



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

**Estudio termotectónico de las rocas intrusivas de la región
de Cataviña-San Luis Gonzaga (Baja California) y del
batolito costero de Sonora: análisis de la extensión
Cenozoica en ambas márgenes del Golfo de California**

T E S I S

QUE COMO REQUISITO PARCIAL PARA OBTENER EL GRADO DE:
DOCTOR EN CIENCIAS DE LA TIERRA

P R E S E N T A:

ERNESTO RAMOS VELÁZQUEZ

JURADO EXAMINADOR

Director de tesis: Dr. Thierry Calmus
Presidente: Dr. Jaime Roldán Quintana
Vocal: Alexander Iriondo Perrée
Vocal: Dr. Luis Alberto Delgado Argote
Suplente: Dr. Efrén Pérez Segura
Suplente: Dr. Barry Kohn

COMITÉ TUTORAL

Dr. Thierry Calmus
Dr. Jaime Roldán Quintana
Dr. Martín Valencia Moreno





Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Agradecimientos

En primer lugar quiero agradecer a toda mi familia, especialmente a mi querida esposa Isabel Cristina y a mi hijo Ernestito quienes han sido mi fuente de inspiración y apoyo para culminar mis metas.

Un especial agradecimiento al Dr. Thierry Calmus, quien ha sido mas que un director de tesis, un amigo, así como a los integrantes del comité de revisión de este documento: Dr. Alex Iriondo, Dr. Martín Valencia, Dr. Jaime Roldán, Dr. Luis Delgado, Dr. Efrén Pérez y al Dr. Barry Kohn, quienes tuvieron la paciencia y dedicación de leer y hacer observaciones siempre atinadas y oportunas.

Agradezco a la UNAM, la oportunidad de formarme en el Instituto de Geología y en su Estación Regional del Noroeste (ERNO), la cual siempre me recibió cálidamente en Hermosillo. También quiero agradecer el apoyo institucional que recibí por parte del CONACyT, a través de una beca de posgrado, así como al Proyecto Papiit IN104108: "La evolución termo-estructural Cenozoica del batolito de Hermosillo, Sonora: Basin and Range vs Golfo de California?, bajo la responsabilidad del Dr. Thierry Calmus. Así como al Proyecto CONACyT, G-49528: "Magmatismo, deformación y metalogenia Laramide: Análisis de la subducción y el papel de la litosfera en el norte de México" bajo la responsabilidad del Dr. Martín Valencia Moreno. Además del apoyo incondicional de la Universidad Autónoma de Baja California Sur, la cual me ha dado cobijo siempre.

Además quiero agradecer a la gente que colaboró de una u otra manera para ayudar a que este proyecto se culminara: Víctor Valencia quien me apoyó en mi estancia en el laboratorio de Geoquímica de la Universidad de Arizona en Tucson, para el fechamiento con U-Pb en circones, mis amigos-compañeros de campo y aventuras; René Delgado, Raúl Lugo, Carlos Pallares y Amabel Ortega, con quienes siempre sostuve pláticas enriquecedoras. Mis primos Manuel y Luciela y a mi amigo Oscar Romero quienes me apoyaron con un espacio de sus hogares en mis visitas a Hermosillo. Compañeros de la ERNO, especialmente a Pablo Peñaflor, Rosario Ramírez, Mónica Tellechea, Gloria Saintz, quienes hacen posible nuestro trabajo. Mi amigo Juan José Díaz por su apoyo con asuntos de computadoras y edición. Integrantes de la nación Seri, quienes han preservado su cultura y modo de vida, a pesar del mundo moderno. Mi querida Trooper blanca, que me acompañó siempre en el campo con seguridad y confianza, sin dejarme tirado nunca.



Una visión del mundo... desde la perspectiva Guaycura

RESUMEN

Con el objetivo de entender mejor la historia termo-tectónica Cenozoica de algunos plutones del arco magmático Cretácico de la Península de Baja California y de la región costera de Sonora se seleccionaron áreas de estudio y de muestreo en ambas regiones. Para tal selección en ambos márgenes del Golfo de California se tomó en cuenta el desplazamiento lateral de aproximadamente 300 km de la península hacia el noroeste desde el Mioceno Tardío de tal suerte que los plutones estudiados se encuentren en la misma paleo-latitud y alineados a lo largo de una sección aproximadamente perpendicular a la zona de subducción. Localidades específicas fueron muestreadas entre Cataviña y Bahía de San Luis Gonzaga, en el batolito de las Sierras Peninsulares y en el área entre Bahía Kino y Punta Tepopa, en el batolito costero de Sonora.

Los granitoides Cretácicos se emplazaron en un basamento metasedimentario y metavolcánico de edad Mesozoica el cual, a su vez, en conjunto con los plutones, están cubiertos discordantemente por rocas piroclásticas y flujos volcánicos Cenozoicos.

Catorce muestras fueron fechadas usando geocronología U-Pb en circones. Se observa que los intrusivos de las dos zonas fueron emplazados durante el Cretácico Tardío, entre 113.1 ± 2.4 y 92.6 ± 1.1 Ma, en la región de Cataviña–San Luis Gonzaga, y entre 90.1 ± 1.1 y 69.4 ± 1.2 Ma, en el batolito costero de Sonora. Se interpreta que hubo una migración lenta del magmatismo hacia el este desde la parte occidental de Baja California, entre 140 y 105 Ma, y más rápida en la porción oriental de Baja California y Sonora, entre ~105 y 60 Ma. Esta interpretación concuerda con modelos previamente postulados que toman en cuenta un cambio en la geometría y la cinemática de la placa en subducción durante el Cretácico y Paleógeno.

Además, tres muestras del Batolito Costero de Sonora fueron fechadas por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en separados de biotita y feldespato potásico para evaluar la historia de enfriamiento de los cuerpos graníticos. Las edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita varían de ~74 a ~67 Ma y en feldespato potásico de ~68 a ~42 Ma. Estas edades se interpretan como el resultado del enfriamiento progresivo del batolito, asociado con una importante exhumación de la región costera de Sonora. Para conocer la historia térmica de los batolitos a bajas temperaturas, se fecharon 14 muestras por trazas de fisión en apatitos, las cuales muestran datos contrastantes. En la zona de Cataviña–San Luis Gonzaga las edades de trazas de fisión aparentes se encuentran entre el Cretácico superior y el Paleoceno (71 ± 4 a 52 ± 3 Ma). Además, las longitudes de trazas de fisión medidas en los apatitos de este batolito son relativamente largas (13.6 a 14.2 μm), con una

distribución unimodal, lo cual sugiere una exhumación rápida de la cubierta de los intrusivos en esta área, desde temperaturas $> \sim 120^{\circ}\text{C}$, durante el Cretácico Tardío-Paleoceno. Las edades de trazas de fisión obtenidas en el batolito costero de Sonora son heterogéneas y corresponden a un intervalo más amplio, entre el Eoceno y el Plioceno (42 ± 4 y 5 ± 1 Ma). En este batolito algunas de las muestras presentan longitudes de trazas de fisión dispersas (10.5 a 14.4 μm) con un comportamiento bimodal. Estas edades, y la distribución de las longitudes de trazas, sugieren un comportamiento tectónico diferencial para ambas regiones. En la península de Baja California no se registró ningún evento tectono-térmico de importancia después del Paleoceno, lo cual demuestra que, a esta latitud, Baja California se comporta como un bloque estable durante la extensión *Basin and Range* y la subsecuente apertura del Golfo de California. Mientras que el batolito costero de Sonora, localizado en la provincia *Basin and Range* y a lo largo de la Provincia Extensional del Golfo, muestra una evolución diferente, con una exhumación más tardía, relacionada con la actividad de fallas normales características de esta provincia. Con base en datos geocronológicos, petrográficos y geoquímicos disponibles en la literatura, así como los nuevos datos obtenidos en este trabajo, se propone que el extremo oriental del Batolito de las Sierras Peninsulares y el batolito costero de Sonora pertenecen a un mismo arco magmático, cuya parte oriental fue basculada y extendida durante la fase extensional del *Basin and Range*, y su parte occidental fue posteriormente separada durante la ruptura continental del Golfo de California a partir del Mioceno Tardío.

Palabras clave: batolito de las Sierras Peninsulares, batolito costero de Sonora, geocronología, U-Pb, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, trazas de fisión, arco magmático Cretácico-Cenozoico, Laramide, *Basin and Range*, ruptura continental.

Thermotectonic study of intrusive rocks of the region Cataviña-San Luis Gonzaga (Baja California) and the Coastal Sonora Batholith: An analysis of cenozoic extension on both sides of the Gulf of California

ABSTRACT

In order to better constrain the Cenozoic thermotectonic history of the Cretaceous magmatic arc of the Peninsula of Baja California and Sonora coastal region specific plutons on each side of the Gulf of California were selected for study. In selecting areas, the lateral displacement of approximately 300 km of the peninsula to the northwest from the Late Miocene was taken into account and as such the plutons studied occupied approximately the same paleo-latitude and aligned along a section perpendicular to the arc subduction zone prior to displacement. Specific localities selected were between the Cataviña and Bahia de San Luis Gonzaga in the Peninsular Ranges Batholith and in the area between Bahia Kino and Punta Tepopa in the coastal batholith of Sonora.

The Cretaceous granitoids were emplaced in metasedimentary and metavolcanic basement of Mesozoic age all of which are unconformably overlain by Cenozoic pyroclastic rocks and lava flows.

Fourteen samples were dated using zircon U-Pb geochronology. In the region of Cataviña-San Luis Gonzaga, intrusives were emplaced between 113.1 ± 2.4 and 92.6 ± 1.1 Ma, and in the coastal batholith of Sonora to the east, between 90.1 ± 1.1 and 69.4 ± 1.2 Ma. The age pattern is interpreted as indicating a slow migration of magmatism to the east from the western Baja California, between ~140 and 105 Ma, and faster in the eastern portion of Baja California and Sonora, between ~105 and 60 Ma. This interpretation is consistent with previously postulated models that take into account a change in geometry and kinematics of the subducting plate during the Cretaceous and Paleogene.

In addition, three samples of coastal batholith of Sonora were dated using biotite and K-feldspar $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ to evaluate the cooling history of granitic bodies. Biotite $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages range from ~74 to ~67 Ma and K-feldspar from ~68 to ~42 Ma. These ages are interpreted as the result of progressive cooling of the batholith, associated with exhumation of the Sonora coastal region. For evaluating the lower temperature thermal history of the batholith, 14 samples were dated using the apatite fission track (AFT) method. In the Cataviña-San Luis Gonzaga area apparent AFT ages range between Upper Cretaceous to Paleocene (71 ± 4 to 52 ± 3 Ma) and exhibit relatively long mean fission track lengths (13.6 to 14.2 μm), with a unimodal distribution. These data suggest relatively fast exhumation of intrusions in this area from $> \sim 120^\circ\text{C}$ during the Late

Cretaceous-Paleocene. AFT data from the coastal batholith of Sonora exhibit a broader range of ages between Eocene and Pliocene (42 ± 4 and 5 ± 1 Ma) and mean fission track lengths (10.5 to 14.4 μm), which often showing a bimodal distribution pattern. These data suggest a different tectonic history between the two study areas. The Baja California peninsula did not register any important post-Paleocene thermotectonic events suggesting that, at this latitude, Baja California behaved as a relatively stable block during Basin and Range extension and subsequent opening of the Gulf of California. While the coastal batholith of Sonora, located in the Basin and Range province and along the Gulf Extensional Province, shows a different trend, with later exhumation, related to normal fault activity characterizing this area. Based on previously reported geochronological, petrographic and geochemical data and new data obtained in this work, it is proposed that the eastern side of the Peninsular Ranges Batholith and the Coastal Sonora batholith belong to a single magmatic arc. The eastern part of the arc was tilted and extended during Basin and Range extension, and the western part was separated in Late Miocene time during breakup of the Gulf of California.

Keywords: Peninsular Ranges Batholith, Coastal batholith of Sonora , geochronology, U-Pb, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, fission track, Cretaceous-Tertiary magmatic arc, Laramide, Basin and Range, continental breakup.

Contenido

RESUMEN.....	i
1. Introducción.....	1
1.1. Objetivos y localización del área de estudio.....	3
1.2. Estudios previos.....	6
2. Marco geológico y tectónico.....	11
2.1. Evolución de la placa oceánica Farallón en el NW de México durante el Cretácico-Cenozoico.....	11
2.2. Magmatismo Cretácico y formación del arco Laramide.....	14
2.2.1. Orogenia Laramide.....	14
2.2.2. Evolución del arco magmático.....	16
2.2.3. Batolito de las Sierras Peninsulares y arco Laramide.....	18
2.2.4. Modelos tectónicos del Batolito de las Sierras Peninsulares.....	22
2.3. Evolución estructural del Batolito de las Sierras Peninsulares durante el Cenozoico.....	27
2.4. Extensión <i>Basin and Range</i>	29
2.5. Ruptura continental y formación del Golfo de California.....	31
3. Geología de las áreas de estudio.....	34
3.1. Área de Cataviña–Bahía de San Luis Gonzaga.....	34
3.1.1. Basamento metamórfico.....	36
3.1.1.1. <i>Rocas metamórficas del Paleozoico–Mesozoico Temprano</i>	36
3.1.1.2. <i>Formación Alisitos</i>	36
3.1.2. Intrusivos del Cretácico Inferior.....	38
3.1.2.1. <i>Granodiorita-tonalita</i>	39
3.1.2.2. <i>Granito de dos micas</i>	40
3.1.3. Rocas sedimentarias marinas del Cretácico Tardío–Cenozoico Temprano.....	42
3.1.4. Rocas sedimentarias del Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano.....	43
3.1.5. Rocas volcánicas y volcano-sedimentarias del Mioceno medio.....	45
3.1.6. Unidades volcánicas del Mioceno Tardío-Cuaternario.....	46
3.1.7. Geología estructural.....	48
3.1.7.1. <i>Dominio occidental</i>	49
3.1.7.2. <i>Dominio oriental</i>	51
3.2. Área del batolito costero de Sonora.....	52
3.2.1. Basamento metasedimentario.....	52
3.2.2. Granitoides del Cretácico Superior: batolito costero de Sonora (BCS).....	55
3.2.2.1. <i>Diorita Puerto Rico</i>	55
3.2.2.2. <i>Granodiorita Kino</i>	56
3.2.2.3. <i>Tonalita Tepopa</i>	57
3.2.2.4. <i>Granito Rancho Nuevo</i>	58
3.2.2.5. <i>Diques graníticos</i>	60
3.2.3. Rocas hipabisales Cretácicas.....	61
3.2.3.1. <i>Andesita Tordillo</i>	61
3.2.4. Secuencia volcánica cenozoica.....	62
3.2.5. Depósitos sedimentarios del Plioceno–Cuaternario.....	63

3.2.6. Geología estructural	64
3.2.6.1. Sistema NNW-SSE	66
3.2.6.2. Sistema NE-SW	70
4. Edades de cristalización y enfriamiento	71
4.1. Muestreo y técnicas analíticas	71
4.1.1. Introducción	71
4.1.2. Metodología	72
4.1.2.1. U-Pb en circones	73
4.1.2.2. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita y feldespato potásico	74
4.1.2.3. Trazas de fisión en apatitos	75
4.2. Edades U-Pb	76
4.2.1. Región Cataviña–Bahía de San Luis Gonzaga	76
4.2.2. Región costera de Sonora	81
4.2.2.1. Zona sur	83
4.2.2.2. Zona norte	85
4.3. Edades Ar-Ar y K-Ar	87
4.3.1. Edades Ar-Ar	87
4.3.2. Edades K-Ar	90
4.4. Edades de trazas de fisión en apatitos	93
4.4.1. Definiciones	93
4.4.2. Península de Baja California	97
4.4.3. Batolito costero de Sonora	102
5. Discusión	111
5.1. Cristalización y enfriamiento de las rocas intrusivas de Cataviña– San Luis Gonzaga	111
5.2. Cristalización y enfriamiento del batolito costero de Sonora	119
6. Conclusiones	120
7. Bibliografía	122
8. Anexos	137

Figura 1. Localización de las áreas de estudio de este trabajo. Se muestran las principales zonas donde afloran rocas graníticas cretácicas, así como localidades con afloramientos aislados en Baja California Sur (SR, CON, L, SE). Localidades mencionadas en el texto: B.C.: Baja California, E: Ensenada, G: Guaymas, H: Hermosillo, IT: Isla Tiburón, KN: Kino Nuevo, L: Loreto, LP: La Paz, PL: Puerto Libertad, SR: Santa Rosalía, CON: Bahía Concepción, SE: San Evaristo, SN: San Nicolás, EPRB: Est Peninsular Ranges batholith, WPRB: West Peninsular Ranges batholith.....	5
Figura 2. Distribución de relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en el noroeste de México. Abreviaturas: Hipotética MSM.- Megacizalladura Mojave-Sonora, IT.- Isla Tiburón, Cb.- Caborca, Cn.- Cananea, Bt.- Batopilas, SA.- Mina San Antonio, H.- Hermosillo. Tomada de Valencia Moreno <i>et al.</i> , 2001.....	7
Figura 3. Diagrama mostrando la cronología del rompimiento de la placa Farallón, con base en las historias de las microplacas de Atwater (1989) y Lonsdale (1991). Tomado de Stock y Lee (1994).....	11
Figura 4. Evolución tectónica de la margen occidental de Norteamérica y de la placa Farallón durante el Cenozoico. Tomada de Lonsdale, 1991.....	13
Figura 5. Sección esquemática idealizada de la placa superior norteamericana durante la orogenia Larámide, en el oeste de los Estados Unidos (Tweto, 1975).	15
Figura 6. Gráfica de tiempo contra distancia a la trinchera mostrando el magmatismo de arco en el oeste de los Estados Unidos desde los últimos 100 Ma; trazada perpendicular al eje del arco. La flecha enfatiza el salto en el magmatismo (~70 Ma) hacia el este, antes de iniciar su retorno hacia el oeste (~40 Ma). Atwater, 1989.....	18
Figura 7. Comparación de datos geocronológicos para una sección perpendicular a la trinchera del Batolito de las Sierras Peninsulares. Se muestran edades de enfriamiento (sombreados) y cristalización (U-Pb), que evidencian un arco estático al oeste y una migración leve del arco oriental hacia el este (Ortega-Rivera, 2003). El sombreado gris oscuro y claro corresponde al dominio de muestras de K-Ar en hornblenda, y en biotita, respectivamente. Las líneas delgadas horizontales limitan las edades U-Pb en circones.	19
Figura 8. Diagrama mostrando la migración de los arcos magmáticos en el norte de México, durante el Mesozoico-Cenozoico. Las flechas indican la dirección de la migración del magmatismo hacia el este durante el Cretácico, primero hacia el oriente y después hacia el poniente. El área sombreada corresponde a edades K-Ar. Adaptado de Damon <i>et al.</i> (1981).....	20
Figura 9. Rasgos geotectónicos de la margen occidental de Norteamérica, del sistema Cordillerano arco-trinchera, desde el Cretácico temprano (~120 Ma) al Cenozoico medio. El cinturón batolítico principal es delineado por el arco magmático y, el magmatismo subsidiario, asociado al arco, se extiende a diferentes distancias tierra adentro. Segmentos de cuenca de antearco claves: GV.- Great Valley, Ho.- Hornbrook, Oc.- Ochoco. TR.- Transverse Ranges, V-M.- Vizcaíno-Magdalena, CM.- Cabo Mendocino, SFB.- Bahía de San Francisco, PC.- Punta Concepción, CSL.- Cabo San Lucas (tomada de Dickinson, 2004).	22

Figura 10. Diagramas esquemáticos ilustrando la evolución de los arcos magmáticos con vergencias opuestas, asociados a la placa Mezcalera, en el Jurásico temprano (A). Arqueamiento de la placa Mezcalera y extinción de los arcos en el Jurásico medio (4B), y colisión y acreción al macizo continental mexicano, con el desarrollo de una nueva zona de subducción al oeste, durante el Cretácico temprano (C) (Dickinson y Lawton, 2001).	24
Figura 11. Modelo de evolución de la margen occidental de Norteamérica y generación de los cinturones del Batolito de las Sierras Peninsulares. El cinturón occidental durante las fases 1 y 2, y el oriental durante la fase 3. Busby <i>et al.</i> (1998).	26
Figura 12. Modelo tectónico para la evolución Mesozoica del Batolito de las Sierras Peninsulares, (según Wetmore, 2003).	26
Figura 13. Columna estratigráfica de la región de San Diego (USA). Se muestran las unidades que representan las principales etapas de erosión del Batolito de las Sierras Peninsulares durante el Cretácico tardío. El primer pulso está representado por la formación Lusardi (Formación Redonda en Tijuana–Ensenada), y el segundo pulso por un cambio de las facies marinas en la base de la Formación Point Loma (Formación Rosario para Baja California). (Tomado de George y Dokka (1994).	28
Figura 14. Provincias tectónicas del noroeste de México y suroeste de Estados Unidos.	30
Figura 15. Secciones conceptuales a través de las placas litosféricas Pacífico, Farallón y Norte América. A) Cenozoico temprano: Dorsal, trinchera y placa en subducción. B) La placa Farallón disminuía conforme la dorsal se acercaba a la trinchera. C) Cenozoico tardío: La dorsal arribó a la trinchera y la placa Farallón terminó su existencia. Las placas Pacífico y Norte América entraron en contacto. D) Situación actual, con desplazamiento lateral derecho. Tomada de Atwater (1970).	32
Figura 16. Mapa geológico del área de estudio en la región de Cataviña-Bahía de San Luis Gonzaga. Modificado de Gastil <i>et al.</i> , 1975.	35
Figura 17. Aspecto general de la Formación Alisitos conformada por rocas metamórficas con foliación (S_1) buzando hacia el oeste.	38
Figura 18. A) Vista a detalle de un afloramiento de la granodiorita-tonalita mostrando la textura típica, con una ligera tendencia a foliación magmática, en sentido vertical, B) vista al microscopio de la misma unidad, con su mineralogía característica: Q: cuarzo, Pg: plagioclasa, Bi: biotita, fK: feldespato potásico, Hb: hornblenda y Ef: esfena. Tomada con nicoles cruzados y objetivo 4x.	39
Figura 19. Afloramiento de granodiorita-tonalita (Kgd-ton) en las inmediaciones de Cataviña, cubierto por rocas volcánicas cenozoicas (Tvc). Tomada viendo hacia el oeste.	40
Figura 20. A) Vista en muestra de mano del granito de dos micas, B) vista al microscopio, con su mineralogía y textura característica. Q: cuarzo, Pg: plagioclasa, Bi: biotita, fK: feldespato potásico, Mu: muscovita. Tomada con nicoles cruzados y con el objetivo de 4x.	41

Figura 21. Vista panorámica de los afloramientos del granito de dos micas (Kgr), con una cubierta de rocas volcánicas Cenozoicas (Tvc), y en contacto (primer plano) con la granodiorita-tonalita. Fotografía tomada viendo hacia el este.....	41
Figura 22. Columna estratigráfica de las rocas sedimentarias del Cretácico–Cenozoico, aflorando hacia el oeste del área de estudio. Tomada de Busby (2004).	43
Figura 23. Panorámica que muestra las relaciones estratigráficas de las unidades de la Formación Mesa (caliza, arenisca), sobreyaciendo a las rocas cristalinas cretácicas de manera discordante (Kgd-ton).	44
Figura 24. Unidades de la Formación Mesa, A) arenisca rica en cuarzo con estratificación paralela planar, localidad de Cataviña; B) caliza con estratificación horizontal bien definida.	44
Figura 25. A) Vista general de las mesetas de rocas volcánicas cenozoicas (Tvc) en el área de Cataviña, sobreyaciendo de manera discordante a las rocas intrusivas Cretácicas (Kgd-ton). B) Detalle de un afloramiento de las rocas volcánicas, localizado al norte de Cataviña, en este caso una toba riolítica.....	46
Figura 26. Vista general hacia el sur de los afloramientos de rocas volcánicas del Mioceno, en forma de mesetas en el segundo plano (mesa San Carlos). En primer plano aparecen capas de rocas sedimentarias de la Formación Sepultura (Sed).	47
Figura 27. Vista del Escarpe Principal del Golfo en la localidad de Punta Bufeo, donde se aprecia la diferencia de alturas entre las dos zonas. La litología consiste de rocas graníticas Cretácicas (Kgr) sobreyacidas por rocas volcánicas Cenozoicas (Tv), con la planicie de sedimentos aluviales en primer plano (Qal). Tomada viendo hacia el oeste.	48
Figura 28. A) Diagrama estereográfico de foliación magmática en la unidad tonalita-granodiorita en los alrededores de Cataviña. B) Diagrama estereográfico de foliación en el extremo oeste del área; la foliación es paralela a la presente en las rocas metasedimentarias (Ms) y que ha sido reactivada por fallas (F) de manera paralela también.	50
Figura 29. Imagen de satélite que muestra la zona con bandas de diorita paralelas a la foliación, al oeste de la localidad de Cataviña, con orientación NW-SE. Kgd-ton: granodiorita-tonalita, TmV: rocas volcánicas del Cenozoico medio, Qal: sedimentos aluviales. La barra de escala corresponde a 5.38 km	50
Figura 30. Diagrama estereográfico mostrando la relación geométrica entre las fallas normales de alto ángulo y las rocas sedimentarias basculadas (S_0) en el dominio estructural oriental.....	51
Figura 31. Mapa geológico del batolito costero de Sonora. Elaborado con información de Gastil y Krumennacher (1977), Oskin (2000) y trabajo de campo de este estudio.....	53
Figura 32. Afloramiento tipo <i>roof pendant</i> de la unidad de rocas metamórficas (J?m), en la localidad Cerro Tordillo dentro de las rocas graníticas Cretácicas (Kgr).....	54

Figura 33. A) Afloramiento de rocas metamórficas del basamento compuesto por intercalaciones de metaareniscas con variaciones en mineralogía, y capas de granate. B) Fotografía al microscopio donde se observan las variaciones mineralógicas y texturales de las rocas metamórficas, dominadas por granate en la parte superior y por moscovita en la parte inferior. Tomada con nicoles cruzados y el objetivo 4x.....	54
Figura 34. A) Contacto intrusivo entre la diorita Puerto Rico (Kdi) y la granodiorita Kino (Kgd), en el centro del área de estudio. B) Fotografía al microscopio de la diorita Puerto Rico, en la cual se observa la foliación magmática, definida por el alineamiento preferencial de las plagioclasas (Pg), hornblenda (Hb) y biotita (Bi), con cristales de coarzo (Q). Tomada con nicoles cruzados y el objetivo 10x.	56
Figura 35. Aspecto general de un afloramiento de granodiorita Kino, al norte de Kino Nuevo.....	57
Figura 36. A) Detalle de un afloramiento de la granodiorita Kino, con textura de grano grueso y fenocristales de hornblenda (Hb). B) Fotografía bajo el microscopio de la textura y mineralogía características, donde se pueden distinguir: plagioclasa (Pg), feldespato potásico (fK), hornblenda (Hb), biotita (Bi) y cuarzo (Q). Tomada con nicoles cruzados y el objetivo 4x.	57
Figura 37. A) Detalle del contacto entre la tonalita, en color claro (Kton), y la diorita, en color oscuro (Kdio), localidad al norte de Punta Chueca. E – escala 15 centímetros B) Fotografía bajo el microscopio de la tonalita, mostrando la textura y mineralogía características, plagioclasa (Pg), feldespato potásico (fK), hornblenda (Hb), biotita (Bi), cuarzo (Q) y esfena (Es). Tomada con nicoles cruzados y el objetivo 4x.	58
Figura 38. Afloramiento de granito Rancho Nuevo, localizado al NW de la localidad de Rancho Nuevo.	59
Figura 39. A) Detalle de un contacto entre el granito Rancho Nuevo (KGr) y la granodiorita Kino (KGd/Tn), mostrando foliación en el granito. B) Fotografía al microscopio del granito Rancho Nuevo, con su textura de grano grueso y mineralogía característica. Hb: Hornblenda, Bi: biotita, Pg: plagioclasa, fK: feldespato potásico, Q: cuarzo. Tomada con nicoles cruzados y el objetivo 4x.	60
Figura 40. Análisis estructural de rumbos y echados medidos en los diques graníticos, obtenidos entre Kino Nuevo y Puerto Rico, en la parte sur del área, en los cuales se pueden observar la tendencia de orientación con rumbo NNW.....	61
Figura 41. A) Detalle de un afloramiento de andesita Tordillo, con la textura típica, compuesta por cristales de plagioclasa de mayor tamaño. B) Vista al microscopio de la unidad andesítica, mostrando la mineralogía típica, plagioclasa (Pg), cuarzo (Q), biotita (Bi) y hornblenda (Hb). Tomada con nicoles cruzados y el objetivo 10x.	62
Figura 42. Secuencia de rocas volcánicas Cenozoicas (Tv), en la localidad de Pico Johnson, depositadas sobre las rocas granodioríticas (Kgd/tn) y graníticas (KGr).	63
Figura 43. Vista de la secuencia volcánica terciaria con fuerte basculamiento, evidenciado de su estratificación original (S _o), en la localidad de cerro Kunkaak. Tomada viendo al norte.....	65

Figura 44. Datos estructurales de la pseudoestratificación (S_0), medidos en las rocas volcánicas cenozoicas, en la región norte de Kino Nuevo. Los datos están graficados en el hemisferio inferior en la plantilla de igual área.....	65
Figura 45. Detalle de la falla Tepopa en la localidad de Punta Tepopa. Se muestra el estereograma de los datos estructurales medidos, los cuales indican una cinemática normal y lateral izquierda. La ubicación de esta área en el mapa regional del BCS está en la figura 31. Los datos están graficados en el hemisferio inferior en la plantilla de igual área.	67
Figura 46. Localización y estereogramas de las fallas identificadas en la parte sur del área. Se muestran las fallas Rancho Nuevo, Puerto Rico, Tordillo y Punta Prieta, junto con sus datos estructurales medidos. La ubicación de esta área en el mapa regional del BCS está en la figura 31. Los datos están graficados en el hemisferio inferior en la plantilla de igual área.....	69
Figura 47. Localización de las áreas muestreadas en este trabajo, en ambas márgenes del Golfo de California. B.C.: Baja California, E: Ensenada, G: Guaymas, H: Hermosillo, IT: Isla Tiburón, KN: Kino Nuevo, PL: Puerto Libertad, SR: Santa Rosalía.	72
Figura 48. Plano geológico con puntos de muestreo y edades obtenidas para la región de Cataviña – San Luis Gonzaga (Cat-SLG). Modificado de Gastil <i>et al.</i> (1975).....	77
Figura 49. Diagramas de edad media ponderada mostrando los resultados de los fechamientos U-Pb para las muestras de la región de Cataviña–Bahía de San Luis Gonzaga.....	79
Figura 50. Edades U-Pb en circones de rocas graníticas, reportadas para Baja California: a) Ortega, 1997; b) Johnson <i>et al.</i> , 1999, c) Tate <i>et al.</i> , 1999, d) Kimbrough <i>et al.</i> , 2001; e) Böhnelt <i>et al.</i> , 2002; f) Schmidt y Paterson, 2002; g) Wetmore <i>et al.</i> , 2003; h) Johnson <i>et al.</i> , 2003, i) Peña Alonso <i>et al.</i> , 2007, j) este trabajo.	80
Figura 51. Plano geológico con puntos de muestreo y edades obtenidas para la región costera de Sonora. La cartografía está basada parcialmente en Oskin (2002) y en Gastil y Krummenacher (1977).....	82
Figura 52. Diagramas de edad media ponderada mostrando los resultados de los fechamientos U-Pb en circones para las muestras del batolito Costero de Sonora, en su parte sur (A,B,C,D y E) y norte (F,G y H). Las edades son reportadas con barras de error de 2 sigmas.....	83
Figura 53. Compilación de edades U-Pb obtenidas en circones de rocas graníticas laramídicas de Sonora. Los datos son de a) Anderson y Silver, 1979, b) Anderson <i>et al.</i> , 1980, c) Damon <i>et al.</i> , 1983b, d) Poole <i>et al.</i> , 1991, e) Iriondo, 2001, f) Campbell y Anderson, 2003, g) Nourse <i>et al.</i> , 2005, h) Pérez-Segura, 2006, i) Jacques-Ayala <i>et al.</i> , 2008, j) Arvizu <i>et al.</i> , 2009, k) Enríquez-Castillo <i>et al.</i> , 2009, l) este trabajo.	86

Figura 54. Mapa geológico de la parte sur del BCS, mostrando la localización de las muestras fechadas por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y K-Ar (KI-04-05 y KI-04-08), así como los espectros del calentamiento por pasos y los intervalos de edades estimados para los feldespatos potásicos de rocas graníticas. Las edades aparentes en los diagramas están graficadas a un nivel de 2 sigma de precisión, para mejorar su visualización. También se muestran las edades obtenidas por fusión total en biotita (TF).	89
Figura 55. Compilación de edades obtenidas por Ar-Ar en rocas granitoides del estado de Sonora. Fuentes: a) Mead <i>et al.</i> , 1988, b) Gans (1997), c) González-León <i>et al.</i> (2000), d) Valencia-Moreno <i>et al.</i> (2006), e) Lugo-Zazueta (2006), f) Pérez-Segura (2008), g) Enríquez-Castillo <i>et al.</i> (2009), h) este trabajo.	92
Figura 56. Relaciones entre las edades isotópicas, el enfriamiento y la exhumación. A) La roca está exhumada desde el punto A, a una tasa constante (se asume un gradiente geotérmico lineal con la profundidad). B) Debido a la geoterma el enfriamiento es dependiente de la exhumación y del tiempo. C) Una vez que la roca se enfría debajo de la temperatura mínima de la zona de borrado parcial, las trazas de fisión son estables y permiten calcular la edad correspondiente al tiempo de residencia de la rocas arriba de la zona de borrado parcial. Tomada de Batt (2001).	95
Figura 57. Plano geológico con puntos de muestreo y edades obtenidas por trazas de fisión en apatitos para la región de Cataviña–San Luis Gonzaga (Cat-SLG).	99
Figura 58. Gráficas resumidas con los resultados de los fechamientos por trazas de fisión en apatitos para las muestras de rocas graníticas de la región de Cataviña–Bahía de San Luis Gonzaga. Modificado de Gastil <i>et al.</i> (1975).	100
Figura 59. Mapa geológico de la parte norte del BCS mostrando las localidades muestreadas para fechado por trazas de fisión en apatitos, así como las edades obtenidas.	103
Figura 60. Gráficas resumidas con los resultados de los fechamientos por trazas de fisión en apatitos para el primer grupo de muestras de rocas graníticas del Batolito Costero de Sonora.	104
Figura 61. Mapa geológico de la parte sur del BCS mostrando las localidades muestreadas para fechado por trazas de fisión en apatitos, con las edades obtenidas en este trabajo (claves KI) y las compiladas en trabajos previos (claves RSC y TC).	105
Figura 62. Gráficas resumidas con los resultados de los fechamientos por trazas de fisión en apatitos para el segundo grupo de muestras de rocas graníticas del Batolito Costero de Sonora.	106
Figura 63. Gráficas resumidas con los resultados de los fechamientos por trazas de fisión en apatitos para el tercer grupo de muestras de rocas graníticas del Batolito Costero de Sonora.	108
Figura 64. Interpretación de la evolución termotectónica de la parte sur del batolito Costero de Sonora (BCS), con base en datos de campo y fechamientos de granitoides por trazas de fisión en apatitos. En esta interpretación se considera un 25% de extensión por el efecto del evento de <i>Basin and Range</i> . La línea de sección A-A' está indicada en el mapa de la figura 61.	110

- Figura 65.** Mapa del noroeste de México que muestra las edades de trazas de fisión en apatitos de rocas granitoides. Fuente de los datos, para Baja California: a) Ortega Rivera, 1997, b) Calmus *et al.*, 1999, c) Fletcher *et al.*, 2000, d) Calmus *et al.*, 2001, e) Ortega Rivera, 2003, f) Seiler *et al.*, 2009. Fuente de los datos para Sonora: g) Defaux *et al.*, 1997, h) Calmus *et al.*, 1998, i) Calmus *et al.*, 2000a, j) Calmus *et al.*, 2000b, k) Calmus *et al.*, 2001, l) Lugo Zazueta, 2006, m) este trabajo. Localidades citadas: BSLG.- Bahía de San Luis Gonzaga, SSPM.- Sierra de San Pedro Mártir, IT.- Isla Tiburón, KN.- Kino Nuevo, D.- Desemboque, LP.- La Paz. BCS.- batolito costero de Sonora, PEG.- Provincia Extensional del Golfo. 119
- Figura 66.** Modelado de temperatura contra tiempo para muestras del sur del batolito costero de Sonora, fechadas por U-Pb en circones y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita y feldespato potásico, mostrando tasas de enfriamiento interpretadas. La edad de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en hornblenda es de Mora Álvarez (1992)..... 119

Relación de tablas	Página
Tabla 1. Resultados del fechamiento por U-Pb en circones para muestras en la región de Cataviña–Bahía de San Luis Gonzaga, Baja California (coordenadas UTM zona 12, datum WGS84).	78
Tabla 2. Resultados del fechamiento por U-Pb en circones para las muestras de rocas graníticas obtenidas en la región costera de Sonora.	81
Tabla 3. Resumen de las edades Ar-Ar y K-Ar obtenidas para muestras del batolito costero de Sonora. a) Laboratorio de Termocronología del U.S. Geological Survey en Denver, Colorado, b) Domaines Océaniques, IUEM, Université de Bretagne Occidentale, Brest Cedex, France.	87
Tabla 4. Datos analíticos de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para las muestras del sur del BCS.	91
Tabla 5. Resultados del fechamiento por trazas de fisión en apatitos para la región de Cataviña–Bahía de San Luis Gonzaga.	98
Tabla 6. Resumen de los resultados de los fechamientos por trazas de fisión en apatitos para las muestras de rocas graníticas de la región del Batolito Costero de Sonora.	102

1. Introducción

La evolución geológica del noroeste de México desde el Jurásico está estrechamente asociada a la interacción entre las placas Norteamericana y Pacífico (Dickinson y Lawton, 2001). Una de las principales consecuencias de esta interacción ha sido el magmatismo a lo largo de la margen continental, lo cual originó una serie de batolitos en la península de Baja California y en los estados de Sonora, Durango, Chihuahua y Sinaloa (Fig. 1). De manera general, estos batolitos forman cinturones orientados con rumbo NW-SE a NNE-SSE, subparalelos a la paleotrinchera. En detalle, los plutones Cretácicos y Cenozoicos en Sonora muestran una amplia distribución geográfica, debido a la gran extensión del magmatismo y a su migración durante el Paleógeno, además de la extensión relacionada al evento *Basin and Range*. Sin embargo, es posible reconocer la zonación petrográfica, geoquímica y cronológica en dirección ENE-WSW.

En California y la Península de Baja California, el Batolito de las Sierras Peninsulares (PRB) está compuesto por dos arcos magmáticos conocidos como el Batolito de las Sierras Peninsulares occidentales (WPRB) y el Batolito de las Sierras Peninsulares orientales (EPRB) (Fig. 1). Ambos son subparalelos al eje NW-SE de la península y se distinguen por sus características geoquímicas, petrográficas, geofísicas y geocronológicas (Gastil, 1975; Langenheim y Jachens, 2003). El WPRB fue desarrollado probablemente sobre litosfera oceánica, y está compuesto principalmente por rocas plutónicas gabróicas y tonalíticas, con edades U-Pb en circones entre 140 y 105 Ma (Silver *et al.*, 1979; Silver y Chapell, 1988). El EPRB fue desarrollado en una litosfera continental, y está dominado por tonalita, trondjemita y granodiorita pobre en potasio, con edades U-Pb en circones de 105 a 90 Ma (Silver *et al.*, 1979; Silver y Chapell, 1988; Walawender *et al.*, 1990). El enriquecimiento en potasio y en titanio, así como de los valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y ϵNd hacia el este en el EPRB (Ortega-Rivera, 2003), sugieren la interacción de magma con una corteza continental preexistente. Dichas características se pueden comparar, de manera general, a las rocas intrusivas larámides en el SW de los Estados Unidos.

Las diferencias del sustrato en el que se emplazan los granitoides del WPRB y el EPRB han sido usadas para proponer varios modelos de evolución tectónica de la región. Estos modelos resumidos por Wetmore *et al.* (2002) son: a) un solo arco migrando hacia el este a través de una zona de sutura pre-Triásica entre litósferas oceánica y continental

(Walawender *et al.*, 1991; Thomson y Girty, 1994); b) un arco de islas exótico acrecionado a la margen de Norte América a lo largo de una zona de sutura (Johnson *et al.*, 1999; Dickinson y Lawton, 2001); c) la acreción de un arco separado anteriormente de la margen de Norte América (Gastil *et al.*, 1981b; Busby *et al.*, 1998). Sin embargo, para Wetmore (2003) estos modelos son inconsistentes, debido a que no consideran las diferencias del WPRB de ambos lados de la Falla Agua Blanca. Wetmore *et al.* (2002) proponen que el WPRB evolucionó de manera distinta durante el Cretácico Temprano dentro de dos diferentes bloques tectónicos: un arco magmático continental hacia el norte (segmento del arco Santiago Peak), y un arco de islas hacia el sur (segmento de arco Alisitos). El segmento de arco Alisitos se acrecionó durante el Cretácico Tardío a la margen continental, provocando un salto de la subducción hacia el oeste. Sin embargo, si observamos la evolución mesozoica esquemática de las Sierras Peninsulares propuesta por Wetmore *et al.* (2003), la evolución pre-Cretácica de las Sierras Peninsulares al norte y al sur de la falla Agua Blanca son parecidas: el desarrollo de un prisma de acreción desde el Triásico Tardío hasta el Jurásica Medio. El cambio inicia durante el Cretácico Temprano con el acercamiento del arco Alisitos a la zona de subducción y finalmente su acreción al arco magmático continental durante el Cretácico Tardío. Bajo este esquema, la falla Agua Blanca coincide con el límite entre la zona de colisión del arco Alisitos al sur y una zona sin colisión al norte, en donde solamente existe un posible migración de remanentes del arco Alisitos a lo largo de la margen de Norte América. Por lo anterior el papel de la falla Agua Blanca antes de la colisión del arco Alisitos queda poco entendido, si además observamos por ejemplo que la Formación Bedford Canyon del Jurásico Medio existe al norte y al sur de la hipotética falla Agua Blanca. Wetmore *et al.* (2003) mencionan la existencia de variaciones laterales dentro del arco magmático continental y sobre todo a lo largo de la margen, que no requieren de la presencia de una falla intracontinental mayor, sino de cambios en los efectos de la subducción sobre la sedimentación y la deformación a lo largo de la margen. Un punto importante de este modelo es la distinción que se debe de hacer entre los plutones asociados al arco Alisitos y los plutones asociados al arco magmático continental. La etapa del Cretácico Temprano es fundamental en el sentido que coexisten en el tiempo dos arcos magmáticos previos a la colisión del arco Alisitos. Por lo anterior es importante discriminar los posibles plutones asociados al arco Alisitos de los plutones del arco magmático continental (en particular los del cinturón occidental) en las reconstituciones tectónicas y los modelos de migración magmática desde las Sierras Peninsulares hacia el este, en las regiones meramente

continentales.

Al interior de México continental, principalmente en Sonora y Sinaloa, se formaron numerosos batolitos entre 90 y 40 Ma, durante la orogenia Larámide (Fig. 1). Estos batolitos constituyen un cinturón orientado NW-SE, conocido como el cinturón plutónico Laramide (Valencia-Moreno *et al.*, 1999). Este cinturón consiste principalmente de plutones granodioríticos y tonalíticos, así como cuerpos subordinados de diorita y granito, con edades U-Pb en circones de 90 a 40 Ma; más jóvenes hacia el este (Damon *et al.*, 1983a; Roldán-Quintana, 1991; Valencia-Moreno *et al.*, 1999, 2001; Henry *et al.*, 2003; Valencia-Moreno *et al.*, 2006). El batolito costero de Sonora (BCS) y otros batolitos hacia el este en Sonora y Sinaloa son interpretados como una continuación del EPRB, que está actualmente separado de Sonora por el Golfo de California. El EPRB y el CSB están relacionados a la subducción de la placa Farallón bajo Norte América, durante el Cretácico Tardío y el Cenozoico temprano. La migración del arco magmático hacia el este ha sido interpretada como resultado del aumento de la tasa de convergencia entre ambas placas y la disminución gradual del ángulo de subducción de la placa subductante (e.j., Coney y Reynolds, 1977; Gastil, 1983; Dickinson, 1989). En Sonora, Sinaloa, Durango y Chihuahua, los plutones laramídicos forman un cinturón bien definido, con una orientación general NW-SE (Barton *et al.*, 1995; Valencia-Moreno *et al.*, 2001; Henry *et al.*, 2003), subparalela a la margen del Pacífico, lo cual sugiere que: a) el magmatismo laramide y su distribución estuvieron asociados a los cambios cinemáticos de la subducción de la placa Farallón, y b) la trinchera ha estado estática desde el Cretácico Tardío.

1.1. Objetivos y localización del área de estudio

El objetivo principal del presente trabajo es el estudio de la evolución tectónica cenozoica de la región circum-Golfo en su porción central, a partir del estudio comparativo de la historia termotectónica de dos regiones en las cuales afloran rocas intrusivas cretácicas del arco Cretácico-Cenozoico del NW de México. La hipótesis de trabajo considera que las rocas de ambas márgenes del Golfo de California no registraron de la misma forma los efectos de la extensión cenozoica conocida como *Basin and Range*, que representaron la ruptura continental durante el Mioceno Tardío y el movimiento actual del Golfo de California. Para comparar la historia térmica en ambos lados del golfo se

estudiaron las rocas intrusivas de edad Cretácica de dos regiones: a) en Cataviña–San Luis Gonzaga, Baja California y b) el Batolito Costero de Sonora (Fig. 1). Ambas regiones están separadas latitudinalmente ~296 km, lo cual corresponde a la distancia aproximada determinada para la deriva de la Península de Baja California en dirección NW-SE, desde el Plioceno (Oskin, 2002). La elección de estas dos regiones obedece a dos factores principales:

1.- La reconstrucción palinspástica pre-Golfo antes de su apertura permite colocar a ambas regiones a una misma paleolatitud, a lo largo de una línea perpendicular al arco magmático.

2.- Las rocas cenozoicas depositadas de manera discordante sobre ambas regiones, en particular la cobertura volcánica asociada al arco magmático Oligoceno–Mioceno, presentan un patrón estructural diferente, lo cual refleja una evolución tectónica distinta en ambas márgenes del golfo. En la porción occidental de la península de Baja California se observan escasos basculamientos de origen tectónico, mientras que en la porción oriental y Sonora éstos son muy frecuentes, con echados fuertes principalmente hacia el oeste.

El objetivo se cumplió mediante la realización de metas específicas, partiendo de la cartografía geológica de las rocas graníticas, metamórficas encajonantes y volcánicas de la cubierta cenozoica. También se realizó una cartografía estructural para definir la cinemática de las fallas, los patrones de la foliación en las rocas metamórficas y la actitud de las capas volcánicas. Se realizó un muestreo de todas las unidades geológicas pre-Cuaternarias para su análisis petrográfico y, en su caso, para análisis geocronológicos. Para conocer la historia de cristalización y de enfriamiento de las rocas graníticas, se fecharon rocas de ambas márgenes del Golfo de California. Se utilizaron los métodos U-Pb en circones (edades de cristalización), $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita y feldespato potásico (edades de enfriamiento a media y baja temperatura), y el método por trazas de fisión en apatitos (edades de enfriamiento a bajas temperaturas). Además, se realizaron fechamientos K-Ar de rocas volcánicas para establecer su posición estratigráfica, realizar correlaciones regionales, y obtener edades máximas de basculamiento de los bloques de la margen oriental del Golfo.

