



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

UNIDAD DE CICLOS PROFESIONALES
Y DE POSGRADO
COLEGIO DE CIENCIAS Y HUMANIDADES
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOLOGÍA

**EXTENSIÓN *BASIN AND RANGE* EN LA SIERRA DE ACONCHI,
SONORA, MÉXICO: ANÁLISIS TERMOCRONOLÓGICO BASADO
EN $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Y TRAZAS DE FISIÓN**

Tesis

Que para obtener el grado de

MAESTRO EN CIENCIAS (GEOLOGÍA)

presenta

Raúl Ernesto Lugo Zazueta

2006



Universidad Nacional
Autónoma de México



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.

A mis padres:

Maria del Carmen(†) y Arnoldo

A mis hermanos y hermanas y novia

Agradecimientos

Deseo expresar mi agradecimiento al Dr. Thierry Calmus, por su apoyo, asesoría y dirección de esta tesis. A mi comité tutorial, conformado por el Dr. Jaime Roldán Quintana, Dr. Lucas Ochoa Landín y Dr. Martín Valencia Moreno, les agradezco por sus recomendaciones y revisión del manuscrito de tesis y su orientación durante el desarrollo de mi programa de Maestría.

La presente tesis de Maestría se realizó con apoyo del Proyecto CONACYT 36225-T “Denudación y erosión en las provincias del *Basin and Range* y del Golfo de California: investigación termotectónica por trazas de fisión entre los paralelos 29 y 30°N” a cargo del Dr. Thierry Calmus. Este proyecto proporcionó los recursos para el trabajo de campo, así como para el trabajo analítico. Mi agradecimiento al Dr. Phil Gans y al Dr. Martín Wong de la Universidad de California, por su apoyo en el análisis de las muestras en el laboratorio de Ar-Ar de dicha Universidad. De igual manera, agradezco al Dr. Andrew Gleadow y al Dr. Barry Kohn de la Universidad de Melbourne, por su apoyo en el análisis de trazas de fisión.

Deseo expresar también mi agradecimiento al Quím. Pablo Peñaflores y al Lic. Luis Terán (Q.P.D.) encargados del laboratorio de preparación de muestras y laminación respectivamente del Instituto de Geología ERNO, cuya asistencia fue muy útil.

Mi agradecimiento a Servicios Industriales Peñoles, particularmente al Ing. Benito Noguéz Alcántara y al Ing. Carlos Díaz de León por darme la oportunidad de desempeñarme como becario en dicha empresa.

A mis compañeros del posgrado: Ernesto Ramos, Aristeo Nuñez, Pedro Vargas, Pedro Herrera, Luis C. Valenzuela y Felipe Celaya cuyas sugerencias fueron de gran apoyo. A los geólogos que me acompañaron en el trabajo de campo, Carlos Peralta “Pollo”, Manuel Campa y Paúl López. Al personal de la Estación Regional del Noroeste: Rosy Contreras, Mónica Teyechea, Gloria Saitz y Francisca García por sus atenciones durante todo el transcurso de mis estudios de Maestría.

A todos ellos mi agradecimiento por su apoyo, el cual hizo posible llevar a buen término esta tesis de Maestría.

Contenido

1.- INTRODUCCION	1
1.1 Localización	2
2.- MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	3
3.- MARCO TECTÓNICO TERCIARIO	6
3.1 Transición fase compresional Laramide - fase extensional terciaria	6
3.2 Complejos de núcleo metamórfico (<i>Metamorphic Core Complex</i>)	7
3.3 <i>Basin and Range</i>	9
4.- GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO	13
4.1 Geomorfología de la Sierra de Aconchi	13
4.2 Estratigrafía	15
4.2.1 Basamento cristalino precámbrico	15
4.2.2 Secuencia sedimentaria neoproterozoica	18
4.2.3 Rocas vulcanosedimentarias jurásicas	19
4.2.4 Secuencia sedimentaria del Cretácico temprano	20
4.2.5 Secuencia vulcanosedimentaria del Cretácico tardío	21
4.2.6 Rocas intrusivas	21
4.2.7 Secuencia clástica terciaria (Formación Báucarit) y volcanismo miocénico	25
4.2.8 Significado tectónico del batolito Aconchi	27
4.3 Geología estructural	29
4.3.1 Deformación precámbrica	29
4.3.2 Estructuras mesozoicas	30
4.3.3 Estructuras terciarias	30
5.- TERMOCRONOLOGÍA	32
5.1 Trazas de Fisión	32
5.1.1 Metodología para la preparación de las muestras	34
5.1.2 Resultados	35
5.1.3 Historia térmica de baja temperatura	36
5.2 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	37
5.2.1 Metodología para la preparación de las muestras	39
5.2.2 Resultados	39
6.- INTERPRETACIÓN DE LOS RESULTADOS DE $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Y DE TRAZAS DE FISIÓN	47
7.- MODELO DE EVOLUCIÓN TERCIARIA DE LA SIERRA DE ACONCHI	50
8.- DISCUSION	53

9.- CONCLUSIONES	56
10.- BIBLIOGRAFÍA	57
APÉNDICE A. Fotografía de láminas y petrografía de las muestras analizadas por el método el $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	65
APÉNDICE B. Tablas de resultados del análisis por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	69

Relación de figuras

		Pág
Figura 1	Localización del área de estudio	2
Figura 2	Regiones con características de un complejo de núcleo metamórfico	10
Figura 3	Mapa del Noroeste de México y Sur de Estados Unidos mostrando la distribución de la provincia <i>Basin and Range</i> , la provincia extensional del Golfo de California y la Sierra Madre Occidental	12
Figura 4	Plano de elevaciones del área de estudio	14
Figura 5	Modelo de elevación del área de estudio	14
Figura 6	Plano geológico del área de estudio	16
Figura 7	Secciones geológicas del área de estudio	17
Figura 8	Pliegues similares en una roca precámbrica que corresponde a un gneis cuarzofeldespático deformado	18
Figura 9	Contacto por falla inversa entre rocas volcánicas Jurásicas y cuarcitas de la secuencia sedimentaria neoproterozoica	19
Figura 10	Fotografía de lámina de una muestra de un intrusivo granodiorítico del batolito de El Jaralito	22
Figura 11	Fotografía de lámina de una muestra de granito del batolito de Aconchi	23
Figura 12	Diagrama AFM para muestras analizadas del batolito de El Jaralito y del batolito de Aconchi	24
Figura 13	Formación Báucarit (a) en la porción noreste del área, basculada hacia el oeste, y (b) en la porción noroeste del área, ligeramente basculada hacia el oeste.	27
Figura 14	Proyección de polos de la foliación en rocas precámbricas metamórficas.	29
Figura 15	Proyección de los planos de la falla El Amol	31
Figura 16	Falla El Amol; (a) Zona cataclástica y lineación N70°E en granito de muscovita del batolito de Aconchi; (b) Superficie estructural de la falla, zona de cataclásis y salbanda.	32

Figura 17	Gráfica ilustrando la relación entre la distancia de las muestras a la falla El Amol y la edad trazas de fisión	36
Figura 18	Gráfica de ^{39}Ar acumulado versus edad aparente para el feldespato potásico de la muestra SA-04-02	40
Figura 19	Gráfica de ^{39}Ar acumulado versus edad aparente para la muscovita de la muestra SA-04-02	40
Figura 20	Gráfica de temperatura versus edad modelada para el feldespato potásico de la muestra SA-04-02	41
Figura 21	Gráfica de ^{39}Ar acumulado versus edad aparente para el feldespato potásico de la muestra SA-04-03A	42
Figura 22	Gráfica de ^{39}Ar acumulado versus edad aparente para la muscovita de la muestra SA-04-03A	42
Figura 23	Gráfica de temperatura versus edad modelada para el feldespato potásico de la muestra SA-04-03A	43
Figura 24	Gráfica de ^{39}Ar acumulado versus edad aparente para el feldespato potásico de la muestra SA-04-06	43
Figura 25	Gráfica de temperatura versus edad modelada para el feldespato potásico de la muestra SA-04-06	44
Figura 26	Gráfica de ^{39}Ar acumulado versus edad aparente para el feldespato potásico de la muestra SA-04-11	44
Figura 27	Gráfica de temperatura versus edad modelada para el feldespato potásico de la muestra SA-04-11	45
Figura 28	Gráfica de ^{39}Ar acumulado versus edad aparente para el feldespato potásico de la muestra SA-04-12	45
Figura 29	Gráfica de temperatura versus edad modelada para el feldespato potásico de la muestra SA-04-12	46
Figura 30	Gráfica de ^{39}Ar acumulado versus edad aparente para el análisis de roca total de la muestra SA-03-14	46
Figura 31	Curva de enfriamiento sintética para las muestras SA-04-06 (feldespato potásico), SN02-26 (trazas de fisión en apatitos) y SA-04-02 (muscovita)	48

Figura 32	Trayectoria de enfriamiento sintética para las muestras SA-04-11 (feldespato potásico) y SN02-28 (trazas de fisión en apatitos)	50
Figura 33	Evolución de la parte sur del área de estudio	52
Figura 34	Evolución de la parte norte del área de estudio	53
Figura 35	Esquema estructural del <i>horst</i> constituido por las Sierras de Aconchi, El Jaralito, Puerta del Sol y de Mazatán	55

Relación de tablas

Tabla 1	Resultados de las muestras analizadas por el método de trazas de fisión	35
---------	---	----

Resumen

La Sierra de Aconchi, Sonora, México consiste de un basamento precámbrico ígneo y metamórfico cubierto discordantemente por una secuencia sedimentaria neoproterozoica de plataforma correlativa con el Grupo Las Víboras. Una secuencia volcánica jurásica aflora en la parte norte del área y se correlaciona con el arco magmático Jurásico continental. Sedimentos del Cretácico Inferior del Grupo Bisbee y rocas volcánicas de la Formación Tarahumara del Cretácico Tardío afloran esporádicamente. Las unidades mencionadas anteriormente están frecuentemente imbuidas como techos colgantes en los intrusivos terciarios de la Sierra de Aconchi. Están compuestos de tres unidades: el intrusivo El Jaralito (51-57 Ma, K/Ar en biotita), de composición esencialmente granodiorítica; el *stock* San Felipe (50.47±1.6 Ma, K/Ar en feldespatos potásicos) de composición riolítica; y el batolito de Aconchi (36 Ma, K/Ar en muscovita).

La tectónica extensional terciaria se caracteriza en el flanco este de la Sierra por la actividad de la falla normal de bajo ángulo El Amol. Su echado promedio es de 22° al este, y se caracteriza por una deformación frágil. El bloque de techo presenta un desplazamiento relativo aproximado de 17 km hacia el N60-70°E, el cual coincide de forma general con la dirección de extensión registrada en los complejos de núcleo metamórfico de Sonora y del sur de Arizona. El flanco este de la sierra corresponde a una falla normal de alto ángulo de rumbo NNW-SSE.

El análisis termocronológico realizado en el bloque de piso de la falla El Amol, indica que la etapa inicial de la exhumación de la Sierra de Aconchi inició a *ca.* 28 Ma y que la mayor cantidad de desplazamiento a lo largo de la falla El Amol ocurrió entre los 25 y 17 Ma, continuando hasta *ca.* 11±1 Ma. En la porción centro-sur del área el análisis por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en feldespatos potásicos indica un enfriamiento rápido de 28 a 23 Ma y otro relativamente más lento de 23 a 20 Ma. De igual forma, en la parte este del área una muestra de la superficie de la falla El Amol registro un enfriamiento rápido de 22 a 17 Ma. En la porción noroeste del área de estudio dos muestras analizadas por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ no registran enfriamiento rápido reciente (<30 Ma). En esta porción una edad trazas de fisión de 23 ± 4 Ma con una longitud promedio de trazas de 14.29 μm , indica un enfriamiento rápido a esta edad. En la porción noreste del área de estudio una

muestra analizada por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en feldespato potásico registra un enfriamiento rápido de 25 a 22 Ma y otro relativamente más lento de 22 a 19 Ma. En esta porción, también se tiene el análisis por trazas de fisión de una muestra con una edad de 11 ± 1 Ma y una longitud promedio de trazas de $14.25\ \mu\text{m}$, indicando un enfriamiento rápido a esta edad.

Un análisis comparativo con estudios termocronológicos previos realizados en el complejo de núcleo metamórfico de la Sierra de Mazatán indica que la exhumación fue contemporánea en ambas sierras. Sin embargo, la falla El Amol no presenta las características de una deformación dúctil y por ende sugiere que las rocas exhumadas de la Sierra de Aconchi pertenecen a un nivel cortical más somero que en la Sierra de Mazatán.

El ejemplo de las sierras de Aconchi y de Mazatán sugiere que dichas sierras corresponden a segmentos caracterizados por tasas de extensión y de exhumación distintas y sentidos opuestos de desplazamiento relativo del bloque de techo, que fueron separados por zonas de acomodamiento durante la fase extensional *Basin and Range*. Dichas zonas podrían corresponder a los lineamientos regionales que tienen una dirección equivalente a la dirección principal de extensión en el centro y sur de Sonora.

Abstract

Sierra de Aconchi, Sonora, Mexico, consists of a Precambrian igneous and metamorphic basement unconformably overlain by a platform sedimentary sequence of Neoproterozoic age correlated with Las Viboras Group. A volcanic Jurassic sequence crops out in the northern part of the sierra and is correlated with the continental Jurassic magmatic arc. Lower Cretaceous Bisbee Group strata and Upper Cretaceous volcanic Tarahumara Formation sparsely crop out in the area. These units are frequently intruded or remain as roof pendants in the Upper Cretaceous-Tertiary Sierra de Aconchi granitoids which consist of three major intrusions: El Jaralito batholith (51-57 Ma, K/Ar biotite) of essentially granodioritic composition; San Felipe stock (50.47±1.6 Ma, K/Ar K-feldspar) of rhyolitic composition and the two-mica Aconchi batholith (36 Ma, K/Ar muscovite).

Tertiary extensional tectonics in the eastern flank of Sierra de Aconchi is characterized by the activity of the brittle low angle El Amol fault zone dipping 22° to the east. The upper plate of this fault recorded a relative displacement of approximately 17 km to the N60-70°E which coincides with the direction of extension of the metamorphic core complexes in Sonora and southern Arizona. On the eastern flank of the sierra corresponds to a major NNW-SSE striking high angle normal fault.

Thermochronological analysis from the lower plate of the El Amol fault zone indicates that the exhumation initiated at *ca.* 28 Ma and that the major amount of displacement along this fault occurred between 25 and 17 Ma continuing at slower rate until *ca.* 11 Ma. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronology on K-feldspar indicates rapid cooling between 28 and 23 Ma and relatively slower cooling until 20 Ma in the southern central portion of the area and, in the southeastern portion, a younger rapid cooling between 22 and 17 Ma for a sample located near the El Amol fault surface. On the contrary, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ on K-feldspar data from the northwestern portion do not suggest any recent rapid cooling (<30 Ma). In that portion, a 23 ± 4 Ma apatite fission track age with 14.29 μm mean track length indicates rapid cooling at this age. In the northeastern portion of the area, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ K-feldspar data indicate rapid cooling between 25 and 22 Ma and relative slower cooling until 19 Ma. Also, in this portion, a 11±1 Ma apatite fission track age with 14.25 μm mean track length indicates rapid cooling at this age.

A comparison with previous thermochemical data from Sierra de Mazatán metamorphic core complex indicates a contemporary exhumation in both Sierras. Nevertheless, the El Amol fault does not show evidences of ductile deformation suggesting that exhumed rocks from Sierra de Aconchi correspond to a shallower crustal level than the Sierra de Mazatán lower plate prior to Tertiary extension.

A comparative study between Sierra de Aconchi and Mazatán structural patterns suggest a segmentation of Tertiary extension in several blocks separated by accommodation zones. Each block is characterized by its own extension and exhumation rate and sense of tilting.

1.- INTRODUCCIÓN

La evolución terciaria del NW de México se caracteriza por una etapa de magmatismo muy extenso asociado a la subducción de la placa Farallón debajo de la placa Norte América hasta el Mioceno tardío. Durante la orogenia Laramide la subducción generó grandes volúmenes de rocas intrusivas (principalmente granodioritas) cuyo emplazamiento migró paulatinamente de oeste a este debido a cambio de las condiciones de subducción. A partir del Oligoceno Tardío inició la fase de extensión *Basin and Range* que afectó gran parte de la región oeste de Norte América. La extensión *Basin and Range* origina la morfología en sierras y valles alargadas según una dirección globalmente N-S, perpendicular a la dirección de extensión E-W. De manera general las sierras están conformadas por rocas antiguas desde el basamento precámbrico hasta los plutones del Cretácico tardío-Terciario temprano, mientras que los grabens están rellenos de sedimentos detríticos del Mioceno temprano a tardío y de rocas volcánicas intercaladas (Formación Báucarit).

Los métodos de análisis termocronológico son una herramienta adaptada al estudio de la fase extensional *Basin and Range*. La edad de las rocas volcánicas contemporáneas a la extensión y el estudio del enfriamiento de las rocas que fueron exhumadas durante dicha extensión permiten constreñir su cronología y definir varias etapas de deformación en una región dada. Hasta la fecha no se había realizado ningún estudio de este tipo en la Sierra de Aconchi, salvo algunas edades K/Ar sobre los diferentes intrusivos de la Sierra.

El contexto geológico de la Sierra de Aconchi es idóneo para tal estudio termocronológico. La Sierra está constituida de rocas magmáticas y metamórficas que son susceptibles de proveer minerales adecuados para realizar estudios de enfriamiento y la edad de las rocas volcánicas intercaladas en la Formación Báucarit permite constreñir la actividad de las fallas en el tiempo. Por lo anterior se planteó para el presente trabajo llevar a cabo fechamientos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sobre muscovitas y feldespatos potásicos, así como fechamientos por trazas de fisión sobre apatitos, lo cual permite cubrir un rango de temperatura de ~350 a 60°C. La combinación de estos datos con la edad de la cristalización de las rocas intrusivas permite establecer una cronología fina en la evolución térmica de la Sierra, en particular a bajas temperaturas. La integración de los

datos termocronológicos con la geología y las estructuras, permiten elucidar y precisar la evolución geológica y compararla con la evolución de otras regiones pertenecientes a la provincia *Basin and Range*.

1.1.- Localización

El área de estudio se localiza en la porción central de Sonora (Fig. 1). Se encuentra comprendida entre las coordenadas UTM: 3,318,800 a 3,303,000 de latitud norte y 534,250 a 579,400 de longitud oeste. Se utilizó para el presente trabajo la base topográfica INEGI de las cartas Opodepe H12D12 y Aconchi H12D12 a escala 1:50,000. También se utilizó la base topográfica INEGI de la carta Hermosillo H12-8 escala 1:250,000 en su formato digital para elaborar el plano del área de estudio.

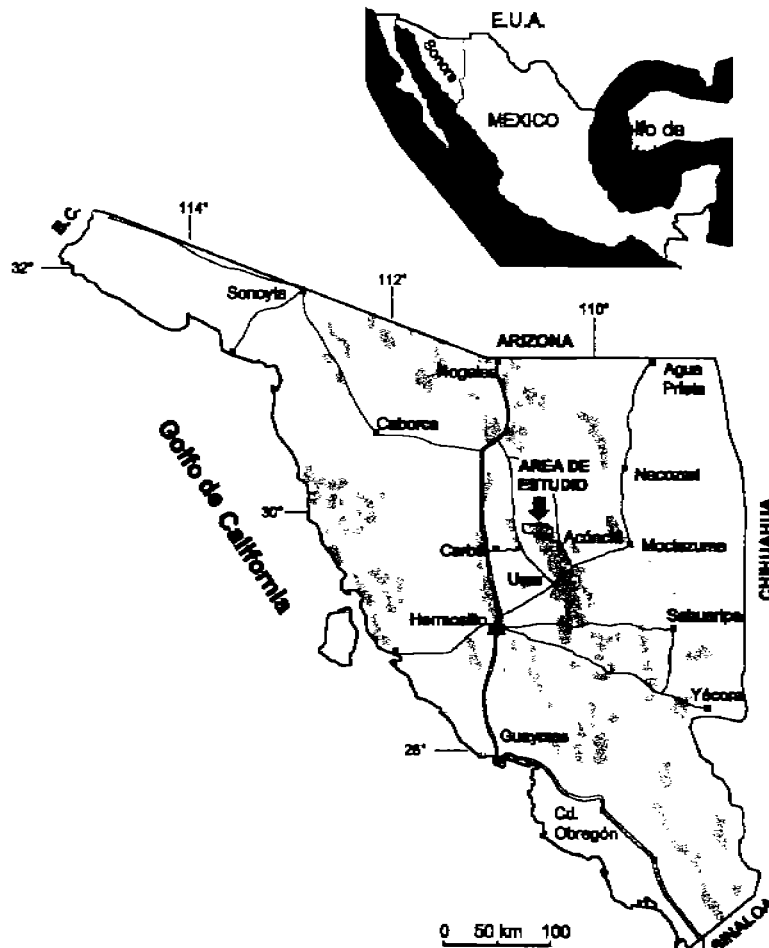


Fig. 1. Localización del área de estudio. En color gris se muestran los afloramientos de intrusivos del Cretácico Tardío a Terciario. La distribución geográfica de los intrusivos refleja la estructura general en Sierras y Valles de dirección N-S asociada a la extensión regional terciaria en una dirección aproximadamente E-W.

2.- MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

La región centro-noroeste del estado de Sonora ha estado expuesta desde el Proterozoico a diferentes eventos tectónicos a los cuales están asociado el emplazamiento de cuerpos intrusivos, la formación de cuencas sedimentarias, deformación y metamorfismo. Sin embargo, el patrón morfo-tectónico actual que guarda esta porción centro-norte del estado, se debe principalmente al efecto de la tectónica extensional terciaria (Fig. 2).

En la porción norte de Sonora se encuentran expuestas rocas precámbricas que pertenecen al basamento cristalino de Norte América (Anderson y Silver, 1979). En esta región las rocas precámbricas han sido divididas en dos grupos principales, el primero está constituido por rocas ígneas y metamórficas de edad Proterozoico temprano y medio; el segundo consiste de rocas clásticas y carbonatadas del Proterozoico Tardío. En la parte centro-este de Sonora (Fig. 2), las rocas precámbricas están representadas por gneis, esquistos, cuarcita y anfibolita, que constituyen el basamento cristalino en esta región y han sido correlacionadas con rocas similares que afloran en la región de Opodepe, a las que se les ha atribuido una edad correspondiente al Proterozoico temprano por Rodríguez-Castañeda (1996). En cambio las rocas correspondientes al Proterozoico medio, representadas por un granito porfídico deformado localmente, muestran texturas de tipo augen gneis milonítico y ortogneis cuarzo-feldespático de biotita. Estos granitoides son a su vez intrusionados por rocas graníticas, también de edad precámbrica que, de acuerdo con sus características texturales y mineralógicas, pueden ser correlativas con el Granito Aibó descrito en la región de Caborca de 1,100 Ma (Anderson y Silver, 1979).

Sobreyaciendo a las rocas precámbricas más antiguas, existe una secuencia de rocas sedimentarias compuesta por arenisca, ortocuarcita cuarzo-feldespática, con alternancias de conglomerados pasando a lodolita y dolomía, con presencia de estromatolitos a los que se le asigna una edad proterozoico tardío. (Stewart *et al.*, 1984).

Durante el Paleozoico se presenta casi nula actividad tectónica, lo que permitió la sedimentación de potentes secuencias carbonatadas, por lo que rocas de esta edad afloran en gran parte del centro-este de Sonora, manifestándose actualmente como aislados afloramientos de caliza y arenisca de posible edad cámbrico, que fueron depositadas en un ambiente de plataforma (Stewart *et al.*, 1990). Al oriente de Carbó y en la sierra de

Aconchi, se presentan estratos de caliza y arenisca del Paleozoico, conformando techos colgantes sobre cuerpos intrusivos terciarios. Localmente, estas rocas han sido fuertemente afectadas por procesos metasomáticos asociados al emplazamiento de extensos cuerpos intrusivos del Cretácico tardío a Terciario temprano, dando lugar a la formación de cuerpos de skarn y mármol, lo cual es particularmente notable en la zona minera de El Jaralito (Roldán-Quintana, 1991), localizada al sur del área de estudio.

En algunas partes en la región central de Sonora esta secuencia paleozoica ha sido intrusionada y cubierta por rocas volcánicas y plutónicas del Jurásico medio y tardío, consideradas una extensión del arco Jurásico continental del sur de Arizona (Anderson y Silver, 1979). Consiste de rocas de composición que varía de intermedia a ácida, representadas por rocas piroclásticas y volcánicas, tobas y derrames. Rocas de esta secuencia han sido descritas en el noroeste de Sonora por Corona (1979) y Nourse (1990) en la porción centro-norte, particularmente en la región de Tuape donde rocas de esta secuencia alcanzan más de 3450 m de espesor (Rodríguez-Castañeda, 1988).

Durante el Cretácico prevaleció un ambiente que varía de continental-fluvial a marino somero, en gran parte del norte-noreste y centro-este de Sonora, (González-León y Jacques-Ayala, 1988; Monreal-Saavedra, 1994) que dio lugar al depósito de secuencias que consisten principalmente de limolita, lodolita, arenisca, caliza fosilífera y conglomerado. El Cretácico en el área Cerro de Oro al sur de Rayón, está representado por el Grupo Bisbee compuesto de caliza arrecifal y lutita, representando un ambiente continental lacustre y fluvial (Monreal-Saavedra, 1994; Castillo-Rivas, 1992).

Sobreyaciendo discordantemente a las rocas sedimentarias del Grupo Bisbee, se encuentra una secuencia constituida por rocas volcánicas representadas por flujos, aglomerados y brechas volcánicas de composición dacítica a andesítica, con intercalaciones de arenisca y horizontes de caliza del Cretácico tardío correlativa con la Formación Tarahumara asignada al Cretácico tardío-Terciario temprano (McDowell *et al.*, 2001). Esta secuencia está expuesta en el margen este y oeste del río San Miguel de Horcasitas.

Durante el Cretácico tardío-Terciario temprano se emplazaron cuerpos intrusivos de dimensiones batolíticas (Damon *et al.*, 1983), con una composición que varía de granito a granodiorita principalmente y en menor medida de cuarzomonzonita a diorita

(Roldán-Quintana, 1991; Valencia-Moreno *et al.*, 2001). Estos granitoides tienen interés en geología económica, dada su asociación con la generación de varios tipos de yacimientos minerales en esta parte del Estado (Pérez-Segura, 1985). El ejemplo más notorio es el cinturón de pórfidos de cobre que cruza el norte del estado de Sonora y sur de Arizona con una dirección NW-SE (Wodzicki, 1995). También, al oriente del área de estudio varias zonas mineralizadas están asociadas al batolito de El Jaralito y al *stock* riolítico de San Felipe (Roldán-Quintana, 1991).

Los batolitos de El Jaralito y de Aconchi constituyen la mayor parte de la Sierra de Aconchi. El batolito de El Jaralito es un cuerpo ígneo que cubre una superficie de más de 750 km², conformado por granito y monzogranito, pasando a una composición granítica más uniforme en sus periferias (Richard, 1991). Su edad varía de 51 a 69 Ma (Mead, 1982; Roldán-Quintana, 1991) y estudios petrográficos y geoquímicos sugieren una fuente magmática calcoalcalina asociada a una zona de subducción (Damon *et al.*, 1983; Richard, 1991). En cambio, el batolito de Aconchi tiene una edad de 36 ± 0.7 Ma en plagioclasa por el método K-Ar (Damon *et al.*, 1983), y aflora al noreste del batolito de El Jaralito, cubriendo una superficie de alrededor de 200 km², y consiste exclusivamente de una roca de composición granítica de tipo peraluminoso, en el cual resalta la presencia de muscovita primaria y granate rojo (Roldán-Quintana, 1991). El *stock* porfídico de San Felipe está relacionado genéticamente con el plutón El Jaralito como una fase de emplazamiento tardía, aflora casi exclusivamente en la región de San Felipe de Jesús, al poniente del poblado del mismo nombre y consiste de un pórfido riolítico, cuya característica es la presencia de fenocristales de cuarzo de forma amfiboidal. La edad para este cuerpo intrusivo, de acuerdo a un fechamiento K/Ar, es de 50.47 ± 1.66 Ma. (Roldán-Quintana, 1976), y al parecer, gran parte de la mineralización en el distrito de San Felipe está relacionada con esta intrusión (Calmus *et al.* 1996).

Posteriormente se depositó discordantemente una secuencia volcánica oligocénica constituida por intercalaciones de flujos y tobas de composición riolítica, y una secuencia miocénica constituida por arenisca arcillosa, conglomerado bien estratificado y bien consolidado, y algunos derrames de basalto intercalados, conocida como Formación Báucarit (Dumble, 1900; King 1939). Discordantemente sobre la Formación Báucarit se presentan flujos de basalto y tobas riolíticas.

Finalmente, existe una unidad de conglomerado polimíctico mal consolidado, así como depósitos aluviales y lacustres del Cuaternario, que cubren a la Formación Báucarit y en algunas localidades también a las rocas de edad pre-terciaria.

3.- MARCO TECTÓNICO TERCIARIO

3.1.- Transición fase compresional Laramide - fase extensional terciaria

La fase compresional Laramide en Sonora está caracterizada por el plegamiento de rocas sedimentarias del Cretácico temprano con dirección axial general NW-SE (Rangin, 1982). En Estados Unidos, en la región de las Montañas Rocosas se tiene la región tipo de esta fase compresional. Se ha considerado que se extiende desde el Maestrichtiano hasta el Eoceno temprano (Dickinson *et al.* 1988). Este evento compresivo ha sido atribuido a nivel de placas tectónicas, a una zona de subducción con un ángulo muy cerrado entre las placas Farallón y Norte América (Coney, 1976). Rocas pertenecientes al Grupo Cabullona del Cretácico tardío, descrito en la región noreste del estado, presentan una deformación atribuida a esta fase compresiva (González-León *et al.*, 1992). Esta misma fase compresional se describió en las regiones de Tuape (Rodríguez-Castañeda, 1988) y Cerro de Oro (Castro-Rodríguez y Morfín-Velarde, 1988).

En el noroeste de México y el suroeste de Estados Unidos, la orogenia Laramide produjo intenso magmatismo calcoalcalino contemporáneo a la deformación (Rehrig, 1986). En Sonora este magmatismo está representado por el emplazamiento de cuerpos intrusivos con un rango de edad de 90-40 Ma (Damon *et al.*, 1981; Valencia-Moreno *et al.*, 2001; Fig. 1). La distribución de las edades ha sido atribuido a una disminución gradual del ángulo de subducción de las placas ocasionando la migración del arco magmático hacia el este (Coney, 1976; Damon *et al.*, 1981; Valencia-Moreno *et al.*, 2001).

Durante la orogenia Laramide la evolución tectónica fue controlada por la interacción de las placas Farallón y Norte América. A fines del Mesozoico y principios del Cenozoico ocurrió un cambio en la velocidad de convergencia de las placas, lo que provocó un empuje de la corteza inferior en un régimen compresivo lo cual conllevó a un engrosamiento de la corteza (Coney, 1976). La placa Farallón se segmentó en dos placas

Finalmente, existe una unidad de conglomerado polimíctico mal consolidado, así como depósitos aluviales y lacustres del Cuaternario, que cubren a la Formación Báucarit y en algunas localidades también a las rocas de edad pre-terciaria.

3.- MARCO TECTÓNICO TERCIARIO

3.1.- Transición fase compresional Laramide - fase extensional terciaria

La fase compresional Laramide en Sonora está caracterizada por el plegamiento de rocas sedimentarias del Cretácico temprano con dirección axial general NW-SE (Rangin, 1982). En Estados Unidos, en la región de las Montañas Rocosas se tiene la región tipo de esta fase compresional. Se ha considerado que se extiende desde el Maestrichtiano hasta el Eoceno temprano (Dickinson *et al.* 1988). Este evento compresivo ha sido atribuido a nivel de placas tectónicas, a una zona de subducción con un ángulo muy cerrado entre las placas Farallón y Norte América (Coney, 1976). Rocas pertenecientes al Grupo Cabullona del Cretácico tardío, descrito en la región noreste del estado, presentan una deformación atribuida a esta fase compresiva (González-León *et al.*, 1992). Esta misma fase compresional se describió en las regiones de Tuape (Rodríguez-Castañeda, 1988) y Cerro de Oro (Castro-Rodríguez y Morfín-Velarde, 1988).

En el noroeste de México y el suroeste de Estados Unidos, la orogenia Laramide produjo intenso magmatismo calcoalcalino contemporáneo a la deformación (Rehrig, 1986). En Sonora este magmatismo está representado por el emplazamiento de cuerpos intrusivos con un rango de edad de 90-40 Ma (Damon *et al.*, 1981; Valencia-Moreno *et al.*, 2001; Fig. 1). La distribución de las edades ha sido atribuido a una disminución gradual del ángulo de subducción de las placas ocasionando la migración del arco magmático hacia el este (Coney, 1976; Damon *et al.*, 1981; Valencia-Moreno *et al.*, 2001).

