetros a centímetros de ancho (Fig. 18).



Figura 18. Fotografías mostrando un acercamiento a las vetillas de cuarzo con sulfuros: a) vetillas delgadas con pequeños halos de oxidación en la roca encajonante cuando los sulfuros han sido oxidados; b) aspecto de una veta de cuarzo con sulfuros dentro de la zona de oxidación, en la que se puede observar un mayor contenido de sulfuros en la parte central de la veta.

La alteración propilítica caracterizada por la asociación epidota-clorita-calcita es por mucho la más extendida en el área de Los Alisos. Este estilo de alteración fue considerado como hipogénico y relacionado a la evolución de sistemas tipo pórfido de cobre, (Takeda *et al.*, 1974; Ramírez-Rubalcaba, 1970; Arreola-Razura y Roldan-Quintana, 1988). La alteración supergénica en Los Alisos generalmente se observa en zonas con mayor fracturamiento y mayor contenido de pirita, y está compuesta principalmente por óxidos de hierro del tipo jarosita, asociada con caolinita. La jarosita seguramente se deriva de la alteración supergénica de la pirita, mientras que la caolinización se formó en un ambiente ácido, producto de la lixiviación de la pirita como ha sido sugerido por Anderson (1982), Tittley y Marozas (1995), entre otros.

En el área de Los Alisos se desconoce si existen condiciones para la generación de un enriquecimiento supergénico económico de cobre. Sin embargo, el CRNNR en el año de 1969 confirmó con una serie de barrenos con broca de diamante, que no hay definición de ningún horizonte de enriquecimiento en el área, sino sólo la zona de oxidación presente en superficie (Ramírez-Rubalcaba, 1970).

7.- GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

En el noroeste de México y suroeste de los Estados Unidos, la intensa actividad ígnea laramídica generó cinturones batolíticos conectados en superficie con extensos arcos volcánicos principalmente andesíticos, emplazados de manera burdamente paralela a la paleotrinchera. Dicha actividad magmática fue acompañada por una deformación compresiva, que imprimió rasgos estructurales distintos a la corteza según la región del arco.

La velocidad de convergencia de las placas en el suroeste de Norte América cambio a partir de 65 Ma (finales del Cretácico y principios del Paleoceno), lo que provocó una disminución del ángulo de subducción y un régimen compresivo en la placa superior, con un consiguiente engrosamiento de la corteza (Coney, 1976). Posteriormente, a los ~52 Ma, la placa Farallón se segmentó en las placas Vancouver y Farallón, las cuales limitaban hacia el este la zona de subducción bajo la placa Norte América y al oeste la dorsal Este-Pacífico, de la placa Pacífico (Stock y Molnar, 1988). A partir de 40 Ma el ángulo de subducción aumentó de nuevo y el volcanismo retrocedió paulatinamente hacia el oeste, iniciando con la gran explosión ignimbrítica asociada a la Sierra Madre Occidental (McDowell y Clabaugh, 1979). A partir de los 30 Ma, la región desarrolló una tectónica extensional contemporánea con la subducción. Posteriormente, alrededor de los ~28 Ma, con el arribo de la dorsal a la zona de subducción, debido a una mayor tasa de subducción en comparación de la creación de nueva corteza oceánica, la placa Farallón se segmentó y se generó finalmente un cambio cinemático de convergente a transformante en el límite entre ambas placas, y la formación de

dos puntos triples, el de Mendocino al norte y el de Rivera hacia el sur, que migraron hacia el norte y hacia el sur respectivamente, hasta su posición actual. La placa Juan de Fuca, remanente de la placa Vancouver, se subduce actualmente bajo la placa Norte América a la latitud de los estados de Washington y Oregon, en los Estados Unidos de Norte América, mientras que la placa Cocos, remanente de la placa Farallón, se subduce bajo el suroeste de México y América Central. Este cambio cinemático que modifica radicalmente la naturaleza de la frontera de placas tiene también como consecuencia una evolución compleja del volcanismo (Aguillón-Robles *et al.*, 2001; Benoît *et al.*, 2002; Calmus *et al.*, 2003) y, a partir de 12 Ma, la apertura paulatina del Golfo de California (Lonsdale, 1991; Stock y Lee, 1994; Atwater y Stock, 1998; Sonder y Jones, 1999).

La fase compresiva Laramide está representada en el noreste de Sonora por el plegamiento de rocas sedimentarias del Cretácico Tardío y más antiguas, con dirección axial general NW-SE (Rangin, 1982), por cabalgamientos controlados por fallas inversas de alto ángulo en la parte central y noreste (Davis, 1979), así como por un cinturón dúctil en el norte y noroeste, al cual están probablemente asociados los importantes depósitos de oro orogénico de La Herradura, El Chanate y San Francisco. Como se mencionó anteriormente, estas estructuras están atribuidas a la respuesta compresiva de la corteza a la disminución del ángulo de subducción. Esta compresión se registró en la mayor parte de México y en Sonora en particular. Por ejemplo, al oeste del área Los Alisos, rocas del Grupo Bisbee, del Cretácico Temprano, muestran una deformación atribuida a esta fase compresiva, caracterizada por un fuerte plegamiento y un fallamiento inverso con vergencia hacia el noreste (González-León *et al.*, 2000).

Al igual que en otras partes de la Provincia *Basin and Range*, esta fase extensional en Sonora está representada por dos tipos principales de estructuras. El primero corresponde a estructuras formadas en la corteza media a inferior, caracterizadas por la presencia de fallas normales miloníticas de bajo ángulo y la exhumación del bloque de piso desde la corteza media a inferior. Estos conjuntos

de estructuras llamados complejos de núcleo metamórfico (CNM) forman un largo cinturón en la región occidental de Norte América, desde Canadá hasta Sonora central (Rehrig, 1986; Parsons, 1995). El segundo tipo de estructuras corresponde a la formación de *horsts* y *grabens* limitados por fallas normales de alto ángulo en la parte superior de la corteza. Ésta deformación es el principal control en la morfología de sierras y valles paralelos, que se manifiesta en la mayor parte de Sonora, y en general de la región noroeste de México y el occidente de los Estados Unidos (Henry y Aranda-Gómez, 1992; Parsons, 1995). La generación de los CNM así como la formación de sierras y valles paralelos han sido interpretados como dos periodos de extensión en la provincia *Basin and Range*, por sus edades y estilos de deformación característicos. Los CNM 40-28 Ma, considerados como el evento inicial del *Basin and Range*, presentan una deformación dúctil y fallas normales de bajo ángulo, mientras que en la formación de sierras y valles, la parte complementaria del *Basin and Range*, se considera con una deformación frágil con fallamiento normal de alto ángulo (Zoback *et al.*, 1981; Henry y Aranda-Gómez, 2000). Sin embargo, la comparación entre las edades de enfriamiento a bajas temperaturas (método Ar/Ar en feldespatos y fechamiento por trazas de fisión en apatitos) y las edades de los derrames volcánicos en la base de la Formación Báucarit no permite separar los dos tipos de deformación temporalmente. En la falla de *detachment* de la Sierra de Mazatán, la cual se considera el CNM más meridional de la Cordillera, se obtuvo una edad de 18 Ma en apatitos (Vega-Granillo y Calmus, 2003). En varias cuencas endorreicas, la base de la Formación Báucarit se caracteriza por derrames basálticos fechados entre los 26 y 23 Ma.

En el área de Los Alisos y sus alrededores se presenta un sistema de fallas que se han agrupado en cuatro familias principales; tres de ellas de rumbos generales NW, NE y E-W son consideradas estructuras pre-*Basin and Range*, y una cuarta familia de rumbo general N-NW que representa al evento extensional *Basin and Range* (Fig. 19).

Las estructuras con orientación NW, que son las que muestran lineamientos mayores dentro de la familia *pre-Basin and Range*, se presentan lateralmente persistentes y ocurren tanto como fallas individuales o como zonas de estructuras lineales cuya traza se puede observar a lo largo del área. Su distribución es variable, con una densidad más importante en las cercanías del depósito La Caridad. Las estructuras con esta orientación han sido interpretadas como el producto de un efecto de cizallamiento asociado a la compresión Laramide de dirección aproximada NE-SW, lo que provocó una fuerte componente transpresional (Era Maptec, 1995), con la asociación de fallas inversas y fallas laterales izquierdas contemporáneas (Fig. 20A).

Las estructuras NE presentan lineamientos de longitud promedio menor a la de la familia NW, y aunque se observan en toda el área, presentan una densidad mayor en el sur de la misma. Estas fallas y fracturas se interpretan como estructuras extensionales (de tipo grieta de tensión) formadas durante la compresión Laramide como respuesta al movimiento sinistral principal del área (Fig. 20A). En el área Los Alisos en particular, estas estructuras se encuentran en las rocas volcánicas andesíticas y se presentan generalmente rellenas por cuarzo y sulfuros, principalmente pirita. Se ha interpretado que el relleno de esas fracturas se debió a la circulación de fluidos mineralizantes durante las etapas tardías en la parte superior de una intrusión de tipo pórfido cuprífero. Este mismo patrón de estructuras NE presentes en áreas con presencia de plutones laramídicos en el suroeste de Norteamérica, han sido interpretados también como una respuesta extensional a la dirección de esfuerzos compresivos de igual dirección NE-SW (Titley, 2001).

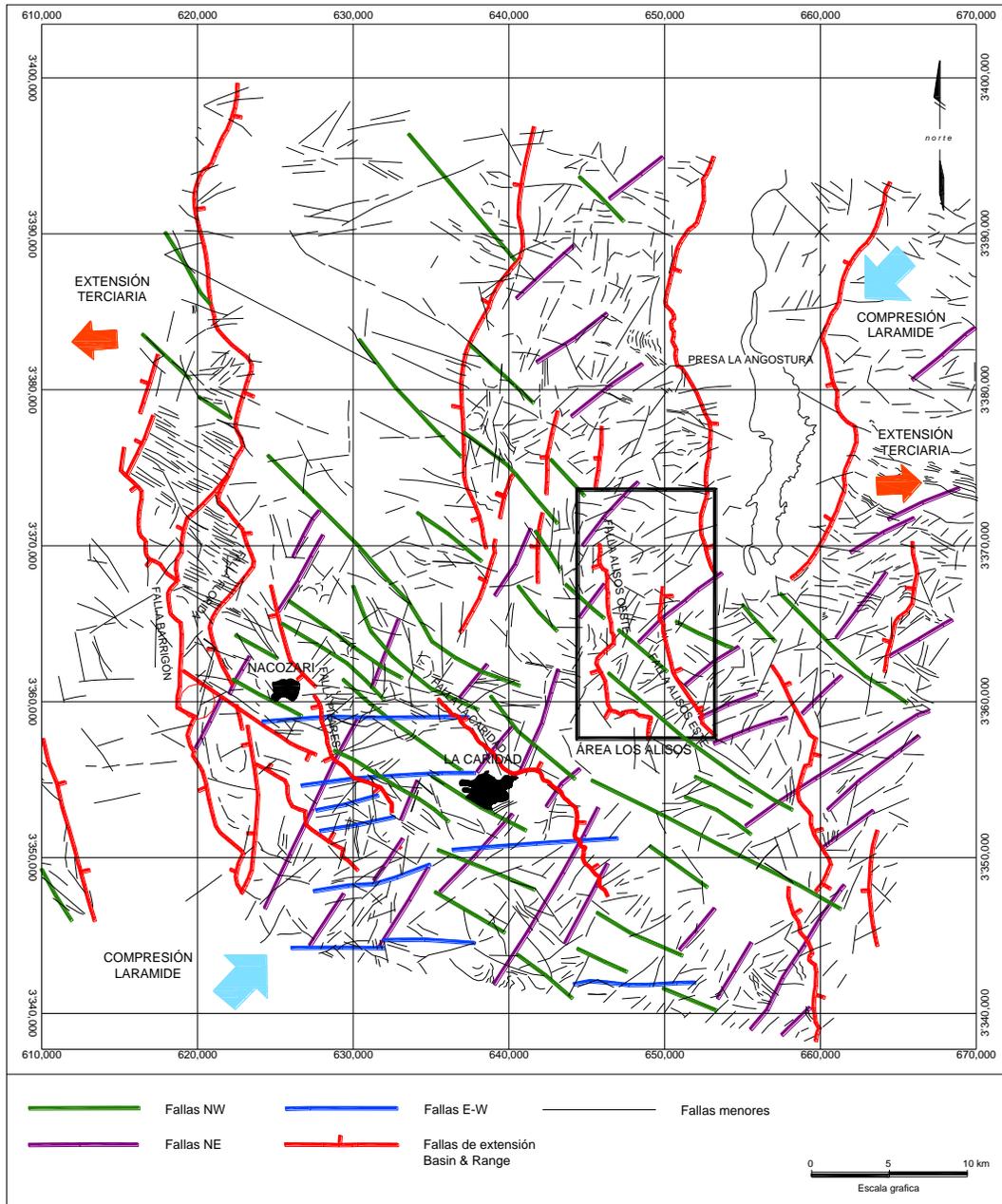


Figura 19. Plano estructural del área Los Alisos interpretado a partir de imágenes de satélite y complementado con trabajo de campo (modificado de Era Maptec, 1995).

Estructuras con orientación general E-W, cuya presencia ocurre como lineamientos aislados, se localizan hacia el oeste y sur del depósito La Caridad. Se consideran también como estructuras extensionales que al interactuar con las fallas NW dieron lugar a zonas de dilatación o baja tensión (Fig. 20B), que pudieron ser aprovechadas subsecuentemente para el emplazamiento de

sistemas de mineralización, como podría ser el caso del depósito La Caridad (Era Maptec, 1995).

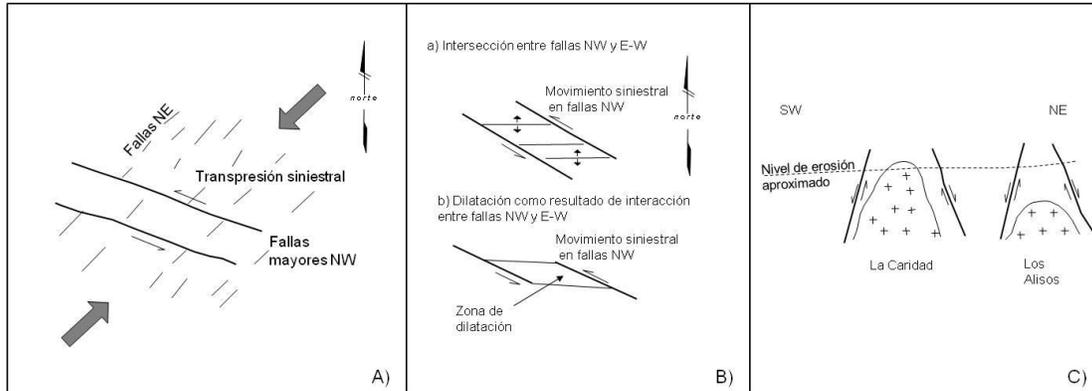


Figura 20. Síntesis esquemática estructural del área los Alisos y alrededores. A) estructuras asociadas a la Orogenia Laramide, y B) pre *Basin and Range*. C) estructuras *Basin and Range*, formando estructuras de *horst* aproximadamente paralelas pero con diferentes tasas de exhumación (modificado de Era Maptec, 1995).

Las estructuras dominantes corresponden a fallas relacionadas con el evento extensional *Basin and Range*, las cuales forman sierras a lo largo de toda el área definiendo la topografía de sierras y valles paralelos de la región (Figs. 19 y 20C). Presentan longitudes a rumbo de hasta 45 km, con una apariencia escalonada como resultado de la reactivación de estructuras preexistentes a lo largo de ellas y/o a la asociación de estructuras entre segmentos de fallas. Estas fallas son normales y su rumbo varía de NNW a NS, indicando una extensión aproximadamente ESW a EW. Dentro de este patrón de estructuras, seis fallas sobresalen por su especial interés: Barrigón, Florida, Pilares, La Caridad, Alisos oeste y Alisos este (Figs. 7 y 19), las cuales forman tres *horsts* flanqueados por *grabens*. Las fallas Barrigón y Florida delimitan a un *horst*, en el cual afloran rocas de la Formación Lily del Jurásico Medio (Lawton *et al.*, 2008; González-León *et al.*, 2008), siendo éstas las más antiguas del distrito minero de La Caridad. Las fallas Pilares con una orientación general de N40°W con 70° de inclinación hacia el SW y La Caridad con una orientación general de N45°W con 45° de inclinación hacia el NE definen el *horst* en el cual se localizan los depósitos La Caridad y Pilares, ambos emplazados en rocas de la Formación Tarahumara (Figs. 7, 19 y 21).

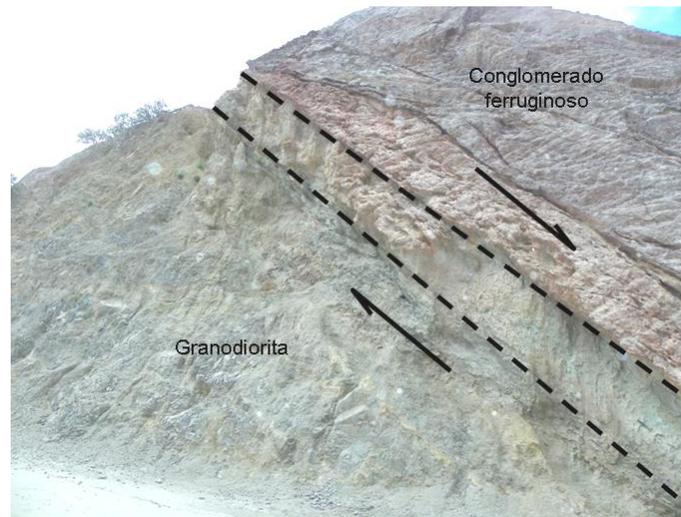


Figura 21. Falla normal La Caridad, la cual pone en contacto a la granodiorita (55 Ma) con el conglomerado ferruginoso de posible edad Oligoceno (~24 Ma?).