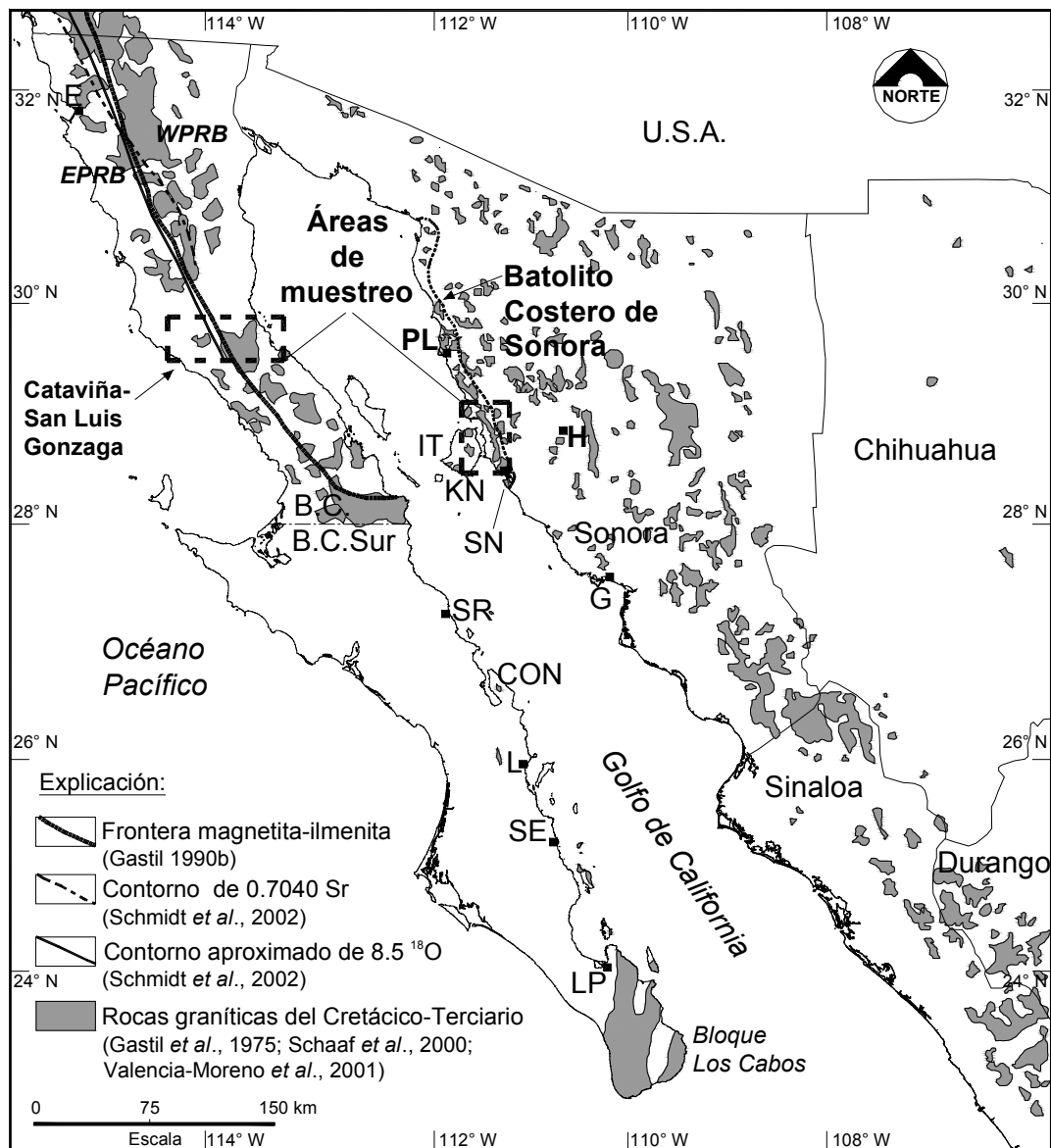


Figura 1. Localización de las áreas de estudio de este trabajo. Se muestran las principales zonas donde afloran rocas graníticas cretácicas, así como localidades con afloramientos aislados en Baja California Sur (SR, CON, L, SE). Localidades mencionadas en el texto: B.C.: Baja California, E: Ensenada, G: Guaymas, H: Hermosillo, IT: Isla Tiburón, KN: Kino Nuevo, L: Loreto, LP: La Paz, PL: Puerto Libertad, SR: Santa Rosalía, CON: Bahía Concepción, SE: San Evaristo, SN: San Nicolás, EPRB: Est Peninsular Ranges batholith, WPRB: West Peninsular Ranges batholith.

1.2. Estudios previos

Varios estudios han sido publicados sobre la evolución tectónica y magmática del batolito costero de Sonora (BCS) y su relación con el marco geológico de la Cordillera de Norte América. Anderson y Silver (1969) reportaron edades isotópicas U-Pb en circones, de 100 ± 3 Ma a 82 ± 3 Ma, de varios granitoides de la costa de Sonora. En esta zona rocas del basamento metasedimentario de posible edad Carbonífero a Jurásico temprano, fueron intrusionadas por rocas graníticas de edad Cretácico a Cenozoico temprano, y posteriormente cubiertas por rocas volcánicas del Mioceno (Gastil y Krummenacher, 1977). Estos autores reportaron nueve edades K-Ar en biotita y hornblenda obtenidas en rocas plutónicas entre 91.0 ± 1.8 y 59.9 ± 1.2 Ma, incluyendo una edad de 85.1 ± 1.7 Ma para un dique de andesita. Además, Mora-Álvarez (1992) reportó dos edades K-Ar en hornblenda, ambas de 83 ± 2 Ma para una granodiorita en la región sur de Bahía Kino y en una tonalita en San Carlos.

Las composiciones geoquímicas e isotópicas de rocas de los batolitos de ambos márgenes del Golfo de California han sido presentadas en varios trabajos (Valencia-Moreno *et al.*, 2001, 2003; Vargas-Navarro, 2002). Los contenidos de elementos mayores del BCS son similares a los del extremo oriental del Batolito de las Sierras Peninsulares, pero muestran una tendencia a ser más alcalinos (Vargas-Navarro, 2002). Las variaciones en las proporciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ fueron interpretadas como un reflejo de los cambios de composición del basamento proterozoico y paleozoico (Valencia-Moreno *et al.*, 2001). Hacia el oeste (Fig. 2), el CSB muestra menor contaminación cortical ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0.706$ y $\epsilon\text{Nd} < 3.5$) mientras que hacia el este, la contaminación cortical se incrementa ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0.706$ y $\epsilon\text{Nd} > 3.5$). La isopleta $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.706$ se interpreta como el límite suroeste del basamento precámbrico de Norte América (Valencia-Moreno *et al.*, 2001). El contorno de la línea de la proporción inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.706 no está bien definido hacia el norte del BCS, pero está mejor definido en el norte de Baja California, donde sigue una dirección NNW desde San Felipe, Baja California (Gromet y Silver, 1987), hasta la parte más hacia el noreste del batolito de las Sierras Peninsulares (Fig. 1). En esta zona, el contorno de la línea $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.706$ coincide en su mayoría con la traza de la Falla Agua Caliente, en el bloque Perris, y con la zona de Falla San Jacinto, en el borde de las montañas de San Jacinto hacia el oeste (Kistler *et al.*, 2003).

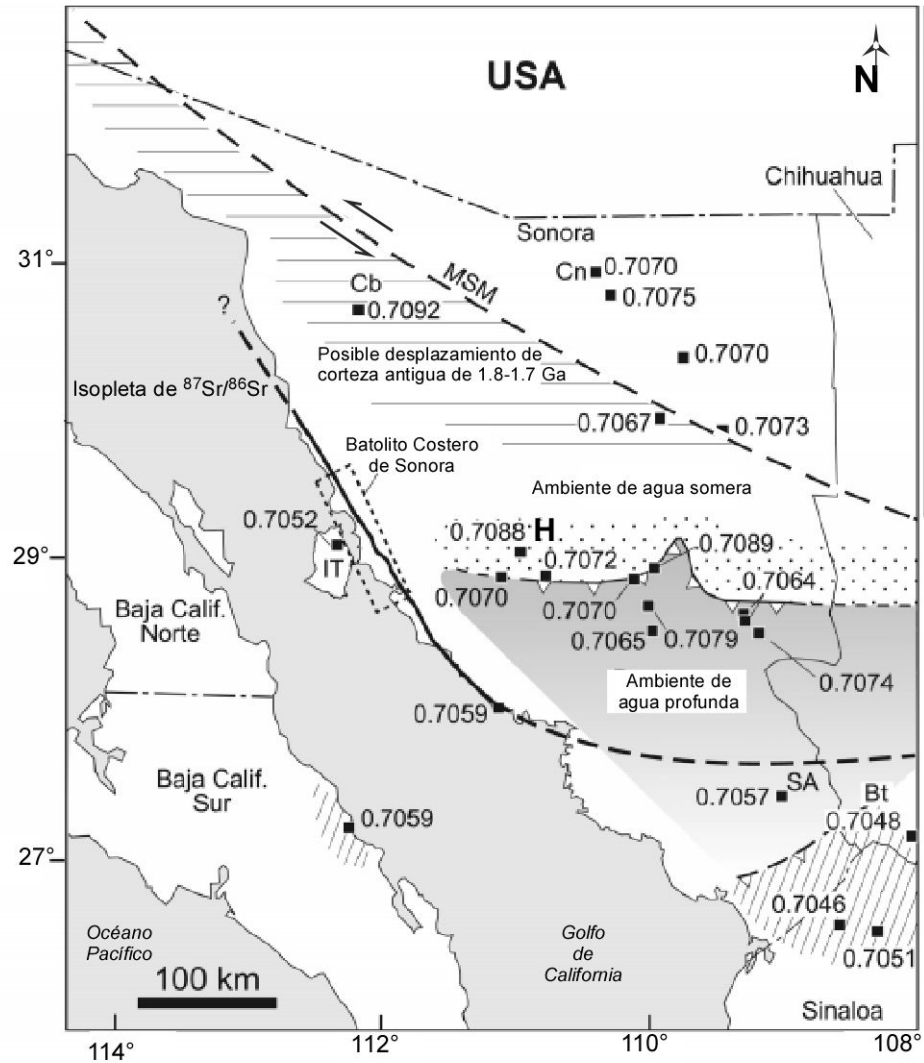


Figura 2. Distribución de relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en el noroeste de México. Abreviaturas: MSM.- Hipotética Megacizalladura Mojave-Sonora, IT.- Isla Tiburón, Cb.- Caborca, Cn.- Cananea, Bt.- Batopilas, SA.- Mina San Antonio, H.- Hermosillo. Tomada de Valencia Moreno *et al.*, 2001.

Las edades isotópicas de rocas intrusivas Laramides en el noroeste de Sonora son numerosas, y documentan su evolución magmática. Cerca de la costa del Golfo de California, las rocas intrusivas muestran edades U-Pb en circones con promedios entre 100 y 82 Ma (Anderson y Silver, 1969), y las edades K-Ar en hornblenda más antiguas, varían entre 90 y 60 Ma (Gastil y Krummenacher, 1977; Mora-Alvarez y McDowell, 2000; Henry *et al.*, 2003). Hacia el este, las edades varían de 63 a 49 Ma, como lo muestran los resultados de fechamientos K-Ar en hornblenda y biotita en el este de Sonora (Damon *et al.*, 1983a; Shafiqullah *et al.*, 1983; McDowell y Roldán-Quintana, 1993; McDowell y

Mauger, 1994). Las edades de U-Pb en circón de rocas intrusivas de la parte central de Sonora, se distribuyen entre 63 y 56 Ma, y son más jóvenes que aquellas del BCS (McDowell y Roldán-Quintana, 1993; McDowell y Mauger, 1994).

Edades abundantes en rocas volcánicas del intervalo Cretácico-Cenozoico han sido obtenidas por K-Ar, y una menor parte por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y U-Pb, las cuales muestran edades más jóvenes de oeste a este, apoyando la interpretación de una migración hacia el este del arco magmático (Damon *et al.*, 1983a; McDowell y Mauger, 1994; Gans, 1997; McDowell *et al.*, 2001; Henry *et al.*, 2003; Ortega-Rivera, 2003; Valencia-Moreno *et al.*, 2006).

Las rocas cristalinas Cretácicas han sido agrupadas bajo el término genérico de Batolito de las Sierras Peninsulares (*Peninsular Ranges Batholith*), o simplemente Batolito Peninsular, y forman un cinturón granítico casi continuo, de alrededor de 100 km de ancho, desde el paralelo 34°N hasta el 28°N (Fig. 1). Hacia el sur del paralelo 28°N, hasta el istmo de La Paz, el Batolito Peninsular continúa bajo la cubierta volcánica cenozoica, con afloramientos esporádicos, en varias localidades de la margen costera del Golfo de California, como al norte de Santa Rosalía (Schmidt, 1975), Bahía Concepción (McFall, 1968), al noroeste de Loreto (McLean, 1988) y en San Evaristo y algunas islas al norte de La Paz. Al sur de La Paz, y hasta el extremo final de la Península, las rocas del Batolito Peninsular vuelven a aflorar de manera continua y extensiva, y han sido denominadas como Complejo Cristalino de La Paz (Ortega-Gutiérrez, 1982), o como bloque Los Cabos (Schaaf *et al.*, 2000).

El Batolito de las Sierras Peninsulares ha sido descrito ampliamente en la parte sur de California y norte de Baja California (ej. Ortega-Rivera, 2003). En esta región el batolito está compuesto, por lo menos de 400 plutones individuales, con diámetros variables entre 1 y 50 km (Gastil *et al.*, 1975), además de una serie de plutones menores, así como diques y complejos en anillo (Johnson *et al.*, 1999). El Batolito Peninsular está compuesto por rocas graníticas de diferentes composiciones, entre las que predominan tonalitas y granodioritas ricas en calcio y pobres en potasio, además de granito (*sensu stricto*) y gabro. En la parte norte del Batolito Peninsular, se pueden distinguir con mayor facilidad plutones individuales zonados de composición diversa mostrando relaciones de intrusión mutuas (Wallawender y Smith, 1980).

El batolito de las Sierras Peninsulares ha sido dividido en los cinturones occidental y oriental (Fig. 1) con base en variaciones petrográficas y geoquímicas en una dirección este-oeste, así como por sus rocas encajonantes y por su edad o el estilo de

emplazamiento (Gastil, 1975). Estas variaciones han sido utilizadas para establecer algunas fronteras (Fig. 1), como la frontera magnetita–ilmenita (Gastil, 1990b), la cual separa el cinturón occidental que contiene magnetita e ilmenita, del cinturón oriental, que contiene ilmenita como óxido dominante (Gastil, 1990b). Además de una frontera de edades isotópicas y de saltos en los valores isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ (Krummenacher *et al.*, 1975; Silver *et al.*, 1979; Silver y Chappell, 1988; Schmidt *et al.*, 2002).

El cinturón occidental del Batolito de las Sierras Peninsulares consta de plutones Cretácico Temprano (~140-105 Ma), con composiciones variables entre gabro y tonalita que intrusionan rocas volcánicas con edades entre 125-118 Ma, metamorizadas a facies esquistos verdes de bajo grado (Silver y Chappell, 1988; Kimbrough *et al.*, 2001). Este cinturón también es conocido como el cinturón de gabro, debido a la presencia de gabro y al contenido de magnetita en plutones relativamente pequeños (<15 km de diámetro).

El cinturón oriental consta de plutones más jóvenes que los del cinturón occidental, con edades de 105 a 90 Ma (Silver y Chappell, 1988) que se conocen como plutones tipo “La Posta” (Walladender *et al.*, 1990). Estos plutones tienen composiciones variables entre tonalita y granodiorita, y se han emplazado en rocas volcánicas, sedimentarias y plutónicas Pérmicas a Cretácicas que fueron metamorizadas hasta la facies de anfibolita. Estos plutones se caracterizan por ser de tamaños grandes, abarcando superficies de cientos de kilómetros cuadrados. Los plutones aislados de este tipo muestran una zonación composicional bien definida, concéntrica y gradual hacia las márgenes (Gastil, 1990a). Estos plutones tienen márgenes compuestos por tonalita de hornblenda, débilmente peraluminosa y núcleos de granodiorita pobres en potasio.

Se ha interpretado que el cinturón occidental representa un arco relativamente estático desarrollado sobre corteza oceánica, mientras que el cinturón oriental se desarrolló como un arco de margen continental que migró posteriormente hacia el este (Silver y Chappell, 1988; Todd *et al.*, 1988; Walawender *et al.*, 1990). Esta interpretación se ha basado en la composición isotópica de ambos cinturones, la cual refleja una fuente primitiva de tipo arco de islas en el cinturón occidental, y una fuente más enriquecida (continental) y profunda, con material eclogítico (Silver y Chappell, 1988), en el cinturón oriental.

La división de las rocas del Batolito de las Sierras Peninsulares ha sido realizada con base en trabajos hechos en el sur de California y norte de Baja California, por lo cual la correlación con las rocas intrusivas del sur de la península todavía es incierta. Al sur del istmo de La Paz, las rocas batolíticas comprenden desde gabro hasta granito *sensu stricto*

(Aranda-Gómez y Pérez-Venzor, 1988), con un decremento en edad de oeste al este, equivalente al decremento observado en el norte de la península. La unidad batolítica más antigua es el plutón gabroico El Novillo, localizado al sur de la ciudad de La Paz, con una edad de intrusión Rb-Sr, en roca total, de 129 ± 15 Ma (Schaaf *et al.*, 2000) (Fig. 1). Esta unidad está intrusionada por granitoides tonalíticos en los cuales se ha calculado una edad Rb-Sr en biotita de 116 ± 2 Ma (Schaaf *et al.*, 2000). Los contenidos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7054) y ϵNd (-2 y 0) sugieren para estas unidades un origen primitivo (Schaaf *et al.*, 2000).

2. Marco geológico y tectónico

2.1. Evolución de la placa oceánica Farallón en el NW de México durante el Cretácico-Cenozoico

Durante el Cretácico Temprano (entre 135 y 96 Ma), la placa Pacífico compartía fronteras, a lo largo de tres zonas de dispersión, con las placas Izanagi, al norte, Farallon, al este, y Phoenix, al sur (Atwater, 1989). Durante el Cretácico, la tectónica del dominio Pacífico y de sus bordes occidental y oriental estuvo dominada por la interacción entre estas placas. La dorsal que separaba las placas Pacífico y Farallón evolucionó gradualmente a través del Cretácico hasta el Cenozoico temprano con una tasa constante de expansión de 40 mm/año en dirección E-NE (Atwater, 1989). La placa Farallón ocupaba gran parte del dominio Pacífico, y su evolución fue constante hasta aproximadamente los 55 Ma, cuando la dorsal se aproximó al borde de la placa Norte Americana, cuando la placa Farallón empezó a fragmentarse (Fig. 3). La frontera occidental de la placa Farallón estaba representada por la dorsal Farallón–Pacífico, y la oriental constaba de una zona de subducción a lo largo de la cual la placa Farallón se hundía bajo la placa continental de Norte América.

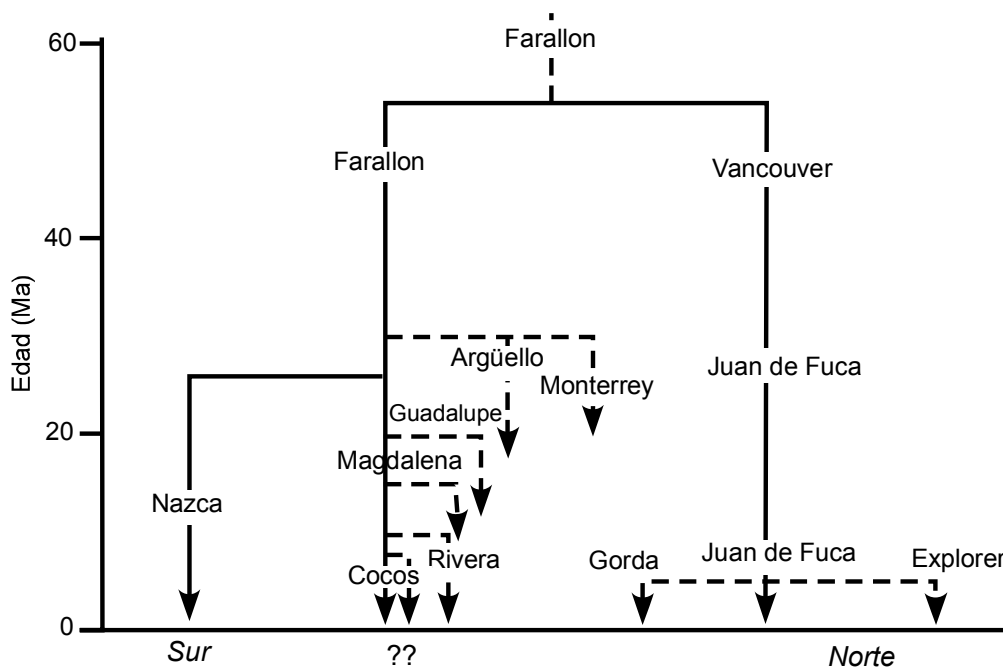


Figura 3. Diagrama mostrando la cronología del rompimiento de la placa Farallón, con base en las historias de las microplacas de Atwater (1989) y Lonsdale (1991). Tomado de Stock y Lee (1994).

La primera fragmentación de la placa Farallón ocurrió alrededor de los 52 Ma (Atwater, 1989; Atwater y Stock 1998), con la individualización en el norte de la placa *Vancouver* (Fig. 3). La ruptura ocurrió entre las fracturas *Pioneer* y *Murray* (Fig. 4). Posteriormente, durante el Cenozoico medio, la dorsal localizada inmediatamente al sur de la fractura *Pioneer* entró en contacto con la zona de subducción de la placa Norteamericana, provocando la fragmentación de la placa Farallon en dos placas más pequeñas, las placas Monterrey y Argüello (Atwater y Stock, 1998; Lonsdale, 1991). Con base a los patrones de distribución de las anomalías magnéticas, Atwater y Stock (1998) interpretan que esta fragmentación debió haber ocurrido alrededor de los 30 Ma. La velocidad más lenta (más de la mitad de la velocidad anterior de la placa Farallón) y una rotación de 30° en el sentido de las manecillas del reloj originaron una subducción hacia el sureste de las microplacas Monterrey y Argüello. Cerca de los 18 Ma, los remanentes de la zona de dispersión Monterrey–Pacífico, fueron “capturados” por la placa Pacífico, con lo cual la frontera de placas se ubicó entre las placas Pacífico y Norte América a través de la zona de trinchera, justo en frente de la actual California (Lonsdale, 1991; Atwater y Stock, 1998). Por otro lado, en el sur, la placa Farallón estaba fragmentada en dos partes, a partir de la fractura *Shirley*, en la placa Guadalupe, al norte, y la placa Cocos al sur (Lonsdale, 1991). Debido a la posición oblicua de la dorsal, con respecto a la zona de subducción (trinchera), la placa Guadalupe fue consumiéndose progresivamente, y la placa de Cocos migró hacia el sur, conforme se desplazaba la dorsal hacia el este (Fig. 4). De esta manera, la subducción fue extinguiéndose de norte a sur, a lo largo de la trinchera, y substituida gradualmente por fallas laterales, como el sistema San Benito–Tosco–Abreojos (Spencer y Normark, 1989) para conformar la frontera entre las placas Pacífico y Norte América. Atwater (1989) interpreta que la subducción finalizó debido a que la placa Farallón se fue consumiendo, hasta que la cresta de la dorsal estuvo cerca de la trinchera. Este fenómeno del cese de subducción se desarrolló hacia el sur, hasta la localización actual de la boca del Golfo de California, en donde hubo un cambio, por el desarrollo del Golfo mismo (Lonsdale, 1991).

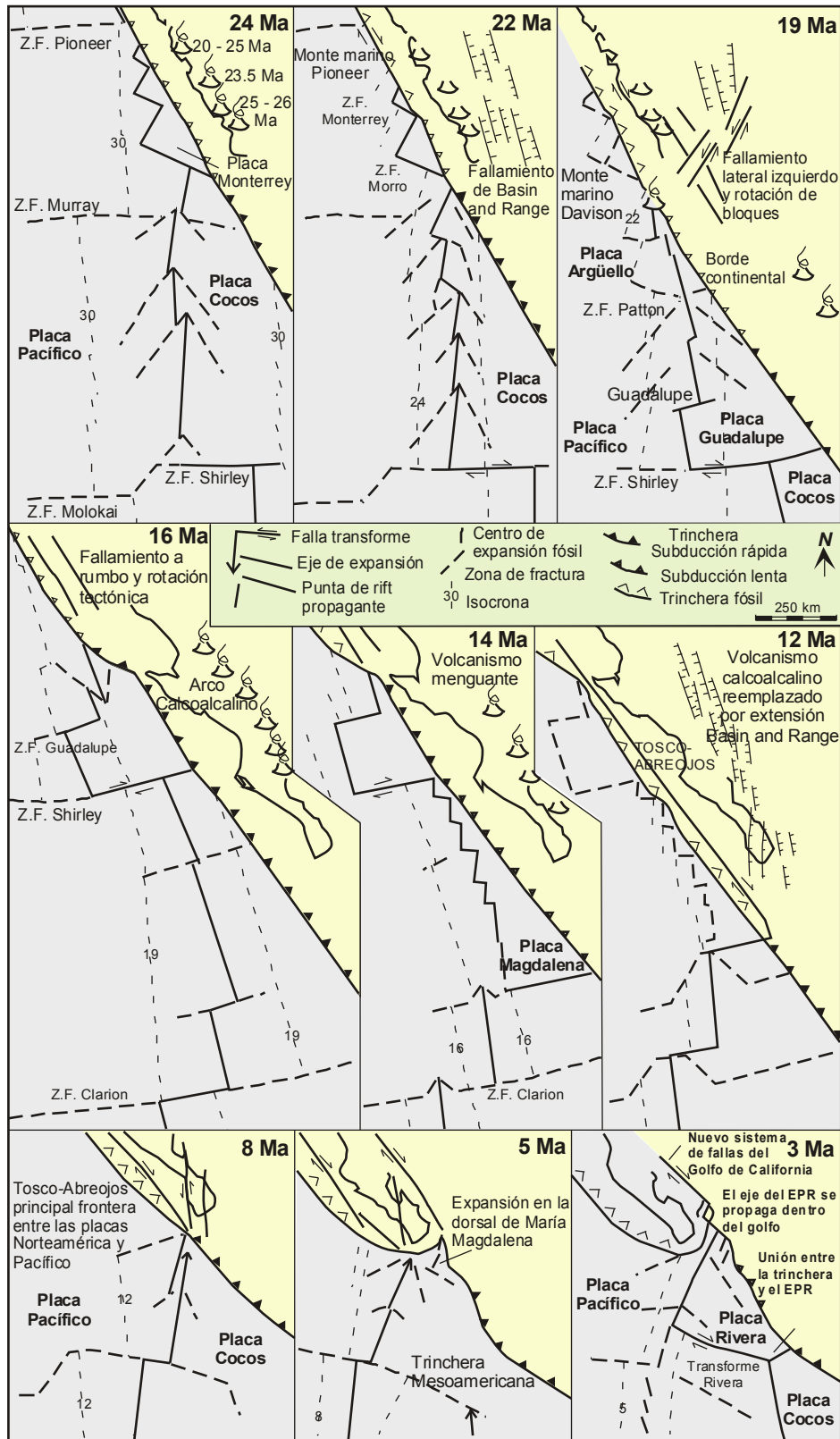


Figura 4. Evolución tectónica de la margen occidental de Norteamérica y de la placa Farallón durante el Cenozoico. Tomada de Lonsdale, 1991.

2.2. Magmatismo Cretácico y formación del arco Laramide

2.2.1. Orogenia Laramide

La región occidental de Norteamérica ha sido afectada por una serie de eventos tectónicos relacionados con la interacción de la placa Norteamericana y la extinta placa Farallón. Estos eventos tectónicos han sido agrupados en lo que se conoce como orogenias cordilleranas, en las cuales están incluidos todos los eventos que han dado lugar a la formación de montañas desde que Norteamérica se convirtió en una margen convergente (Coney, 1971). Estas orogenias cordilleranas han sido divididas en varios eventos individuales, denominados con base en la región o el tiempo específico en que ocurrieron, o de acuerdo con las características de las estructuras geológicas que se generaron. Es así que durante el Cretácico y Cenozoico temprano, las orogenias Sevier y Laramide modelaron la corteza con rasgos característicos distintos.

Durante el desarrollo de este trabajo se hará mayor énfasis en la deformación asociada a la orogenia Laramide, debido a que coexisten en el tiempo con la etapa final de la evolución del Batolito de las Sierras Peninsulares.

La orogenia Sevier se ha estudiado principalmente en los Estados Unidos. Inició durante el Cretácico Temprano y terminó durante el Cretácico Tardío ~80 Ma, siendo continua desde Canadá hasta México (Armstrong, 1974).

La orogenia Laramide (Tweto, 1975) se desarrolló inmediatamente después del término de la orogenia Sevier, y se ha definido como una época de levantamientos por plegamientos de la corteza en la región más externa de antepaís de las Montañas Rocallosas. Estos eventos fueron ocasionados por fallas inversas con vergencia hacia el este, perpendiculares a los cinturones montañosos y paralelo a la dirección de la trinchera (Brown, 1988). Estos procesos estuvieron acompañados por la formación de cuencas (Fig. 5) y volcanismo cuyos productos se encuentran depositados en la parte inferior de las cuencas sedimentarias. El resultado de esta orogenia es la formación de estructuras arqueadas y alargadas, generalmente con rumbo norte–noroeste y este-oeste (Tweto, 1975). Estas estructuras generalmente tienen un centro formado por un basamento Precámbrico, y están separadas por amplias cuencas estructurales. La deformación de tipo “capa gruesa” de la corteza (*thick skin*), incluyendo el basamento, diferencia la orogenia Laramide de la orogenia Sevier, caracterizada por una deformación de tipo “capa delgada” de corteza (*thin skin*) (Armstrong, 1974).

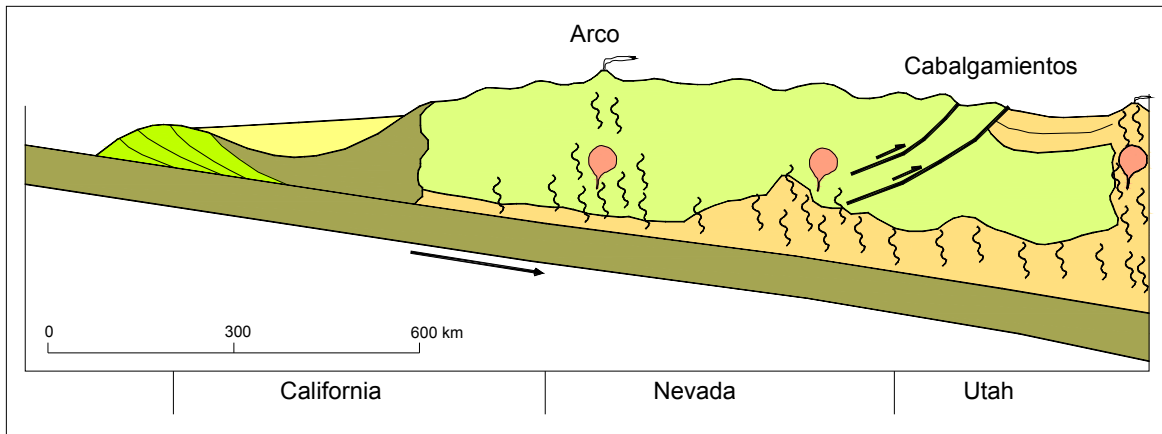


Figura 5. Sección esquemática idealizada de la placa superior norteamericana durante la orogenia Larámide, en el oeste de los Estados Unidos (Tweto, 1975).

La orogenia Laramide se desarrolló desde el Cretácico Tardío (~80 Ma) hasta el Eoceno Medio (~40 Ma), y está relacionada con un cambio en las condiciones cinemáticas y geométricas de la subducción (Dickinson y Snyder, 1978). Este cambio consiste principalmente en una disminución del ángulo de subducción de la placa Farallón durante este período. Dicha disminución está a su vez asociada a un cambio en la dirección de convergencia entre la placa Norteamericana y Farallón, de oblicua a frontal (Coney, 1976), lo cual originó un incremento de la velocidad de subducción que influyó para que el arco magmático se desarrollara, posteriormente, más hacia el este (Cross y Pilger, 1978). Además, con la disminución del ángulo de subducción, se incrementó la interacción entre las placas Farallón y Norteamérica, causando plegamiento y fallas inversas en la región de antearco. La deformación asociada a la orogenia Laramide se puede observar hasta la longitud 100°W (Sedlock *et al.*, 1993). Los efectos de la orogenia Laramide están ampliamente distribuidos en la región de Sonora y Sinaloa (Valencia-Moreno *et al.*, 2001; Henry *et al.*, 2003), donde coexistieron magmatismo y deformación, aunque están parcialmente oscurecidos por la presencia de la deformación extensional Cenozoica.

2.2.2. Evolución del arco magmático

La subducción de la placa Farallón bajo la placa de Norteamérica generó un arco magmático, el cual puede ser dividido en tres grandes conjuntos con base en su edad, sus características geoquímicas y su distancia con respecto a la trinchera.

El primer conjunto está representado por el Batolito de las Sierras Peninsulares, localizado al oeste y mas cerca de la paleotrinchera, representado por rocas ígneas intrusivas y extrusivas, de composición principalmente calcoalcalina, con edades desde el Cretácico al Paleoceno. Esta parte del arco magmático está bien representado en ambos lados del Golfo de California: en Baja California por el Batolito de las Sierras Peninsulares, que se extiende desde el sur de Estados Unidos hasta el extremo sur de la península (Silver y Chappell, 1988; Schaaf *et al.*, 2000); en el continente, al este del actual Golfo de California, el arco magmático está representado por una serie de intrusivos de edades variables entre el Cretácico medio y el Cenozoico temprano (p.e. Valencia-Moreno *et al.*, 1999; 2001).

El segundo conjunto, localizado al este del Golfo de California, corresponde a la provincia ignimbrítica Oligocénica de la Sierra Madre Occidental (McDowell y Clabaugh, 1979). Esta provincia comprende rocas plutónicas y volcánicas con edades del Cretácico Tardío al Mioceno Temprano, en paquetes bien definidos, depositadas sobre un basamento de rocas del Precámbrico, Paleozoico y Mesozoico (McDowell *et al.*, 1999).

El tercer conjunto está compuesto por rocas volcánicas calcoalcalinas del Oligoceno al Mioceno Tardío (~12 Ma), las cuales están asociadas a la etapa final de la subducción de la placa Farallón. Este arco muestra un retroceso progresivo desde la Sierra Madre Occidental hasta la región circumGolfo, donde forma el arco Comondú, el cual ha sido segmentado por la apertura del Golfo de California. Este arco cubre parcialmente a las rocas del conjunto Cretácico-Paleoceno, en ambos lados del Golfo de California. En la península de Baja California este hecho es particularmente notable entre los paralelos 24° y 28° N (Hausback, 1984; Martín-Barajas *et al.*, 2000).

La relación entre las características del arco magmático y las condiciones de la subducción se ha estudiado principalmente a lo largo de secciones perpendiculares al arco principalmente con base en datos geoquímicos que indican el tipo de fuentes magmáticas (p.e. Damon *et al.*, 1981; Coney y Reynolds, 1977). Tomando en cuenta que la deshidratación de la placa en subducción y la generación de magmas en el manto de la placa superior se producen a una profundidad constante, la distancia entre el eje del arco magmático y la trinchera depende del ángulo de subducción. Generalmente, cuando el

ángulo de inclinación de la placa en subducción es fuerte, el arco magmático se genera a distancias de 100 a 200 km del eje de la trinchera y, a medida que el ángulo es menor, la distancia entre el arco y la trinchera aumenta (Cross y Pilger, 1978). Con base en esta relación, se interpreta que el ángulo de subducción de la placa Farallón fue constante y relativamente alto (Cross y Pilger, 1978). Sin embargo la falta de información sobre la evolución de las condiciones tectónicas de la margen, en particular sobre la presencia o existencia de prismas de acreción durante los periodos considerados, hace difícil la evaluación exacta de la distancia entre la paleotrinchera y el eje magmático.

Hacia los 80 Ma, ocurrió un cambio importante en la evolución del arco magmático. La actividad del cinturón magmático cesó al oeste, y aparecieron pequeños parches de actividad magmática más hacia el este. Este cambio se ha interpretado como debido a una disminución en la inclinación de la placa Farallón, provocado por un aumento de la tasa de convergencia (Cross y Pilger, 1978). Aparentemente este cambio se originó primero en el norte y migró hacia el sur, para arribar a la latitud del norte de México hacia los 35 Ma. Durante este cambio, el magmatismo no ocurrió como un cinturón continuo, como anteriormente, sino que se concentró en regiones discretas, con *hiatus* importantes entre un evento y otro. Este cambio en las condiciones del magmatismo es contemporáneo con la orogenia Laramide (Coney, 1976). Los procesos compresivos y magmáticos asociados a la orogenia Laramide han sido interpretados como una consecuencia de la inclinación moderada de la placa Farrallon. Uno de los argumentos principales para dicha interpretación es la distribución amplia y errática de la actividad magmática. Esto representa muy poco aporte de magma, como se podría interpretar de una placa con poca inclinación (Cross y Pilger, 1978).

Durante el Cenozoico medio (50-40 Ma), la actividad magmática migró lentamente hacia el oeste (Fig. 6) y se estableció de nuevo un arco magmático continuo que coincide con la finalización de la orogenia Laramide. Se interpreta que este reestablecimiento está causado por un reacomodo de la placa, pero no se conoce el mecanismo exacto (Atwater, 1989). La migración del magmatismo hacia el oeste inició en el norte en la región de las montañas *Cascades*, alrededor de 40 Ma, y se propagó hacia el sur, hasta México, hacia los 20 Ma. De esta manera, alrededor de 20 Ma, el arco magmático una vez más formaba un cinturón continuo que migró, a su vez, hacia el oeste hasta su posición final a la longitud de la futura península de Baja California entre 24 y 11 Ma.

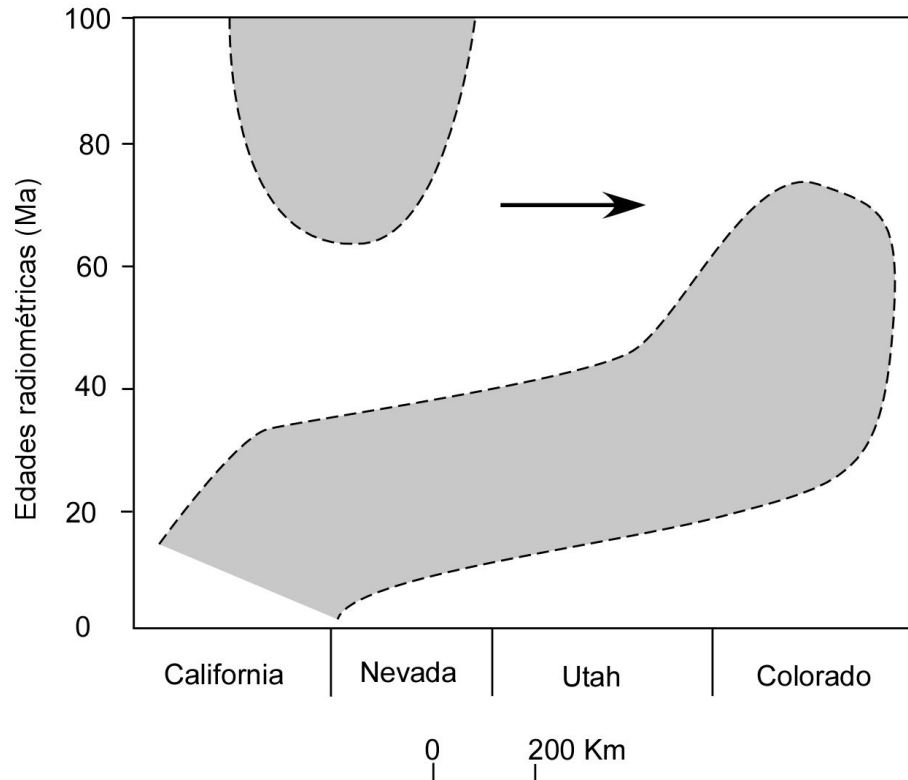


Figura 6. Gráfica de tiempo contra distancia a la trinchera mostrando el magmatismo de arco en el oeste de los Estados Unidos desde los últimos 100 Ma; trazada perpendicular al eje del arco. La flecha enfatiza el salto en el magmatismo (~70 Ma) hacia el este, antes de iniciar su retorno hacia el oeste (~40 Ma). Atwater, 1989.

2.2.3. Batolito de las Sierras Peninsulares y arco Laramide

El Batolito de las Sierras Peninsulares está compuesto por una serie de intrusivos de dimensiones batolíticas que tienen edades desde 140 hasta ~80 Ma. Están subdivididos en el cinturón occidental (140-105 Ma) y el cinturón oriental (105-80 Ma). Se considera que el cinturón occidental fue relativamente estático durante este tiempo, mientras que el cinturón oriental muestra evidencias de migración hacia el este (Silver y Chapell, 1988). Estas evidencias incluyen patrones de edades que se hacen más jóvenes hacia el este, a medida que se alejan de la zona de la trinchera (Ortega-Rivera, 2003) (Fig. 7).

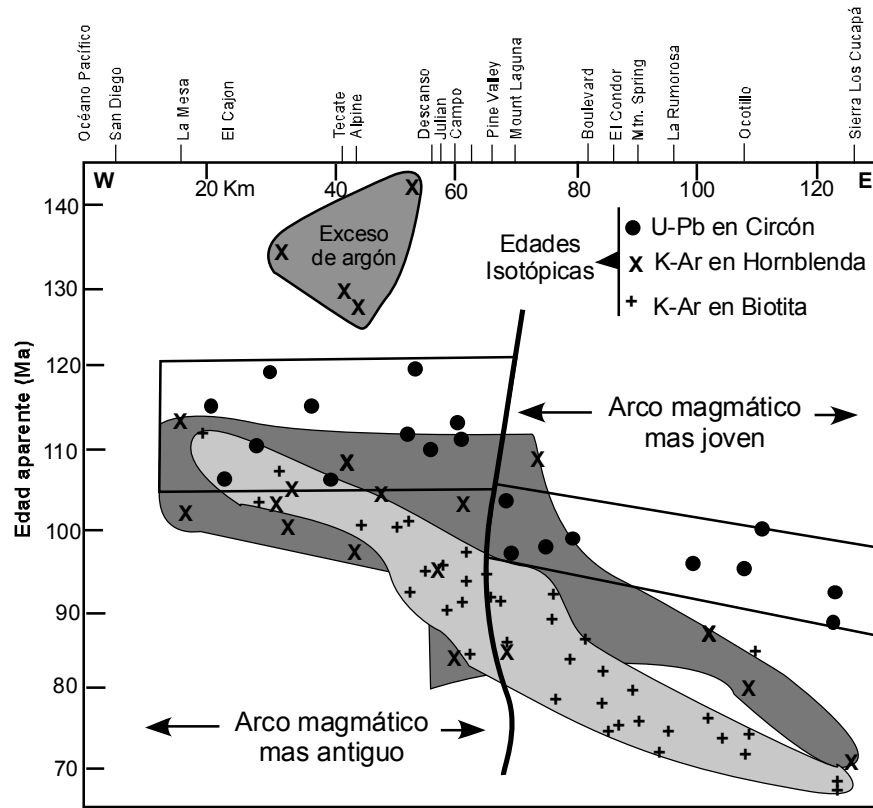


Figura 7. Comparación de datos geocronológicos para una sección perpendicular a la trinchera del Batolito de las Sierras Peninsulares. Se muestran edades de enfriamiento (sombreados) y cristalización (U-Pb), que evidencian un arco estático al oeste y una migración leve del arco oriental hacia el este (Ortega-Rivera, 2003). El sombreado gris oscuro y claro corresponde al dominio de muestras de K-Ar en hornblenda y en biotita, respectivamente. Las líneas delgadas horizontales limitan las edades U-Pb en circones.

Esta migración del magmatismo representa el inicio de la migración que se observó posteriormente hacia el interior de México, como se comentó anteriormente.

La migración del arco hacia el este continuó hasta el Eoceno, durante la orogenia Laramide (~80 a 40 Ma), durante la cual el magmatismo y la deformación fueron contemporáneos. Al final de la orogenia Laramide el magmatismo de arco retrocedió en dirección oeste, asociado a un incremento en el ángulo de subducción de la placa Farallón (Coney, 1971), y continuó hasta el Mioceno, cesando alrededor de los 15 Ma en el norte de la península de Baja California (Martín-Barajas *et al.*, 2000) y hacia los 12 Ma en el extremo sur de la Península (Hausback, 1984; Sawlan y Smith, 1984). La actividad del arco generó rocas graníticas de dimensiones batolíticas en toda la región occidental de Norteamérica, y secuencias volcánicas calcoalcalinas extensas, como la Sierra Madre Occidental.

La evidencia de la actividad del arco magmático, así como sus migraciones, han quedado registradas en las edades y la geoquímica de las rocas. El análisis de la distribución espacial de las edades de las rocas graníticas permite proponer una primera migración hacia el este hasta los 60 Ma, y un retroceso hacia el oeste a partir de ese momento (Damon *et al.*, 1981) (Fig. 8).

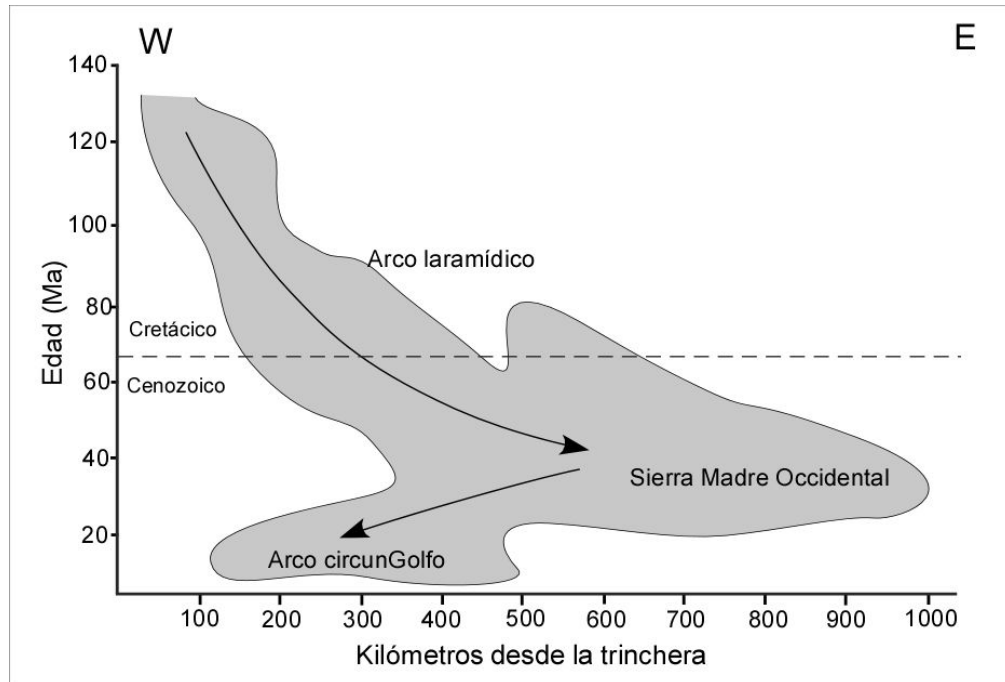


Figura 8. Diagrama mostrando la migración de los arcos magmáticos en el norte de México, durante el Mesozoico-Cenozoico. Las flechas indican la dirección de la migración del magmatismo hacia el este durante el Cretácico, primero hacia el oriente y después hacia el poniente. El área sombreada corresponde a edades K-Ar. Adaptado de Damon *et al.* (1981).

Entre 80 y 40 Ma la generación de magmas graníticos y el emplazamiento de plutones de grandes dimensiones continuó con la orogenia Laramide, formando el cinturón de plutones “sinorogénicos” de 90 a 60 Ma, en el NW de México (Fig. 9), los cuales tienen dimensiones batolíticas, e intrusionan secuencias de rocas volcanosedimentarias (Roldán-Quintana, 1991; González-León *et al.*, 2000). Los afloramientos de este cinturón están bien localizados en dos regiones de México: región norte, en los estados de Sonora, Sinaloa y Chihuahua (en menor proporción), y región sur, en los estados de Guerrero, Michoacán y Oaxaca (Barton *et al.*, 1995; Valencia-Moreno *et al.*, 2001; Henry *et al.*,

2003).

Durante la evolución del cinturón magmático Laramide, se observa un cambio de composición geoquímica desde calcoalcalino, hasta alcalino, del oeste al este (Damon *et al.*, 1981). Estas variaciones de composición se han correlacionado con cambios en la fuente de los magmas, a medida que el arco migró hacia el oriente (Valencia-Moreno *et al.*, 1999; 2001). Como resultado de estas variaciones, se observa que hacia la zona costera de Sonora predominan los afloramientos de tonalita y granodiorita (Ramos-Velázquez *et al.*, 2008), mientras que hacia el oriente de la zona costera predominan afloramientos de granito (Valencia-Moreno *et al.*, 1999).

Con base en observaciones en el Batolito de las Sierras Peninsulares y en el cinturón Laramide adentro del continente, se interpreta que ambos se asocian al mismo proceso, el Batolito de las Sierras Peninsulares siendo la parte antigua del arco, y el cinturón Laramide la parte más joven después de la migración. La migración del arco ocurrió entre 105 Ma y ~80 Ma en el Batolito de las Sierras Peninsulares y entre ~80 Ma y 40 Ma en el arco laramídico (Ortega-Rivera, 2003). En el Batolito de las Sierras Peninsulares y en el cinturón continental, la migración del arco se acompaña de una evolución geoquímica similar entre sí con una evolución paulatina desde una composición calcoalcalina hacia alcalina (Gastil, 1983; Henry *et al.*, 2003).