Durante la orogenia Laramide la evolución tectónica fue controlada por la interacción de las placas Farallón y Norte América. A fines del Mesozoico y principios del Cenozoico ocurrió un cambio en la velocidad de convergencia de las placas, lo que provocó un empuje de la corteza inferior en un régimen compresivo lo cual conllevó a un engrosamiento de la corteza (Coney, 1976). La placa Farallón se segmentó en dos placas

menores aproximadamente a los 52 Ma, separadas de la placa Pacífico hacia el oeste por la dorsal Este-Pacífico, y hacia el este por la zona de subducción debajo de la placa Norte América (Stock y Molnar, 1988).

Debido a que la tasa de subducción era mayor que la tasa de generación de nueva corteza en la dorsal, al oeste, esta dorsal se acercó paulatinamente al continente Norte Americano. A los 28 Ma la dorsal entró en contacto con la zona de subducción, lo cual ocasionó la segmentación de la placa Farallón (Lonsdale, 1991; Atwater y Stock, 1998). El arribo de la dorsal a la zona de subducción generó un cambio cinemático en la frontera de placas, que progresivamente se volvió transformante conforme migraron las juntas triples Mendocino hacia el norte y Rivera hacia el sur (Stock y Lee, 1994).

3.2.- Complejos de núcleo metamórfico (*Metamorphic Core Complex*)

A lo largo de la región occidental de Norte América desde Canadá hasta la porción central de Sonora se tienen una serie de estructuras denominadas complejos de núcleo metamórfico (CNM) dentro de la provincia extensional *Basin and Range* (e.g. Parsons, 1995). Zoback *et al.* (1981) interpretan dos periodos principales de extensión en esta provincia, con edades y estilos de deformación característicos, y los denominan *Basin and Range* temprano (o *pre-Basin and Range* según Henry y Aranda-Gómez; 2000) y *Basin and Range*.

Se considera que los CNM son la respuesta a nivel de la corteza de un decremento repentino de la convergencia de las placas Farallón y Norte América a ~40 Ma (Rehrig, 1986; Parsons, 1995), marcando una transición entre el régimen tectónico compresivo y un régimen extensional.

Los CNM son básicamente de rocas graníticas o metamórficas exhumadas que presentan una foliación y lineación penetrativa desarrollada a una profundidad aproximada de 10 a 15 km a lo largo de fallas normales de bajo ángulo (Nourse *et al.*, 1994; Wernicke, 1985, 1992; Lister y Davis, 1989). Estas rocas han sido expuestas en diversas regiones por la exhumación tectónica asociada al desplazamiento a lo largo de fallas de *detachment* que constituyen el mecanismo para su exhumación (Spencer y Reynolds, 1989). La dirección de cizallamiento registrada en las rocas del bloque de piso de la falla de *detachment* coincide de forma general en todos los CNM de Sonora y

Arizona en un rango de entre 60° y 90°NE (Nourse, 1990; Nourse *et al.*, 1994; Keith *et al.*, 1980), la cual indica una gran homogeneidad en la dirección de extensión para este periodo. Localizada al noreste de la Sierra de Aconchi, la falla El Amol presenta una dirección de extensión similar (Calmus *et al.*, 1996). En Sonora, Nourse *et al.* (1994) describe siete regiones o dominios con características distintivas de los CNM (Fig. 2). Estas regiones son: Magdalena-Madera, Jarillas-Potrero-Tortuga, Tubutama-Mezquital, Pozo Verde, Carnero, Aconchi, Puerta del Sol y Mazatán (Fig. 2).

En la región de Magdalena se tiene una prominente zona milonítica del Terciario, donde la foliación y dirección de estiramiento tiene una orientación uniforme de N30-50°E (Nourse *et al.*, 1994). Del mismo modo, en la región de Mazatán, también se tiene deformación milonítica, donde los indicadores cinemáticos sugieren un sentido de desplazamiento S60°W para la falla de *detachment* (Wong y Gans, 2003; Nourse *et al.*, 1994; Vega-Granillo y Calmus, 2003). Para la región de la Sierra de Aconchi se ha considerado previamente la falla El Amol como una falla de bajo ángulo en régimen frágil, la cual posee una lineación de estiramiento con un rumbo N60-70°E (Lugo-Zazueta *et al.*, 2004; Calmus *et al.*, 2005; Calmus *et al.*, 1996).

Se han utilizado técnicas de fechamiento de minerales y rocas en el estudio de los CNM, con el fin de determinar la cronología de su formación y evolución, en el marco de la tectónica extensional terciaria (e. g. Gans, 1997; Spencer *et al.*, 1995; Nourse *et al.* 1994). Recientemente, estudios termocronológicos basados en las técnicas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, trazas de fisión y U-Th/He se han llevado a cabo para entender los CNM de la Cordillera Norteamericana (e.g. Carter *et al.*, 2004; Wong y Gans, 2003; Foster *et al.*, 1993; Fitzgerald *et al.*, 1991; Foster *et al.*, 1990).

Particularmente, para el caso de la Sierra de Mazatán (Fig. 2), Wong y Gans (2003) obtuvieron en base a termocronología por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, que este CNM acomodó 15-35 km de desplazamiento a lo largo de la falla de *detachment*, en el periodo de tiempo comprendido entre 20.5 y 16 Ma. Coincidentemente, Foster *et al.* (1990), obtuvieron edades muy semejantes para la región de las montañas Chemehuevi y Sacramento en California, donde el desplazamiento a lo largo de fallas de *detachment* ocurrió entre los 22 y 15 Ma. Utilizando el fechamiento por trazas de fisión, Miller *et al.* (1999) en el CNM "Snake Range-Deep Creek" en Nevada, determinaron un desplazamiento rápido de 12-15

km a lo largo de fallas de *detachment* a una edad de *ca.* 17 Ma. Una edad de trazas de fisión en el CNM de Mazatán fue obtenida por Vega-Granillo y Calmus (2003) con una edad de 18.6 ± 1.4 Ma con una longitud de trazas de 15.6 ± 1.1 μm , indicando un enfriamiento rápido en la zona de borrado parcial.

La información obtenida en base a la termocronología es de gran importancia para conocer la evolución térmica de baja temperatura de estos CNM y en general de la provincia *Basin and Range*. Henry y Aranda-Gómez (1992) interpretan que la mayor parte de la extensión total de la provincia extensional ocurrió durante una etapa temprana *Basin and Range*, que corresponde al desarrollo de los CNM.

3.3.- *Basin and Range*

Una de las etapas tectónicas que más ha influenciado la morfología actual de gran parte de la región noroeste de México y occidental de Estados Unidos es la fase extensional *Basin and Range* (Parsons, 1995; Henry y Aranda-Gómez, 1992). Esta fase extensional está caracterizada por un fallamiento normal de alto ángulo con orientación general N-S a NNW-SSE, que limitan los flancos de las sierras de varios kilómetros y con tasas de extensión relativamente bajas (Henry y Aranda-Gómez, 1992). Algunos autores (p. ej. Axen, 1995; Gans, 1997) han propuesto la existencia de fallas con desplazamiento a rumbo dentro de la provincia, que corresponden a zonas de transferencia paralelas a la dirección de la extensión, las cuales dividen la provincia extensional en varios dominios, que se diferencian unos de otros por la tasa de extensión, el sentido del desplazamiento de los bloques y la dirección de basculamiento.

El cambio en la orientación del fallamiento de esta fase a diferencia de la fase pre-*Basin and Range* (e.g. CNM) se atribuye a un cambio en la dirección del vector de extensión de WSW a WNW (Zoback, *et al.*, 1981). Este cambio se ha relacionado con la modificación de la cinemática de los límites de las placas Farallón y Norte América hacia

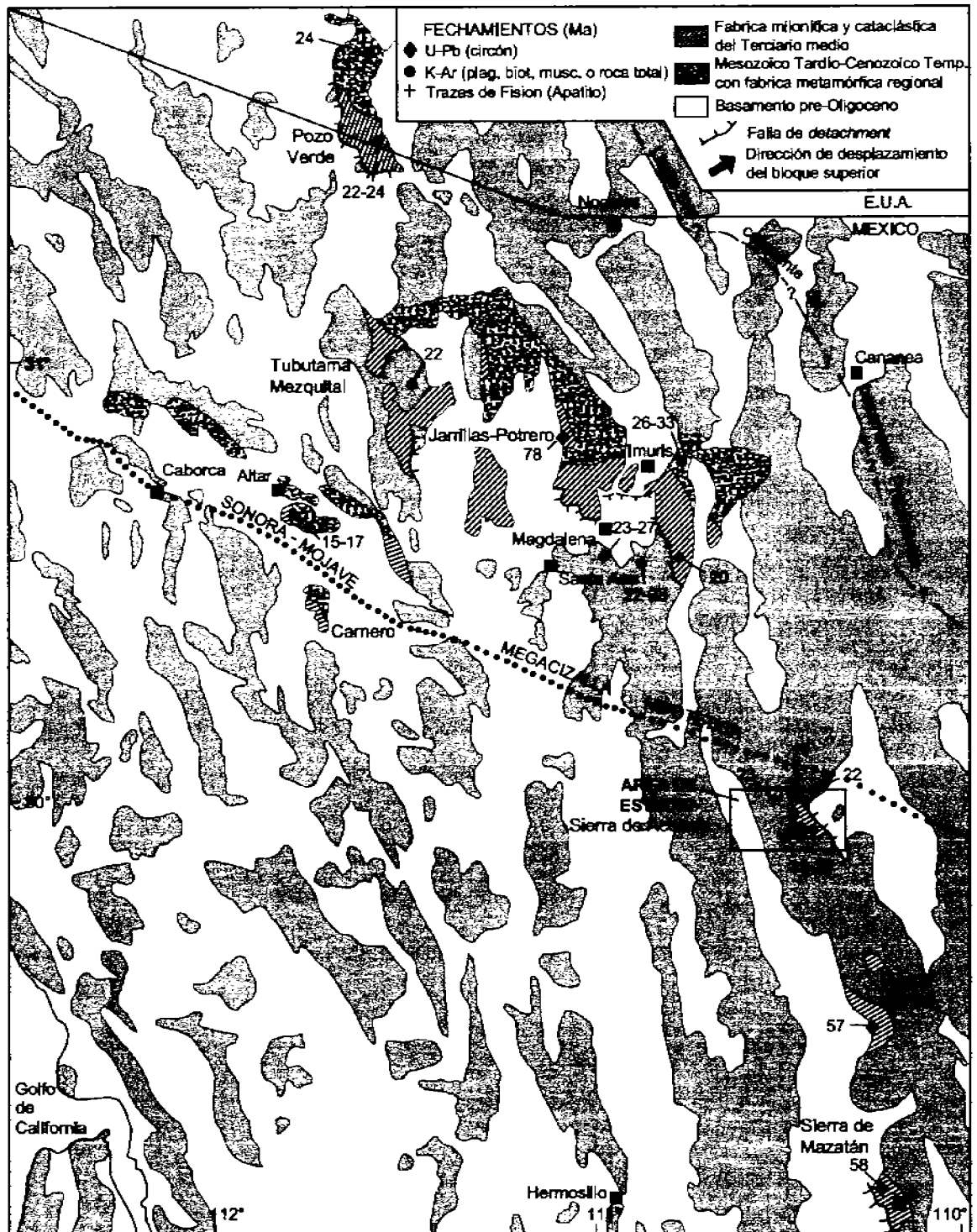


Fig. 2. Regiones con características de un complejo de núcleo metamórfico, así como edades geocronológicas y termocronológicas para algunas de ellas. Se muestra la dirección del desplazamiento del bloque superior para la Sierra de Aconchi y la Sierra de Mazatán. También, la traza de la hipotética megacizalla Sonora-Mojave. Modificado de Nourse *et al.* (1994).

los 13 Ma y el subsiguiente desarrollo del sistema transformante de San Andrés (Henry y Aranda-Gómez, 2000). Durante esta etapa extensional, se desarrolla la topografía que caracteriza la provincia *Basin and Range*, con una alternancia de sierras y depresiones alargadas en una dirección general N-S a NNW-SSE, con un ancho de 25 a 35 km en promedio. Esta fase extensional se acompaña por la emisión de magmas basálticos. Estos basaltos junto con el magmatismo calcoalcalino asociado a la subducción todavía activa constituyen el magmatismo bimodal característico del Oligoceno-Mioceno temprano en la Sierra Madre Occidental (Henry y Aranda-Gómez, 1992; 2000).

La provincia *Basin and Range* en el oeste de México está formada por dos regiones, oriental y occidental, separadas por la provincia volcánica de la Sierra Madre Occidental cuyo volcanismo riolítico se asocia a la subducción de la placa Farallón debajo de la placa Norte América durante el Oligoceno (McDowell y Clabaugh, 1979). Se considera que esta provincia volcánica ha sufrido relativamente poca extensión (Henry y Aranda-Gómez, 2000; fig 3). Se le denomina *Basin and Range* principal a la región oriental, la cual tiene evidencias de extensión desde el Oligoceno Tardío (Henry y Aranda-Gómez, 1992; Nieto-Samaniego *et al.*, 1999). La región del extremo occidental comprende los bordes del Golfo de California al oeste, y el borde de la Sierra Madre Occidental al este. En esta región, la extensión inició entre 12 y 13 Ma (Henry y Aranda-Gómez, 2000) con excepción de Sonora, donde hay evidencias de extensión durante el Oligoceno Tardío (Nourse, *et al.*, 1994; Gans, 1997).

En las cuencas de Sonora, originadas durante la extensión *Basin and Range* se tienen rocas volcánicas con sedimentos intercalados denominados de forma general como Formación Báucarit (King, 1939). Secuencias asignadas a esta Formación han sido estudiadas en Sonora por Roldán-Quintana y McDowell (1992) y Bartolini *et al.* (1993), obteniendo diferentes espesores, alcanzando hasta 1960 m en la región de Tónichi-La Dura (De la O-Villanueva, 1993).

Para la fase pre-*Basin and Range*, Calles-Montijo (1999) denomina como Formación Tubutama a una secuencia de rocas volcánicas y sedimentarias que pueden tener estratos de materiales evaporíticos. Secuencias correlativas con esta formación han sido descritas por Aiken y Kistler (1992) en la región de Magdalena y por Vega-Granillo (1996) en la región de Mazatán.

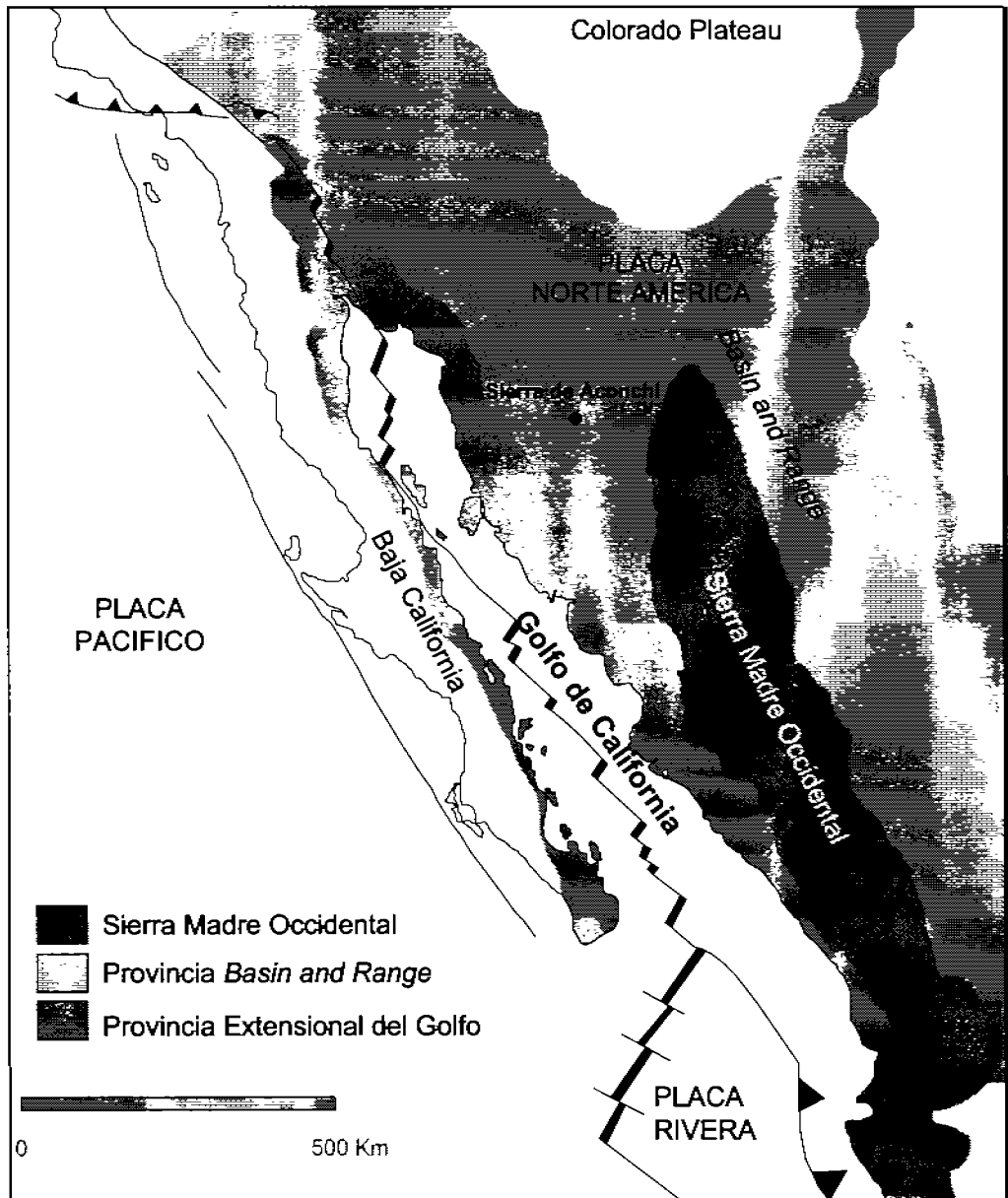


Fig. 3. Mapa del noroeste de México y suroeste de Estados Unidos mostrando la distribución de la provincia *Basin and Range*, la provincia extensional del Golfo de California y la Sierra Madre Occidental. (Modificado de Henry y Aranda-Gómez, 2000; Stock y Hodges, 1989).

Un evento importante durante la extensión de la Provincia *Basin and Range* es la formación de la Provincia Extensional del Golfo (Stock y Hodges, 1989), que dio origen al Golfo de California. La Provincia Extensional del Golfo consiste en una región con corteza extendida, y comprende el extremo oriental de la península de Baja California al oeste y los estados de Sonora, Sinaloa y Nayarit al este (Henry y Aranda-Gómez, 2000).

Las fronteras este y oeste de esta Provincia están relativamente bien establecidas, pero no en el caso de las fronteras norte y sur que son inciertas. Se ha inferido que la Provincia Extensional del Golfo se originó debido al debilitamiento termal de la región del Golfo de California, por magmatismo de arco que finalizó alrededor de los 12 Ma.

4.- GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO

Gran parte de la geología del área de estudio ha sido presentada en trabajos anteriores, por lo que aquí se retoma parte de las descripciones ya realizadas. En el presente trabajo se hacen modificaciones en base a las observaciones hechas en la petrografía y al trabajo de campo, con el objetivo de tener mejor entendimiento de las relaciones estratigráficas y estructurales del área de estudio.

4.1.- Geomorfología de la Sierra de Aconchi

La Sierra de Aconchi constituye uno de los rasgos morfológicos más notorios del Estado de Sonora con una extensión de aproximadamente 1500 km² y con pendiente fuerte en sus flancos este y oeste. La extensión sur de la Sierra de Aconchi se denomina como Sierra Los Locos en las cartas topográficas del INEGI.

Un plano de elevaciones se presenta en la figura 4, con intervalos de altura de 100 m. En los valles este y oeste se encuentran los ríos Sonora y San Miguel respectivamente; es allí donde las elevaciones son menores con valores que fluctúan entre 450 y 700 m. Hacia la porción central del área se encuentran las elevaciones más fuertes de 700 hasta 2100 m con un promedio de 1600 m. El parte-aguas se localiza en la porción central del área con un rumbo aproximado NW-SE y drena hacia el este y oeste donde se localizan los ríos Sonora y San Miguel. La pendiente más fuerte se presenta hacia el flanco suroeste de la sierra donde alcanza valores de 0.35-0.50.

La figura 5 muestra una morfología distinta en el flanco oeste y en el flanco este. Este último presenta curvas de nivel paralelas entre 1000 y 1500m aproximadamente, mientras que el flanco oeste se caracteriza por curvas de nivel más irregulares con una geometría más accidentada. Esa diferencia refleja una estructura diferente para ambos flancos. Al este la simetría de la Sierra corresponde a la falla de bajo ángulo El Amol, la cual aflora ampliamente. En el oeste las fallas normales que bordean la Sierra son de alto

Las fronteras este y oeste de esta Provincia están relativamente bien establecidas, pero no en el caso de las fronteras norte y sur que son inciertas. Se ha inferido que la Provincia Extensional del Golfo se originó debido al debilitamiento termal de la región del Golfo de California, por magmatismo de arco que finalizó alrededor de los 12 Ma.

4.- GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO

Gran parte de la geología del área de estudio ha sido presentada en trabajos anteriores, por lo que aquí se retoma parte de las descripciones ya realizadas. En el presente trabajo se hacen modificaciones en base a las observaciones hechas en la petrografía y al trabajo de campo, con el objetivo de tener mejor entendimiento de las relaciones estratigráficas y estructurales del área de estudio.

4.1.- Geomorfología de la Sierra de Aconchi

La Sierra de Aconchi constituye uno de los rasgos morfológicos más notorios del Estado de Sonora con una extensión de aproximadamente 1500 km² y con pendiente fuerte en sus flancos este y oeste. La extensión sur de la Sierra de Aconchi se denomina como Sierra Los Locos en las cartas topográficas del INEGI.

Un plano de elevaciones se presenta en la figura 4, con intervalos de altura de 100 m. En los valles este y oeste se encuentran los ríos Sonora y San Miguel respectivamente; es allí donde las elevaciones son menores con valores que fluctúan entre 450 y 700 m. Hacia la porción central del área se encuentran las elevaciones más fuertes de 700 hasta 2100 m con un promedio de 1600 m. El parte-aguas se localiza en la porción central del área con un rumbo aproximado NW-SE y drena hacia el este y oeste donde se localizan los ríos Sonora y San Miguel. La pendiente más fuerte se presenta hacia el flanco suroeste de la sierra donde alcanza valores de 0.35-0.50.

La figura 5 muestra una morfología distinta en el flanco oeste y en el flanco este. Este último presenta curvas de nivel paralelas entre 1000 y 1500m aproximadamente, mientras que el flanco oeste se caracteriza por curvas de nivel más irregulares con una geometría más accidentada. Esa diferencia refleja una estructura diferente para ambos flancos. Al este la simetría de la Sierra corresponde a la falla de bajo ángulo El Amol, la cual aflora ampliamente. En el oeste las fallas normales que bordean la Sierra son de alto

ángulo, y están mayormente sepultadas por potentes abanicos aluviales cuya morfología es más baja y errática.

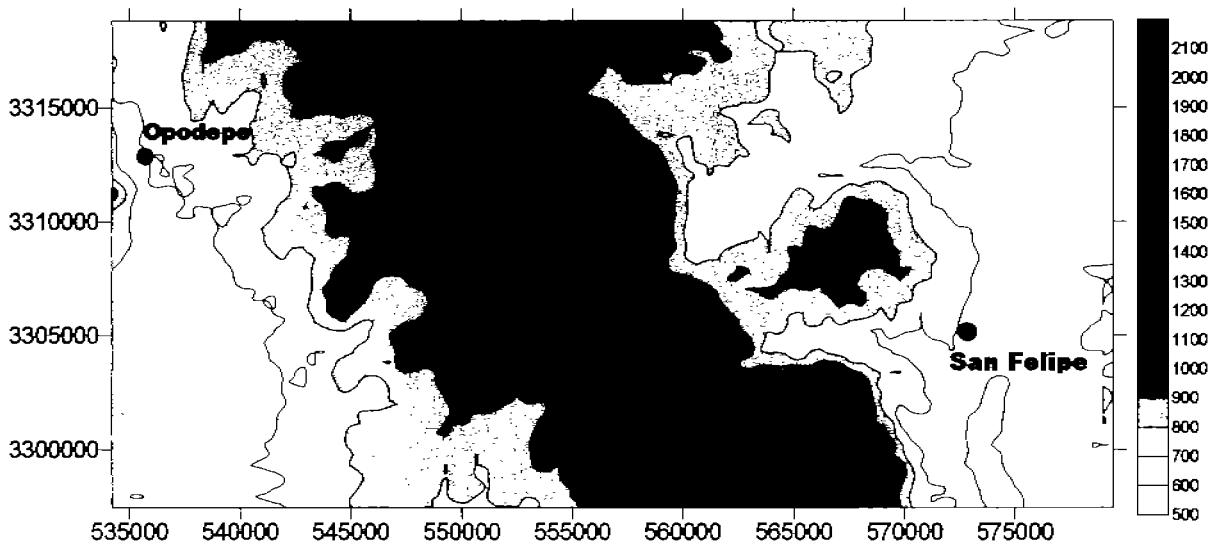


Fig. 4. Plano de elevaciones del área de estudio. Se muestra la variación de elevación en los flancos este y oeste de la Sierra de Aconchi y la orientación NW-SE de esta morfología.

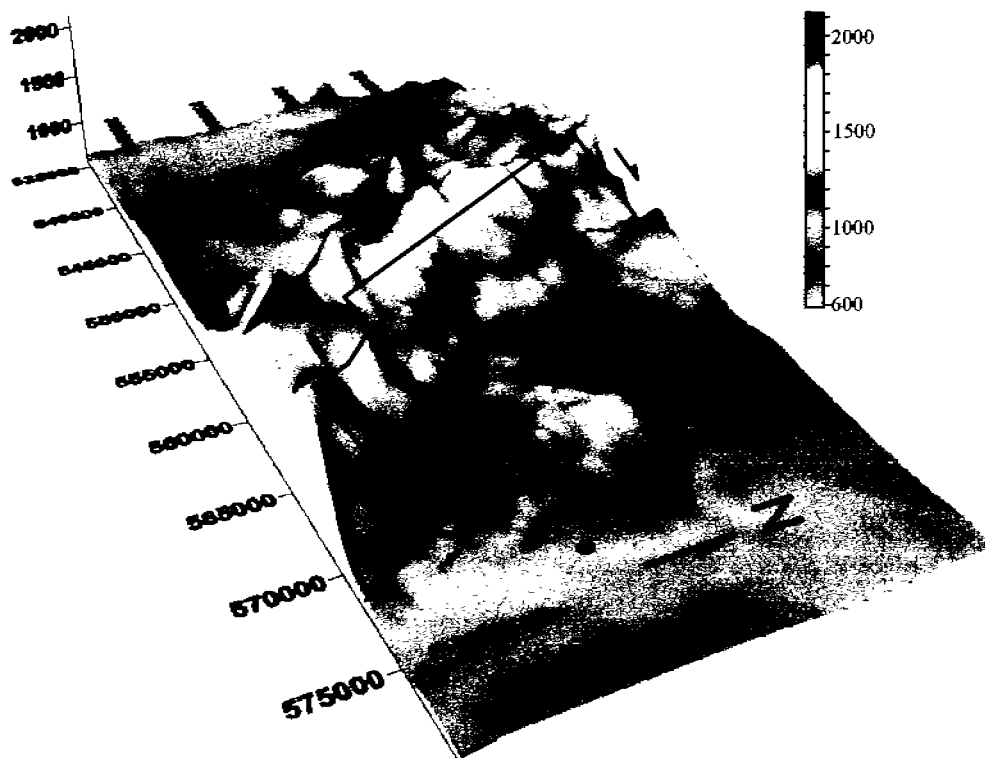


Fig. 5. Modelo de elevación del área de estudio, vista de sureste a noroeste. Se aprecia que constituye un alto topográfico fuerte y con la mayor elevación hacia la porción sur. Procesado utilizando el programa *Surfer* y la base topográfica de la carta Hermosillo H12-8.

4.2.- Estratigrafía

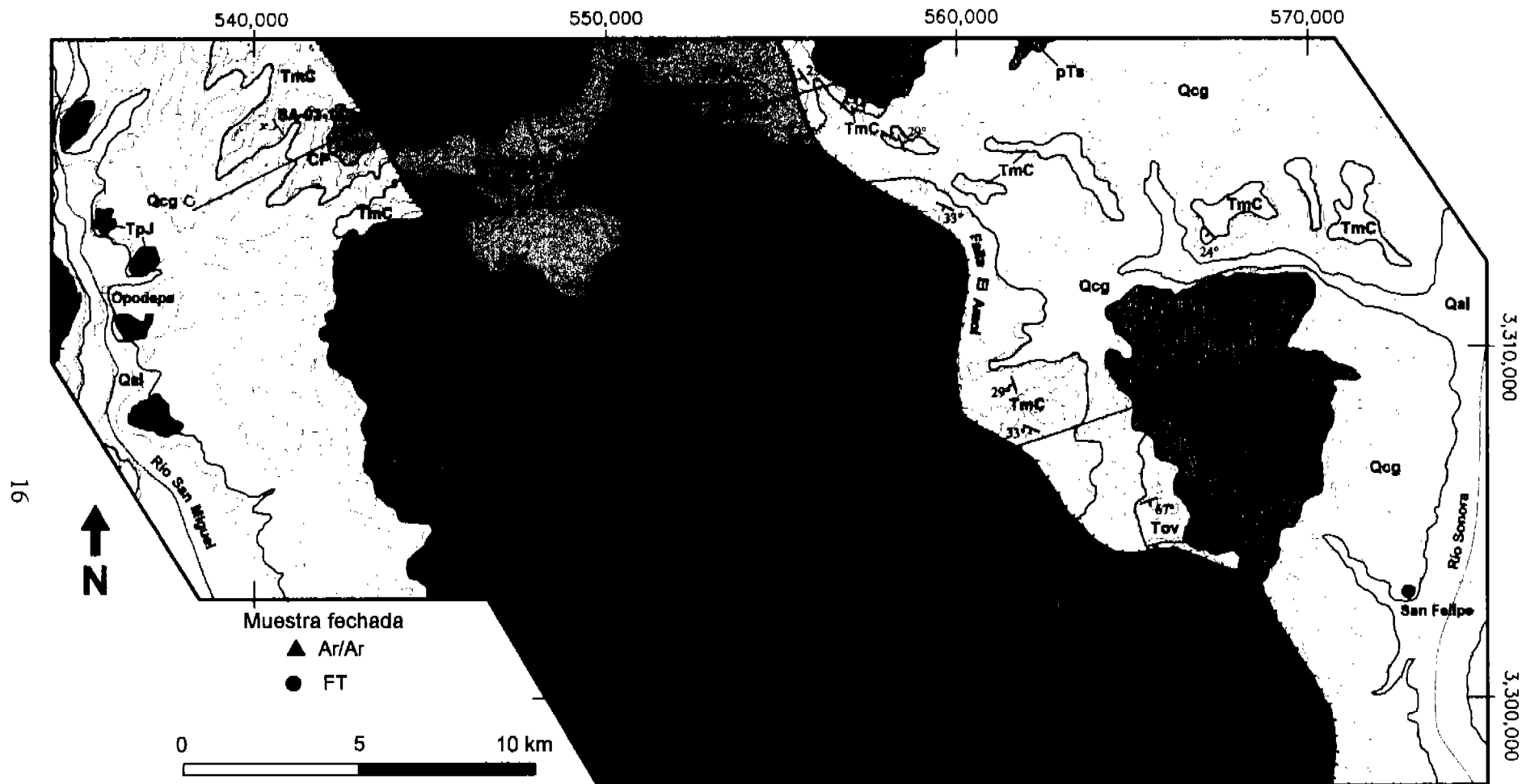
4.2.1.- Basamento cristalino Neoproterozoico (pTm)

El basamento Proterozoico corresponde a rocas metamórficas e intrusivas de edad Proterozoico Medio.

Estas rocas se encuentran exclusivamente en la porción norte-centro del área de estudio, al sureste y este del cerro El Carrizo (Fig. 6) y se componen principalmente de granodiorita, gneis cuarzofeldespático, granito rosado y por granito micrográfico. Estas rocas fueron estudiadas previamente por Rodríguez-Castañeda (1996) quien le asignó edades en base a correlacion con unidades semejantes, correspondiendo la más antigua a la granodiorita de 1700 Ma, que localmente se presenta metamorfizada. Para el gneis que varia localmente a augen gneis, la edad se estimó en 1650 Ma en base a la correlacion con el metamorfismo fechado en la región de Caborca (Anderson and Silver, 1971, 1981), de la misma forma se consideró al granito de 1400 Ma; y por ultimo, granito micrográfico de 1100 Ma.

Valenzuela-Navarro *et al.* (2005) obtuvo una edad de 1.7 Ma por el método U/Pb en circones del granito “Crestón” en el área de la mina El Crestón localizada a escasos 12 km al este del área de estudio. El granito “Crestón” puede correlacionarse en base a su descripción con la granodiorita localmente metamorfizada presente en el norte de la Sierra de Aconchi. En el gneis cuarzofeldespático se aprecian pliegues similares (Fig. 8) los cuales corresponden a una etapa de deformación precámbrica.

Las rocas del basamento se presentan en forma de techos colgantes sobre los intrusivos terciarios, tanto del batolito granodiorítico El Jaralito como el granito de muscovita del batolito de Aconchi (figs. 7a-d) y son sobreyacidos discordantemente por una secuencia sedimentaria constituida principalmente por cuarcitas asignadas al Precámbrico tardío por Stewart *et al.* (2002), Stewart y Poole (2002), Figueroa-Valenzuela y Grijalva-Haro (1989) y al Paleozoico por Rodríguez-Castañeda (1996).