El bloque Los Alisos presenta una orientación NS. La falla Alisos oeste lo limita al oeste con un rumbo general NNW y echado hacia el oeste mientras que al oriente se encuentra delimitado por una serie de fallas de rumbo irregular al NW-SE y NE-SW con echados hacia al este (Arreola-Razura y Roldan-Quintana, 1988), que en su conjunto forman una lineación aproximadamente N-NW (Figs. 7, 19 y 22). Este bloque está compuesto principalmente por rocas andesíticas de la Formación Tarahumara (73.6 ± 1.0 Ma U-Pb zircón, Tabla 1), que hacia la parte norte del mismo son cubiertas discordantemente por rocas riolíticas del Oligoceno (Livingston, 1973).

Estas estructuras extensionales han jugado un papel muy importante en la distribución de los depósitos emplazados en la parte superior de la corteza continental, localizados en el suroeste de los Estados Unidos y el noroeste de México, modificando su forma y ocurrencia (Wilkins y Heidrick, 1995; Titley, 2001), definiendo diferentes niveles erosionales en cada región. Esto es notable en el área de estudio, pues mientras que en el depósito La Caridad el nivel de erosión permitió la exposición del sistema intrusivo en superficie, en Los Alisos las rocas

andesíticas podrían representar un nivel alto sobrepuesto al sistema intrusivo, que debido a una exhumación menor no aflora en superficie (Fig. 20C). Sin embargo, no se puede ignorar el contexto geológico que prevalecía durante la intrusión de los pórfidos, es decir, la profundidad de emplazamiento de cada uno y la naturaleza y el espesor de las rocas encajonantes. Basta decir que, con una misma tasa de erosión, un pórfido más somero que otro será descubierto más rápidamente, lo cual tendrá consecuencias sobre los fenómenos de removilización y de enriquecimiento supergénico.



Figura 22. Panorámica mostrando la falla Alisos oeste, la cual pone en contacto a las andesitas del Cretácico Tardío con los sedimentos clásticos de la Formación Báucarit del Mioceno.

8.- GEOCRONOLOGÍA

8.1 Aspectos Generales

Debido a su importancia económica, el distrito minero de La Caridad ha sido motivo de varios trabajos en los que se ha intentado definir la cronología de las rocas y de la mineralización en los distintos depósitos (e.g. Livingston, 1973; Damon *et al.*, 1983; Valencia-Gómez, 2005; Valencia-Gómez *et al.*, 2005; González-León *et al.*, 2008; Tabla 1). Definitivamente el trabajo realizado por Damon y colaboradores (1981 y 1983) representa la principal contribución en ese sentido. Sus edades, basadas en el método K-Ar en varios minerales y distintos tipos de roca indican que los pulsos mineralizantes ocurrieron entre 49 Ma y 56 Ma. En la zona de la mina La Caridad, Valencia-Gómez *et al.* (2005) realizaron

una serie de fechamientos Re-Os en molibdenitas encontrando una edad para la mineralización de 53.6 ± 0.3 Ma, además reportan edades U-Pb en zircones en esta misma zona encontrando edades de cristalización entre 64.2 y 55.5 Ma para las rocas pre-mineralización y de 54.3 Ma para el plutón productivo (Tabla 1).

Tabla 1. Edades de rocas de Los Alisos y de áreas vecinas en el distrito minero de La Caridad.

edad (Ma)	Método	Roca	Localidad	Referencia
24.0 ± 0.4	K-Ar (bi)	Riolita El Globo	La Caridad Cerro El Globo	Livingston, 1973
54.3 ± 0.8	K-Ar (bi)	Cuarzo monzonita	La Caridad	Salas, 1975
50.0 ± 1.2	K-Ar (bi)	Cuarzo monzonita	La Caridad	Salas, 1975
53.0 ± 0.4	K-Ar (bi)	Pórfido cuarzo monzonítico	La Caridad	Sillitoe, 1976
56.8 ± 1.2	K-Ar (bi)	Cuarzo monzonita	El Batamote Sierra La Púrica	Damon <i>et al.</i> , 1983
52.4 ± 1.1	K-Ar (bi)	Granito con alteración hidrotermal	Florida-Barrigón Sierra Cobriza	Damon <i>et al.</i> , 1983
64.2 ± 2.5	U-Pb zircón	Andesita	La Caridad	Valencia-Gómez, 2005
55.5 ± 1.9	U-Pb zircón	Granodorita	La Caridad	Valencia-Gómez, 2005
54.3 ± 1.7	U-Pb zircón	Pórfido cuarzo monzonítico	La Caridad	Valencia-Gómez, 2005
52.6 ± 1.6	U-Pb zircón	Pórfido crema-estéril	La Caridad	Valencia-Gómez, 2005
165	U-Pb zircón	Arenisca (Fm. Lily)	Sierra Cobriza	González-León <i>et al.</i> , 2008
73.6 ± 1.0	U-Pb zircón	Arenisca andesítica	Los Alisos	Este estudio (Tabla 2; Figs. 24 y 25)
60.2 ± 0.8	U-Pb zircón	Pórfido feldespático	Los Alisos	Este estudio (Tabla 3; Figs. 26 y 27)
64.3 ± 0.9	U-Pb zircón	Andesita basáltica	Pilares	Este estudio (Tabla 4; Figs. 28 y 29)
64.2 ± 0.8	U-Pb zircón	Traquiandesita	Pilares	Este estudio (Tabla 5; Figs. 30 y 31)

8.2 Nuevos datos geocronológicos

Con el propósito de reforzar la evidencia geocronológica, para el presente estudio se incluyó el análisis isotópico U-Pb en zircones de cuatro muestras consideradas importantes para entender mejor la evolución magmática y metalogenética de la zona de Los Alisos, y en general del distrito minero de La Caridad (Fig. 7), y cuyos resultados se presentan en la Tabla 1. Los zircones estudiados fueron separados de acuerdo a las técnicas descritas por Valencia-Gómez *et al.* (2005), y posteriormente atacados por ablación láser (ver Figura 23). La composición

isotópica de los sitios selectivamente vaporizados de los zirrones fue analizada en un espectrómetro multicolector de inducción acoplado de plasma de argón instalado en el Departamento de Geociencias de la Universidad de Arizona.

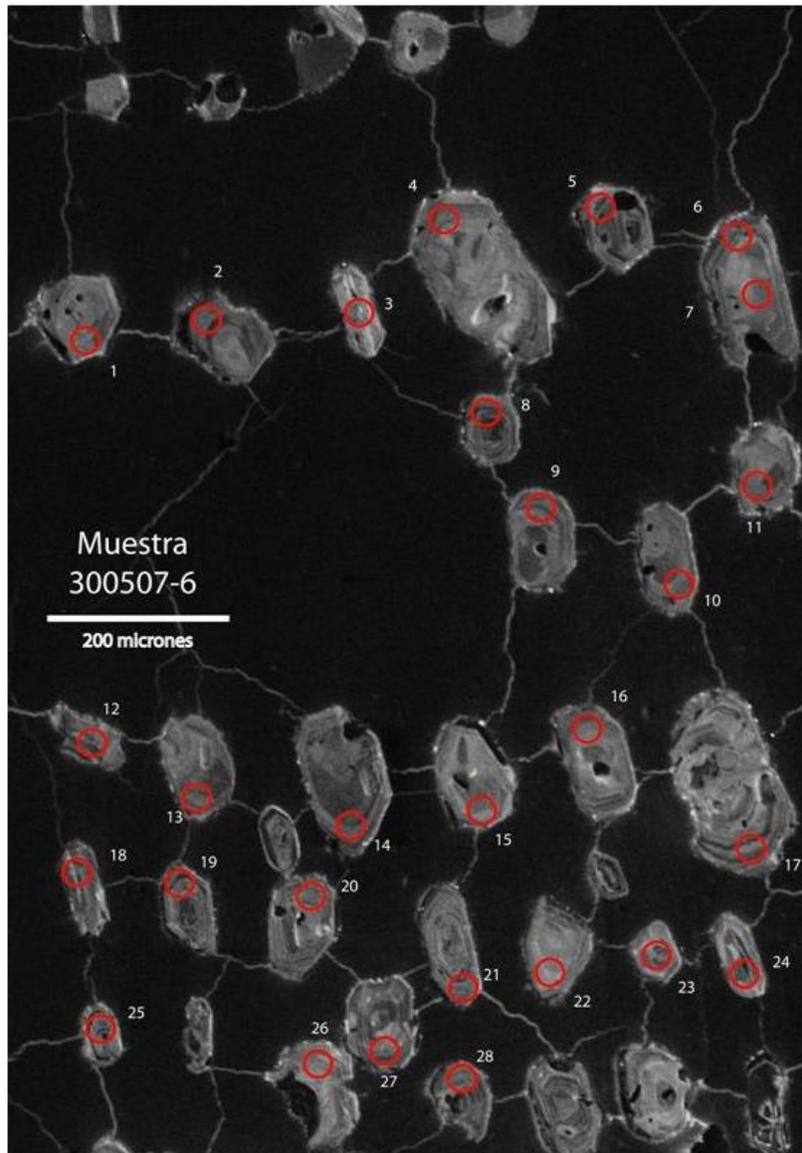


Figura 23. Fotomicrografía de catodoluminiscencia donde se puede apreciar el arreglo de los zirrones en una muestra preparada para fechamiento U-Pb, mostrando en círculos rojos las zonas de los cristales seleccionados para centrar el láser y determinar la composición isotópica. En este caso, la muestra corresponde al pórfido cuarzo-feldespático de Los Alisos (300507-6).

Dos de las muestras estudiadas fueron colectadas en el área del prospecto Los Alisos. La primera muestra (muestra 300507-5) corresponde a una roca vulcano-sedimentaria de composición andesítica, de textura burdamente orientada, muestra una variación en su grano de medio a grueso, de color gris verdoso a verde oscuro, presenta numerosos feldespatos alargados en una matriz de grano más fino, oscura, probablemente rica en material clorítico, con alteración propilítica muy débil y nulo contenido de pirita, que aflora en la parte central del área (Fig. 7). El resultado del análisis de esta roca indicó 73.6 Ma (Tabla 2; Figs. 9, 24 y 25), lo cual representa la edad más antigua reportada para las rocas laramídicas del distrito de La Caridad.

La segunda muestra (muestra 300507-6) se tomó de un pequeño afloramiento del pórfido cuarzo-feldespático ubicado a ~1.7 km al E-SE de la muestra anterior. Esta roca es de color gris claro con tonos rojizos y amarillentos por la presencia de óxidos de hierro; su textura es porfídica con un 40% de fenocristales de un tamaño de 2 y 6 mm, los cuales son predominantemente de feldespatos tabulares de color blanco parcialmente alterados a sericita, y en menor proporción ojos de cuarzo. También se puede observar la presencia de sulfuros dominados por pirita, la cual se presenta en forma de parches diseminados. Los resultados arrojaron una edad concordante de 60.2 Ma (Tabla 3; Figs. 12, 26 y 27), la cual resulta ser unos 5-6 Ma más antigua que las edades reportadas por Valencia-Gómez *et al.* (2005) para las rocas intrusivas de la mina La Caridad (Tabla 1).

Las otras dos muestras corresponden a rocas volcánicas expuestas en la zona de la mina Pilares, las cuales corresponden a una andesita basáltica (Tabla 4; Figs. 10, 28 y 29), y a una traquiandesita (Tabla 5; Figs. 11, 30 y 31), cuyas relaciones isotópicas arrojaron edades prácticamente idénticas de 64.3 y 64.2 Ma, respectivamente, mostrando también mucha similitud con la edad de 64.2 Ma de la andesita reportada por Valencia-Gómez (2005), y cuya localización se menciona al oeste del depósito La Caridad.

Los nuevos datos geocronológicos basados en U-Pb en zircones (Tabla 2) sugieren que el pulso (o pulsos) ígneos asociados a la mineralización en la zona más rica del distrito, que corresponde a la zona de La Caridad, fueron más tardíos en el proceso magmático regional.

Tabla 2. Resultados de los análisis geocronológicos U-Pb de la muestra 300507-5, colectada en el área de Los Alisos.

#	Relaciones y errores isotópicos										Edades aparentes (Ma)					
	U (ppm)	Th/U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}^*/^{207}\text{Pb}$	± (%)	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	± (%)	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	± (%)	error corr.	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ (Ma)	± (Ma)	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ (Ma)	± (Ma)	$^{206}\text{Pb}^*/^{207}\text{Pb}^*$ 207Pb* (Ma)	± (Ma)
1	490	1.4	3325	20.7397	2.9	0.0762	3.2	0.0115	1.2	0.38	73.5	0.9	74.6	2.3	109.9	69.1
2	276	1.2	1739	20.0932	5.4	0.0788	5.5	0.0115	1.0	0.18	73.6	0.7	77.0	4.1	184.2	127.0
3	147	0.9	1116	18.6820	13.6	0.0913	13.7	0.0124	1.1	0.08	79.2	0.9	88.7	11.6	351.2	309.2
4	386	1.6	2306	20.5925	3.1	0.0760	3.4	0.0114	1.4	0.41	72.8	1.0	74.4	2.4	126.7	72.9
5	175	1.6	1432	19.2426	9.8	0.0814	10.0	0.0114	1.7	0.17	72.8	1.2	79.4	7.6	284.0	225.7
6	289	1.1	876	20.0791	5.2	0.0784	6.0	0.0114	3.1	0.51	73.2	2.2	76.6	4.4	185.8	120.4
7	144	1.0	979	19.1656	10.4	0.0840	10.9	0.0117	3.1	0.29	74.8	2.3	81.9	8.6	293.1	238.8
8	648	0.7	3051	20.6479	2.5	0.0768	2.7	0.0115	1.0	0.38	73.8	0.7	75.2	1.9	120.4	57.9
9	780	1.2	6054	20.8868	1.2	0.0773	2.7	0.0117	2.4	0.89	75.1	1.8	75.6	2.0	93.2	29.1
10	162	0.8	1168	19.4051	8.7	0.0819	8.8	0.0115	1.5	0.17	73.8	1.1	79.9	6.8	264.7	199.8
11	270	0.9	1622	19.9703	5.5	0.0779	5.9	0.0113	2.1	0.35	72.3	1.5	76.2	4.3	198.4	127.9
12	583	2.3	3031	20.8226	2.7	0.0771	3.1	0.0116	1.5	0.50	74.7	1.1	75.5	2.2	100.5	62.7
13	124	1.4	1015	18.6841	12.7	0.0864	12.8	0.0117	1.4	0.11	75.0	1.1	84.1	10.3	351.0	287.7
14	538	1.2	5696	20.6664	2.4	0.0766	2.7	0.0115	1.3	0.48	73.6	1.0	75.0	2.0	118.2	55.8
15	239	0.9	2305	20.4716	4.9	0.0781	5.3	0.0116	1.8	0.34	74.3	1.3	76.3	3.9	140.5	116.2
16	369	1.9	2218	20.6262	3.4	0.0757	4.0	0.0113	2.0	0.51	72.6	1.5	74.1	2.8	122.8	80.3
17	306	1.4	2050	20.3316	4.9	0.0775	5.0	0.0114	1.0	0.20	73.2	0.7	75.8	3.6	156.6	114.1
18	543	1.5	4168	20.7378	3.0	0.0763	3.7	0.0115	2.2	0.59	73.6	1.6	74.7	2.7	110.1	70.6
19	164	0.6	1384	20.0021	7.5	0.0794	7.6	0.0115	1.3	0.17	73.8	0.9	77.6	5.7	194.7	175.0
20	422	1.8	3917	20.7618	3.5	0.0786	4.0	0.0118	2.0	0.50	75.9	1.5	76.9	2.9	107.4	81.5
21	107	0.8	1718	19.7349	8.0	0.0805	8.7	0.0115	3.4	0.39	73.9	2.5	78.6	6.5	225.9	184.3
22	522	1.2	2746	20.2054	4.7	0.0782	5.2	0.0115	2.3	0.43	73.4	1.7	76.4	3.9	171.2	110.4
23	173	1.4	1425	20.2980	5.7	0.0763	5.9	0.0112	1.5	0.25	72.0	1.0	74.7	4.2	160.5	133.5
24	125	0.7	1219	19.6969	8.8	0.0804	9.3	0.0115	2.9	0.31	73.7	2.1	78.6	7.0	230.3	204.5
25	278	1.0	842	20.0226	6.0	0.0789	6.1	0.0115	1.0	0.16	73.4	0.7	77.1	4.5	192.3	140.1
26	216	2.4	2931	19.9199	6.3	0.0795	6.6	0.0115	2.1	0.31	73.6	1.5	77.6	5.0	204.3	146.8
27	333	1.8	4097	20.5886	4.5	0.0782	4.9	0.0117	2.0	0.41	74.9	1.5	76.5	3.6	127.1	105.9
28	1159	1.7	6759	20.8456	1.8	0.0780	3.1	0.0118	2.5	0.81	75.6	1.9	76.2	2.3	97.9	43.6
29	230	1.2	1336	20.1697	5.0	0.0773	5.2	0.0113	1.1	0.21	72.5	0.8	75.6	3.8	175.3	117.8
30	644	1.0	3467	20.9110	3.7	0.0762	3.8	0.0116	1.0	0.26	74.1	0.7	74.6	2.7	90.4	86.6
31	958	1.9	7521	20.9471	1.6	0.0754	2.4	0.0115	1.9	0.76	73.5	1.4	73.8	1.7	86.3	37.5

La incertidumbre está reportada al nivel de 1 sigma, e incluye solo errores de medición. Los errores sistemáticos incrementan la incertidumbre en la edad de 1-2%. La concentración de U y U/Th están calibradas de manera relativa con el NIST SRM 610 con una precisión de ~20%. La corrección del Pb común es del ^{204}Pb , con composición interpretada de Stacey y Kramers (1975) y una incertidumbre de 1.0 para el $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, 0.3 para el $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, y 2.0 para el $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. El fraccionamiento de U/Pb y $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ está calibrada en relación a fragmentos del zircón Sri Lanka de 564 Ma (2-sigma). Las constantes de decaimiento del U y la composición asumidas son: $^{238}\text{U}=9.8485 \times 10^{-10}$, $^{235}\text{U}=1.55125 \times 10^{-10}$, $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}=137.88$. Texto en negritas: zircones heredados.