Durante la apertura del Golfo de California, la segmentación del arco magmático mesozoico-paleógeno ocurrió de manera paralela a la dirección de las isocronas del arco, de tal manera que la parte más antigua forma parte del Batolito de las Sierras Peninsulares, y la parte más joven forma el cinturón laramídico en el interior de México.

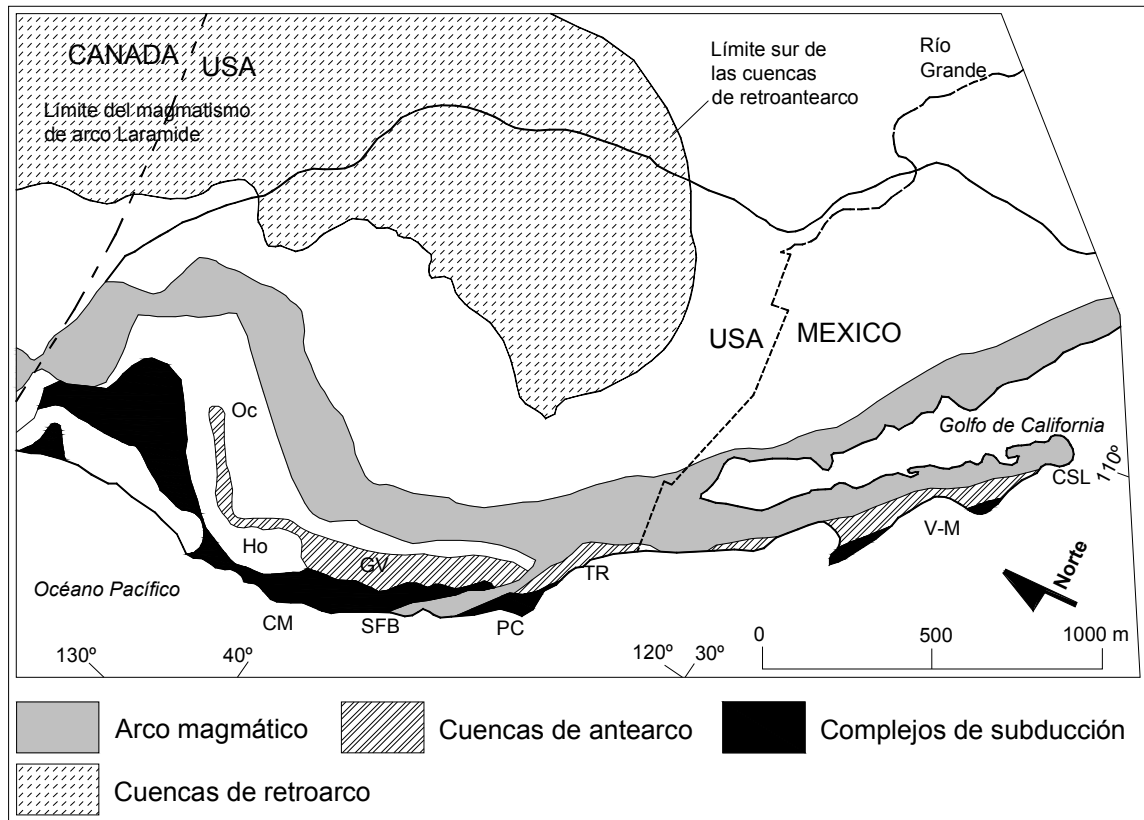


Figura 9. Rasgos geotectónicos de la margen occidental de Norteamérica, del sistema Cordillerano arco-trincheras, desde el Cretácico temprano (~120 Ma) al Cenozoico medio. El cinturón batolítico principal es delineado por el arco magmático y, el magmatismo subsidiario, asociado al arco, se extiende a diferentes distancias tierra adentro. Segmentos de cuenca de antearco claves: GV.- Great Valley, Ho.- Hornbrook, Oc.- Ochoco. TR.- Transverse Ranges, V-M.- Vizcaíno–Magdalena, CM.- Cabo Mendocino, SFB.- Bahía de San Francisco, PC.- Punta Concepción, CSL.- Cabo San Lucas (tomada de Dickinson, 2004).

2.2.4. Modelos tectónicos del Batolito de las Sierras Peninsulares

Para el origen del Batolito de las Sierras Peninsulares se han propuesto dos modelos principales: a) un bloque exótico, trasladado del sur y acrecionado a la margen continental de Norteamérica, y b) un arco magmático generado casi *in situ*, adyacente a la margen continental (Wallawender *et al.*, 1991). La propuesta de un Batolito de las Sierras Peninsulares como bloque exótico que proviene de ~2500 km al sur está basada principalmente en evidencias paleomagnéticas (Symons *et al.*, 2003) de rocas en California y Baja California (p.e. Hagstrum *et al.*, 1985). Este modelo ha sido criticado

debido a los basculamientos posteriores hacia el este del Batolito de las Sierras Peninsulares (p.e. Ortega-Rivera *et al.*, 1997; Ortega-Rivera, 2003). En el caso de los datos paleomagnéticos tomados en las rocas sedimentarias, se interpreta que la rotación de los datos magnéticos se deben a la compactación, durante la evolución de las cuencas sedimentarias (Smith y Busby, 1993). Con base en estas críticas, a la discusión anterior sobre la complementariedad del Batolito de las Sierras Peninsulares y del arco magmático continental previo a la apertura del Golfo de California, así como a otras evidencias geológicas, se considera que el modelo de un Batolito de las Sierras Peninsulares generado casi *in situ*, parece ser más apropiado. Dentro de estas evidencias, el Batolito de las Sierras Peninsulares se observa separado del resto del arco únicamente por efecto de los desplazamientos a lo largo del sistema San Andrés, para el cual se ha calculado un desplazamiento total de ~300 km durante el Neógeno (Clarke *et al.*, 1973; Böhnel *et al.*, 2002). Dentro de las evidencias geológicas, se ha utilizado a la toba San Felipe (12 Ma) como unidad de correlación, la cual aflora en el área de Bahía Kino, Sonora y la región de San Felipe, en Baja California, calculando que existe un desplazamiento de la península de Baja California hacia el NW, aproximado a los 270 km (Oskin, 2002; Henry *et al.*, 2003). De esta manera existen varios argumentos para considerar que, desde el Mesozoico, y hasta antes de la apertura del Golfo de California, en el Cenozoico tardío, los batolitos estaban unidos (Gastil, 1983; Silver, 1996; Schaaf *et al.*, 2000; Henry *et al.*, 2003).

Existen dos modelos principales de formación del Batolito de las Sierras Peninsulares: en el primer modelo Wallawender *et al.* (1991) proponen que el Batolito de las Sierras Peninsulares fue creado por la evolución de un arco magmático, generado sobre una zona de subducción bajo la placa de Norteamérica, alrededor de los 105 Ma. Las diferencias observadas entre el cinturón batolítico occidental y oriental, se deben a las variaciones laterales en la composición de la corteza intrusionada (Todd *et al.*, 1988; Thomson y Girty, 1994). La migración del magmatismo hacia el este ha sido documentada por Ortega-Rivera (2003), a través de estudios geocronológicos, indicando además que debió haber iniciado alrededor de los 105 Ma.

Por otro lado, Dickinson y Lawton (2001) proponen que el Batolito de las Sierras Peninsulares se generó por la interacción de dos arcos magmáticos asociados a la doble vergencia, al oeste y al este, de la placa oceánica Mezcalera, localizada entre la placa oceánica Farallón y la placa de Norteamérica (Fig. 10a). Al oriente se desarrolló un arco continental marginal, mientras que al poniente se desarrolló el arco de islas intraoceánico

Guerrero. Durante el Jurásico medio la subducción de la placa Mezcalera hacia el oeste era más rápida que hacia el este, y la placa Mezcalera fue desapareciendo, con la consecuente extinción y acreción del arco Guerrero a la margen continental de Norteamérica (Fig. 10b). Al mismo tiempo de la acreción, se inició la subducción de la placa Farallón con vergencia hacia el oriente, y la creación de un arco magmático sobrepuesto al arco Guerrero bajo la margen continental acrecionada (Fig. 10c). Se interpreta que durante la etapa de subducción de la placa Mezcalera, hacia el oeste, se formó el cinturón batolítico occidental, y en la segunda etapa post-acreción, se formó el cinturón oriental. Este modelo implica que la región de California y Baja California tienen un origen común, por lo cual deben ser consideradas como un solo terreno tectonoestratigráfico, el “superterreno Guerrero” de Dickinson y Lawton (2001). Este modelo es discutido por Sedlock *et al.* (1993) quienes, con base en estas correlaciones, mencionan que estas zonas deben mantenerse separadas, como terrenos diferentes, puesto que el arco entró en colisión entre 115 y 105 Ma, documentado al oeste y sur de San Pedro Mártir (Schmidt *et al.*, 2002; Wetmore *et al.*, 2002) en lugar de los 121 Ma propuestos por Dickinson y Lawton (2001).

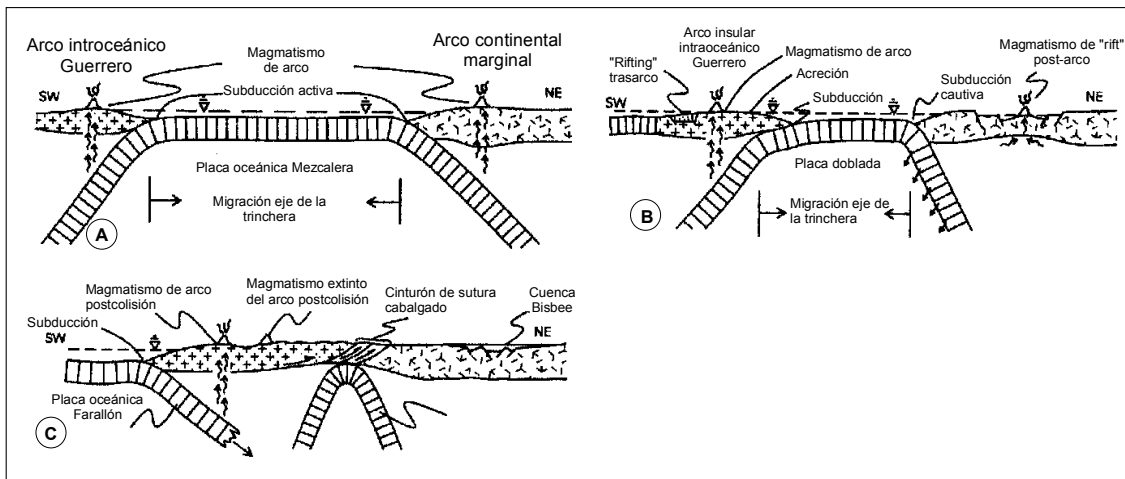


Figura 10. Diagramas esquemáticos ilustrando la evolución de los arcos magmáticos con vergencias opuestas, asociados a la placa Mezcalera, en el Jurásico temprano (A). Arqueamiento de la placa Mezcalera y extinción de los arcos en el Jurásico medio (4B), y colisión y acreción al macizo continental mexicano, con el desarrollo de una nueva zona de subducción al oeste, durante el Cretácico temprano (C) (Dickinson y Lawton, 2001).

Otro modelo propone que el Batolito de las Sierras Peninsulares es un arco compuesto, por la acreción de un arco circundante. Este modelo se basa en que la

frontera entre el cinturón batolítico occidental y el cinturón oriental es una zona de sutura, formada por la acreción de un arco magmático circundante, en la margen continental de Norte América durante el Cretácico temprano (Gastil *et al.*, 1975; Busby *et al.*, 1998). En este modelo el cinturón batolítico occidental se forma en el Jurásico, asociado a un arco intraoceánico, separado de la margen continental por una cuenca de tras-arco (Fig. 11). Posteriormente se generó un arco magmático continental, durante el cual aumentó la tasa de convergencia, con lo cual colapsó el arco magmático circundante, provocando la colisión con la margen continental en el Cretácico Temprano (Fig. 11). Durante esta etapa se forma el cinturón batolítico oriental, con diferencias notables con respecto al cinturón occidental. Johnson *et al.* (1999) modificaron el modelo del arco circundante, mencionando que la frontera entre los cinturones batolíticos ha sido formada entre 115 y 108 Ma, por la amalgamación de un arco de islas y el borde occidental de Norte América. Como resultado se formaron los cinturones batolíticos y las diferencias en edades entre ellos se deben a que el arco de islas ha sido intrusionado por plutones y el borde de Norteamérica por plutones más jóvenes. Además, la diferencia en composición de los cinturones se debe a la naturaleza diferente de las cortezas, más máfica al oeste e intermedia al este.

En todos los modelos anteriores solo se tomaba en cuenta las variaciones transversales del Batolito de las Sierras Peninsulares, pero Wetmore *et al.* (2002) y Wetmore (2003) proponen otro modelo que incorpora las variaciones longitudinales (Fig. 12). Consideran que la Falla Agua Blanca es una frontera que separa conjuntos de rocas con diferencias notables. Al norte de esta falla, la Formación Santiago Peaks presenta evidencias de haber sido formada sobre una corteza continental previamente acrecionada a Norteamérica (Wetmore *et al.*, 2002; Wetmore, 2003), mientras que al sur de la Falla Agua Blanca, el arco Alisitos tiene un origen oceánico, sin aporte de sedimentos desde la margen continental, y ha sido yuxtapuesto contra la margen continental por una falla inversa mayor (Main Mártir thrust) con vergencia hacia el oeste (Johnson *et al.*, 1999) (Fig. 12).

Este modelo reconcilia los aspectos fundamentales de las propuestas anteriores, además de que requiere poca traslación a lo largo de la frontera entre los cinturones del Batolito de las Sierras Peninsulares.

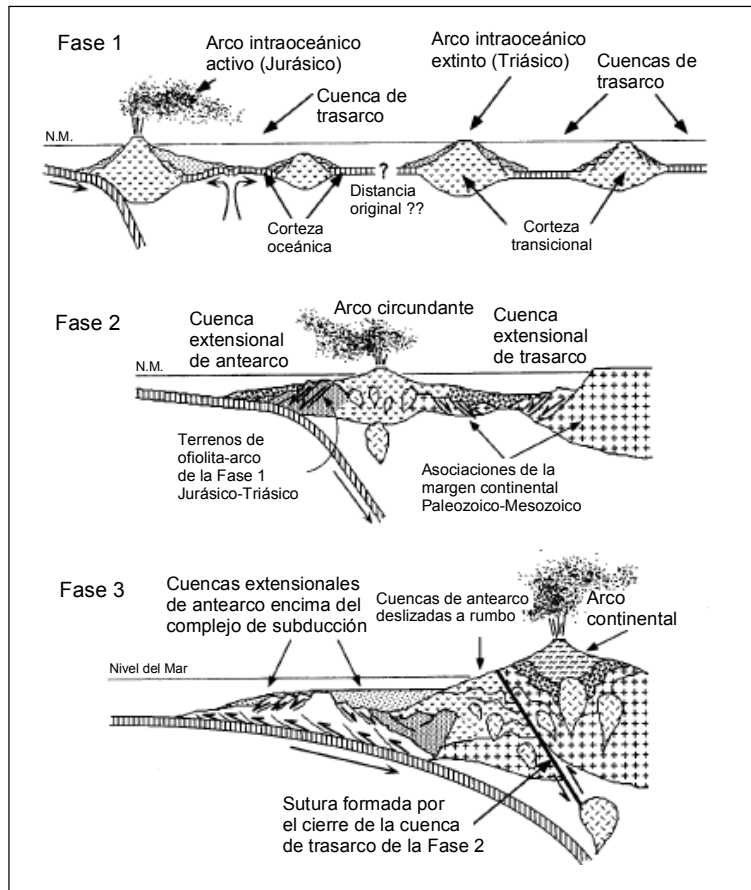


Figura 11. Modelo de evolución de la margen occidental de Norteamérica y generación de los cinturones del Batolito de las Sierras Peninsulares. El cinturón occidental durante las fases 1 y 2, y el oriental durante la fase 3. Busby *et al.* (1998).

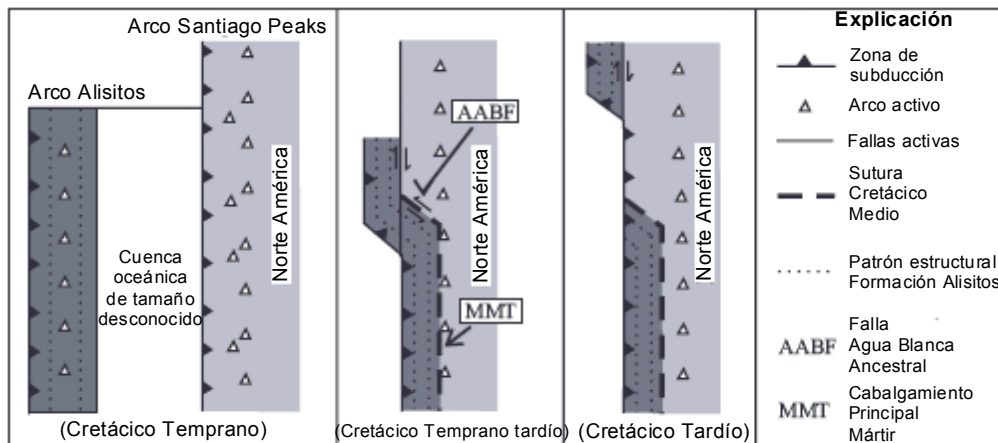


Figura 12. Modelo tectónico para la evolución Mesozoica del Batolito de las Sierras Peninsulares, (según Wetmore, 2003).

2.3. Evolución estructural del Batolito de las Sierras Peninsulares durante el Cenozoico

La evolución estructural del Batolito de las Sierras Peninsulares se puede dividir en dos períodos: el primero que abarca el tiempo desde su intrusión hasta el inicio de su erosión y exposición, en el Cretácico Tardío–Cenozoico, y el segundo que abarca desde entonces hasta la actualidad. Este segundo período incluye la extensión tipo *Basin and Range*, el volcanismo calcoalcalino asociado al cierre de la subducción y el, así como el inicio del *rifting* y su magmatismo alcalino previo a la apertura del Golfo de California.

La exhumación del Batolito de las Sierras Peninsulares inició en el Cretácico Tardío, en un tiempo relativamente corto después de su cristalización, de manera diacrónica, primero en el norte y después en el sur (Lovera *et al.*, 1999).

Resultados de termocronología indican que el Batolito de las Sierras Peninsulares, a la latitud de Ensenada, fue exhumado en tiempos cercanos a los 104 Ma en el oeste y a los 51 Ma en el este (Ortega-Rivera, 2003). Adicionalmente se han delimitado dos períodos importantes en el enfriamiento del Batolito de las Sierras Peninsulares (Grove *et al.*, 2003); el primero ocurrió entre los 91 y 86 Ma y otro después de los 78 Ma. El primero se ha relacionado a la influencia del gran volumen de los intrusivos tipo La Posta (Wallawender *et al.*, 1990), alrededor de los 96 ± 3 Ma, lo cual provocó un levantamiento y contribuyó al enfriamiento de los intrusivos. Esta interpretación también se basa en la sincronía entre estas intrusiones y el incremento del volumen de los sedimentos aportados a la cuenca de antearco (Kimbrough *et al.*, 2001). La base de la columna estratigráfica de esta cuenca contiene sedimentos compuestos por bloques y arenas gruesas, de rocas graníticas con procedencia del Batolito Peninsular y edades de 96-92 Ma (Yeo, 1984; Kimbrough *et al.*, 2001). En el norte de Baja California y California, estas rocas corresponden a la base del Grupo Rosario, Formación Redondo (Tijuana-Ensenada) y Lusardi (San Diego, USA), de edad Cretácico inferior (Yeo, 1984) (Fig. 13), lo cual refleja que el intrusivo ya estaba expuesto al tiempo de la sedimentación de la Formación Redondo, de edad Turoniano, cuya localidad tipo se localiza en los alrededores de la presa Rodríguez, en Tijuana Baja California, según Flynn (1970).

De acuerdo con datos previos, se interpreta que la denudación ocurrió primero en el norte del batolito de las Sierras Peninsulares, en California y la península de Baja California, puesto que la Fm. Rosario no aflora al sur del paralelo 30° N. Además, las primeras rocas sedimentarias con fuente de aporte de intrusivos, que afloran en la parte

sur de la península, pertenecen a la Formación Tepetate (Heim, 1922), de edad Eoceno medio, que afloran en el estado de Baja California Sur.

El segundo pulso de denudación bien definido ocurrió entre 78 y 68 Ma, y se interpreta que es contemporáneo con la disminución del ángulo de subducción de la placa Farallón, durante la orogenia Laramide (George y Dokka, 1994; Lovera *et al.*, 1999; Grove *et al.*, 2003). Este segundo pulso se puede observar reflejado en la estratigrafía de la cuenca de ante-arco en la parte norte del Batolito de las Sierras Peninsulares, en California y Baja California, la cual registró un incremento en la profundidad de los depósitos marinos, desde la zona de plataforma continental hasta el talud o planicie de la cuenca (George y Dokka, 1994) (Fig. 13). Estos cambios han sido correlacionados con levantamientos superficiales ocurridos al este, en el Batolito de las Sierras Peninsulares.

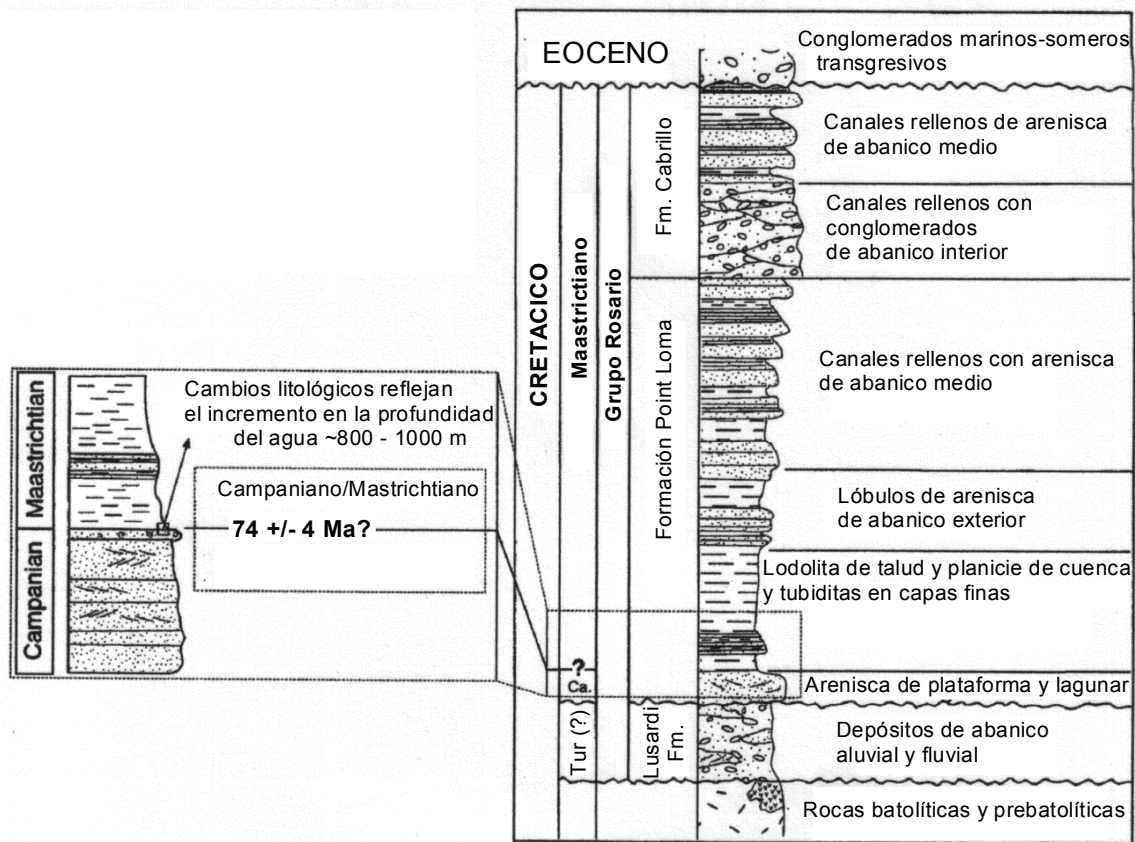


Figura 13. Columna estratigráfica de la región de San Diego (USA). Se muestran las unidades que representan las principales etapas de erosión del Batolito de las Sierras Peninsulares durante el Cretácico tardío. El primer pulso está representado por la formación Lusardi (Formación Redonda en Tijuana–Ensenada), y el segundo pulso por un cambio de las facies marinas en la base de la Formación Point Loma (Formación Rosario para Baja California). Tomado de George y Dokka (1994).

Actualmente, el Batolito Peninsular se encuentra sujeto a levantamiento y denudación por efecto de la apertura del Golfo de California y la deriva de la península de Baja California hacia el noroeste. Los procesos de levantamiento y denudación están determinados por la formación de la Provincia Extensional del Golfo, la cual bordea ambos extremos del Golfo de California y está caracterizada por la actividad de fallas normales de alto ángulo. Con base en estas observaciones, se interpreta que las tasas de denudación son mayores hacia la franja costera del Golfo de California, en los bloques levantados del Escarpe Principal del Golfo.

2.4. Extensión *Basin and Range*

El final de la orogenia Laramide coincidió con un evento de extensión en la región de tras-arco *sensu lato*, conocido como *Basin and Range* temprano (Zoback *et al.*, 1981; Henry y Aranda-Gómez, 2000). Este evento está caracterizado por grandes tasas de extensión cortical (hasta 150%), y una evolución magmática bimodal. La característica principal del evento de *Basin and Range* temprano es la formación de complejos de núcleo metamórfico (*metamorphic core complexes*) en el SW de Estados Unidos y el NW de México (Fig. 14), en los que se exponen rocas milonitizadas del basamento cristalino (Nourse *et al.*, 1994). Esta etapa de extensión no es continua en el tiempo, sino que hay un periodo de calma tectónica durante el Mioceno Temprano, por lo cual se definió como *Basin and Range* temprano (Zoback *et al.*, 1981), para distinguirlo de una segunda etapa de extensión de edad miocénica.

Aproximadamente a los 13 Ma se desarrolló otro evento de extensión, mencionado simplemente como *Basin and Range* (p.e. Zoback, *et al.*, 1981), caracterizado por la presencia de fallas normales. Este evento de *Basin and Range* estuvo caracterizado por la formación de *horst* y *grabens*, y representa un cambio de alrededor de 45° en la dirección de la extensión, de WSW a WNW (Gans, 1997). Este cambio probablemente se relaciona a una modificación en la cinemática de la frontera de las placas Farallón y Norte América, influenciada por el arribo de la dorsal Farallón–Pacífico, a la zona de subducción, con el consecuente desarrollo del sistema transforme San Andrés. Esta etapa de extensión se caracterizó por un magmatismo bimodal, basáltico y riolítico (Aranda-Gómez *et al.*, 2000), el desarrollo de fallas normales de alto ángulo que generan basculamiento de bloques, y con tasas de extensión relativamente bajas. Es durante esta etapa de extensión que se

desarrolla la topografía que caracteriza la provincia *Basin and Range*, con altos topográficos separados por cuencas de 25 a 35 km de ancho, que representan *horsts* y *grabens*, respectivamente. La morfología en *horsts* y *grabens* es básicamente una morfología heredada cuyo contraste tiende a desaparecer debido al efecto contrario y simultáneo de la erosión de las sierras y del relleno de las cuencas. El adelgazamiento de la litosfera durante la fase de extensión cenozoica facilitó el acceso de magmas alcalinos como en la región de Moctezuma, en Sonora central (Paz-Moreno *et al.*, 2003).

El cese de la extensión de tipo *Basin and Range* podría coincidir con el final de la subducción, lo cual provocó un cambio geodinámico general, desde una extensión intra-placa que se manifiesta en una región amplia, a una deformación de tipo transformante a lo largo de una falla única que actúa como límite de placa (falla de San Benito-Tosco Abrejos y finalmente el sistema transformante del Golfo de California).

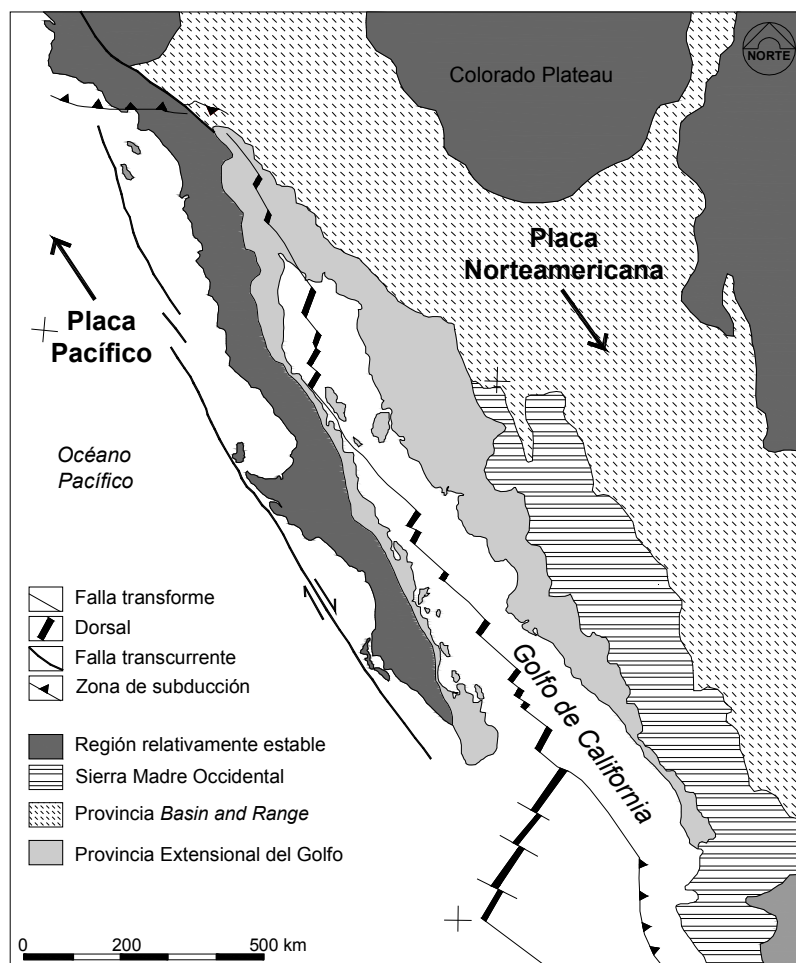


Figura 14. Provincias tectónicas del noroeste de México y suroeste de Estados Unidos.

2.5. Ruptura continental y formación del Golfo de California

Con el cese de la subducción de la placa Farallón bajo Norteamérica y de los procesos magmáticos y tectónicos asociados entre 14 y 12 Ma (Lonsdale, 1991), la frontera entre las placas Pacífico y Norteamérica cambió de régimen tectónico de subducción a *rifting*. Este cambio fue una consecuencia de la deriva de la dorsal Farallón–Pacífico hacia Norteamérica (al este) (Fig. 15). Esta dorsal tenía una relación geométrica oblicua con respecto a la trinchera, por lo cual este encuentro no fue simultáneo en toda la longitud de la trinchera. El primer encuentro dorsal–trinchera ocurrió entre las fracturas Murray y Pioneer, con lo cual el fragmento de la placa Farallón fue capturado por la placa Pacífico (Atwater, 1989). Como resultado de este encuentro se generaron dos puntos triples trinchera–dorsal–transforme: Mendocino, al norte, y Rivera, al sur, y la placa Pacífico entró en contacto directo con la placa Norteamericana, a través de la frontera transforme de la Falla San Benito–Tosco–Abreojos (Spencer y Normark, 1989; Michaud *et al.*, 2005). A medida que la dorsal se aproximaba a la trinchera, la zona de contacto de las placas Pacífico y Norte América se extendía al norte hasta la fractura Mendocino, y al sur hasta la fractura Murray (Lonsdale, 1991). Durante este tiempo (14 y 12 Ma), la frontera de placas quedó dividida, entre subducción menguante, al norte y sur, y desplazamiento lateral cada vez más importante en la Falla San Benito–Tosco–Abreojos (Fig. 15).

Estas condiciones en la frontera de placas continuaron con la migración de los puntos triples hacia el norte y sur, siendo el sistema de falla San Benito–Tosco–Abreojos la principal frontera entre las placas Pacífico y Norteamérica, hasta alrededor de los 5.5 Ma (Lonsdale, 1991). Durante este tiempo se generó otro sistema de falla lateral, en la zona del actual Golfo de California, posiblemente ligado al sistema San Gabriel, en California, el cual compartió desplazamiento con el sistema San Benito–Tosco–Abreojos. Posteriormente, hacia los 5 Ma, la placa Cocos se fragmentó en la placa Rivera, al norte, y la placa Cocos al sur. Con esto la dorsal Matemáticos saltó para formar la actual dorsal del Pacífico oriental, la cual se propagó hacia la depresión formada en el sitio del actual Golfo de California, para convertirse en la principal frontera de placas. El sistema Tosco–Abreojos perdió preponderancia como frontera de placas, aunque Dixon *et al.* (2000) y Michaud *et al.* (2007) mencionan que el sistema de falla transforme Tosco–Abreojos está activo actualmente, con base a una interpretación de la sismicidad local y un análisis batimétrico detallado que revela la presencia de fallas que afectan sedimentos recientes.

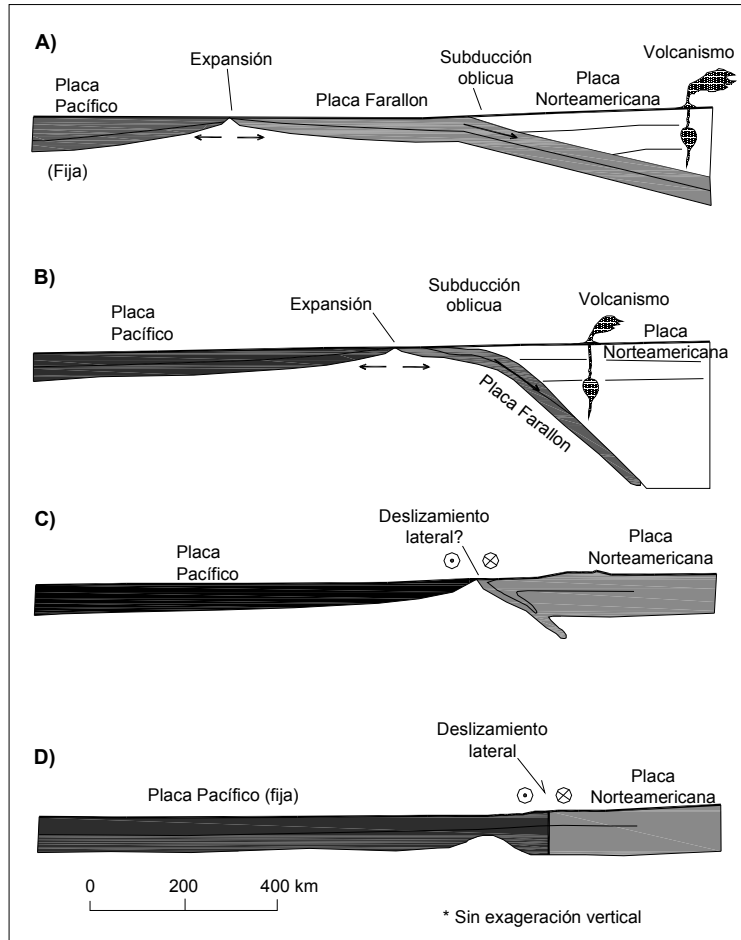


Figura 15. Secciones conceptuales a través de las placas litosféricas Pacífico, Farallón y Norte América. A) Cenozoico temprano: Dorsal, trinchera y placa en subducción. B) La placa Farallón disminuye conforme la dorsal se acercaba a la trinchera. C) Cenozoico tardío: La dorsal arribó a la trinchera y la placa Farallón terminó su existencia. Las placas Pacífico y Norte América entraron en contacto. D) Situación actual, con desplazamiento lateral derecho. Tomada de Atwater (1970).

Después de los 4.5 Ma, la península de Baja California inicia su movimiento transcurrente, hacia el NW, con un movimiento calculado hasta el presente, de alrededor de 270 ± 13 km (Oskin y Stock, 2003), para completar la transferencia de la península a la placa del Pacífico (Fig. 4). Durante esta etapa se completa la transgresión en la cuenca del golfo de California, previamente creada por los procesos de extensión cortical (Ledesma-Vázquez, 2002), representada por algunas cuencas marginales en el golfo, como son: El Boleo (Holt *et al.*, 1997), Bahía Concepción (Ledesma-Vázquez 2002) y Loreto (Umhoefer *et al.*, 2002). Con esto, el cambio de régimen tectónico en la frontera de

placas se hace más evidente, y las estructuras extensionales previas a la formación del Golfo de California se reactivan hacia un régimen transtensivo. Evidencias de deformación extensional, con una componente transtensional sobrepuesta han sido documentadas en diferentes partes del extremo oriental de la península, como en la cuenca de Santa Rosalía (Angelier *et al.*, 1981) y la región de Loreto (Zanchi, 1994; Umhoefer *et al.*, 2002), y también se pueden observar en el extremo sur de la península, en la Falla El Carrizal, San Juan de Los Planes y San José del Cabo. En estos trabajos se concluye que existe una gran cantidad de bloques basculados por fallas normales con estilo de dominó, orientadas NW-SE, y con dirección de rotación de los bloques hacia el NE-SW. También se han inferido tasas de extensión de ~40%, con base en la cantidad del basculamiento de los bloques. Este evento de extensión fue acompañado por la intrusión de enjambres de diques (Zanchi, 1994). El cambio de cinemática extensional a transtensional es de edad Plioceno, lo cual fue determinado por la edad de los sedimentos de la cuenca en Loreto, que sobreyacen a rocas más antiguas por una discordancia angular ocasionada por una falla del sistema extensional (Zanchi, 1994), aunque Umhoefer *et al.* (2002) mencionan que es muy difícil establecer con precisión la edad de tal deformación. El sistema transtensional está representado por fallas con desplazamiento lateral derecho, orientadas NW-SE, además de fallas normales orientadas N-S.

El sistema extensional está caracterizado por un fuerte basculamiento de bloques, mientras que el sistema transtensional está relacionado a la formación de cuencas transtensivas en la margen occidental de la península de Baja California, y se pueden observar, por ejemplo, en la cuenca de Loreto, (Umhoefer *et al.*, 1994).

El cambio de extensión a transtensión también es posible de observarlo en la parte sur de la península de Baja California, donde las fallas transpeninsulares principales tienen cinemática oblicua (normal y lateral) sobrepuesta a normal (Ramos-Velázquez, 1998). Por otro lado, en el área costera de Sonora, esta característica, también es frecuente en el extremo norte del batolito Costero de Sonora (Ramos-Velázquez *et al.* 2008).

Actualmente, la península de Baja California se comporta como una microplaca tectónica separada de la placa del Pacífico por el sistema de falla lateral derecho Tosco–Abrejos (Michaud *et al.*, 2005), y de la placa Norteamérica por el sistema de dorsales cortas, conectadas por fallas transformes, en el Golfo de California, unidas al sistema transcurrente lateral derecho de San Andrés, en el sur de California.

3. Geología de las áreas de estudio

Las dos áreas de estudio elegidas en esta investigación se localizan en ambos márgenes del Golfo de California: al oeste, la región Cataviña–Bahía San Luis Gonzaga en la Península de Baja California, y al este, la región Punta Tepopa–Bahía Kino, en la zona costera de Sonora (Fig. 1). Las dos áreas fueron seleccionadas por coincidir en la misma paleo-latitud previa a la deriva de 270 km (Oskin *et al.*, 2001; Oskin, 2002) de la Península de Baja California hacia el NW, desde el Plioceno (Stock y Hodges, 1989). Además ambas áreas se caracterizan por la abundancia de afloramientos de intrusivos cretácicos del Batolito de las Sierras Peninsulares orientales en Baja California y del batolito costero de Sonora.

3.1. Área de Cataviña–Bahía de San Luis Gonzaga

Esta área se localiza en el centro-norte de la Península de Baja California, en donde se realizó un muestreo de granitoides a lo largo de una sección E-W, desde la Bahía de San Luis Gonzaga en la costa del Golfo de California, hasta las inmediaciones de la localidad de Cataviña hacia el oeste, en la parte central de la península (Fig. 16).

La litología de las rocas intrusivas está dominada por granodiorita y tonalita, de grano grueso y generalmente con foliación magmática, además de un granito de dos micas al este de Cataviña.

La estratigrafía consiste de un basamento compuesto por rocas meta-sedimentarias de posible edad Paleozoica, y por rocas meta-volcánicas y metasedimentarias que pertenecen al arco Alisitos del Cretácico Temprano. Intrusionando al basamento se encuentra una serie de granitoides del Cretácico Temprano, pertenecientes al Batolito de las Sierras Peninsulares. Sobreyaciendo las rocas metamórficas e intrusivas, se encuentra una secuencia de rocas sedimentarias del Cretácico-Terciario depositadas en una cuenca de ante-arco. La parte superior de la columna estratigráfica está conformada por rocas volcanosedimentarias del Mioceno Medio y Temprano, atribuidas al arco magmático Comondú (Dorsey y Burns, 1994), así como por andesitas rocas en magnesio (Calmus *et al.*, 2003; Pallares *et al.*, 2007) emplazadas entre el Mioceno Tardío y el Plioceno, después del cese de la subducción, correspondientes al campo volcánico Jaraguay.

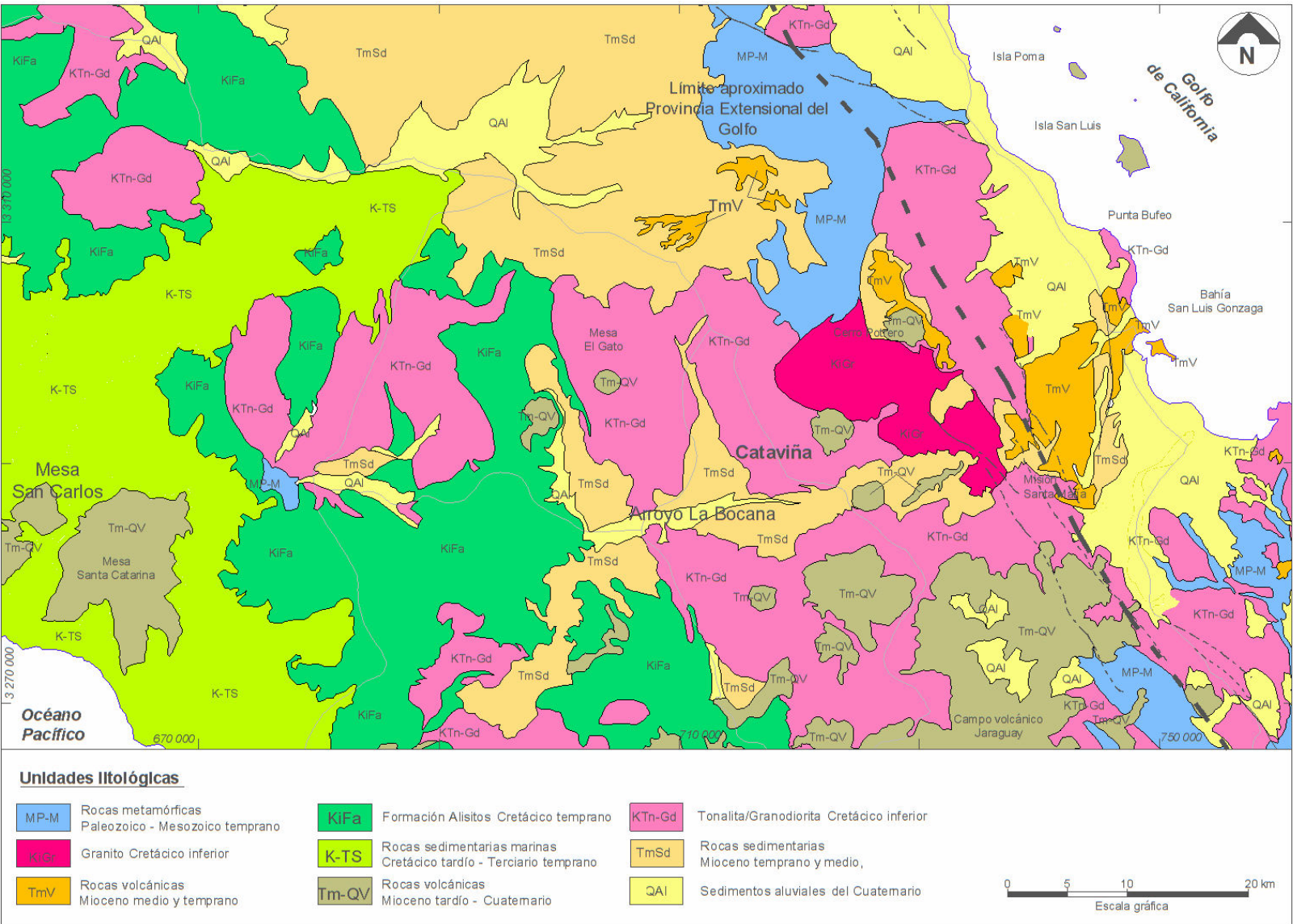


Figura 16. Mapa geológico del área de estudio en la región de Cataviña-Bahía de San Luis Gonzaga. Modificado de Gastil et al., 1975.

3.1.1. Basamento metamórfico

3.1.1.1. Rocas metamórficas del Paleozoico–Mesozoico Temprano.

Esta unidad aflora hacia la región norte de la localidad de Cataviña, en la región de El Mármol-Arroyo Zamora, y en la sierra de Calamajué hacia el sur de la Bahía de San Luis Gonzaga, en la costa del Golfo de California (Fig. 16). En la zona de El Mármol-Arroyo Zamora, las rocas están agrupadas como Formación El Mármol y las Formaciones Arroyo Zamora, Cerro El Volcán, De Indio, formando un espesor total de 4200 m (Buch y Delattre, 1993). Toda la secuencia muestra un metamorfismo que varía desde facies esquistos verdes de grado medio hasta anfibolitas. La base de la secuencia se estima de edad Pérmico debido a la presencia de fósiles, pero con base en que la Formación Arroyo Zamora es de edad Pérmico Temprano (Buch y Delattre, 1993); la Formación El Mármol podría ser más antigua. La Formación El Mármol está compuesta de carbonatos masivos, areniscas ricas en cuarzo, lodolitas y pedernal de tamaño de gravas, así como bloques olistostromales. El ambiente de depósito corresponde a una plataforma estable, con flujos de escombros por gravedad, representados por los bloques olistostromales. La siguiente unidad es la Formación Arroyo Zamora, la cual está compuesta por argilitas metamorfizadas, similares a depósitos tipo *flysch*, con unidades de flujo por gravedad. La edad ha sido determinada como Pérmico Temprano por su contenido de fusilínidos, briozoarios, braquiópodos y crinoideos columnares (Webster y Delattre, 1993). La siguiente unidad es la Formación Cerro El Volcán, compuesta por argilitas silíceas con estratificación rítmica, arenisca conglomerática, conglomerado y brecha sedimentaria, cubierto por argilita en la cima. La última unidad es la Formación De Indio (Buch y Delattre, 1993), en contacto discordante con la Formación Cerro El Volcán, compuesta por conglomerado con clastos de pedernal metamorfizado, cuarcita, arenisca calcárea y caliza, y argilita carbonácea hacia la parte superior. Esta unidad ha sido asignada al Triásico Temprano con base en la presencia de amonoideos y conodontos (Gastil *et al.*, 1981a).

3.1.1.2. Formación Alisitos

La Formación Alisitos (Santillán y Barrera, 1930) es de edad Cretácico temprano, y aflora ampliamente al oeste de la región de Cataviña como un cinturón de orientación NNW-SSE. Está cortada por rocas intrusivas cretácicas y hacia el oeste está en contacto con rocas sedimentarias cretácicas (Fig. 16). En el oeste, la Formación Alisitos comprende una alternancia de rocas volcánicas y sedimentarias, con metamorfismo de grado medio a bajo,

disminuyendo hacia el oeste, con un espesor total de alrededor de los 2000 m (White y Busby-Spera, 1987; Almaxán-Vaxquez, 1988). La Formación Alisitos está compuesta por interestratificaciones de rocas piroclásticas y derrames de lava (tobas de grano fino hasta grano grueso, tobas de lapilli, brechas tobáceas y riolitas), con calizas arrecifales, lutitas, grauvacas, que forman la menor parte de la secuencia. El ambiente de depósito al oeste de Cataviña ha sido interpretado como una mezcla entre aguas marinas someras tropicales, explicada por las calizas y las rocas sedimentarias, y un ambiente en condiciones subaéreas y subacuosas, con base en la presencia de las rocas volcánicas (Almaxán-Vaxquez, 1988). La deformación presente en estas rocas se caracteriza por pliegues abiertos y fallas de alto ángulo cuya frecuencia disminuye hacia el oeste.