Qal Aluvión	Basalto	Pórfido riolítico San Felipe	Caliza	Granito-gneis	Falla Inversa	LR=Rancho La Ramada
Qcg Conglomerado	TmC Conglomerado tipo Báucarit	Granodiorita	Andesita	Pegmatita	Falla normal	CG=Cerro Granadas
Tov Toba riolítica	Granito de muscovita	Andesita, arenisca	Cuarcita	Zurco	Estratíf.	CC=Cerro El Carrizo
				Lineamiento		CEG=Cerro El Garrote
						CCH=Cerro Chichiquelita
						CP=Cerro Prieto

Fig. 6. Plano geológico del área de estudio, mostrando las distintas muestras analizadas en el presente estudio. Modificado de Calmus *et al.* (1996), Rodríguez-Castañeda (1996), Roldán-Quintana (1991), Figueroa-Valenzuela. y Grijalva-Haro (1989) y Chávez- Aguirre (1978).

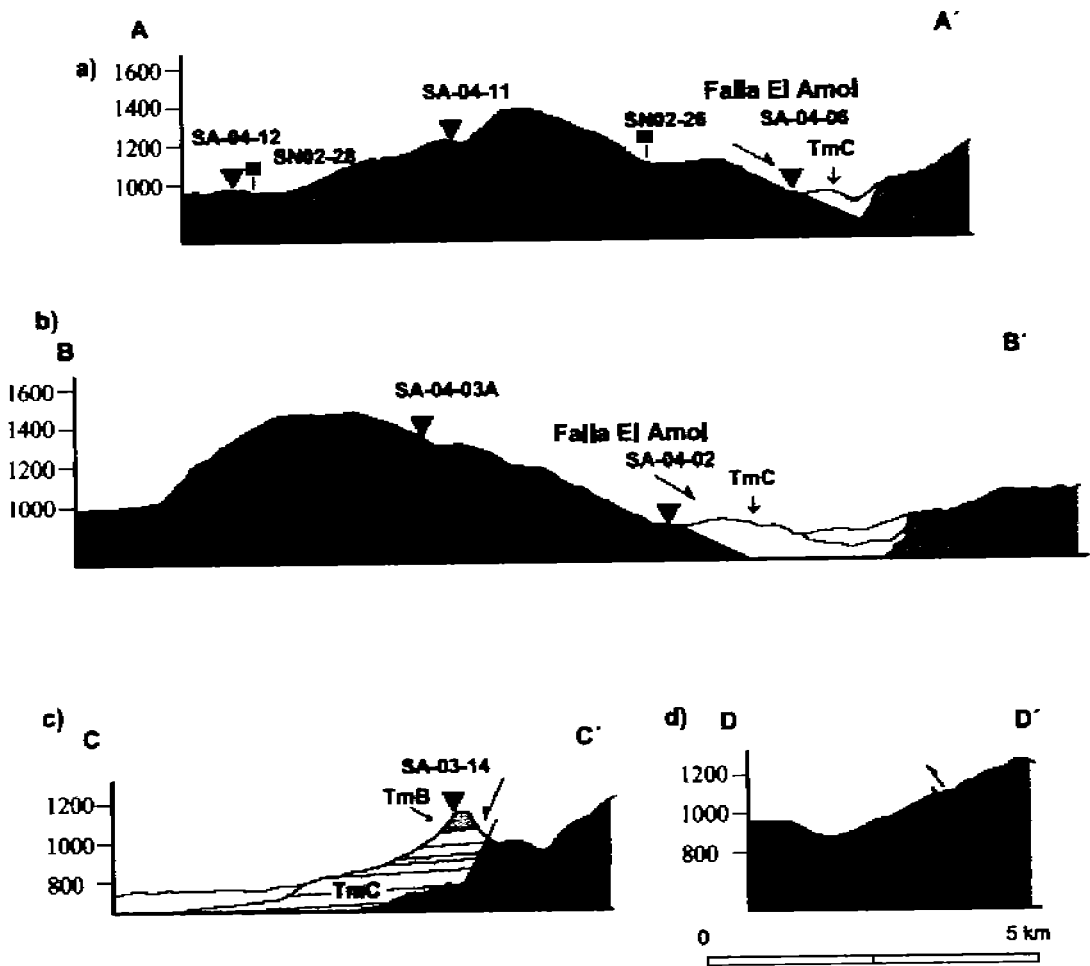


Fig. 7. Secciones geológicas del área de estudio. Las líneas de sección se ilustran en el plano anterior. (a) En la sección A-A' se reportan las dos edades por trazas de fisión en apatitos; (b) la sección B-B' muestra la superficie estructural de la falla de bajo ángulo El Amol; (c) la sección C-C' ilustra una falla normal que pone en contacto a rocas jurásicas con secuencias clásticas terciarias; por último, (d) la sección D-D' muestra una falla inversa que pone en contacto rocas sedimentarias del Proterozoico sobre rocas volcánicas del Jurásico. Los triángulos invertidos indican las muestras analizadas por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y los cuadros oscuros las muestras de trazas de fisión. Misma nomenclatura y simbología que en la figura 6.

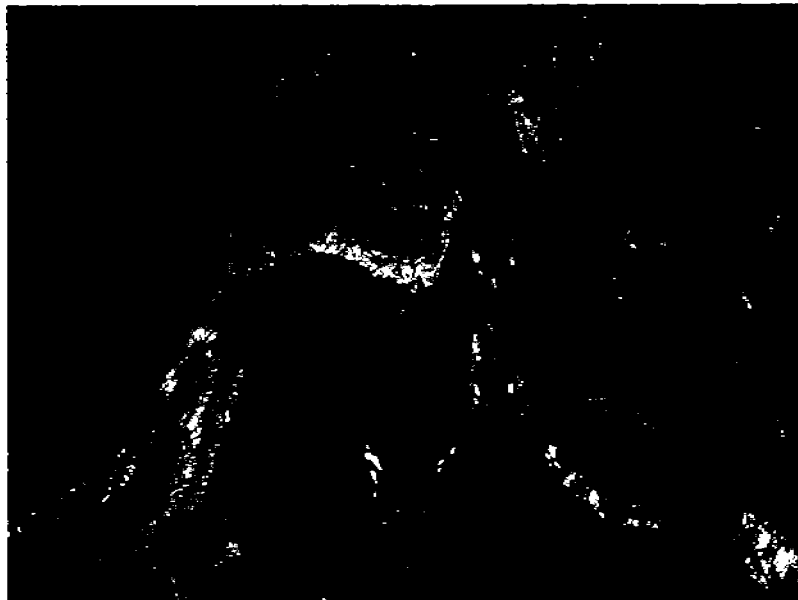


Fig. 8. Pliegues similares en rocas precámbricas que corresponden a un gneis cuarzo-feldespático deformado. En las bandas blancas de cuarzo-feldespato se observa el fenómeno de transposición así como de estiramiento de los flancos y engrosamiento de la charnela.

4.2.2.- Secuencia sedimentaria neoproterozoica (pTs)

Se le denomina de esta forma a una secuencia sedimentaria constituida mayormente por cuarcitas y areniscas de cuarzo. Esta secuencia se localiza en varias porciones del área de estudio, principalmente al norte en el cerro El Carrizo y El Chichiquelite, al noreste en el cerro Las Granadas y al centro-este en el cerro El Garrote (Fig. 6). Esta secuencia sedimentaria neoproterozoica sobreyace discordantemente al basamento cristalino, esta relación se puede apreciar en algunos afloramientos en la porción norte del área de estudio. Son asignadas al Proterozoico Temprano por Stewart y Poole (2002), y ha sido también correlacionada con una secuencia descrita por Castro-Rodríguez y Morfín-Velarde (1988) en el área de Cerro de Oro, la cual contiene estromatolitos, asignándola al Proterozoico Temprano.

Dicha secuencia está constituida por un conglomerado basal que en el cerro El Chichiquelite llega a tener hasta 3 m de espesor. Está constituido por clastos redondeados a subredondeados de areniscas de cuarzo, gneis y cuarcita, con tamaños que varían de 4 a 8 cm. La matriz está constituida por cristales de cuarzo y menor feldespato de tamaño inferior a 2 mm en menor proporción.

El conglomerado está sobreyacido por cuarcitas de color rosado que presentan estratificaciones oblicuas y laminares. En el cerro Las Granadas, se observa un plegamiento de esta secuencia formando un anticlinal con eje N-NE (Figuroa-Valenzuela y Grijalva-Haro, 1989) conformado por areniscas de cuarzo, cuarcitas e intercalaciones delgadas hacia la base del conglomerado con clastos de 3 a 6 cm de diámetro compuestos de arenisca de cuarzo, gneis y cuarcita. En la porción norte esta secuencia se encuentra sobre rocas volcánicas asignadas al Jurásico debido a una falla inversa de alto ángulo que va de 70° a 76° al norte con rumbo general E-W (Fig. 9). También, esta secuencia se presenta en forma de techos colgantes sobre los intrusivos del batolito de El Jaralito y del batolito de Aconchi.

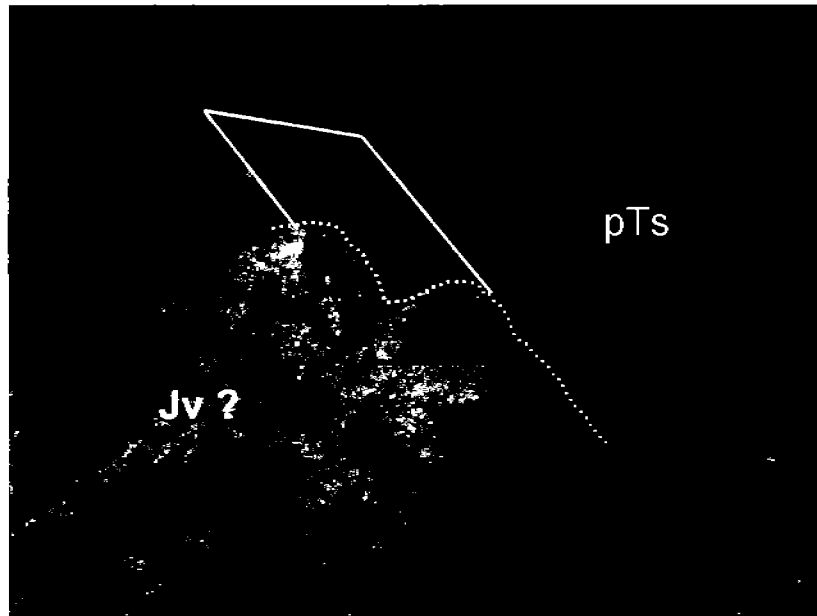


Fig. 9. Contacto por falla inversa entre rocas volcánicas jurásicas (color claro) y cuarcitas de la secuencia sedimentaria neoproterozoica. Fotografía vista hacia el este.

4.2.3.- Rocas vulcanosedimentarias jurásicas (Jv)

Las rocas asignadas tentativamente al Jurásico son rocas volcánicas de composición andesítica cuya edad fue asignada por Chávez-Aguirre (1978), Figueroa-Valenzuela y Grijalva-Haro (1989) y Rodríguez-Castañeda (1996). Estas rocas volcánicas afloran exclusivamente en la porción norte-noreste del área, al norte del cerro El Carrizo

y del cerro Prieto. Están constituidas por andesitas, tobas y brechas andesíticas. Las andesitas son de color verdoso con textura afanítica a ligeramente porfídica, con fenocristales de plagioclasa de 1-3 mm de largo. Las tobas andesíticas corresponden a tobas cristalinas con cristales rotos de plagioclasa y hornblenda de 2 a 5 mm y de matriz devitrificada. Las brechas se presentan hacia el contacto con rocas del basamento cristalino y con rocas de la secuencia sedimentaria del Neoproterozoico. Están constituidas por clastos de distintos tamaños de pequeños de 1 cm a moderadamente grandes de 20 cm, con un color que varía de grisáceo a blanco.

La edad jurásica asignada a estas rocas se apoya sobre la comparación con rocas de esta edad que se encuentran ampliamente distribuidas al norte del área de estudio (Anderson y Silver, 1979), y que corresponden al arco magmático continental Jurásico. Sin embargo en base a la composición de las rocas de esta unidad no se descarta la posibilidad que pertenezcan a la Formación Tarahumara del Cretácico tardío.

4.2.4.- Secuencia sedimentaria del Cretácico temprano (KCz)

Se le denomina secuencia sedimentaria del Cretácico temprano a rocas sedimentarias caracterizadas por caliza, arenisca, conglomerado y calizas arenosas asignadas a esa edad por Stewart y Poole (2002) en base a correlación litológica con la secuencia de rocas que componen el Grupo Cerro de Oro del Cretácico temprano descrito por Castro-Rodríguez y Morfín-Velarde (1988) al suroeste de Rayón. Estas rocas solo se presentan en el cerro de Los Locos en la porción centro-sur del área de estudio (Fig. 6).

Esta secuencia sedimentaria fue descrita en el área de estudio por Figueroa-Valenzuela y Grijalva-Haro (1989) en el cerro de Los Locos estando constituida hacia la base por areniscas arcólicas de color rosa-rojizo de grano medio, sobreyacidas por areniscas de grano fino y limonitas de color verde, con intercalaciones de conglomerado mal clasificado con clastos subredondeados de cuarcita y limonita. Además, existen calizas y calizas arenosas intercaladas de color gris a café oscuro. Existen restos fósiles que corresponden a tubos de anélidos, equinodermos y posibles restos de ostreas cuya identificación se complica por el metasomatismo que afecta estas rocas.

4.2.5.- Secuencia vulcanosedimentaria del Cretácico tardío (Kv)

La secuencia vulcanosedimentaria del Cretácico tardío (Roldán-Quintana, 1991) se presenta solamente en la porción este del área de estudio en la región del distrito minero de San Felipe (Fig. 6). Esta secuencia está constituida por andesitas y areniscas las cuales se presentan alteradas en la mayoría de sus afloramientos, debido a una oxidación y alteración hidrotermal en un ambiente de tipo pórfido cuprífero, constituyendo la roca encajonante en algunas de las minas del distrito de San Felipe. (Roldán-Quintana, 1979).

Estas rocas se correlacionan con secuencias similares en edad y composición en el noroeste de México que han sido denominadas como Formación Tarahumara (McDowell, *et al.*, 2001) y que son consideradas como parte de un arco volcánico relacionado con la subducción de la placa Farallón debajo de la placa de Norte América (Coney, 1976).

La secuencia vulcanosedimentaria del Cretácico tardío se encuentra en forma de techo colgante sobre el pórfido riolítico de San Felipe.

4.2.6.- Rocas intrusivas

Las rocas intrusivas abarcan la mayor superficie del área de estudio. Se retoma en este estudio la nomenclatura propuesta por Roldán-Quintana (1991) quien describió los diferentes cuerpos intrusivos y presentó datos geoquímicos y radiométricos.

Batolito El Jaralito (TpJ)

El batolito de El Jaralito varía en composición de granito a granodiorita, con menor proporción de cuarzdiorita y de cuarzomonzonita. Su edad está en un rango de 69 a 51 Ma determinada por el método K/Ar en muscovita, biotita y plagioclasa (Roldán-Quintana, 1991). Este batolito aflora en la porción centro-oeste del área, al oeste del batolito de Aconchi (Fig. 6) y está intrusionado por el batolito de Aconchi. Las unidades pre-batolíticas, como la secuencia sedimentaria neoproterozoica en el cerro El Garrote, quedan como techos colgantes imbuidos en el batolito.

En lámina delgada la roca presenta una textura holocristalina, de grano medio principalmente (Fig. 10). La mineralogía principal consiste de cuarzo (30%), feldespato potásico (30%) que corresponde a las variedades de ortoclasa y microclina, y plagioclasa

(41%) en sus variedades albita y oligoclasa determinadas en base a su ángulo de extinción. La mineralogía secundaria está constituida por biotita (4.5%), menor hornblenda y esfena, y minerales accesorios como apatito y circón. Los minerales opacos corresponden a hematita, magnetita y pirita (valores porcentuales tomados de Roldán-Quintana, 1991). En ocasiones se aprecia una alteración leve de la plagioclasa a arcillas, trazas de sericita, clorita y epidota.



Fig. 10. Fotografía de lámina delgada de una muestra de un intrusivo granodiorítico del batolito de El Jaralito que muestra textura holocrystalina. Su mineralogía principal está representada por plagioclasa (P), feldespato potásico (Kfs), cuarzo (Q) y biotita (Bt) como mineral secundario. 4x.

Batolito de Aconchi (TeG) y pegmatitas asociadas

El batolito de Aconchi tiene una composición principalmente granítica, con una edad de enfriamiento determinada por el método K/Ar en biotita en 35.96 ± 0.7 Ma (Roldán-Quintana, 1979). Se localiza en la porción centro-este del área, hacia el este del batolito El Jaralito, con elevaciones del orden de 2000 m en la porción centro-sur del área (Fig. 4 y 6).

En la porción sureste del área quedan como techos colgantes sobre este intrusivo rocas de la secuencia sedimentaria del Cretácico temprano (Cerro Los Locos). Hacia el norte, el batolito de Aconchi intrusión a rocas del basamento cristalino precámbrico, y

en el flanco este de la Sierra, está limitado por una falla normal que lo pone en contacto con secuencias clásticas terciarias.



Fig. 11. Fotografía de lámina delgada de una muestra de granito del batolito de Aconchi, donde se aprecia la textura holocrystalina ligeramente porfídica y la abundancia de microclina (Mr) y muscovita (Mc). 4x.

En lámina delgada la roca presenta una textura en ocasiones holocrystalina y en otras porfídica. En algunas muestras se presentan textura micrográfica de intercrecimiento de cuarzo (Fig. 11). La mineralogía principal consiste de feldespato potásico que corresponde principalmente a microclina y menor ortoclasa, cuarzo y plagioclasa, que, en base al ángulo de extinción de las maclas, corresponde a la variedad oligoclasa. Los minerales secundarios son muscovita, la cual se encuentra abundantemente, granate de color rojo (piralspita) que es característico de esta roca. Los minerales accesorios son principalmente apatito y circón. También, la roca presenta trazas de minerales opacos como hematita o magnetita y en ocasiones minerales de alteración como sericita, clorita y epidota. Abundantes diques pegmatíticos y aplíticos cortan a este batolito. En lámina delgada la mineralogía consiste de cuarzo (20-30%), feldespato potásico (60-70%) en su variedad microclina, menor contenido de plagioclasa (<10%) y muscovita que alcanzan hasta 4 cm en las pegmatitas y granate (valores porcentuales tomados de Roldán-Quintana, 1991). El espesor de los diques pegmatíticos es muy variado desde 10 cm hasta

5 m. Los diques aplíticos son de textura sacaroidea y tienen espesores entre 10 cm a 1 m. La orientación general de estos cuerpos es NE-SW y NW-SE.

El tipo de magmatismo que presenta el batolito de El Jaralito es calcoalcalino, y es característico de un arco magmático de margen convergente asociado a subducción (Roldán-Quintana, 1991). En estudios geoquímicos previos se reportan valores más altos en SiO₂ para el batolito de Aconchi con un rango de 71 a 74%, mientras que para el batolito de El Jaralito con valores de 54 a 73% (Roldán-Quintana, 1991). Aunque hay un cierto traslape de estos valores, se considera al granito con muscovita asociado al batolito de Aconchi como un granito peraluminoso como los descritos en el oeste de Norte América (Roldán-Quintana, 1991, Macias-Valdéz, 1992). El granito de muscovita también muestra valores más altos en álcalis (NaO+K₂O) que el batolito de El Jaralito (Fig. 12) y se considera formado por fusión cortical, aunque su firma de tierras raras aun refleja un origen de subducción constituyendo una de las diferencias geoquímicas más significativas entre estos cuerpos (*e.g.* Roldán-Quintana, 1991).

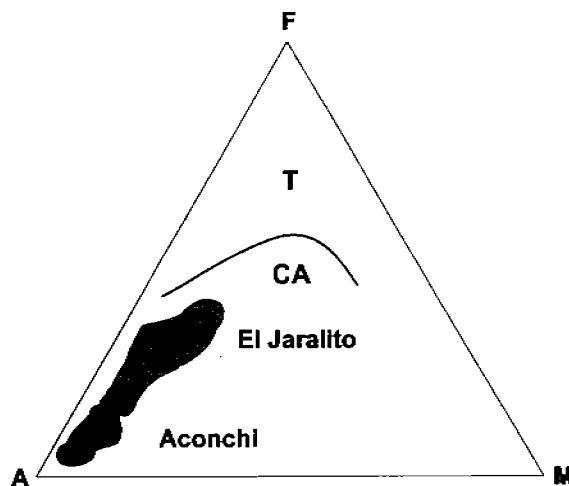


Fig. 12. Diagrama AFM para muestras analizadas del batolito de El Jaralito y del batolito de Aconchi (Tomado de Roldán-Quintana, 1991). CA=Calcoalcalino; T=Toleítico.

En un análisis de tierras raras de los intrusivos laramídicos del noroeste de México, al cual pertenece el batolito de El Jaralito, Valencia-Moreno (1998) reporta un enriquecimiento en tierras raras ligeras y una clara anomalía negativa de Eu.

Macías-Valdez (1992) realizó un estudio geoquímico sobre el batolito de Aconchi mostrando que la firma de tierras raras corresponde a un magma con afinidad de arco volcánico continental y ocasionalmente anomalías negativas de Eu.

Pórfido riolítico San Felipe (TpR)

El pórfido o *stock* San Felipe es un intrusivo de composición riolítica y de textura porfídica. Aflora solamente en la porción centro-este del área (Fig. 6), constituye la mayor elevación de esta porción (Fig. 5). Se localiza a aproximadamente 5 km al oeste del poblado de San Felipe. Su edad es de 50.47 ± 1.66 Ma, determinada por el método K/Ar en biotita (Roldán-Quintana, 1976).

Sobre este cuerpo quedan como techos colgantes rocas volcanosedimentarias asignadas al Cretácico tardío en la porción centro-este del área. Hacia el sur, fuera del área de estudio, el *stock* San Felipe intrusióna al batolito de El Jaralito (Roldán-Quintana, 1991). Secuencias clásticas terciarias están en contacto discordante sobre este intrusivo hacia su flanco este.

En muestra de mano esta roca es de color blanco de matriz fina y solo se aprecian fenocristales de cuarzo y feldespato de tamaño de 2 a 6 mm, así como pequeños cristales de biotita. En lámina delgada se observa una matriz microcristalina a afanítica, constituida por cuarzo y feldespato. Los fenocristales corresponden a ortoclasa, plagioclasa en su variedad oligoclasa. La roca presenta también sericita y minerales arcillosos, y los minerales opacos corresponden a pirita con menor hematita.

En el área donde aflora este cuerpo se tiene mineralización de Cu, Pb y Zn en forma de vetas o como reemplazamientos, cuya edad de 49.52 ± 1.02 Ma fue determinada a partir la sericita asociada a la mineralización (Roldán-Quintana, 1979).

4.2.7.- Secuencia clástica (Formación Báucarit) y volcanismo miocénico (TmC)

La Formación Báucarit corresponde a rocas clásticas estratificadas, intercaladas con flujos riolíticos y derrames basálticos, asignados de forma general al Oligoceno tardío hasta el Mioceno medio. La formación Báucarit aflora en los flancos este y oeste de la Sierra de Aconchi, hacia su porción norte, en el área de cerro Prieto en el flanco oeste y al noreste de la Sierra hacia el flanco este (Fig. 6).

Esta secuencia se encuentra sobreyaciendo en discordancia a las rocas sedimentarias neoproterozoicas y al basamento cristalino precámbrico. Hacia el flanco este del área está en contacto por falla con el batolito de Aconchi.

La Formación Báucarit está constituida por una alternancia de areniscas y conglomerados, con horizontes de toba intercalados y basaltos hacia la parte superior. Los conglomerados son polimicticos con tamaño de clastos variables de 5 a 40 cm, subredondeados, que corresponden a granito y granodiorita, gneises, cuarcitas, tobas y areniscas. Los estratos de arenisca son de grano medio a fino de color café claro, presentando estratificación delgada a media de 0.5 a 3 cm de espesor. Las tobas son de color café claro a rosáceo con fenocristales de cuarzo, plagioclasa, feldespato y riolita y de matriz fina.

Hacia la cima de Cerro Prieto localizado en la parte noroeste del área se tiene un derrame basáltico perteneciendo a la Formación Báucarit (Fig. 7c). Una muestra de la parte superior del derrame arrojó una edad de 21.63 ± 0.05 Ma por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en roca total.

La Formación Báucarit se encuentra fuertemente basculada en la porción noreste del área de estudio, con echados de 33 a 70° al W-SW con un rumbo general NNW-SSE (Fig. 13a). Hacia la porción noroeste del área, esta formación presenta un ligero basculamiento al oeste de 3 a 4° (Fig. 13b). Por último, formando lomeríos suaves y sobreyaciendo a la Formación Báucarit se tienen terrazas aluviales, compuestas por gravas y arenas poco consolidadas. Estas terrazas cubren gran parte de los valles que flanquean la Sierra de Aconchi.

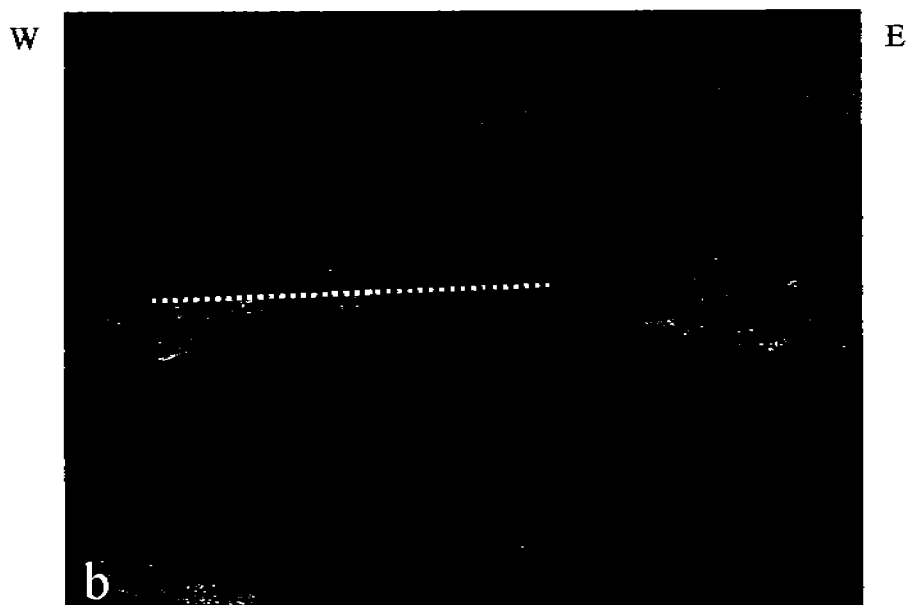
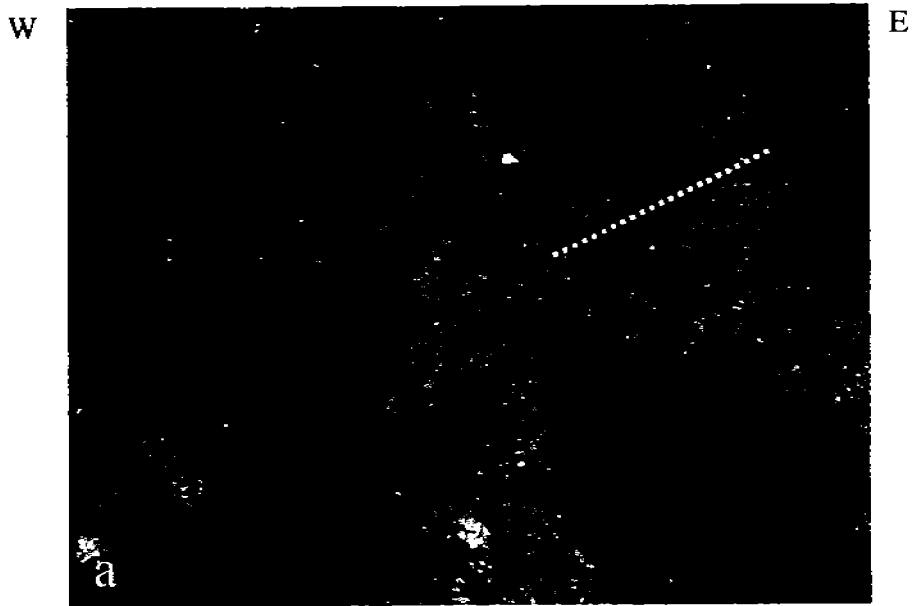


Fig. 13. Formación Báucarit (a) en la porción noreste del área, basculada hacia el oeste, y (b) en la porción noroeste del área, ligeramente basculada hacia el oeste.

4.2.8.- Significado tectónico del batolito de Aconchi

En estudios geoquímicos previos realizados sobre el batolito de Aconchi y sobre los intrusivos laramídicos de Sonora a los cuales pertenece el batolito de El Jaralito no se aprecian diferencias significativas en la firma de tierras raras (e.g. Macias-Valdez, 1992 y

Valencia-Moreno, 1998). Según la interpretación de estos valores, se consideran ambos batolitos dentro de un ambiente de arco magmático. Así mismo, en el diagrama Y+Nb versus Rb (Pearce *et al.*, 1984) que define el ambiente tectónico, ambos batolitos se encuentran dentro del campo de granitos de arco volcánico.

Se interpreta los granitos peraluminosos como granitos del tipo-S (Chapell y White, 2001), es decir originados por fusión de sedimentos arcillosos. Barbarin (1999) sugiere que se emplazan en una corteza engrosada por una colisión continental y que su génesis está controlada por anatexis cortical. Otra propuesta consiste en que estos granitos son de tipo-I que deben su composición a la contaminación del magma calcoalcalino en niveles altos de la corteza (Miller y Bradfish, 1980).

Los intrusivos peraluminosos de la cordillera oeste de Norte América han sido reportados en Sonora. En la mayoría de los casos no se cuenta con análisis geoquímico sistemático, sólo se cuenta con descripciones petrográficas; tal es el caso de los intrusivos leucocráticos con muscovita descritos en la Sierra de Mazatán (Vega-Granillo, 1996) y en la región de Magdalena (*e.g.* Nourse, 1990). En ambos lugares se tienen estructuras del tipo complejo de núcleo metamórfico (CNM) asociados a la extensión terciaria *Basin and Range*. En un contexto tectónico similar se encuentra la parte noreste de la Sierra de Aconchi, donde se ha descrito una falla de *detachment* (*e.g.* Rodríguez-Castañeda, 1996; Nourse *et al.*, 1994, Calmus *et al.*, 1996).

La edad de enfriamiento de 36 Ma del batolito de Aconchi (Roldán-Quintana, 1991) lo coloca en un periodo de transición entre el termino del fase Laramide y el inicio de la fase extensional *Basin and Range*. El inicio de la extensión *Basin and Range* está sujeto a discusión. Henry y Aranda-Gómez (1992) lo asocian a un reajuste tectónico durante el Oligoceno que corresponde a un ascenso de la astenósfera que promovió el adelgazamiento y la fusión de la corteza inferior (Rehrig, 1986). La fuerte tasa de extensión en el cinturón de los CNM ha provocado la denudación tectónica de niveles profundos de la corteza, exponiendo estructuras de tipo milonítico (Wernicke, 1985, 1992; Lister y Davis, 1989). Por lo anterior, la extensión pudo haber estado involucrada en gran medida en la génesis y el emplazamiento del batolito de Aconchi.

4.3.- Geología estructural

Uno de los aspectos importantes de este trabajo es la evolución estructural terciaria de la Sierra de Aconchi. Por esta razón, se hace necesario definir las estructuras y deformaciones producidas por eventos tectónicos, y particularmente aquellos asociados a la extensión terciaria. La deformación más antigua registrada en el área, atribuida al Precámbrico, así como estructuras probablemente del Mesozoico se analizan brevemente en los dos primeros apartados de este capítulo. En el último apartado se presentan las estructuras terciarias que, junto con la información termocronológica (ver Capítulo 5) llevarán a proponer un modelo de evolución termotectónica terciaria de la Sierra de Aconchi.

4.3.1.- Deformación precámbrica

Las rocas del basamento cristalino precámbrico están caracterizadas por una foliación penetrativa y pliegues similares (Fig. 8). La dirección de la foliación medida en gneises y esquistos en los distintos afloramientos del área es preferentemente NE-SW (Fig. 14). Los pliegues similares no presentan una dirección axial preferencial.

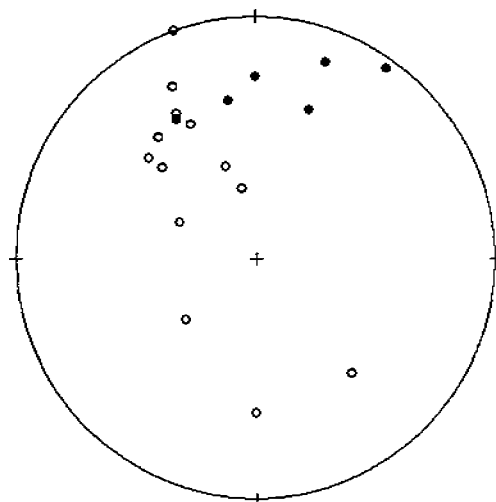


Fig. 14. Proyección de polos de la foliación en rocas precámbricas metamórficas. Los círculos negros corresponden a datos medidos cerca del rancho La Ramada y los círculos blancos a las demás áreas. Proyección de igual área, hemisferio inferior.