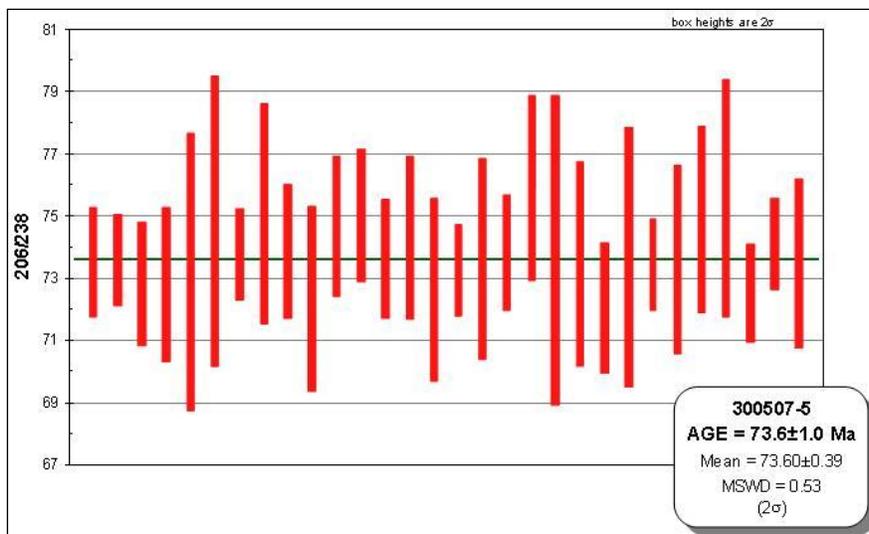


Figura 24. Edad de cristalización $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ de la muestra 300507-5, colectada en la parte central del área de Los Alisos (Fig. 7). La muestra corresponde a una roca vulcano-sedimentaria de composición andesítica, correlacionable con la Formación Tarahumara.

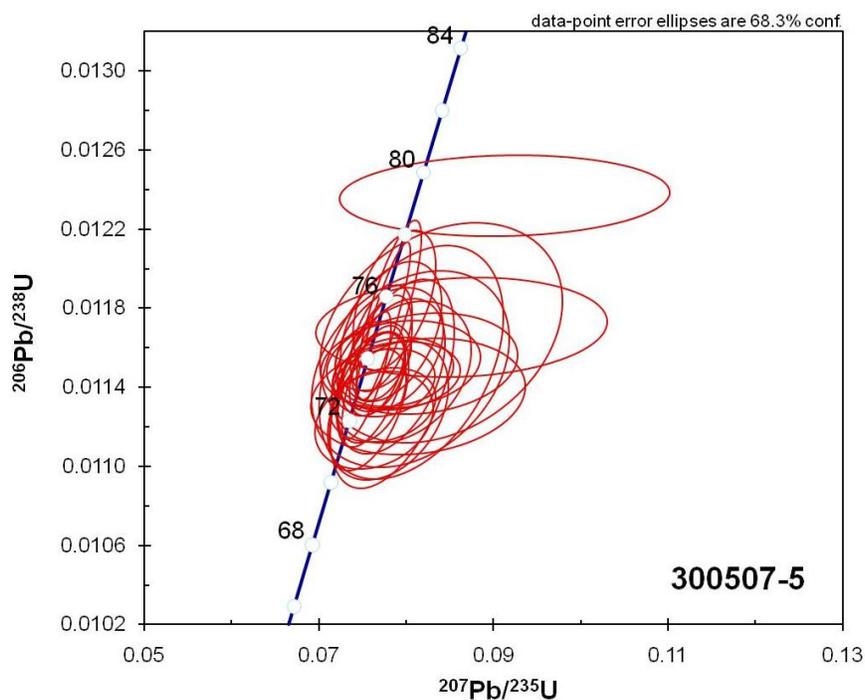


Figura 25. Diagrama de concordia de los análisis geocronológicos de la muestra 300507-5, mostrando ausencia de componentes heredados.

Tabla 3. Resultados de los análisis geocronológicos U-Pb de la muestra 300507-6, colectada en el área de Los Alisos.

#	U (ppm)	Th/U	Relaciones y errores isotópicos							Edades aparentes (Ma)						
			$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}^*/^{207}\text{Pb}$	± (%)	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	± (%)	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	± (%)	error corr.	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ (Ma)	± (Ma)	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ (Ma)	± (Ma)	$^{206}\text{Pb}^*/^{207}\text{Pb}^*$ (Ma)	± (Ma)
1	356	2.1	4841	20.0658	6.1	0.0640	7.1	0.0093	3.5	0.50	59.7	2.1	63.0	4.3	187.3	143.2
2	491	1.1	4911	20.6083	4.2	0.0621	4.5	0.0093	1.4	0.31	59.6	0.8	61.2	2.6	124.9	99.6
3	625	0.9	2484	20.2063	6.6	0.0651	7.2	0.0095	3.0	0.41	61.2	1.8	64.0	4.5	171.1	154.1
4	386	1.3	1410	20.7444	4.6	0.0608	4.7	0.0091	1.2	0.24	58.7	0.7	59.9	2.7	109.4	107.8
5	365	1.1	4020	20.3498	6.1	0.0638	6.2	0.0094	1.0	0.16	60.4	0.6	62.8	3.7	154.5	142.4
6	526	1.0	1662	20.5466	4.2	0.0629	4.4	0.0094	1.5	0.34	60.1	0.9	61.9	2.7	131.9	98.2
7	250	2.4	2734	20.0817	6.8	0.0645	6.9	0.0094	1.0	0.15	60.2	0.6	63.4	4.2	185.5	157.8
8	186	1.4	1836	19.9778	8.3	0.0644	8.7	0.0093	2.4	0.28	59.9	1.4	63.4	5.3	197.5	193.5
9	593	0.8	2392	20.2657	4.6	0.0646	4.7	0.0095	1.0	0.21	60.9	0.6	63.5	2.9	164.2	106.9
10	317	1.3	4740	19.8329	7.5	0.0649	7.6	0.0093	1.3	0.17	59.9	0.8	63.9	4.7	214.4	172.8
11	480	1.6	4376	20.5640	4.8	0.0628	5.2	0.0094	2.1	0.40	60.1	1.2	61.8	3.1	129.9	112.0
12	480	1.2	3563	20.3360	5.2	0.0648	5.3	0.0096	1.0	0.19	61.3	0.6	63.7	3.3	156.1	122.5
13	381	1.2	2195	20.1421	5.3	0.0653	5.4	0.0095	1.2	0.21	61.2	0.7	64.2	3.4	178.5	124.2
14	415	1.3	846	17.7844	20.2	0.0725	20.4	0.0094	3.0	0.15	60.0	1.8	71.1	14.0	461.4	451.3
15	465	1.2	2808	20.3287	4.9	0.0632	5.0	0.0093	1.0	0.20	59.8	0.6	62.2	3.0	157.0	114.6
16	225	0.8	1965	20.5135	4.3	0.0632	4.5	0.0094	1.0	0.22	60.4	0.6	62.3	2.7	135.7	102.2
17	331	1.2	2009	20.0439	6.9	0.0643	7.0	0.0093	1.4	0.20	60.0	0.8	63.3	4.3	189.9	160.6
18	258	1.2	3136	20.5928	4.3	0.0629	5.7	0.0094	3.8	0.67	60.3	2.3	61.9	3.4	126.7	100.1
19	398	1.0	2289	19.8375	6.9	0.0653	7.1	0.0094	1.5	0.21	60.3	0.9	64.2	4.4	213.9	161.1
20	265	1.5	2507	19.9354	6.5	0.0657	6.7	0.0095	1.7	0.25	61.0	1.0	64.6	4.2	202.5	151.2
21	469	2.6	9241	20.7799	3.4	0.0621	3.6	0.0094	1.2	0.34	60.0	0.7	61.1	2.1	105.3	79.5
22	524	1.1	2467	20.6365	3.8	0.0617	4.2	0.0092	1.8	0.42	59.3	1.1	60.8	2.5	121.7	90.1
23	318	1.6	1776	20.2954	4.8	0.0631	5.0	0.0093	1.4	0.28	59.6	0.8	62.1	3.0	160.8	113.2
24	185	1.3	1131	20.1399	6.1	0.0629	6.8	0.0092	2.9	0.42	59.0	1.7	61.9	4.1	178.7	143.4
25	265	1.2	1771	20.3112	4.4	0.0636	4.7	0.0094	1.6	0.33	60.1	0.9	62.6	2.8	159.0	103.3
26	495	1.3	4505	20.9394	3.0	0.0616	3.1	0.0093	1.0	0.32	60.0	0.6	60.7	1.8	87.2	70.5
27	666	1.0	1902	20.8152	3.2	0.0616	4.0	0.0093	2.4	0.61	59.7	1.4	60.7	2.3	101.3	74.8
28	156	1.5	1494	19.1394	10.4	0.0677	10.8	0.0094	2.9	0.27	60.3	1.7	66.5	7.0	296.3	238.2

La incertidumbre está reportada al nivel de 1 sigma, e incluye solo errores de medición. Los errores sistemáticos incrementan la incertidumbre en la edad de 1-2%. La concentración de U y U/Th están calibradas de manera relativa con el NIST SRM 610 con una precisión de ~20%. La corrección del Pb común es del ^{204}Pb , con composición interpretada de Stacey y Kramers (1975) y una incertidumbre de 1.0 para el $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, 0.3 para el $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, y 2.0 para el $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. El fraccionamiento de U/Pb y $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ está calibrada en relación a fragmentos del zircón Sri Lanka de 564 Ma (2-sigma). Las constantes de decaimiento del U y la composición asumidas son: $^{238}\text{U}=9.8485 \times 10^{-10}$, $^{235}\text{U}=1.55125 \times 10^{-10}$, $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}=137.88$.

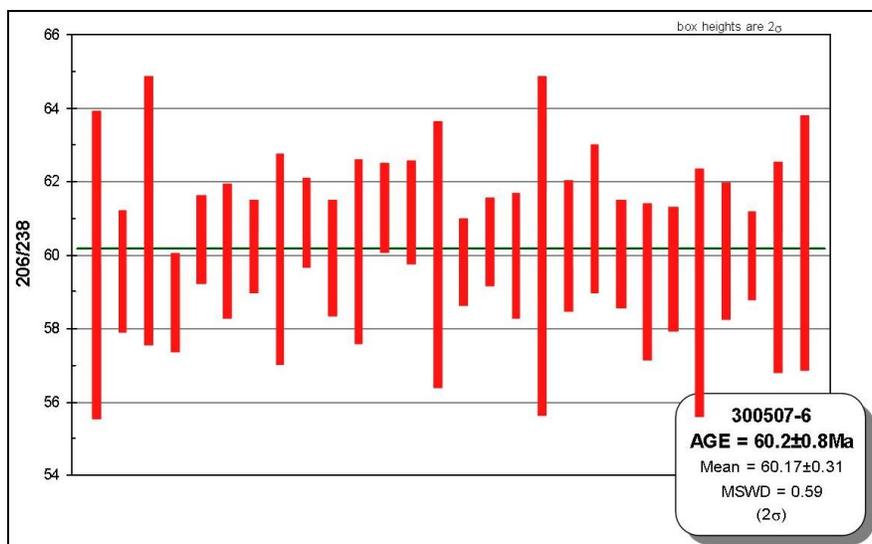


Figura 26. Edad de cristalización $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ de la muestra 300507-6. Esta muestra corresponde a un pórfido cuarzo-feldespático que intrusiona a la secuencia vulcano-sedimentaria de composición andesítica.

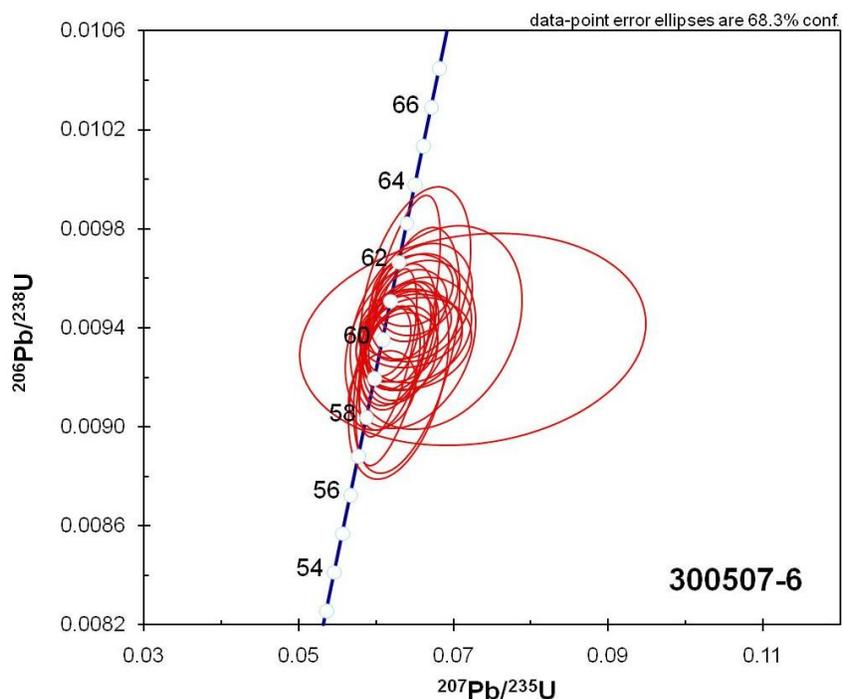


Figura 27. Diagrama de concordia de los análisis geocronológicos de la muestra 300507-6, mostrando ausencia de componentes heredados.

Tabla 4. Resultados de los análisis geocronológicos U-Pb de la muestra 300507-3, colectada en el área de la mina Pilares.

#	Relaciones y errores isotópicos										Edades aparentes (Ma)					
	U (ppm)	Th/U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}^*/^{207}\text{Pb}$	\pm (%)	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	\pm (%)	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	\pm (%)	error corr.	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ (Ma)	\pm	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ (Ma)	\pm	$^{206}\text{Pb}^*/^{207}\text{Pb}^*$ 207Pb* (Ma)	\pm
1	444	0.8	4005	20.9451	3.0	0.0672	3.7	0.0102	2.2	0.59	65.5	1.4	66.0	2.4	86.6	71.2
2	354	0.8	2507	19.9102	6.3	0.0702	6.3	0.0101	1.0	0.16	65.0	0.6	68.9	4.2	205.4	145.4
3	197	0.7	1674	20.1273	6.9	0.0672	7.0	0.0098	1.3	0.18	63.0	0.8	66.1	4.5	180.2	161.4
4	120	0.6	4158	10.6704	1.8	3.2791	2.1	0.2538	1.0	0.49	1457.9	13.1	1476.1	16.0	1502.4	33.9
5	426	0.9	2392	20.8646	3.3	0.0661	3.5	0.0100	1.0	0.29	64.1	0.6	65.0	2.2	95.7	79.2
6	239	0.9	1775	20.1840	5.1	0.0683	5.3	0.0100	1.3	0.24	64.1	0.8	67.1	3.4	173.6	119.2
7	1337	0.5	7336	20.6257	3.6	0.0667	3.8	0.0100	1.0	0.27	64.0	0.6	65.6	2.4	122.9	85.7
8	283	0.9	1678	20.1209	6.2	0.0683	6.4	0.0100	1.4	0.22	63.9	0.9	67.1	4.1	180.9	144.8
9	200	1.6	24576	11.0923	1.2	2.9676	1.7	0.2387	1.1	0.66	1380.1	13.5	1399.4	12.6	1428.8	23.8
10	818	5.9	97145	11.0021	1.0	3.1252	1.4	0.2494	1.0	0.71	1435.3	12.9	1438.9	10.9	1444.3	19.1
11	297	0.9	1369	19.3999	2.5	0.2591	2.7	0.0365	1.0	0.37	230.8	2.3	234.0	5.7	265.3	58.2
12	290	0.7	2815	19.4426	8.7	0.0724	8.8	0.0102	1.7	0.19	65.4	1.1	70.9	6.0	260.3	199.1
13	554	0.7	5275	20.2172	6.5	0.0693	6.6	0.0102	1.3	0.20	65.2	0.8	68.1	4.3	169.8	151.0
14	173	1.9	1337	20.4805	4.1	0.0911	5.2	0.0135	3.2	0.62	86.6	2.8	88.5	4.4	139.5	96.0
15	150	1.7	834	20.4575	4.4	0.0938	4.5	0.0139	1.1	0.23	89.1	0.9	91.0	4.0	142.1	103.9
16	385	1.8	986	18.4911	15.9	0.0744	16.1	0.0100	2.6	0.16	64.0	1.7	72.8	11.3	374.4	360.1
17	442	1.7	4705	20.3109	5.9	0.0670	6.3	0.0099	2.2	0.35	63.3	1.4	65.8	4.0	159.0	137.8
18	2343	1.3	8304	20.0648	2.5	0.1761	4.8	0.0256	4.1	0.86	163.1	6.6	164.7	7.3	187.5	58.1
19	1692	0.6	18379	19.9960	1.3	0.1909	1.9	0.0277	1.3	0.72	176.0	2.3	177.4	3.0	195.4	30.0

La incertidumbre está reportada al nivel de 1 sigma, e incluye solo errores de medición. Los errores sistemáticos incrementan la incertidumbre en la edad de 1-2%. La concentración de U y U/Th están calibradas de manera relativa con el NIST SRM 610 con una precisión de ~20%. La corrección del Pb común es del ^{204}Pb , con composición interpretada de Stacey y Kramers (1975) y una incertidumbre de 1.0 para el $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, 0.3 para el $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, y 2.0 para el $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. El fraccionamiento de U/Pb y $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ está calibrada en relación a fragmentos del zircón Sri Lanka de 564 ± 4 Ma (2-sigma). Las constantes de decaimiento del U y la composición asumidas son: $^{238}\text{U}=9.8485 \times 10^{-10}$, $^{235}\text{U}=1.55125 \times 10^{-10}$, $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}=137.88$. Texto en negritas: zircones heredados.