Durante el trabajo de campo se realizó el reconocimiento de la formación Alisitos como parte del trabajo de geología regional, para analizar su influencia en los intrusivos cretácicos. En la zona de estudio, esta formación está representada por rocas metavolcánicas, hacia la parte central de la península, y por rocas metasedimentarias, más hacia el oeste (Fig. 16). Las rocas volcánicas están metamorizadas a la facies de esquistos verdes, por su contenido de epidota y clorita. Los protolitos son principalmente rocas volcanoclásticas riolíticas. En los afloramientos, y en muestra de mano, las rocas tienen coloraciones rojizas con presencia de una foliación bien marcada, generalmente desarrollada paralelamente a la estratificación original (S_0) (Fig. 17).

Las rocas volcanosedimentarias consisten de capas alternadas de color gris-verde (compuestas por hornblenda y epidota) y gris claro (compuestas por cuarzo y plagioclasa). Las capas son menores a 1 cm, y presentan un aspecto de laminación. Esta unidad es un esquistito de hornblenda, localizado en la facies de esquistos verdes de alto grado, caracterizado por la abundancia de epidota y hornblenda de origen metamórfico. La foliación está muy bien definida por la alternancia de bandas de composiciones distintas. Se observa esta unidad en contacto con la granodiorita de grano grueso, la cual tiene foliación milonítica, y es visible al oeste de Cataviña, por ejemplo en el arroyo La Bocana. La foliación en la roca metasedimentaria y en la milonita es subparalela, orientada N-S, con echados hacia el oeste.



Figura 17. Aspecto general de la Formación Alisitos conformada por rocas metamórficas con foliación (S_1) buzando hacia el oeste.

3.1.2. Intrusivos del Cretácico Inferior

El origen de estas rocas está asociado a la actividad del arco magmático cretácico. Los intrusivos asociados a este arco están compuestos principalmente por gabro (en menor proporción) granodiorita, tonalita y granito. Afloran desde la costa del Golfo de California hasta la región oeste de Cataviña, en la parte central de la península, y forman con los plutones localizados al norte y al sur de Cataviña, un cinturón paralelo a la península (Fig. 16). En la parte cercana al Golfo están cubiertos parcialmente por rocas volcanoclásticas del Mioceno (Martín-Barajas *et al.*, 2000), mientras que hacia el oeste están cubiertos por rocas sedimentarias del Cretácico-Cenozoico (Busby, 2004).

Los afloramientos más extensos en el área de estudio corresponden a la secuencia de granodiorita y tonalita, las cuales pueden ser diferenciadas con relativa facilidad de los de granito de dos micas, debido a que presentan un color característico (gris claro a medio) y gris muy claro, respectivamente. Además, los rasgos estructurales son muy característicos en cada una de las unidades intrusivas. La unidad de granodiorita y tonalita tiene una foliación magmática bien definida, sobre todo hacia la región occidental de Cataviña, donde se observan cuerpos paralelos de rocas dioríticas. Esta actitud estructural es muy notoria y se puede observar en fotografías aéreas, imágenes de satélite y en el campo, y se orienta con rumbo NW-SE de manera muy continua, por alrededor de 10 km. Solo se observan

interrupciones en estos cuerpos por la presencia de diques Cenozoicos de posible composición andesítica, orientados casi ortogonalmente (NE-SW), así como por estar cubiertas por rocas volcánicas Terciarias y sedimentos cuaternarios. Por otro lado, la unidad de granito de dos micas se caracteriza por la presencia de dos familias de fracturas muy bien definidas, una de ellas orientada NNW-SSE y otra en sentido casi E-W. Esta característica estructural desaparece cerca del contacto con la unidad de granodiorita y tonalita.

3.1.2.1. Granodiorita-tonalita

La granodiorita y la tonalita son las rocas más abundantes. Tienen un color gris oscuro a claro, generalmente con textura de grano grueso a muy grueso (Fig. 18A). La mineralogía característica es una asociación de cuarzo, plagioclasa, hornblenda, biotita, feldespato potásico, y minerales accesorios como esfena, circón, apatito y opacos (Fig. 18B). Estas rocas muestran una foliación magmática desde fuerte hasta apenas perceptible. Esta foliación está definida por planos con una concentración mayor de minerales oscuros (hornblenda y biotita) alineados en una dirección preferencial. Las direcciones de las foliaciones, tanto en la roca encajonante como en el intrusivo se orientan de manera paralela, lo cual podría ser una evidencia de que las foliaciones se formaron sincrónicamente, asociadas a esfuerzos regionales durante el emplazamiento (Vernon, 2000). La granodiorita-tonalita de Cataviña está sobreyacida por rocas volcánicas Cenozoicas, formando mesetas con una morfología muy contrastante en comparación con la morfología de las rocas intrusivas, sobre todo en la región central, alrededor de la localidad de Cataviña (Fig. 19).

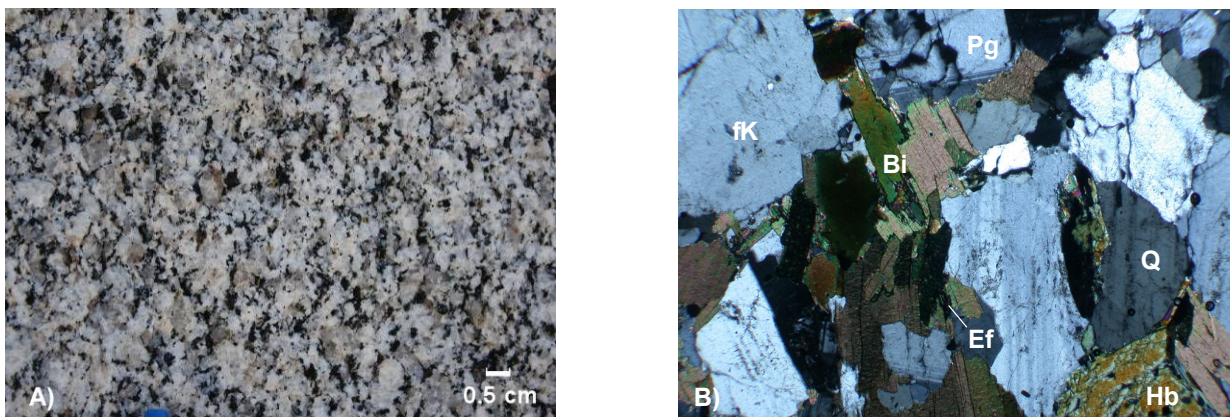


Figura 18. A) Vista a detalle de un afloramiento de la granodiorita-tonalita mostrando la textura típica, con una ligera tendencia a foliación magmática, en sentido vertical, B) vista al microscopio de la misma unidad, con su mineralogía característica: Q: cuarzo, Pg: plagioclasa, Bi: biotita, fK: feldespato potásico, Hb: hornblenda y Ef: esfena. Tomada con nicóles cruzados y objetivo 4x.

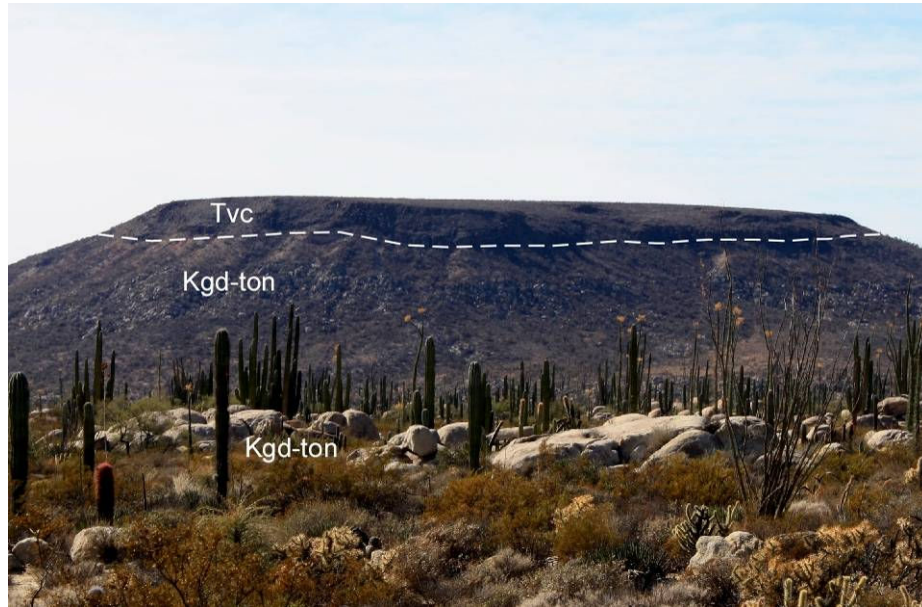


Figura 19. Afloramiento de granodiorita-tonalita (Kgd-ton) en las inmediaciones de Cataviña, cubierto por rocas volcánicas cenozoicas (Tvc). Tomada viendo hacia el oeste.

3.1.2.2. Granito de dos micas

El granito de dos micas aflora desde Cataviña hacia el este, hasta la región de Misión de Santa María (Fig. 16). Hacia la región de Cataviña aflora de manera más esporádica y en Santa María forma un plutón más continuo, con una litología muy distintiva. Esta roca se distingue por su color gris claro con variaciones a muy claro, casi blanco, influenciado por su mineralogía, la cual consta de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, hornblenda, muscovita y biotita, como minerales esenciales, y esfena, circón y apatito como minerales accesorios (Fig. 20A). Se caracteriza por una textura de grano grueso a muy grueso. En ocasiones existen zonas irregulares de la misma roca en las cuales la textura tiene aspecto pegmatítico, subrayada por la presencia de fenocristales de feldespato potásico tabulares de hasta 5 cm de longitud. Al microscopio, (Fig. 20B), se puede observar la presencia de cristales grandes de feldespato potásico, los cuales tienen una textura poiquilítica, dominada por inclusiones de cristales de biotita y muscovita. Una característica común es la presencia de alteración por meteorización a lo largo de los planos de maclas de los feldespatos, donde se observa sericita como mineral secundario. La proporción de biotita a muscovita se mantiene en alrededor de 2 a 1. El granito de dos micas es más joven que la granodiorita-tonalita, y sus contactos se pueden interpretar en imágenes de satélite, existiendo la

posibilidad de que se trate de intrusiones múltiples. El granito de dos micas está sobreyacido por arenisca, toba y basalto de edad Cenozoica (Formación Mesa), de manera discordante y formando mesetas aisladas muy notorias en toda el área de estudio (Fig. 21). Al este del Escarpe Principal del Golfo, las rocas graníticas están en gran parte cubiertas, tanto por las rocas volcánicas, como por rocas sedimentarias depositadas en las cuencas asociadas a la apertura del Golfo de California, por lo que no es posible determinar con precisión la extensión de los intrusivos.

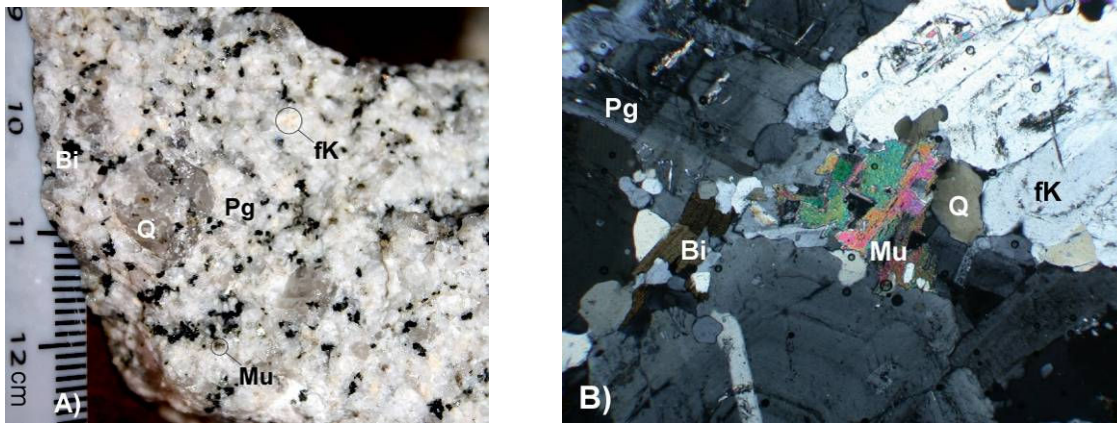


Figura 20. A) Vista en muestra de mano del granito de dos micas, B) vista al microscopio, con su mineralogía y textura característica. Q: cuarzo, Pg: plagioclasa, Bi: biotita, fK: feldespatos potásicos, Mu: muscovita. Tomada con nicóles cruzados y con el objetivo de 4x.

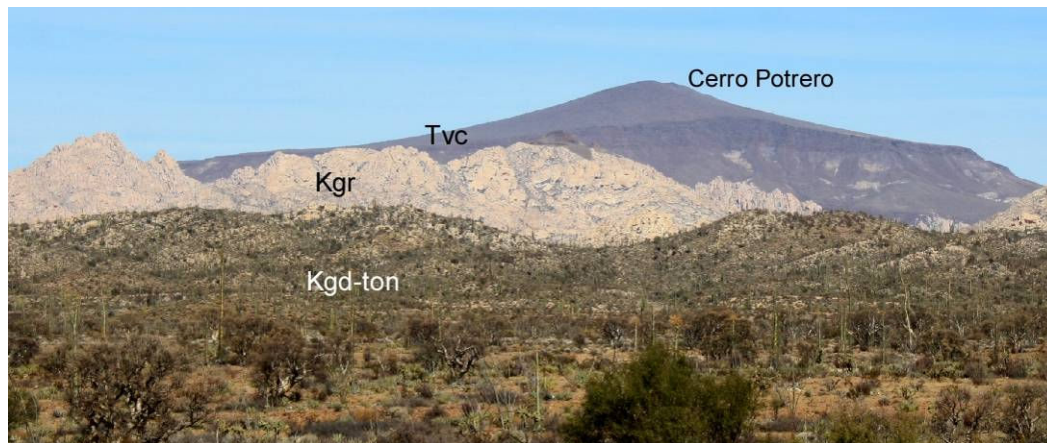


Figura 21. Vista panorámica de los afloramientos del granito de dos micas (Kgr), con una cubierta de rocas volcánicas Cenozoicas (Tvc), y en contacto (primer plano) con la granodiorita-tonalita. Fotografía tomada viendo hacia el este.

3.1.3. Rocas sedimentarias marinas del Cretácico Tardío–Cenozoico Temprano

Estas rocas sedimentarias afloran hacia la parte occidental del área, en la costa del Océano Pacífico, en contacto discordante con rocas metavolcánicas de la Formación Alisitos, y cubiertas parcialmente por rocas sedimentarias y volcánicas más jóvenes (Fig. 16). Esta unidad está compuesta por cinco formaciones que, de la base a la cima son: Bocana Roja, Punta Baja, El Gallo, Rosario y Sepultura (Busby, 2004), las cuales corresponden al final del Cretácico Temprano hasta el Paleoceno; su espesor total medido es de 4317 m (Fig. 22). Estas formaciones corresponden a depósitos de cuenca de antearco. La definición y descripción de estas formaciones ha sido abordada por varios autores, principalmente por Kilmer (1963) quien las nombró, y por Gastil *et al.*, (1975), Morris y Busby-Spera (1990), Nilsen y Abbot (1981), Yeo (1984) y Busby (2004).

La Formación Bocana Roja es la más antigua; tiene un espesor de 1260 m, y consiste de arenisca, lodolita y conglomerado de origen fluvial. Esta formación está sobreyacida discordantemente por la Formación Punta Baja, la cual está compuesta por 117 m de conglomerado y arenisca, depositados en un ambiente de cañón submarino. En contacto discordante y erosivo, se encuentra la Formación El Gallo, con un espesor total de 1240 m, dividida en tres miembros: Escarpa, Disecado y Castillo. En esta formación predominan areniscas y conglomerados, en ocasiones con fósiles de dinosaurios y mamíferos, correspondientes a ambientes de abanicos aluviales y marinos someros, con aporte desde el este. Discordantemente sobre la Formación El Gallo, está la Formación Rosario con un espesor de 1200 m, que comprende rocas sedimentarias desde no marinas hasta marinas de ambiente profundo. La Formación Rosario consta de dos miembros: el miembro inferior consiste de arenisca y conglomerado marinos de ambiente somero transgresivo, depositado sobre el miembro Disecado de la Formación El Gallo. El miembro superior consta de arenisca, conglomerado y lutita, depositados en diferentes ambientes submarinos, con edades desde el Cretácico tardío hasta el Paleoceno. La parte superior de la secuencia está compuesta por la Formación Sepultura, de edad Paleoceno, de 500 m de espesor, compuesta por arenisca y conglomerado depositado en un ambiente marino somero.

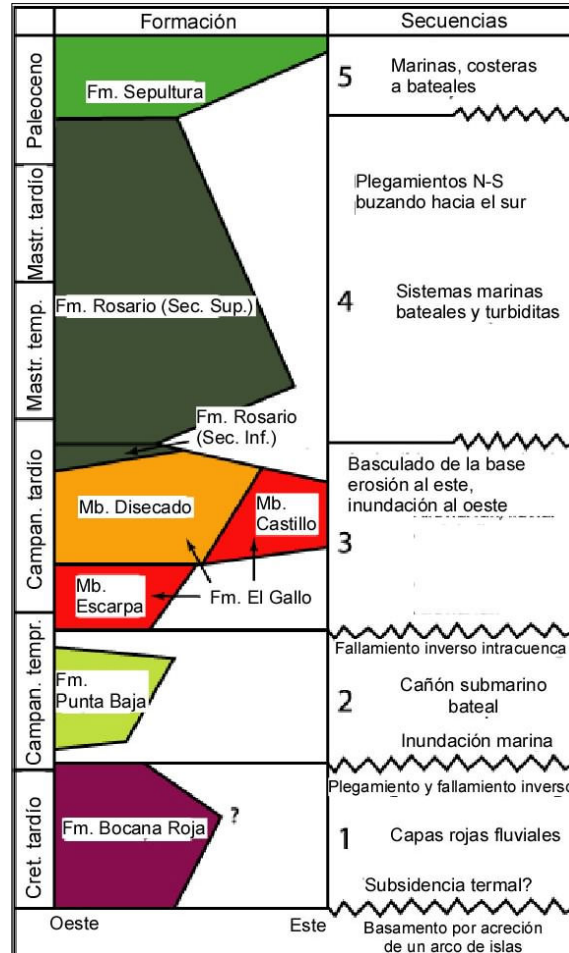


Figura 22. Columna estratigráfica de las rocas sedimentarias del Cretácico–Cenozoico, aflorando hacia el oeste del área de estudio. Tomada de Busby (2004).

3.1.4. Rocas sedimentarias del Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano

Estas rocas comprenden sedimentos coluviales derivados de rocas intrusivas (*grus*), conglomerado, arenisca, lodolita y horizontes aislados de caliza intercalada. Todas estas rocas han sido agrupadas en una unidad conocida como Formación Mesa, por Dorsey y Burns (1994), quienes interpretan que fueron depositadas entre el Oligoceno Tardío y el Mioceno Temprano, con base en principios estratigráficos, principalmente correlaciones con las rocas volcánicas y volcanosedimentarias que las sobreyacen y que han sido fechadas isotópicamente como Mioceno Medio por varios autores (p.e. Delgado-Argote *et al.*, 1999; Martín-Barajas *et al.*, 2000). Esta unidad se encuentra depositada discordantemente sobre las rocas graníticas Cretácicas del Batolito Peninsular, siguiendo su paleosuperficie (Fig. 23).

Los afloramientos de estas unidades se presentan de manera discontinua en toda el área, y constan de capas con espesores irregulares, donde se han reportado espesores desde 100 m (Dorsey y Burns, 1994) hasta alrededor de 210 m (Gastil *et al.*, 1975). En el área de estudio, la Formación Mesa aflora en las inmediaciones del rancho Santa Inés (Cataviña), donde consta de grus procedente de la granodiorita, así como arenisca con abundante cuarzo y micas, de grano muy fino (Fig. 24A), mientras que hacia el norte de esta misma localidad consta de grus, arenisca rica en cuarzo y una capa de caliza blanca muy compacta (Fig. 24B).



Figura 23. Panorámica que muestra las relaciones estratigráficas de las unidades de la Formación Mesa (caliza, arenisca), sobreyaciendo a las rocas cristalinas cretácicas de manera discordante (Kgd-ton).



Figura 24. Unidades de la Formación Mesa, A) arenisca rica en cuarzo con estratificación paralela planar, localidad de Cataviña; B) caliza con estratificación horizontal bien definida.

3.1.5. Rocas volcánicas y volcansedimentarias del Mioceno medio

Estas rocas fueron originadas por la actividad de un arco magmático, durante el Cenozoico, localizado al este de la actual Península de Baja California. La extinción del arco fue progresiva del norte al sur, asociada al cese de la subducción (Lonsdale, 1991). Esta unidad está depositada discordantemente sobre las rocas graníticas cretácicas, así como sobre las rocas metamórficas pre-batolíticas (Fig. 25) localizadas en la zona central del área y hacia la costa del Golfo. Estas rocas han sido correlacionadas con la secuencia volcanoclástica que aflora desde el sur de la Península de Baja California, conocida como Formación Comondú (Sawlan y Smith, 1984; Dorsey y Burns, 1994), pero Martín-Barajas *et al.* (2000) argumentan que ambas secuencias volcánicas tienen diferencias notables, sobre todo en cuanto a su extensión, edad y espesor.

En el área de estudio, estas rocas consisten en una secuencia volcánica compuesta por arenisca volcanoclástica, brecha, basalto y toba riolítica (Fig. 25B). Esta secuencia volcánica está en contacto gradacional con la Formación Mesa (Dorsey y Burns, 1994) y aflora de manera discontinua hacia el oriente del área de estudio (Fig. 16), hasta la costa del Golfo de California. En la zona de Cataviña son características las mesetas aisladas formadas por basaltos o toba riolítica (Fig. 25B). Una edad K-Ar en roca total de 12.5 ± 3 Ma obtenida en este trabajo para una toba riolítica de la base de la secuencia al norte de Cataviña, se correlaciona con el inicio del volcanismo transicional entre el volcanismo de arco y el volcanismo asociado a la extensión y apertura del Golfo de California. Estas mesetas están aisladas por efecto de la erosión, y tienen un echado desde horizontal hasta alrededor de 10 a 15° hacia el oeste. Hacia la zona costera del Golfo se observan algunos edificios volcánicos bien preservados, como el cerro Potrero (Fig. 16), las cuales se desarrollaron a través de las rocas graníticas, en las cuales se han obtenido edades de alrededor de 15 Ma por K-Ar en roca total (Martín-Barajas *et al.*, 2000).

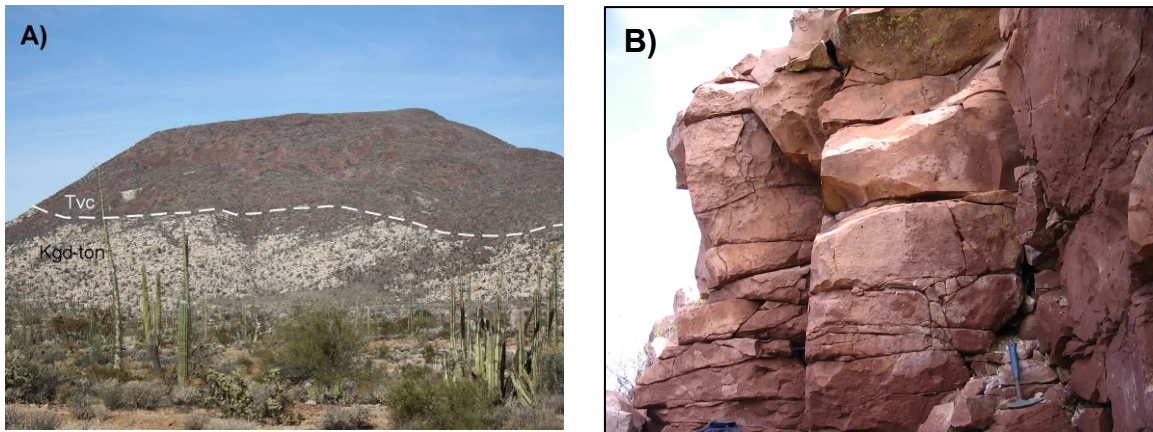


Figura 25. A) Vista general de las mesetas de rocas volcánicas cenozoicas (Tvc) en el área de Cataviña, sobreyaciendo de manera discordante a las rocas intrusivas Cretácicas (Kgd-ton). B) Detalle de un afloramiento de las rocas volcánicas, localizado al norte de Cataviña, en este caso una toba riolítica.

3.1.6. Unidades volcánicas del Mioceno Tardío-Cuaternario

Estas unidades corresponden a la etapa de postsubducción, y comprenden una serie de campos volcánicos compuestos principalmente por basaltos y sobre todo andesitas basálticas (Sawlan y Smith, 1984). En el área de estudio destaca la presencia del campo volcánico de Jaraguay, cuyas rocas fueron descritas y nombradas como bajaitas por Rodgers *et al.* (1985) y Saunders *et al.* (1987). Son andesitas ricas en Mg con una composición peculiar, la cual se interpretó como productos de rocas provenientes del manto superior metasomatizadas por magmas originados por la fusión parcial de la corteza oceánica (Calmus *et al.*, 2003). Esta fusión parcial sugiere la formación de una ventana astenosférica asociada a un desgarre del *slab* debido al hundimiento de la placa Farallón después del cese de la subducción (Pallares *et al.*, 2007; Pallares-Ramos, 2007). Las andesitas ricas en magnesio afloran hacia el extremo sur del área considerada en este trabajo (Fig. 16), y consisten en una serie de mesetas aisladas con sus centros de emisión muy bien preservados. En el área de estudio aflora la parte norte de este campo volcánico, donde se observa mesetas de andesitas depositadas directamente encima de rocas graníticas cretácicas, y sobre rocas sedimentarias cretácico-cenozoicas (Fig. 26). Esta zona es prácticamente una sola meseta, formada por el material extruido de por lo menos cien conductos individuales asociados a varias fallas orientadas NNW-SSE (Calmus *et al.*, 2003). Los flujos de lava de este campo volcánico tienen un intervalo de edades entre 10.3 ± 0.3 Ma a 3.0 ± 0.35 Ma, determinadas por el método de K-Ar en roca total (Calmus *et al.*, 2003;

Pallares-Ramos, 2007).

Hacia la costa del Océano Pacífico, se localizan una serie de mesetas aisladas, desde punta Canoas hasta punta San Carlos (Fig. 16), formadas por derrames de basalto tipo OIB (Pallares-Ramos, 2007) con espesores de alrededor de 50 m. Las mesetas están en contacto discordante con rocas sedimentarias del Paleoceno de la Formación Sepultura (Busby ,2004), y se inclinan alrededor de 10° hacia el oeste, casi de manera constante en toda la región. Estas mesetas están muy bien preservadas, así como las direcciones de flujo de los derrames y los centros de emisión, los cuales pueden ser observadas en imágenes de satélite y fotografías aéreas. Estos centros de emisión se distinguen como protuberancias circulares en la cima de las mesetas. Las mesetas están constituidas por derrames de traquibasaltos alcalinos, con texturas afaníticas y porfíricas, las cuales han sido fechadas por K-Ar en roca total dando edades entre 7.05 ± 0.17 Ma y 7.77 ± 0.22 Ma (Pallares-Ramos, 2007).

La etapa volcánica más reciente en el área de estudio está representada por el volcanismo de las islas San Luis y Poma, hacia el este, frente a la Bahía de San Luis Gonzaga (Fig. 16). El volcanismo es de edad cuaternaria y se caracteriza por la presencia de estructuras volcánicas bien preservadas y una transición desde andesita basáltica hasta riolita (Paz-Moreno *et al.*, 2003). Las características de estas rocas muestran que se trata de un evento continuo, procedente de una cámara magmática somera, con posible contaminación de las rocas graníticas, a través de las cuales se emplazó.

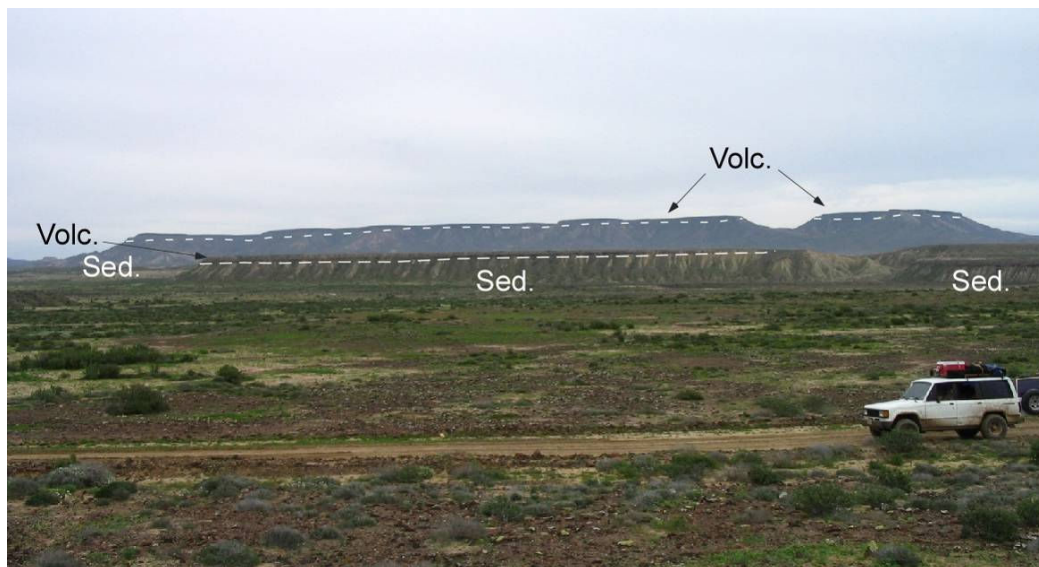


Figura 26. Vista general hacia el sur de los afloramientos de rocas volcánicas del Mioceno, en forma de mesetas en el segundo plano (mesa San Carlos). En primer plano aparecen capas de rocas sedimentarias de la Formación Sepultura (Sed).

3.1.7. Geología estructural

Se presenta una sección E-W, a través de dos dominios estructurales diferentes: una zona occidental relativamente estable y una zona oriental afectada por la extensión relacionada a la Provincia Extensional del Golfo (Stock y Hodges, 1989) (Fig. 16). La frontera entre ambas zonas es el Escarpe Principal del Golfo (*Main Gulf Escarpment*) definido por Stock y Hodges (1989). Este escarpe es una discontinuidad geológica caracterizada por un pronunciado desnivel topográfico, orientado paralelo a la península (NNW) y compuesto por un conjunto de fallas normales con bloques caídos principalmente hacia el este, y una familia de fallas antitéticas asociadas. El escarpe está localizado hacia el extremo este de la península, formando un desnivel topográfico de 300 a 400 m en esta región. La zona al oeste del escarpe está conformada por afloramientos principalmente graníticos, y al este por lomeríos aislados de rocas volcánicas y graníticas, separados por cuencas con rellenos sedimentarios (Fig. 27).

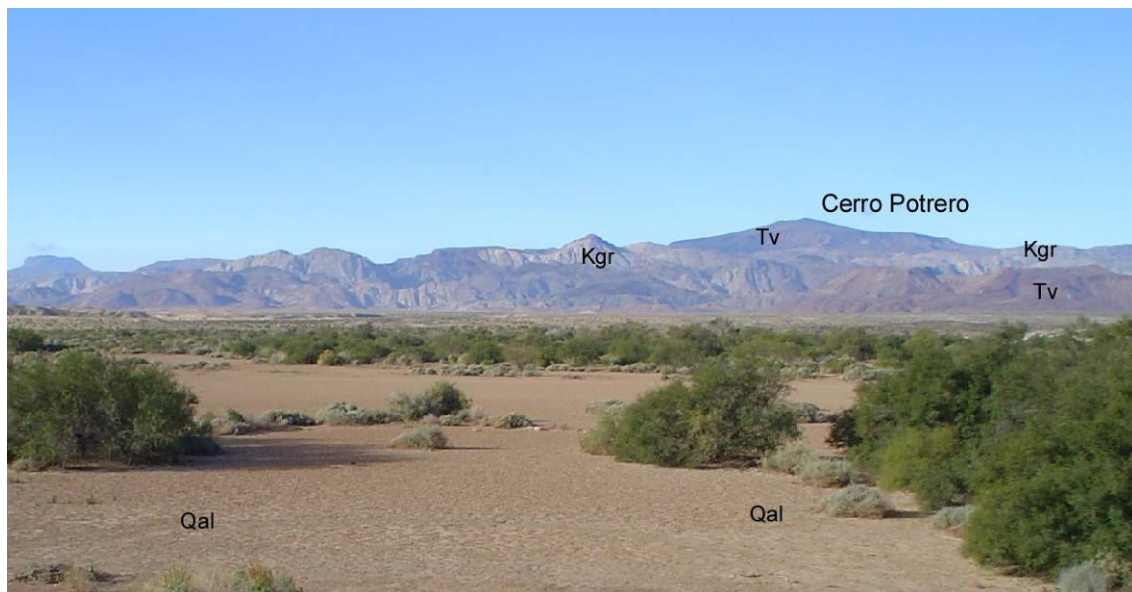


Figura 27. Vista del Escarpe Principal del Golfo en la localidad de Punta Bufe, donde se aprecia la diferencia de alturas entre las dos zonas. La litología consiste de rocas graníticas Cretácicas (Kgr) sobreyacidas por rocas volcánicas Cenozoicas (Tv), con la planicie de sedimentos aluviales en primer plano (Qal). Tomada viendo hacia el oeste.

3.1.7.1. Dominio occidental

Este dominio se caracteriza por la presencia de una geomorfología que varía desde ligeramente montañosa en su extremo este, conformada por rocas graníticas cubiertas por rocas volcánicas, hasta lomeríos muy suaves en el oeste, formados por rocas sedimentarias y mesetas de basaltos. No se advierte la presencia de fallas que generen desplazamientos verticales o basculamientos importantes, por lo que se pueden observar los afloramientos de rocas volcánicas cenozoicas muy homogéneos, con echados de 10 a 15° hacia el oeste, que pueden ser los originales. En las rocas graníticas es posible observar un fuerte fracturamiento en tres direcciones principales, los cuales se interpretaron como asociados a diaclasas de enfriamiento de los intrusivos. El patrón estructural de estas diaclasas es regular y se observa que tiene aspecto curvilíneo, paralelo a los bordes de los plutones, esto es evidente sobre todo hacia el NE de Cataviña, en la unidad de granito de dos micas.

Un rasgo estructural notado durante el trabajo preliminar, y confirmado posteriormente durante el reconocimiento de campo, es la presencia de dos foliaciones en las rocas graníticas. La primera es de tipo magmático y se caracteriza por el alineamiento preferencial de minerales como plagioclasa, biotita y hornblenda, y es enfatizada por la presencia de enclaves microdioríticos alargados en la misma dirección que la foliación. Su origen magmático está definido por las relaciones megascópicas y microscópicas entre los cristales, alargados en una dirección preferencial y sin deformación, así como la presencia de los mismos enclaves (Vernon, 2000). Esta foliación está orientada casi E-W, con pocos cambios en el rumbo, generalmente con echados cercanos a los 80° (Fig. 28A), y se desarrolla exclusivamente sobre la unidad de tonalita-granodiorita.

La segunda, más marcada, muestra en algunas localidades una sobreposición entre la de origen magmático y una estructura tectónica paralela. Esto se hace evidente porque se tienen zonas con minerales deformados, sobre todo biotitas, en forma ahusada, con colas de deformación. Hacia el oeste de Cataviña, la foliación está enfatizada por la presencia de bandas de diorita de grano fino a muy fino, las cuales son paralelas a la foliación. Estas bandas son especialmente abundantes en una zona que tiene 1.5 km de ancho, donde las bandas afloran de manera casi continua sobre una distancia de alrededor de 30 km, con un promedio de 10 m de ancho cada una (Fig. 29). Hacia el norte, la zona con bandas dioríticas está oculta por la presencia de sedimentos recientes, que no permiten seguir los afloramientos, y al sur, está oculta por rocas del campo volcánico Jaraguay. La dirección de la foliación es NNW-SSE, con echados muy variantes, buzando en su gran mayoría hacia el este. En esta zona se puede distinguir que la foliación está presente en la unidad tonalita-

granodiorita y en las rocas metasedimentarias de la Formación Alisitos, en la cual se desarrolla de manera paralela (Fig. 29). También en esta zona se encuentran bandas de milonitas en la unidad de granodiorita-tonalita (Fig. 28B), donde se han desarrollado de manera paralela, mostrando planos S-C, así como minerales con colas, especialmente la biotita.

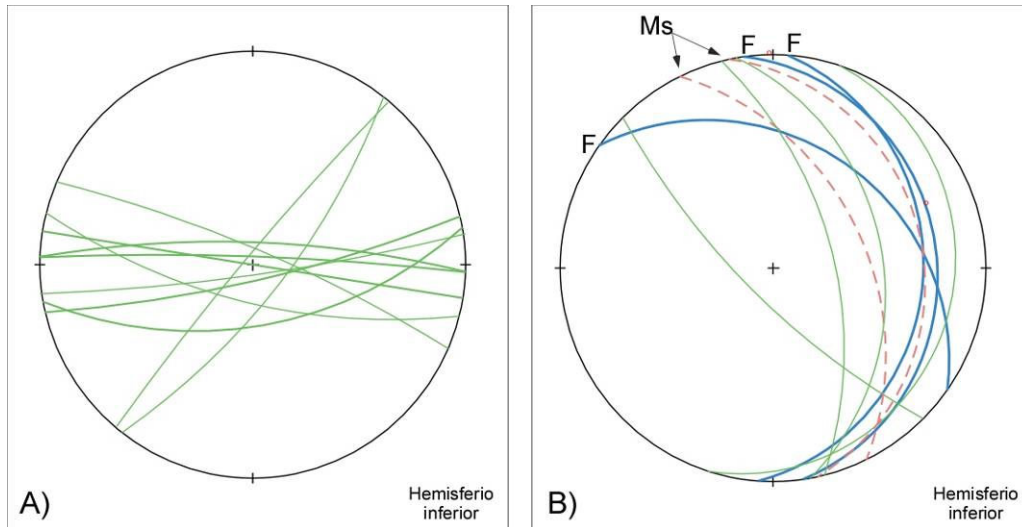


Figura 28. A) Diagrama estereográfico de foliación magmática en la unidad tonalita-granodiorita en los alrededores de Cataviña. B) Diagrama estereográfico de foliación en el extremo oeste del área; la foliación es paralela a la presente en las rocas metasedimentarias (Ms) y que ha sido reactivada por fallas (F) de manera paralela también.

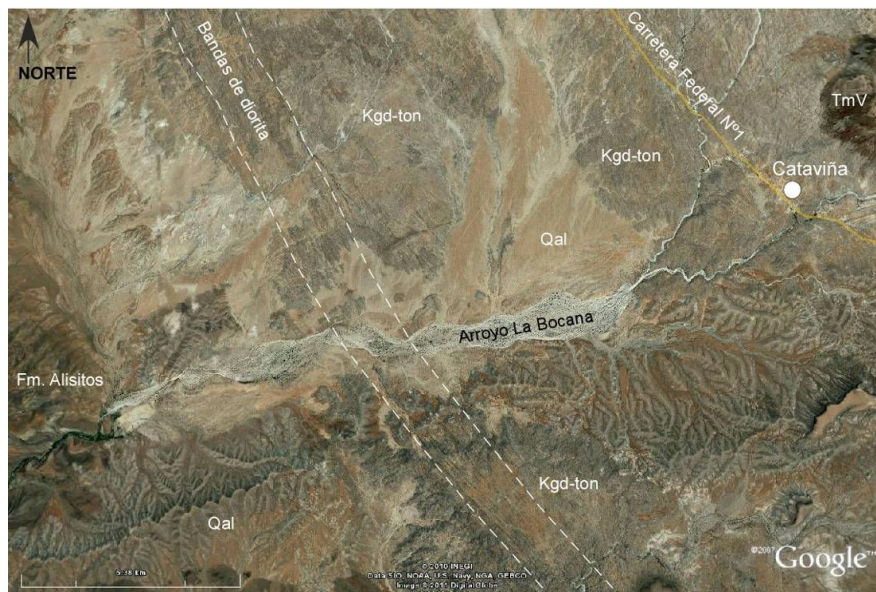


Figura 29. Imagen de satélite que muestra la zona con bandas de diorita paralelas a la foliación, al oeste de la localidad de Cataviña, con orientación NW-SE. Kgd-ton: granodiorita-tonalita del cretácico, TmV: rocas volcánicas del Cenozoico medio, Qal: sedimentos aluviales. La barra de escala corresponde a 5.38 km.

3.1.7.2. Dominio oriental

El límite oeste de este dominio estructural es el Escarpe Principal del Golfo que lo separa del dominio occidental. Está definido por una zona emergida (~15 km), con relación al ancho total de la península en esta latitud (~90 km). Este dominio tiene como principales características estructurales, la presencia de una familia de fallas normales orientada NNW, con bloques caídos hacia el este, de tipo dominó, a partir del Escarpe Principal del Golfo. Estas fallas cortan y desplazan rocas volcánicas Cenozoicas, principalmente, así como a las rocas graníticas y metamórficas del basamento cristalino. Esta zona se caracteriza porque los afloramientos están fuertemente basculados, por efecto de la actividad de las fallas (Fig. 30).

Con la actividad de estas fallas se han generado una serie de cuencas (p.e. San Felipe), las cuales han sido rellenadas por sedimentos marinos y continentales de edad Plioceno y Cuaternario. La presencia de estas cuencas se interpreta como directamente relacionada con el proceso de extensión continental y posterior *rifting* que llevó a la formación de la cuenca del Golfo de California.

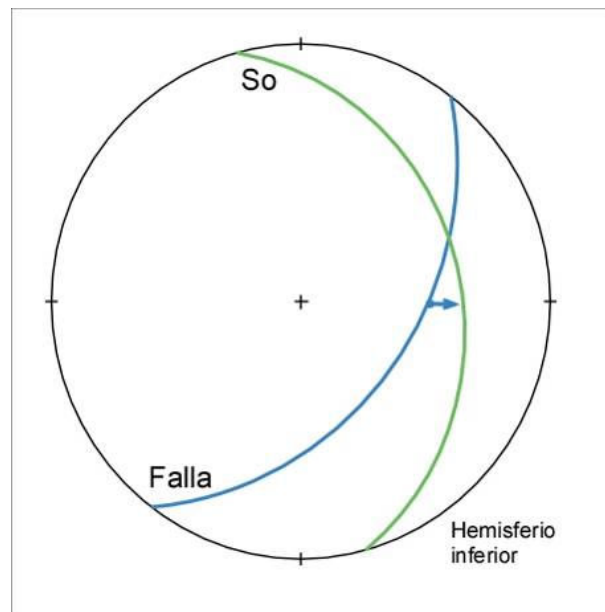


Figura 30. Diagrama estereográfico mostrando la relación geométrica entre las fallas normales de alto ángulo y las rocas sedimentarias basculadas (S_0) en el dominio estructural oriental.

3.2. Área del batolito costero de Sonora

El basamento de la región costera de Sonora y de la isla Tiburón consisten de rocas metasedimentarias de probable edad Mesozoica con una dirección general estructural NNW-SSE, intrusionadas por rocas granitoides y cubiertas de forma discordante por rocas volcánicas del Cenozoico medio. El patrón estructural regional de orientación subparalela a la costa se caracteriza por una alternancia de sierras y valles, rasgo morfológico heredado de la tectónica Cenozoica *Basin and Range* y de la apertura del Golfo de California.

Las rocas graníticas del Batolito Costero de Sonora (BCS) pueden ser divididas en dos cinturones: 1) un cinturón oriental orientado NNW-SSE, desde Punta San Nicolás hasta Puerto Libertad, el cual tiene 160 km de largo y 10 km de ancho que corresponde a un bloque basculado hacia el oeste, casi perpendicular a la dirección principal de la extensión Cenozoica; 2) un cinturón occidental de 70 km de largo, compuesto por varios plutones de la Isla Tiburón y Punta Tepopa (Fig. 31). Hacia el este, el BCS está limitado por la planicie aluvial de la costa de Hermosillo, de alrededor de 100 km de ancho, la cual separa al BCS de las rocas plutónicas del área de Hermosillo.

3.2.1. Basamento metasedimentario

En la región de Kino Nuevo a Punta Tepopa, la unidad más antigua comprende una secuencia de rocas metasedimentarias, la cual consta de protolitos diversos, como areniscas, conglomerado y capas de calcosilicatos, todos ellos metamorizados a facies esquistos verdes (Fig. 31 y 32). Esta unidad aflora de manera discontinua en toda la región, con áreas muy variables, desde alrededor de 10 km², hasta cerca de 100 m². Estos afloramientos son tipo techos colgantes (*roof pendants*), incluidos en las rocas graníticas, con espesores muy variables, siendo el mayor en la localidad cerro El Tordillo, donde su espesor alcanza 350 m (Fig. 31 y 32). En todos los afloramientos se observa una foliación, la cual varía desde fuerte a apenas perceptible, dependiendo de la litología en la cual se desarrolla. El rumbo y echado de esta foliación es muy variable de un afloramiento a otro. Las rocas muestran variaciones en su textura, su granulometría y mineralogía, relacionadas con el protolito. Estas variaciones comprenden bandas bien diferenciadas, las cuales se pueden observar tanto en el afloramiento (Fig. 33A), como en lámina delgada (Fig. 33B).

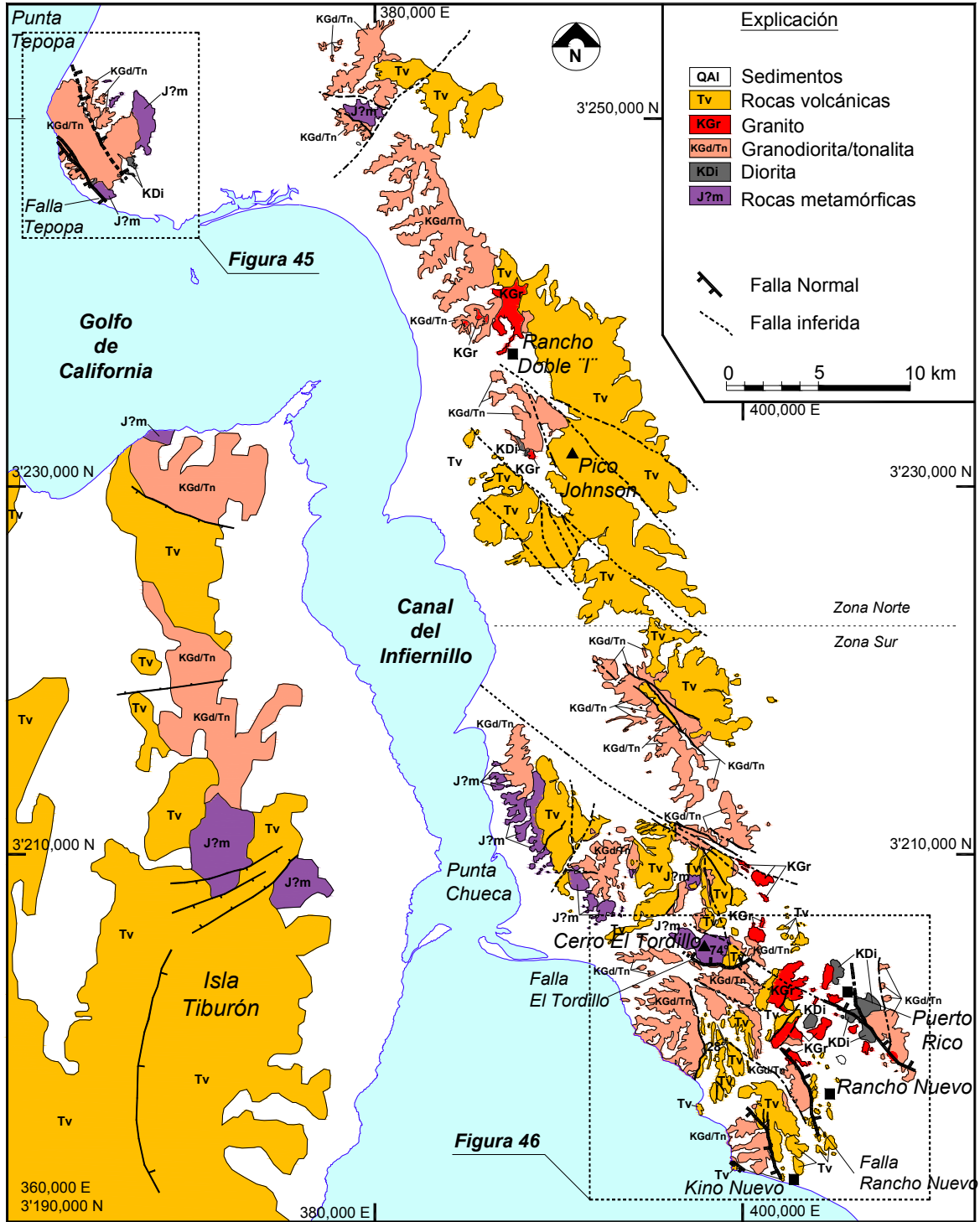


Figura 31. Mapa geológico del batolito costero de Sonora. Elaborado con información de Gastil y Krumennacher (1977), Oskin (2000) y trabajo de campo de este estudio.