La deformación que presentan las rocas del Precámbrico es producto de un metamorfismo regional, el cual se puede correlacionar con el descrito por Anderson y

Silver (1971, 1981) en la región de Caborca y en regiones próximas al área de estudio (e.g., Figueroa-Valenzuela y Grijalva-Haro, 1989 y Rodríguez-Castañeda, 1996).

4.3.2.- Estructuras mesozoicas

Se asigna tentativamente al Mesozoico un fallamiento inverso con vergencia hacia el S-SE de mediano a alto ángulo que sobrepone cuarcitas neoproterozoicas sobre rocas volcánicas del Jurásico (Fig. 7d). La falla tiene un rumbo general de NE18°-40°SW y un echado variable de 46 a 67° al NW. No se ha observado otras estructuras equivalentes en el área de estudio. Sin embargo se conocen varias estructuras compresivas (cabalgamientos) que involucran rocas del Precámbrico hasta el Cretácico temprano y tardío en Sonora central y norte (Rangin, 1982).

4.3.3.- Estructuras terciarias

La extensión terciaria es de gran importancia en la evolución geológica y morfológica del área de estudio. Se manifiesta por un fallamiento normal de dirección general N-S, así como el emplazamiento de diques pegmatíticos y andesíticos con la misma dirección.

La estructura principal del área consiste en una falla normal de bajo ángulo, denominada falla El Amol (Calmus *et al.*, 1996). Esta falla se localiza en el flanco este del área de estudio y se manifiesta por una superficie estructural bastante extensa, la cual se puede seguir claramente por más de 15 km (Figuras 4 y 5). La falla continua hasta el sur de la Sierra de Aconchi (comunicación personal Roldán-Quintana) probablemente con un echado mayor. El bloque inferior de esta falla está constituido en su mayoría por el batolito de Aconchi y hacia al norte por rocas del basamento cristalino precámbrico, mientras que el bloque superior está constituido por la Formación Báucarit, rocas sedimentarias neoproterozoicas, rocas volcánicas del Cretácico tardío y el *stock* San Felipe.

Debido a su bajo ángulo de echado (18 a 35° al E-NE) la traza de la falla El Amol es sinuosa, con un rumbo que varía de N03° a 70°W. No obstante la variación en el rumbo y echado, la superficie presenta indicadores cinemáticos constantes con una dirección general N57°-62°E (Fig. 15). Estos indicadores representan la dirección de

desplazamiento del bloque superior. La falla también presenta un brechamiento cataclástico del batolito de Aconchi (Fig. 16 a y b) y bloques arrastrados brechados de rocas calcáreas de edad desconocida. Estas características indican que la deformación ocurrió bajo condiciones moderadas de temperatura y de presión correspondientes a un régimen frágil.

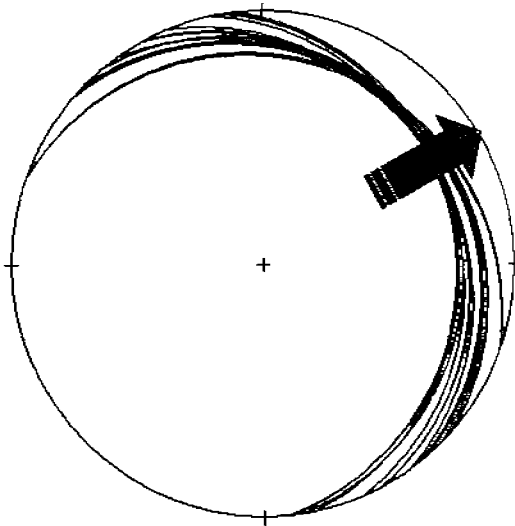


Fig. 15. Proyección de los planos de la falla El Amol. La flecha indica la dirección de las estrías con dirección general de $N60^{\circ}E$ y que corresponden al desplazamiento del bloque superior. Proyección de igual área, hemisferio inferior.

Una serie de diques andesíticos emplazados principalmente en el batolito El Jaralito así como pegmatitas emplazadas en el batolito de Aconchi presentan una dirección NW-SE y NNW-SSE respectivamente. Esta dirección es perpendicular a la dirección de la extensión, lo cual sugiere que el emplazamiento de estos cuerpos tabulares fue contemporáneo de la extensión.

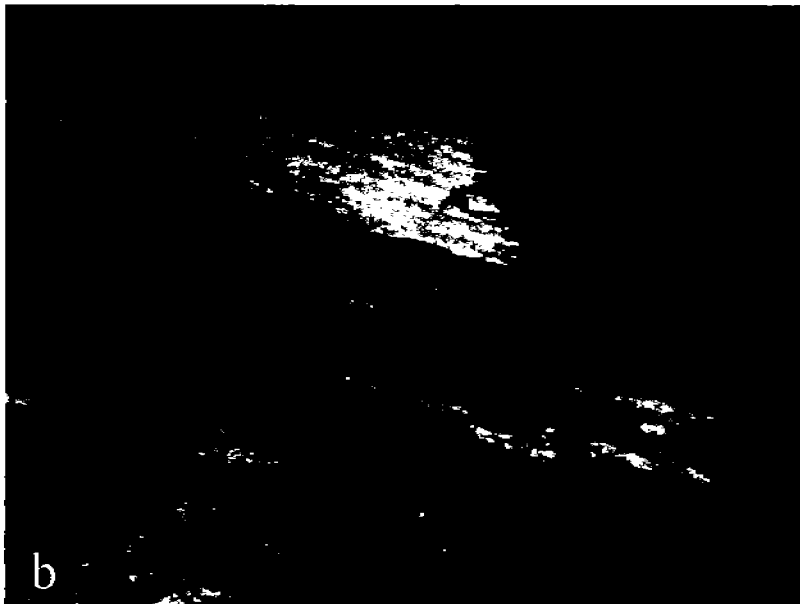
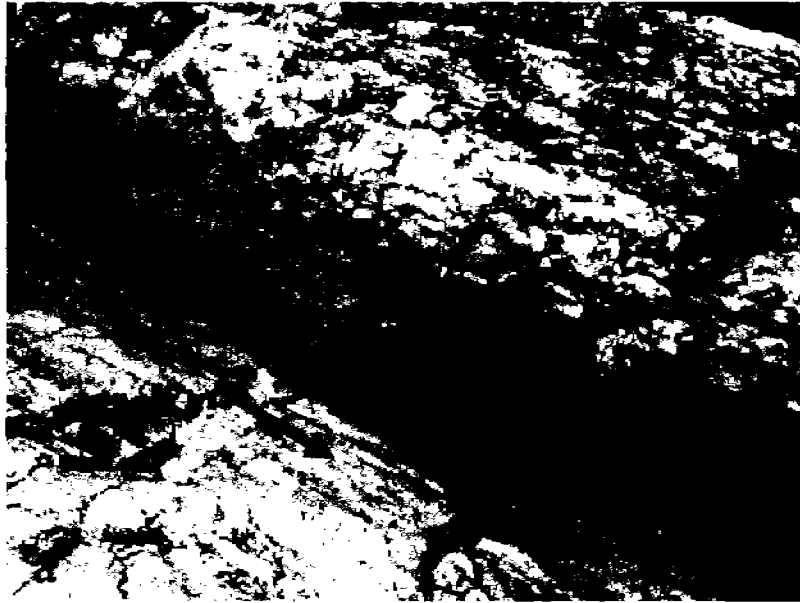


Fig. 16. Falla El Amol; (a) Zona cataclástica y lineación N70°E en el granito de muscovita del batolito de Aconchi; (b) Superficie estructural de la falla, zona de cataclásis y salbanda.

5.- TERMOCRONOLOGÍA

5.1.- Trazas de Fisión

Este método de fechamiento se basa en la determinación de la abundancia de ^{238}U y ^{235}U en un cristal que puede ser de apatito, circón o esfena, por mencionar los que

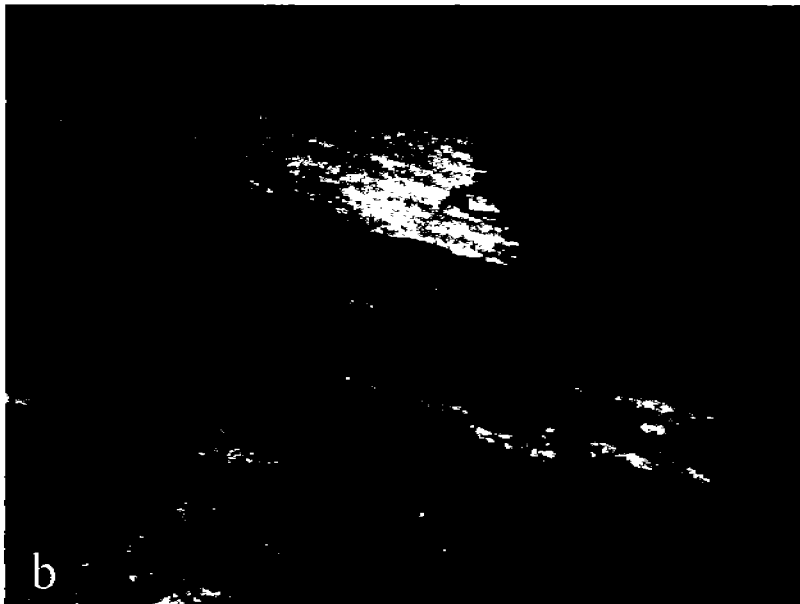


Fig. 16. Falla El Amol; (a) Zona cataclástica y lineación N70°E en el granito de muscovita del batolito de Aconchi; (b) Superficie estructural de la falla, zona de cataclásis y salbanda.

5.- TERMOCRONOLOGÍA

5.1.- Trazas de Fisión

Este método de fechamiento se basa en la determinación de la abundancia de ^{238}U y ^{235}U en un cristal que puede ser de apatito, circón o esfena, por mencionar los que

actualmente son fechados con considerable certidumbre, siendo el más utilizado el apatito. Fleischer *et al.* (1975) fueron pioneros en los años 1960 en la utilización de las trazas de fisión en el fechamiento de materiales y vidrios volcánicos. Actualmente el fechamiento por medio de las trazas de fisión se ha convertido en una técnica bastante aceptada por investigadores en distintos problemas geológicos (*e.g.* Gallagher *et al.* 1998).

Una traza de fisión es un daño ocasionado en un cristal por la fisión espontánea de un átomo de ^{238}U o inducida en átomo de ^{235}U cuyas partículas generadas por la fisión colisionan con los átomos del cristal hasta que reducen su energía dejando una trayectoria lineal, que al preparar el cristal y revelar la traza mediante un ataque químico este daño puede ser visto bajo un microscopio de considerable aumento (1200x). La abundancia de ^{238}U se determina calculando la densidad de trazas presentes en el cristal y posteriormente al ser irradiado el cristal, provocando la fisión inducida de los átomos de ^{235}U se determina de igual forma la abundancia de estos átomos. Para la determinación de la edad se puede utilizar el método del detector externo, donde cada cristal puede ser fechado individualmente (Hurford, 1990; Hurford y Green, 1983; 1982). Las trazas de fisión son una excelente herramienta para resolver problemas tectónicos debido a que son estables a temperaturas debajo de 120°C para el caso del apatito, y de 350°C para el circón. Esta propiedad, aunado a que el apatito está presente en prácticamente todos los tipos de rocas hace que sea utilizado en diferentes ambientes geológicos para conocer la historia térmica de baja temperatura. Descripciones detalladas sobre el método de interpretación y obtención de resultados usados en la historia térmica de trazas de fisión en apatitos están dadas por Fitzgerald y Gleadow (1990), Green *et al.* (1989; 1986) y Gleadow *et al.* (1986).

Otra propiedad importante de las trazas de fisión es su longitud, debido a que al formarse tienen una longitud de ~ 15 micrones y a que esta longitud puede acortarse si ha residido dentro de un rango de temperatura de 60 a 110°C , teniendo consecuentemente una interpretación en la historia de enfriamiento (Laslett y Galbraith, 1996; Laslett *et al.*, 1987). Otros factores que afectan el acortamiento de las trazas son la composición por su contenido de flúor y cloro (O'Sullivan y Parrish, 1995; Donelick, 1991) y se ha determinado que las trazas en apatitos con mayor contenido de cloro son más resistentes

al acortamiento que aquellos con mayor contenido en flúor (Green *et al.*, 1993; Gleadow y Duddy, 1981)

La ecuación de edad para el método del detector externo está dada por la fórmula

$$t = \frac{1}{\lambda_d} \text{Ln} \left(\lambda_d \frac{\rho_s}{\rho_i} \rho_d (\zeta g + 1) \right)$$

donde t es la edad ρ_s y ρ_i es la densidad de trazas inducidas y espontáneas (número de trazas por unidad de área); λ_d es la constante α de decaimiento del ^{238}U ; ρ_d es la densidad de trazas en un dosímetro (un vidrio de concentración de uranio conocida) el cual se usa para monitorear el flujo de neutrones en el reactor; g es un factor geométrico y, por último, ζ es una constante de proporcionalidad que sale de las otras variables, este valor se determina con una muestra de edad conocida y despejándola de la ecuación descrita (Gallagher *et al.*, 1998).

5.1.1.- Metodología para la preparación de las muestras

Para realizar el análisis de trazas de fisión es necesario separar de la muestra de roca los cristales de apatito. El procedimiento para obtener los cristales se basa en las propiedades físicas del apatito como es su densidad (3.1 gr/cm^3) y su débil susceptibilidad magnética. Se usan las técnicas convencionales de líquidos pesados y separación magnética.

A continuación se describe el procedimiento para la separación de los cristales de apatitos que se realizó en la Estación Regional del Noroeste del Instituto de Geología de la UNAM.

- 1.- Primeramente se tiene que contar con una cantidad de 8 a 20 kg, dependiendo si la muestra es más o menos favorable de presentar apatitos. Se debe evitar contaminación de otras muestras en todos los pasos del procedimiento.
- 2.- Se elabora una lámina delgada con un espécimen de mano de la muestra a separar con el objetivo de conocer el tamaño promedio de los cristales de apatito. Se registra este valor.
- 3.- Se tritura la muestra en una quebradora de quijada.
- 4.- Se pulveriza la muestra en un molino de discos calibrados, para que el tamaño del material no sea menor al tamaño promedio de los apatitos medidos en la lámina delgada.
- 5.- Se tamiza la muestra utilizando tamaños de mallas acordes con el tamaño de los apatitos y se separan en recipientes o bolsas por rangos de tamaño de malla.

6.- Se utiliza una mesa Wilfley, la cual funciona a base de flujo de agua y golpeteo para la separación de los minerales ligeros como son arcillas y gran parte de cuarzo. Se obtiene en este paso una pequeña cantidad de muestra, que puede ser hasta 1/30 parte de la cantidad original de la muestra.

7.- Se utiliza un separador magnético Frantz para separar los minerales magnéticos y aquellos con susceptibilidad hasta 1.5 A.

8.- Se utilizan líquidos pesados como bromoformo, yoduro de metileno o politungstato de sodio para separar los minerales de peso específico menor y mayor que el apatito de la muestra.

9.- Por último, en un microscopio estereoscópico se hace la separación manual de los cristales de apatito.

Una vez obtenido el concentrado de minerales de apatito se procede a montarlos en pegamento tipo epoxy y, pulirlos para después con un ataque con ácido nítrico revelar las trazas de fisión espontáneas. Esta parte del proceso se realizó en el laboratorio de trazas de fisión de la Universidad de Melbourne.

5.1.2.- Resultados

Se analizaron dos muestras por el método de trazas de fisión en apatitos designadas como SN02-26 y SN02-28, cuya localización se muestra en la figura 6. Fueron analizadas en el laboratorio de la Universidad de Melbourne en Australia. Los resultados se describen a continuación y se presentan en la tabla 1.

Tabla 1. Resultados de las muestras analizadas por el método de trazas de fisión.

Descripción	Muestra SN02-26	Muestra SN02-28
Densidad de trazas fósiles	1.574(151) x 105cm ²	2.067(59) x 105cm ²
Densidad de trazas inducidas	2.077(1993) x 106cm ²	1.384(395) x 106cm ²
Densidad de trazas del standard	0.781(4331) x 106cm ²	0.799(4331) x 106cm ²
Longitud promedio de trazas standard	14.25 ± 0.36 μm	14.29 ± 0.56 μm
Desviación Standard	1.98 μm	1.19 μm
Contenido de uranio	33 ppm	22 ppm

Ambas muestras corresponden a un gneis cuarzo-feldespático con biotita de grano medio, con bandas claras constituidas por cuarzo y feldespato, y oscuras de biotita, plagioclasa y menor hornblenda. Los minerales accesorios presentes son apatito y circón.

Muestra SN02-26

Para esta muestra se obtuvo una edad en apatitos de 11 ± 1 Ma, a partir del análisis de 21 cristales de apatito.

Muestra SN02-28

Para esta muestra se obtuvo una edad en apatitos de 23 ± 4 Ma con un total de 6 cristales de apatito.

5.1.3.- Historia térmica de baja temperatura

La muestra SN02-28 es la más occidental del área y se localiza próxima al rancho La Ramada. El resultado del análisis de trazas de fisión indica una edad trazas de fisión en apatitos de 23 ± 4 Ma lo cual indica que gran parte de la exhumación y erosión ocurrida en esta porción tuvo lugar durante el Oligoceno tardío o el Mioceno temprano. Aproximadamente 6 km al oriente de esta muestra, se colectó la muestra SN02-26 para la cual se obtuvo una edad de 11 ± 1 Ma (Fig. 17). La longitud promedio de las trazas en ambas muestras es muy similar y mayor a $14 \mu\text{m}$, lo cual indica que residieron durante un periodo relativamente corto en la zona de borrado parcial de las trazas. Sin embargo, la diferencia de edad trazas de fisión de estas dos muestras pone en evidencia que un evento más reciente de enfriamiento ocurrió en el flanco este de la Sierra de Aconchi, el cual se puede relacionar con la exhumación del bloque de piso de la falla El Amol.

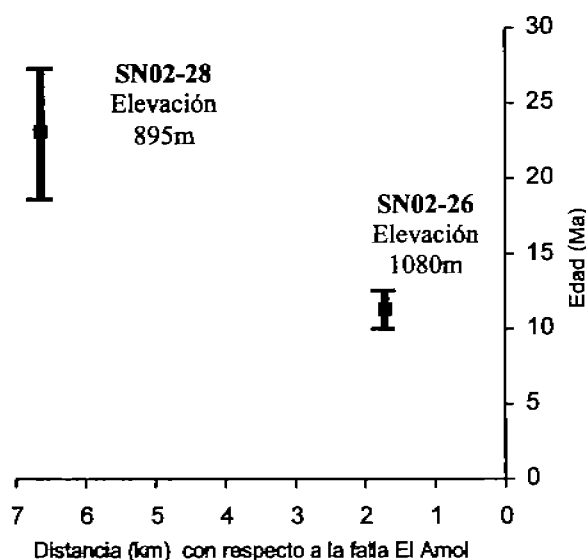


Fig. 17. Gráfica ilustrando la relación entre la distancia de las muestras a la falla El Amol y la edad trazas de fisión.

5.2.- $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

El método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ tiene su origen en el método de fechamiento isotópico K/Ar (e.g. Dalrymple y Lanphere, 1969; Schaeffer y Zehner, 1966). Esta técnica se ha utilizado ampliamente para la determinación de edades radiométricas en minerales o rocas en Sonora (e.g. Damon *et al.*, 1983; 1983b). El método K/Ar se basa en el decaimiento del ^{40}K , que es un isótopo radiactivo del potasio con una vida media de 1250 Ma (Faure, 1986).

Los principios del método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ han sido presentados por Dalrymple y Lanphere (1971), McDougall (1974) y por Dallmeyer (1979). En este método como describen McDougall y Harrison (1999), la muestra que se va a fechar es primero irradiada en un reactor nuclear para transformar una pequeña porción de átomos de ^{39}K a ^{39}Ar a través de la interacción con los neutrones acelerados. Después de esta irradiación, la muestra es calentada progresivamente en un sistema de ultra vacío, y el argón extraído es purificado y analizado isotópicamente en un espectrómetro de masas, donde son medidas las abundancias relativas de ^{40}Ar , ^{39}Ar , ^{37}Ar y ^{36}Ar , y también en algunos casos ^{38}Ar . Se determina $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_k$, donde $^{40}\text{Ar}^*$ es el argón radiogénico y $^{39}\text{Ar}_k$ es el ^{39}Ar producido por el ^{39}K durante la irradiación. Esta relación es derivada después de corregir algunas interferencias, principalmente utilizando el ^{37}Ar y el ^{36}Ar medidos para corregir la presencia de ^{40}Ar no-radiogénico. La relación $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_k$ es proporcional a la relación $^{40}\text{Ar}^*/^{40}\text{K}$ en la muestra, por consiguiente es proporcional a la edad, esto es porque el $^{39}\text{Ar}_k$ es dependiente de la cantidad de ^{39}K presente en la muestra, y a que la relación $^{39}\text{K}/^{40}\text{K}$ es constante en la naturaleza. Una muestra estándar de edad conocida con precisión por el método K/Ar es irradiada junto con las muestras de edad desconocida y la edad de las muestras desconocidas es derivada mediante la comparación con la relación $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_k$ de un monitor estándar.

Una de las ventajas del método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sobre el método K/Ar es que después de la irradiación una muestra no necesita ser fundida completamente para liberar el argón, sino que puede ser calentada gradualmente en pasos con temperaturas debajo de la temperatura de fusión total (McDougall y Harrison, 1999). A esta técnica se le conoce como “calentamiento por pasos”, descrito inicialmente por Merrihue y Turner (1966).

Para el presente estudio, las muestras que se colectaron y analizaron para el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ se utilizó la técnica de calentamiento por pasos.

Durante el procedimiento del calentamiento por pasos los dos isótopos $^{39}\text{Ar}^*$ y ^{39}Ar son liberados en una misma proporción debido a su comportamiento de transporte similar, produciendo esencialmente una constante en la relación $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_k$ de cada fracción de gas extraído, por lo que las edades derivadas serán constantes.

La gráfica de la edad aparente $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_k$ para cada paso versus la proporción acumulada de ^{39}Ar liberado da un espectro de edad, el cual será una meseta o *plateau* si la muestra no ha sido perturbada térmicamente desde su cristalización. Una muestra que ha perdido una proporción de su argón radiógeno tiempo después de su cristalización inicial, por ejemplo durante un evento metamórfico, tendrá sitios en su estructura con diferentes relaciones de argón radiógeno hijo ($^{40}\text{Ar}^*$) versus ^{40}K padre (McDougall y Harrison, 1999). Durante el calentamiento por pasos, tales diferencias serán reveladas por la variación en la relación $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_k$ medida en las fracciones de gas liberadas sucesivamente, obteniéndose así un espectro que no será completamente una meseta o *plateau* (e.g. figuras del capítulo 5.2.2 de este texto). De tal forma, una muestra que ha experimentado un evento térmico posterior a la cristalización puede perder $^{40}\text{Ar}^*$ de sitios que más fácilmente pueden desgasificarse, lo cual se verá reflejado en la gráfica de edad aparente versus ^{39}Ar acumulado (McDougall y Harrison, 1999).

La ecuación de edad del método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ está dada por la siguiente ecuación:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(1 + J \frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{39}\text{Ar}_k} \right)$$

donde J es un parámetro de corrección que se obtiene despejando J de la ecuación de arriba y utilizando la edad t de una muestra conocida, y λ es la constante de decaimiento del ^{40}K (McDougall y Harrison, 1999).

Para el análisis de las muestras colectadas en la Sierra de Aconchi, cuyos resultados se muestran en el siguiente apartado, se presentan los espectros de edad, así como el modelado de la historia de enfriamiento donde se aplica el análisis de difusión multi-dominio siguiendo el procedimiento desarrollado por Lovera (1992) para modelar la historia térmica en feldespatos alcalinos en el rango de temperatura de $\sim 350^\circ\text{C}$ a 150°C .

Este tipo de modelación de la historia de enfriamiento en feldespatos ha sido utilizado anteriormente para resolver problemas geológicos enfocados en la tectónica extensional *Basin and Range* (e.g. Wong y Gans, 2003; Foster y Jhon, 1999) en la que ha sido una herramienta muy útil para determinar edades de la extensión, tasas de erosión y exhumación, y cantidades de desplazamiento a largo de fallas normales de alto y bajo ángulo.

5.2.1.- Metodología para la preparación de muestras.

La metodología para la preparación de muestras para el análisis por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ es la misma que para el método de trazas de fisión. Se realiza el mismo procedimiento descrito en el capítulo 5.1.1, solo que se utilizan distintos valores en la densidad de los líquidos pesados (yoduro de metileno), ya que por este método se analizan muscovita y feldespato en el lugar de apatito. Para el caso de las rocas volcánicas como el basalto se usa análisis de roca total.

La preparación de las muestras, así como el fechamiento de las muestras del presente estudio se llevaron a cabo en el laboratorio de geocronología de la Universidad de California en Santa Barbara.

5.2.2.- Resultados

En este apartado se mostrarán las gráficas del espectro de edad de cada muestra analizada, que se construyen con la cantidad de ^{39}Ar acumulado versus edad aparente para el rango de temperatura dada, así como la gráfica del modelo de enfriamiento para el feldespato potásico basado en Lovera (1992). La descripción de los resultados se inicia con la muestra que se localiza en la porción más sur-oriental del área de estudio y continuando a la muestra más occidental. Descripción petrográfica de las muestras analizadas por este método se presenta en el Apéndice A.

Muestra SA-04-02

Esta muestra corresponde a un granito de muscovita y biotita, del cual se analizaron el feldespato potásico y la muscovita. Para el análisis de feldespato potásico, la gráfica muestra que los pasos de menor temperatura generan una pendiente fuerte con

edades que van de cerca de 19 a 12.4 Ma, indicando un enfriamiento lento para esa edad, mientras que una pendiente menor indica un enfriamiento rápido entre 22 y 17 Ma (Fig. 18).

Para el caso de la muscovita presente en esta muestra se observa en la gráfica (Fig. 19) una edad de fusión total a 31 Ma con un espectro de edad un poco fluctuante que puede ser común en muestras que han sufrido un enfriamiento relativamente lento.

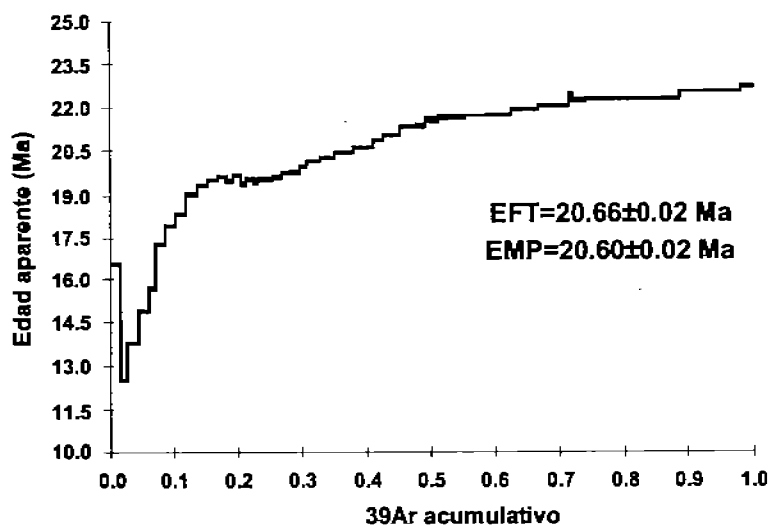


Fig. 18. Gráfica de ^{39}Ar acumulado versus edad aparente para el feldespato potásico de la muestra SA-04-02. EFT = edad de fusión total; EMP = edad media del *plateau*.

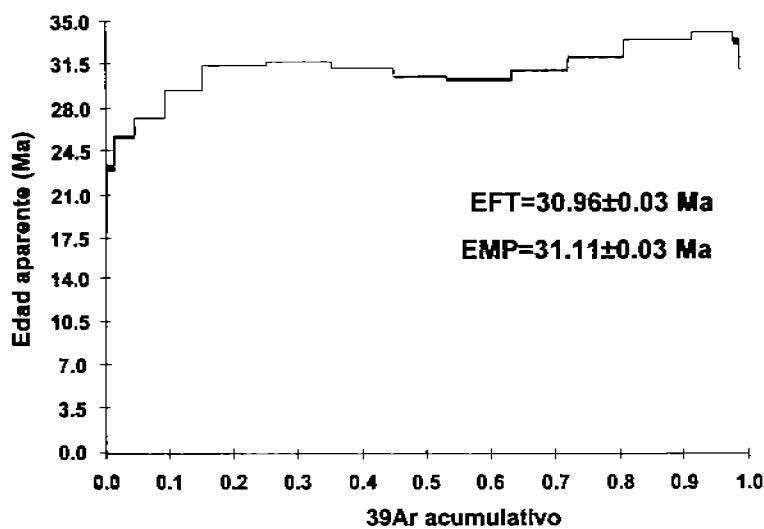


Fig. 19. Gráfica de ^{39}Ar acumulado versus edad aparente para la muscovita de la muestra SA-04-02.

Utilizando el modelo de enfriamiento para el feldespato potásico de esta muestra (Fig. 20), los datos sugieren un enfriamiento rápido desde al menos 22 hasta 17 Ma y posteriormente un periodo de enfriamiento más lento hasta cerca de 14 Ma. Dada la edad de 31 Ma para la muscovita de esta muestra el enfriamiento lento pudo iniciarse a partir de esta edad.

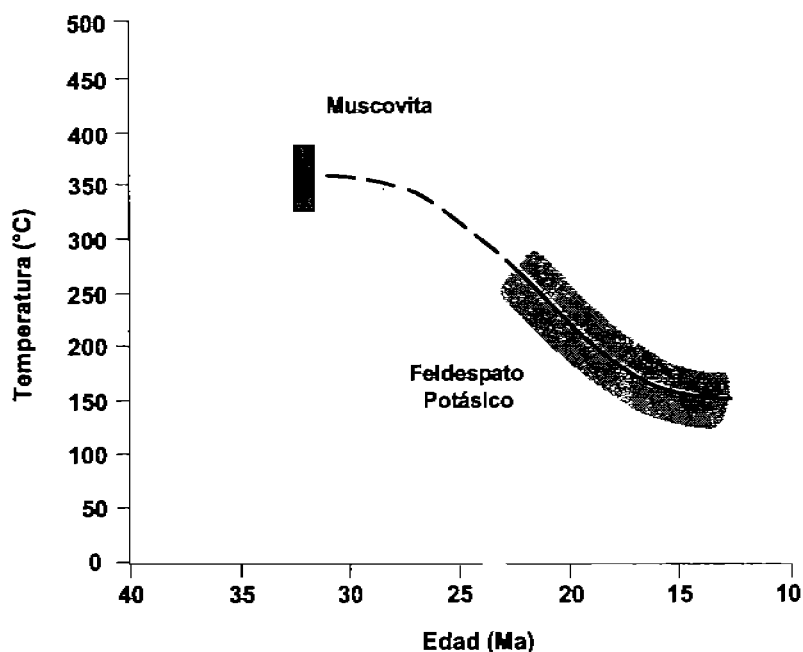


Fig. 20. Gráfica de temperatura versus edad modelada para el feldespato potásico de la muestra SA-04-02. El color gris indica el rango de temperatura a la edad dada.

Muestra SA-04-03A

Esta muestra corresponde a una pegmatita de muscovita, de la cual se analizaron el feldespato potásico y la muscovita. Para el feldespato potásico se obtuvieron los resultados de la gráfica (Fig. 21), donde se aprecia poco exceso de argón, solamente en el primer paso. Los pasos de menor temperatura son un poco inciertos con una posible pendiente muy pequeña a 18 Ma, pero posteriormente se aprecia un gradiente de edad con buena pendiente de 25 a 18 Ma. El espectro de edad continúa con baja pendiente de 28 a 25 Ma.

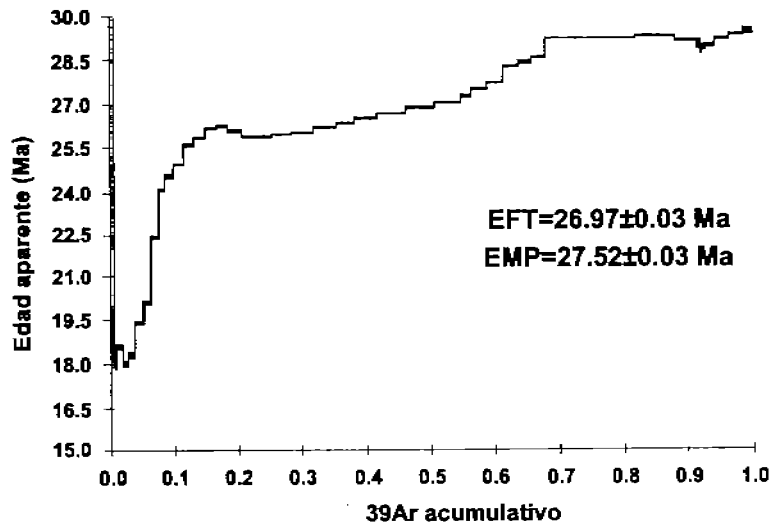


Fig. 21. Gráfica de ^{39}Ar acumulado versus edad aparente para el feldespato potásico de la muestra SA-04-03A.