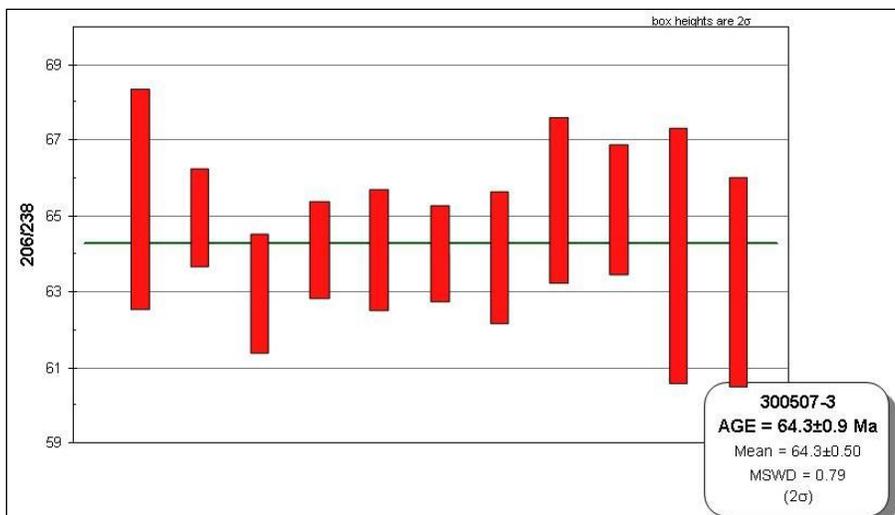


Figura 28. Edad de cristalización $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ de la muestra 300507-3, colectada al norte de la estructura brechada de Pilares (Fig. 7). Esta muestra corresponde a una roca de composición andesítica-basáltica, correlacionable con la Formación Tarahumara.

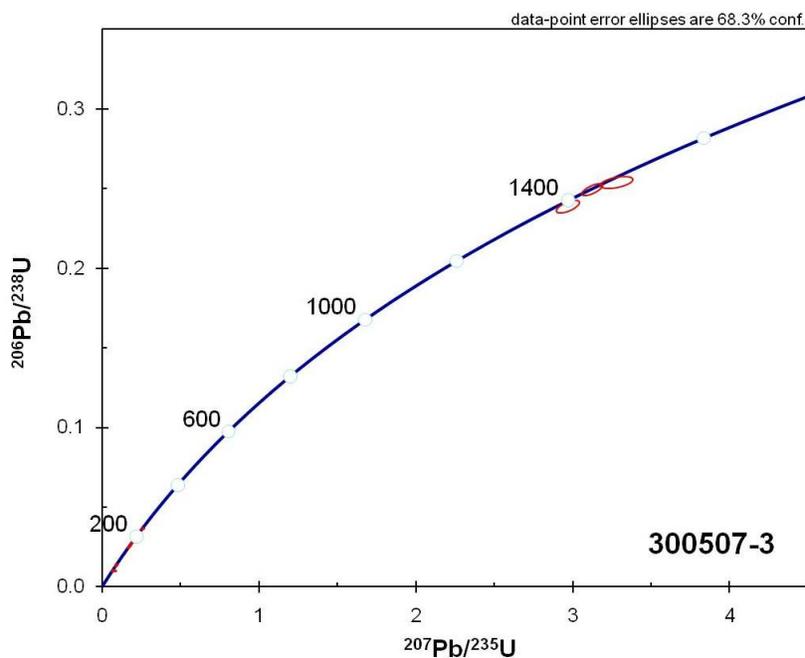


Figura 29. Diagrama de concordia de los análisis geocronológicos de la muestra 300507-3, mostrando una dispersión en edades debido a la presencia de componentes heredados.

Tabla 5. Resultados de los análisis geocronológicos U-Pb de la muestra 300507-1, colectada en el área de la mina Pilares.

#	U (ppm)	Th/U	Relaciones y errores isotópicos							Edades aparentes (Ma)						
			$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}^*/^{207}\text{Pb}$	± (%)	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	± (%)	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	± (%)	error corr.	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ (Ma)	± (Ma)	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ (Ma)	± (Ma)	$^{206}\text{Pb}^*/^{207}\text{Pb}^*$ (Ma)	± (Ma)
1	167	1.0	830	20.0409	7.8	0.0680	11.5	0.0099	8.4	0.74	63.4	5.3	66.8	7.4	190.2	180.8
2	395	0.6	1402	20.8027	3.1	0.0667	3.3	0.0101	1.1	0.33	64.5	0.7	65.5	2.1	102.7	73.9
3	335	1.6	1181	20.3203	6.0	0.0688	6.1	0.0101	1.0	0.16	65.0	0.6	67.5	4.0	157.9	140.3
4	254	2.1	29408	11.0944	1.0	3.0806	1.4	0.2479	1.0	0.71	1427.5	12.8	1427.9	10.9	1428.4	19.1
5	131	1.5	16882	10.8481	1.0	3.1291	1.4	0.2462	1.0	0.71	1418.8	12.7	1439.9	10.9	1471.1	19.0
6	199	1.3	1144	19.6975	7.9	0.0695	9.1	0.0099	4.5	0.49	63.7	2.8	68.2	6.0	230.3	182.8
7	196	0.8	1483	19.6209	9.8	0.0687	9.9	0.0098	1.3	0.13	62.7	0.8	67.5	6.5	239.3	227.4
8	354	1.0	2262	19.7794	7.4	0.0697	7.4	0.0100	1.0	0.13	64.2	0.6	68.4	4.9	220.7	170.4
9	274	0.9	1737	19.8902	8.6	0.0697	8.7	0.0100	1.2	0.14	64.5	0.8	68.4	5.7	207.8	199.5
10	416	0.6	2442	20.2620	4.8	0.0677	4.9	0.0099	1.0	0.21	63.8	0.6	66.5	3.1	164.6	111.1
11	231	1.3	3187	20.1224	5.6	0.0675	9.8	0.0098	8.1	0.82	63.2	5.1	66.3	6.3	180.8	131.3
12	256	1.3	1925	20.3906	5.5	0.0674	5.6	0.0100	1.0	0.18	63.9	0.6	66.2	3.6	149.8	129.0
13	349	2.2	44112	9.9692	1.0	3.7010	2.2	0.2676	2.0	0.89	1528.6	26.5	1571.6	17.5	1629.8	18.6
14	1151	0.5	4952	20.6432	3.5	0.0685	3.7	0.0103	1.0	0.28	65.7	0.7	67.2	2.4	120.9	83.4
15	252	1.2	1485	19.5233	9.4	0.0703	9.6	0.0100	1.9	0.20	63.9	1.2	69.0	6.4	250.8	215.8
16	160	1.4	1833	18.5390	13.7	0.0740	13.8	0.0100	1.8	0.13	63.8	1.1	72.5	9.7	368.5	309.8
17	213	1.0	1059	20.0304	5.9	0.0692	6.1	0.0101	1.4	0.23	64.5	0.9	68.0	4.0	191.4	137.4
18	353	1.0	2276	19.7791	7.7	0.0699	7.8	0.0100	1.0	0.13	64.3	0.6	68.6	5.1	220.7	178.2
19	220	1.4	3124	20.3511	5.6	0.0683	6.0	0.0101	2.2	0.37	64.7	1.4	67.1	3.9	154.4	131.1
20	212	1.4	1719	19.6454	9.0	0.0710	9.2	0.0101	1.5	0.16	64.9	0.9	69.6	6.2	236.4	209.1
21	233	1.3	1636	20.1858	6.3	0.0677	6.5	0.0099	1.4	0.22	63.6	0.9	66.5	4.2	173.4	147.3
22	574	1.2	118398	9.9521	1.1	3.9432	2.5	0.2846	2.2	0.90	1614.6	31.4	1622.6	19.9	1633.0	20.3
23	167	1.0	1241	20.7244	3.4	0.0817	3.5	0.0123	1.0	0.28	78.7	0.8	79.8	2.7	111.6	79.9
24	523	0.5	3491	20.0420	6.3	0.0684	6.3	0.0099	1.0	0.16	63.7	0.6	67.1	4.1	190.1	146.0
25	288	0.6	910	20.1659	6.5	0.0687	6.7	0.0100	1.7	0.25	64.5	1.1	67.5	4.4	175.7	151.3
26	233	0.7	1464	19.9799	8.1	0.0685	8.3	0.0099	1.9	0.23	63.7	1.2	67.3	5.4	197.3	189.0
27	370	1.1	2910	20.0885	7.2	0.0698	7.5	0.0102	2.2	0.29	65.2	1.4	68.5	5.0	184.7	168.4
28	560	0.9	4267	20.8090	3.7	0.0662	3.9	0.0100	1.0	0.26	64.1	0.6	65.1	2.4	102.0	88.0
29	299	0.9	856	18.9830	11.2	0.0714	11.3	0.0098	1.6	0.14	63.0	1.0	70.0	7.7	315.0	256.2

La incertidumbre está reportada al nivel de 1 sigma, e incluye solo errores de medición. Los errores sistemáticos incrementan la incertidumbre en la edad de 1-2%. La concentración de U y U/Th están calibradas de manera relativa con el NIST SRM 610 con una precisión de ~20%. La corrección del Pb común es del ^{204}Pb , con composición interpretada de Stacey y Kramers (1975) y una incertidumbre de 1.0 para el $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, 0.3 para el $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, y 2.0 para el $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. El fraccionamiento de U/Pb y $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ está calibrada en relación a fragmentos del zircón Sri Lanka de 564 ± 4 Ma (2-sigma). Las constantes de decaimiento del U y la composición asumidas son: $^{238}\text{U}=9.8485 \times 10^{-10}$, $^{235}\text{U}=1.55125 \times 10^{-10}$, $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}=137.88$. Texto en negritas: zircones heredados.

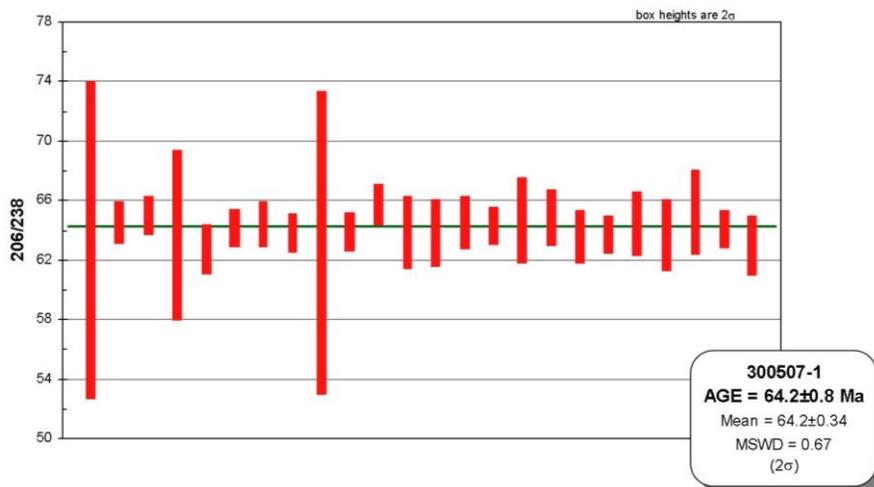


Figura 30. Edad de cristalización $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ de la muestra 300507-1, colectada en el extremo SE de la estructura brechada de Pilares (Fig. 7). La muestra corresponde a una roca volcánica de composición traquiandesítica, correlacionable con la Formación Tarahumara.

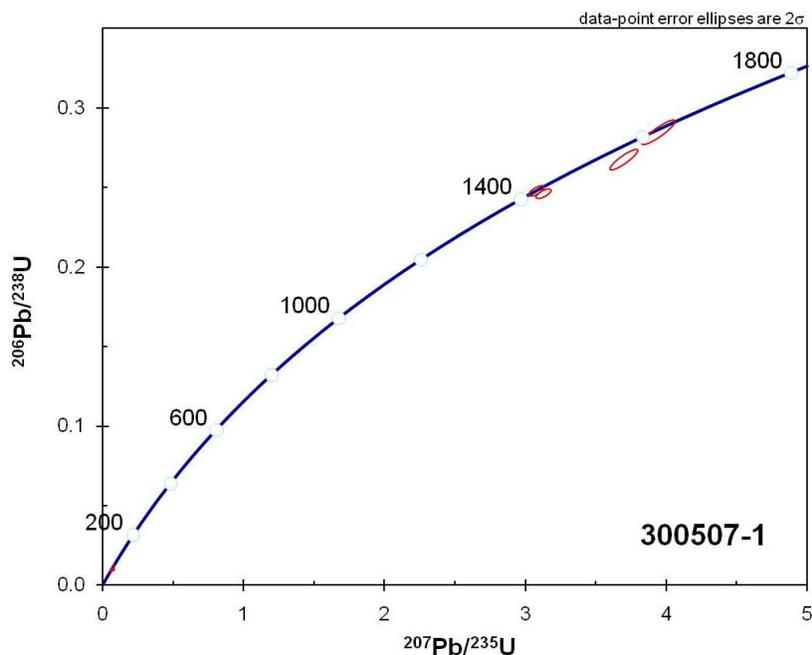


Figura 31. Diagrama de concordia de los análisis geocronológicos de la muestra 300507-1, mostrando una dispersión en edades debido a la presencia de componentes heredados.

9.- GEOQUÍMICA

9.1 Aspectos generales

La ocurrencia de sistemas mineralizados de tipo pórfido cuprífero en el sur de la cordillera oeste norteamericana, se extiende de manera relativamente continua a lo largo del cinturón magmático Laramide, desde el suroeste de los Estados Unidos hasta el sur de México (Fig. 5). Al parecer, los patrones metalogenéticos observados, así como la composición geoquímica e isotópica de estos depósitos están relacionados a la historia regional de los sistemas geológicos (Staude y Barton, 2001; Valencia-Moreno *et al.*, 2001), y la existencia de provincias con relaciones metálicas particulares ha sido interpretada como un reflejo de las variaciones en la composición de la corteza donde fueron emplazados estos sistemas mineralizados (Titley, 1991; Valencia-Moreno *et al.*, 2001; Valencia-Moreno *et al.*, 2006). En ese sentido, Damon y colaboradores (1983) fueron pioneros en observar las variaciones en la composición isotópica del estroncio a lo largo del cinturón de pórfidos cupríferos. Sus interpretaciones, basadas en la información de 34 muestras de rocas ígneas laramídicas, sugieren un límite isotópico localizado aproximadamente a la latitud 28°N. Hacia el norte las relaciones isotópicas son más enriquecidas en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, con valores entre ~0.7060 y 0.7100, lo cual sugiere una importante contribución por parte del basamento cristalino norteamericano. Hacia el sur de este límite, las relaciones de Sr son considerablemente más bajas entre 0.7036 y 0.7063, sugiriendo la presencia de un basamento distinto, de carácter más primitivo y posiblemente asociado a la presencia del terreno Guerrero definido por Campa y Coney (1983).

Trabajos más recientes definieron la existencia de tres dominios de basamento en el noroeste de México (norte, central y sur), que modificaron la composición geoquímica e isotópica de los granitoídes laramídicos, incluyendo a los plutones subvolcánicos asociados al cinturón de pórfidos cupríferos (Valencia-Moreno, *et al.*, 2001; Valencia-Moreno *et al.*, 2006) (Fig. 32). Los dominios norte y sur

corresponden a las regiones isotópicas previamente definidas por Damon *et al.* (1983) al norte y al sur de la latitud 28° N, respectivamente, mientras que el dominio central corresponde al terreno Cortés definido por Coney y Campa (1987), el cual se caracteriza por la presencia de un basamento de rocas paleozoicas de cuenca marina profunda muy deformadas, acrecionadas al N-NW al fin del Paleozoico (Poole *et al.*, 1993). Las relaciones en el dominio norte indican un rango entre 0.7070 y 0.7089, mientras que en el dominio sur los valores varían entre 0.7026 y 0.7062. En la región central, las relaciones isotópicas de estroncio muestran un rango intermedio entre 0.7064 y 0.7073 (Valencia-Moreno, 1998; Valencia-Moreno *et al.*, 2001) (Fig. 33). De manera análoga, Valencia-Moreno *et al.*, 2001 observaron que las relaciones iniciales de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ muestran también una variación regional, con valores de ϵNd entre -5.4 y -4.2 en el dominio norte; entre -5.1 y -3.4 en el dominio central y entre -0.9 y +4.2 en el dominio sur, lo cual apoya la idea de que las firmas isotópicas son de carácter más cortical hacia el norte y más oceánicas hacia el sur (Fig. 33).

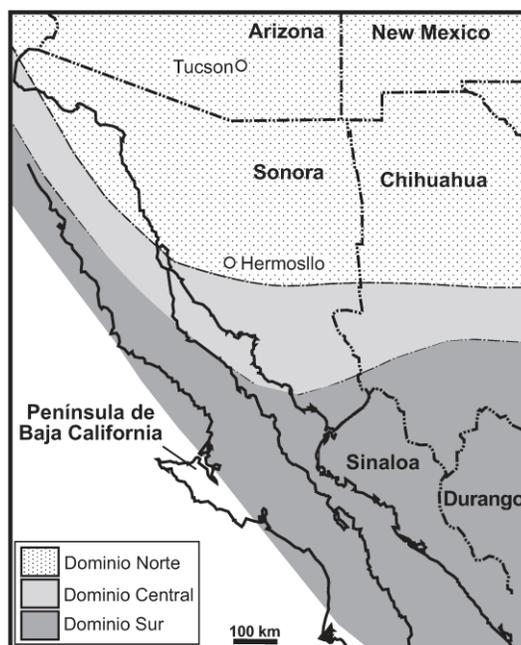


Figura 32. Distribución hipotética de los distintos dominios de basamento en los que se emplazó el cinturón de pórfidos de cobre en el noroeste de México. La península de Baja California se muestra restituida a su posición pre-apertura del Golfo de California (tomada de Valencia-Moreno *et al.*, 2006).