Localmente, la unidad metamórfica está afectada por zonas de cizalla dúctil, paralelas a la foliación. Cerca de los plutones del BCS, las rocas metamórficas muestran metasomatismo de contacto con formación de wollastonita y granate en rocas calcáreas, y hornblenda, cianita y moscovita en areniscas.



Figura 32. Afloramiento tipo *roof pendant* de la unidad de rocas metamórficas (J?m), en la localidad Cerro Tordillo dentro de las rocas graníticas Cretácicas (Kgr).

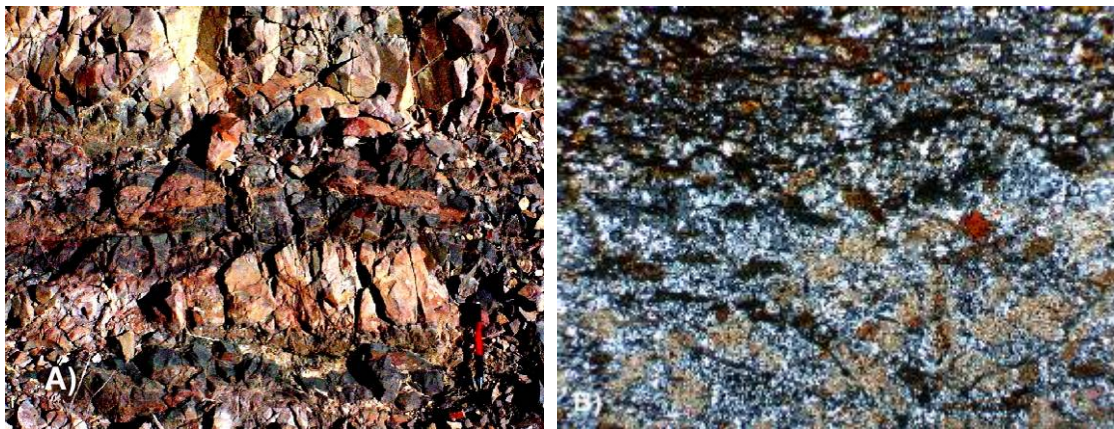


Figura 33. A) Afloramiento de rocas metamórficas del basamento compuesto por intercalaciones de metaareniscas con variaciones en mineralogía, y capas de granate. B) Fotografía al microscopio donde se observan las variaciones mineralógicas y texturales de las rocas metamórficas, dominadas por granate en la parte superior y por moscovita en la parte inferior. Tomada con nicóles cruzados y el objetivo 4x.

La edad de esta secuencia metamórfica no ha sido definida con exactitud, pero Gastil y Krummenacher (1977) sugieren una posible edad Jurásica, con base en correlaciones litológicas con unidades similares localizadas al norte de Desemboque, las cuales contienen el fósil *Trigonia inexpectata*, de probable edad Jurásico temprano. Por relaciones de campo, se conoce que es la unidad más antigua en la región estudiada y está intrusionada por unidades del Batolito Costero de Sonora.

3.2.2. Granitoides del Cretácico Superior: Batolito costero de Sonora (BCS)

El BCS consiste principalmente de plutones granodioríticos a tonalíticos, con cuerpos subordinados de diorita y granito, además de diques graníticos con texturas aplíticas y pegmatíticas, así como intrusiones hipabisales de andesita. Durante el trabajo de campo se observó que era posible cartografiar las diferentes rocas, por lo cual se procedió a utilizar nombres informales para cada una de ellas, de acuerdo con localidades representativas dentro del área de estudio.

3.2.2.1. Diorita Puerto Rico

La diorita Puerto Rico es la unidad intrusiva más antigua del BCS, y la que menor área cubre. Sus afloramientos están concentrados principalmente en la zona sur, 10 km al NE de Kino Nuevo, en la vecindad de la localidad de Puerto Rico (Fig. 31). Otros afloramientos de esta unidad se encuentran al centro del área de estudio, 2 km al oeste de la localidad de Pico Johnson. La diorita Puerto Rico aflora en cuerpos aislados, con dimensiones menores a los 3 km², y se observa que son intrusionados por la granodiorita y granito del Batolito Costero de Sonora (Fig. 34A). Esta unidad se distingue en el campo porque tiene coloraciones que varían desde gris oscuro a negro, lo cual contrasta con las demás unidades del BCS, las cuales tienen coloraciones más claras. La textura muestra importantes variaciones entre cada una de las localidades, siendo de grano fino en el sur y de grano más grueso hacia el norte del BCS. Su mineralogía consiste de plagioclasa, hornblenda, biotita y ocasionalmente cuarzo, con apatito y circón como minerales accesorios (Fig. 34B). En los afloramientos de la localidad de Puerto Rico, al sur del área, se observa una textura foliada, de origen magmático, definida por la orientación preferencial de los ejes mayores de los cristales de biotita, hornblenda y plagioclasa, así como sus respectivas maclas (Fig. 34B).

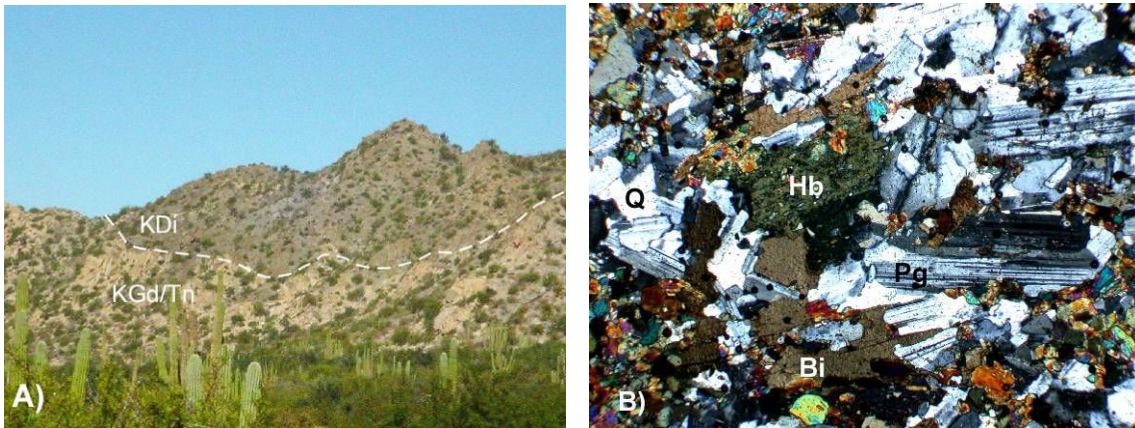


Figura 34. A) Contacto intrusivo entre la diorita Puerto Rico (Kdi) y la granodiorita Kino (Kgd), en el centro del área de estudio. B) Fotografía al microscopio de la diorita Puerto Rico, en la cual se observa la foliación magmática, definida por el alineamiento preferencial de las plagioclasas (Pg), hornblenda (Hb) y biotita (Bi), con cristales de cuarzo (Q). Tomada con nicoles cruzados y el objetivo 10x.

3.2.2.2. Granodiorita Kino

Los afloramientos de esta unidad son los que cubren la mayor superficie del BCS, principalmente en su parte sur, entre Kino Nuevo y Punta Chueca (Fig. 31). Estos afloramientos forman lomeríos costeros y montañas con elevaciones cercanas a los 500 m, los cuales al intemperizarse forman acumulaciones de bloques subredondeados característicos (Fig. 35). Esta unidad se caracteriza por tener una coloración gris clara a muy clara, con textura de grano grueso a muy grueso, en ocasiones con tendencia porfídica por la presencia de fenocristales euhedrales de hornblenda y biotita de hasta 3-4 cm de longitud (Fig. 36A). La mineralogía está representada por plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico, biotita y hornblenda, con apatito y circón como accesorios (Fig. 36B). En algunas localidades, la granodiorita Kino presenta una ligera deformación dúctil, definida por contactos irregulares y extinción ondulada en cristales de cuarzo, así como también biotita deformada y alterada a clorita, hornblenda alterada a epidota y cristales de feldespato potásico. Esta deformación se considera asociada a procesos de fallamiento dúctil, en zonas muy localizadas, posteriores a su emplazamiento. Con base en relaciones de campo, se observa que la granodiorita Kino está en contacto intrusivo con rocas del basamento metasedimentario, y se pueden apreciar zonas con metamorfismo de contacto, caracterizadas por fuerte recrystalización. También está en contacto intrusivo con la diorita Puerto Rico pero no existen zonas de recrystalización visibles.

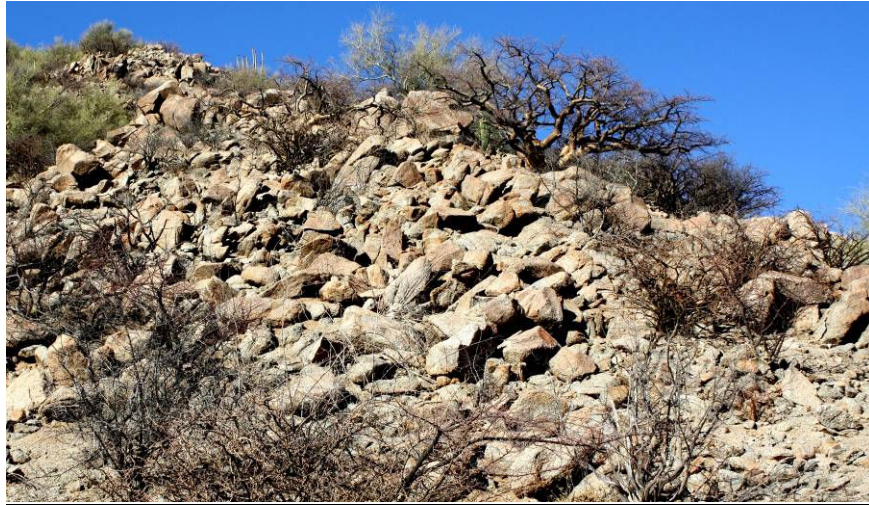


Figura 35. Aspecto general de un afloramiento de granodiorita Kino, al norte de Kino Nuevo.

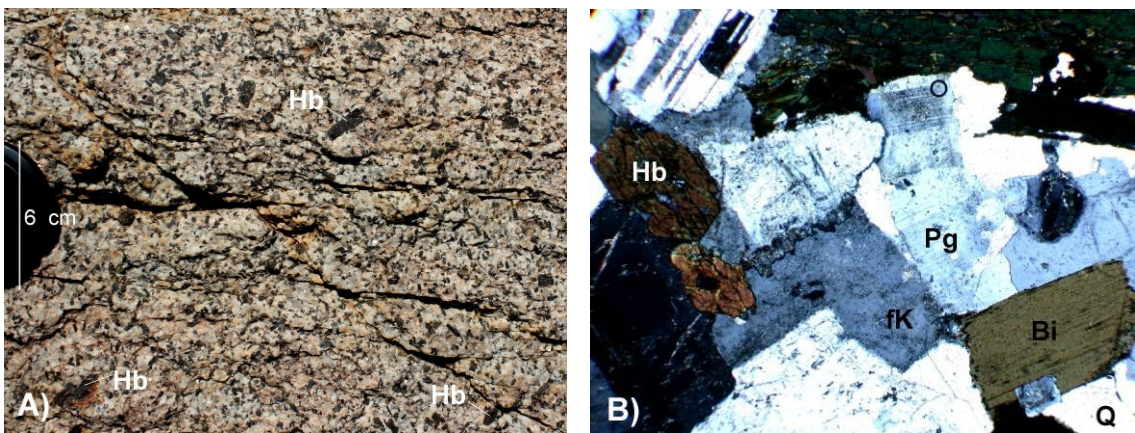


Figura 36. A) Detalle de un afloramiento de la granodiorita Kino, con textura de grano grueso y fenocristales de hornblenda (Hb). B) Fotografía bajo el microscopio de la textura y mineralogía características, donde se pueden distinguir: plagioclasa (Pg), feldespato potásico (fK), hornblenda (Hb), biotita (Bi) y cuarzo (Q). Tomada con nicoles cruzados y el objetivo 4x.

3.2.2.3. Tonalita Tepopa

La tonalita Tepopa aflora principalmente en el norte del área de estudio, entre punta Tepopa y al NE del Pico Johnson (Fig. 31). Sus afloramientos constan de lomeríos y cerros que alcanzan los 500 metros de altura. Esta unidad se caracteriza por un color gris claro, muy claro, casi blanco, con texturas que son equigranulares y generalmente de grano grueso. La mineralogía identificada está compuesta por plagioclasa, cuarzo, biotita y hornblenda, como minerales principales, con circón, esfena y apatito como minerales

accesorios (Fig. 37A). La tonalita Tepopa se distingue de la granodiorita Kino por un mayor contenido de plagioclasa (45% y 32%, respectivamente) y menor en feldespato potásico (9% y 22%, respectivamente). Esta tonalita intrusiona a las rocas metasedimentarias del basamento. Además, está en contacto intrusivo con la diorita Puerto Rico, lo cual se observa en las relaciones de campo, con la tonalita intrusionando en la diorita, a manera de diques (Fig. 37B).

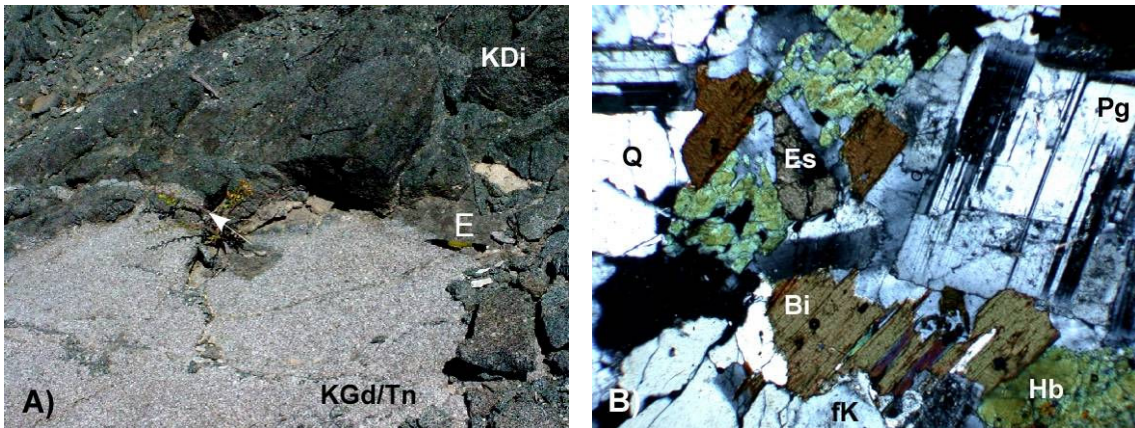


Figura 37. A) Detalle del contacto entre la tonalita, en color claro (Kton), y la diorita, en color oscuro (Kdio), localidad al norte de Punta Chueca. E – escala 15 centímetros B) Fotografía bajo el microscopio de la tonalita, mostrando la textura y mineralogía características, plagioclasa (Pg), feldespato potásico (fK), hornblenda (Hb), biotita (Bi), cuarzo (Q) y esfena (Es). Tomada con nicols cruzados y el objetivo 4x.

3.2.2.4. Granito Rancho Nuevo

Esta unidad aflora extensivamente hacia el extremo sureste del BCS, y en el norte, solamente alrededor del rancho Doble I (Fig. 31). Sus afloramientos constan de lomeríos, principalmente, con alturas de alrededor de los 250 m y pendientes muy suaves. El granito Rancho Nuevo tiene un color rojizo característico, asociado a la presencia de abundante ortoclasa y óxidos de hierro (Fig. 38). La textura es de grano grueso a muy grueso, con una mineralogía dominada por plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico, biotita y hornblenda, con apatito y circón como minerales accesorios (Fig. 39A). En algunas zonas, la textura pegmatítica se caracteriza por fenocristales con tamaños mayores a 5 cm de longitud. Esta unidad es muy susceptible al intemperismo, debido al tamaño de los cristales, lo que permite la oxidación de cristales ferromagnesianos, y la alteración de los

feldespatos. El granito Rancho Nuevo es la unidad intrusiva más joven del BCS, lo cual es evidenciado por contactos intrusivos con otras unidades intrusivas y con las rocas metamórficas encajonantes. Los contactos con las otras unidades intrusivas son abruptos, y caracterizados por cambios texturales locales. En la localidad KI-12-35 cerca del rancho Doble I (Fig. 31), el contacto entre el granito Rancho Nuevo y la granodiorita Kino consiste en dos zonas foliadas con texturas diferentes y de aproximadamente 50 cm de ancho cada una, desarrolladas en el granito. La zona más próxima al contacto de la granodiorita muestra una foliación fuerte a lo largo del plano del contacto. La segunda zona, por su lado, tiene textura porfídica, y está caracterizada por fenocristales de feldespato potásico, plagioclasa, biotita y cuarzo, en una matriz de grano muy fino de cuarzo y plagioclasa (Fig. 39B). Los cambios en la textura y foliación están restringidos a una zona muy delgada, a lo largo del contacto, sugiriendo un flujo subsólido (i.e. Vernon, 2000), posiblemente asociado a un evento tectónico posterior de alta temperatura.



Figura 38. Afloramiento de granito Rancho Nuevo, localizado al NW de la localidad de Rancho Nuevo.

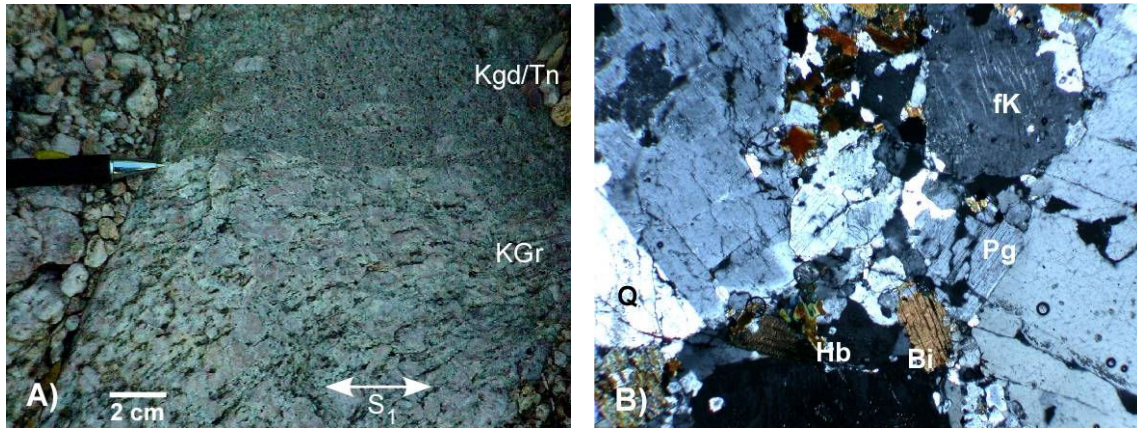


Figura 39. A) Detalle de un contacto entre el granito Rancho Nuevo (KGr) y la granodiorita Kino (Kgd/Tn), mostrando foliación en el granito. B) Fotografía al microscopio del granito Rancho Nuevo, con su textura de grano grueso y mineralogía característica. Hb: Hornblenda, Bi: biotita, Pg: plagioclasa, fK: feldespato potásico, Q: cuarzo. Tomada con nicoles cruzados y el objetivo 4x.

3.2.2.5. Diques graníticos

En toda el área de estudio se encuentra una serie de diques de composición granítica, caracterizados por plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico y biotita, con textura variable entre aplítica y pegmatítica. Estos diques intrusionan a las otras unidades intrusivas, con contactos muy rectos y con anchuras que varían desde 2 a 3 cm hasta alrededor de 1 m, con longitud hasta de algunos cientos de metros. Por relaciones de campo se observa que el origen de estos diques está asociado al granito Rancho Nuevo, y en algunas localidades se puede observar que se originan en esta unidad, posiblemente como un reflejo del campo de esfuerzos en la cima del plutón (Fig. 40). Los diques tienen una orientación estructural predominante con rumbo NNW, y echados principalmente hacia el oeste.

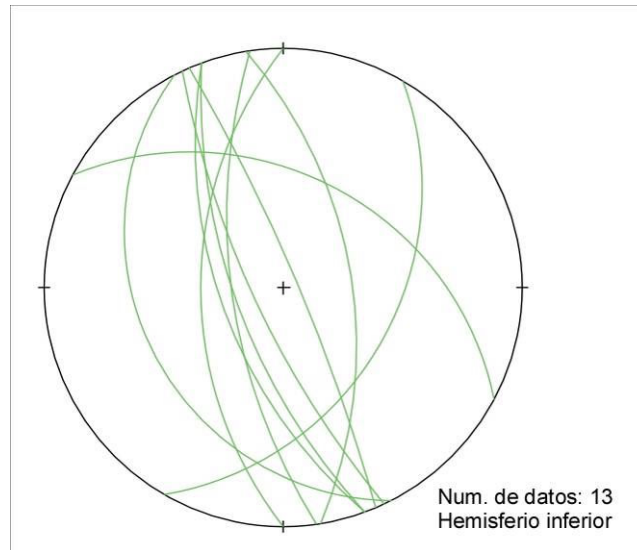


Figura 40. Análisis estructural de rumbos y echados medidos en los diques graníticos, obtenidos entre Kino Nuevo y Puerto Rico, en la parte sur del área, en los cuales se pueden observar la tendencia de orientación con rumbo NNW.

3.2.3. Rocas hipabisales Cretácicas

3.2.3.1. *Andesita Tordillo*

Esta unidad aflora exclusivamente en el extremo sur del BCS, de manera aislada y en cuerpos con superficies menores a 100 m², en escasas localidades, por lo cual no es posible representarla en el mapa geológico presentado en este trabajo. En el campo muestra coloración gris oscuro, con textura afanítica a porfirítica, caracterizada por fenocristales de plagioclasa en una matriz afanítica, con escasos cristales de biotita (Fig. 41A). Bajo el microscopio, se distingue una textura fanerítica porfirítica, compuesta por cristales de plagioclasa, cuarzo, biotita y hornblenda, principalmente, siendo los de plagioclasa y hornblenda los que le dan el aspecto porfídico (Fig. 41B). El nombre Tordillo se tomó de una de las localidades más importantes, en la cercanía del cerro El Tordillo, y se utiliza en este trabajo para nombrar la unidad de manera informal. En el campo se observa en contacto lateral con la granodiorita Kino, de manera abrupta y muy recta. Por estas relaciones de campo se interpreta que se esta unidad tiene una fuerte relación con el BCS, apoyado por una edad K-Ar en roca total realizada durante este trabajo, la cual es de 62.5 ± 1.5 Ma.

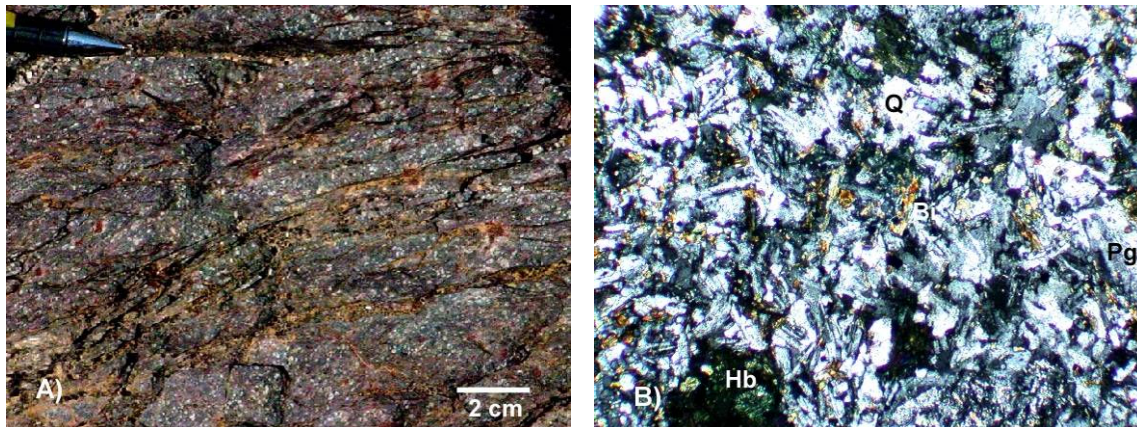


Figura 41. A) Detalle de un afloramiento de andesita Tordillo, con la textura típica, compuesta por cristales de plagioclasa de mayor tamaño. B) Vista al microscopio de la unidad andesítica, mostrando la mineralogía típica, plagioclasa (Pg), cuarzo (Q), biotita (Bi) y hornblenda (Hb). Tomada con nicoles cruzados y el objetivo 10x.

3.2.4. Secuencia volcánica cenozoica

Esta secuencia aflora extensamente en toda la zona de estudio, formando montañas con pendientes fuertes y alturas hasta de 500 m, así como también mesetas. Las rocas volcánicas están depositadas, de manera discordante, sobre las rocas del BCS, tanto las intrusivas como su basamento metamórfico. La secuencia volcánica está compuesta principalmente por unidades intercaladas de riolita, andesita, toba y basalto (Fig. 42), con un espesor total compuesto de alrededor de 400 m, alcanzado localmente en los alrededores de Pico Johnson (Oskin, 2002). Su origen se asocia a la actividad del arco magmático que evolucionó en el noroeste de México durante el Cenozoico (Damon *et al.*, 1983b). La secuencia ha sido estudiada por diferentes autores, como Gastil y Krummenacher (1977), quienes realizaron una cartografía y estratigrafía de la región costera de Sonora. Gastil y Krummenacher (1977) realizaron fechamientos por K-Ar, y una muestra de una dacita, obtenida al norte de Bahía Kino, en la base de la secuencia arrojó edades de 20.8 ± 5.7 Ma en biotita y de 17.8 ± 0.8 Ma hornblenda. En algunos otros trabajos posteriores, como en Vargas-Navarro (2002) y en Valencia-Moreno *et al.* (2003), se ha trabajado de manera indirecta las rocas volcánicas de esta región, precisando su estratigrafía, en relación con el basamento cristalino regional.

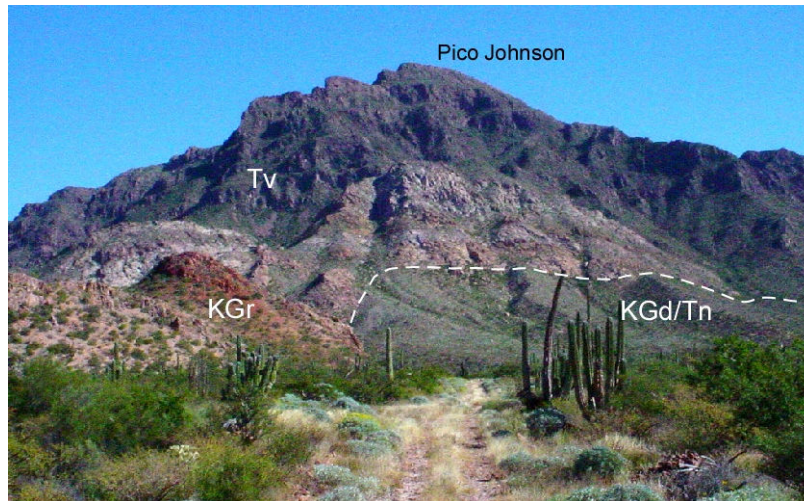


Figura 42. Secuencia de rocas volcánicas Cenozoicas (Tv), en la localidad de Pico Johnson, depositadas sobre las rocas granodioríticas (Kgd/tn) y graníticas (KGr).

3.2.5. Depósitos sedimentarios del Plioceno–Cuaternario

La zona costera de Sonora está caracterizada por sedimentos del Plioceno y Cuaternario relacionados al delta del Río Sonora, principalmente. Estos sedimentos están compuestos principalmente por gravas, arenas y limos, relacionados a ambientes de depósito tipo delta. Los sedimentos son transportados y retrabajados por procesos costeros, por lo cual llegan a formar depósitos como dunas costeras y terrazas marinas, las cuales son abundantes en la región de Kino Nuevo (Fig. 31).

Estos depósitos cubren parcialmente a las rocas graníticas y volcánicas previas, a lo largo de toda la región.

3.2.6. Geología estructural

La geología estructural del área de estudio está dominada por su localización dentro de la porción oriental de la Provincia Extensional del Golfo (Stock y Hodges, 1989), la cual está caracterizada por la presencia de fallas normales y de desplazamiento lateral derecho, relacionada a la apertura del Golfo de California. Estas fallas desplazan y basculan bloques en la zona costera del golfo, lo cual es más notorio en la secuencia volcánica cenozoica, en particular en las unidades más características como la toba San Felipe (Oskin, 2002), y la ignimbrita Hermosillo (Vidal-Solano *et al.*, 2005), para la cual han sido obtenidas edades isotópicas de ~12.5 Ma. Estas rocas fueron originalmente depositadas con un echado de 10 a 15° hacia el este (Oskin, 2002), y en la actualidad es posible observar echados cercanos a los 70° (p.e. al oeste de la Sierra Kunkaak, al norte de Bahía Kino), por efecto de rotación de bloques a lo largo de fallas normales (Fig. 43). Durante el trabajo de campo se midieron las orientaciones y buzamientos de las unidades volcánicas, y se encontró que la mayoría de los datos corresponden con un rumbo variable entre NNW-SSE y NNE-SSW, con echados principalmente hacia el E, entre ~45 y ~80° (Fig. 44). En algunas localidades, las unidades volcánicas presentan rumbos y echados diferentes, lo cual se interpreta como una perturbación posterior asociada al desplazamiento lateral derecho asociado a las fallas a rumbo principales como la falla Tiburón y la falla Tepopa (Fig. 45).

La relación entre el basculamiento y el rompimiento continental está claramente evidenciada por la deformación de las rocas volcánicas del Mioceno, pero el patrón estructural de la Provincia Extensional del Golfo parcialmente se sobrepone al patrón previo del fallamiento extensional de *Basin and Range*. Sin embargo la edad de las rocas volcánicas basculadas permite establecer una cronología relativamente fina de los eventos tectónicos y una distinción entre la deformación *Basin and Range* anterior a 12 Ma y la deformación de la margen del Golfo de California posterior que inicia a partir de 12 Ma. Este límite coincide aproximadamente con el cese de la subducción y el inicio del magmatismo alcalino asociado a la extensión cortical.

En el área de estudio, se observan dos familias principales de fallas, una familia orientada con rumbo NNW-SSE y asociada a la apertura del golfo, otra orientada casi E-W de edad posterior.



Figura 43. Vista de la secuencia volcánica terciaria con fuerte basculamiento, evidenciado de su estratificación original (S_0), en la localidad de cerro Kunkaak. Tomada viendo al norte.

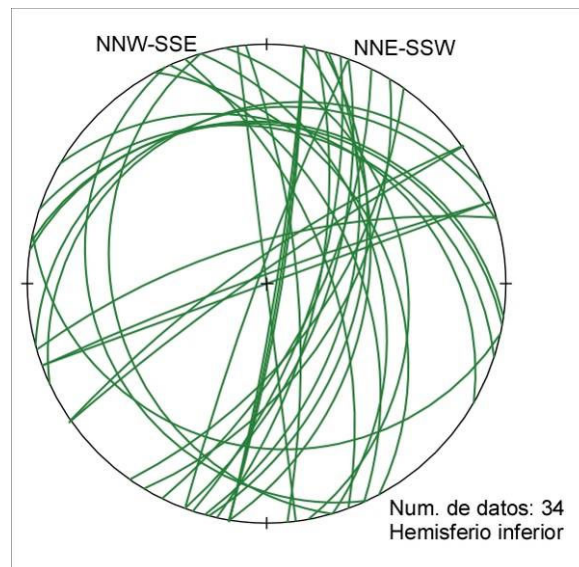


Figura 44. Datos estructurales de la pseudoestratificación (S_0), medidos en las rocas volcánicas cenozoicas, en la región norte de Kino Nuevo. Los datos están graficados en el hemisferio inferior en la plantilla de igual área.

3.2.6.1. Sistema NNW-SSE

Este sistema es el más desarrollado en el área de estudio, y controla la morfología de la región costera, compuesta por bloques alargados en esta dirección, paralelos a la costa, y separados por zonas topográficamente más bajas. Durante el trabajo de campo, estas estructuras no fueron reconocidas en su totalidad, puesto que en su mayoría están cubiertas por sedimentos recientes, aunque la mayoría de ellas son identificables en fotografías aéreas e imágenes de satélite. Estas estructuras son más evidentes en la parte sur del área, donde es posible apreciar varias de ellas, sobre una longitud cercana a 5 km. Generalmente están desarrolladas en granitoides, donde forman zonas de cizalla de 2 a 5 m de ancho, con brecha y salbanda foliada en ellas. En la localidad de Puerto Rico, al sur del área (Fig. 31), una de estas estructuras se desarrolló en el contacto entre la diorita Puerto Rico y el granito Rancho Nuevo, formando una zona de cizalla en el último. En la diorita desarrolló una deformación dúctil, que generó una zona de filonitas, mientras que, en el granito, se observa una zona de brecha bien definida.

Las fallas más importantes orientadas NNW-SSE son las fallas Tepopa, Rancho Nuevo y Puerto Rico, la primera localizada al norte y las otras dos al sur del área (Fig. 31).

La falla Tepopa es la más importante de esta orientación (NNW-SSE) al norte del área (Fig. 45). Esta falla aflora en la localidad de Punta Tepopa, y es de tipo normal, con el bloque caído hacia el oeste. Corta la granodiorita y rocas metasedimentarias, con desarrollo de abanicos aluviales hacia el bloque de techo. La traza de la falla puede ser distinguida con facilidad puesto que está formada por una zona de 3 a 4 m de ancho con brecha y salbanda, con una fuerte alteración por óxidos de hierro, lo cual le impone una coloración rojiza característica. En la zona de cizalla, los planos de cizalla desarrollan espejos de falla con estrías bien preservadas, las cuales indican movimiento, vertical y oblicuo (Fig. 45). Las estrías verticales indican un sentido normal, y son las más antiguas, mientras que las oblicuas, más recientes, tienen una componente normal y una componente lateral derecha. En los espejos de falla se distingue que las primeras están sobre las anteriores, incluso las borran parcialmente.

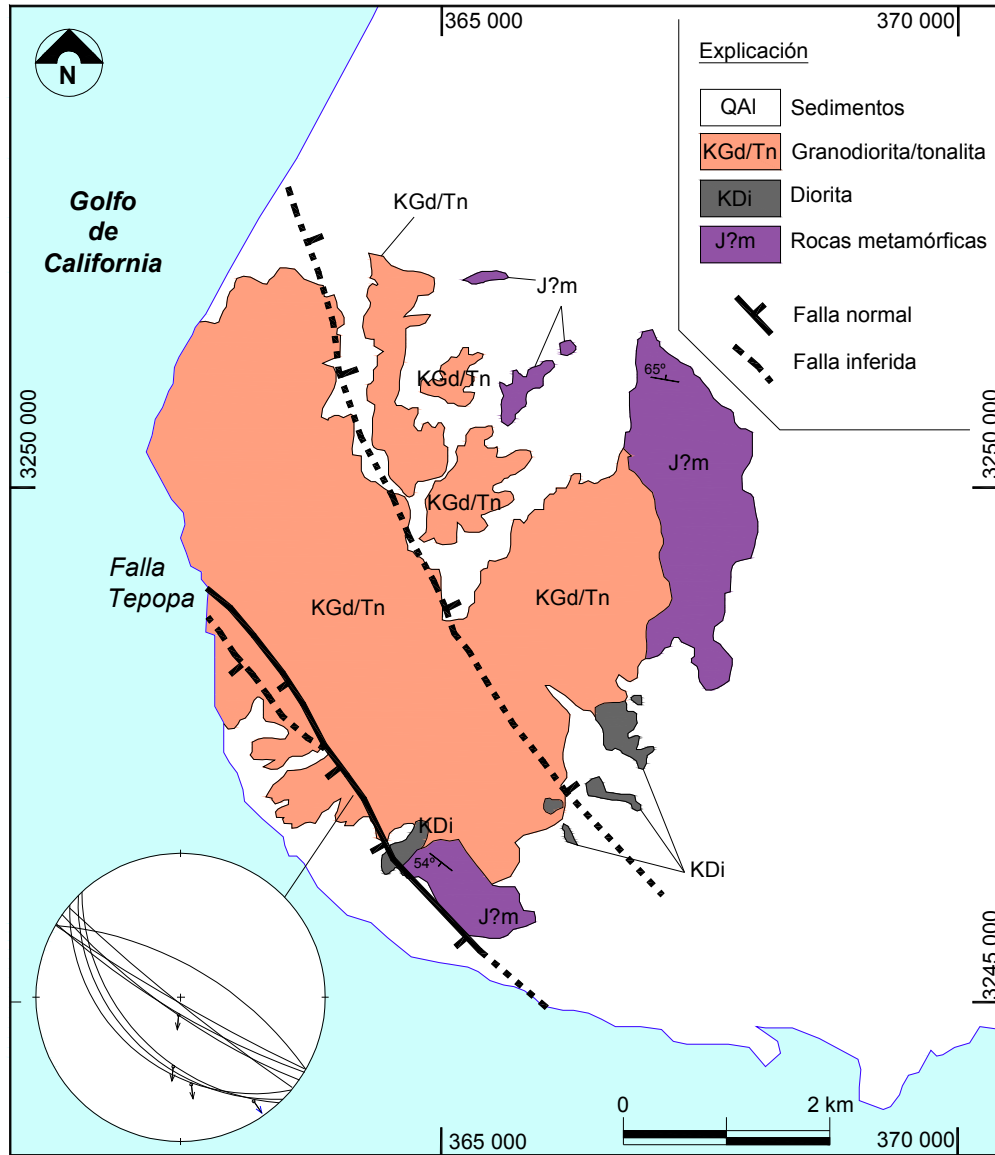


Figura 45. Detalle de la falla Tepopa en la localidad de Punta Tepopa. Se muestra el estereograma de los datos estructurales medidos, los cuales indican una cinemática normal y lateral izquierda. La ubicación de esta área en el mapa regional del BCS está en la figura 31. Los datos están graficados en el hemisferio inferior en la plantilla de igual área.

La falla Rancho Nuevo es de tipo normal, con el bloque caído hacia el este, y pone en contacto al granito Rancho Nuevo, en el bloque de piso, con rocas volcánicas cenozoicas en el bloque de techo (Fig. 46). Esta falla forma un escarpe bien definido, y su traza es recta por alrededor de 5 km de longitud. La zona de falla se caracteriza por aproximadamente 6 a 8 metros de brecha y salbanda foliada, con el desarrollo de múltiples planos de cizalla con presencia de estrías, las cuales indican un sentido de cizalla normal (Fig. 46). Por su parte, la falla Puerto Rico aflora al NE de Kino Nuevo, donde pone en contacto lateral a la diorita Puerto Rico, en el bloque de techo, con la granodiorita-tonalita Kino en el bloque de piso (Fig. 46). La traza principal de la falla tiene orientación NW-SE, con un ramal que se orienta casi norte-sur franco. La traza principal tiene estrías que muestran una cinemática en sentido normal, con una ligera tendencia a lateral derecho, mientras que el ramal tiene estrías que indican sentido de desplazamiento lateral izquierdo (Fig. 46). Los afloramientos de esta falla no son continuos, solo es posible observarla en escasas localidades, en las cuales se caracteriza por la presencia de filonitas formadas en la diorita.

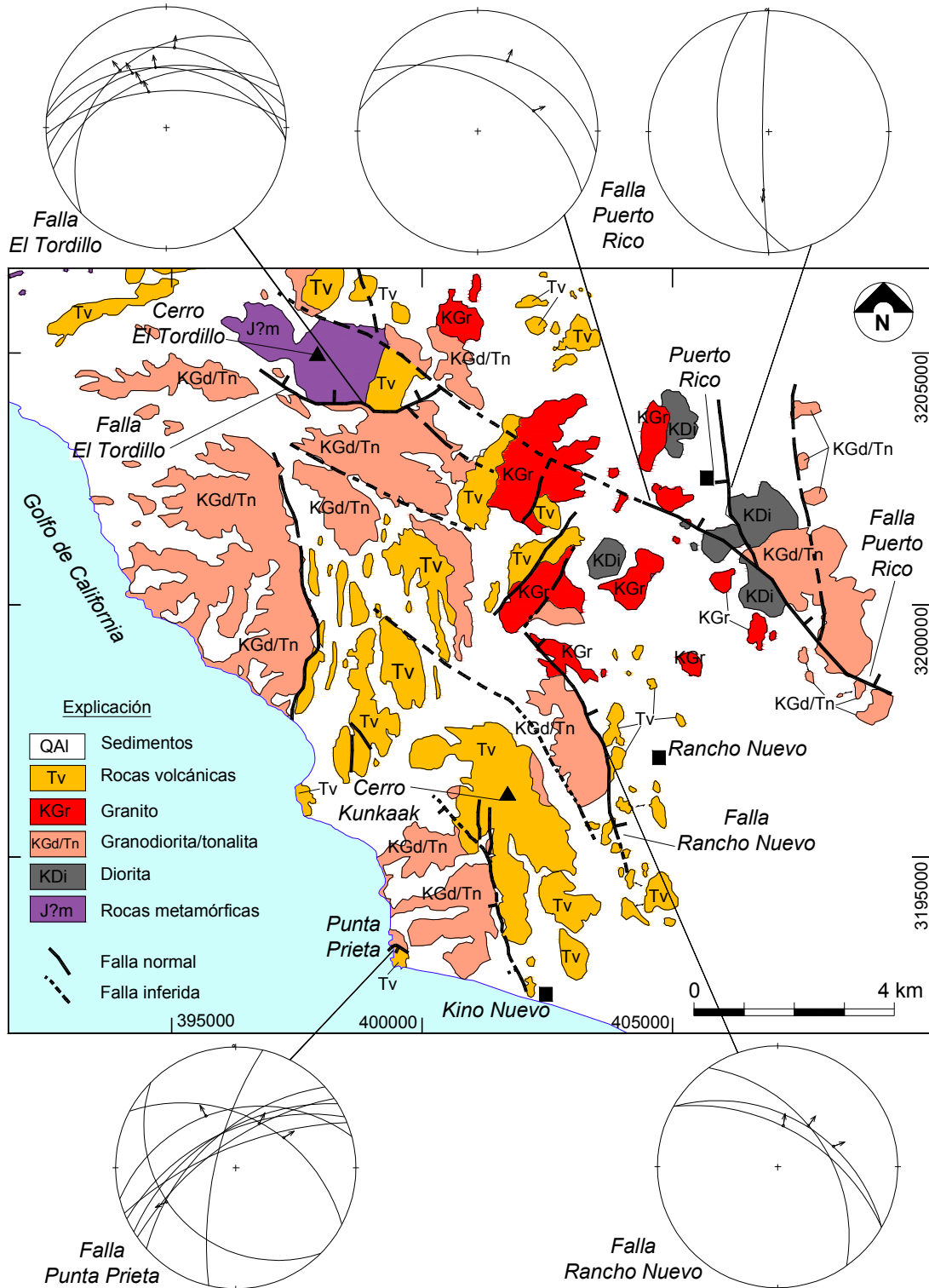


Figura 46. Localización y estereogramas de las fallas identificadas en la parte sur del área. Se muestran las fallas Rancho Nuevo, Puerto Rico, Tordillo y Punta Prieta, junto con sus datos estructurales medidos. La ubicación de esta área en el mapa regional del BCS está en la figura 31. Los datos están graficados en el hemisferio inferior en la plantilla de igual área.

3.2.6.2. Sistema ENE-WSW

La familia de fallas NE-SW es la menos desarrollada en el área, y consta de una serie de estructuras orientadas desde NE-SW a casi E-W, las cuales muestran cambios en su rumbo. Al norte de la localidad de Kino Nuevo, aflora la falla El Tordillo, (Fig. 46). Esta falla tiene una traza visible de 4 km de longitud, con una zona de 3 a 4 m de ancho de brecha desarrollada en la andesita Tordillo y en la granodiorita Kino. Los datos estructurales medidos en la fallas son constantes entre sí y muestran que la cinemática de la falla es con sentido normal, con el bloque de piso en el lado SE, conformado por la granodiorita Kino. Mientras que el bloque de techo está en el extremo NW y consta de afloramientos de rocas metasedimentarias, así como de rocas volcánicas (Fig. 46).

La falla Punta Prieta forma parte de este sistema y está localizada en la costa, 2 km al oriente de Kino Nuevo. Esta falla es muy notoria en la localidad puesto que se trata de una loma de menos de 1 km de longitud, donde la traza de la falla es de alrededor de 1.5 metros de ancho, con brecha y salbanda de color rojizo, por la presencia de óxidos de hierro. La traza de esta falla muestra una curvatura importante en su rumbo, desde NE-SW a NW-SE, sin perder continuidad. Los datos medidos en esta estructura muestran que tiene una cinemática en sentido normal, con la granodiorita Kino, en el bloque de piso y rocas volcánicas cenozoicas en el bloque de techo (Fig. 46).

El papel de estas fallas no está resuelto. Podrían representar un sistema de relevo entre las estructuras NW-SE o NNW-SSE durante la fase de ruptura continental, su dirección siendo asociadas con cualquier sistema de relevo durante la fase de desplazamiento lateral.

4. Edades de cristalización y enfriamiento

4.1. Muestreo y técnicas analíticas

4.1.1. Introducción

Para estudiar y constreñir la historia de cristalización y de enfriamiento de las rocas intrusivas en ambos lados del Golfo de California, se tomaron muestras de rocas graníticas en la península de Baja California (Cataviña–San Luis Gonzaga) y en la región costera de Sonora (Fig. 47). En ambas regiones, el muestreo se realizó tratando de seguir secciones orientadas E-W. Los objetivos de tal muestreo fueron i: conocer las edades de cristalización de los granitoides en el PRB y el BCS, y validar la idea de la migración del eje del arco magmático hacia el este; ii: determinar la evolución térmica Cenozoica a lo largo del transecto, comparando las edades de enfriamiento a temperaturas medias y bajas.

Las muestras provienen de rocas graníticas, principalmente granodiorita–tonalita y granito, y algunas rocas volcánicas de la cubierta cenozoica, con el objetivo de constreñir la edad de los basculamientos de bloques asociados a la apertura del Golfo de California. Todas las muestras de rocas graníticas fueron fechadas por U-Pb en circones y por trazas de fisión en apatitos, y algunas por Ar-Ar en biotita y feldespato potásico. Las rocas volcánicas fueron fechadas por K-Ar en roca total.

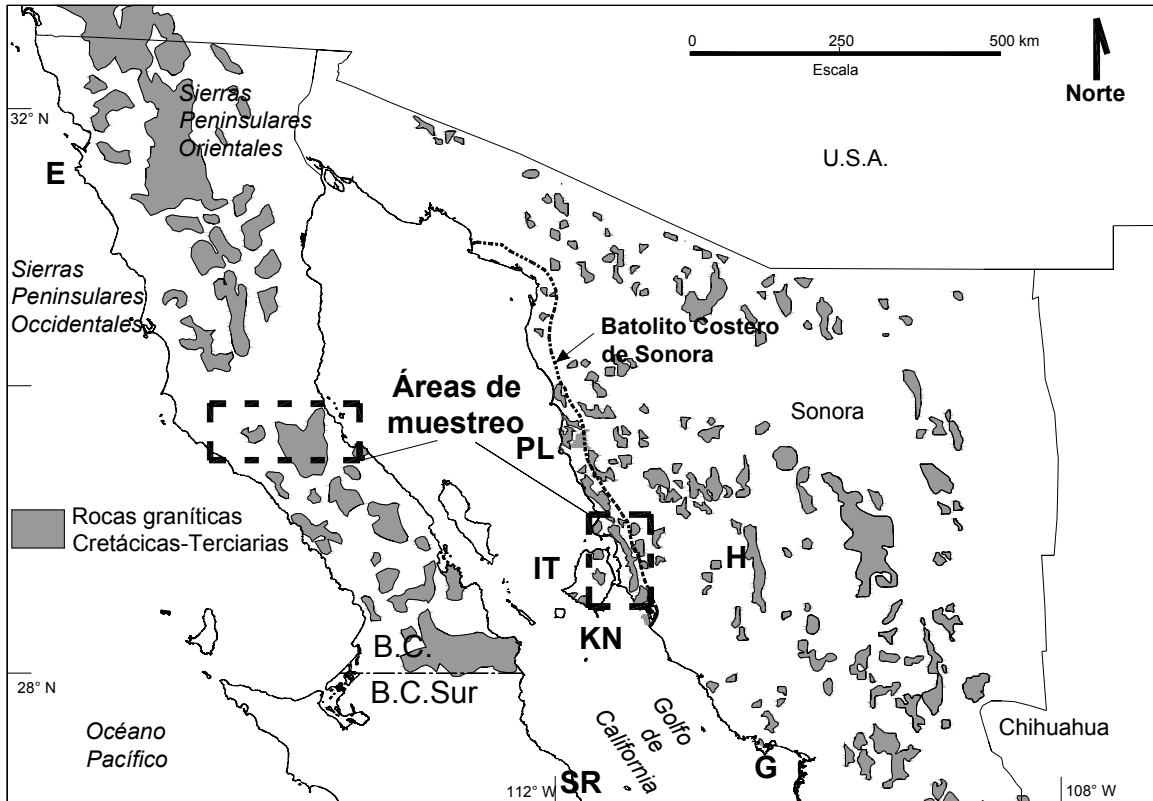


Figura 47. Localización de las áreas muestreadas en este trabajo, en ambos márgenes del Golfo de California. B.C.: Baja California, E: Ensenada, G: Guaymas, H: Hermosillo, IT: Isla Tiburón, KN: Kino Nuevo, PL: Puerto Libertad, SR: Santa Rosalía.