Para el caso de la muscovita se obtuvo un espectro de edad horizontal, sin exceso de argón en los pasos iniciales que da una edad interpretada de 39.81 ± 0.1 Ma (Fig. 22).

El modelo de enfriamiento para el feldespato potásico de esta muestra (Fig. 23) sugiere un enfriamiento rápido desde al menos 28 a 23 Ma y posteriormente un periodo de enfriamiento más lento a partir de 20 Ma. Dada la edad de 39.8 Ma para la muscovita de esta muestra, el enfriamiento lento pudo iniciarse a partir de esta edad.

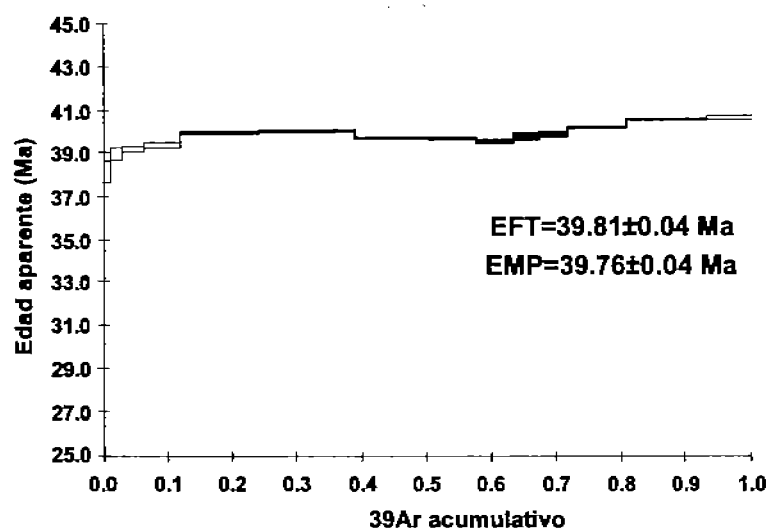


Fig. 22. Gráfica de ^{39}Ar acumulado versus edad aparente para la muscovita de la muestra SA-04-03A.

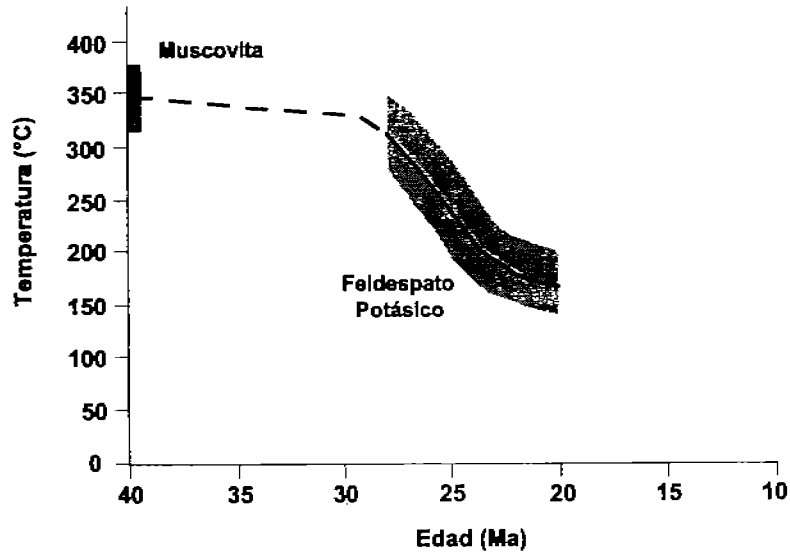


Fig. 23. Gráfica de temperatura versus edad modelada para el feldespato potásico de la muestra SA-04-03A.

Muestra SA-04-06

Esta muestra corresponde a un granito de muscovita y biotita, de la cual se analizó el feldespato potásico únicamente. Para esta muestra se tiene la gráfica del espectro de edad (Fig. 24), en la cual se observa una pendiente débil de 24 a 20 Ma y un espectro de edad plano a altas temperaturas de 25 a 24 Ma. Utilizando el modelo de enfriamiento (Fig. 25) se interpreta un enfriamiento rápido de 25 a 22 Ma, seguido por un enfriamiento más lento hasta 19 Ma.

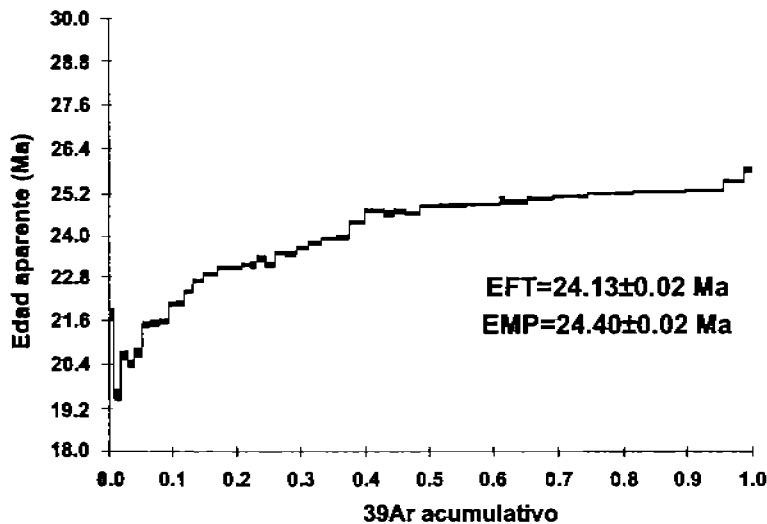


Fig. 24. Gráfica de ^{39}Ar acumulado versus edad aparente para el feldespato potásico de la muestra SA-04-06.

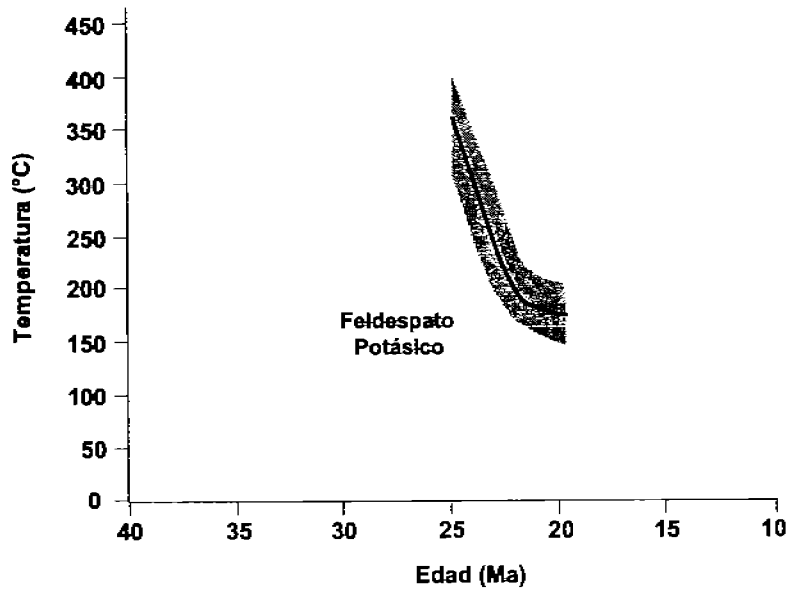


Fig. 25. Gráfica de temperatura versus edad modelada para el feldespato potásico de la muestra SA-04-06.

Muestra SA-04-11

Esta muestra corresponde a un granito de muscovita del cual se analizó el feldespato potásico únicamente. La gráfica del espectro de edad muestra un exceso de argón en los pasos de menor temperatura (Fig. 26). En los pasos posteriores de baja temperatura se tiene un espectro de edad plano a 25 Ma y asciende a edades de hasta 200 Ma en los pasos de mayor temperatura.

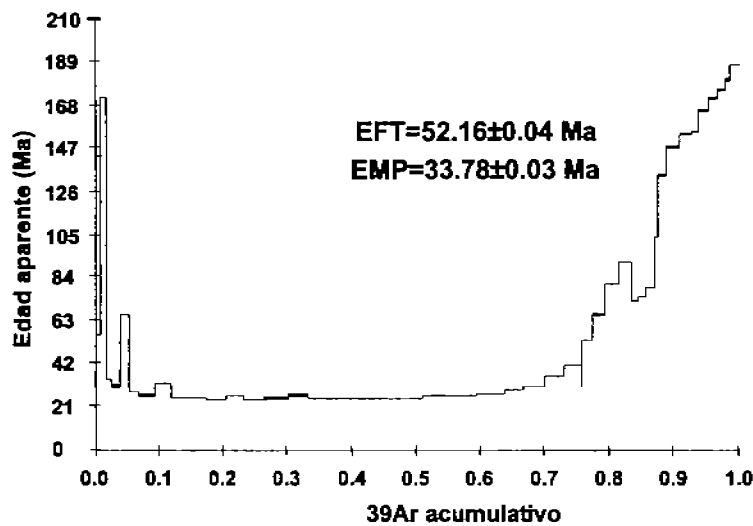


Fig. 26. Gráfica de ^{39}Ar acumulado versus edad aparente para el feldespato potásico de la muestra SA-04-11.

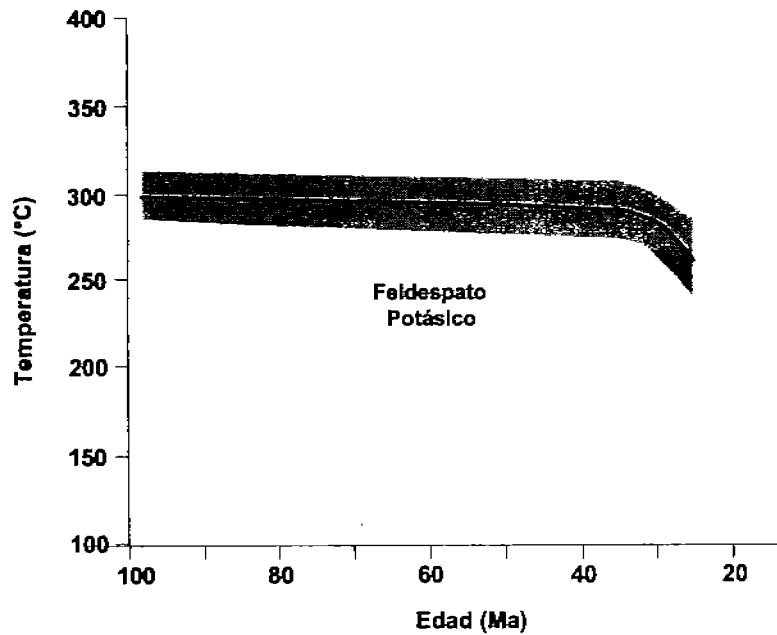


Fig. 27. Gráfica de temperatura versus edad modelada para el feldespato potásico de la muestra SA-04-11.

Muestra SA-04-12

Esta muestra corresponde a una granodiorita de biotita, de la cual se analizó el feldespato potásico únicamente. La gráfica del espectro de edad muestra un exceso de argón en los pasos de menor temperatura (Fig. 28). Siguiendo con una pendiente horizontal que asciende de 40 Ma hasta poco menos de 300 Ma. En el modelo de enfriamiento se observa una pendiente casi horizontal a una temperatura de $\sim 270^{\circ}\text{C}$ con un lapso de edad de ~ 370 a ~ 55 Ma (Fig. 29).

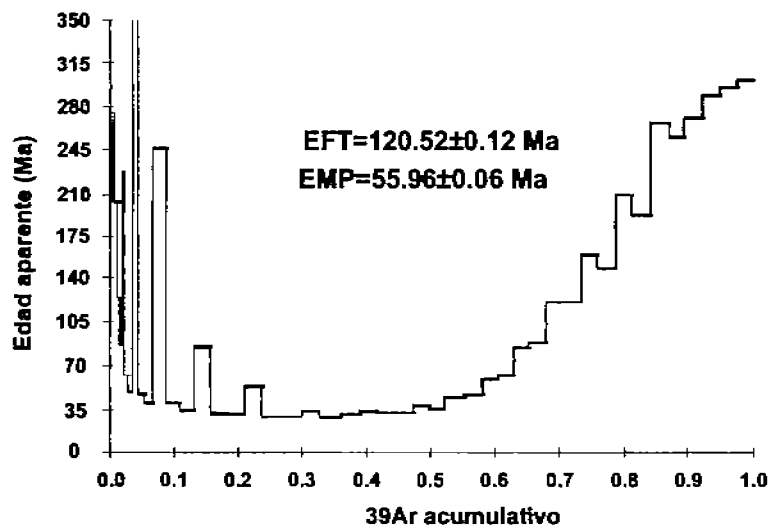


Fig. 28. Gráfica de ^{39}Ar acumulado versus Edad aparente para el feldespato potásico de la muestra SA-04-12.

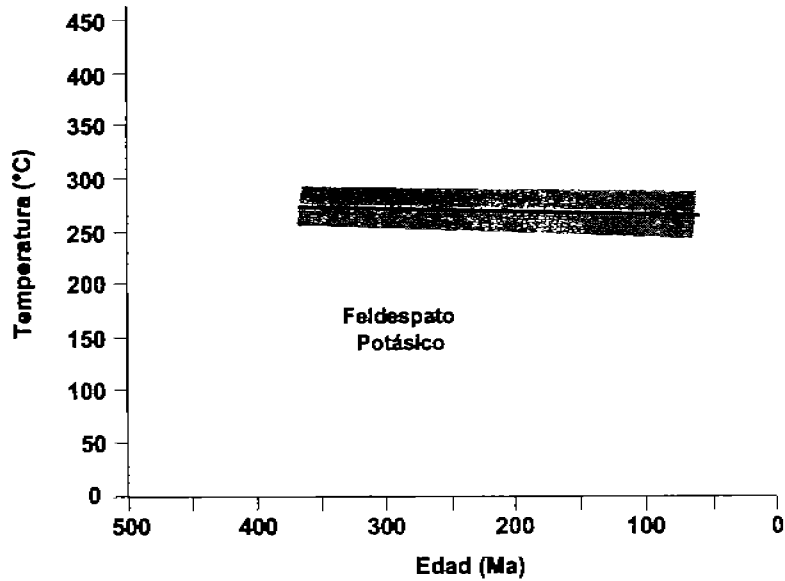


Fig. 29. Gráfica de temperatura versus edad modelada para el feldespato potásico de la muestra SA-04-12.

Muestra SA-03-14

Esta muestra consiste en un basalto con olivino, el cual fue analizado como roca total. En la gráfica del espectro de edad de esta muestra se aprecia un exceso de argón en los pasos de menor temperatura, no obstante, los pasos de mayor temperatura arriba de 960°C dan la edad para el basalto analizado en 20.91 ± 0.05 Ma (Fig. 30).

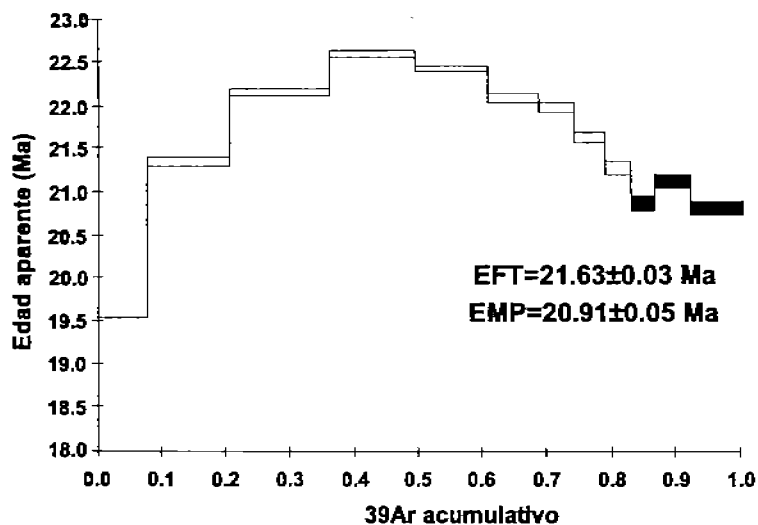


Fig. 30. Gráfica de ^{39}Ar acumulado versus Edad aparente para el análisis de roca total de la muestra SA-03-14.

6.- INTERPRETACIÓN DE LOS RESULTADOS DE $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Y DE TRAZAS DE FISIÓN

La interpretación de los resultados obtenidos por los dos métodos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y de trazas de fisión permiten construir trayectorias y curvas de enfriamiento para las muestras analizadas. Proponiendo un gradiente geotérmico de 20 a 30°C/km, se puede determinar tasas de enfriamiento y de exhumación para las muestras. Estos valores fueron calculados en este apartado utilizando el gradiente geotérmico propuesto.

Parte sureste del área de estudio

De acuerdo con la gráfica de la curva de enfriamiento de la muestra SA-04-02 (Fig. 20) podemos definir un periodo de enfriamiento rápido para esta muestra de 22 a 17 Ma pasando de una temperatura de aproximadamente 300°C a 150°C. Se obtiene una tasa de enfriamiento de 30-40°C/Ma para este lapso de tiempo, y con una tasa de exhumación de 1 a 2mm/año, se obtiene una migración aparente vertical de 5 a 10 km.

Parte centro-sur del área de estudio

De acuerdo con la curva de enfriamiento para la muestra SA-04-3A (Fig. 23) se puede definir un primer periodo de enfriamiento rápido y uno posterior más lento. Se determinó un enfriamiento rápido con un rango de temperatura de aproximadamente 320°C a 195°C entre 28 y 23 Ma y otro más lento de 195°C a aproximadamente 175°C de 23 Ma a 20 Ma. Se determina de tal forma, una tasa de enfriamiento de ~25°C/Ma y otra de ~6.6°C/Ma respectivamente. Se obtiene una tasa de exhumación para el enfriamiento rápido de 0.83 a 1.25 mm/año y para el enfriamiento lento de 0.22 a 0.33 mm/año, lo que corresponde a una migración aparente vertical de 4.15 a 6.25 km y de 0.66 a 1 km respectivamente. Los datos obtenidos para esta muestra reflejan las etapas iniciales del desplazamiento a través de la falla El Amol.

Parte noreste del área de estudio

Para evaluar las tasas de exhumación y enfriamiento en esta porción se cuenta con los resultados de las muestras SA-04-06 en feldespatos potásicos por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y

de la muestra SN02-26 por el método de trazas de fisión. También se incluyó el análisis de la muestra SA-04-02 en muscovita para construir la curva de enfriamiento (Fig. 31).

Para el caso de feldespatos potásicos se interpreta dos periodos, el primero de enfriamiento rápido entre aproximadamente 330°C y 195°C de 25 a 22 Ma, y el segundo entre aproximadamente 195°C y 175°C de 22 a 19 Ma. El análisis por trazas de fisión, además, indica un enfriamiento rápido de 110°C a 60°C a una edad de 11 ± 1 Ma. Usando la información del feldespato potásico se obtiene una tasa de exhumación para el enfriamiento rápido de 1.5 a 2.25 mm/año y para el enfriamiento lento de 0.22 a 0.33 mm/año. Se obtiene para los dos periodos una migración aparente vertical de 4.5 a 6.75 km y de 2.16 a 3.2 km respectivamente.

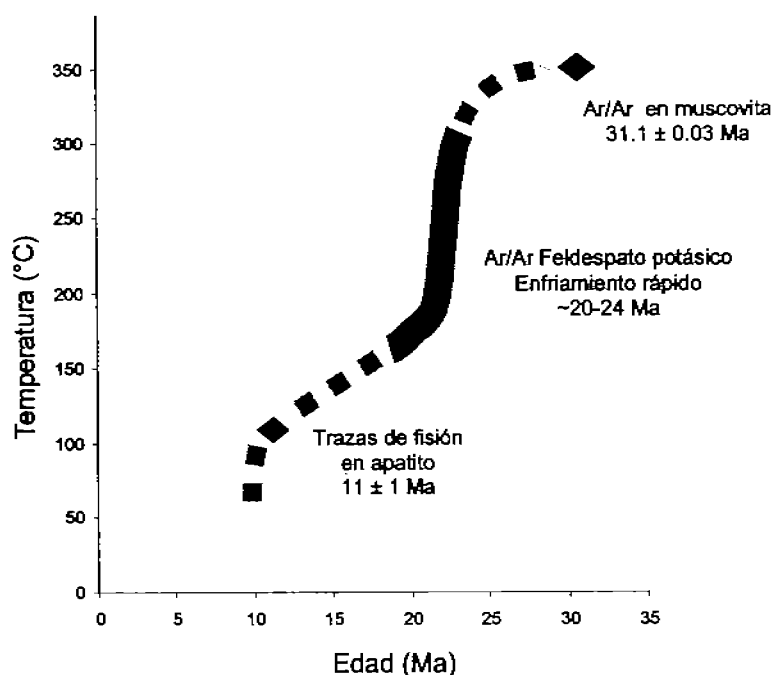


Fig. 31. Curva de enfriamiento sintética para las muestras SA-04-06 (feldespato potásico), SN02-26 (trazas de fisión) y SA-04-02 (muscovita). El grosor de la línea representa el rango de temperatura para la edad dada.

Para el rango de temperatura de 175°C a 110°C podemos interpretar un enfriamiento lento con una tasa de enfriamiento de $\sim 8.5^\circ\text{C}/\text{Ma}$ para el lapso comprendido entre 19 Ma y 11 Ma, con una tasa de exhumación de 0.28 a 0.42 mm/año y una migración aparente vertical de 2.16 a 3.2 km.

Con el fechamiento de trazas de fisión se completa la curva de enfriamiento con la edad obtenida de 11 ± 1 Ma (Fig. 31). La longitud promedio de las trazas es larga ($14.25 \pm 0.36 \mu\text{m}$) e indica que la muestra paso en un lapso corto de tiempo por la zona de borrado parcial de las trazas, hasta llegar debajo de los 60°C donde las trazas ya no sufrieron acortamiento. Considerando un gradiente geotérmico de $30^\circ\text{C}/\text{km}$, un echado de la falla de 20° y un desplazamiento en la superficie de la falla de 4 a 8 mm/año, se obtiene un tiempo de residencia de la muestra en la zona de borrado parcial de 1.6 a 0.8 Ma, con una tasa de enfriamiento de 31.25 a $62.5^\circ\text{C}/\text{Ma}$. Estos parámetros fueron utilizados para determinar la tasa de enfriamiento de una muestra de la placa inferior del complejo de núcleo metamórfico de Mazatán (Vega-Granillo y Calmus, 2003). Sin embargo, la longitud promedio de las trazas en el caso de la muestra SN02-26 ($14.25 \pm 0.36 \mu\text{m}$) es más corta que la longitud promedio de la muestra analizada en la Sierra de Mazatán, lo que sugiere que la velocidad de enfriamiento ha sido ligeramente más lenta a lo largo de la falla El Amol que a lo largo de la falla de *detachment* de la Sierra de Mazatán.

Parte centro-norte del área de estudio

Para esta porción del área se cuenta con los resultados de las muestras SA-04-12 por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en feldespatos potásicos y de la muestra SN02-28 por el método de trazas de fisión, con los que se construye una trayectoria de enfriamiento (Fig. 32). La trayectoria de enfriamiento indica un periodo estable entre 360 y 50 Ma, durante el cual la muestra sufrió un ligero enfriamiento de 290 a 250°C . La historia térmica debajo de 250°C no se registra en la trayectoria de enfriamiento debido a un exceso de argón en la muestra, posiblemente ocasionado por el emplazamiento de los intrusivos terciarios.

En base al resultado de trazas de fisión se determinó un evento térmico de baja temperatura a 23 ± 4 Ma. La longitud promedio de las trazas ($14.29 \pm 0.56 \mu\text{m}$) indica un enfriamiento rápido entre 110 y 60°C . Considerando el mismo gradiente geotérmico de $30^\circ\text{C}/\text{km}$ se obtiene un tiempo de residencia en la zona de borrado parcial de 1.6 a 0.8 Ma, con una tasa de enfriamiento de 31.25 a $62.5^\circ\text{C}/\text{Ma}$.

Los resultados obtenidos para estas muestras permiten interpretar que esta porción del área no fue afectada por la exhumación más reciente (~ 11 Ma) asociada al

desplazamiento ocurrido a lo largo de la falla El Amol en la porción este del área de estudio.

La edad de 30 Ma que corresponde al inicio del enfriamiento de la muestra SA-04-11 (Fig. 27) localizada 3 km al este de las muestras SA-04-12 y SN02-28 (Fig. 6) apoya la interpretación de un exhumación más antigua en la parte oeste de la Sierra de Aconchi donde no se registran efectos térmicos más recientes asociados a la actividad de la falla El Amol.

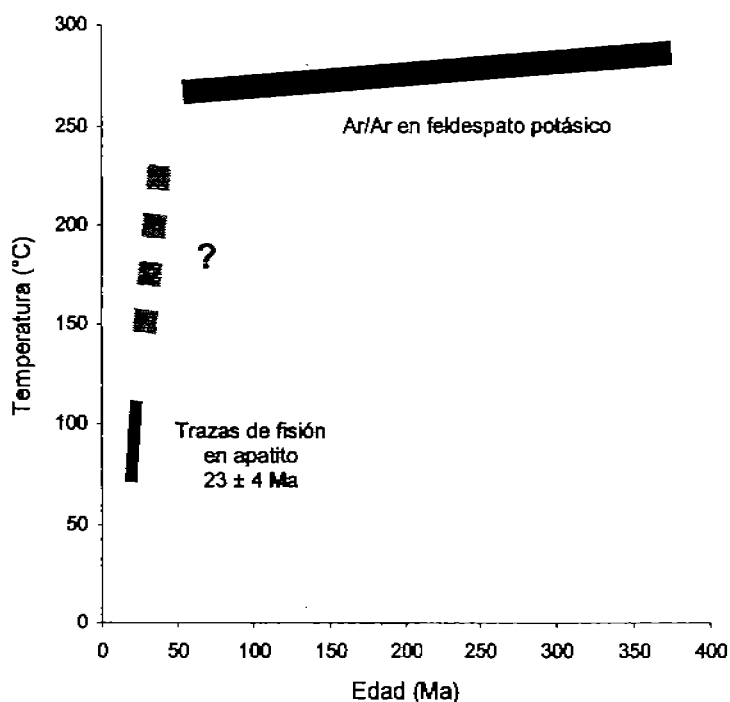


Fig. 32. Trayectoria de enfriamiento sintética para las muestras SA-04-12 (feldespato potásico) y SN02-28 (trazas de fisión).

7.- MODELO DE EVOLUCIÓN TERCIARIA DE LA SIERRA DE ACONCHI

En base a la información obtenida de los análisis de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y de trazas de fisión, aunado al estudio geológico realizado en la Sierra de Aconchi, es posible proponer una evolución termotectónica de esta región desde el Eoceno (~50 Ma) hasta el presente. A 50 Ma la parte superior de la corteza continental, probablemente engrosada debido a la orogenia Laramide y al magmatismo asociado, está compuesta en la región por el basamento cristalino precámbrico, rocas sedimentarias precámbricas, rocas volcánicas

desplazamiento ocurrido a lo largo de la falla El Amol en la porción este del área de estudio.

La edad de 30 Ma que corresponde al inicio del enfriamiento de la muestra SA-04-11 (Fig. 27) localizada 3 km al este de las muestras SA-04-12 y SN02-28 (Fig. 6) apoya la interpretación de un exhumación más antigua en la parte oeste de la Sierra de Aconchi donde no se registran efectos térmicos más recientes asociados a la actividad de la falla El Amol.

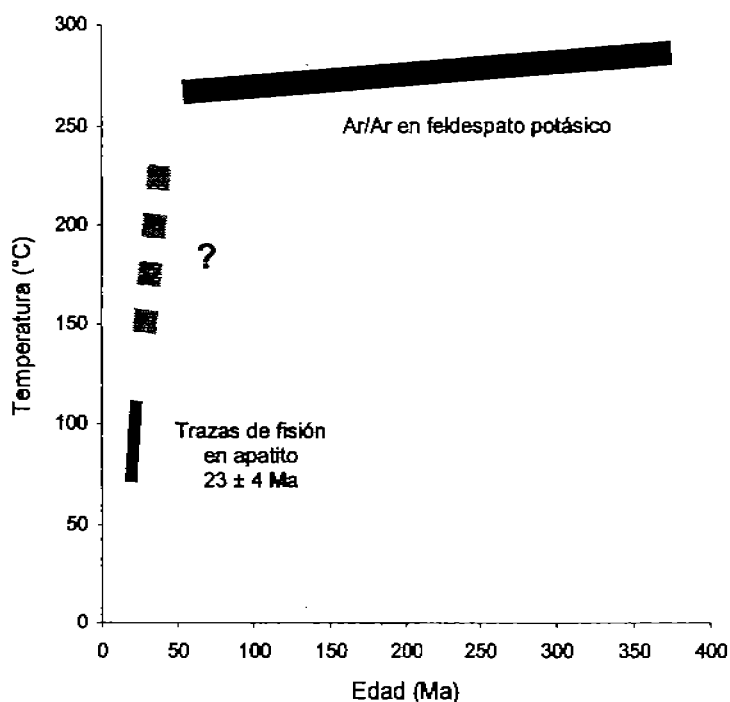


Fig. 32. Trayectoria de enfriamiento sintética para las muestras SA-04-12 (feldespato potásico) y SN02-28 (trazas de fisión).

7.- MODELO DE EVOLUCIÓN TERCIARIA DE LA SIERRA DE ACONCHI

En base a la información obtenida de los análisis de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y de trazas de fisión, aunado al estudio geológico realizado en la Sierra de Aconchi, es posible proponer una evolución termotectónica de esta región desde el Eoceno (~50 Ma) hasta el presente. A 50 Ma la parte superior de la corteza continental, probablemente engrosada debido a la orogenia Laramide y al magmatismo asociado, está compuesta en la región por el basamento cristalino precámbrico, rocas sedimentarias precámbricas, rocas volcánicas

jurásicas, rocas sedimentarias y volcánicas del Cretácico, así como por el batolito de El Jaralito y el *Stock* San Felipe de edad Laramide. La evolución termotectónica de la parte norte de la Sierra de Aconchi se analiza a través de dos secciones E-W, una en la porción sur y una en la porción norte.

Porción sur

La muestra SA-04-03A localizada en la porción centro-sur del área de estudio registra la edad más antigua del inicio del enfriamiento. Dicha edad corrobora que la exhumación temprana inició a lo largo de la falla El Amol hace *ca.* 28 Ma, lo cual ocasionó la disminución de la carga litostática (fig 33c) y consecuentemente la isoterma descendió debajo de la temperatura de cierre del feldespató potásico (~320°C). Posteriormente, la muestra SA-04-02 alcanza la temperatura de cierre a *ca.* 22 Ma debido a la exhumación asociada a la actividad de la falla El Amol. Durante la exhumación de la Sierra de Aconchi se originaron depósitos clásticos con rocas volcánicas intercaladas del Mioceno (Formación Báucarit) que se depositaron en los *grabens* generados durante la extensión. Estas rocas clásticas se encuentran basculadas hacia el oeste a lo largo de esta falla. El desplazamiento a lo largo de la falla continuó hasta *ca.* 11 Ma. Se estima una disminución del echado de la falla de aproximadamente 40°. Un modelo de evolución de la parte sur del área de estudio se presenta en la figura 33a-g.

Porción norte

Del mismo modo las edades obtenidas tanto por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y de trazas de fisión permiten proponer un modelo de evolución tectónica para la porción norte de la Sierra de Aconchi. En la porción centro-noroeste los resultados obtenidos en las muestras SA-04-12 y SA-04-11 indican que, desde el Cretácico tardío hasta el Oligoceno estaban en una posición relativamente somera. Aquí los resultados de trazas de fisión sugieren que la evolución de la Sierra de Aconchi estuvo fuertemente controlada por la actividad de la falla El Amol en la parte este. En la parte oeste una falla normal de alto ángulo post 21 Ma (afecta el basalto de Cerro Prieto) no ocasionó un basculamiento significativo de los estratos de la Formación Báucarit. Un modelo de evolución de la parte norte del área de estudio se presenta en la figura 34a-c.