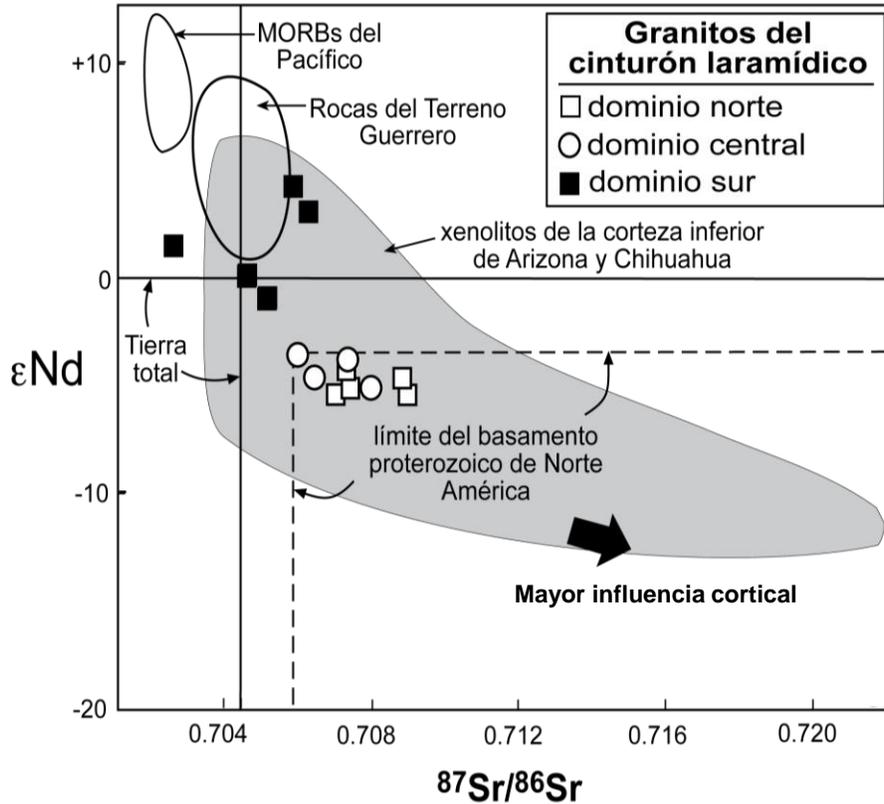


Figura 33. Diagrama de correlación isotópica Sr-Nd para rocas intrusivas laramílicas en el noroeste de México (tomada de Valencia-Moreno *et al.*, 2006).

De acuerdo a estos mismos autores, curiosamente la variación regional en las relaciones isotópicas de Sr y Nd está acoplada con una variación en la concentración de las tierras raras (REE). En general, esta variación está marcada por un cambio progresivo en los patrones de REE normalizados a una composición condritica, con un marcado enriquecimiento hacia las REE ligeras y anomalías de europio claramente negativas en el dominio norte, mientras que hacia el sur los patrones son relativamente más planos, y con anomalías de europio poco desarrolladas e incluso con polaridad positiva.

9.2 Nuevos datos geoquímicos

Con el fin de entender mejor los procesos magmáticos y metalogenéticos en el área de Los Alisos, y en general del distrito de La Caridad, se realizaron una serie de análisis químicos en ocho rocas ígneas colectadas en varios de los depósitos, como parte de las actividades de los proyectos PAPIIT-DGAPA (UNAM) IN106603-3 y CONACYT #49528F dirigidos por el Dr. Martín Valencia Moreno (Fig. 34).

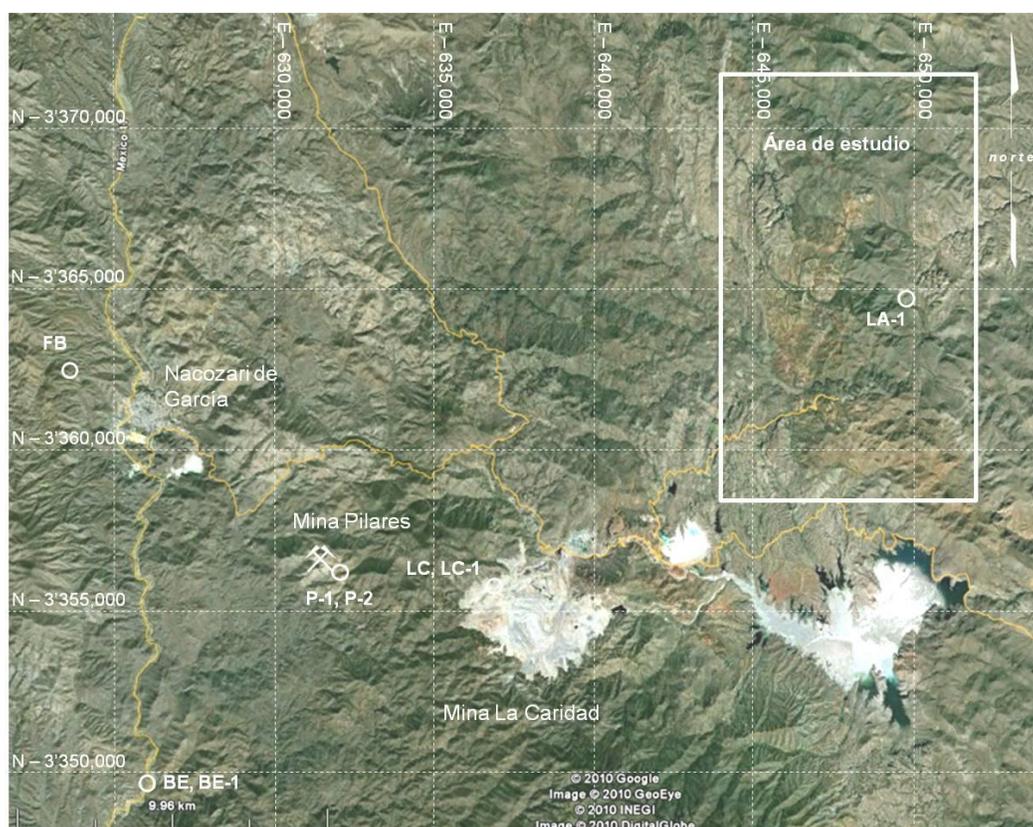


Figura 34. Localización de las ocho muestras de rocas ígneas para análisis químicos colectadas en el distrito de La Caridad. FB: Florida-Barrigón; BE: Bella Esperanza; P: Mina Pilares; LC: Mina La Caridad; LA: Los Alisos.

De acuerdo con los datos obtenidos, la concentración de SiO_2 de las rocas estudiadas varía entre 58.5% y 77.6%, siendo una muestra del pórfido de Los Alisos la más empobrecida. Los óxidos de los elementos mayores muestran una variación aproximadamente lineal con respecto al contenido de sílice, con pendientes negativas en casi todos los casos, con excepción del K_2O , que muestra una pendiente positiva, y el Na_2O , que muestra una distribución más errática (Fig. 35).

Todas las muestras son altas en K (Fig. 36), de acuerdo al diagrama QAP utilizando los valores calculados por la norma CIPW (Tabla 6), las muestras tienen composiciones entre granodiorita, granito y granito alcalino (Fig. 37). Su tendencia calco-alcalina está también claramente reflejada en el diagrama AFM mostrado en la Figura 38. Por otro lado, a excepción de una de las muestras, el resto indica una composición peraluminosa (Fig. 39); sin embargo, esto seguramente es resultado de la marcada alteración hidrotermal observada a nivel de todo el distrito, lo cual debió elevar los índices de alcalinidad.

Tabla 6. Concentración de elementos mayores y mineralogía normativa de rocas intrusivas en el distrito de La Caridad.

(wt %)	LA-1	LC	LC-1	P-1	P-2	BE	BE-1	FB
SiO ₂	58.51	67.46	69.59	77.59	76.80	67.65	74.58	71.80
TiO ₂	0.72	0.55	0.39	0.20	0.28	0.53	0.18	0.03
Al ₂ O ₃	16.68	15.18	15.75	12.80	13.40	15.80	12.82	15.00
Fe ₂ O ₃	4.93	3.93	3.81	0.93	1.67	3.71	0.95	0.88
MnO	0.15	0.05	0.03	0.01	0.00	0.06	0.04	0.06
MgO	1.67	1.60	1.42	0.31	0.43	1.50	1.34	0.92
CaO	4.76	3.03	0.06	0.06	0.04	3.23	1.27	1.66
Na ₂ O	1.37	3.50	0.16	0.16	0.22	3.68	1.88	2.79
K ₂ O	3.53	3.88	5.12	6.47	4.73	3.49	4.96	4.78
P ₂ O ₅	0.21	0.15	0.14	0.04	0.07	0.17	0.03	0.05
P x C	6.75	0.58	3.80	2.10	2.71	0.90	2.00	1.25
Suma	99.27	99.90	100.27	100.66	100.35	100.72	100.06	99.23
FeOt	4.44	3.54	3.43	0.84	1.50	3.34	0.86	0.79
#Mg	40.13	44.61	42.49	39.63	33.82	44.47	73.51	67.66
A/CNK	1.13	0.98	2.66	1.73	2.41	1.01	1.19	1.17
A/NK	2.75	1.52	2.71	1.76	2.44	1.61	1.51	1.54
Mineralogía normativa (CIPW)								
Cz	25.98	22.77	49.64	51.72	58.52	23.03	40.17	32.34
Pg	37.69	44.7	1.5	1.47	1.98	47.23	22.65	32.44
Or	25.33	25.28	34.67	41.63	31.55	22.78	32.09	30.87
C	1.75	-	7.19	3.63	5.42	0.2	1.31	1.46
Di	-	0.18	-	-	-	-	-	-
Hi	6.65	5.24	5.32	1.03	1.68	4.98	3.28	2.54
Ill	0.87	0.6	0.45	0.22	0.31	0.58	0.2	0.03
Mt	1.24	0.9	0.92	0.21	0.39	0.84	0.22	0.2
Ap	0.46	0.3	0.29	0.08	0.14	0.34	0.06	0.1
Zr	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02

Análisis realizados por XRF en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica de la UNAM por el Quím. Rufino Lozano Santacruz.

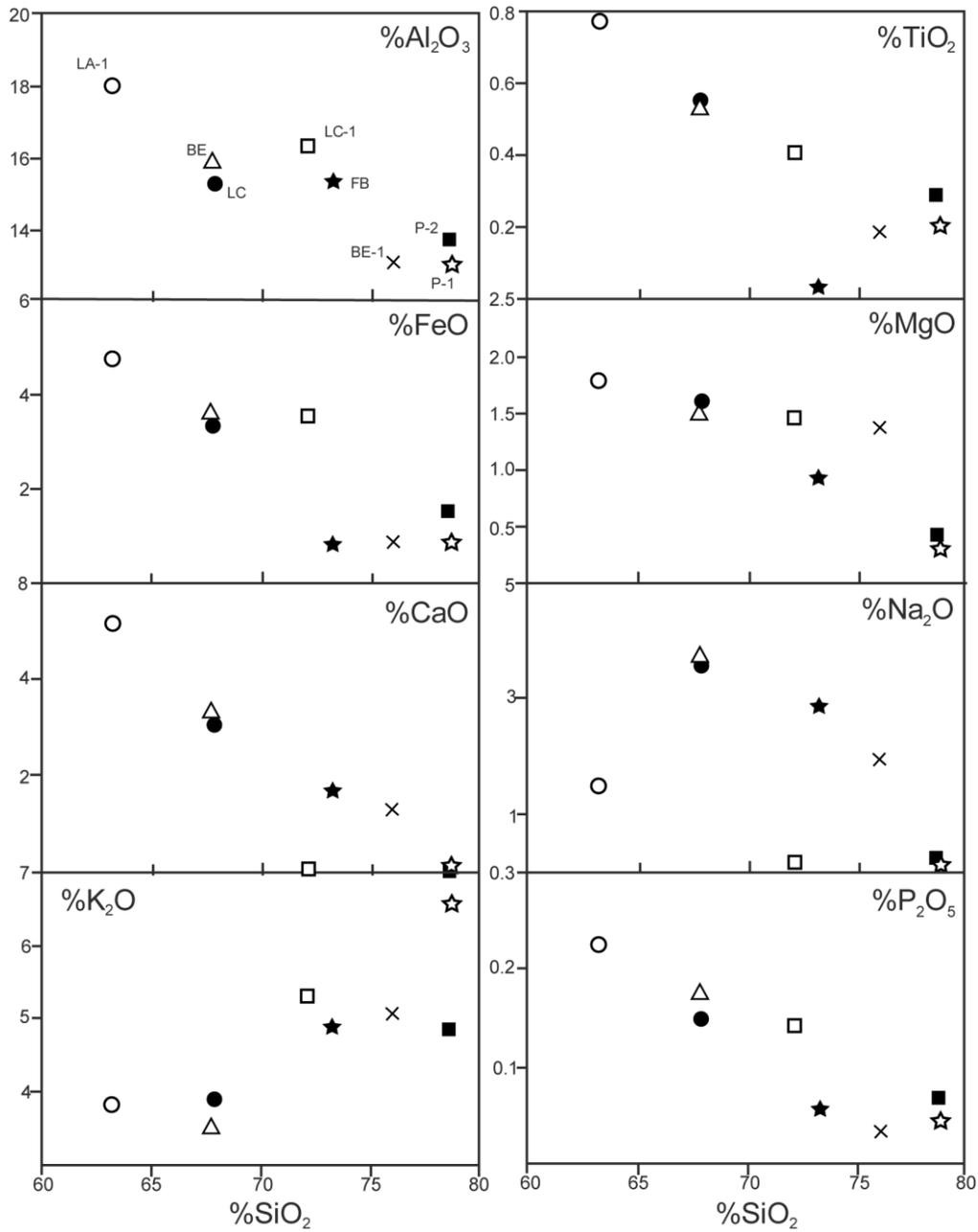


Figura 35. Diagrama tipo Harker de rocas intrusivas del distrito La Caridad, mostrando las variaciones de los elementos mayores con respecto al SiO_2 . El círculo LA-1 corresponde al pórfido cuarzo feldespático de Los Alisos.

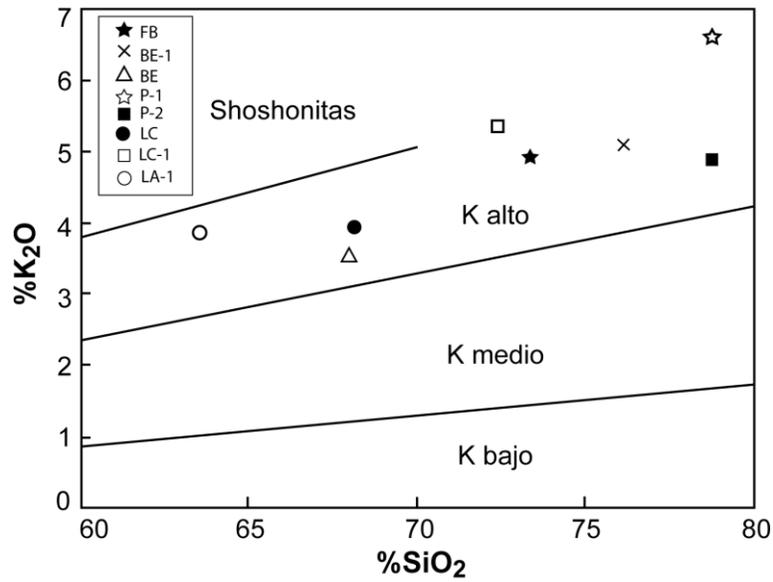


Figura 36. Diagrama de variación del K₂O con respecto al SiO₂, de rocas intrusivas del distrito La Caridad. Es notable el empobrecimiento en sílice del pórfido cuarzo feldespático de Los Alisos.

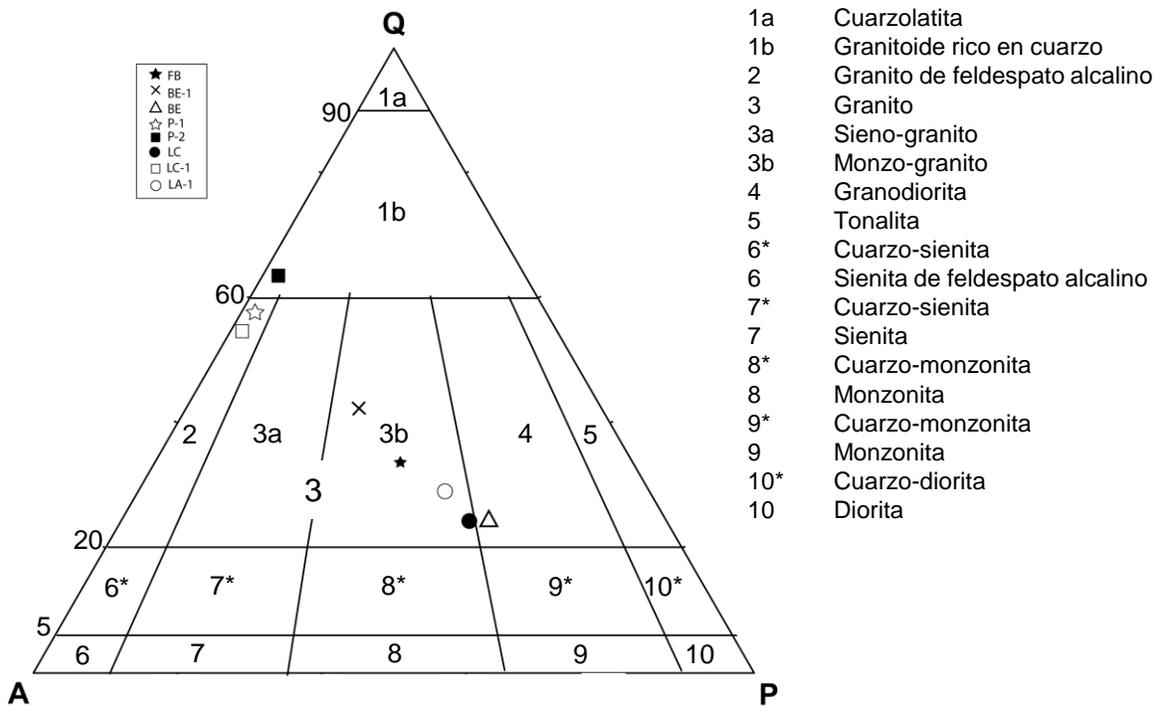


Figura 37. Diagrama ternario QAP, mostrando la composición de las rocas intrusivas del distrito La Caridad. Q: cuarzo; A: Feldespato alcalino; P: Plagioclasa.