4.1.2. Metodología

Para cada muestra, se colectaron entre 1 y 2 kg de roca fresca en forma de esquirlas, las cuales fueron separadas en el sitio de muestreo para evitar contaminación. Estas muestras fueron preparadas usando técnicas estándar de separación de minerales, incluyendo la separación magnética y el uso de líquidos pesados. En el caso de las rocas intrusivas se concentraron los siguientes minerales: circón para fechado por U-Pb, biotita y feldespato potásico (ortoclasa) para fechar por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y apatito para trazas de fisión. Para fechar las rocas volcánicas se utilizó roca total.

4.1.2.1. U-Pb en circones

Para fechar por la técnica de U-Pb, los circones fueron separados por selección a mano bajo un microscopio binocular, para posteriormente montarlos en resina epóxica y pulirlos. Los cristales individuales de circon fueron analizados sobre el montaje de granos pulidos con ICP-MS VG Isoprobe multicollector equipado con colectores Faraday, un detector Daly, y cuatro canales de conteo de iones en el laboratorio de Geoquímica Isotópica de la Universidad de Arizona (Gehrels *et al.*, 2006). La sonda iónica está conectada con un láser ArF *Excimer*, el cual tiene una longitud de onda de emisión de 193 nm. Los análisis fueron realizados en disparos de 50-35 micras de diámetro, con una salida de energía de ~32 mJ y una tasa de repetición de 10 Hz. Cada análisis consistió de una medida de blanco analítico (una integración de 20 segundos sobre picos sin disparo de láser) y veinte integraciones de 1 segundo sobre picos con disparo de láser. Cualquier contribución de Hg a la masa de ^{204}Pb es removida sustrayendo los valores del blanco analítico. La profundidad de cada hoyo de ablación fue de ~20 micras. El tiempo total de mediciones fue de ~90 segundos por análisis.

Los colectores fueron configurados para mediciones simultáneas de ^{204}Pb en el canal de conteo de iones, así como de ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th , y ^{238}U en los detectores Faraday. La fraccionación inter-elemento fue monitoreada analizando fragmentos de SL-1, un cristal grande concordante de Sri Lanka (SL-1) con una edad conocida (ID-TIMS) de 564 ± 4 Ma (2 sigma), obtenida por George Gehrels (datos sin publicar). Las edades reportadas para los granos de circon están enteramente basadas en proporciones $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ debido a que los errores de las proporciones de $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ y $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ son significativamente muy altas. Esto es debido principalmente a la baja intensidad (comúnmente <0.5 mV) de la señal del ^{207}Pb proveniente de cristales jóvenes y pobres en uranio. Las proporciones $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ están corregidas por Pb común usando la proporción de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ medida, una composición de Pb común de Stacey and Kramers (1975), y una incertidumbre de ± 1.0 en la proporción común de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

Para cada muestra, la media ponderada de ~20-25 análisis individuales, para cada muestra, fue calculada de acuerdo a Ludwig (2003). El error en la medición es agregado cuadráticamente a los errores sistemáticos, los cuales incluyen contribuciones desde la corrección por calibración, la constante de decaimiento, la edad de la calibración estandar, y la composición del Pb común. Los errores sistemáticos son 1-2% de estas muestras. Todas las edades U-Pb son reportadas a nivel 2 sigma.

4.1.2.2. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita y feldespato potásico

El fechado por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ se realizó en separados de minerales de feldespato potásico (ortoclasa) y biotita, mediante calentamiento por pasos y fusión total, respectivamente. Los separados de minerales tienen tamaños entre 250 y 180 μm , y fueron obtenidos usando líquidos pesados y técnicas de separación manual con una pureza de >99%. Las muestras fueron lavadas con acetona, alcohol y agua desionizada en un limpiador ultrasónico para remover polvo, y se volvieron a tamizar usando una malla de 180 μm .

Alícuotas de biotita y feldespato potásico para las diferentes muestras graníticas fueron empaquetadas en cápsulas de cobre y selladas al vacío en tubos de cuarzo. Las muestras fueron irradiadas en el paquete número KD38 por 5 horas en el reactor TRIGA (GSTR) en el *U.S. Geological Survey* en Denver, Colorado. El mineral monitor usado en el paquete fue el sanidino Fish Canyon Tuff (FCT-3) con una edad de 27.79 Ma (Kunk *et al.*, 1985; Cebula *et al.*, 1986) relativo a MMhb-1 con una edad K-Ar de 519.4 ± 2.5 Ma (Alexander *et al.*, 1978; Dalrymple *et al.*, 1981). El tipo de contenedor y la geometría de la muestra y de los estándares son similares a los descritos por Snee *et al.* (1988).

Las muestras fueron analizadas en el laboratorio de termocronología del *U.S. Geological Survey* en Denver, Colorado, usando las técnicas de fechado para $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ por calentamiento por pasos en horno y fusión total, con un espectrómetro de masas MAP 216, equipado con un multiplicador de electrones. Las alícuotas de biotita fueron fundidas en un paso único de calentamiento a 1450 °C para producir edades de fusión total.

Los datos isotópicos de argón, reportados a nivel de 1σ de precisión analítica, fueron reducidos usando el programa de cómputo *Mass Spec* (Deino, 2001). Se usaron las constantes de decaimiento recomendadas por Steiger y Jäger (1977). En los resultados se muestran los datos de calentamiento por pasos y fusión total para el $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, y se incluye la identificación de los pasos individuales, meseta, promedio y total de gases. Una edad de paso individual representa la edad aparente obtenida para un análisis de un paso a una temperatura individual. Una edad de meseta (no presente en estas muestras) es identificada cuando tres o más pasos contiguos en el espectro de edad concuerdan en edad, dentro de los límites de la precisión analítica, y contienen más del 50% del $^{39}\text{Ar}_K$ liberado de la muestra (Fleck *et al.*, 1977). Las edades de gas total representan la edad calculada desde la integración de todos los resultados de edades de calentamiento por pasos de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, para la muestra en un solo valor de edad; es así que las edades de gas total son equivalentes a las edades convencionales de K-Ar. No se calculó la precisión analítica para las edades de gas total, debido a que esta incertidumbre analítica en muchos

casos representa el total de la incertidumbre geológica en la edad del mineral y/o la roca.

4.1.2.3. Trazas de fisión en apatitos

El fechado por trazas de fisión en apatitos se realizó a través de la técnica del detector externo (Hurford y Green, 1982). Esta técnica inicia con la separación a mano y montaje bajo un microscopio binocular de los apatitos, previamente concentrados, para ser posteriormente pulidos y atacados con ácido nítrico (HNO_3 , 5N), durante aproximadamente 20 segundos, para aumentar el tamaño de las trazas espontáneas. Después se coloca un detector externo en la parte pulida y se envía a irradiación en un reactor nuclear. Este detector puede ser una muestra de muscovita que no contenga uranio (<5 ppb) o una hoja de plástico (kaptón). Después del “enfriamiento” de la muestra, se realiza la revelación de las trazas de fisión inducidas solamente en el detector externo. Para la revelación se utilizan diferentes sustancias químicas, que dependen del material utilizado como detector, en el caso del kaptón se usa una solución de NaOCl y de NaCl hirviendo, durante aproximadamente 8 minutos.

En esta técnica es necesario hacer una corrección por un factor de geometría igual a 0.5, debido a que las trazas inducidas provienen solamente de un espacio semiesférico. El conteo de las trazas se hace sobre la misma superficie en el cristal y en el detector para que las densidades sean comparables. Esta técnica evita tener que calentar y borrar las trazas de la muestra, por lo que es el método más comúnmente utilizado.

Las ventajas de la técnica del detector externo son que no se tiene que asumir que la distribución de uranio es homogénea en la población de granos individuales, además de que se evitan las incertidumbres inherentes al flujo de neutrones del reactor nuclear y las constantes de decaimiento. La ventaja principal es que con esta técnica los granos o cristales individuales pueden ser fechados individualmente.

4.2. Edades U-Pb

Los fechamientos de los granitoides en ambas áreas de estudio, mediante la técnica de U-Pb en circones, aportan información nueva y complementaria sobre la evolución tectónica y magmática regional del noroeste de México. Los circones que fueron separados de cada una de las muestras son abundantes, y tienen formas cristalógráficas bien definidas, con caras bien desarrolladas, características de circones de origen ígneo (Pupin, 1983). Como se mencionó anteriormente, en el capítulo de muestreo y análisis, los resultados de los fechamientos en los circones son presentados como proporciones $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. No se encontraron circones heredados, lo cual es reflejado por la baja dispersión de la edad, calculada en la distribución de las edades en las muestras. La distribución de edades es unimodal y muestra solamente edades Cretácicas, de ~113-93 Ma para muestras de Baja California (Cataviña-Bahía de San Luis Gonzaga) y ~90-69 Ma para Sonora (batolito costero de Sonora).

La descripción de los resultados obtenidos en cada región se hace por separado, para Baja California y para Sonora, y los datos analíticos se incluyen en los anexos 1a y 1b.

4.2.1. Región Cataviña–Bahía de San Luis Gonzaga

Para esta región se fechó un total de 6 muestras, de granitoides. Las muestras CAT-04-02, 05, 12, 17 y 22 se alinean a lo largo de un transecto ENE-WSW, perpendicular a la península (Fig. 48). La excepción es la muestra CAT-04-28, la cual corresponde a la parte más occidental del muestreo, pero ubicada ~140 km hacia el sur del transecto cerca de la localidad de Nuevo Rosarito, en la Ciénaga (Fig 50).

La mayoría de las muestras son de granodiorita, excepto la muestra CAT-04-02 que proviene de un granito de dos micas. Las muestras CAT-04-05 y CAT-04-12 tienen foliación magmática, mientras que el resto de ellas no muestra fábrica de ningún tipo. Las edades obtenidas son exclusivamente Cretácicas, entre 113.1 ± 2.4 y 92.6 ± 1 (Tabla 1).

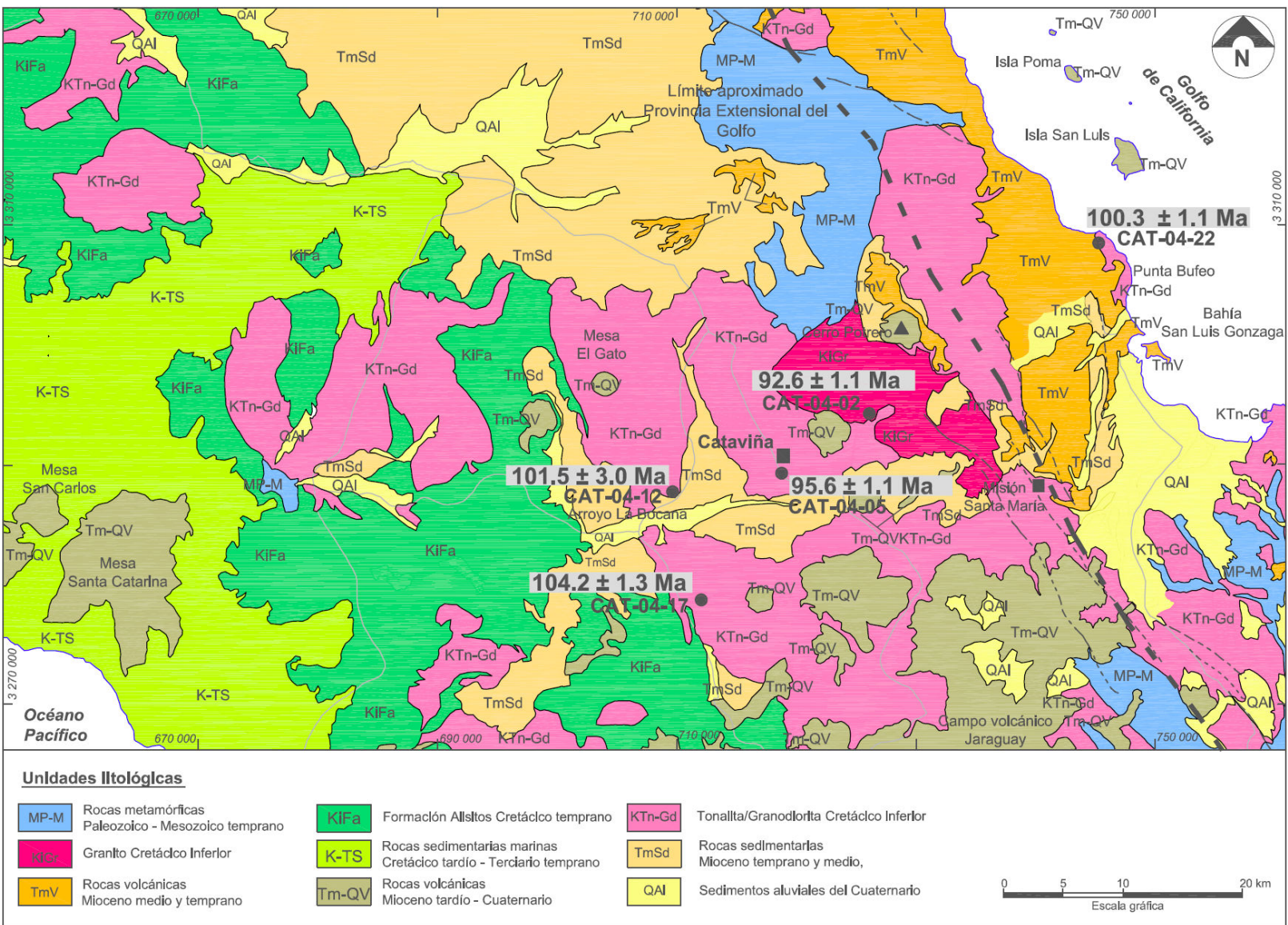


Figura 48. Plano geológico con puntos de muestreo y edades obtenidas para la región de Cataviña - San Luis Gonzaga (Cat-SLG). Modificado de Gastil et al., 1975.

Tabla 1. Resultados del fechamiento por U-Pb en circones para muestras en la región de Cataviña–Bahía de San Luis Gonzaga, Baja California (coordenadas UTM zona 12, datum WGS84).

Muestra	Latitud	Longitud	Litología	Edad (Ma)
	N	W		
CAT-04-02	3293915	724637	Granito dos micas	92.6 ± 1.1
CAT-04-05	3290860	721256	Granodiorita foliada	95.6 ± 1.0
CAT-04-12	3289315	721135	Granodiorita foliada	101.5 ± 3.0
CAT-04-17	3280291	714525	Granodiorita	104.2 ± 1.3
CAT-04-22	3310073	747759	Granodiorita	100.3 ± 1.1
CAT-04-28	3168101	787566	Zona de <i>mingling</i> del plutón Nuevo Rosarito	113.1 ± 2.4

En todas las muestras se puede apreciar una buena definición en la edad, expresada por sus respectivos diagramas de edad media ponderada (Fig. 49), en donde se observa poca dispersión en los resultados individuales, producto de cada uno de los disparos. Es importante destacar la ausencia de circones heredados, los cuales hubiesen arrojado edades antiguas (Fig. 49).

Las edades ^{206}Pb - ^{238}U obtenidas para todo el transecto muestran una transición, de más antiguas en el extremo oeste, con la muestra CAT-04-28 (113.1 ± 2.4 Ma), a más jóvenes hacia el este, con la muestra CAT-04-22 (100.3 ± 1.1 Ma) en la costa del golfo (Fig. 44). Esta tendencia en las edades se interrumpe con la muestra CAT-04-02, la cual tiene una edad de 92.6 ± 1.1 Ma. Esta muestra pertenece al granito de dos micas que está intrusionando a la granodiorita de la cual proceden todas las demás muestras. La muestra CAT-04-05 (con una edad de 95.6 ± 1.0 Ma) también presenta una ligera discrepancia que puede ser relacionada a la dinámica magmática durante la cristalización de la granodiorita.

De manera general, las edades obtenidas en este trabajo están en concordancia con las reportadas previamente, por U-Pb en circones de rocas graníticas de Baja California (Fig. 50) (Anexo 2a). Estas edades fueron obtenidas en diferentes localidades y se aprecia que existe una mezcla en ellas, y para el caso de la sierra de San Pedro Mártir, existe una ligera tendencia a ser más jóvenes hacia el oriente. El comportamiento de las edades compiladas refleja una historia magmática compleja, asociada con la intrusión sucesiva de plutones individuales.

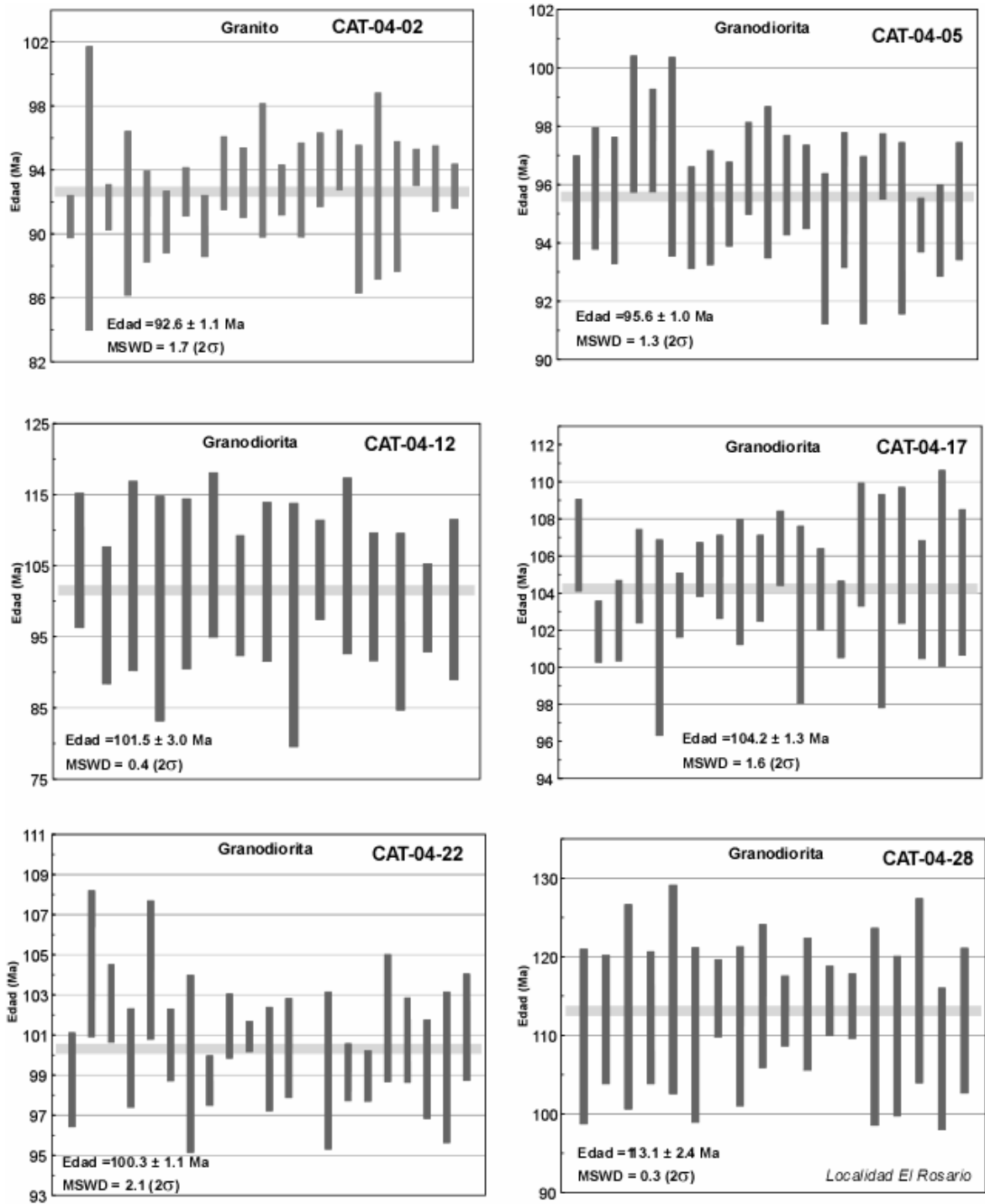


Figura 49. Diagramas de edad media ponderada mostrando los resultados de los fechamientos U-Pb para las muestras de la región de Cataviña–Bahía de San Luis Gonzaga.

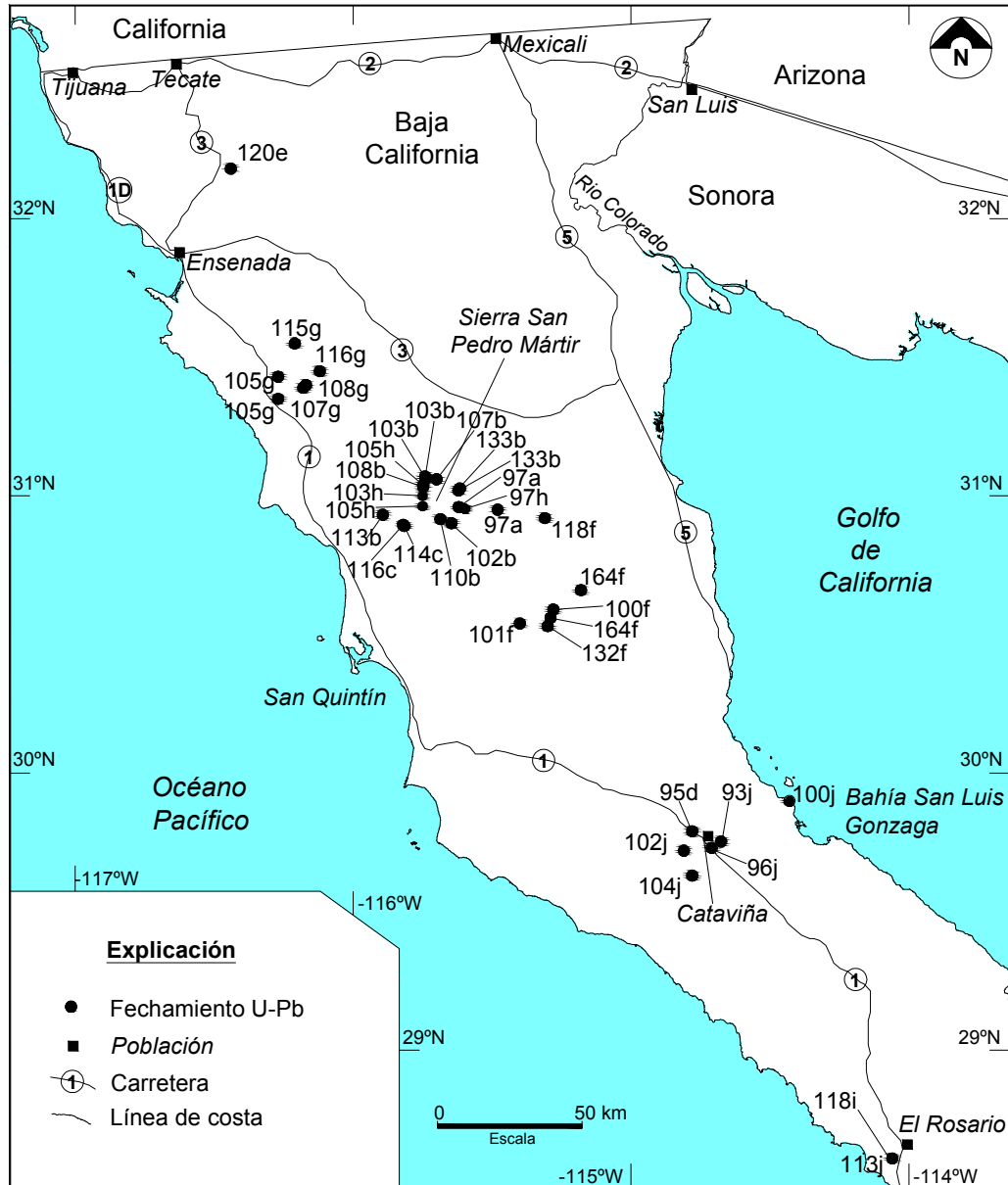


Figura 50. Edades U-Pb en circones de rocas graníticas, reportadas para Baja California: a) Ortega, 1997; b) Johnson *et al.*, 1999, c) Tate *et al.*, 1999, d) Kimbrough *et al.*, 2001; e) Böhnelt *et al.*, 2002; f) Schmidt y Paterson, 2002; g) Wetmore *et al.*, 2003; h) Johnson *et al.*, 2003, i) Peña Alonso *et al.*, 2007, j) este trabajo.

4.2.2. Región costera de Sonora

En esta región se fecharon 8 muestras que corresponden a granodiorita-tonalita y granito, generalmente con texturas de grano grueso a muy grueso (Tabla 2). Este muestreo fue realizado siguiendo la dirección NW-SE de orientación del BCS, y una sección de tres muestras (KI-03-07, KI-03-03 y KI-03-15) perpendicular a éste, en la parte sur (Fig. 51).

La descripción de los resultados se muestra en dos zonas por separado (norte y sur), dentro del batolito Costero de Sonora.

Tabla 2. Resultados del fechamiento por U-Pb en circones para las muestras de rocas graníticas obtenidas en la región costera de Sonora.

Muestra	Latitud (N)	Longitud (W)	Litología	Edad (Ma)
Zona Sur				
KI-03-03	3198692	402750	Granito Rancho Nuevo	74.0 ± 0.7
KI-03-07	3194133	399405	Granodiorita Kino	84.1 ± 1.0
KI-03-15	3202328	408084	Granodiorita Kino	90.1 ± 1.1
KI-12-12	3209999	391513	Granodiorita Kino	81.4 ± 0.8
KI-12-53	3214508	387368	Tonalita Tepopa	70.8 ± 0.8
Zona Norte				
KI-12-35	3238468	387066	Granito Rancho Nuevo	75.9 ± 0.8
KI-12-41	3244078	380900	Tonalita Tepopa	72.0 ± 1.2
KI-12-46	3247634	365796	Tonalita Tepopa	69.4 ± 1.2

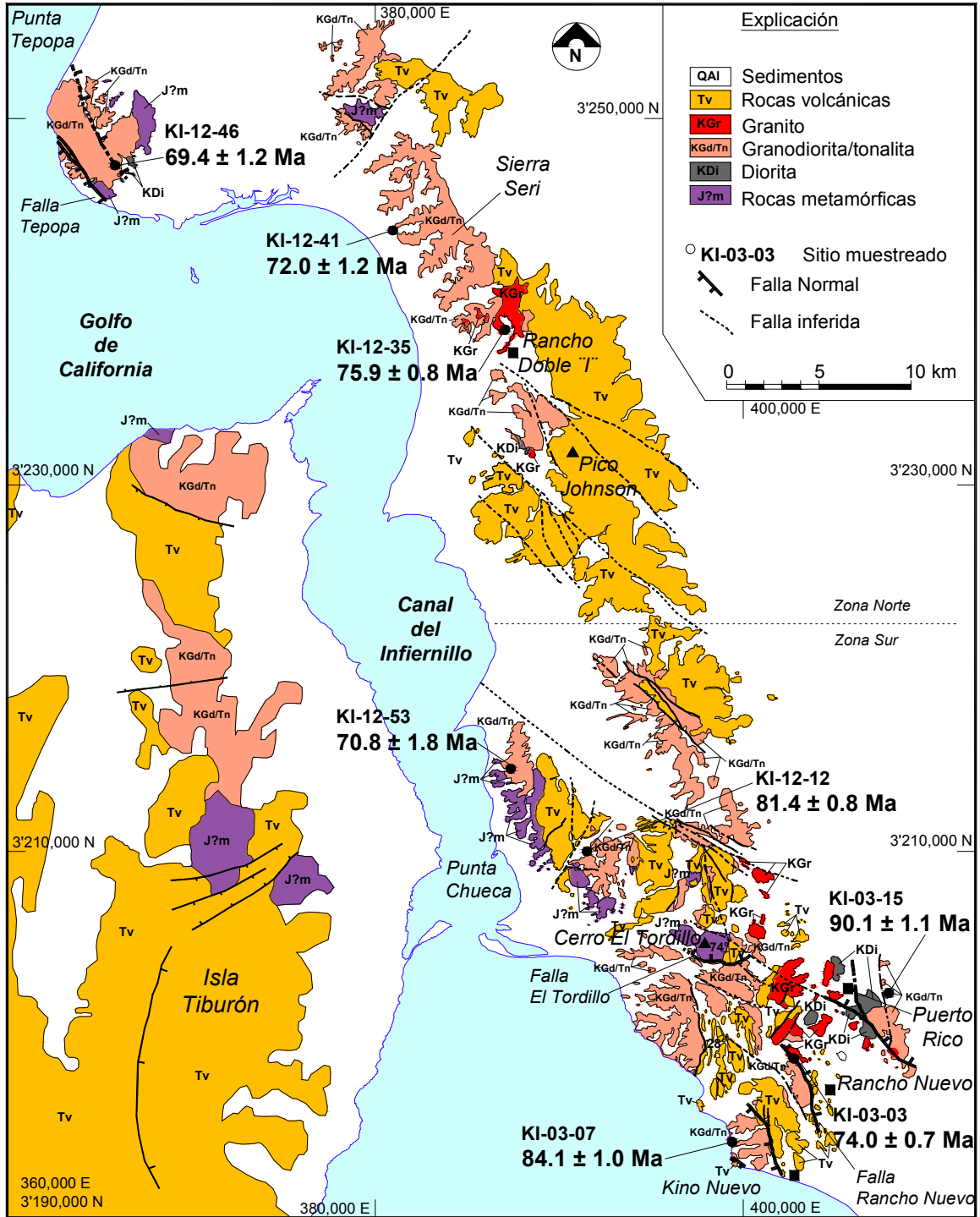


Figura 51. Plano geológico con puntos de muestreo y edades obtenidas para la región costera de Sonora. La cartografía está basada parcialmente en Oskin (2002) y en Gastil y Krummenacher (1977).

4.2.2.1. Zona sur

Esta zona corresponde al área localizada entre Bahía Kino y el norte de Punta Chueca (Fig. 51), donde fueron fechadas cinco muestras. En esta área se tomaron tres muestras a lo largo de un transecto de aproximadamente 10 km de longitud, orientado NE-SW. Las unidades muestreadas son la granodiorita Kino en la zona de costa (KI-03-07), granito Rancho Nuevo (KI-03-03) en el medio de la sección y, granodiorita Kino (KI-03-15) en el extremo oriental. Otras dos muestras fueron tomadas hacia el este y norte de Punta Chueca (KI-12-12 y KI-12-53), correspondientes a la granodiorita Kino y tonalita Tepopa, respectivamente (Fig. 51).

Las tres edades ^{206}Pb - ^{238}U obtenidas en la granodiorita Kino no son consistentes entre si, indicando que la cristalización ocurrió entre 90.1 ± 1.1 Ma y 81.4 ± 0.8 Ma (Tabla 2). Además, estas edades son consistentes con las edades de cristalización más jóvenes, encontradas en el granito Rancho Nuevo (74.0 ± 0.7 Ma) y la tonalita Tepopa (70.8 ± 1.8 Ma) (Fig. 52), localizadas más al norte del área de estudio. Las edades de cristalización confirman las relaciones de intrusión de la tonalita Tepopa y el granito Rancho Nuevo con respecto a la granodiorita Kino. La muestra más antigua de la granodiorita Kino (KI-03-15) muestra una deformación dúctil, mientras que las muestras más jóvenes (KI-03-07 y KI-12-12) no presentan tal deformación, lo cual posiblemente sugiere que la intrusión de la granodiorita ocurrió durante condiciones sintectónicas.

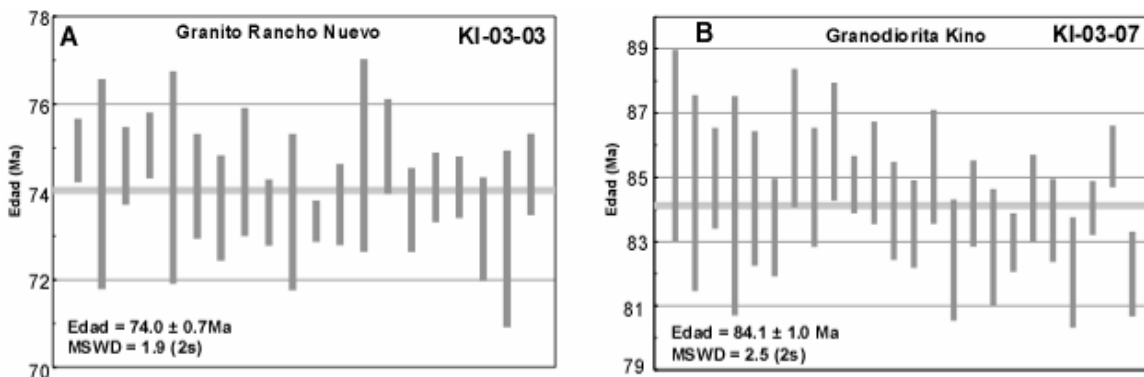


Figura 52. Diagramas de edad media ponderada mostrando los resultados de los fechamientos U-Pb en circones para las muestras del batolito Costero de Sonora, en su parte sur (A,B,C,D y E) y norte (F,G yH). Las edades son reportadas con barras de error de 2 sigmas.

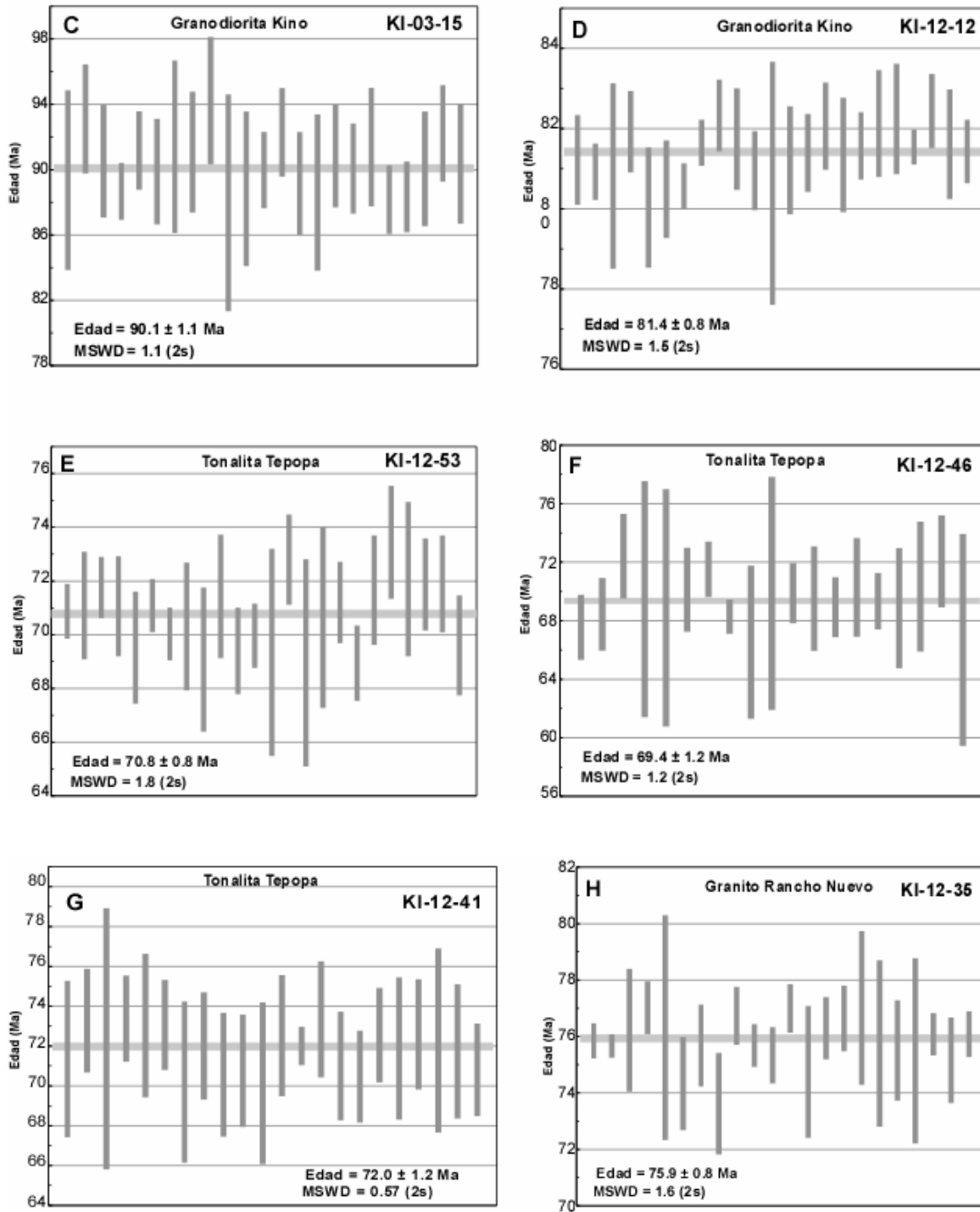


Figura 52. Continuación...

4.2.2.2. Zona norte

Esta zona corresponde a la franja cercana a la costa, desde alrededor de 10 km al norte de Punta Chueca a Punta Tepopa (Fig. 51), donde se colectaron tres muestras (KI-12-46, KI-12-35 y KI-12-41) para fechar con U-Pb en circones.

La muestra KI-12-46 pertenece al bloque tectónico de Isla Tiburón–Punta Tepopa, mientras que las otras dos muestras pertenecen a la Sierra Seri (Fig. 51). La muestra KI-12-35 corresponde petrográficamente a un monzogranito porfídico. En esta localidad, el monzogranito presenta una fuerte foliación magmática. Las otras dos muestras corresponden a tonalita Tepopa, la cual intrusióna al granito Rancho Nuevo.

Las edades ^{206}Pb - ^{238}U obtenidas sobre circones corresponden a una cristalización durante el Cretácico tardío, variando entre 75.9 ± 0.8 Ma y 69.4 ± 1.2 Ma (Tabla 2), y algunas de las edades son notoriamente más jóvenes que las edades obtenidas para los granitoides en la zona sur.

La muestra KI-12-35 es la muestra más antigua de esta zona, con una edad de 75.9 ± 0.8 Ma, y corresponde a una zona con foliación magmática del granito Rancho Nuevo cerca del contacto con la granodiorita Kino. Esta edad corresponde con otra edad obtenida en el área sur (KI-03-03) para esta misma unidad, también con relaciones intrusivas con la granodiorita Kino.

Las muestras fechadas de la tonalita Tepopa (KI-12-41 y KI-12-46) tienen una buena correlación de edades ^{206}Pb - ^{238}U entre sí (72.0 ± 1.2 y 69.4 ± 1.2 Ma), y con otra muestra de la zona sur (70.8 ± 1.8 Ma) (Fig. 51). Estas muestras sugieren que la tonalita fue emplazada en un intervalo de tiempo de cerca de 3 Ma.

En trabajos anteriores, edades U-Pb en circones de rocas granitoides fueron obtenidas para varias localidades de Sonora (Fig. 53) (Anexo 2b). Estas edades tienen una amplia dispersión por el estado, y comprenden un periodo de tiempo desde el Cretácico al Cenozoico.

De manera regional, se observa una tendencia a ser más jóvenes hacia el oriente, iniciando con una muestra cerca de San Luis Río Colorado, de 95 ± 3 Ma (Damon *et al.*, 1983b) la cual es consistente con edades de la porción oriental de Baja California, mientras que varias edades entra las longitudes 113° hasta la 110° , incluyendo las obtenidas en este trabajo para el BCS, son progresivamente mas jóvenes. Este patrón regional es discordante al oriente de Hermosillo, donde se reportan edades de 88.7 a 95.2 Ma (Pérez-Segura, 2006). Esta discordancia en el patrón regional de edades podría estar relacionado con la dinámica de los magmas durante la orogenia Laramide, lo cual pudo

producir eventos magmáticos locales.

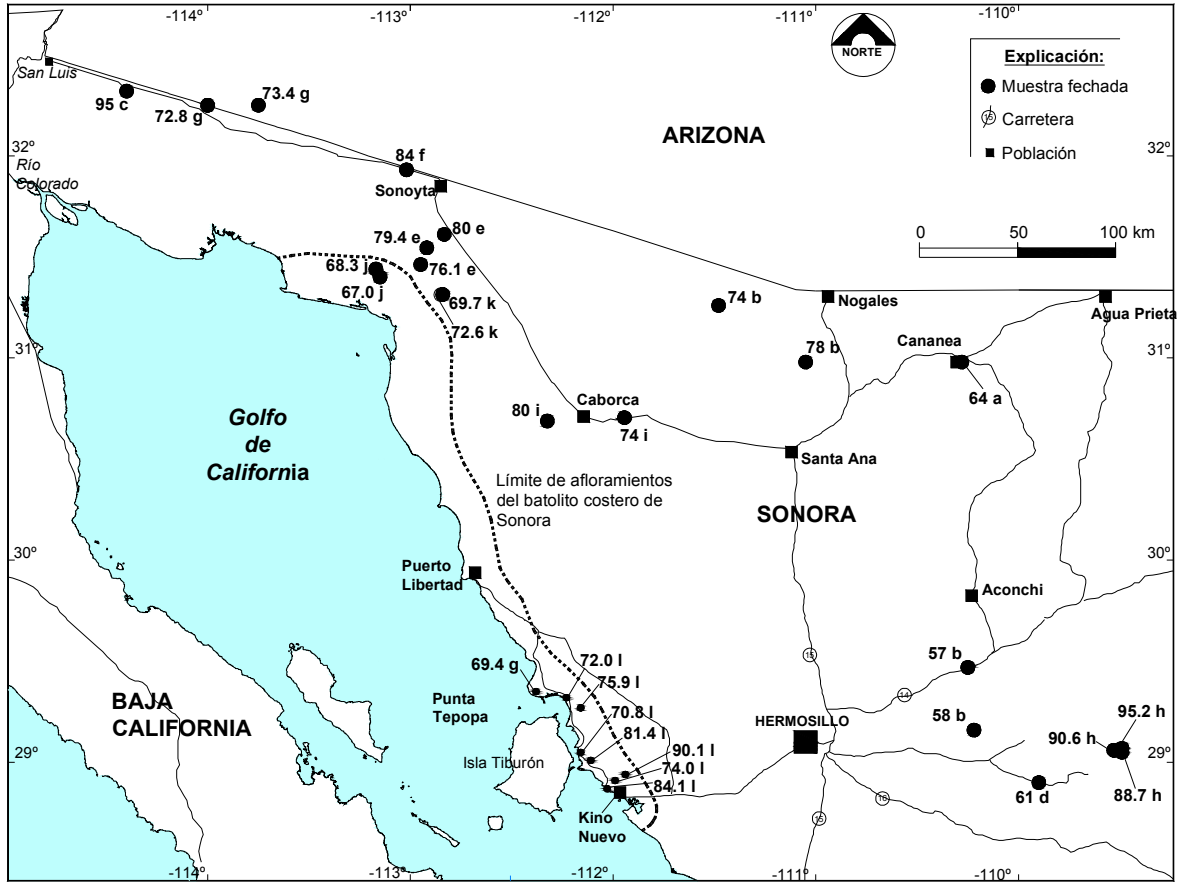


Figura 53. Compilación de edades U-Pb obtenidas en circones de rocas graníticas laramídicas de Sonora. Los datos son de a) Anderson y Silver, 1979, b) Anderson *et al.*, 1980, c) Damon *et al.*, 1983b, d) Poole *et al.*, 1991, e) Iriondo, 2001, f) Campbell y Anderson, 2003, g) Nourse *et al.*, 2005, h) Pérez-Segura, 2006, i) Jacques-Ayala *et al.*, 2008, j) Arvizu *et al.*, 2009, k) Enríquez-Castillo *et al.*, 2009, l) este trabajo.

4.3. Edades Ar-Ar y K-Ar

4.3.1. Edades Ar-Ar

Se obtuvieron edades ^{40}Ar - ^{39}Ar en tres muestras de granitoides de la región costera de Sonora, también fechadas por U-Pb (KI-03-03, KI-03-07 y KI-03-15), localizadas en el extremo sur del Batolito Costero de Sonora (Fig. 54). Los fechamientos fueron realizados sobre feldespato potásico y biotita, mediante las técnicas de calentamiento por pasos y fusión total, como ya fue mencionado anteriormente. El objetivo de este fechamiento fue obtener información termocronológica de mediana temperatura para los intrusivos, a la temperatura de bloqueo de la biotita ($300 \pm 40^\circ\text{C}$) y del feldespato potásico en un miembro de alta retención de argón ($250 \pm 40^\circ\text{C}$) y de otro miembro de baja retención de argón ($150 \pm 40^\circ\text{C}$) (McDougall y Harrison, 1999). Estos fechamientos correlacionados con los de U-Pb antes descritos permitirán esclarecer la evolución termal de los granitoides desde la temperatura de cristalización ($800 \pm 50^\circ\text{C}$) hasta el enfriamiento a temperatura mediana (^{40}Ar - ^{39}Ar). Las edades obtenidas se muestran en la Tabla 3 y los resultados analíticos son mostrados en la tabla 4.

Tabla 3. Resumen de las edades Ar-Ar y K-Ar obtenidas para muestras del batolito costero de Sonora. a) Laboratorio de Termocronología del U.S. Geological Survey en Denver, Colorado, b) Domaines Océaniques, IUEM, Université de Bretagne Occidentale, Brest Cedex, France.

Muestra	Latitud		Litología	Edades (Ma)			Lab.
	N	W		Ar-Ar/ Biotita	Ar-Ar/ Kfeldsp.	K-Ar WR	
KI-03-03	3198692	402750	Granito	66.95±0.28	~60-62.8		a
KI-03-07	3194133	399405	Granodiorita	72.41±0.22	41.5-63.7		a
KI-03-15	3202328	408084	Granodiorita	73.61±0.12	59.5-68.4		a
KI-04-05	3205075	403291	Basalto			12.5 ± 0.3	b
KI-04-08	3202605	400894	Andesita			62.5 ± 1.5	b

Para la muestra KI-03-03, se determinó una edad de biotita de 66.95 ± 0.28 Ma, en el granito (Fig. 54 y Tabla 3), la cual corresponde a la edad de enfriamiento del granito por debajo de los $300 \pm 40^\circ\text{C}$ (temperatura de bloqueo de la biotita). Existe sin embargo cierta incertidumbre debido a que el porcentaje de liberación radiogénica para la alícuota de la biotita es muy bajo (31%), probablemente debido a la alteración de la biotita. Para este mismo granito, el análisis del feldespató potásico mediante calentamiento por pasos, permite determinar un intervalo de edad de enfriamiento entre 62.8 y ~ 60 Ma, que corresponde a un enfriamiento entre las temperaturas de $250 \pm 40^\circ\text{C}$ y $150 \pm 40^\circ\text{C}$ (temperatura aproximada del feldespató potásico de alta y baja retención de argón). Estas edades de enfriamiento, combinadas con las edades de cristalización en circón de 74.0 ± 0.7 Ma, indican una etapa inicial de enfriamiento rápida a través del intervalo de temperatura correspondiente al cierre de la biotita para el sistema K-Ar, biotita y más lenta entre la temperatura de bloqueo o de retención de argón de la biotita y del feldespató potásico.

La granodiorita (KI-03-07) tiene una edad de enfriamiento de 72.41 ± 0.22 Ma, calculada por fusión total en biotita (Fig. 54 y Tabla 3). El espectro de edad para el feldespató potásico en esta muestra indica un alto gradiente, entre 63 y 41.5 Ma, implicando una tasa de enfriamiento significativamente más lenta que para el granito anteriormente descrito. Además, la etapa de enfriamiento de la granodiorita, entre la edad U-Pb en circón (84.1 ± 1.0 Ma) y la edad Ar-Ar en biotita, parece ser más lenta en la muestra de granito. Una segunda muestra de la granodiorita (KI-03-15) tiene una edad de fusión total en biotita de 73.61 ± 0.12 Ma y un gradiente de edad en feldespató potásico entre 68.4 y 59.5 Ma (Fig. 54 y Tabla 3). La curva de enfriamiento para esta muestra indica una tasa intermedia de enfriamiento con respecto a la muestra previamente descrita. Estas edades Ar-Ar concuerdan con edades previas obtenidas por este mismo método para muestras de esta región (Fig. 55).