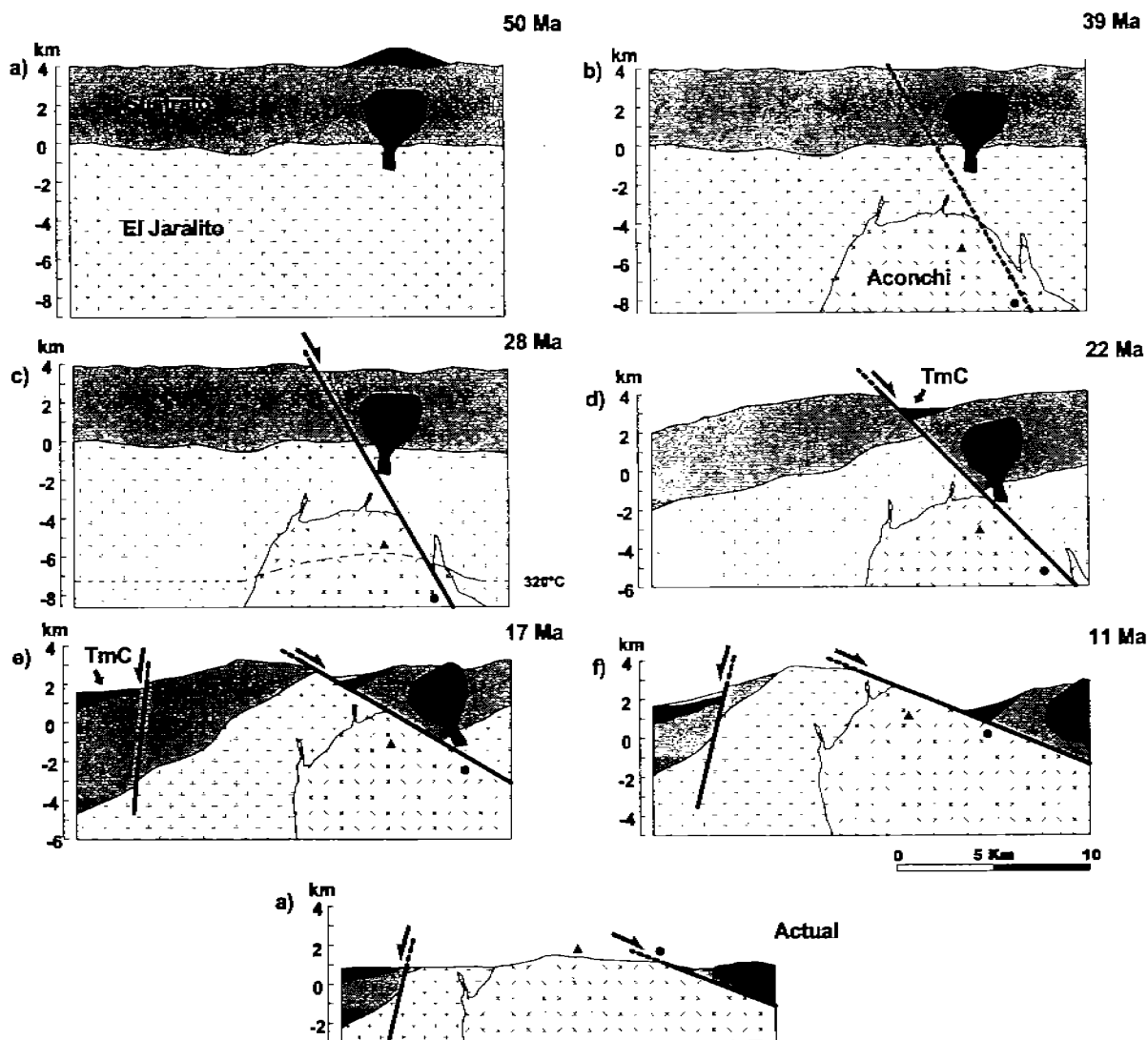


Fig. 33. Evolución de la parte sur del área de estudio. a) Hacia los 50 Ma están emplazados el batolito laramídico de El Jaralito y el *Stock* de San Felipe (SSF) en el basamento pre-Eoceno (sustrato); b) Emplazamiento a una profundidad de aproximadamente 6.5 km del batolito de Aconchi en su parte más somera. Se muestra la traza de la falla El Amol; c) A ca. 28 Ma inicia el desplazamiento a lo largo de la falla El Amol (ángulo inicial $\sim 60^\circ$) y la exhumación de la Sierra de Aconchi hacia la porción sur. Esto representa el inicio de la extensión a nivel de la corteza media-superior. La muestra SA-04-03A atraviesa la isoterma 320°C la cual se muestra con una curvatura ascendente debido a la probable influencia térmica del batolito de Aconchi. Se originan también los primeros depósitos clásticos; d) De 28 Ma a 22 Ma ocurrió un desplazamiento relativamente rápido a lo largo de la falla El Amol y por consiguiente la mayor exhumación de la Sierra de Aconchi. La Formación Báucarit está basculada hacia la falla; e) De 22 Ma a 17 Ma continuó el desplazamiento relativamente lento a lo largo de la falla El Amol. En el flanco oeste se tiene un fallamiento normal de alto ángulo post 21 Ma

que afecta el basalto de Cerro Prieto; f) De 17 Ma a 11 Ma, la extensión sigue activa. Se acompaña de un basculamiento pasivo de la falla El Amol y de la erosión de secuencias clásticas; g) Constitución actual de la Sierra de Aconchi. La falla El Amol, con un echado final de 20 a 30°, acomodó un desplazamiento de ~17 km, y una exhumación total que podría alcanzar hasta 7 km. Los triángulos oscuros representan las muestras analizadas por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. La línea punteada representa la posición aproximada de la isoterma a la temperatura indicada. ▲ Muestra SA-04-03A ● Muestra SA-04-02

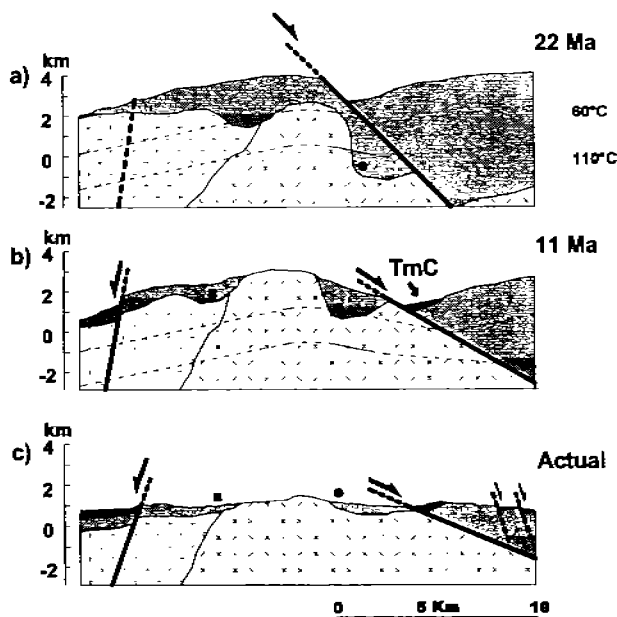


Fig. 34. Evolución de la parte norte del área de estudio. a) En la porción norte de la Sierra de Aconchi ocurrió un desplazamiento rápido a lo largo de la falla El Amol de 25 Ma a 22 Ma. En la parte oeste la muestra SN02-28 registró un enfriamiento en la zona de borrado parcial alrededor de ~23 Ma; b) En el flanco oeste el desplazamiento a lo largo de la falla El Amol provoca una exhumación relativamente rápida del bloque de piso alrededor de 11 Ma; c) Sección estructural actual de la Sierra de Aconchi. Las dos líneas punteadas delimitan la zona de borrado parcial de las trazas de fisión en apatito. Se asume una forma arqueada debido a la influencia térmica del batolito de Aconchi.

● Muestra SN02-26 ■ Muestra SN02-28

7.- DISCUSIÓN

La información obtenida en este trabajo permite concluir que la historia térmica de la parte norte de la Sierra de Aconchi está estrechamente controlada por la tectónica extensional *Basin and Range*. En esta región el primer registro de enfriamiento está fechado en aproximadamente en 28 Ma (muestra SA-04-03A).

que afecta el basalto de Cerro Prieto; f) De 17 Ma a 11 Ma, la extensión sigue activa. Se acompaña de un basculamiento pasivo de la falla El Amol y de la erosión de secuencias clásticas; g) Constitución actual de la Sierra de Aconchi. La falla El Amol, con un echado final de 20 a 30°, acomodó un desplazamiento de ~17 km, y una exhumación total que podría alcanzar hasta 7 km. Los triángulos oscuros representan las muestras analizadas por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. La línea punteada representa la posición aproximada de la isoterma a la temperatura indicada. ▲ Muestra SA-04-03A ● Muestra SA-04-02

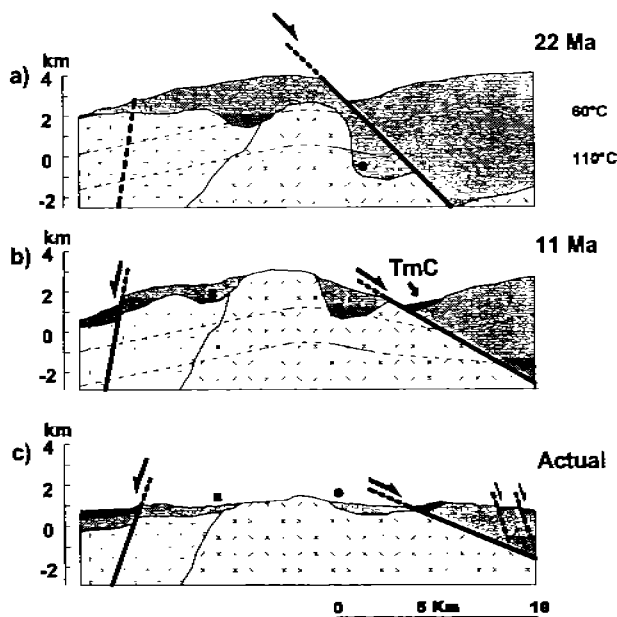


Fig. 34. Evolución de la parte norte del área de estudio. a) En la porción norte de la Sierra de Aconchi ocurrió un desplazamiento rápido a lo largo de la falla El Amol de 25 Ma a 22 Ma. En la parte oeste la muestra SN02-28 registró un enfriamiento en la zona de borrado parcial alrededor de ~23 Ma; b) En el flanco oeste el desplazamiento a lo largo de la falla El Amol provoca una exhumación relativamente rápida del bloque de piso alrededor de 11 Ma; c) Sección estructural actual de la Sierra de Aconchi. Las dos líneas punteadas delimitan la zona de borrado parcial de las trazas de fisión en apatito. Se asume una forma arqueada debido a la influencia térmica del batolito de Aconchi.

● Muestra SN02-26 ■ Muestra SN02-28

7.- DISCUSIÓN

La información obtenida en este trabajo permite concluir que la historia térmica de la parte norte de la Sierra de Aconchi está estrechamente controlada por la tectónica extensional *Basin and Range*. En esta región el primer registro de enfriamiento está fechado en aproximadamente en 28 Ma (muestra SA-04-03A).

La falla El Amol limita el flanco este de la parte norte de la Sierra de Aconchi y ha controlado en gran medida la evolución tectónica terciaria (<28 Ma) de esta porción de la Sierra. Debido a la ausencia de estructuras desarrolladas en régimen dúctil, la deformación terciaria en la parte norte de la Sierra de Aconchi no es representativa de los CNM descritos a lo largo de la provincia *Basin and Range* (e.g. Parsons, 1995) dado que no se tiene deformación dúctil. No obstante, Nourse *et al.* (1994) consideran la deformación cataclástica de la falla El Amol dentro del contexto de los CNM ya que comparte la misma orientación en el vector de extensión que otras fallas de *detachment* de CNM de Sonora y sur de Arizona.

En el sur de la Sierra de Aconchi se ha descrito una falla de *detachment* en el CNM de Mazatán, donde Wong y Gans (2003) determinan un desplazamiento rápido con una dirección S70°W de 15 a 35 km entre 20.5 y 16 Ma. Para la parte norte de la Sierra de Aconchi se calcula un desplazamiento a lo largo de la falla de bajo ángulo El Amol de ~17 km en dirección N60-70E°, en medio de estas sierras se encuentra la Sierra El Jaralito limitada por fallas normales de alto ángulo descritas en Roldán-Quintana (1991). Sobre la Sierra El Jaralito aún no se han realizado estudios termocronológicos y estructurales que aporten informaciones sobre edades y tasas de enfriamiento y de exhumación. Las tres sierras mencionadas constituyen un *horst* compuesto de orientación general NNW-SSE con una longitud de aproximadamente 120 km (Fig. 35). Este *horst* presenta algunas diferencias morfológicas y estructurales a su largo:

1.- La existencia de una deformación dúctil en la Sierra Mazatán y la Sierra Puerta del Sol (Fig. 35), y de una deformación frágil, cataclástica en la Sierra de Aconchi, ambas relacionadas a un fallamiento normal de bajo ángulo asociado a un cizallamiento simple. En la parte central, correspondiente a la Sierra de El Jaralito, la morfología y la cartografía existente (Roldán-Quintana, 1991) sugieren una estructura general simétrica que responde a una deformación de tipo cizallamiento puro.

2.- Si bien la Sierra de Mazatán y el norte de la Sierra de Aconchi presentan la misma dirección de extensión (N60 a 70°E), los indicadores cinemáticos permiten concluir que los sentidos de la deformación son opuestos, hacia el SW en la Sierra de Mazatán (Vega-Granillo y Calmus, 2003), hacia el NE en el norte de la Sierra de Aconchi.

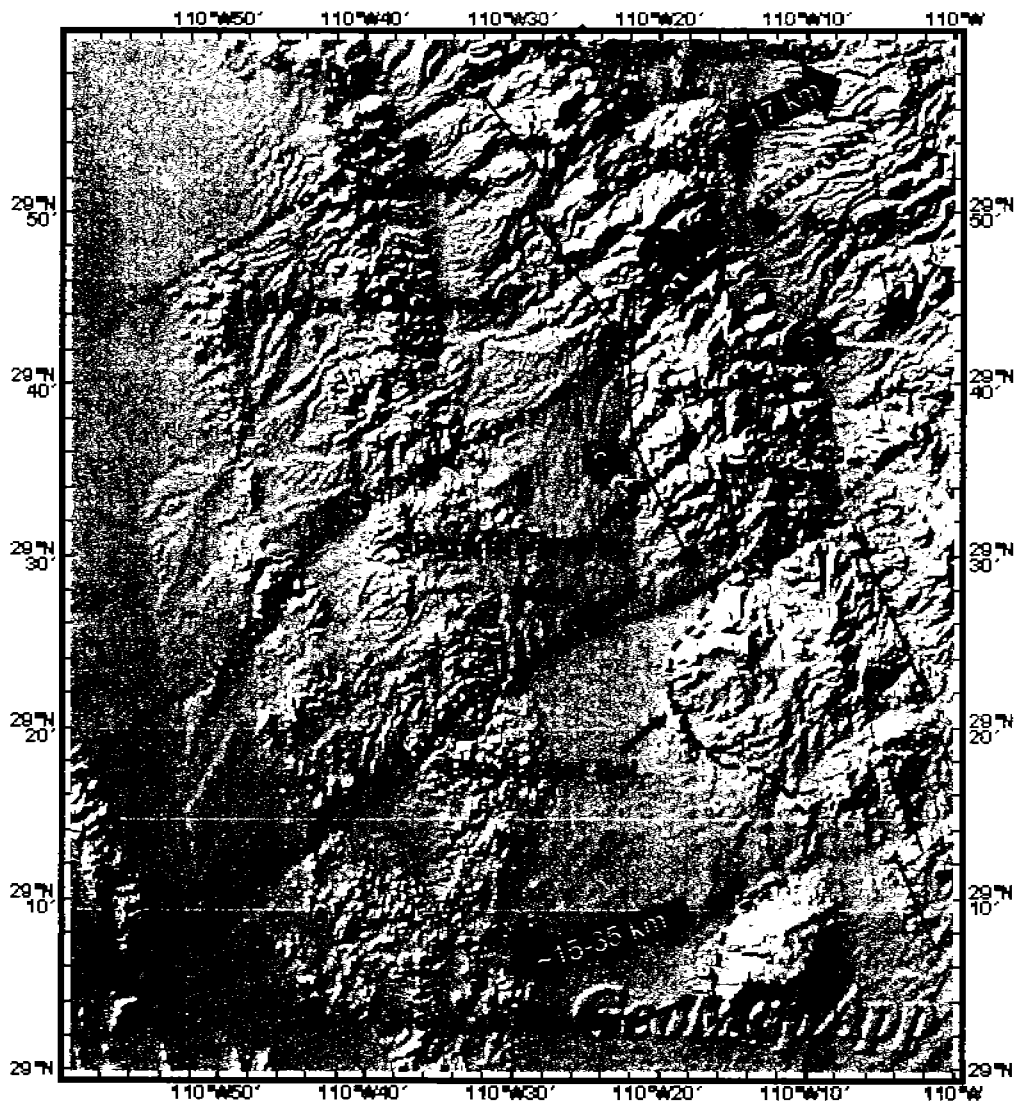


Fig. 35. Esquema estructural del *horst* constituido por las Sierras de Aconchi, El Jaralito, Puerta del Sol y de Mazatán. Para los segmentos norte y sur (Sierra de Aconchi y Sierra de Mazatán) la flecha indica la magnitud aproximada del desplazamiento y su dirección. Las líneas punteadas gruesas representan las tres zonas de acomodamiento inferidas que separan los segmentos; las líneas continuas son fallas normales de alto ángulo. FEA=Falla El Amol; FDM=Falla de *detachment* de Mazatán.

Estas diferencias en la estructura y el comportamiento tectónico encontradas a lo largo del *horst* sugieren la existencia de zonas de acomodamiento que separan segmentos o bloques, con tasas de exhumación y de extensión diferentes, así como sentidos de desplazamientos opuestos (Fig. 35). Este tipo de estructuras asociadas a la extensión terciaria ha sido descrito previamente por Gans (1997) en el sureste de Sonora.

Similarmente, Axen (1995) propone la existencia de zonas de acomodación que separan segmentos de 50 a 150 km de largo con diferencias en el estilo estructural y la morfología dentro de la provincia extensional del Golfo de California.

Por lo anterior, las zonas de acomodación tienen la característica de fallas de desplazamiento lateral pasivo. Presentan un rumbo paralelo a la dirección de la extensión terciaria. Sin embargo, el presente trabajo no permite concluir si corresponden a fallas preexistentes reactivadas durante la fase extensional terciaria y que controlen la dirección de la extensión en Sonora central, o bien si son fallas contemporáneas a dicha extensión.

9.- CONCLUSIONES

El estudio estructural y termocronológico de la parte norte de la Sierra de Aconchi permite proponer un modelo evolutivo de la historia geológica asociada a la extensión terciaria *Basin and Range*. Confirma el papel de la falla El Amol en el proceso de exhumación de la Sierra y del transporte tectónico hacia el noreste del *stock* San Felipe. Los indicadores cinemáticos medidos en la superficie de la falla El Amol indican una dirección de desplazamiento para el bloque superior N60°-70°E, y se calculó una magnitud del desplazamiento de la placa superior de aproximadamente 17 km hacia el noreste. Esta falla se caracteriza por una deformación cataclástica en un régimen frágil. La dirección de desplazamiento del bloque superior corresponde a la dirección general de extensión en el cinturón de CNM de Sonora y sur de Estados Unidos. Sin embargo la Sierra de Aconchi no reúne las características de un CNM típico de la Provincia *Basin and Range* en particular una zona milonítica bien desarrollada. No obstante, se puede considerar la falla El Amol como la parte superficial de una estructura mas extensa cuya parte profunda milonítica no ha sido expuesta. La exhumación ocurrida en la Sierra de Aconchi estuvo controlada en gran medida por el desplazamiento normal de a lo largo de la falla El Amol en el flanco este y por una falla normal de alto ángulo post 21 Ma en el flanco oeste.

En base a los resultados obtenidos por los métodos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y trazas de fisión en apatitos, se puede concluir que la etapa temprana de la extensión en la Sierra de Aconchi comenzó hace *ca.* 28 Ma. La mayor cantidad de desplazamiento a lo largo de la falla El Amol ocurrió entre 25 y 17 Ma, continuando hasta *ca.* 11 ± 1 Ma.

Similarmente, Axen (1995) propone la existencia de zonas de acomodación que separan segmentos de 50 a 150 km de largo con diferencias en el estilo estructural y la morfología dentro de la provincia extensional del Golfo de California.

Por lo anterior, las zonas de acomodación tienen la característica de fallas de desplazamiento lateral pasivo. Presentan un rumbo paralelo a la dirección de la extensión terciaria. Sin embargo, el presente trabajo no permite concluir si corresponden a fallas preexistentes reactivadas durante la fase extensional terciaria y que controlen la dirección de la extensión en Sonora central, o bien si son fallas contemporáneas a dicha extensión.

9.- CONCLUSIONES

El estudio estructural y termocronológico de la parte norte de la Sierra de Aconchi permite proponer un modelo evolutivo de la historia geológica asociada a la extensión terciaria *Basin and Range*. Confirma el papel de la falla El Amol en el proceso de exhumación de la Sierra y del transporte tectónico hacia el noreste del *stock* San Felipe. Los indicadores cinemáticos medidos en la superficie de la falla El Amol indican una dirección de desplazamiento para el bloque superior N60°-70°E, y se calculó una magnitud del desplazamiento de la placa superior de aproximadamente 17 km hacia el noreste. Esta falla se caracteriza por una deformación cataclástica en un régimen frágil. La dirección de desplazamiento del bloque superior corresponde a la dirección general de extensión en el cinturón de CNM de Sonora y sur de Estados Unidos. Sin embargo la Sierra de Aconchi no reúne las características de un CNM típico de la Provincia *Basin and Range* en particular una zona milonítica bien desarrollada. No obstante, se puede considerar la falla El Amol como la parte superficial de una estructura mas extensa cuya parte profunda milonítica no ha sido expuesta. La exhumación ocurrida en la Sierra de Aconchi estuvo controlada en gran medida por el desplazamiento normal de a lo largo de la falla El Amol en el flanco este y por una falla normal de alto ángulo post 21 Ma en el flanco oeste.

En base a los resultados obtenidos por los métodos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y trazas de fisión en apatitos, se puede concluir que la etapa temprana de la extensión en la Sierra de Aconchi comenzó hace *ca.* 28 Ma. La mayor cantidad de desplazamiento a lo largo de la falla El Amol ocurrió entre 25 y 17 Ma, continuando hasta *ca.* 11 ± 1 Ma.

Se ha planteado que existen dos etapas de extensión dentro de la Provincia *Basin and Range* (Henry y Aranda-Gómez, 1992; Nourse *et al.*, 1994), la primera caracterizada por una alta tasa de extensión y por falla de bajo ángulo hasta la parte mediana e inferior de la corteza dando origen a los CNM, y la segunda caracterizada por fallas normales de alto desarrolladas en la parte superior de la corteza en un régimen frágil. El inicio de la actividad de la falla El Amol coincide con la etapa de formación de los CNM y registró una dirección de estiramiento de la corteza equivalente a la dirección conocida en el CNM de Mazatán, lo cual confirma que la cantidad de exhumación de los distintos bloques dentro de la provincia extensional no es uniforme. La falla normal de alto ángulo que limita la Sierra de Aconchi al oeste fue activa después de 21 Ma, lo cual sugiere que localmente los dos tipos de fallamiento, de alto y de bajo ángulo, coexisten. Ambos traducen el comportamiento mecánico diferente de niveles estructurales distintos de la corteza durante la fase extensional *Basin and Range*, frágil con estructuras de echado fuerte en la parte superior, dúctil con fallas de bajo ángulo en la parte mediana e inferior de la corteza.

La exhumación tectónica diferencial de niveles estructurales distintos de la corteza ha sido favorecida por la existencia de zonas de acomodamiento favorables por su dirección paralela a la dirección principal de extensión. Estas zonas limitan segmentos con sus características estructurales propias y distintas tasas de exhumación y extensión.

10.- BIBLIOGRAFÍA

- Aiken, J. L., Klister, R. B., 1992, General geology of the Magdalena Basin, Sonora, Mexico, *in*: Clark, K. F., Roldán-Quintana, J., Schmidt, R. H. (eds.). Geology and Mineral Resources of Northern Sierra Madre Occidental, México, Guidebook, El Paso Geological Society, p. 367-376.
- Anderson, T. H., Silver, L. T., 1971, Preliminary history for Precambrian rocks, Bamori region, Sonora, México: Geological Society of America, Abstracts with programs, v. 3, p. 72-73.
- Anderson, T. H., Silver, L. T., 1979, The role of the Mojave-Sonora megashear in the tectonic evolution of northern Sonora, *in*: Anderson T.H., Roldán-Quintana J. (eds.), Geology of northern Sonora, Geological Society of America, Field trip 27 Guidebook, University of Pittsburgh, Pennsylvania, 59-69.
- Anderson, T. H., Silver, L. T., 1981, An overview of Precambrian rocks in Sonora: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología UNAM, Revista, v. 5, no. 2, p. 131-139.

Se ha planteado que existen dos etapas de extensión dentro de la Provincia *Basin and Range* (Henry y Aranda-Gómez, 1992; Nourse *et al.*, 1994), la primera caracterizada por una alta tasa de extensión y por falla de bajo ángulo hasta la parte mediana e inferior de la corteza dando origen a los CNM, y la segunda caracterizada por fallas normales de alto desarrolladas en la parte superior de la corteza en un régimen frágil. El inicio de la actividad de la falla El Amol coincide con la etapa de formación de los CNM y registró una dirección de estiramiento de la corteza equivalente a la dirección conocida en el CNM de Mazatán, lo cual confirma que la cantidad de exhumación de los distintos bloques dentro de la provincia extensional no es uniforme. La falla normal de alto ángulo que limita la Sierra de Aconchi al oeste fue activa después de 21 Ma, lo cual sugiere que localmente los dos tipos de fallamiento, de alto y de bajo ángulo, coexisten. Ambos traducen el comportamiento mecánico diferente de niveles estructurales distintos de la corteza durante la fase extensional *Basin and Range*, frágil con estructuras de echado fuerte en la parte superior, dúctil con fallas de bajo ángulo en la parte mediana e inferior de la corteza.

La exhumación tectónica diferencial de niveles estructurales distintos de la corteza ha sido favorecida por la existencia de zonas de acomodamiento favorables por su dirección paralela a la dirección principal de extensión. Estas zonas limitan segmentos con sus características estructurales propias y distintas tasas de exhumación y extensión.

10.- BIBLIOGRAFÍA

- Aiken, J. L., Klister, R. B., 1992, General geology of the Magdalena Basin, Sonora, Mexico, *in*: Clark, K. F., Roldán-Quintana, J., Schmidt, R. H. (eds.). Geology and Mineral Resources of Northern Sierra Madre Occidental, México, Guidebook, El Paso Geological Society, p. 367-376.
- Anderson, T. H., Silver, L. T., 1971, Preliminary history for Precambrian rocks, Bamori region, Sonora, México: Geological Society of America, Abstracts with programs, v. 3, p. 72-73.
- Anderson, T. H., Silver, L. T., 1979, The role of the Mojave-Sonora megashear in the tectonic evolution of northern Sonora, *in*: Anderson T.H., Roldán-Quintana J. (eds.), Geology of northern Sonora, Geological Society of America, Field trip 27 Guidebook, University of Pittsburgh, Pennsylvania, 59-69.
- Anderson, T. H., Silver, L. T., 1981, An overview of Precambrian rocks in Sonora: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología UNAM, Revista, v. 5, no. 2, p. 131-139.

- 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.
- Axen, G., 1995, Extensional segmentation of the Main Gulf scarpment, Mexico and the United States: *Geology*, v. 40, p. 515-518.
- Barbarin, B., 1999, A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments: *Lithos*, no. 46, p. 605-626.
- Bartolini, Morales, M. M., Damon, P. E., Shafiqullah, M., 1993, Tertiary stratigraphy and geochronology (K-Ar) of San Jose de Gracia, central Sonora, México, *in*: González-León, C., Vega-Granillo, R. (eds.). Universidad de Sonora, III Simposio de la Geología de Sonora y Areas Adyacentes, Resúmenes, p. 13-15.
- Calles-Montijo, R., 1999, Evolución tectonosedimentaria de las cuencas terciarias: porción sur cuenca de Ures y Punta de Agua, Sonora central, México: Tesis de Maestría, Universidad de Sonora, Departamento de Geología, 67 p.
- Calmus, T., Lugo-Zazueta, R., Wong, M., Ramos-Velázquez, E., 2005, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronological data from the northern Sierra de Aconchi: Timing and structural constraints of Tertiary extension in Central Sonora: *GEOS*, 25, no. 1, p. 84.
- Calmus, T., Pérez-Segura, E., Roldán-Quintana, J., 1996, The Pb-Zn of San Felipe, Sonora, México: "Detached" mineralization in the Basin and Range province: *Geofísica Internacional*, v. 35, no. 2, p. 115-124.
- Carter, T. J., Khon, B. P., Foster, D. A., Gleadow, A. J., 2004, How the Harcuvar mountains metamorphic core complex became cool: evidence from apatite (U-Th)/He thermochronometry: *Geology*, v. 32, no. 11, p. 985-988.
- Castillo-Rivas, J., 1992, Geología y geoquímica del distrito Cerro de Oro, municipio de Rayón, Sonora: Tesis de Licenciatura, Universidad de Sonora, Departamento de Geología. 93 p.
- Castro-Rodríguez, A. A., Morfin-Velarde, S. V., 1988, Contribución a la geología del área Cerro de Oro: *Boletín del Departamento de Geología, Universidad de Sonora*, v. 5, no. 1 y 2, p. 25-39.
- Chapell, B. W., White, J. R., 2001, Two contrasting granite type: 25 years later: *Australian Journal of Earth Sciences*, 48, p. 489-499.
- Chávez-Aguirre, J. M., 1978, Géologie et métallogénie de la sierra d'Aconchi (Sonora, Mexique): Thèse de Docteur-Ingenieur, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, Paris, France.
- Coney, P.J., 1976, Plate tectonics and the Laramide Orogeny: *New Mexico Geological Society, Special publication 6*, p. 5-10.
- Corona, F., 1979, Preliminary reconnaissance geology of Sierra La Gloria and Cerro Basura, northwestern Sonora, Mexico, *in*: Anderson, T. H., Roldan-Quintana, J. (eds.). *Geology of Northern Sonora: Field Trip Guidebook for The 1979 Annual Meeting in San Diego*, Geological Society of America, p. 32-48.
- Dallmeyer, R. D., 1979, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating: principles, techniques and applications in orogenic terranes *in*: Jager, E., Hunkizer, J. C. (eds.). *Lecture in Isotope Geology*, p. 77-104.
- Dalrymple, G. B., Lanphere, M. A., 1969, Potassium-argon dating: W. H. Freeman, 2nd ed., San Francisco, 258 p.

- Dalrymple, G. B., Lanphere, M. A., 1971, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ technique of K/Ar dating, a comparison with the conventional technique: *Earth and Planetary Sciences Letters*, v. 12, p. 300-308.
- Damon, P. E., Clark, K. F., Roldán-Quintana, J., Cochemé, J. J., 1983, El batolito Larámide de Sonora (90-40 Ma): Memoria de la XV Convención Nacional AIMMGM, Guadalajara, Jalisco, México, p. 63-95.
- Damon, P. E., Shafiqullah, M., Clark, K. F., 1981, Age trends of igneous activity in relation to metallogenesis in the southern Cordillera, *in*: Dickinson, W. R., Payne, W. D. (eds.). *Arizona Geological Society Digest*, no. 14, p. 137-154.
- Damon, P. E., Shafiqullah, M., Clark, K. F., 1983b, Geochronology of the porphyry copper deposits and related mineralization of Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 20, p. 1052-1071.
- Dickinson, W. R., Klute, M. A., Hayes, M. J., Janecke, S. U., Lundin, E. R., Mckittrick, M. A., Olivares, M. D., 1988, Paleogeographic and paleotectonic setting of the Laramide sedimentary basins in the central Rocky Mountain region: *Geological Society of America, bulletin*, v. 100, p. 1023-1039.
- De la O-Villanueva, M., 1993, Sedimentología y petrografía de la Formación Báucarit (Mioceno) en la cuenca de Tónichi-La Dura, Sonora, México. Tesis de maestría, Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra, 63 p.
- Donelick, R. A., 1991, Crystallographic orientation dependence of mean etchable track length in apatite: a physical model and experimental observations: *American Mineralogist*, no. 73, p. 83-91.
- Dumble, E. T., 1900, Notes on the geology of Sonora, Mexico: *American Institute of Mining Engineers, Transactions*, v. 29, p. 122-152.
- Faure, G., 1986, *Principles of isotope geology*: Jhon Wiley and Sons, 2nd ed., 589 p.
- Figueroa-Valenzuela, M. C., Grijalva-Haro, A. S., 1989, Geología de la hoja Opodepe, H12D12, municipio de Opodepe, Sonora, México: Tesis de licenciatura, Universidad de Sonora, 83 p.
- Fitzgerald, P. G., Fryxell, J. E., Wernicke, B. P., 1991, Miocene crustal extension and uplift in southern Nevada: Constraints from fission track analysis: *Geology*, v. 19, p. 1013-1016.
- Fitzgerald, P. G., Gleadow, A. J. W., 1990, New approaches in fission track geochronology as a tectonic tool, examples from the Transantarctic Mountains: *Nuclear Tracks*, 17, p. 351-357.
- Fleischer, R. L., Price, P. B., Walker, R. M., 1975, *Nuclear tracks in solids*, University of California, Berkeley U.S., 605 p.
- Foster, D. A., Gleadow, A. J., Reynolds, S. J., Fitzgerald, P. G., 1993, Denudation of metamorphic core complex and the reconstruction of the transition zone: constraints from apatite fission track thermochronology: *Journal of Geophysical Research*, v. 92, no. B2, p. 2167-2185.
- Foster, D. A., Harrison, T. M., Miller, C. F., Howard, K. A., 1990, The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronology of the eastern Mojave desert, California, and adjacent western Arizona with implication for the evolution of metamorphic core complexes: *Journal of Geophysical Research*, v. 95, no. B12, p. 20005-20024.
- Foster, D. A., Jhon, B. A., 1999, Quantifying tectonic exhumation in an extensional orogen with thermochronology: examples from the southern Basin and Range

- province, *in*: Lister, G. S., Willet, S. D. (eds.), Exhumation processes, normal faulting, ductile flow and erosion. Geological Society of London, Special publications 154, p. 343-364.
- Gallagher, K., Brown, R., Jhonson, C., 1998, Fission track analysis and its application to geological problems: *Annual Review Earth and Planetary Sciences* 26, p. 519-572.
- Gans, P.B., 1997, Large-magnitude Oligocene-Miocene extension in southern Sonora: implications for the tectonic evolution of northwestern Mexico: *Tectonics*, v. 16, p. 388-408.
- Gleadow, A. J. W., Duddy, I. R., 1981, A natural long term annealing experiment for apatite: *Nuclear Tracks*, no. 5, p. 169-174.
- Gleadow, A. J. W., Duddy, I. R., Green, P. F., Lovering, J. F., 1986, Confined fission track lengths in apatites: a diagnostic tool for thermal history analysis: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 94, p. 405-415.
- González-León., C., Jacques-Ayala, C., 1988, Estratigrafía de las rocas cretácicas del área de Cerro de Oro, Sonora central: *Boletín Departamento de Geología, Universidad de Sonora* v. 5, p. 1-23. González-León., C., Roldán-Quintana, J., Rodríguez O., P., 1992, Deformaciones Sevier y Laramide, su presencia en Sonora: *Boletín Departamento de Geología Universidad de Sonora*, v. 9, no. 1, p. 1-18.
- Green, P. F., Duddy, I. R., Gleadow, A. J. W., Lovering, J. F., 1989, Apatite fission track analysis as a paleotemperature indicator for hydrocarbon exploration, *in*: Naeser, N. D., McCulloh, T. H., (eds.), *Thermal History of Sedimentary Basins, Methods and Case Histories*. p. 181-195.
- Green, P. F., Duddy, I. R., Laslett, G. M., Hegarty, K.A., Gleadow, A. J. W., Lovering, J. F., 1986, Thermal annealing of fission tracks in apatite, Quantitative modeling techniques and extension to geological timescales: *Chemical Geological Isotopic Geosciences Section*, 79, p. 155-182.
- Green, P. F., Laslett, G. M., Duddy, I. R., 1993, Mechanism and kinetics of apatite fission track annealing discussion: *American Mineralogist*, 78, p. 441-445.
- 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.
- 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.
- Hurford, A. J., 1990, International Union of Geological Sciences subcommission on Geochronology recommendation for the standardization of fission track dating calibration and data reporting: *Nuclear tracks*, no. 17, p. 233-236
- Hurford, A. J., Green, P. F., 1983, The zeta age calibration of fission track dating: *Chemical Geology*, 1, p. 285-317.
- Hurford, A. J., Green, P. F., 1982, A user's guide to fission track dating: *Earth and Planetary Sciences Letters*, no. 59, p. 343-354.
- King, R. E., 1939, Geological reconnaissance in northern Sierra Madre Occidental of Mexico: *Geological Society of America, Bulletin*, v. 50, p. 1625-1722.