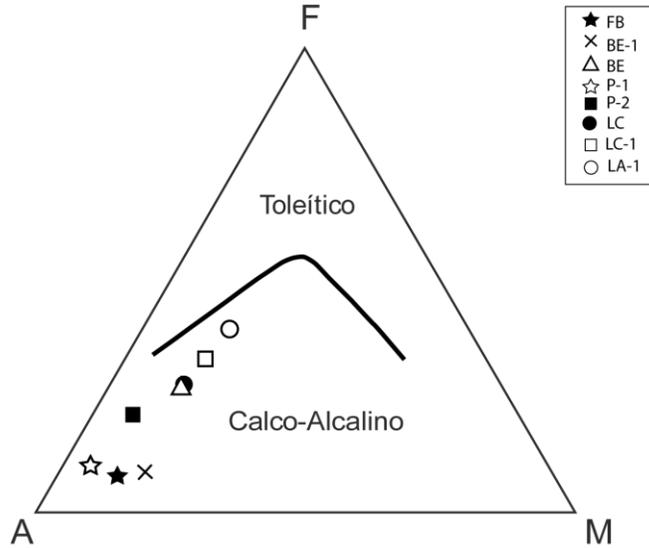


Figura 38. Diagrama ternario AFM de las rocas intrusivas del distrito de La Caridad, mostrando el límite entre los campos calcialcalino y toleítico definido por Irvine y Baragar (1971). A: $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$; F: Fe total como FeO; M: MgO.

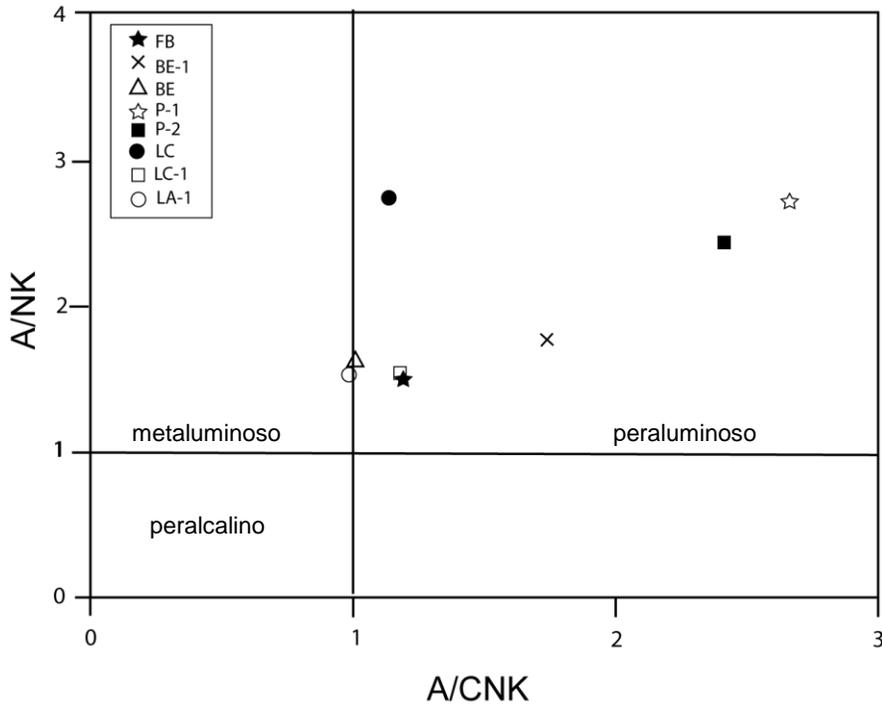


Figura 39. Diagrama de Shand de las rocas intrusivas del distrito La Caridad. Nótese como el pórfido cuarzo feldespático de Los Alisos se ubica justo en el límite entre los dominios metaluminoso y peraluminoso. A/NK: $\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$; A/CNK: $\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$.

Algunos elementos traza fueron también utilizados para investigar la petrogénesis de las rocas magmáticas seleccionadas. En todos los casos, los datos presentan un arreglo irregular, aunque existe una ligera tendencia positiva en el caso del Y, Rb y Ba. El resto de los elementos graficados tienen una tendencia negativa, relativamente clara en el caso del V, Nb y Zr, pero más errática para el Sr y el Ce (Fig. 40). En un diagrama de discriminación tectónica basado en las concentraciones Rb y de Y+Nb, las muestras estudiadas se ubican en la región de arco volcánico, aunque dos de ellas caen en la región de los granitos sin-colisión (Fig. 41). Es claro que esto último no es razonable y quizás todo el grupo de rocas está en realidad movido hacia esta región por efecto de la alteración hidrotermal.

Las tierras raras quizás proporcionan un mejor diagnóstico debido a su conocida menor movilidad ante los efectos de la alteración hidrotermal. Los patrones de tierras raras normalizados a la condrita presentan un aspecto relativamente compacto, con una clara pendiente negativa, es decir, con un enriquecimiento en las REE ligeras (Ce_N/Yb_N entre -8.9 y 17.9, Tabla 7), pero con un comportamiento algo cóncavo hacia arriba en las REE medias y pesadas (Fig. 42). Por otro lado, la anomalía claramente negativa mostrada en general en granitoídes frescos emplazados en esta porción del cinturón Laramide (Valencia-Moreno *et al.*, 2001), está mucho menos desarrollada, y es incluso positiva en cuatro de las muestras (Eu_N/Eu_N^* entre ~0.8 y 1.4, Tabla 7), sugiriendo que el proceso magmático fue modificado durante el evento metalogénico asociado a la formación y emplazamiento de los pórfidos de cobre en este distrito.

Tabla 7. Concentración en ppm de tierras raras y otros elementos traza en rocas intrusivas del distrito de La Caridad.

	LA-1	LC	LC-1	P-1	P-2	BE	BE-1	FB
La	36.03	33.80	14.59	-	23.27	28.84	37.65	30.85
Ce	76.99	69.73	30.96	-	48.92	63.00	63.02	61.37
Pr	8.51	7.82	3.32	-	4.79	7.10	7.47	6.56
Nd	32.98	29.23	12.26	-	17.09	27.67	26.33	24.75
Sm	5.79	5.67	2.38	-	2.93	5.05	4.76	4.48
Eu	1.58	1.38	0.83	-	1.15	1.65	1.18	1.32
Gd	4.45	4.62	2.08	-	2.24	3.97	3.83	3.39
Tb	0.57	0.67	0.31	-	0.26	0.55	0.54	0.45
Dy	2.93	4.07	1.84	-	1.42	3.07	3.12	2.71
Ho	0.53	0.85	0.39	-	0.29	0.62	0.66	0.54
Er	1.23	2.10	0.83	-	0.68	1.47	1.62	1.30
Tm	0.17	0.31	0.13	-	0.12	0.21	0.26	0.18
Yb	1.15	2.23	0.78	-	0.79	1.41	1.90	1.36
Lu	0.18	0.34	0.14	-	0.15	0.24	0.32	0.21
SREE	173.10	162.81	70.86	-	104.10	144.86	152.65	139.45
Eu _N /Eu _N *	0.96	0.83	1.16	-	1.39	1.14	0.85	1.05
Ce _N /Yb _N	17.88	8.39	10.62	-	16.60	11.96	8.91	12.13
Rb	182	210	423	331	253	110	202	187
Sr	165	364	18	98	68	481	336	403
Ba	819	871	434	1290	1283	985	1056	1004
Y	27	40	59	48	40	24	37	32
Zr	140	198	151	146	147	177	150	168
Nb	9	12	11	11	13	10	14	12
V	89	75	47	25	16	65	5	13
Cr	7	10	<2	<2	<2	4	<2	13
Co	9	8	5	7	6	7	6	7
Ni	8	9	3	5	5	8	6	6
Cu	1	515	810	135	4	7	37	28
Zn	360	87	67	100	6	54	75	37
Th	21	35	17	14	8	15	22	10
Pb	123	12	35	23	7	16	29	15

Los análisis de tierras raras se realizaron en el Laboratorio de Espectrometría de Masas con Plasma de Acoplamiento Inductivo (ICP-MS) de Instituto de Geofísica de la UNAM. Responsable: Dra. Ofelia Morton Bermea, Técnico Analíticos: M. en C. Elizabeth Hernández Álvarez. Los elementos del Rb al Pb fueron medidos por XRF en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica de la UNAM por el Quím. Rufino Lozano Santacruz.

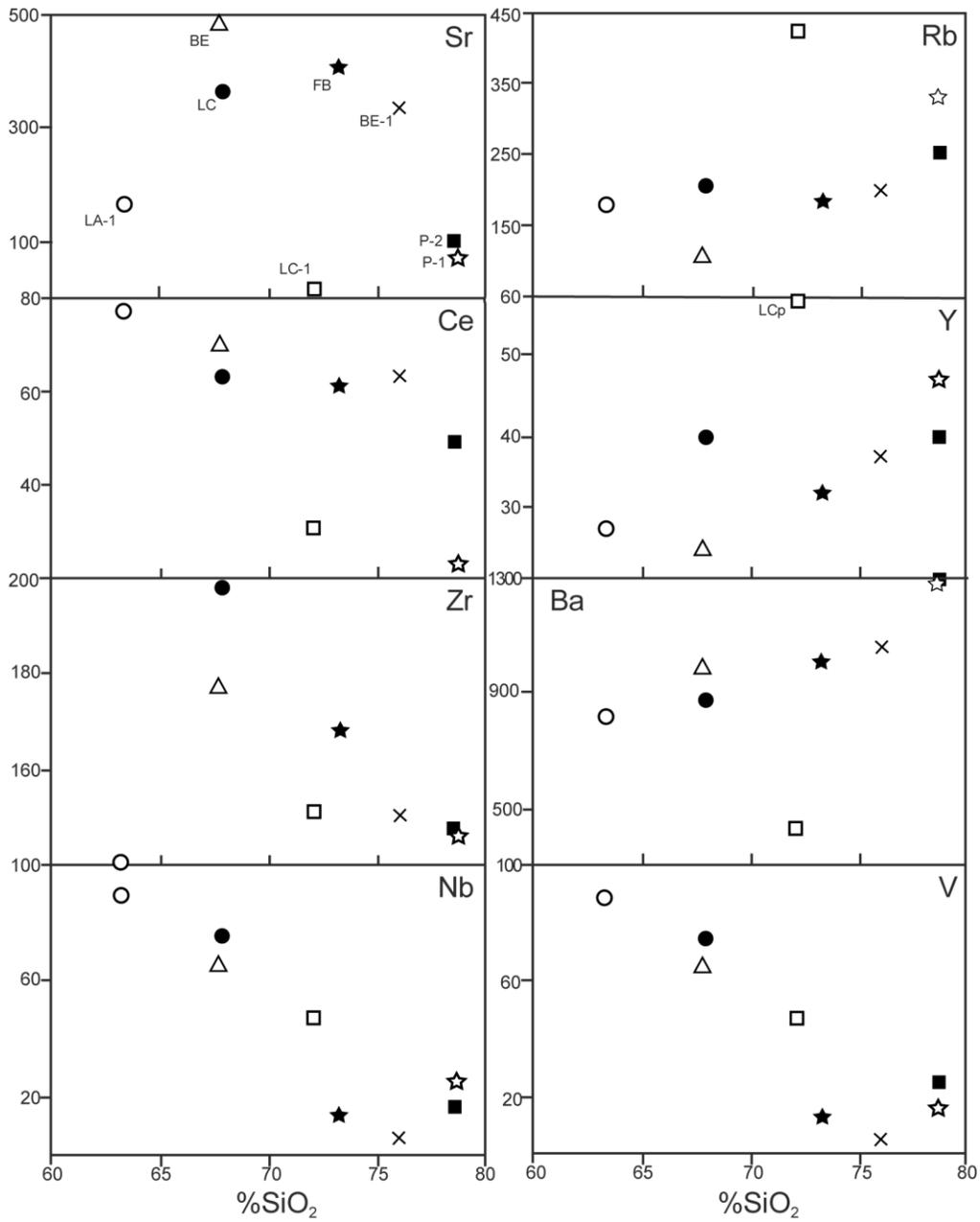


Figura 40. Diagrama de variación de sílice para varios elementos traza en muestras de rocas intrusivas del distrito La Caridad.

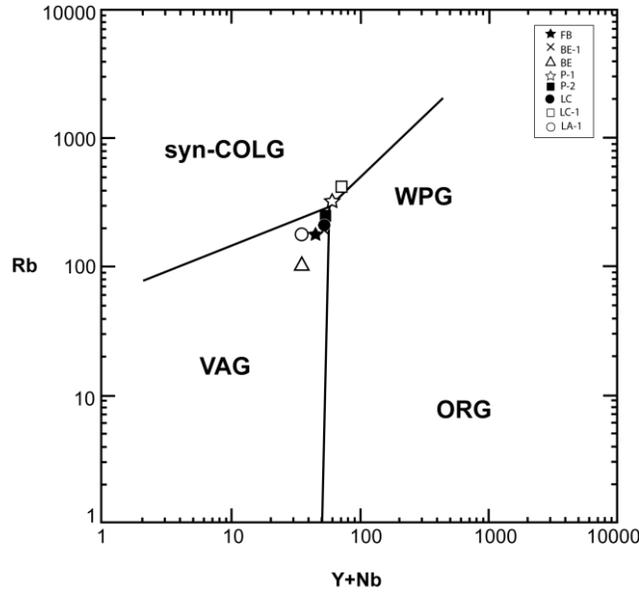


Figura 41. Diagrama de discriminación tectónica Rb-Y+Nb de acuerdo a Pearce *et al.* (1984), de las rocas intrusivas del distrito La Caridad. VAG: granito de arco volcánico; WPG: granito de intraplaca; ORG: granito de dorsal oceánica; syn-COLG: granito colisional.

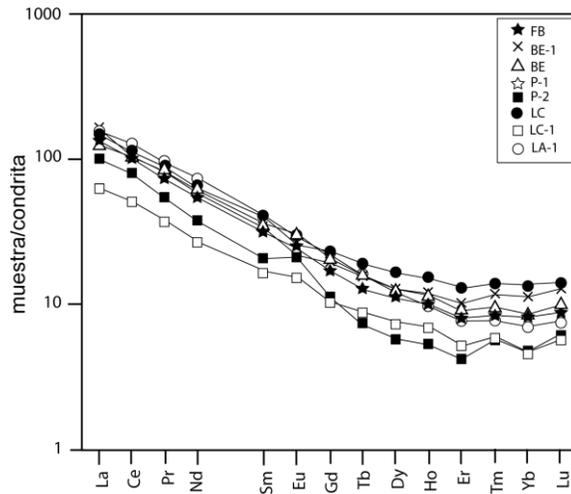


Figura 42. Diagrama de tierras raras normalizado a la condrita, de las concentraciones de las rocas intrusivas del distrito La Caridad.

En un diagrama multielemental normalizado a concentraciones condriticas se puede ver un marcado enriquecimiento en los elementos con mayor radio iónico, decreciendo notablemente hacia ambos lados (en función del arreglo propuesto por Pearce *et al.* (1984). Es también notable que existen claras depresiones en Ba, Nb y Ti, en relación a la progresión normal de las concentraciones (Fig. 43), lo

cual resulta común de observar en rocas magmáticas asociadas a sitios tectónicos relacionados con la presencia de arcos volcánicos.

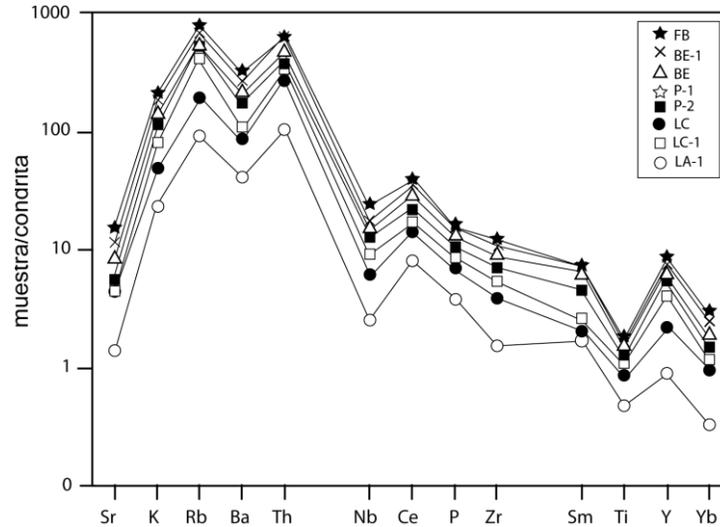


Figura 43. Diagrama multielemental normalizado a condrita, de la concentración de elementos traza de las rocas intrusivas del distrito La Caridad.