Con base en estas edades, se interpreta que las muestras de granodiorita (KI-03-07 y KI-03-15) tardaron más tiempo en enfriarse por debajo de la temperatura de bloqueo del feldespató potásico, debido a que el pulso magmático más joven (granito) pudo haber creado un gradiente geotérmico regional que mantuvo la roca preexistente a temperaturas más altas que la temperatura de bloqueo para el sistema ^{40}Ar - ^{39}Ar . La muestra del granito (KI-03-03) se enfrió relativamente rápido y no fue afectada por ningún pulso termal significativo bajo la temperatura de bloqueo del feldespató potásico, en su dominio de baja retención ($150 \pm 40^\circ\text{C}$) desde hace alrededor de 60 Ma.

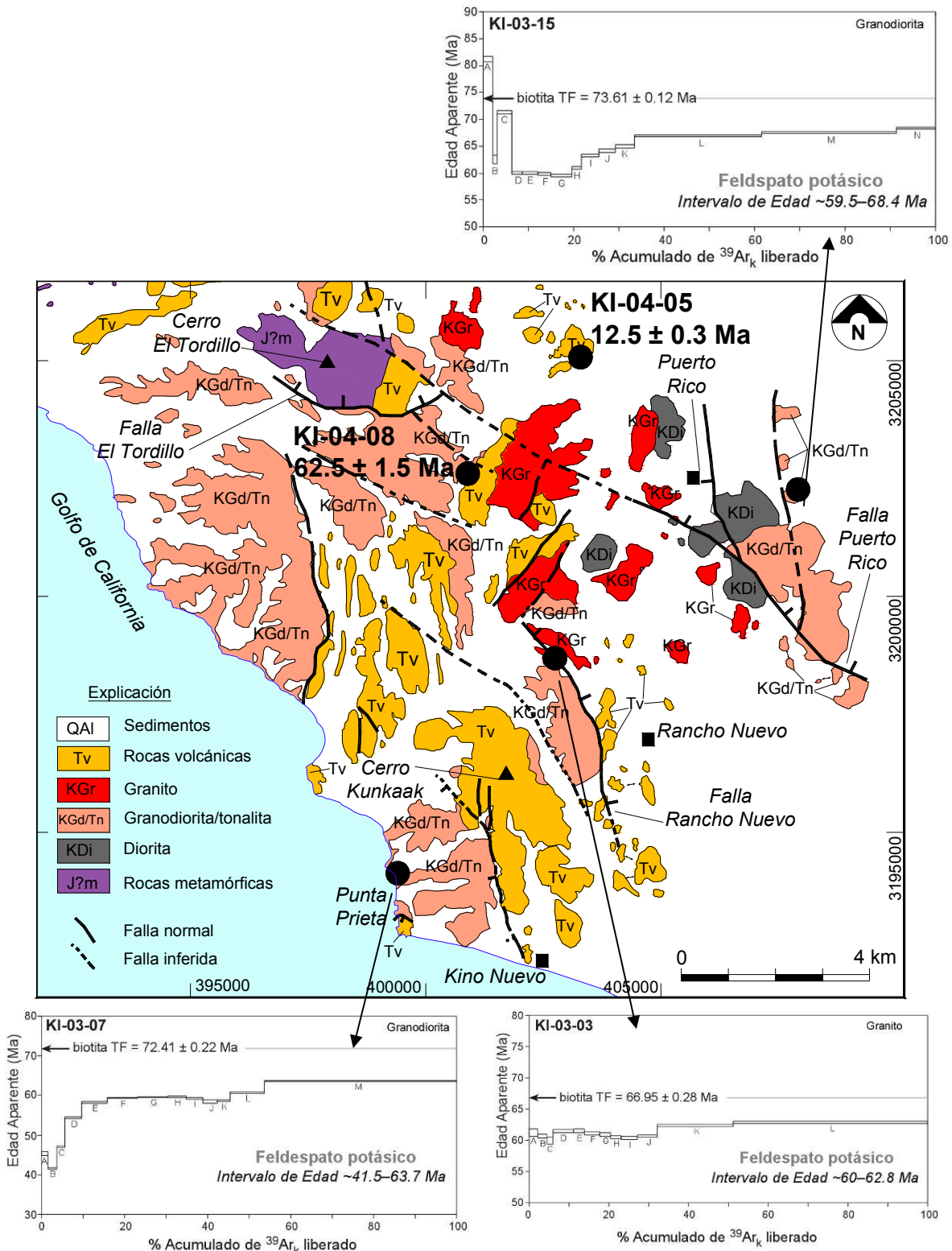


Figura 54. Mapa geológico de la parte sur del BCS, mostrando la localización de las muestras fechadas por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y K-Ar (KI-04-05 y KI-04-08), así como los espectros del calentamiento por pasos y los intervalos de edades estimados para los feldespatos potásicos de rocas graníticas. Las edades y los intervalos en los diagramas están graficadas a un nivel de 2 sigma de precisión, para mejorar su visualización. También se muestran las edades obtenidas por fusión total en biotita (TF).

4.3.2. Edades K-Ar

Dos muestras de la región costera de Sonora, en su parte sur (Fig. 54), fueron fechadas mediante la técnica de K-Ar en roca total. Una andesita (KI-04-08) y una muestra de basalto basculado de la parte superior de la cubierta volcánica (KI-04-05). La muestra de andesita se fechó con el objetivo de conocer su posible relación con las rocas granitoides del BCS, mientras que el basalto se fechó para conocer la edad de los últimos eventos volcánicos locales, así como la edad mínima de los basculamientos asociados al *rifting*.

La andesita tiene una edad K-Ar en roca total de 62.5 ± 1.5 Ma (Tabla 3). El emplazamiento de esta unidad ocurrió durante el tiempo de enfriamiento de la granodiorita y el granito a través de la temperatura de bloqueo en el dominio de alta retención del feldespató potásico ($150 \pm 40^\circ\text{C}$). La edad de la andesita es similar a otras edades obtenidas más hacia el oeste, en andesitas de la Formación Tarahumara (McDowell *et al.*, 2001; Roldán-Quintana, 2002), sugiriendo que la actividad volcánica Cretácica-Paleógena relacionada al arco magmático Laramide no se restringió a Sonora central, sino que estuvo también presente en la actual región costera. Se interpreta que la escasez de afloramientos de la Formación Tarahumara en el oeste de Sonora es el resultado del levantamiento y de la subsecuente erosión asociados a la extensión *Basin and Range* y el *rifting* pre-Golfo de California.

Para la muestra de basalto se determinó una edad K-Ar en roca total de 12.5 ± 0.3 Ma (Tabla 3). Esta muestra corresponde a una unidad basáltica de la parte final del volcanismo Cenozoico, la cual consiste de una serie de mesetas aisladas que están fuertemente basculadas hacia el este, por efectos de la extensión asociada a la apertura del Golfo de California. Esta unidad corresponde a los flujos volcánicos contemporáneos al inicio del *rifting* de la península, de acuerdo con las descripciones de Oskin (2002). La edad de ~ 12.5 Ma es congruente con el inicio de este evento tectónico.

Tabla 4. Datos analíticos de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para las muestras del sur del BCS.

Step	Temp. °C	% ^{39}Ar of total	Radiogenic Yield (%)	$^{39}\text{Ar}_i$ (Moles)	$^{40}\text{Ar}^*$ $^{39}\text{Ar}_i$	Apparent K/Ca	Apparent K/Cl	Apparent Age (Ma)	Error (Ma)
KI-03-15 Sonora <i>K-feldspar</i> $J = 0.001278 \pm 0.50\%$ $wt = 4.3 \text{ mg}$ #22KD38									
A	950	2.1	65.7	6.57E-15	36.034	b.d.l.	3.1	81.22 ± 0.22	
B	1000	0.9	79.0	2.72E-15	27.576	b.d.l.	15.5	62.48 ± 0.43	
C	1050	3.3	65.6	1.03E-14	31.561	b.d.l.	9.3	71.34 ± 0.18	
D	1100	2.3	87.6	7.04E-15	26.479	b.d.l.	29.9	60.04 ± 0.13	
E	1150	3.5	80.2	1.09E-14	26.463	b.d.l.	30.3	60.00 ± 0.14	
F	1200	3.0	69.0	9.26E-15	26.384	b.d.l.	27.9	59.83 ± 0.15	
G	1250	4.5	71.2	1.39E-14	26.235	b.d.l.	22.7	59.50 ± 0.13	
H	1275	2.2	78.0	6.71E-15	26.904	b.d.l.	21.3	60.99 ± 0.14	
I	1300	3.9	71.9	1.21E-14	27.914	b.d.l.	17.9	63.24 ± 0.13	
J	1325	3.6	70.7	1.12E-14	28.303	b.d.l.	6.3	64.10 ± 0.15	
K	1350	4.2	69.6	1.30E-14	28.701	b.d.l.	2.0	64.99 ± 0.15	
L	1400	28.1	77.4	8.71E-14	29.560	b.d.l.	15.2	66.90 ± 0.10	
M	1500	29.7	77.3	9.23E-14	29.867	b.d.l.	18.0	67.58 ± 0.10	
N	1650	8.7	77.5	2.71E-14	30.214	b.d.l.	15.9	68.35 ± 0.11	
Total Gas Age =								66.25	
KI-03-15 Sonora <i>biotite total fusion</i> $J = 0.001270 \pm 0.50\%$ $wt = 1.2 \text{ mg}$ #10KD38									
A	1450	100	76.1	6.21E-14	32.791	b.d.l.	2.91	73.61 ± 0.12	
KI-03-07 Sonora <i>K-feldspar</i> $J = 0.001277 \pm 0.50\%$ $wt = 3.9 \text{ mg}$ #17KD38									
A	950	1.5	81.4	4.13E-15	19.938	b.d.l.	1.0	45.36 ± 0.25	
B	1000	2.2	92.1	6.16E-15	18.230	b.d.l.	37.4	41.52 ± 0.10	
C	1050	1.8	96.6	5.02E-15	20.714	b.d.l.	45.4	47.10 ± 0.12	
D	1100	4.2	96.4	1.16E-14	23.981	b.d.l.	47.8	54.42 ± 0.09	
E	1150	6.1	97.8	1.71E-14	25.675	b.d.l.	99.5	58.20 ± 0.08	
F	1200	7.3	97.8	2.04E-14	26.186	b.d.l.	93.6	59.34 ± 0.08	
G	1250	7.2	98.0	2.01E-14	26.303	b.d.l.	51.7	59.60 ± 0.07	
H	1275	4.4	98.0	1.22E-14	26.327	b.d.l.	41.6	59.65 ± 0.09	
I	1300	4.0	96.6	1.12E-14	26.127	b.d.l.	51.6	59.21 ± 0.09	
J	1325	3.5	95.1	9.61E-15	25.794	b.d.l.	42.3	58.47 ± 0.17	
K	1350	3.2	92.4	8.98E-15	25.868	b.d.l.	1.4	58.63 ± 0.12	
L	1400	8.2	95.7	2.27E-14	26.782	b.d.l.	15.9	60.67 ± 0.10	
M	1650	46.4	97.1	1.29E-13	28.139	b.d.l.	89.5	63.69 ± 0.07	
Total Gas Age =								60.35	
KI-03-07 Sonora <i>biotite total fusion</i> $J = 0.001276 \pm 0.50\%$ $wt = 1.9 \text{ mg}$ #9KD38									
A	1450	100	74.1	2.00E-14	32.094	b.d.l.	6.18	72.41 ± 0.22	
KI-03-03 Sonora <i>K-feldspar</i> $J = 0.001277 \pm 0.50\%$ $wt = 4.3 \text{ mg}$ #21KD38									
A	1000	2.1	65.9	5.27E-15	27.041	b.d.l.	16.4	61.25 ± 0.30	
B	1050	2.3	75.4	5.75E-15	26.781	b.d.l.	21.8	60.67 ± 0.17	
C	1100	1.6	84.8	3.88E-15	26.465	b.d.l.	31.1	59.96 ± 0.28	
D	1150	5.1	83.3	1.26E-14	27.123	b.d.l.	36.1	61.43 ± 0.12	
E	1200	2.8	86.1	6.86E-15	27.173	b.d.l.	43.7	61.54 ± 0.13	
F	1250	3.8	83.5	9.43E-15	26.959	b.d.l.	28.9	61.06 ± 0.11	
G	1275	2.6	87.6	6.50E-15	26.879	b.d.l.	26.0	60.89 ± 0.14	
H	1300	2.7	84.8	6.72E-15	26.699	b.d.l.	25.0	60.48 ± 0.14	
I	1325	4.0	82.1	9.98E-15	26.624	b.d.l.	34.5	60.32 ± 0.13	
J	1350	5.1	78.8	1.27E-14	26.776	b.d.l.	1.6	60.66 ± 0.11	
K	1400	19.0	86.4	4.71E-14	27.550	b.d.l.	34.4	62.38 ± 0.09	
L	1650	48.8	87.9	1.21E-13	27.761	b.d.l.	40.0	62.85 ± 0.08	
Total Gas Age =								62.12	
KI-03-03 Sonora <i>biotite total fusion</i> $J = 0.001269 \pm 0.50\%$ $wt = 1.0 \text{ mg}$ #15KD38									
A	1450	100	34.6	3.46E-14	29.793	b.d.l.	1.60	66.95 ± 0.28	

Notas: a) Edades calculadas asumiendo una proporción inicial de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar} = 295.5 \pm 0$, b) todas las estimaciones de precisión son a nivel de un sigma, c) las edades de los pasos individuales no incluyen errores en el parámetro de irradiación J, d) no se calcularon errores para la edad de gas total, y e) b.d.l. = bajo el límite de detección para ^{39}Ar .

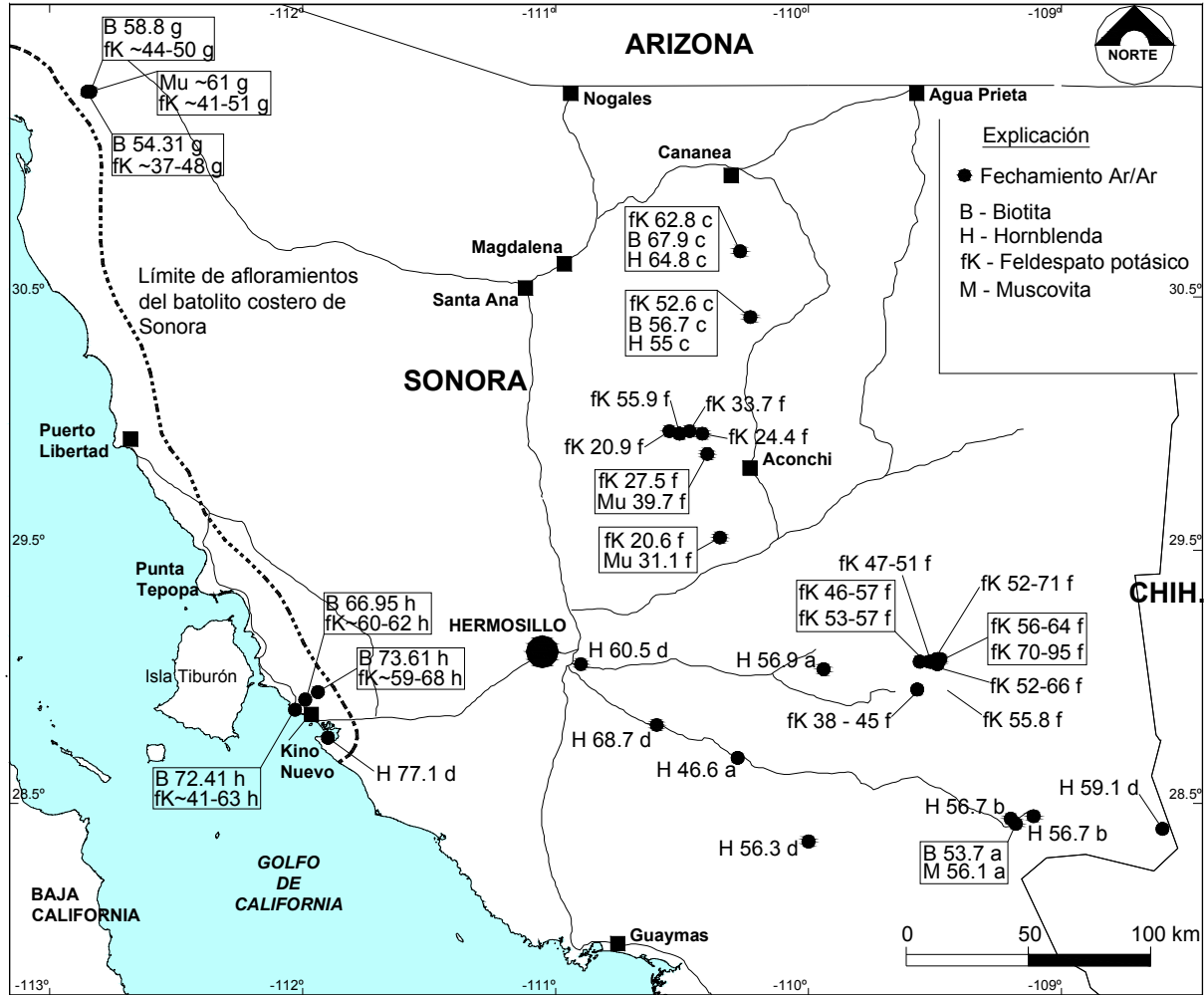


Figura 55. Compilación de edades obtenidas por Ar-Ar en rocas granitoides del estado de Sonora. Fuentes: a) Mead *et al.*, 1988, b) Gans (1997), c) González-León *et al.* (2000), d) Valencia-Moreno *et al.* (2006), e) Lugo-Zazueta (2006), f) Pérez-Segura (2006), g) Enríquez-Castillo *et al.* (2009), h) este trabajo.

4.4. Edades de trazas de fisión en apatitos

4.4.1. Definiciones

El término denudación se refiere a la remoción de rocas o suelos por procesos tectónicos o superficiales, como la erosión en un punto específico de la superficie o del subsuelo (Reiners y Brandon, 2006). Por su parte, el término levantamiento se refiere a un desplazamiento vertical en dirección contraria a la gravedad (England y Molnar, 1990). Este desplazamiento solo es reconocido cuando se definen tanto el objeto desplazado como el marco de referencia, en general el nivel del mar. Cuando no se menciona uno u otro de estos parámetros pueden existir confusiones sobre los procesos dinámicos. Por ejemplo, se deben de considerar los casos como el levantamiento superficial, que se refiere al desplazamiento de la superficie de La Tierra, con respecto al geoide, además del levantamiento de rocas, que es el levantamiento de rocas con respecto al geoide (England y Molnar, 1990).

La exhumación es la historia del trayecto relativo de una roca hacia la superficie, como resultado de un proceso de denudación (Fig. 56). Por lo tanto, la exhumación puede ser de origen tectónico o erosivo.

La denudación puede ocurrir por dos procesos, distintos entre sí: erosión y denudación tectónica (Burbank y Anderson, 2000). La erosión resulta del intemperismo mecánico y químico de las rocas, y su posterior remoción y arrastre por procesos geomórficos. Por su parte, la denudación tectónica ocurre por procesos de desplazamiento de volúmenes grandes de roca a lo largo de fallas normales, inversas o laterales que pueden afectar toda la litósfera o parte de ella.

La estimación de la cantidad de denudación en una región determinada de la Tierra se apoya principalmente en criterios estratigráficos, es decir gracias al control que se puede tener sobre las rocas no erosionadas, o al contrario al control estratigráfico sobre los sedimentos detríticos que provienen de las rocas erosionadas. Conforme disminuye el control estratigráfico sobre las rocas erosionadas con respecto a una columna-tipo, disminuye la posibilidad de hacer una buena cuantificación de la denudación. Un caso extremo corresponde a las áreas con rocas de basamento (graníticas, por ejemplo), que no cuentan con buenos marcadores estratigráficos. En estos casos se puede hacer uso de la termocronología para conocer la historia térmica de la roca. Esta historia térmica puede interpretarse en términos de tasa de denudación, tasa de sepultamiento y tiempo de residencia de la roca en un intervalo determinado de temperatura, en la parte superior de

la corteza terrestre.

La termocronología por análisis de trazas de fisión es uno de los métodos que tienen mayor aplicación en el estudio de la exhumación de rocas, debido a que permite estimar la componente vertical del movimiento de las rocas, en relación a un marco térmico de referencia (Brown, 1991; Gleadow y Brown, 1999; Gunell, 2000). Este marco térmico es la estratificación térmica de la corteza terrestre, así que aunque se destruyan por erosión los marcadores estratigráficos, todavía se puede hacer uso de esta estratificación (Fig. 56). En el caso del sistema de trazas de fisión en apatito, este marcador estratigráfico está determinado por tres zonas: la zona de borrado total arriba de 110 °C, la zona de borrado parcial de las trazas de fisión en los apatitos, situada entre 110 y 60 °C, y la zona de estabilidad, debajo de 60 °C (Gleadow et al., 1986).

La profundidad de la zona de borrado parcial de trazas de fisión está determinada por el gradiente geotérmico local, de tal manera que sus límites inferior y superior forman horizontes sub-paralelos a la superficie terrestre. La termocronología por trazas de fisión provee informaciones sobre el tiempo de enfriamiento de una roca en la zona de borrado parcial y en la zona estable para las trazas, lo cual permite obtener una tasa de enfriamiento (Fig. 56). Por lo anterior, en el cálculo de la tasa de enfriamiento, es muy importante considerar un gradiente geotérmico compatible con el ambiente tectónico en el que se hizo el estudio. Gunell (2000) propone la siguiente ecuación para el cálculo de denudación:

Tasa de denudación (km/Ma) = [Tasa de enfriamiento (°C/Ma) / Gradiente geotérmico (°C/km)]

La tasa de denudación puede ser utilizada para determinar la cantidad de rebote isostático de la corteza debida a la erosión, medida con relación al nivel del mar. El espesor promedio de la capa de roca removida por erosión (ΔE) puede ser calculada con la siguiente ecuación (Brown, 1991):

$$\Delta E = [(110 \pm 10 \text{ °C} - T_s) / G] + d$$

en donde:

T_s = temperatura antigua de la superficie principal

G = gradiente geotérmico antiguo

d = diferencia de elevación entre la base de la zona de borrado parcial fósil y la elevación de la superficie principal actual, para una región en particular.

110 = Límite inferior de temperatura de la zona de borrado parcial de trazas de fisión.

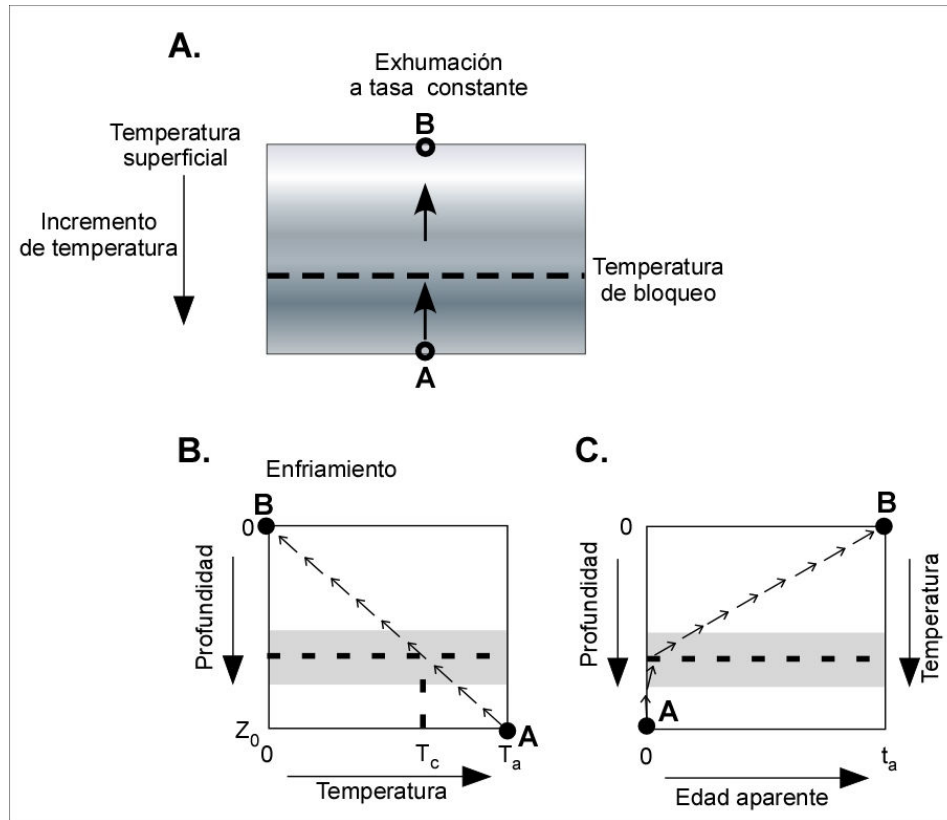


Figura 56. Relaciones entre las edades isotópicas, el enfriamiento y la exhumación. A) La roca está exhumada desde el punto A, a una tasa constante (se asume un gradiente geotérmico lineal con la profundidad). B) Debido a la geoterma el enfriamiento es dependiente de la exhumación y del tiempo. C) Una vez que la roca se enfría debajo de la temperatura mínima de la zona de borrado parcial, las trazas de fisión son estables y permiten calcular la edad correspondiente al tiempo de residencia de la roca arriba de la zona de borrado parcial. En B y C las regiones grises corresponden a la zona de borrado parcial. Tomada de Batt (2001).

La técnica de fechado con trazas de fisión en apatitos se utilizó anteriormente para determinar la evolución térmica a bajas temperaturas de granitoides Cretácicos pertenecientes a la Provincia Extensional del Golfo de California (Ortega-Rivera, *et al.*, 1997; Ramos-Velázquez, 1998; Calmus *et al.*, 1999; Calmus *et al.*, 2000b; Fletcher *et al.*, 2000; Ortega-Rivera, 2003). Con base en los resultados se puede observar que en la península de Baja California las edades de enfriamiento son notablemente más antiguas que las del lado continental. En Baja California las edades están localizadas entre 95 ± 6.9 Ma y 48 ± 3 Ma, excepto para tres muestras en el extremo sur (Fletcher *et al.*, 2000), que tienen edades entre 9 ± 1 Ma y 10 ± 1 Ma. Las edades más antiguas se interpretan como asociadas a la exhumación por erosión contemporánea al emplazamiento del arco

magmático y de la cubierta de los intrusivos después de su emplazamiento, anteriormente a la fase extensional de Basin and Range o a la apertura del Golfo de California. Las edades más recientes del extremo sur de la península se interpretan como asociadas a este último evento tectónico, especialmente a la actividad en la falla San José del Cabo, la cual es activa actualmente (Ramos-Velázquez, 1998; Fletcher *et al.*, 2000). En la margen oriental del Golfo, las edades de trazas de fisión están mezcladas pero, de manera general, son más jóvenes que en Baja California, y oscilan entre los 36.1 ± 1.6 Ma en la isla Tiburón, hasta 5.9 ± 0.4 Ma en la costa frente a esta isla. Esta mezcla en las muestras y su distribución geográfica, muestran que se trata de una región afectada por el evento de extensión *Basin and Range* y por el *rifting* continental al cual está asociada la apertura del Golfo.

En este trabajo se realizaron 14 fechamientos por trazas de fisión en apatitos, 6 en la región Cataviña–Bahía de San Luis Gonzaga, en Baja California y 8 de ellas en el batolito costero de Sonora (Figs. 57 y 56). Todas estas muestras son las mismas que se fecharon por U-Pb, y algunas de ellas por Ar-Ar, de manera que se tienen datos de su evolución térmica desde la cristalización (U-Pb en circones) hasta la etapa de enfriamiento a temperaturas bajas (trazas de fisión en apatitos). Todas estas muestras fueron obtenidas de afloramientos de rocas granitoides, la mayoría de ellas de composición tonalita-granodiorita, a excepción de la muestra CAT-04-02, de la Península de Baja California, que corresponde al granito de dos micas. Las muestras fueron procesadas por técnicas estándar para separación de minerales con propósitos de fechado isotópico. La primera parte del proceso de separación (triturado en quebradora de quijadas, pulverización en molino de discos de cerámica y tamizado) fue realizada en las instalaciones del Laboratorio de Preparación de Muestras de la ERNO-UNAM en Hermosillo. El resto del proceso fue realizado en instalaciones de la Universidad de Arizona, en Tucson, USA. Esto se refiere a las diferentes técnicas sucesivas de separación de minerales: por gravedad en mesa Wilfley, magnética, usando separador magnético Frantz y por densidad usando líquidos pesados (ioduro de metileno). La separación, montaje final de los cristales individuales y el fechado en el Laboratorio de Termocronología de la Universidad de Melbourne, en Australia y en el laboratorio de Geofísica Nuclear del Instituto Dolomieu de la Universidad Joseph Fourier, Grenoble, Francia.

Los resultados de los análisis son presentados como gráficas resumidas para cada muestra, y comprenden gráficas individuales. Las primeras dos (distribuciones de edad

para granos individuales y distribuciones de longitudes de trazas confinadas) muestran el número relativo de granos con edades particulares y el número relativo de trazas medidas de una cierta longitud (Fig. 58). Las gráficas se presentan una al lado de la otra, y al lado izquierdo se presenta una gráfica radial, la cual muestra edades de trazas de fisión en apatitos para granos de una muestra individual. Cada edad tiene unidades de error estándar ($\pm 2\sigma$) en el eje de las y, su precisión actual es indicada sobre el eje de las x, y su edad es leída extrapolando una línea desde el punto de 0 a través del punto graficado a la edad de la escala logarítmica en el perímetro derecho. Los datos analíticos son presentados al final de este documento, en el Anexo 4a.

Los resultados obtenidos en este trabajo se muestran en dos grupos de datos, los de la Península de Baja California y los de la región occidental de Sonora.

4.4.2. Península de Baja California

Se tomaron 6 muestras en la zona costera del Golfo de California, precisamente en la Bahía de San Luis Gonzaga (CAT-04-22), en la parte central de la península, región de Cataviña (CAT-04-02, CAT-04-05, CAT-04-12 y CAT-04-17), y una en la costa del Océano Pacífico (CAT-04-28) (Fig. 57). El objetivo de esta distribución fue de determinar, en su caso, las posibles variaciones de las edades y de las tasas de enfriamiento a lo largo de una sección perpendicular a la península y a las estructuras mayores, como el Escarpe Principal del Golfo.

Todas las edades de trazas de fisión en apatitos obtenidas en estas muestras oscilan entre 52 ± 3 Ma y 71 ± 4 Ma, sin presentar una tendencia o patrón espacial definido (Tabla 5). En la medida que las trazas tienen una longitud promedio superior a 13 μm , y que las longitudes son unimodales (Fig. 58), podemos concluir que las rocas residieron relativamente poco tiempo en la zona de borrado parcial para apatitos, lo cual se interpreta como una exhumación relativamente rápida durante el tiempo de residencia dentro de la zona de borrado parcial. En resumen, se considera que las edades de trazas de fisión están bien constreñidas, lo cual indica el tiempo transcurrido después de que la roca pasó por la zona de retención parcial de trazas. En el caso de la muestra CAT-04-02, la cantidad de trazas fue muy baja (Fig. 58), por lo cual este dato no puede ser utilizado para interpretar la evolución estructural, pero la edad calculada está bien constreñida, como se mencionó anteriormente.

Además, las edades de trazas de fisión calculadas en el presente trabajo son concordantes con otras reportadas previamente en la misma zona (Calmus *et al.*, 2001 y

Ortega-Rivera, 2003) (Anexo 4b).

Tabla 5. Resultados del fechamiento por trazas de fisión en apatitos para la región de Cataviña–Bahía de San Luis Gonzaga.

Muestra	Latitud (N)	Longitud (W)	Litología	Edad (Ma)
CAT-04-02	3293915	724637	Granito dos micas	69 ± 6
CAT-04-05	3290860	721256	Granodiorita foliada	61 ± 3
CAT-04-12	3289315	721135	Granodiorita foliada	58 ± 3
CAT-04-17	3280291	714525	Granodiorita	69 ± 4
CAT-04-22	3310073	747759	Granodiorita	52 ± 3
CAT-04-28	3168101	787566	Granodiorita	71 ± 4

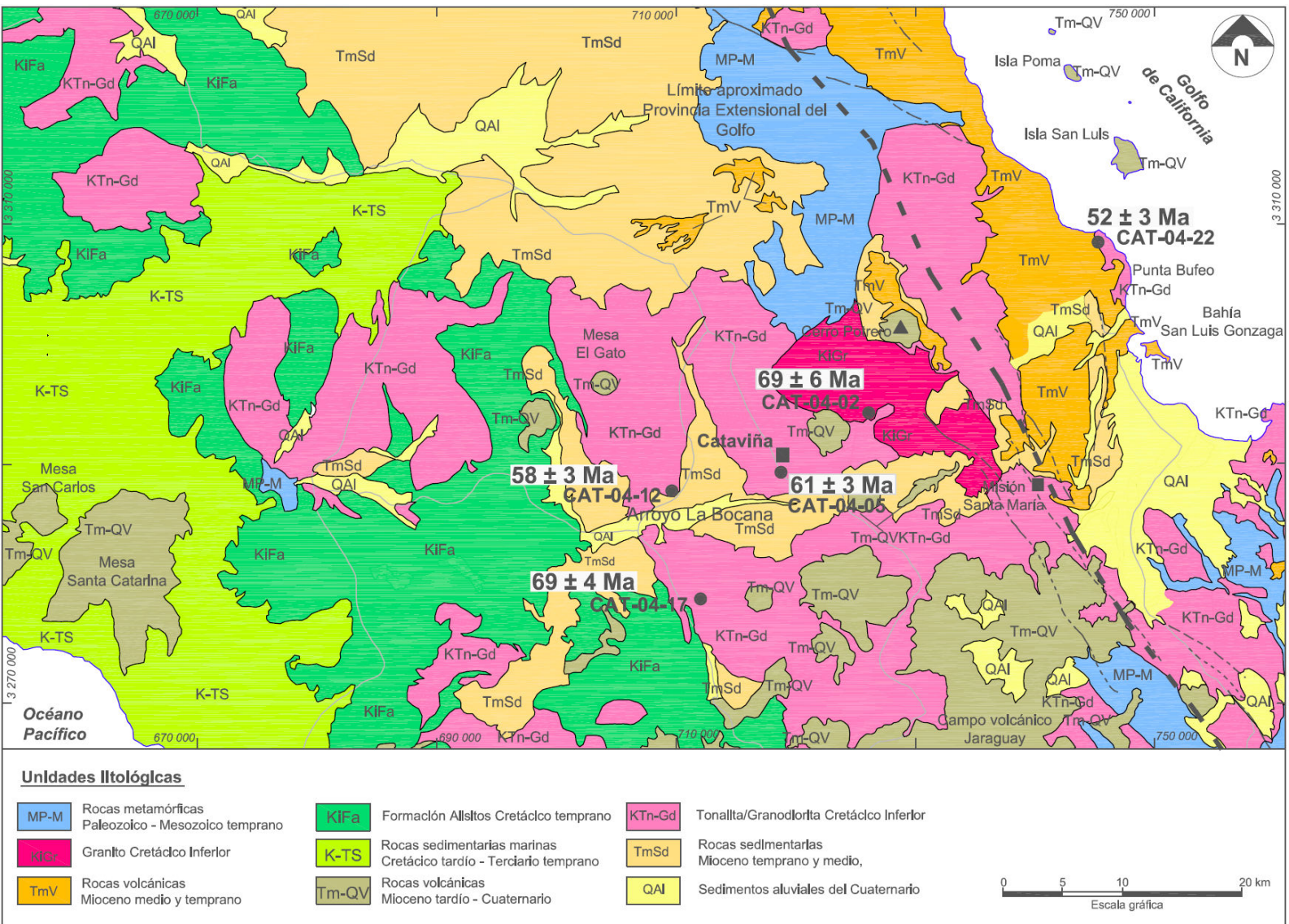


Figura 57. Plano geológico con puntos de muestreo y edades obtenidas por trazas de fisión en apatitos para la región de Cataviña-San Luis Gonzaga (Cat-SLG). Modificado de Gasitl et al. (1975).

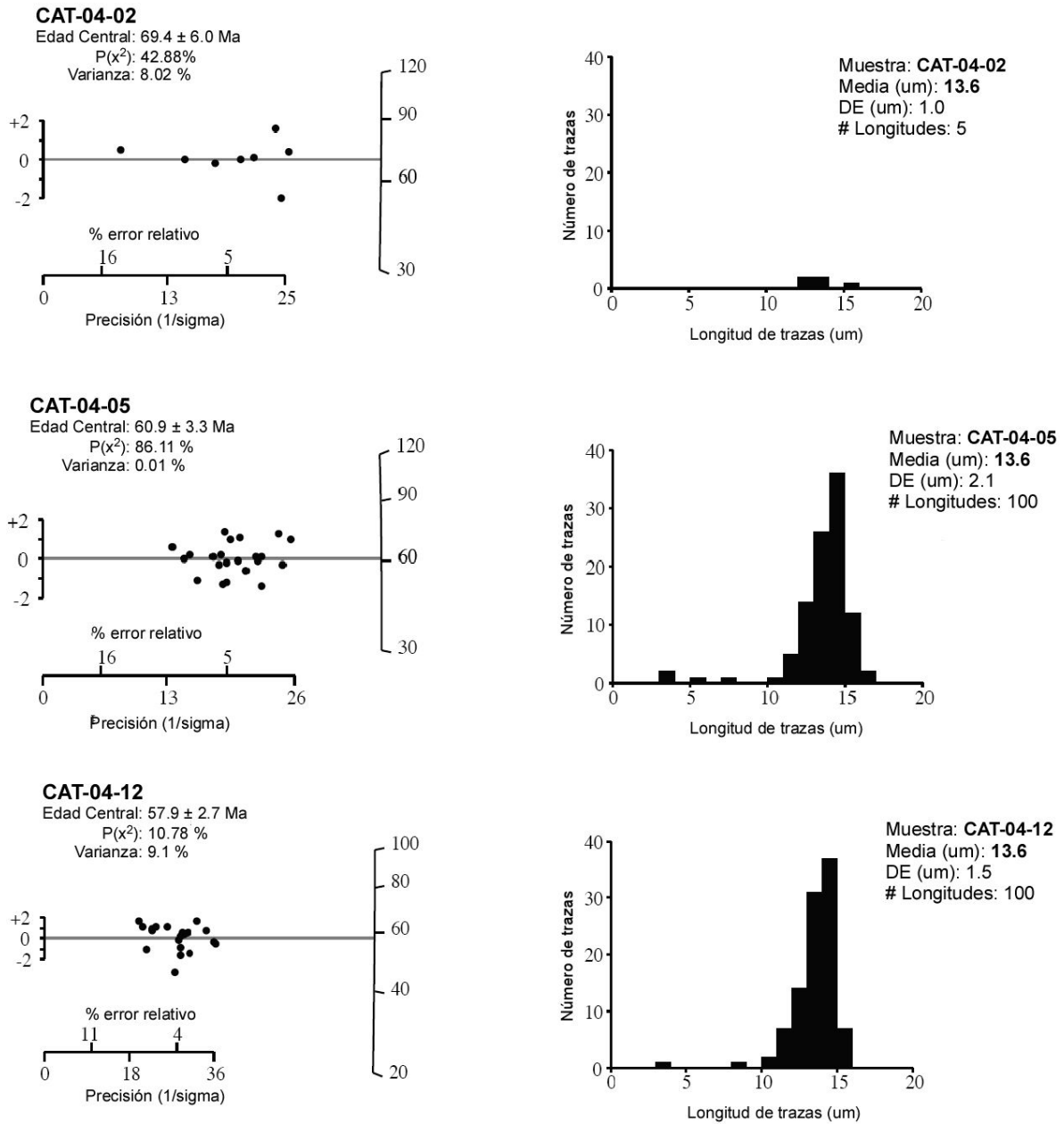


Figura 58. Gráficas resumidas con los resultados de los fechamientos por trazas de fisión en apatitos para las muestras de rocas graníticas de la región de Cataviña–Bahía de San Luis Gonzaga.

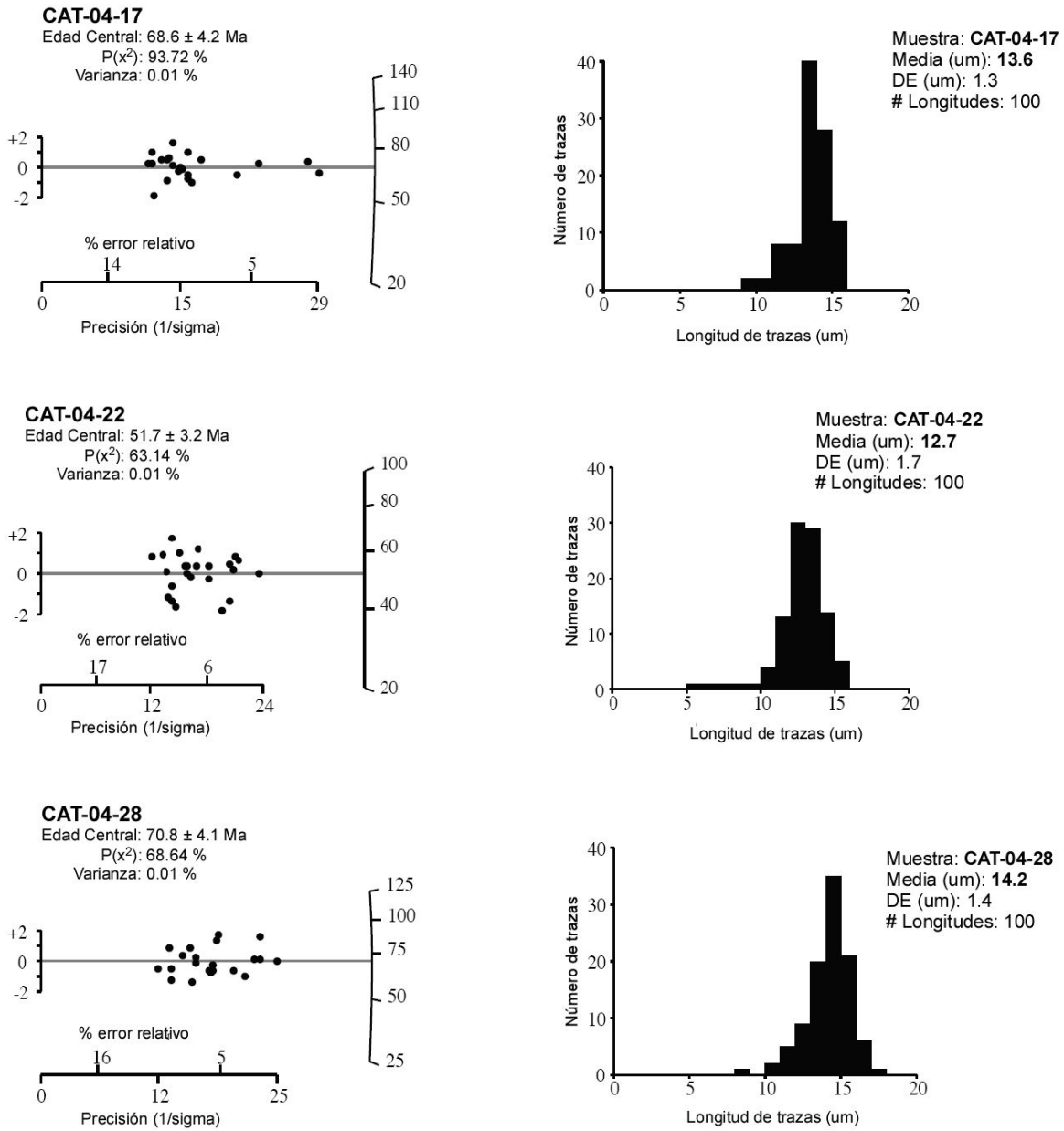


Figura 58. Continuación...

4.4.3. Batolito costero de Sonora

En esta región del batolito costero de Sonora se fecharon 8 muestras por trazas de fisión en apatitos, 3 de ellas corresponden a la parte norte del área de estudio (KI-12-35, KI-12-41 y KI-12-46) (Fig. 59), y 5 corresponden a la parte sur (KI-03-03, KI-03-07, KI-03-15, KI-12-12 y KI-12-53) (Fig. 61).

Los resultados obtenidos muestran una gran diversidad en las edades (Tabla 6) y en la distribución de las longitudes (Fig. 60, 62 y 63). Estas edades están bien constreñidas, e indican el tiempo transcurrido desde que la muestra pasó por la zona de retención parcial de trazas. Por otro lado, el conteo de trazas fue bajo en algunas muestras (Fig. 60 y 63), por lo que no pueden ser utilizadas en una modelización de la evolución térmica, y por lo tanto en la interpretación de la evolución estructural regional. La diversidad de los resultados obtenidos refleja la complejidad de la evolución termotectónica de esta región, por lo que han sido separados en tres grupos para su descripción y análisis.

Tabla 6. Resumen de los resultados de los fechamientos por trazas de fisión en apatitos para las muestras de rocas graníticas de la región del Batolito Costero de Sonora.

Muestra	Latitud (N)	Longitud (W)	Litología	Edad (Ma)
KI-03-03	3198692	402750	Granito Rancho Nuevo	9 ± 1
KI-03-07	3194133	399405	Granodiorita Kino	7 ± 1
KI-03-15	3292328	408084	Granodiorita Kino	25 ± 2
KI-12-12	3209999	391513	Granodiorita Kino	5 ± 1
KI-12-53	3214508	387368	Tonalita Tepopa	25 ± 3
KI-12-35	3238468	387066	Granito Rancho Nuevo	14 ± 2
KI-12-41	3244078	380900	Tonalita Tepopa	7 ± 1
KI-12-46	3247634	365796	Tonalita Tepopa	42 ± 4

El primer grupo está integrado por la muestra KI-12-46, con la edad más antigua, (42 ± 4 Ma), localizada en Punta Tepopa, al norte del área de estudio (Fig. 59). El enfriamiento registrado por el intrusivo de Punta Tepopa puede estar relacionado con el

levantamiento y la erosión de bloques durante la orogenia Laramide, de una forma comparable al enfriamiento de las muestras analizadas en Baja California. Esta interpretación de un enfriamiento relativamente temprano y rápido se apoya también en la presencia de longitudes de las trazas de fisión de $12.05 \mu\text{m}$, con una marcada distribución unimodal (Fig. 60). La distribución unimodal se relaciona con un solo evento de enfriamiento, sin perturbaciones posteriores, lo cual sugiere que el desplazamiento vertical a lo largo de la falla Tepopa durante la apertura del Golfo de California no alcanzó un salto superior a la profundidad del límite superior de la zona de borrado parcial, es decir aproximadamente 2.5 km (considerando un gradiente geotérmico de $30^\circ\text{C}/\text{km}$). La edad de esta muestra es consistente con otra edad por trazas de fisión de 36.1 ± 1.6 obtenida por Calmus *et al.* (1998), para la parte noreste de la Isla Tiburón (Fig. 61). Ambas muestras pertenecen a bloques tectónicos basculados durante la extensión *Basin and Range* y la apertura del Golfo de California, en la margen continental oriental de la cuenca *upper Tiburón*.

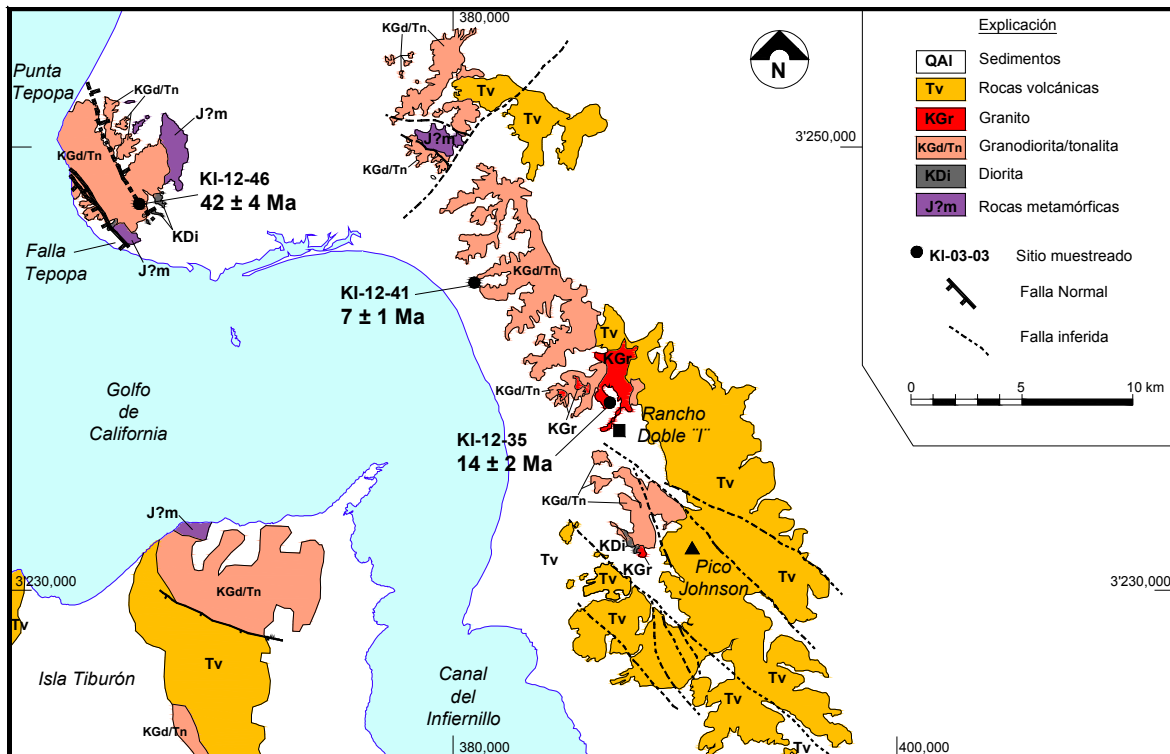


Figura 59. Mapa geológico de la parte norte del BCS mostrando las localidades muestreadas para fechado por trazas de fisión en apatitos, así como las edades obtenidas.