- Keith, S. B., Reynolds, S. J., Damon, P. E., Shafiqullah, M., Livingston, D. E., Pushkar, P. D., 1980, Evidence for multiple intrusion and deformation within the Santa Catalina-Rincon crystalline complex, southeastern Arizona: Geological Society of America, memoir 153, p. 217-267.
- Laslett, G. M., Galbraith, R., 1996, Statistical modelling of thermal annealing of fission tracks in apatite: *Geoquímica e Cosmochimica Acta*, 60, p. 5117-5131.
- Laslett, G. M., Green, P. F., Duddy, I. R., Gleadow, A. J. W., 1987, Thermal annealing of fission tracks in apatite, a quantitative analysis: *Chemical Geology*, 65, p. 1-13.
- Lister, G. S., Davis, G. A., 1989, The origin of metamorphic core complex and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado river region: *Journal of Structural Geology*, v. 11, no. 172, p. 65-94.
- 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.
- Lovera, O. M., 1992, Computer programs to model $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ diffusion data from multi-domain samples: *Computers and Geosciences*, v. 18, no. 7, p. 789-813.
- Lugo-Zazueta, R., Calmus, T., Gleadow, A., Kohn, B., Wong, M., 2004, La Sierra de Aconchi, Sonora: ejemplo de exhumación de un batólito laramídico en la provincia "Basin and Range", *in*: Frías-Camacho, V. M., Silva-Corona, J., Orozco-Esquivel, Ma. T., (eds.), *IV Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra*, Libro de Resúmenes, p. 60.
- Macias-Valdez, G., 1992, Geoquímica (elementos mayores, trazas y tierras raras) del Granito de Huépac (Sonora), implicaciones petrogenéticas y tectónicas: Tesis de Licenciatura, Universidad de Sonora, Departamento de Geología, 52 p.
- McDougall, I., 1974, The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method of K/Ar age determination of rocks using HIFAR reactor: *Atomic Energy of Australia Commission*, v. 17, no. 3, p. 3-12.
- McDougall, I., Harrison, T. M., 1999, *Geochronology and thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method*: Oxford University Press, 2nd ed., New York, 269 p.
- Miller, C. F. and Bradfish, J. L., 1980, An inner cordilleran belt of muscovite-bearing plutons: *Geology*, v. 8, p. 412-416.
- Miller, E. L., Dumitru, T. A., Brown, R. W., 1999, Rapid Miocene slip on the Snake Range-Deep Creek Range fault system, east-central Nevada: *Geological Society of America*, v. 111, no 6, p. 886-905.
- Mead, R. D., 1982, Summary of K-Ar isotope ages determined at Ohio State University: unpublished report, 12 p.
- McDowell, F. W., Clabaugh, S. E., 1979, Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the tectonic history of western Mexico: *Geological Society of America*, Special Paper 180, p. 113-124.
- McDowell, F. W., Roldán-Quintana, J., Conelly, J. N., 2001, Duration of Late Cretaceous-early Tertiary magmatism in east-central Sonora, Mexico: *Geological Society of America*, v. 113, no. 4, p. 521-531.
- Merrihue, C. M., Turner, G., 1966, Potassium-argon dating by activation with fast neutrons: *Journal of Geophysical Research*, v. 71, p. 2852-2857.

- Monreal-Saavedra, R., 1994, Lower Cretaceous succession of Cerro de Oro area, Sonora Mexico: a microfacies approach: Geological Society of America, Cordilleran section, Annual Meeting, San Bernardino California, p.21-25.
- Nieto-Samaniego, A.F., Ferrari, L., Alaniz-Alvarez, S., Labarthe-Hernández, G., Rosas-Helguera, J., 1999, Variation of Cenozoic extension and volcanism across the southern Sierra Madre Occidental volcanic province, México. Geological Society of America Bulletin, v. 111, no. 3, p. 347 – 363.
- Nourse, J. A., Anderson, T. H., Silver, L. T., 1994, Tertiary metamorphic core complexes in Sonora, northwestern Mexico: Tectonics, v. 13, no. 5, p. 1161-1182.
- Nourse, J. A., 1990, A Tectonostratigraphic evolution strain history of the Magdalena metamorphic core complex, northern Sonora, Mexico, *in*: Gehrels, G. E., Spencer, J. E. (eds.), Geologic excursions through the Sonora desert region, Arizona and Sonora, Arizona Geological Survey, Special Paper 7, p. 155-164.
- O'Sullivan, P. B., Parrish, R. R., 1995, The importance of apatite composition and single grain ages when interpreting fission track data from plutonic rocks: a case study from the Coast Ranges, British Columbia: Earth and Planetary Science Letters, 132, p. 213-224.
- Parsons, T., 1995, The Basin and Range province, *in*: Olsen, K.H. (ed.), Continental rifts, evolution, structures and tectonics, International Lithosphere Program, no 264, p. 277-324.
- Pearce, J. A., Harris, N. B., Tindle, A. G., 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks: Journal of Petrology, v. 25, p. 956-983.
- Pérez-Segura, E., 1985, Carta metalogenética de Sonora 1:250,000: Dirección de Minería, Geología y Energéticos del Gobierno del Estado y Departamento de Geología de la Universidad de Sonora, no.7, 65 p.
- Rangin, C., 1982, Contribution à l'étude du système cordillérain du nord-ouest Mexique: Thèse d'état, Université Paris VI, France, 588 p.
- Rehrig, W. A., 1986, Regional Tertiary extension in the western cordillera: insights from the metamorphic core complexes: Geological society of America, Special Paper 208, p. 97-122.
- Richard, D., 1991, De la subduction à l'extension intra-continentale: plutonisme et gisements de tungstène de l'Etat du Sonora, Mexique : These de docteur, Orsay Universidad de Paris-Sud, 729 p.
- Rodríguez-Castañeda, J. L., 1988, Estratigrafía de la región de Tuape, Sonora. Universidad Nacional Autónoma de México, Revista Instituto de Geología, v. 7, no. 1, p. 52-66.
- Rodríguez-Castañeda, J. L., 1996, Late jurassic and mid-tertiary brittle-ductile deformation in the Opodepe region, Sonora, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 13, no.1, p. 1-9.
- Roldán-Quintana, J., 1976, The geology and mineralization of the San Felipe area east central Sonora, México: Master of Science thesis, University of Iowa, 120 p.
- Roldán-Quintana, J., 1979, Geología y yacimientos del distrito de San Felipe, Sonora: Instituto de Geología, Revista, Universidad Nacional Autónoma de México, v. 8, p. 1-8.

- Roldán-Quintana, J., 1991, Geology and chemical composition of the Jaralito and Aconchi Batholiths in east-central Sonora, Mexico, *in*: Pérez-Segura, E., Jacques-Ayala, C. (eds.). Studies of Sonoran Geology, Geological Society of America, Special Paper 254, p. 69-80.
- Roldán-Quintana, J., McDowell, F. W., 1992, The Baucarit Formation in the Rio Yaqui area, municipality of Onavas, Sonora, *in*: Clark, K. F., Roldán-Quintana, J., Schmidt, R. H. (eds.). Guidebook for the 1992 Field Conference, El Paso Geological Society, p. 223-228.
- Schaeffer, O. A., Zahringer, J., 1966, Potassium-argon dating: Springer-Verlag, 1st ed., New York, 234 p.
- Spencer, J. E., Reynolds, S. J., 1989, Middle Tertiary tectonics of Arizona and adjacent areas, *in*: Jenny, J. P., Reynolds, S. J. (eds.). Geologic evolution of Arizona, Arizona Geological Society, digest 17, p. 1-16.
- Spencer, J. E., Richard, S. M., Reynolds, S. J., Miller, R. J., Shafiqullah, M., Gilbert, W. G., Grubensky, M. J., 1995, Spatial and temporal relationship between mid-Tertiary magmatism and extension in southwestern Arizona: Journal of Geophysical Research, v. 100, no. B7, p. 10321-10351.
- Stewart, J. H., Amaya-Martinez, R., Palmer, A. R., 2002, Neoproterozoic and Cambrian strata of Sonora, Mexico: Rodinian supercontinent to Laurentian cordilleran margin: Geological Society of America, Special Paper 365, p. 5-48.
- Stewart, J. H., McMenamin, A. M., Morales R., J. M., 1984, Upper Proterozoic and Cambrian rocks in the Caborca region, Sonora, Mexico: Physical stratigraphy, biostratigraphy, paleocurrent studies and regional relations: U. S. Geological Survey, Professional Paper 1309. 36 p.
- Stewart, J. H., Poole, F. G., 2002, Inventory of Neoproterozoic and Paleozoic strata in Sonora, Mexico: U.S. Geological Survey, Open file report 02-97, 50 p.
- Stewart, J. H., Poole, F. G., Ketner, B. K., Madrid, J. R., Roldán-Quintana, J., Amaya-Martínez, R., 1990, Tectonics and stratigraphy of the Paleozoic and Triassic southern margin of North America, Sonora, Mexico, *in*: Gehrels, C. E., Spencer, J. E. (eds.), Arizona Geological Survey, Special Paper 7, p. 183-202.
- Stock, J. M., Hodges, K. V., 1989, Pre-Pliocene extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific plate: Tectonics, v. 8, no. 1, p. 99-115.
- Stock, J.M., Lee, J., 1994, Do microplates in subduction zones leave a geological record?: Tectonics, no. 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.
- Valencia-Moreno M., 1998, Geochemistry of Laramide granitoids and associated copper mineralization in NW Mexico: University of Arizona, PhD. thesis, 164 p.
- Valencia-Moreno, M., Ruiz, J., Barton, M., 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, no. 11, p. 1409-1422.

- Vega-Granillo, R., 1996, La sierra de Mazatán, Sonora, México: geología y análisis estructural de un complejo metamórfico en la parte sur de la provincia *Basin and Range*: Tesis de maestría, Universidad de Sonora, departamento de geología, 128 p.
- Valenzuela-Navarro, L.C., Valencia-Moreno, M., Calmus, T., Ochoa-Landín, L., González-León, C., 2005, Marco geológico del pórfido de molibdeno El Crestón, Sonora, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 22, no. 3, p. 345-357.
- Vega-Granillo, R., Calmus, T., 2003, Mazatan metamorphic core complex, Sonora, Mexico: Structures along the detachment fault and its exhumational evolution: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 16, p. 193-204.
- Wernicke, B., 1985, Uniform sense normal simple shear of the continental lithosphere: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 22, p. 645-648.
- Wernicke, B., 1992, Cenozoic extensional tectonics of the U.S. Cordillera, *in*: Lipman, P. W., Zoback, M. D. (eds.). *The Cordilleran Orogen; conterminous U.S. Boulder, Colorado*, Geological Society of America, *Geology of North America*, v. G3, p. 553-581.
- Wodzicki, W. A., 1995, The evolution of Laramide igneous rocks and porphyry copper mineralization in the Cananea district, Sonora, Mexico: University of Arizona, PhD thesis, 181 p.
- Wong, M. S., Gans, P. B., 2003, Tectonic implications of early Miocene extensional unroofing of the Sierra de Mazatan metamorphic core complex, Sonora, Mexico: *Geology*, v. 31, no. 11, p. 953-956.
- 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.

APENDICE A

**Fotografía de láminas y petrografía de las muestras analizadas
por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$**

Muestra SA-04-02

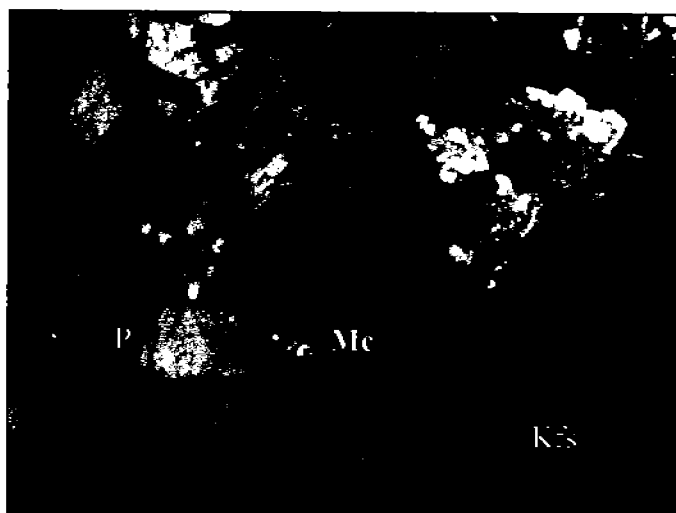
Granito de muscovita y biotita. Textura holocristalina de grano medio a fino. Los minerales primarios son el cuarzo (Q), feldespato potásico, que corresponde a microclina (Mc) y plagioclasa. Los minerales secundarios son muscovita y menor biotita. Se presenta débil alteración a minerales arcillosos del feldespato potásico. Minerales accesorios son apatito y circón. Nicoles cruzados (4x).



1mm

Muestra SA-04-03A

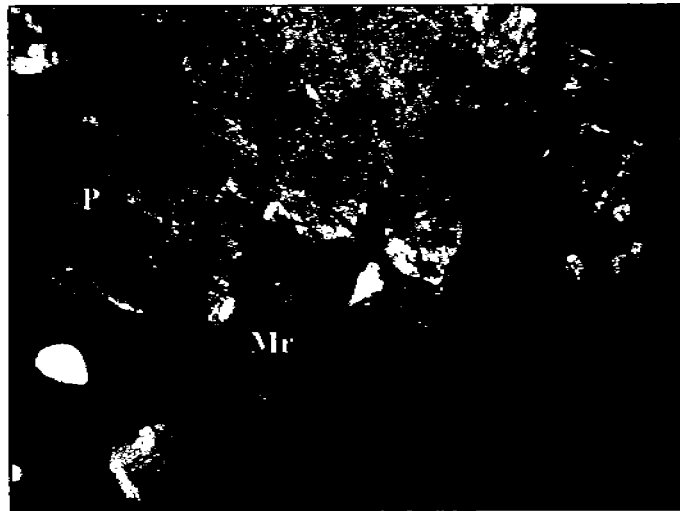
Pegmatita-Granito de muscovita y menor biotita. Textura holocristalina pegmatita de grano muy grueso. Los minerales primarios son Feldespato potásico (Kfs) que corresponde a microclina, cuarzo y mucho menor plagioclasa (P). Como mineral secundario se tiene abundante muscovita (Mc) y trazas de biotita. Débil alteración del feldespato a minerales arcillosos. Nicoles cruzados (4x).



1mm

Muestra SA-04-06

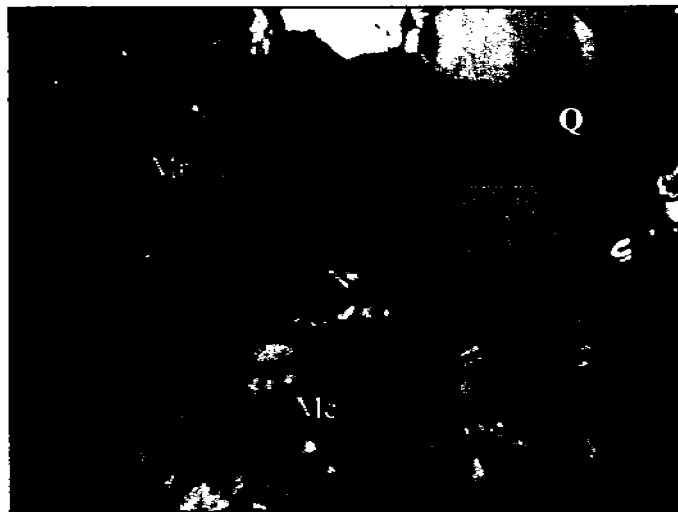
Granito de muscovita y biotita. Textura holocristalina, hipidiomórfica y poikilitica de grano medio a grueso. Los minerales primarios son cuarzo, feldespato potásico que corresponde a microclina (Mr) y plagioclasa (P). Los minerales secundarios son muscovita y biotita. Los minerales accesorios son apatito y circón. Se tiene débil alteración de plagioclasa a minerales arcillosos y biotita débilmente cloritizada. Nicoles cruzados (4x).



1mm

Muestra SA-04-11

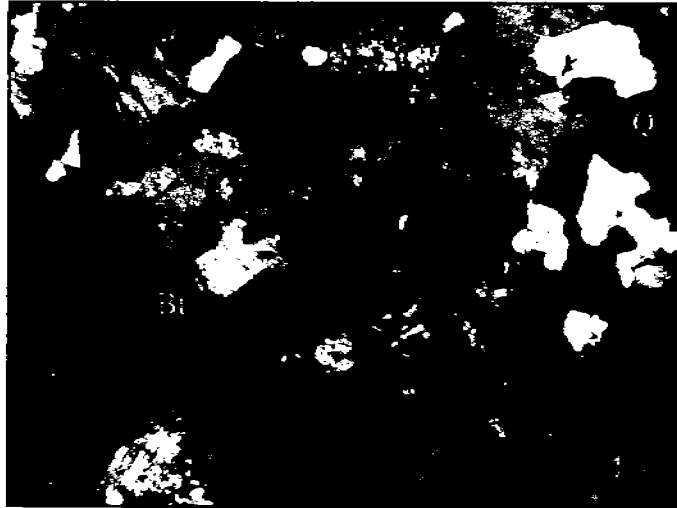
Granito de muscovita. Textura holocristalina y en partes microcristalina de grano medio a fino. Los minerales primarios son el cuarzo (Q), feldespato potásico que corresponde a microclina (Mr) y mucho menor plagioclasa. Se tiene muscovita (Mc) y trazas de biotita. Los minerales accesorios son el apatito y circón. Nicoles cruzados (4x).



1mm

Muestra SA-04-12

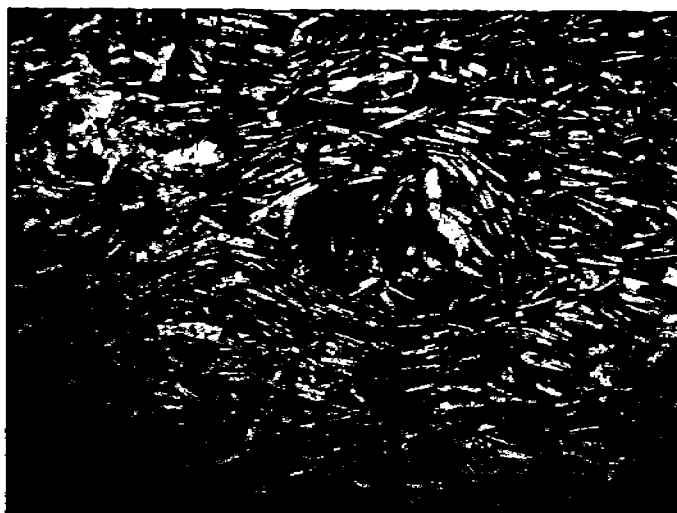
Granodiorita de biotita. Textura holocristalina, hipidiomórfica y en parte perfitica, con tamaño de grano medio. Los minerales primarios son plagioclasa, cuarzo (Q) y feldespato potasico que corresponde a ortoclasa y menor microclina. El mineral secundario es la biotita (Bt) y accesorios apatito y circón. Se tiene moderada alteración del feldespato y plagioclasa a minerales arcillosos. Nicoles cruzados (4x).



1mm

Muestra SA-03-14

Basalto con olivino. Textura fluidal microcristalina de grano fino. Constituido esencialmente por plagioclasa. Se tiene también olivino iddingsitizado y trazas de piroxeno. Nicoles cruzados (4x).



1mm

APENDICE B

Tablas de resultados del análisis por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Muestra: SA-04-02**Feldespato Potásico****J=0.0050119**

T	t	40(mol)	40/39	38/39	37/39	36/39	K/Ca	Σ 39Ar	40Ar*	Age (Ma)
500	15	5.3e-14	3.3157	0.0e+0	0.0081	0.0050	61	0.01658	0.556	16.6 ± 0.1
500	25	2.0e-14	2.0596	0.0e+0	0.0080	0.0023	61	0.02682	0.674	12.5 ± 0.1
550	15	3.5e-14	1.9151	0.0e+0	0.0248	0.0013	20	0.04579	0.801	13.8 ± 0.0
550	25	2.6e-14	2.0087	0.0e+0	0.0524	0.0012	9.3	0.05928	0.822	14.9 ± 0.0
550	40	2.4e-14	2.1133	0.0e+0	0.0352	0.0013	14	0.07099	0.823	15.7 ± 0.0
600	15	3.4e-14	2.2142	0.0e+0	0.0192	0.0010	25	0.08693	0.868	17.3 ± 0.0
600	25	3.3e-14	2.2020	0.0e+0	0.0097	0.0007	51	0.10245	0.905	17.9 ± 0.0
600	40	3.2e-14	2.2612	0.0e+0	0.0065	0.0008	75	0.11719	0.901	18.3 ± 0.0
650	15	3.9e-14	2.3172	0.0e+0	0.0059	0.0007	83	0.13448	0.913	19.0 ± 0.0
650	25	3.8e-14	2.3154	0.0e+0	0.0050	0.0005	99	0.15133	0.931	19.4 ± 0.0
650	40	3.3e-14	2.3342	0.0e+0	0.0046	0.0006	107	0.16602	0.929	19.5 ± 0.0
700	15	3.2e-14	2.3743	0.0e+0	0.0055	0.0006	89	0.18001	0.920	19.6 ± 0.0
700	25	2.7e-14	2.3335	0.0e+0	0.0047	0.0006	104	0.19187	0.929	19.5 ± 0.0
740	15	2.6e-14	2.3720	0.0e+0	0.0051	0.0006	96	0.20301	0.923	19.7 ± 0.0
740	25	2.3e-14	2.3408	0.0e+0	0.0044	0.0006	111	0.21303	0.920	19.4 ± 0.0
780	15	2.3e-14	2.3524	0.0e+0	0.0045	0.0006	109	0.22297	0.923	19.5 ± 0.1
780	25	2.0e-14	2.3625	0.0e+0	0.0044	0.0007	111	0.23170	0.915	19.4 ± 0.1
820	15	2.3e-14	2.3796	0.0e+0	0.0047	0.0007	104	0.24169	0.912	19.5 ± 0.0
850	15	2.7e-14	2.4457	0.0e+0	0.0050	0.0009	98	0.25303	0.889	19.6 ± 0.0
880	15	3.2e-14	2.4449	0.0e+0	0.0053	0.0009	93	0.26665	0.891	19.6 ± 0.0
880	25	3.4e-14	2.4517	0.0e+0	0.0042	0.0009	117	0.28089	0.895	19.7 ± 0.0
880	40	3.6e-14	2.4779	0.0e+0	0.0039	0.0009	124	0.29580	0.889	19.8 ± 0.0
920	15	3.0e-14	2.6740	0.0e+0	0.0051	0.0015	97	0.30736	0.831	20.0 ± 0.1
950	15	4.6e-14	2.5428	0.0e+0	0.0040	0.0010	123	0.32622	0.882	20.2 ± 0.0
980	15	6.1e-14	2.5883	0.0e+0	0.0040	0.0011	123	0.35049	0.872	20.3 ± 0.0
980	25	7.2e-14	2.6146	0.0e+0	0.0034	0.0011	144	0.37898	0.870	20.5 ± 0.0
980	40	8.3e-14	2.6752	0.0e+0	0.0038	0.0013	131	0.41090	0.858	20.6 ± 0.0
1010	15	5.0e-14	2.9549	0.0e+0	0.0069	0.0022	71	0.42825	0.785	20.8 ± 0.0
1040	15	7.0e-14	3.0092	0.0e+0	0.0100	0.0023	49	0.45222	0.778	21.0 ± 0.0
1060	15	7.7e-14	3.0311	0.0e+0	0.0124	0.0022	40	0.47860	0.784	21.4 ± 0.0
1060	25	3.9e-14	3.1586	0.0e+0	0.0111	0.0027	44	0.49127	0.752	21.4 ± 0.1
1080	15	2.7e-14	3.0334	0.0e+0	0.0083	0.0021	59	0.50033	0.792	21.6 ± 0.1
1100	15	3.8e-14	3.0898	0.0e+0	0.0097	0.0023	51	0.51298	0.776	21.6 ± 0.1
1100	25	5.3e-14	3.0462	0.0e+0	0.0098	0.0022	50	0.53110	0.791	21.6 ± 0.0
1100	40	7.0e-14	3.0101	0.0e+0	0.0090	0.0020	55	0.55515	0.800	21.6 ± 0.0
1100	70	9.7e-14	3.0055	0.0e+0	0.0085	0.0020	57	0.58859	0.803	21.7 ± 0.0
1100	15	1.2e-13	3.0150	0.0e+0	0.0079	0.0020	62	0.62806	0.803	21.8 ± 0.0
1100	15	1.2e-13	3.0074	0.0e+0	0.0066	0.0019	75	0.66904	0.812	21.9 ± 0.0
1100	30	1.3e-13	3.0012	0.0e+0	0.0053	0.0019	92	0.71294	0.816	22.0 ± 0.0
1120	15	8.1e-15	2.9975	0.0e+0	0.0044	0.0018	111	0.71573	0.827	22.3 ± 0.2
1140	15	1.8e-14	2.9937	0.0e+0	0.0050	0.0017	98	0.72187	0.831	22.3 ± 0.1
1170	15	5.9e-14	3.0585	0.0e+0	0.0065	0.0020	76	0.74190	0.810	22.3 ± 0.0
1200	15	1.4e-13	3.0437	0.0e+0	0.0059	0.0019	83	0.79111	0.815	22.3 ± 0.0
1230	15	2.7e-13	2.9070	0.0e+0	0.0024	0.0015	208	0.88880	0.853	22.3 ± 0.0
1260	15	2.6e-13	2.8705	0.0e+0	0.0012	0.0012	423	0.98119	0.873	22.5 ± 0.0
1300	15	5.4e-14	2.9925	0.0e+0	0.0019	0.0016	259	1.00000	0.844	22.7 ± 0.0

Edad de fusión total, TFA= 20.66 ± 0.02 Ma (incluye J)

Edad media del Plateau, WMPA= 20.60 ± 0.02 Ma (incluye J)

Edad de la isocrona inversa = 17.53 ± 0.63 Ma. (MSWD = 716.23; 40Ar/36Ar = 528.3 ± 53.8)

Pasos utilizados: 500, 500, 550, 550, 550, 600, 600, 600, 650, 650, 650, 700, 700, 740, 740, 780, 780, 820, 850, 880, 880, 880, 920, 950, 980, 980, 980, 1010, 1040, 1060, 1060, 1080, 1100, 1100, 1100, 1100, 1100, 1100, 1100, 1120, 1140, 1170, 1200, 1230, 1260, t = tiempo de calentamiento en minutos.

40(mol) = moles corregidas para blanco y producción-reactor 40. La relaciones son corregidas para los blancos, decaimiento e interferencia. Σ39Ar es acumulado, 40Ar* = fracción rad.

Muestra: SA-04-02 Muscovita J=0.0051208

<u>T</u>	<u>t</u>	<u>40(mol)</u>	<u>40/39</u>	<u>38/39</u>	<u>37/39</u>	<u>36/39</u>	<u>K/Ca</u>	<u>Σ 39Ar</u>	<u>40Ar*</u>	<u>Age (Ma)</u>
500	12	4.6e-15	5.1498	0.0e+0	0.0419	0.0106	12	0.00320	0.394	18.7 ± 0.8
570	12	1.1e-14	3.8354	0.0e+0	0.0859	0.0045	5.7	0.01383	0.657	23.1 ± 0.2
650	12	2.9e-14	3.4053	0.0e+0	0.1017	0.0021	4.8	0.04467	0.819	25.6 ± 0.1
720	12	4.6e-14	3.3634	0.0e+0	0.0133	0.0014	37	0.09432	0.879	27.1 ± 0.1
770	12	5.8e-14	3.6643	0.0e+0	0.0059	0.0015	84	0.15196	0.875	29.4 ± 0.1
820	12	1.0e-13	3.8505	0.0e+0	0.0035	0.0015	140	0.25068	0.888	31.3 ± 0.0
850	12	1.1e-13	3.7742	0.0e+0	0.0026	0.0011	186	0.35414	0.916	31.7 ± 0.0
880	12	1.0e-13	3.6544	0.0e+0	0.0024	0.0008	201	0.45419	0.933	31.2 ± 0.0
910	12	8.2e-14	3.5984	0.0e+0	0.0027	0.0009	184	0.53711	0.923	30.4 ± 0.0
950	12	1.0e-13	3.6044	0.0e+0	0.0030	0.0010	166	0.63787	0.915	30.2 ± 0.0
980	12	9.0e-14	3.6815	0.0e+0	0.0026	0.0011	192	0.72662	0.915	30.9 ± 0.0
1010	12	9.1e-14	3.7664	0.0e+0	0.0026	0.0009	185	0.81435	0.927	32.0 ± 0.0
1050	12	1.2e-13	3.8569	0.0e+0	0.0028	0.0007	174	0.92284	0.945	33.4 ± 0.0
1100	12	6.6e-14	3.8383	0.0e+0	0.0070	0.0004	70	0.98553	0.966	33.9 ± 0.1
1150	12	1.1e-14	3.8917	0.0e+0	0.0693	0.0009	7.1	0.99537	0.933	33.2 ± 0.2
1200	12	5.1e-15	3.9750	0.0e+0	0.1821	0.0018	2.7	1.00000	0.863	31.4 ± 0.5

Edad de fusión total, TFA= 30.96 ± 0.03 Ma (incluyendo J)

Edad media del Plateau, WMPA= 31.11 ± 0.03 Ma (including J)

Edad de la isocrona inversa =29.55 ± 1.59 Ma. (MSWD =122.95; 40Ar/36Ar=462.2 ± 169.5)

Pasos utilizados: 820, 850, 880, 910, 950, 980, 1010, (6-12/16 or 66% Σ 39Ar

t = tiempo de calentamiento en minutos.

40(mol) = moles corregidas para blanco y producción-reactor 40.

Las relaciones son corregidas para los blancos, decaimiento e interferencia.