En cuanto a la composición de los isótopos radiogénicos de Sr y Nd, los datos obtenidos se presentan en la Tabla 8. En un diagrama de correlación de las relaciones iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y los valores de ϵNd las muestras analizadas caen en la región donde normalmente se ubican las rocas magmáticas generadas en zonas dominadas por la presencia de rocas asociadas a un basamento continental antiguo. Los valores iniciales de Sr varían entre 0.7055 y 0.7072 mientras que los valores de ϵNd varían de -3.7 a -6.3, ubicándose dentro de la región considerada previamente para los granitos emplazados en la parte norte del cinturón Laramide del noroeste de México, de acuerdo con Valencia-Moreno *et al.* (2001). Los valores correspondientes al pequeño afloramiento del intrusivo porfídico de Los Alisos son de 0.7067 y -5.5 (Fig. 44), respectivamente, sugiriendo un origen muy similar al resto de las muestras en cuanto a la naturaleza del material involucrado en la generación del magma. Las muestras están relativamente lejos de las fuentes isotópicamente primitivas, por lo que se infiere una participación relativamente modesta del manto astenosférico inicial fundido parcialmente arriba de la placa subducida.

Tabla 8. Relaciones isotópicas Rb-Sr y Sm-Nd para algunas de las muestras estudiadas del distrito de La Caridad

Muestra	Edad (Ma)	ppm			ppm										
		Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$	2s	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$	2s	eNd _i	T _{DM} (Ga)
BE*	55.9	112.18	457.97	0.709	0.707702	0.707140	10	4.86	26.34	0.112	0.512345	0.512304	6	-5.1	1.04
LC	55.5	211.27	350.30	1.745	0.708247	0.706873	11	5.50	29.32	0.113	0.512420	0.512379	4	-3.7	0.95
LC-1	54.3	444.01	17.22	75.030	0.763485	0.705990	11	2.64	14.27	0.112	0.512345	0.512305	4	-5.1	1.04
LA-1	60.2	146.90	146.00	2.912	0.709005	0.706518	10	5.38	30.39	0.107	0.512323	0.512281	5	-5.5	1.03
P-2	64.2	253.22	64.27	11.411	0.715922	0.705535	11	3.16	19.25	0.099	0.512289	0.512248	5	-6.0	1.00
FB*	52.4	173.11	407.07	1.231	0.708155	0.707240	10	3.35	18.81	0.108	0.512285	0.512248	5	-6.3	1.09

Los análisis se realizaron utilizando un espectrómetro de masas Finnigan MAT 262 instalado en el Laboratorio Universitario de Geoquímica isotópica de la UNAM (LUGIS). Al momento en que se analizaron las primeras 3 muestras, los valores del laboratorio para el estándar SRM987 y el estándar Nd la Jolla fueron de 0.710235 ± 18 (n=229) y de 0.511880 ± 22 (n=123), respectivamente, mientras que para las otras 3 muestras estos valores fueron de 0.710238 ± 23* (n = 347) y 0.511872 ± 23 (n = 174), respectivamente.

Responsables del trabajo analítico en el LUGIS: M. en C. M.S. Hernández Bernal, Ing. T. Hernández Treviño, Dr. J. Morales Contreras, M. en C. G. Solís Pichardo, Dr. Peter Schaaf.

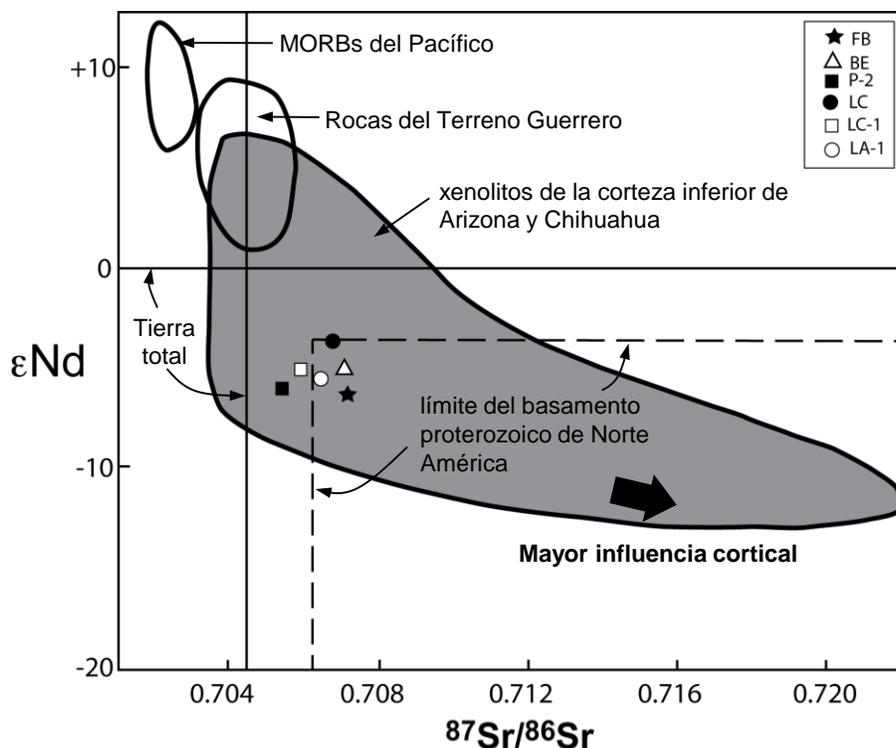


Figura 44. Diagrama de correlación isotópica Sr-Nd de las rocas intrusivas del distrito La Caridad.

10.- DISCUSIÓN

Las características litológicas, caracterizadas por la presencia de una secuencia volcánica predominantemente andesítica, intrusionada por un pórfido cuarzo-feldespático, así como el tipo y distribución de la alteración hidrotermal que se observa en el área de Los Alisos, sugiere un ambiente de tipo pórfido cuprífero. Por otro lado, las edades U-Pb en zircones de 73.6 ± 1.0 Ma para las rocas volcánicas y de 60.2 ± 0.8 Ma para el pórfido cuarzo-feldespático obtenidas durante este estudio, sugieren que el evento mineralizante corresponde de manera regional con el episodio metalogénico Laramide, y que las rocas volcánicas y el pórfido cuarzo-feldespático que las intrusiona son comagmáticos. Además, las edades obtenidas en rocas volcánicas del área de la mina Pilares, localizada al oeste de Los Alisos (~ 63.3 Ma), muestran una clara correlación en su edad así como en sus características litológicas permitiendo definir las como

componentes de la Formación Tarahumara, componente volcánico del arco magmático Laramide.

El pórfido cuarzo-feldespático dio una relación isotópica inicial de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.7067, acoplado a un valor inicial de ϵNd de -5.5 , lo cual indica una clara afinidad con las firmas asociadas a granitos que fueron emplazados en un basamento compuesto por las rocas proterozoicas del cratón de Norte América. Las firmas de tierras raras muestran también una correlación con la composición general obtenida para los intrusivos productores en los sistemas de pórfido cuprífero en esta región, caracterizados por patrones normalizados a la condrita enriquecidos hacia las REE ligeras, y anomalías de Eu generalmente negativas. De acuerdo con Valencia-Moreno *et al.*, (2006), durante el proceso de formación de los magmas productivos derivados de la refusión de plutones laramídicos mayores, al parecer ocurrió una inversión en la polaridad de la anomalía de Eu, quizás derivada de un fraccionamiento importante de hornblenda.

En general se ha observado que la edad de las rocas laramídicas muestran un decrecimiento de oeste a este, lo que se ha interpretado como la migración hacia el este de el arco magmático ocasionado por la disminución del ángulo de subducción de la placa Farallón debajo de la placa de Norteamérica (Coney y Reynolds, 1977). Durante este periodo (90-40 Ma) predominaron esfuerzos compresivos, pero al finalizar la subducción, con el acercamiento de la dorsal de la placa Farallón a la trinchera, y con el movimiento relativo al norte de la placa Pacífico, el régimen tectónico cambio de subducción a transforme. Esto originó que los esfuerzos compresivos cambiaran a esfuerzos extensivos, haciendo que la corteza media se exhumara exponiendo los sistemas de *core complexes* reconocidos en esta región, y posteriormente continuando con fallamientos normales de alto ángulo N-NW, asociados a la formación de la provincia *Basin and Range*.

El área Los Alisos es una estructura de *horst* con una orientación al norte, delimitada por dos fallas normales regionales que ponen en contacto discordante a la Formación Tarahumara del Cretácico Tardío al Eoceno Medio, con las riolitas del Eoceno Tardío y con la Formación Báucarit del Mioceno. Al oeste del área Los Alisos se encuentran otras dos estructuras de *horst*, una de ellas delimitada por las fallas Pilares y La Caridad, en el cual se localizan las minas La Caridad y Pilares, y hacia el límite oeste del distrito minero de La Caridad el *horst* delimitado por las fallas Florida y Barrigón donde se presentan las rocas más antiguas de este distrito minero (González-León *et al.*, 2008).

Es evidente que el grado de exhumación varía en cada una de las estructuras de *horst*. En el *horst* occidental, en su parte norte aflora una granodiorita laramídica, que podría considerarse como el componente batolítico, es decir, con una exhumación mayor si se considera que el emplazamiento de estos batolitos ocurrió a aproximadamente a 8-10 km de profundidad (Sillitoe, 1973; Makshev, 2001; Richards, J.P., 2003; Valencia-Moreno *et al.*, 2006). El *horst* central, con una exhumación tal que permitió la exposición de los intrusivos porfídicos de tal manera que estuvieron sujetos a condiciones físico-químicas tales como fracturamiento de la roca, zonas de brecha, zonas de stockwork, fugacidad de oxígeno, condiciones de pH, influencia de aguas meteóricas, etc., todas ellas favorables para dar origen a un enriquecimiento supergénico en el depósito de La Caridad, lo que definió la importancia económica del mismo. Dentro de este mismo *horst* parecería presentarse una diferencia en su exhumación si consideramos que en la parte de la mina La Caridad están expuestos los pórfidos emplazados en teoría a 1-3 km de profundidad (Sillitoe, 1973; Makshev, 2001; Richards, J.P., 2003; Valencia-Moreno *et al.*, 2006), mientras que en la mina Pilares, la estructura de brecha mineralizada podría corresponder a la parte superior de los pórfidos (Sillitoe, 1973). Esto supondría una exhumación menor que la del depósito de La Caridad, motivada tal vez por un desplazamiento del *horst* entre las minas Pilares y La Caridad, más que a un basculamiento considerando que la brecha de Pilares se presenta muy vertical, según planos de levantamientos geológicos del interior

de la mina Pilares y a barrenación vertical en la mina La Caridad, que definen también un comportamiento muy vertical de los intrusivos porfídicos (Valencia-Gómez, 2005). El *horst* de Los Alisos presenta una exhumación menor que los otros dos cercanos, estando cubierto por las rocas volcánicas andesíticas que podrían considerarse como parte de un cuerpo estratovolcánico, mientras que el pórfido cuarzo-feldespático se presenta solo en pequeños afloramientos, es decir pequeños apófisis que podrían estar conectados a un cuerpo porfídico a mayor profundidad.

11.- CONCLUSIÓN

Los estudios geológicos, petrográficos y geocronológicos de las rocas volcánicas del área Los Alisos, permiten correlacionarlas con las rocas volcánicas de la Formación Tarahumara cuya distribución en la parte este del estado de Sonora es muy amplia, según se ha establecido con trabajos hechos por McDowell y colaboradores (2001).

El área Los Alisos está formada por una estructura de *horst* con una orientación al norte, flanqueada por las fallas normales Alisos oeste y Alisos este. La exhumación de este horst fue menor que la del horst en donde se encuentra emplazado el depósito de La Caridad. Mientras que en el de La Caridad la exhumación fue tal que dejó expuesto al pórfido mineralizado, dándose lugar así a la generación de un enriquecimiento supergénico y por ende un gran agregado desde el punto de vista económico, el posible pórfido mineralizado en el horst Los Alisos, por no llegar a superficie y así no contar con las características fisicoquímicas necesarias podría tener, en teoría, una mineralización hipogénica, de baja ley en sulfuros.

Con los datos aportados en este trabajo se puede concluir que el pórfido cuprífero de Los Alisos presenta características propias de los pórfidos formadores de grandes depósitos de cobre cercanos a este prospecto. Estos datos podrían

enriquecerse con trabajos de geología estructural a mayor detalle orientados a definir zonas de fuerte fracturamiento y las direcciones de esfuerzos que las ocasionaron, si se toma en consideración que los centros porfídicos podrían definirse como puntos de energía local capaces de producir gran cantidad de fracturamiento en la roca intrusionada, y estudios de inclusiones fluidas de diversas vetillas de cuarzo del área, para conocer la profundidad de sus emplazamientos y la posibilidad de definir o medir la exhumación del *horst* Los Alisos.

12.- BIBLIOGRAFÍA

- Aguilera-Schaufelberger, E., 1968, Levantamiento geofísico de polarización inducida y resistividad en el área de la mina "La Caridad", Nacozari, Sonora: Consejo de Recursos Naturales No Renovables, Informe técnico, 13 p.
- Aguillón-Robles, A, Calmus, T., Benoît, M., Bellon, H., Maury, R. C., Cotten, J., Bourgois, J., Michaud, F., 2001, Late Miocene adakites and Nb-enriched basalts from Vizcaino Peninsula, Mexico: indicators of EPR subduction below Southern Baja California, *Geology*, v. 29, p. 531-534.
- Almazán-Vázquez, E., Palafox-Reyes, J., 2000, Secuencia Samitica del Jurásico Tardío con amonitas del Genero *Subdichotomoceras* (Kimmeridgiano) expuesta al oriente de Arivechi, Sonora, en Calmus, T., y Pérez-Segura, E. (eds.), Cuarta reunión sobre la geología del Noroeste de México y áreas adyacentes: UNAM, Hermosillo. 1-2.
- Anderson, J.A., 1982, Characteristics of leached capping and techniques of appraisal, en Titley, S.R. (ed.), *Advances in Geology of the Porphyry Copper Deposits: Southwestern North America*, p. 275-295.
- Anderson, J.L., Bender, E., 1989. Nature and origin of Proterozoic A-Type granitic magmatism in the Southwestern United States Of America . *Lithos*, 23, p. 19-52.
- Anderson, T.H., Silver, L.T., 1981, An overview of Precambrian Rocks in Sonora: UNAM, *Revista Instituto de Geología*, 5(2), p. 131-139.
- Anderson, T.H., Silver, L.T., 1978, Jurassic magmatism in Sonora, Mexico: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 359 p.
- Arreola-Razura, L., Roldán-Quintana, J., 1988, Informe de la exploración por oro y plata desarrollada en el área "Los Alisos", Mpio. de Villa Hidalgo, Sonora: Consejo de Recursos Minerales, Informe técnico, 56 p.
- Atwater, T., Stock, J. 1998, Pacific-North America plate tectonics of the Neogene southwestern United States: An update. *International Geology Review* v. 40, p. 375-402.

- Bartolini, C., Damon, P.E., Shafiqullah, M., Morales, M., 1994, Geochronologic contributions to the Tertiary sedimentary-volcanic sequences ("Baucarit Formation") in Sonora, Mexico: *Geofísica Internacional*, v. 33, p. 67-77.
- Benoît, M., Aguillón-Robles, A., Calmus, T., Maury, R. C., Bellon, H., Cotten, J., Bourgois, J., Michaud, F., 2002, Geochemical diversity of Late Miocene volcanism in Southern Baja California, Mexico: Implication of mantle and crustal sources during the opening of an asthenospheric window. *Journal of Geology*, v. 110, p. 627-648.
- Berchenbriter, D.K., 1976, The Geology of La Caridad Fault, Sonora, Mexico: M.S. thesis unpublished, University of Iowa, 127 p.
- Bilodeau, W., 1978, The Glance Conglomerate, a lower Cretaceous syntectonic deposit in southeastern Arizona, en Callender J., Wilt, J., y Clemons, R. (eds.), *Land of Cochise, Southeastern Arizona: New Mexico Geological Society, 29th Field Conference*.
- Bravo-Nieto, J., Romero-Martínez, S., 1967, Analisis geológico-geoquímico de semidetalle en el área de "Los Alisos" (ZF-90): Consejo de Recursos Naturales No Renovables, Informe técnico, 17 p.
- Calmus, T., Aguillón-Robles, A., Maury R. C., Bellon, H., Benoit, M., Cotten, J., Bourgois, J., Michaud, F., 2003, Spatial and temporal evolution of basalts and magnesian andesites ("bajaites") from Baja California, Mexico: Constraints on their tectonic setting and origin. *Lithos*, v. 66, p. 77-105.
- Campa, M.F., Coney, P.J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distribution in Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 20, p. 1040-1051.
- Camus, F., 2003, *Geología de los sistemas porfíricos en los Andes de Chile: Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Chile*, 267 p.
- Coney, P.J., Reynolds, S.J., 1977, Cordilleran Benioff zones: *Nature*, v. 270, p. 403-406.
- Coney, P.J., 1976, Plate tectonics and the Laramide orogeny: *New Mexico Geological Society Special Publication 6*, p. 5-10.

- Coney, P.J., Campa-Uranga, M.F., 1987, Lithotectonic terrane map of Mexico: U.S. Geological Survey Miscellaneous Field Studies map, MF-1874-D.
- Consejo de Recursos Minerales, 1992, Monografía geológico-minera del Estado de Sonora, 220 p.
- Damon, P.E., Shafiqullah, M., Clark., K.F., 1983, Geochronology of the porphyry copper deposits and related mineralization of Mexico: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 1052-1071.
- Damon, P.E., Shafiqullah, M., Clark, K.F., 1981, Age trends of igneous activity in relation to metallogenesis in the southern Cordillera, en Dickinson, W.R., y Payne, W.D. (eds.), Relations of tectonics to ore deposits in the southern Cordillera: Arizona Geological Society Digest, v. 14, p. 137-154.
- Davis, G.H., 1979, Laramide folding and faulting in southeastern Arizona: American Journal of Science, v. 279, p. 543-569.
- Dumble, E.T., 1900, Notes on the geology of Sonora, Mexico: Transactions of the Society of Mining Engineers of American Institute of Mining, Matallurgical and Petroleum Engineers, v. 29, p. 122-152.
- Era-Maptec Ltd., 1995, Remote Sensing and Structural analysis of La Caridad Mine and surrounding District, Northern Sonora: Mexicana de Cobre, Reporte interno, 34 p.
- González-León, C.M., Valencia, V., Lawton, T.F., Leggett, W.J., Gehrels, G.E., Amato, J., Montijo-Contreras, O., Fernández, M.A., 2008, The mesozoic detrital zircon geochronology of Sonora and paleogeographic implications, en Valencia-Moreno, M., y Vega-Granillo, L. (eds.), 1er. Congreso sobre la evolución Geológica y Ecológica del noroeste de México, libro de resúmenes: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Estación Regional del Noroeste, p. 107-108.
- González-León, C.M., McIntosh, W.C., Lozano-Santacruz R., Valencia-Moreno, M., Amaya-Martínez, R., Rodríguez-Castañeda, J.L., 2000, Cretaceous and Tertiary sedimentary, magmatic, and tectonic evolution of north-central Sonora (Arizpe and Bacanuchi Quadrangles), northwest Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 112, p. 600-610.

- González-León, C.M., 1994, Stratigraphy, depositional environments, and origin of the Cabullona basin, Northeastern Sonora, Mexico: Ph. D. Thesis, The University of Arizona, Tucson, Arizona, 144 p.
- González-León, C.M., 1986, Estratigrafía del Paleozoico de la Sierra del Tule, noreste de Sonora: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 6, p. 117-135.
- Hayes, P., Drewes, H., 1978, Mesozoic depositional history of southeastern Arizona, en Callender, J., Wilt J., y Clemons R. (eds), *Land of Cochise, Southeastern Arizona: New Mexico Geological Society, 29th Field Conference*, p. 201-207.
- Henry, C.D., Aranda-Gómez. J., 2000, Plate interactions control middle-late Miocene, proto-Gulf and Basin and Range extension in the Southern Basin and Range: *Tectonophysics*, v. 318, p. 1-26.
- Henry, C.D., Aranda-Gómez. J., 1992, The real southern Basin and Range: mid to late Cenozoic extension in Mexico: *Geology*, v. 20, p. 701-704.
- Hernández-Rábago, M.A., Rascón-Heimpel, M.A., 2003, Estudio Geológico Área El Nogal: Mexicana de Cobre, Reporte interno, 14 p.
- Irvine, T., Baragar, W., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 8, p. 532-548.
- Keith, S.B., Swan, M.M., 1995, Tectonic setting, petrology, and genesis of the Laramide porphyry copper cluster of Arizona, Sonora, and New Mexico, en Pierce, F.W., y Bolm, J.G. (eds.), *Porphyry copper deposits of the American Cordillera: Arizona Geological Society Digest*, v. 20, p. 339-346.
- King, R.E., 1939, Geological reconnaissance in the northern Sierra Madre Occidental of Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 50, p. 1625-1722.
- Lawton, T.F., González-León, C.M., Amato, J.M., Gehrels, G.E., Heizler, M., Iriondo, A., Leggett, W.J., Mauel, D.J., Peryam, T.C., 2008, Contrasting tectonic regimes recorded by sedimentary basins associated with Jurassic and cretaceous arc systems, Sonora, Mexico, en Valencia-Moreno, M., y Vega-Granillo, L. (eds.), *1er. Congreso sobre la evolución Geológica y*

- Ecológica del noroeste de México, libro de resúmenes: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Estación Regional del Noroeste, p. 105-106.
- Lee-Moreno, J.L., Monroy-Ochoa, G., 1966, Informe geológico-geoquímico del reconocimiento del área Los Alisos: Consejo de Recursos Naturales No Renovables, Informe técnico, 7p.
- Lee-Moreno, J.L., Osoria-Hernández, A., 1965a, Reconocimiento geoquímico y yacimientos minerales de la porción noreste del estado de Sonora, México: Consejo de Recursos Naturales No Renovables, Informe técnico.
- Lee-Moreno, J.L., Osoria-Hernández, A., 1965b, Informe preliminar sobre la anomalía geoquímica Cruz de Cañada: Consejo de Recursos Naturales No Renovables, Informe técnico, 28 p.
- Livingston, D.E., 1973, Geology, K-Ar ages and Sr isotopy at La Caridad, Nacozari district, Sonora, Mexico: M.S. thesis unpublished, The University of Arizona, Tucson, Arizona, 31 p.
- Lonsdale, P., 1991, Structural patterns of the Pacific floor offshore of Peninsular California, in: Dauphin, J.P., Simoneit, B.R.T. (eds.). The Gulf and Peninsular Province of the Californias, American Association of Petroleum Geologists, v. 47, p. 87-125.
- Maksaev, J.V., 2001, Reseña metalogenética de Chile y de los procesos que determinan la metalogénesis andina: Universidad de Chile, Santiago, Chile, web site, <http://www.cec.uchile.cl/~vmaksaev/METALOGENESIS%20DE%20CHILE.pdf>
- McAnulty, W.N., 1970, Geology of the Northern Nacozari district, Sonora, Mexico: Ph. D. thesis unpublished, The University of New Mexico, Albuquerque, New Mexico, 103 p.
- McDowell, F.W., Roldán-Quintana, J., Connelly, J.N., 2001, Duration of Late Cretaceous-early Tertiary magmatism in east-central Sonora, Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 113, p. 521-531.
- McDowell, F.W., Clabaugh, S.E., 1979, Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the tectonic history of western Mexico, en Chapin, C.E. y

- Elston, W.E. (eds.), Ash-flow tuffs: Geological Society of America Special Paper 180, p. 113-124.
- McKee, M.B., Anderson, T.H., 1998, Mass-gravity deposits and structures in the Lower Cretaceous of Sonora, Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 110, p. 1516-1529.
- Meinart, D.L., 1982, Skarn, manto and breccia pipe formation in sedimentary rocks of the Cananea mining district, Sonora, Mexico: Economic Geology, v. 77, p. 919-949.
- Morales, M., Bartolini, C., Damon, P.E., Shafiqullah, M., 1990, K-Ar dating, stratigraphy, and extensional deformation of Sierra Lista Blanca, central Sonora, Mexico: Geological Society of America, Abstracts with Programs, 22, 7, A 364.
- Nourse, J.A., 2001, Tectonic insight from an Upper Jurassic-Lower Cretaceous stretched-clast conglomerate, Caborca-Altar region, Sonora, Mexico: Journal of South America Earth Sciences, v. 14, p. 453-474.
- Nourse, J.A., Anderson, T.H., Silver, L.T., 1994, Tertiary metamorphic core complexes in Sonora, northwestern Mexico: Tectonics, v. 13, p. 1161-1182.
- Ochoa-Landín, H., Navarro-Mayer, A., 1979, Historia geológica y tectónica del Distrito Minero de Cananea, alteración y mineralización de los tajos Coloradaveta y Kino: Boletín del Departamento de Geología de la Universidad de Sonora, v. 2, p. 150-184.
- Osoria-Hernández, A., Velasco-Hernández, J., 1968, Informe actualizado de geología, geoquímica, geofísica y perforación de la zona de asignación "La Caridad", Nacozari, Sonora: Consejo de Recursos Naturales No Renovables, Informe técnico, 49 p.
- Osoria-Hernández, A., De la Campa-Jerez, G., 1966, Estudio geológico del área de La Caridad, municipio de Nacozari, Sonora: Consejo de Recursos Naturales No Renovables, Informe técnico, 17 p.
- Parsons, T., 1995, The Basin and Range province. In Continental Rifts: Evolution, Structure, Tectonics, in Olsen, K.H. (ed.), Developments in Geotectonics 25: Elsevier, p. 277-324.

- Pearce, J. A., Harris, N. B. W., Tindle, A. G., 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*. v. 25, part 4, p. 956-983.
- Pérez-Segura, E., 1985, Carta Metalogenética de Sonora 1:250,000, una interpretación de la metalogenia de Sonora: Gobierno del Estado de Sonora, Pub. 7, 64 p.
- Pérez-Segura, E., Echávarri-Pérez, A., 1981, Carta Metalogenética de Sonora: Dirección de Minería, Geología y Energéticos del Gobierno del Estado de Sonora, 18 p.
- Poole, F.G., 1993, Ordovician eugeoclinal rock son Turner Island in the gulf of California, Sonora, Mexico, en González_León, C.M., y Vega-Granillo, L. (eds.), Resúmenes del Tercer Simposio de la geología de Sonora y áreas adyacentes, p. 103.
- Raisz, E., 1959, Landforms of Mexico, Cambridge, Mass. Map with text. 1:3,000,000.
- Ramírez-Rubalcaba, J., 1970, Informe actualizado de las investigaciones efectuadas en el prospecto Los Alisos: Consejo de Recursos Naturales No Renovables, Informe técnico, 24 p.
- Rangin, C., 1982, Contribution à l'étude géologique du système cordillérain mesozoïque du nord-ouest du Mexique: París, Francia, Universidad Pierre et Marie Curie, tesis doctoral, 588 p.
- Rangin, C., 1978, Consideraciones sobre la evolución geológica de la parte septentrional del estado de Sonora: Universidad Autónoma de México, Instituto de Geología, Libreto guía 1er Simposio sobre la geología y potencial minero del estado de Sonora, p. 35-36.
- Rangin, C., 1977, Tectónicas sobrepuestas en Sonora septentrional, *Revista del Instituto de Geología, Universidad Autónoma de México*, v. 1, p. 44-47.
- Rehrig, C., 1986, Regional Tertiary extension in the western cordillera: insights from the metamorphic core complexes: *Geological Society of America, Special Paper 208*, p. 97-122.

- Richards, J.P., 2003, Tectono-Magmatic Precursors for Porphyry Cu-(Mo-Au) Deposit Formation: *Economic Geology*, v. 98, p. 1515-1533.
- Salas, G.P., 1975, Metallogenic chart of Mexico: *Geol Soc Am Map Chart Ser*, Map MC13, scale 1:2,000,000.
- Seagart, W. E., Sell, J.D., Kilpatrick, B. E., 1974, Geology and mineralization of La Caridad porphyry copper deposit, Sonora, Mexico: *Economic Geology*, v. 67, p. 1069-1077.
- Servicio Geológico Mexicano, 1999, Carta geológico-minera El Abanico H12B75, Sonora, Boulevard Felipe Ángeles km. 93.50-4, Col. Venta Prieta, C.P. 42080, Pachuca, Hgo.
- Shafiqullah, M., Damon, P.E., Lynch, D.J., Reynolds, S.J., Rehrig, W.A., Raymond, R.H., 1980, K-Ar geochronology and geologic history of southwestern Arizona and adjacent areas: *Arizona Geological Society Digest* v. 12, p. 201-260.
- Sillitoe, R.H., 1976, A reconnaissance of the Mexican porphyry copper belt. *Institution of Mining and Metallurgy, Transactions, Section B: Applied Earth Sciences*, 85, p. 169-190.
- Sillitoe, R.H., 1973, The tops and bottoms of porphyry copper deposits: *Economic Geology*, v. 68, p. 799-815.
- Sonder, L.J., Jones, C.H., 1999, Western United States Extension: How the west was widened: *Annu. Rev. Earth Planet, Sci.*, v. 27, p. 417-462.
- Staude, J.M., Barton, M.D., 2001, Jurassic to Holocene tectonics, magmatism, and metallogeny of Northwestern Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 113, p. 1357-1374.
- Stewart, J.H., Poole, F.G., Ketner, K.B., Madrid, R.J., Roldán-Quintana, J., Amaya-Martínez, R., 1990, Tectonics and stratigraphy of the Paleozoic and Triassic southern margin of North America, Sonora, Mexico, en Spencer J. (ed.), *Geologic excursions through the Sonoran Desert region, Arizona and Sonora: Arizona Geological Survey, Special Paper 7*, p. 183-202.
- Stewart, J.H., 1998, Latest Proterozoic and Paleozoic southern margin of North America and the accretion of Mexico: *Geology*, v. 16, p. 186-189.

- Stock, J.M., Lee, J., 1994, Do microplates in subduction zones leave a geological record?: *Tectonics*, v. 13, p. 1472-1487.
- Stock, J.M., Molnar, P., 1988, Uncertainties and implications of the Late Cretaceous and Tertiary position of North America relative to the Farallon Kula and Pacific plates: *Tectonics*, v. 7, p. 1339-1384.
- Takeda, H., 1974, Informe preliminar sobre el estudio geológico del prospecto Los Alisos en Nacozari, Son.: Consejo de Recursos Naturales No Renovables, Informe técnico, 10 p.
- Takeda, H., Amaya-Martínez, R., Arreola-Razura, L., 1974, Investigación geológico-minera sobre la mineralización de cobre en el prospecto de "Los Alisos", Mpio. de Nacozari, Edo. de Sonora.: Consejo de Recursos Minerales No Renovables, Informe técnico, 30 p.
- Titley, S.R., 2001, Crustal Affinities of Metallogenesis in the American Southwest: *Economic Geology*, v. 96, p. 1323-1342.
- Titley, S.R., Marozas, D.C., 1995, Processes and Products of Supergene Copper Enrichment, en Pierce, F.W., y Bolm, J.G. (eds.), *Porphyry copper deposits of the American Cordillera: Arizona Geological Society Digest*, 20, p. 156-168.
- Titley, S.R., 1991, Correspondence of ores of silver and gold with basement terranes in the American South-west: *Mineralium Deposita*, v. 26, p. 66-71.
- Titley, S.R. 1982, The Style and Progress of Mineralization and Alteration in Porphyry Copper Systems, en Titley, S.R. (ed.), *Advances in Geology of the Porphyry Copper Deposits: Southwestern North America*, p. 93-116.
- Tosdal, R.M., Haxel, G., Wright, J., 1989, Jurassic Geology of the Sonoran Desert region, southern Arizona: Construction of a continental-margin magmatic arc, en Reynolds, S.R. (ed.), *Geologic Evolution of Arizona: Geological Society Digest* 17, p. 397-434.
- Valencia-Gómez, V.A., 2005, Evolution of La Caridad porphyry copper deposit, Sonora and Geochronology of porphyry copper deposits in northwest Mexico: Ph.D. thesis unpublished, The University of Arizona, Tucson, Arizona, 197 p.
- Valencia-Gómez, V.A., Ruiz, J., Barra, F., Geherls, G., Ducea, M., Titley, S.R., Ochoa-Landín, L., 2005, U-Pb zircón and Re-Os molybdenite geochronology

- from La Caridad Porphyry copper deposit: insights for the duration of magmatism and mineralization in the Nacozari District, Sonora, Mexico. *Mineralium Deposita*, v. 40, p. 175-191.
- Valencia-Moreno, M., Schaaf, P., López-Martínez, M., 2007, Magmatismo y Metalogenia Laramide en el noroeste de México: Análisis de nuevos datos isotópicos y geocronológicos: Memorias técnicas de la XXVII Convención Internacional de Minería, Asociación de ingenieros mineros metalurgistas y geólogos de México, A.C., 10-13 octubre, Veracruz, Ver., 8 p.
- Valencia-Moreno, M., Ochoa-Landin, L., Noguez-Alcántara, B., Ruiz, J., Pérez-Segura, E., 2006, Características de los depósitos de tipo pórfido cuprífero en México y su situación en el contexto mundial: en Nieto-Samaniego, A.F., y Alanís-Álvarez, S., (eds.), Revisión de algunas tipologías de depósitos minerales en México: Sociedad Geológica Mexicana, volumen conmemorativo del Centenario, Tomo LVIII, no. 1, p. 1-26.
- Valencia-Moreno, M., Ruiz, J., Barton, M.D., Patchett, P.J., Zürcher, L., Hodkinson, D.G., Roldán-Quintana, J., 2001, A chemical and isotopic study of the Laramide granitic belt of northwestern Mexico: Identification of the southern edge of the North American Precambrian basement, *Geological Society of America Bulletin*, v. 113, p. 1409-1422.
- Valencia-Moreno, M., 1998, Geochemistry of Laramide granitoids and associated porphyry copper mineralization in NW Mexico: Ph.D. thesis unpublished, The University of Arizona, Tucson, Arizona, 164 p.
- Vega-Granillo, R., Calmus, T., 2003, Mazatán metamorphic core complex (Sonora, Mexico): Structures along the detachment fault and its exhumation evolution. *Journal of South American Earth Sciences*, 16, p. 193-204.
- Velasco-Hernández, J., Del Castillo-García, L., 1969, Reconocimiento geológico, geoquímico y geofísico en el área de Los Alisos, municipio de Nacozari, Sonora: Consejo de Recursos Minerales No Renovables, Informe técnico, 63 p.

- Velasco-Hernández, J., 1968, Reconocimiento geológico en el área de Los Alisos, Municipio de Oputo, Sonora: Consejo de Recursos Minerales No Renovables, Informe técnico, 9 p.
- Wilkins, J., Heidrick, T.L., 1995, Post Laramide Extension and Rotation of Porphyry Copper Deposits, Southwestern United States, en Pierce, F.W., y Bolm, J.G. (eds.), Porphyry copper deposits of the American Cordillera: Arizona Geological Society Digest, 20, p. 109-127.
- Wilson, I.F., Rocha, V.S., 1949, Coal deposits of the Santa Clara district near Tonichi, Sonora, Mexico: U. S. Geological Survey Bulletin 962-A, p. 1-80.
- Worcester, P.A., 1976, The volcanic stratigraphy and petrography of the northern half of the Nacozari district, Sonora, Mexico: Ph.D. thesis unpublished, The Miami University, Ohio, 276 p.
- Zoback, M., Anderson, R.E., Thompson, G.A., 1981, Cenozoic evolution of the state of stress and style of tectonism of the Basin and Range Province in the western United States: Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A, v. 300, p. 407-434.