Σ39Ar es acumulado

Muestra: SA-04-03A**Feldespato Potásico****J=0.0051117**

<u>T</u>	<u>t</u>	<u>40(mol)</u>	<u>40/39</u>	<u>38/39</u>	<u>37/39</u>	<u>36/39</u>	<u>K/Ca</u>	<u>Σ 39Ar</u>	<u>40Ar*</u>	<u>Age (Ma)</u>
500	15	4.8e-14	6.9634	0.0e+0	0.0033	0.0104	150	0.00638	0.559	35.5 ± 0.1
500	25	1.7e-14	3.5684	0.0e+0	0.0014	0.0054	340	0.01083	0.550	18.0 ± 0.1
550	15	3.1e-14	2.7026	0.0e+0	0.0017	0.0023	292	0.02131	0.751	18.6 ± 0.1
550	25	2.5e-14	2.4779	0.0e+0	0.0017	0.0017	296	0.03047	0.793	18.0 ± 0.1
550	40	2.3e-14	2.4745	0.0e+0	0.0016	0.0016	300	0.03911	0.808	18.3 ± 0.1
600	15	3.4e-14	2.5223	0.0e+0	0.0023	0.0014	216	0.05161	0.840	19.4 ± 0.0
600	25	3.4e-14	2.5275	0.0e+0	0.0028	0.0011	174	0.06382	0.869	20.2 ± 0.0
600	40	3.2e-14	2.7584	0.0e+0	0.0029	0.0010	171	0.07456	0.888	22.5 ± 0.1
650	15	4.2e-14	2.9942	0.0e+0	0.0039	0.0012	127	0.08746	0.878	24.1 ± 0.1
650	25	4.4e-14	2.9123	0.0e+0	0.0042	0.0008	115	0.10137	0.920	24.5 ± 0.0
650	40	4.9e-14	2.9542	0.0e+0	0.0053	0.0008	92	0.11653	0.921	24.9 ± 0.0
700	15	5.4e-14	3.0371	0.0e+0	0.0076	0.0008	65	0.13301	0.921	25.6 ± 0.0
700	25	5.2e-14	3.0146	0.0e+0	0.0069	0.0007	71	0.14889	0.936	25.8 ± 0.0
740	15	5.8e-14	3.0450	0.0e+0	0.0076	0.0006	64	0.16634	0.938	26.1 ± 0.0
740	25	6.1e-14	3.0324	0.0e+0	0.0065	0.0006	75	0.18483	0.945	26.2 ± 0.0
780	15	7.2e-14	3.0143	0.0e+0	0.0067	0.0006	73	0.20691	0.946	26.1 ± 0.0
780	25	7.4e-14	2.9738	0.0e+0	0.0057	0.0005	86	0.22974	0.951	25.9 ± 0.0
820	15	7.7e-14	2.9627	0.0e+0	0.0056	0.0005	87	0.25372	0.955	25.9 ± 0.0
850	15	9.9e-14	2.9646	0.0e+0	0.0049	0.0004	99	0.28451	0.957	26.0 ± 0.0
880	15	1.1e-13	2.9630	0.0e+0	0.0041	0.0004	120	0.32014	0.959	26.0 ± 0.0
880	25	1.1e-13	2.9739	0.0e+0	0.0030	0.0004	166	0.35506	0.963	26.2 ± 0.0
910	15	8.9e-14	2.9956	0.0e+0	0.0024	0.0004	201	0.38227	0.960	26.3 ± 0.0
940	15	1.2e-13	3.0258	0.0e+0	0.0019	0.0004	253	0.41890	0.957	26.5 ± 0.0
970	15	1.5e-13	3.0512	0.0e+0	0.0016	0.0005	302	0.46504	0.956	26.7 ± 0.0
970	25	1.5e-13	3.0883	0.0e+0	0.0014	0.0005	352	0.50897	0.951	26.9 ± 0.0
970	40	1.3e-13	3.1679	0.0e+0	0.0015	0.0007	333	0.54813	0.932	27.0 ± 0.0
1000	15	6.5e-14	3.2897	0.0e+0	0.0017	0.0011	285	0.56628	0.905	27.2 ± 0.0
1030	15	8.1e-14	3.2735	0.0e+0	0.0020	0.0009	240	0.58900	0.916	27.5 ± 0.0
1060	15	9.1e-14	3.2839	0.0e+0	0.0027	0.0009	182	0.61442	0.922	27.7 ± 0.0
1080	15	8.6e-14	3.3488	0.0e+0	0.0047	0.0009	105	0.63793	0.922	28.2 ± 0.0
1100	15	6.6e-14	3.3786	0.0e+0	0.0058	0.0009	84	0.65585	0.918	28.4 ± 0.0
1100	25	8.7e-14	3.4212	0.0e+0	0.0056	0.0010	87	0.67926	0.913	28.6 ± 0.0
1100	40	5.9e-13	3.8502	0.0e+0	0.0039	0.0022	126	0.82025	0.829	29.2 ± 0.0
1100	40	2.6e-13	3.9657	0.0e+0	0.0016	0.0026	304	0.88009	0.807	29.3 ± 0.0
1100	60	1.5e-13	3.9463	0.0e+0	0.0008	0.0026	588	0.91491	0.806	29.1 ± 0.0
1110	15	1.8e-14	4.1910	0.0e+0	0.0005	0.0035	939	0.91880	0.756	29.0 ± 0.1
1140	15	1.9e-14	4.1136	0.0e+0	0.0009	0.0033	562	0.92297	0.766	28.8 ± 0.1
1170	15	2.8e-14	4.0161	0.0e+0	0.0012	0.0029	405	0.92933	0.786	28.9 ± 0.1
1190	15	5.4e-14	3.9123	0.0e+0	0.0010	0.0025	473	0.94201	0.809	28.9 ± 0.1
1210	15	9.8e-14	4.0689	0.0e+0	0.0008	0.0030	647	0.96426	0.783	29.2 ± 0.1
1230	15	1.0e-13	4.1286	0.0e+0	0.0005	0.0031	1015	0.98692	0.776	29.3 ± 0.0
1270	15	6.0e-14	4.3929	0.0e+0	0.0004	0.0040	1288	0.99955	0.732	29.4 ± 0.1
1300	15	3.5e-15	7.2179	0.0e+0	0.0050	0.0129	98	1.00000	0.474	31.2 ± 1.0

Edad de fusión total, TFA= 26.97 ± 0.03 Ma (incluyendo J)

Edad media del Plateau, WMPA= 27.52 ± 0.03 Ma (incluyendo J)

Edad de la isócrona inversa =24.90 ± 0.53 Ma. (MSWD =1176.67; 40Ar/36Ar=469.2 ± 42.2)

Pasos utilizados: 500, 500, 550, 550, 550, 600, 600, 600, 650, 650, 650, 700, 700, 740, 740, 780, 780, 820, 850, 880, 880, 910, 940, 970, 970, 970, 1000, 1030, 1060, 1080, 1100, 1100, 1100, 1100, 1100, 1100, 1110, 1140, 1170, 1190, 1210, 1230, 1270, 1300, (1-43/43t = tiempo de calentamiento en minutos.

40(mol) = moles corregidas para blanco y producción-reactor 40. Las relaciones son corregidas para los blancos, decaimiento e interferencia. Σ39Ar es acumulativo.

Muestra: SA-04-03A**Muscovita****J=0.0051066**

T	t	40(mol)	40/39	38/39	37/39	36/39	K/Ca	∑ 39Ar	40Ar*	Age (Ma)
600	12	1.9e-14	6.6635	0.0e+0	0.0041	0.0084	119	0.00888	0.626	38.0 ± 0.5
660	12	3.4e-14	5.8625	0.0e+0	0.0017	0.0054	290	0.02677	0.728	38.9 ± 0.3
720	12	6.1e-14	5.3612	0.0e+0	0.0008	0.0036	616	0.06181	0.800	39.1 ± 0.1
770	12	9.2e-14	5.2167	0.0e+0	0.0004	0.0031	1175	0.11618	0.825	39.2 ± 0.1
820	12	2.2e-13	5.5428	0.0e+0	0.0002	0.0040	2052	0.23962	0.789	39.8 ± 0.1
850	12	2.4e-13	4.9885	0.0e+0	0.0001	0.0021	3592	0.38808	0.878	39.9 ± 0.1
880	12	1.8e-13	4.7855	0.0e+0	0.0001	0.0015	4161	0.50131	0.908	39.6 ± 0.1
910	12	1.2e-13	4.9460	0.0e+0	0.0001	0.0020	7019	0.57413	0.878	39.6 ± 0.1
950	12	1.0e-13	5.2678	0.0e+0	0.0001	0.0032	4398	0.63236	0.821	39.4 ± 0.1
980	12	7.2e-14	5.5435	0.0e+0	0.0001	0.0040	5211	0.67229	0.784	39.6 ± 0.1
1010	12	7.8e-14	5.5388	0.0e+0	0.0001	0.0040	7457	0.71579	0.787	39.7 ± 0.1
1050	12	1.6e-13	5.4395	0.0e+0	0.0001	0.0035	8581	0.80839	0.809	40.1 ± 0.1
1075	12	1.9e-13	4.9625	0.0e+0	0.0000	0.0018	16553	0.92846	0.894	40.4 ± 0.1
1100	12	1.0e-13	4.6745	0.0e+0	0.0001	0.0008	9359	0.99492	0.951	40.5 ± 0.1
1125	12	7.1e-15	4.8174	0.0e+0	0.0006	0.0012	884	0.99945	0.926	40.6 ± 0.9
1150	12	8.3e-16	6.6287	0.0e+0	0.0188	0.0060	26	0.99983	0.733	44.2 ± 11.1
1200	12	4.9e-16	8.9936	0.0e+0	0.1699	0.0122	2.9	1.00000	0.598	48.8 ± 25.5

Edad de fusión total, TFA= 39.81 ± 0.04 Ma (incluyendo J)

Edad media del Plateau, WMPA= 39.76 ± 0.04 Ma (incluyendo J)

Edad de la isocrona inversa =39.56 ± 0.24 Ma. (MSWD =7.03; 40Ar/36Ar=303.1 ± 8.8)

Pasos usados: 820, 850, 880, 910, 950, 980, 1010, 1050, (5-12/17 or 69% ∑ 39Ar

t = tiempo de calentamiento en minutos.

40(mol) = moles corregidas para blanco y producción-reactor 40. Las relaciones son corregidas para los blancos, decaimiento e interferencia. ∑39Ar es acumulado.

Muestra SA-04-06		Feldespato Potásico				J=0.0050011					
T	t	40(mol)	40/39	38/39	37/39	36/39	K/Ca	Σ 39Ar	40Ar*	Age (Ma)	
500	12	3.5e-14	4.1689	0.0e+0	0.0342	0.0059	14	0.00872	0.583	21.8 ± 0.1	
500	20	1.9e-14	3.0265	0.0e+0	0.0320	0.0029	15	0.01515	0.721	19.6 ± 0.1	
500	35	1.9e-14	2.9119	0.0e+0	0.0463	0.0025	11	0.02170	0.748	19.6 ± 0.1	
550	12	2.9e-14	2.8353	0.0e+0	0.0905	0.0018	5.4	0.03233	0.812	20.6 ± 0.1	
550	20	2.6e-14	2.7310	0.0e+0	0.1180	0.0015	4.2	0.04210	0.834	20.4 ± 0.1	
550	35	2.8e-14	2.7351	0.0e+0	0.1563	0.0014	3.1	0.05249	0.844	20.7 ± 0.1	
600	12	3.9e-14	2.8272	0.0e+0	0.2239	0.0015	2.2	0.06666	0.847	21.5 ± 0.1	
600	20	3.6e-14	2.7151	0.0e+0	0.2061	0.0011	2.4	0.08043	0.884	21.5 ± 0.1	
600	35	3.2e-14	2.6881	0.0e+0	0.1282	0.0010	3.8	0.09277	0.895	21.6 ± 0.1	
650	12	3.7e-14	2.7286	0.0e+0	0.0749	0.0009	6.5	0.10666	0.902	22.1 ± 0.1	
650	20	3.4e-14	2.6642	0.0e+0	0.0396	0.0007	12	0.11979	0.924	22.1 ± 0.1	
650	35	3.5e-14	2.7036	0.0e+0	0.0247	0.0007	20	0.13319	0.924	22.4 ± 0.1	
700	14	4.2e-14	2.7666	0.0e+0	0.0185	0.0008	27	0.14878	0.915	22.7 ± 0.1	
740	14	6.1e-14	2.7812	0.0e+0	0.0157	0.0008	31	0.17146	0.918	22.9 ± 0.0	
770	14	5.2e-14	2.7346	0.0e+0	0.0132	0.0005	37	0.19117	0.942	23.1 ± 0.0	
800	14	4.6e-14	2.7742	0.0e+0	0.0120	0.0007	41	0.20817	0.929	23.1 ± 0.0	
800	25	3.6e-14	2.7521	0.0e+0	0.0086	0.0006	57	0.22151	0.940	23.2 ± 0.1	
840	14	3.0e-14	2.9196	0.0e+0	0.0114	0.0011	43	0.23223	0.886	23.2 ± 0.1	
870	14	3.5e-14	2.9489	0.0e+0	0.0149	0.0012	33	0.24441	0.884	23.4 ± 0.1	
900	14	5.4e-14	3.4187	0.0e+0	0.0267	0.0028	18	0.26067	0.757	23.2 ± 0.1	
900	25	4.7e-14	2.9656	0.0e+0	0.0106	0.0012	46	0.27697	0.885	23.5 ± 0.0	
940	14	4.5e-14	3.1376	0.0e+0	0.0117	0.0018	42	0.29185	0.835	23.5 ± 0.1	
970	14	5.5e-14	3.0665	0.0e+0	0.0108	0.0014	45	0.31016	0.861	23.7 ± 0.1	
1000	14	6.8e-14	3.2082	0.0e+0	0.0121	0.0019	41	0.33201	0.827	23.8 ± 0.0	
1000	25	8.0e-14	3.2843	0.0e+0	0.0128	0.0021	38	0.35699	0.812	23.9 ± 0.0	
1030	14	7.0e-14	3.8824	0.0e+0	0.0233	0.0041	21	0.37566	0.688	23.9 ± 0.1	
1060	14	9.5e-14	3.8733	0.0e+0	0.0247	0.0039	20	0.40101	0.702	24.4 ± 0.1	
1080	14	1.2e-13	3.8689	0.0e+0	0.0280	0.0038	18	0.43349	0.712	24.7 ± 0.1	
1100	14	5.3e-14	4.0103	0.0e+0	0.0344	0.0043	14	0.44720	0.685	24.6 ± 0.1	
1100	25	6.4e-14	3.8968	0.0e+0	0.0311	0.0039	16	0.46410	0.707	24.7 ± 0.1	
1100	40	8.1e-14	3.7233	0.0e+0	0.0255	0.0033	19	0.48652	0.738	24.6 ± 0.1	
1100	70	1.1e-13	3.6266	0.0e+0	0.0247	0.0029	20	0.51846	0.764	24.8 ± 0.0	
1100	25	1.5e-13	3.5768	0.0e+0	0.0229	0.0027	21	0.56121	0.776	24.9 ± 0.0	
1100	14	1.7e-13	3.5301	0.0e+0	0.0216	0.0026	23	0.61009	0.786	24.9 ± 0.0	
1140	12	3.5e-14	3.4456	0.0e+0	0.0193	0.0022	25	0.62048	0.810	25.0 ± 0.1	
1170	12	1.2e-13	3.5813	0.0e+0	0.0233	0.0027	21	0.65383	0.777	24.9 ± 0.0	
1185	12	1.5e-13	3.6992	0.0e+0	0.0259	0.0031	19	0.69431	0.755	25.0 ± 0.0	
1200	12	1.9e-13	3.5554	0.0e+0	0.0221	0.0026	22	0.74866	0.788	25.1 ± 0.0	
1215	12	2.3e-13	3.3336	0.0e+0	0.0142	0.0018	34	0.81964	0.843	25.2 ± 0.0	
1230	12	2.4e-13	3.1679	0.0e+0	0.0083	0.0012	59	0.89872	0.888	25.2 ± 0.0	
1240	12	1.7e-13	3.0787	0.0e+0	0.0049	0.0009	101	0.95696	0.916	25.3 ± 0.0	
1255	12	1.0e-13	3.0477	0.0e+0	0.0038	0.0007	128	0.99080	0.934	25.5 ± 0.0	
1270	12	2.3e-14	3.1451	0.0e+0	0.0047	0.0009	104	0.99844	0.916	25.8 ± 0.1	
1300	12	3.8e-15	3.8820	0.0e+0	0.0332	0.0036	15	0.99944	0.723	25.1 ± 0.7	
1350	12	2.6e-15	4.6953	0.0e+0	0.0361	0.0058	14	1.00000	0.633	26.6 ± 1.0	

Edad de fusión total, TFA= 24.13 ± 0.02 Ma (incluyendo J)

Edad media del Plateau,, WMPA= 24.40 ± 0.02 Ma (incluyendo J)

t = tiempo de calentamiento en minutos

40(mol) = moles corregidas para blanco y producción-reactor 40. Las relaciones son corregidas para los blancos, decaimiento e interferencia.

Σ 39Ar es acumulativo.

Muestra: SA-04-11		Feldespato Potásico				J=0.0051029				
T	t	40(mol)	40/39	38/39	37/39	36/39	K/Ca	Σ 39Ar	40Ar*	Age (Ma)
500	20	3.6e-14	11.3196	0.0e+0	0.0057	0.0067	87	0.00424	0.825	84.0 ± 0.3
500	35	3.3e-14	7.6195	0.0e+0	0.0091	0.0049	54	0.01005	0.808	55.8 ± 0.2
550	12	1.4e-13	20.4196	0.0e+0	0.0081	0.0034	61	0.01941	0.950	170.3 ± 0.2
550	20	3.0e-14	4.4163	0.0e+0	0.0062	0.0024	80	0.02856	0.838	33.8 ± 0.2
550	35	3.1e-14	4.0642	0.0e+0	0.0050	0.0022	99	0.03894	0.837	31.0 ± 0.1
600	12	9.2e-14	7.8192	0.0e+0	0.0074	0.0018	66	0.05474	0.930	65.8 ± 0.1
600	20	4.3e-14	3.3620	0.0e+0	0.0067	0.0012	73	0.07195	0.898	27.6 ± 0.1
600	35	4.9e-14	3.1280	0.0e+0	0.0052	0.0010	95	0.09278	0.910	26.0 ± 0.1
650	12	7.3e-14	3.7177	0.0e+0	0.0074	0.0007	66	0.11906	0.941	31.9 ± 0.1
650	20	6.3e-14	2.9442	0.0e+0	0.0079	0.0006	62	0.14784	0.940	25.3 ± 0.0
650	30	6.2e-14	2.9165	0.0e+0	0.0069	0.0005	71	0.17629	0.946	25.2 ± 0.0
650	45	6.2e-14	2.8275	0.0e+0	0.0068	0.0005	72	0.20584	0.945	24.4 ± 0.0
700	12	6.0e-14	2.9078	0.0e+0	0.0081	0.0004	61	0.23368	0.957	25.4 ± 0.0
700	20	6.5e-14	2.7964	0.0e+0	0.0078	0.0004	62	0.26466	0.958	24.5 ± 0.0
700	35	7.8e-14	2.8062	0.0e+0	0.0071	0.0004	69	0.30190	0.960	24.6 ± 0.0
740	14	6.7e-14	2.9649	0.0e+0	0.0083	0.0004	59	0.33225	0.962	26.1 ± 0.0
780	14	1.1e-13	2.8364	0.0e+0	0.0093	0.0003	53	0.38556	0.967	25.1 ± 0.0
820	14	1.5e-13	2.8448	0.0e+0	0.0082	0.0003	60	0.45566	0.969	25.2 ± 0.0
820	25	1.2e-13	2.8199	0.0e+0	0.0063	0.0003	78	0.51079	0.972	25.0 ± 0.0
860	14	8.8e-14	2.8897	0.0e+0	0.0061	0.0003	81	0.55152	0.972	25.7 ± 0.0
900	14	9.6e-14	2.9332	0.0e+0	0.0067	0.0003	73	0.59530	0.971	26.0 ± 0.0
900	25	9.8e-14	3.0115	0.0e+0	0.0060	0.0003	81	0.63915	0.971	26.7 ± 0.0
940	14	7.2e-14	3.2223	0.0e+0	0.0064	0.0004	77	0.66918	0.966	28.4 ± 0.0
970	14	8.1e-14	3.4853	0.0e+0	0.0056	0.0004	88	0.70039	0.964	30.7 ± 0.0
1000	14	9.8e-14	4.0706	0.0e+0	0.0052	0.0006	94	0.73261	0.959	35.6 ± 0.0
1000	25	9.0e-14	4.6684	0.0e+0	0.0047	0.0007	104	0.75858	0.953	40.5 ± 0.1
650	14	1.3e-15	4.8608	1.0e-3	0.0077	0.0031	63	0.75894	0.813	36.0 ± 2.5
650	14	9.1e-16	5.3331	0.0e+0	-0.0155	0.0052	<0.001	0.75917	0.714	34.7 ± 4.0
700	14	9.1e-16	6.5424	4.6e-3	-0.0327	0.0085	<0.001	0.75936	0.616	36.7 ± 5.2
1020	14	7.7e-14	6.1907	0.0e+0	0.0050	0.0012	98	0.77596	0.941	52.8 ± 0.1
1040	14	1.1e-13	7.6313	0.0e+0	0.0076	0.0014	64	0.79605	0.946	65.3 ± 0.1
1060	14	1.4e-13	9.3233	0.0e+0	0.0112	0.0015	44	0.81580	0.954	80.1 ± 0.1
1080	14	1.6e-13	10.5330	0.0e+0	0.0140	0.0017	35	0.83561	0.952	90.0 ± 0.1
1100	14	6.1e-14	8.5730	0.0e+0	0.0131	0.0016	38	0.84513	0.944	73.0 ± 0.1
1100	25	8.1e-14	8.7309	0.0e+0	0.0112	0.0016	44	0.85760	0.944	74.3 ± 0.1
1100	40	9.4e-14	9.1247	0.0e+0	0.0107	0.0017	46	0.87148	0.945	77.7 ± 0.1
1130	10	5.3e-14	12.0984	0.0e+0	0.0166	0.0021	29	0.87737	0.948	102.6 ± 0.2
1150	10	1.1e-13	15.6464	0.0e+0	0.0167	0.0024	29	0.88676	0.954	132.5 ± 0.2
1170	10	2.9e-13	17.3835	0.0e+0	0.0104	0.0032	47	0.90890	0.946	145.4 ± 0.1
1170	10	2.6e-13	18.3449	0.0e+0	0.0004	0.0035	1321	0.92812	0.944	152.8 ± 0.1
1165	8	1.6e-13	18.4798	0.0e+0	0.0054	0.0037	91	0.93953	0.941	153.4 ± 0.2
1189	6	1.8e-13	19.5577	0.0e+0	0.0041	0.0034	119	0.95194	0.949	163.2 ± 0.2
1205	6	2.4e-13	20.2586	0.0e+0	0.0016	0.0034	303	0.96755	0.950	169.0 ± 0.2
1220	6	1.9e-13	20.7517	0.0e+0	0.0018	0.0034	269	0.97956	0.952	173.3 ± 0.3
1235	5	1.1e-13	21.3658	0.0e+0	0.0026	0.0035	185	0.98642	0.952	178.2 ± 0.4
1260	5	1.4e-13	22.2917	0.0e+0	0.0012	0.0035	411	0.99473	0.954	185.8 ± 0.3
1320	5	8.9e-14	22.7839	0.0e+0	-0.0033	0.0028	<0.001	1.00000	0.964	191.6 ± 0.4

Edad de fusión total, TFA= 52.16 ± 0.04 Ma (incluyendo J)

Edad media del Plateau, WMPA= 33.78 ± 0.03 Ma (incluyendo J),

t = tiempo de calentamiento en minutos

40(mol) = moles corregidas para blanco y producción-reactor 40. Las relaciones son corregidas para los blancos, decaimiento e interferencia.

Σ 39Ar es acumulado.

Muestra: SA-04-12 Feldespato Potásico J=0.0051310

T	t	40(mol)	40/39	38/39	37/39	36/39	K/Ca	Σ 39Ar	40Ar*	Age (Ma)
500	15	2.8e-13	231.4326	1.4e-3	0.0184	0.0150	27	0.00445	0.981	1393.3 ± 1.2
500	15	2.4e-14	33.8592	0.0e+0	0.0182	0.0067	27	0.00703	0.942	273.4 ± 0.8
500	20	1.7e-14	25.0490	9.9e-4	0.0205	0.0067	24	0.00948	0.921	201.9 ± 0.8
520	10	1.5e-14	24.4594	0.0e+0	0.0258	0.0047	19	0.01180	0.943	201.8 ± 0.8
520	20	1.4e-14	15.1727	0.0e+0	0.0263	0.0042	19	0.01508	0.918	124.6 ± 0.5
520	35	1.2e-14	11.0294	0.0e+0	0.0341	0.0044	14	0.01912	0.881	87.8 ± 0.4
550	15	3.4e-14	27.0728	0.0e+0	0.0510	0.0035	9.6	0.02372	0.961	226.1 ± 0.5
550	25	1.1e-14	7.7803	0.0e+0	0.0632	0.0028	7.8	0.02911	0.894	63.3 ± 0.3
550	40	1.1e-14	6.3304	0.0e+0	0.0845	0.0030	5.8	0.03533	0.858	49.6 ± 0.2
590	15	1.0e-13	42.7139	0.0e+0	0.0795	0.0028	6.2	0.04426	0.980	351.1 ± 0.5
590	25	1.5e-14	5.6916	0.0e+0	0.0561	0.0018	8.7	0.05421	0.906	47.1 ± 0.2
590	40	1.6e-14	4.9447	0.0e+0	0.0394	0.0016	12	0.06579	0.903	40.9 ± 0.1
640	15	1.7e-13	29.1286	0.0e+0	0.0288	0.0021	17	0.08681	0.978	246.2 ± 0.3
640	25	2.7e-14	4.7029	0.0e+0	0.0188	0.0008	26	0.10817	0.949	40.8 ± 0.1
640	40	2.5e-14	3.9504	0.0e+0	0.0166	0.0008	30	0.13094	0.938	34.0 ± 0.1
680	15	6.3e-14	9.6826	0.0e+0	0.0170	0.0009	29	0.15465	0.973	85.2 ± 0.1
680	25	2.6e-14	3.6086	0.0e+0	0.0143	0.0006	34	0.18093	0.954	31.6 ± 0.1
680	40	2.8e-14	3.5793	0.0e+0	0.0127	0.0006	39	0.20983	0.953	31.3 ± 0.1
720	15	4.5e-14	6.1047	0.0e+0	0.0141	0.0006	35	0.23704	0.973	54.1 ± 0.1
720	25	2.8e-14	3.3941	0.0e+0	0.0118	0.0004	41	0.26754	0.962	30.0 ± 0.1
720	40	3.0e-14	3.4118	0.0e+0	0.0104	0.0004	47	0.30021	0.962	30.1 ± 0.1
760	15	2.8e-14	3.7308	0.0e+0	0.0112	0.0005	44	0.32773	0.962	32.9 ± 0.1
760	25	2.9e-14	3.3972	0.0e+0	0.0098	0.0004	50	0.35856	0.966	30.1 ± 0.1
760	40	3.1e-14	3.4445	0.0e+0	0.0091	0.0004	54	0.39133	0.965	30.5 ± 0.1
800	15	2.6e-14	3.7825	0.0e+0	0.0098	0.0005	50	0.41681	0.962	33.4 ± 0.1
800	25	2.7e-14	3.5636	0.0e+0	0.0095	0.0004	52	0.44500	0.967	31.6 ± 0.1
800	40	2.9e-14	3.6761	0.0e+0	0.0090	0.0005	55	0.47423	0.964	32.5 ± 0.1
850	14	2.9e-14	4.3881	0.0e+0	0.0110	0.0007	44	0.49804	0.954	38.3 ± 0.1
850	22	2.7e-14	4.0898	0.0e+0	0.0091	0.0005	54	0.52258	0.962	36.1 ± 0.1
900	14	4.3e-14	5.1829	0.0e+0	0.0118	0.0011	42	0.55308	0.935	44.3 ± 0.1
900	22	3.9e-14	5.2046	0.0e+0	0.0078	0.0006	63	0.58068	0.967	46.0 ± 0.1
940	12	4.3e-14	6.8318	0.0e+0	0.0093	0.0011	53	0.60377	0.952	59.2 ± 0.1
940	20	4.8e-14	7.2401	0.0e+0	0.0077	0.0009	63	0.62817	0.963	63.4 ± 0.1
980	12	6.5e-14	9.8115	0.0e+0	0.0114	0.0015	43	0.65259	0.954	84.7 ± 0.1
980	20	7.4e-14	10.2494	0.0e+0	0.0098	0.0013	50	0.67917	0.962	89.1 ± 0.1
1020	12	1.1e-13	14.2228	0.0e+0	0.0197	0.0021	25	0.70652	0.956	121.7 ± 0.2
1020	20	1.1e-13	14.0184	0.0e+0	0.0163	0.0015	30	0.73517	0.968	121.5 ± 0.2
1050	12	1.3e-13	18.6050	0.0e+0	0.0265	0.0021	19	0.75979	0.966	159.1 ± 0.2
1050	20	1.3e-13	17.2040	0.0e+0	0.0236	0.0017	21	0.78696	0.971	148.4 ± 0.2
1080	12	1.8e-13	24.4513	0.0e+0	0.0308	0.0021	16	0.81349	0.975	208.2 ± 0.3
1080	20	1.7e-13	22.2710	0.0e+0	0.0290	0.0017	17	0.84129	0.978	191.0 ± 0.2
1100	12	2.6e-13	31.5533	0.0e+0	0.0295	0.0022	17	0.87153	0.979	265.5 ± 0.3
1110	8	1.9e-13	30.0674	0.0e+0	0.0267	0.0020	18	0.89431	0.980	254.0 ± 0.3
1120	8	2.5e-13	32.0365	0.0e+0	0.0229	0.0021	21	0.92272	0.981	269.7 ± 0.3
1125	8	2.6e-13	34.3666	9.6e-4	0.0201	0.0024	24	0.95059	0.980	287.5 ± 0.3
1125	8	2.5e-13	34.9859	0.0e+0	0.0156	0.0017	31	0.97630	0.986	294.0 ± 0.3
1125	8	2.3e-13	35.6674	0.0e+0	0.0129	0.0015	38	1.00000	0.987	299.6 ± 0.4

Edad de fusión total, TFA= 120.52 ± 0.12 Ma (incluyendo J), Edad media del Plateau, WMPA= 55.96 ± 0.06 Ma (incluyendo J). Edad de la isocrona inversa = -64.79 ± 10.39 Ma. (MSWD =234.12; 40Ar/36Ar=16997.9 ± 1303.9) Pasos utilizados: 500, 500, 500, 520, 520, 520, 550, 550, 550, 590, 590, 590, 640, 640, 640, 680, 680, 680, 720, 720, 720, 760, 760, 760, 800, 800, 800, 850, 850, 900, 900, 940, 940, 980, 980, 1020, 1020, 1050, 1050, 1080, 1080, 1100, 1110, 1120, 1125, 1125, It = tiempo de calentamiento en minutos. 40(mol) = moles corregidas para blanco y producción-reactor 40. Las relaciones son corregidas para los blancos, decaimiento e interferencia. Σ39Ar es acumulado.

Muestra: SA-03-14

Roca total

J=0.0047073

<u>T</u>	<u>t</u>	<u>40(mol)</u>	<u>40/39</u>	<u>38/39</u>	<u>37/39</u>	<u>36/39</u>	<u>K/Ca</u>	<u>Σ 39Ar</u>	<u>40Ar*</u>	<u>Age (Ma)</u>
500	12	9.7e-14	5.7807	3.9e-4	0.2794	0.0117	1.8	0.07550	0.402	19.6 ± 0.1
560	12	1.1e-13	3.9451	0.0e+0	0.3347	0.0048	1.5	0.20308	0.640	21.3 ± 0.1
620	12	1.2e-13	3.5106	0.0e+0	0.5115	0.0030	0.96	0.36024	0.746	22.1 ± 0.0
670	12	1.0e-13	3.4605	0.0e+0	0.9377	0.0027	0.52	0.49416	0.773	22.6 ± 0.0
720	12	8.4e-14	3.3352	0.0e+0	1.4402	0.0023	0.34	0.60739	0.795	22.4 ± 0.0
760	12	5.7e-14	3.2516	0.0e+0	1.8207	0.0022	0.27	0.68670	0.803	22.1 ± 0.1
800	12	3.9e-14	3.2346	0.0e+0	2.2168	0.0021	0.22	0.74045	0.804	21.9 ± 0.1
850	12	3.6e-14	3.2539	0.0e+0	2.6172	0.0024	0.19	0.79034	0.786	21.6 ± 0.1
900	12	2.8e-14	3.3339	0.0e+0	2.8332	0.0028	0.17	0.82797	0.755	21.2 ± 0.1
960	12	2.9e-14	3.4165	8.7e-4	2.8362	0.0032	0.17	0.86571	0.723	20.8 ± 0.1
1020	12	4.7e-14	3.8385	1.2e-3	2.1238	0.0045	0.23	0.92038	0.651	21.1 ± 0.1
1100	12	7.8e-14	4.4106	1.7e-3	3.1059	0.0066	0.16	1.00000	0.558	20.8 ± 0.1

Edad de fusión total, TFA= 21.63 ± 0.03 Ma (incluyendo J)

Edad media del Plateau, WMPA= 20.91 ± 0.05 Ma (incluyendo J)

Edad de la isocrona inversa =21.07 ± 0.46 Ma. (MSWD =5.45; 40Ar/36Ar=291.7 ± 10.7)

Pasos utilizados: 960, 1020, 1100, (10–12/12 or 17% Σ 39Ar)

t = tiempo de calentamiento en minutos

40(mol) = moles corregidas para blanco y producción-reactor 40.

Las relaciones son corregidas para los blancos, decaimiento e interferencia.

Σ39Ar es acumulado.