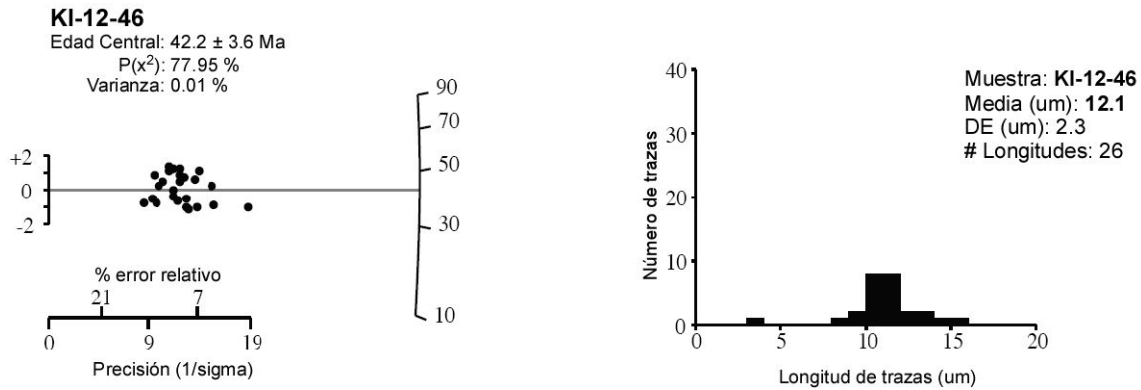


Figura 60. Gráficas resumidas con los resultados de los fechamientos por trazas de fisión en apatitos para el primer grupo de muestras de rocas graníticas del Batolito Costero de Sonora.

El segundo grupo está integrado por las muestras KI-03-15 y KI-12-53, con edades de 25 ± 2 y 25 ± 3 Ma, respectivamente (Tabla 6). La muestra KI-03-15 está localizada en el extremo sur del área de estudio, en el noreste de Kino Nuevo (Fig. 61), y corresponde a la granodiorita Kino con una edad de cristalización de 90.1 ± 1.1 Ma. Por su parte, la muestra KI-12-53 se colectó hacia el norte de Punta Chueca (Fig. 61) y corresponde a la tonalita Tepopa, con una edad de cristalización de 70.8 ± 1.8 Ma. Para ambas muestras, la edad de trazas de fisión en apatitos se interpreta como un enfriamiento asociado al levantamiento y erosión de la parte superior del plutón. Esto es soportado también por la longitud media de las trazas de fisión, las cuales son relativamente cortas (10.5 a $10.8 \mu\text{m}$) (Fig. 62), y que se asocian con un tiempo prolongado de residencia de la roca en la zona de borrado parcial. Posteriormente, estas unidades fueron afectadas por un levantamiento más rápido, posiblemente asociado con la actividad del evento de *Basin and Range*. Esta interpretación de dos eventos tectónicos importantes se basa en la distribución bimodal de las longitudes de trazas de fisión, la cual comprende dos poblaciones de trazas: la primera de alrededor de $10 \mu\text{m}$ y la segunda alrededor de $15 \mu\text{m}$ (Fig. 62). La población de trazas más cortas representa las trazas formadas antes y durante la permanencia de la muestra en la zona de borrado parcial, mientras que la población con trazas más largas se relaciona con un segundo evento caracterizado por un levantamiento rápido. Estas edades son consistentes con edades previas, obtenidas por Calmus *et al.* (1998) en la parte noreste de isla Tiburón (28.1 ± 1.6 Ma) (Fig. 61) y al norte, en la región de El Desemboque (24.0 ± 1.6 Ma). En ambos casos las longitudes promedio de las trazas de fisión son relativamente largas, $13.2 \pm 0.9 \mu\text{m}$ y $11.6 \pm 2 \mu\text{m}$, respectivamente, aunque no se conoce la distribución estadística de sus trazas.

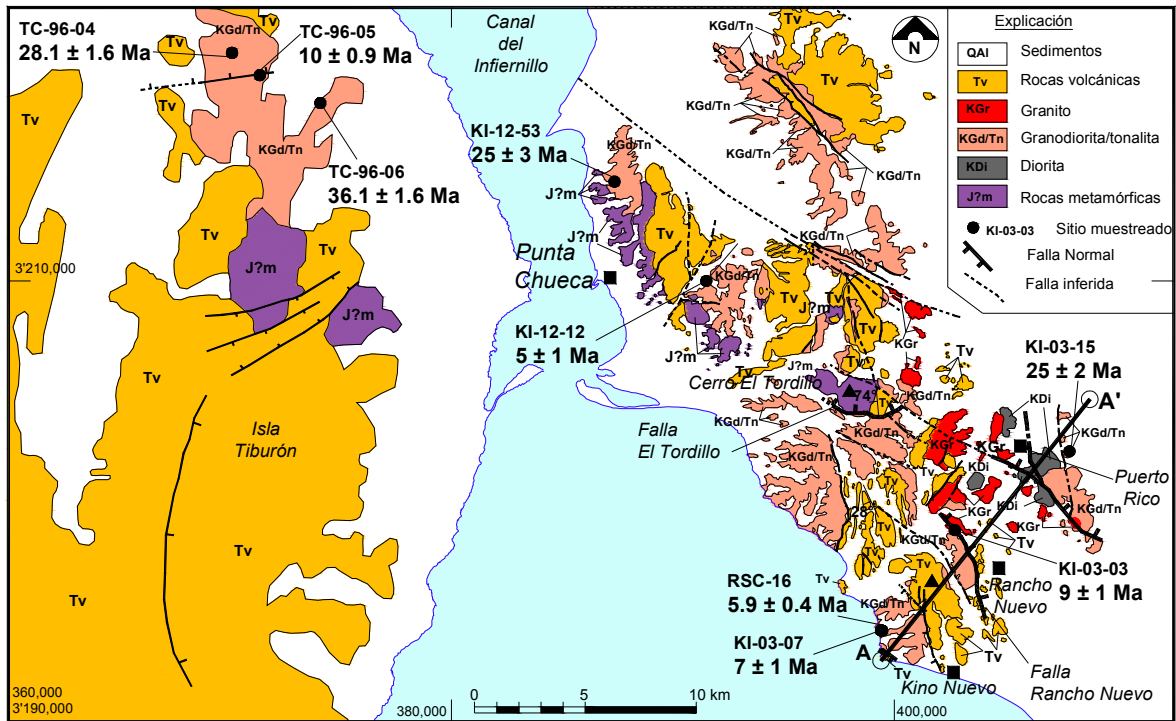


Figura 61. Mapa geológico de la parte sur del BCS mostrando las localidades muestreadas para fechado por trazas de fisión en apatitos, con las edades obtenidas en este trabajo (claves KI) y las compiladas en trabajos previos (claves RSC y TC).

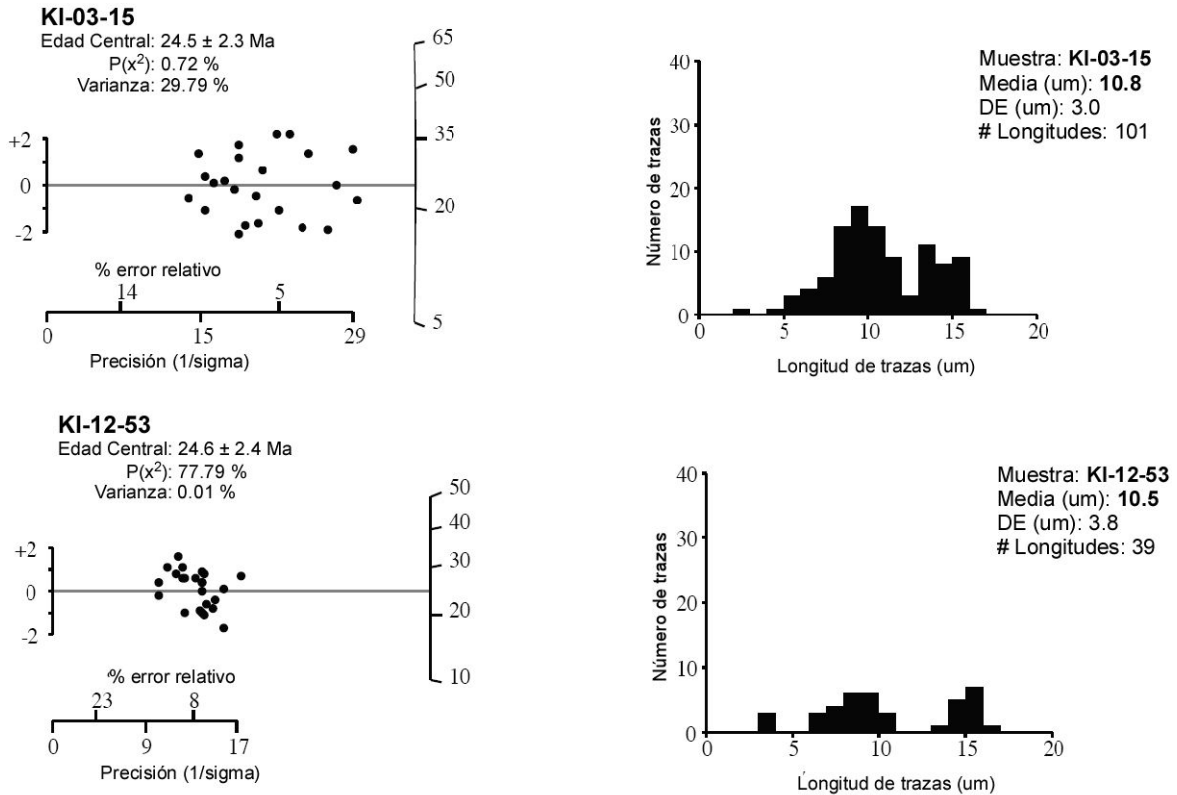


Figura 62. Gráficas resumidas con los resultados de los fechamientos por trazas de fisión en apatitos para el segundo grupo de muestras de rocas graníticas del Batolito Costero de Sonora.

El tercer grupo comprende las muestras más jóvenes, las cuales tienen edades entre 14 y 5 Ma (Tabla 5), y está integrado por dos muestras localizadas en el extremo norte del batolito costero de Sonora (KI-12-35 y KI-12-41) (Fig. 59), y tres muestras del extremo sur (KI-03-03, KI-03-07, KI-12-12) (Fig. 61). Estas edades jóvenes de trazas de fisión sugieren un tiempo de residencia prolongado de los intrusivos debajo de la zona de borrado parcial después de la cristalización, seguido por un proceso de levantamiento rápido durante el Mioceno tardío, asociado a fallas normales. Esta interpretación se apoya en la presencia de longitudes de trazas de fisión relativamente largas (14.4 a 13.4 μm), con poblaciones unimodales (Fig. 63), lo cual refleja un paso rápido por la zona de borrado parcial de trazas de fisión. Estos datos concuerdan con los obtenidos previamente por Calmus *et al* (1998), para la parte noreste de la isla Tiburón y para los alrededores de Kino Nuevo (Fig. 59), con edades de 10 ± 0.9 y 5.9 ± 0.4 Ma, respectivamente. Para la muestra de los alrededores de Kino Nuevo, Calmus *et al.* (1998) reportan longitudes de trazas de $13.03 \pm 0.27 \mu\text{m}$ (Anexo 4c), similares a los encontrados en el presente

estudio.

En el contexto geológico local y regional, el grupo de edades más jóvenes se interpreta como el enfriamiento rápido asociado a la exhumación de las rocas durante el inicio de la apertura del Golfo de California, caracterizado por el basculamiento de bloques, asociado a la actividad de fallas normales de alto ángulo. Este evento fue suficientemente intenso para exhumar rocas previamente localizadas debajo de la zona de borrado parcial, aunado a la actividad de la erosión regional. Este proceso se ilustra por los datos en el extremo sur del BCS, donde se ha podido caracterizar mejor las fallas normales que lo afectan, ya que se exponen de una manera más clara. En esta parte se observa que las muestras cercanas a la costa del Golfo de California (KI-03-07 y KI-03-03) (Fig. 57) muestran edades más jóvenes y longitudes de trazas más largas y con un comportamiento unimodal (Fig. 63), mientras que la muestra más alejada del Golfo (KI-03-15) tiene una edad más antigua, con longitudes de trazas más cortas y un comportamiento de su población bimodal (Fig. 63). Para las muestras KI-03-07 y KI-03-03, esto se interpreta como el efecto de fallas normales de alto ángulo (Cerro Prieto y Rancho Nuevo), relacionadas con la extensión del Golfo, y para la muestra KI-03-15 se trata de una exhumación más lenta, a mayor distancia de la falla Puerto Rico, lo que deja un tiempo de residencia más largo en la zona de borrado parcial de trazas de fisión (Fig. 64).

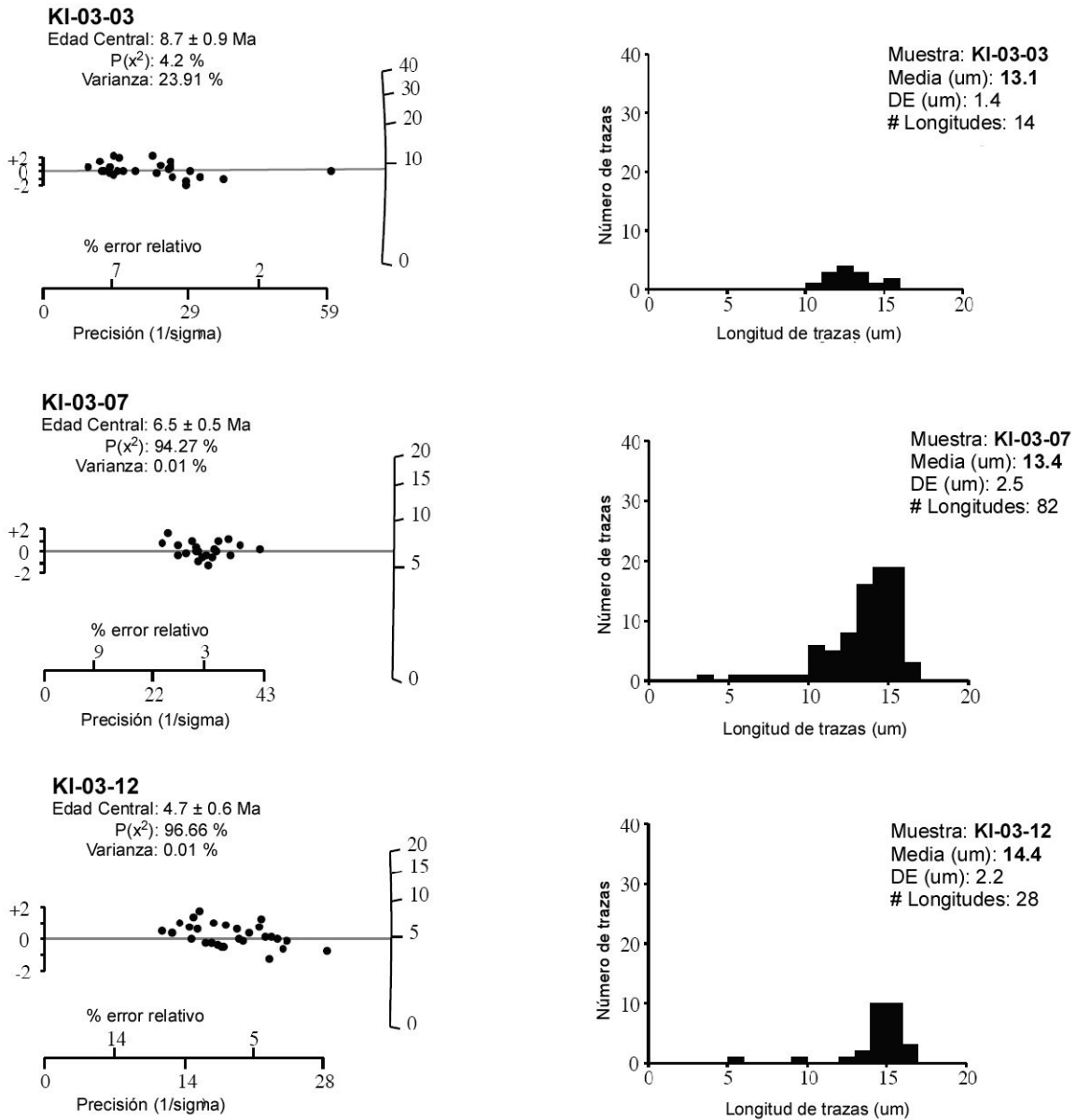


Figura 63. Gráficas resumidas con los resultados de los fechamientos por trazas de fisión en apatitos para el tercer grupo de muestras de rocas graníticas del Batolito Costero de Sonora.

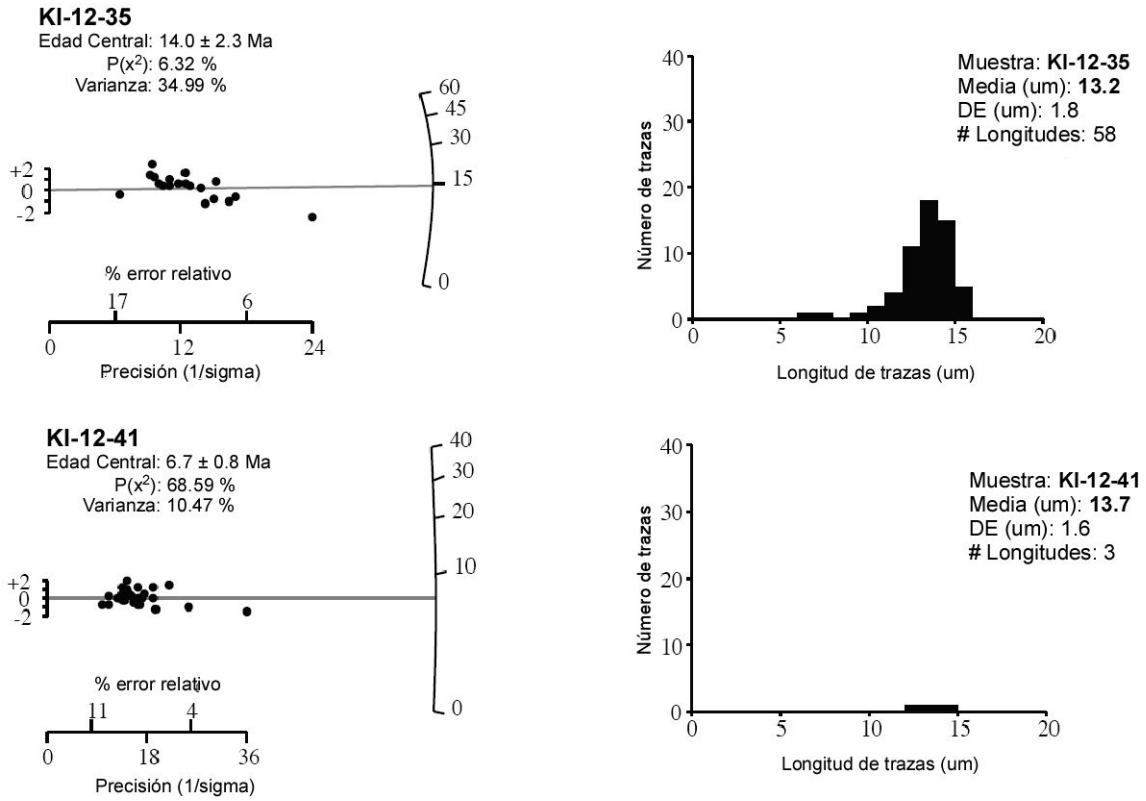


Figura 63. Continuación...

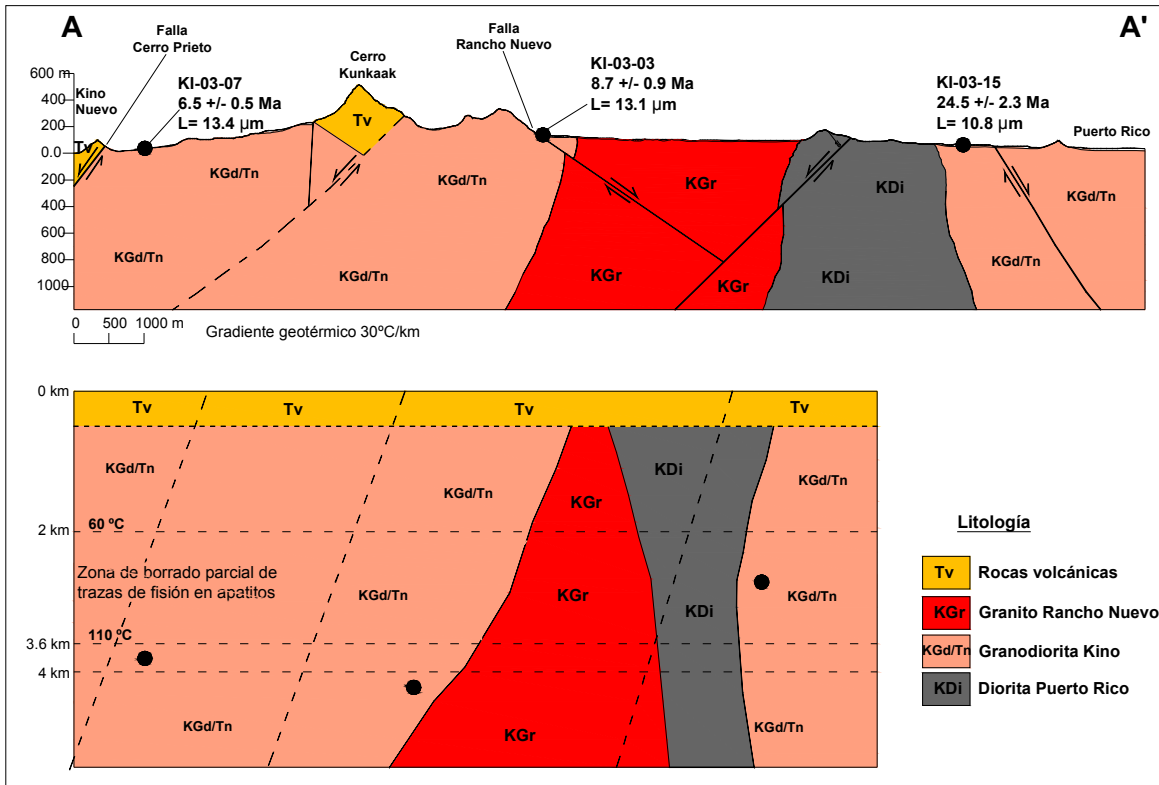


Figura 64. Interpretación de la evolución termotectónica de la parte sur del batolito Costero de Sonora (BCS), con base en datos de campo y fechamientos de granitoides por trazas de fisión en apatitos. La sección superior corresponde a la situación actual y la inferior es restaurada, considerando un 25% de extensión por el efecto del evento de *Basin and Range*. La línea de sección A-A' está indicada en el mapa de la figura 61.

5. Discusión

5.1. Cristalización y enfriamiento de las rocas intrusivas de Cataviña–San Luis Gonzaga

Las edades ^{206}Pb - ^{238}U en circones de rocas graníticas obtenidas para la porción oriental de la Península de Baja California indican que las rocas cristalizaron durante el Cretácico Temprano, entre 113.1 ± 2.4 Ma y 92.6 ± 1.1 Ma, intrusionando un basamento sedimentario del Cretácico Temprano. Estas edades concuerdan con datos previos, también de U-Pb en circones, previamente reportados por Kimbrough *et al.* (2001), para una granodiorita de la región de Cataviña, así como por Peña Alonso *et al.* (2007) para otra granodiorita en la región de Nuevo Rosarito. Hacia el norte de Baja California, se han reportado otros grupos de edades con un amplio intervalo de edades, mostrando una heterogeneidad en cada uno de ellos. Los trabajos publicados para esta zona hacen énfasis en el modelo propuesto por Damon *et al.* (1983a) sobre la migración del arco magmático hacia el este, originando el actual batolito de las Sierras Peninsulares, modelo que fue retomado por trabajos como los de Ortega-Rivera (1997; 2003). Con base en las edades U-Pb en circones compiladas en este estudio, se observa que esta interpretación tiene poco soporte a nivel local, aunque para la sierra de San Pedro Mártir se observa una tendencia a edades más jóvenes hacia el este. Por otro lado, con las edades obtenidas en este trabajo, desde la costa del Océano Pacífico hasta la costa del Golfo de California, se observa que sí existe una tendencia a edades más jóvenes hacia el este, salvo por una muestra en la región de San Luis Gonzaga que presenta una edad discordante, más antigua que la edad teórica proyectada a partir del gradiente decreciente de edades hacia el este. Esta discrepancia, y las encontradas en los complejos intrusivos más al norte por autores previos, podrían estar relacionadas con eventos magmáticos locales, a su vez asociados con posibles reacomodos en la frontera de placas, o a variaciones de las condiciones térmicas y petrogenéticas en la zona mantélica correspondiente a la fusión parcial.

En este trabajo no se obtuvieron nuevas edades por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ni K-Ar, para Baja California, pero los datos publicados y compilados aquí muestran una tendencia a edades más jóvenes hacia el este (Ortega Rivera, 2003), de acuerdo al modelo propuesto por Damon *et al.* (1983a).

Con el objetivo de interpretar el comportamiento estructural de esta región, se fecharon por trazas de fisión en apatitos las mismas muestras de rocas graníticas que habían sido fechadas por U-Pb. Las diferencias entre las edades de cristalización obtenidas por U-Pb, y las edades de enfriamiento a baja temperatura obtenidas por trazas de fisión indican probablemente una erosión importante, la cual pudo estar acompañada de un rebote isostático provocando una exhumación relativamente rápida de los plutones, inmediatamente después de su emplazamiento.

Estas edades también muestran que la parte occidental de la Península de Baja California no fue afectada de manera notable por eventos tectónicos durante el Cenozoico, como el evento *Basin and Range* y la ruptura continental que llevó a la formación del Golfo de California. Esta característica de estabilidad tectónica es compartida a lo largo de toda la Península de Baja California (Fig. 65), desde el norte en la región de la sierra San Pedro Mártir (Ortega-Rivera, 2003), en la región de Loreto y al sur de La Paz (Calmus *et al.*, 1999), con excepción de la franja oriental de la península que pertenece a la Provincia Extensional del Golfo. La extensión Mio-Pliocénica en esta Provincia se refleja por ejemplo en las edades AFT de granitoides del bloque de piso de la falla San José que limita, en el sur de la península, la cuenca de San José del Cabo y la Sierra La Laguna (Fig. 65), en donde Fletcher *et al.* (2000) reportan edades de 9 ± 1 y 10 ± 1 Ma. Estos resultados sugieren una denudación rápida del bloque Los Cabos asociada a la actividad de la falla San José durante la apertura del Golfo de California, la cual continúa en la actualidad. Lo anterior no excluye que rocas intrusivas perteneciendo a la parte este del bloque de techo de la falla San José presenten también edades similares, lo cual significaría que el bloque de techo de la falla San José corresponde a su vez a un bloque de piso de otra falla localizada más al este, en un sistema de fallas en dominó.

Por su parte, en el extremo norte de la península, la muestra localizada más hacia el oeste del perfil geológico estudiado, en Punta Bufeo, al norte de la Bahía de San Luis Gonzaga (Fig. 65), dentro de la Provincia Extensional del Golfo, tiene una edad de trazas de fisión de 52 ± 3 Ma, similar a las edades de las muestras localizadas en la parte oeste del perfil, fuera de dicha Provincia. Este resultado corrobora que la edad de enfriamiento a temperaturas bajas fue general en la región de Cataviña-San Luis Gonzaga, y que el desplazamiento vertical asociado a las fallas normales asociadas al Escarpe Principal del Golfo es inferior a la profundidad de la zona de borrado parcial de las trazas de fisión en apatitos. En el caso contrario, es decir si el salto vertical rebasara esta profundidad (entre 2 o 4 km aproximadamente según el gradiente geotérmico), las muestras de la parte

estable de la península (por ejemplo la muestra CAT-04-02) arrojarían edades de enfriamiento relacionadas con la historia Cenozoica (*Basin and Range* o apertura del Golfo de California). Vimos anteriormente que no fue el caso de las rocas intrusivas del bloque de Los Cabos en donde los granitoides localizados al oeste de la Falla San José registraron un enfriamiento a bajas temperaturas durante el Mioceno Tardío. Lo anterior sugiere que el desplazamiento vertical del bloque de piso a lo largo de esta falla fue más importante que en el movimiento registrado a lo largo de la falla normal en la región de San Luis Gonzaga, que define el límite de la Provincia Extensional del Golfo. En el caso de la falla San José podemos concluir que el salto vertical de la falla fue superior a la profundidad mínima del límite superior de la zona de borrado parcial de las trazas de fisión en apatitos, es decir entre 2 y 4 km. Esta hipótesis no resuelve de inmediato la discrepancia que existe entre las edades obtenidas cerca de la falla San José y las que fueron arrojadas por muestras localizadas en la parte noroccidental de la Sierra La Laguna. La diferencia de edades requiere modificar el modelo estructural propuesto por Fletcher *et al.* (2000) para explicar la exhumación diferencial que existe entre las muestras occidentales y las muestras orientales. La explicación puede buscarse en la presencia de fallas normales antitéticas intermedias entre ambos grupos de muestras, o en un basculamiento de todo el bloque de Los Cabos. Esta interpretación se basa en una distribución homogénea y unimodal de la longitud de trazas que son relativamente largas, entre 12.7 y 14.2 μm , con baja dispersión, en todas las muestras. Un análisis sencillo de la evolución tectónica del Golfo de California muestra diferencias notables entre la parte sur, en donde penetran segmentos de la dorsal oceánica, y las partes centro y norte caracterizadas por una deformación controlada principalmente por desplazamientos laterales. En la parte sur, gran parte del desplazamiento acumulado de la península de Baja California, es perpendicular a los márgenes, lo cual permite la formación de márgenes de tipo atlántico y un basculamiento importante de bloques continentales, a lo largo de fallas normales lístricas perpendiculares a la dirección principal de extensión. Al contrario en la parte central y norte del Golfo, esta misma cantidad de desplazamiento se llevo a cabo a lo largo de márgenes caracterizadas por un desplazamiento lateral predominante a lo largo de fallas paralelas a la extensión, lo cual excluye desplazamientos verticales importantes. En este sector, las edades AFT indican que la superficie actual de los intrusivos de la región de Cataviña estaba entonces arriba de la zona de borrado parcial desde el Paleógeno. Tomando en cuenta un gradiente geotérmico de 30°C/km, compatible con el ambiente de arco magmático, esta superficie actual se encontraba a

una profundidad mínima de 1.4 y máxima de 3 km. La muestra de Punta Bufo presenta una historia térmica ligeramente diferente, posiblemente influenciada por la intrusión posterior del granito de dos micas, lo cual se traduce en una longitud promedio de trazas ligeramente más corta (12.7 μm) que el promedio de longitudes del resto de las muestras analizadas.

Las edades AFT del borde occidental del Escarpe Principal del Golfo están entonces en acorde con la evolución tectónica diferencial entre ambas regiones. En la parte sur, en el borde oriental del bloque de piso de la falla San José las edades indican un enfriamiento asociado al *rifting*, mientras que en la parte central y norte, no existen rocas intrusivas que hayan sido exhumadas durante la apertura del Golfo de California. Cabe señalar que la presente interpretación concierne solamente la margen oeste del Golfo de California. En su margen este, en particular en el batolito costero de Sonora, edades AFT del Mioceno Tardío coinciden con la edad de formación del Golfo de California y se interpretan como consecuencia de un enfriamiento rápido asociado a la denudación tectónica de bloques fuertemente basculados, según un modelo parecido a la margen oeste de la parte sur del Golfo.

No se descarta la posibilidad de que la evolución termocronológica diferencial de los plutones en ambos márgenes del Golfo de California sea relacionada al “reseteo” de las trazas de fisión, por efectos de una anomalía térmica asociada a la actividad volcánica del arco Comondú, aunque no se tiene suficiente evidencia para soportar esta interpretación. Si el “reseteo” es total, entonces se esperarían edades consistentes con la edad del volcanismo del arco Comondú, el cual tiene diferentes intervalos de edades en la península de Baja California, de 23 a 16 Ma en el norte, y de 24 a 11 Ma en el sur (Martín-Barajas *et al.*, 1995). En el caso de un “reseteo” parcial las edades aparentes de trazas de fisión podrían ser intermedias entre la edad de cristalización de los plutones y la edad del volcanismo, con una población de trazas bimodal (longitudes originales borradas parcialmente y nuevas trazas con su longitud intacta). El plutón que aflora al pié de la Sierra Giganta cerca de Loreto, en Baja California sur, arrojó una edad AFT de 24 Ma (Fig. 65). En esta localidad las rocas volcánicas del arco Comondú alcanzan un espesor aproximado de 1500 metros (McLean *et al.* 1988, Bigioggero *et al.*, 1996), lo cual implica un sepultamiento equivalente mínimo de las rocas intrusivas actualmente a la superficie. Si consideramos que la actividad del arco produce una anomalía térmica importante a lo largo del eje volcánico, no podemos destacar un recalentamiento local de algunos plutones durante la actividad del arco magmático Comondú que se traduzca por un

“reseteo” parcial, es decir por una disminución de la longitud de las trazas de fisión. Desafortunadamente, en la muestra de la región de Loreto que tiene una edad AFT aparente de 24 Ma, no se ha observado trazas confinadas que permitan obtener una distribución de longitud de trazas de fisión. Aunque no hay suficiente información para confirmar o negar el efecto del “reseteo” térmico sobre las edades AFT en la margen oriental de Baja California Sur, podemos concluir que este posible efecto no ha ocurrido en parte norte de Baja California donde las rocas intrusivas tienen edades AFT principalmente del Paleógeno (Fig. 65), indicando que para ese tiempo ya estaban por encima de la zona de borrado parcial de trazas de fisión. Estos resultados abren un campo de estudio sobre el comportamiento térmico de rocas intrusivas involucradas en un evento volcánico posterior. Un estudio detallado de la longitud de las trazas de fisión en función de la profundidad y de la distancia a los cuerpos volcánicos permitirá discriminar entre la posible influencia térmica del volcanismo y los efectos asociados exclusivamente la tectónica.

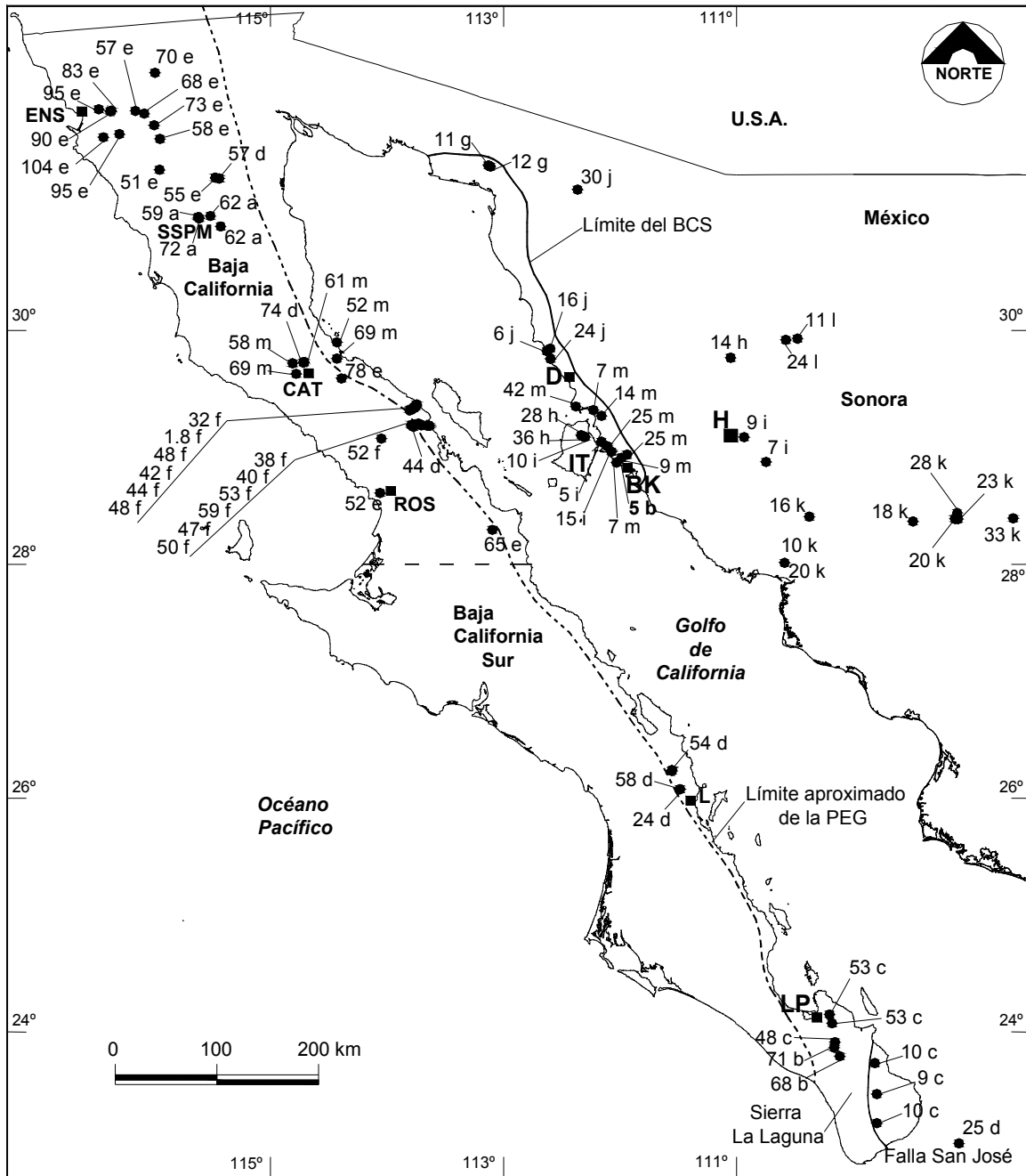


Figura 65. Mapa del noroeste de México que muestra las edades de trazas de fisión en apatitos de rocas graníticas. Fuente de los datos, para Baja California: a) Ortega Rivera, 1997, b) Calmus *et al.*, 1999, c) Fletcher *et al.*, 2000, d) Calmus *et al.*, 2001, e) Ortega Rivera, 2003, f) Seiler *et al.*, 2009. Fuente de los datos para Sonora: g) Defaux *et al.*, 1997, h) Calmus *et al.*, 1998, i) Calmus *et al.*, 2000a, j) Calmus *et al.*, 2000b, k) Calmus *et al.*, 2001, l) Lugo Zazueta, 2006, m) este trabajo. Localidades citadas: BSLG.- Bahía de San Luis Gonzaga, SSPM.- Sierra de San Pedro Mártir, IT.- Isla Tiburón, KN.- Kino Nuevo, D.- Desemboque, LP.- La Paz. BCS.- batolito costero de Sonora, PEG.- Provincia Extensional del Golfo.

5.2. Cristalización y enfriamiento del batolito costero de Sonora

Las edades isotópicas obtenidas por U-Pb en circones en las diferentes unidades del batolito costero de Sonora, muestran marcadas diferencias en las edades de cristalización, y se ubican en un intervalo ubicado en el Cretácico superior, entre 90.1 ± 1.1 Ma y 69.4 ± 1.2 Ma. Si se considera el modelo de Damon *et al.* (1983a) en el cual se considera que el magmatismo migró hacia el oriente de México, a medida que evolucionó el arco magmático, entonces las edades son concordantes con las reportadas por autores previos. Las edades reportadas por Pérez-Segura (2006) para la región centro-oriental de Sonora son una excepción. Estas muestras arrojaron edades más antiguas (88.7 Ma a 95.2 Ma) que las del BCS reportadas en este trabajo (69.4 Ma a 90.1 Ma). La presencia de estas edades discordantes con el patrón regional podría estar asociada con eventos magmáticos muy locales, influenciados a su vez por variaciones en los procesos de liberación de fluidos en el *slab* o en cambios de condición de fusión parcial en el manto de la placa superior. Por ejemplo, se puede interpretar que junto con el *slab* se subdujo una placa oceánica más gruesa o más fría que el *slab*. Por lo tanto el proceso de deshidratación se tardará más y podrá provocar la formación de magmas calcoalcalinos más tierra adentro. A nivel local, el BCS muestra un intervalo de tiempo considerable entre la cristalización de las diferentes unidades que lo componen, por lo menos de ~ 20.7 Ma, lo que se puede interpretar como que esto es el reflejo de una estabilidad del arco magmático, lo cual permitió que se emplazaran las diferentes unidades. Este emplazamiento ocurrió en la margen continental activa de Norte América, en una región caracterizada por una transición entre dos basamentos previamente yuxtapuestos; uno al norte correspondiente a la margen del cratón de Norte América, y uno al sur con afinidades de cuenca oceánica durante el Paleozoico (Valencia-Moreno *et al.*, 2001). Sin embargo, falta de circones heredados en las muestras analizadas no permite corroborar la información obtenida a partir de datos isotópicos.

Las nuevas edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita y feldespato potásico obtenidas en rocas graníticas de la parte sur del BCS, indican tasas de enfriamiento relativamente rápidas, durante finales del Cretácico, para la biotita (~ 45 a 64 °C/Ma), y durante el Paleoceno y Eoceno para el caso del feldespato potásico (5 y 41 °C/km) (Fig. 66). Estas edades nuevas concuerdan con edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y K-Ar previas (Gastil y Krummenacher, 1977; Mora-Álvarez, 1992; Valencia-Moreno *et al.*, 2006), para la parte central del BCS y la Isla Tiburón. Al norte del área de estudio, cerca de Puerto Libertad, Gastil y Krummenacher

(1977) reportaron edades K-Ar en biotita y hornblenda para rocas intrusivas del BCS, con promedios entre 70 y 60 Ma. En la región de Guaymas y San Carlos, hacia el sur, Mora-Álvarez (1992) y Roldán-Quintana (2002) reportaron edades K-Ar en hornblenda entre 83.0 ± 2.1 Ma y 82.7 ± 1.7 Ma, y de 81.1 ± 2.8 Ma a 76.9 ± 2.8 Ma en biotita, las cuales sugieren que el BCS es más antiguo en el sur que en el norte.

La distribución espacial de las edades isotópicas de los plutones en la parte central de Sonora, entre 30° y 32° de latitud norte ha sido interpretada como evidencia de la migración progresiva hacia el este, del arco magmático Cretácico-Cenozoico (Damon *et al.*, 1983b). Las edades obtenidas en este trabajo apoyan la hipótesis para la migración del arco. Además, el gradiente de edades isotópicas de sur a norte dentro del BCS sugieren que la orientación del eje del arco fue oblicuo con respecto a la línea de costa actual de Sinaloa y Sonora, lo cual es un rasgo morfotectónico controlado por la historia Cenozoica, dominada por la extensión *Basin and Range* y la apertura del Golfo de California.

Las nuevas edades de trazas de fisión en apatitos de rocas graníticas muestran edades heterogéneas, las cuales oscilan entre 42 ± 4 y 5 ± 1 Ma, reflejando los diferentes tiempos y formas de exposición de los intrusivos. De manera general, se observa que las diferencias entre las edades de cristalización y las de enfriamiento a baja temperatura, muestran que el margen oriental del Golfo de California ha tenido una evolución tectónica diferencial. Las edades mayores muestran que los bloques tectónicos han sido afectados únicamente por el descapote natural durante la exposición de los intrusivos, esto apoyado por la presencia de longitudes de trazas relativamente largas y con una distribución unimodal. Por otro lado, las edades más jóvenes implican que los bloques en que están contenidas las rocas han sido basculados por fallas normales de alto ángulo, en su inicio, asociadas a la apertura de la cuenca del Golfo de California, pero la tectónica en estilo dominó las ha rotado hasta bajo ángulo. Esto es apoyado también por la presencia de longitudes de trazas ligeramente más cortas, y con poblaciones de longitudes mezcladas, lo cual crea distribuciones bimodales. Estas edades de trazas de fisión en apatitos son concordantes con edades previamente reportadas para esta región por diversos autores, con resultados muy similares en el modelado e interpretación de las edades. Hacia el interior de Sonora, las edades compiladas se observan más consistentes, posiblemente debido a que la influencia de las estructuras extensionales asociados al Golfo de California es menor.

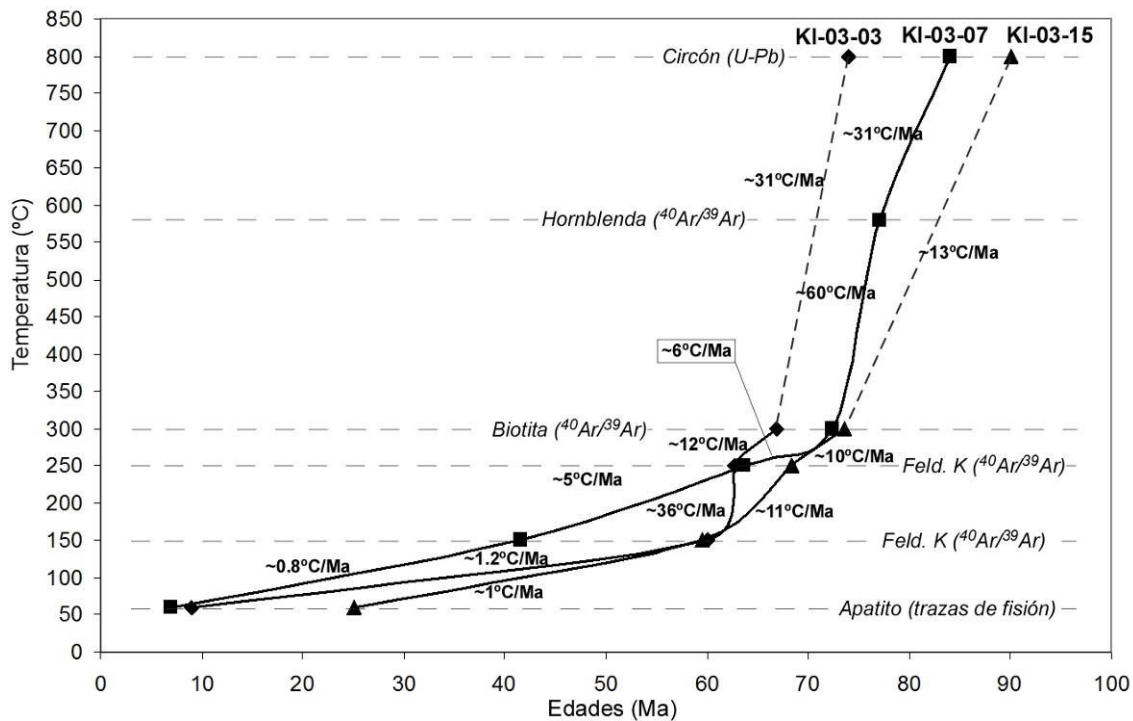


Figura 66. Modelado de temperatura contra tiempo para muestras del sur del batolito costero de Sonora, fechadas por U-Pb en circones y ⁴⁰Ar/³⁹Ar en biotita y feldespato potásico, mostrando tasas de enfriamiento interpretadas. La edad de ⁴⁰Ar/³⁹Ar en hornblenda es de Mora Álvarez (1992).

Las edades obtenidas para tres muestras del sur del BCS muestran varias etapas de enfriamiento (Fig. 66): una primera etapa que corresponde al final de la cristalización y al enfriamiento de los plutones, y una segunda etapa de enfriamiento a temperaturas bajas (250 a 50 °C). El paralelismo entre las curvas entre 800 y 150 °C demuestra una tasa de enfriamiento equivalente para las tres muestras, salvo para la muestra KI-03-07 que muestra una variación de la tasa de enfriamiento entre 250 y 150 °C. Esta variación puede estar asociada a un efecto de recalentamiento por el evento de emplazamiento de la andesita Tordillo, para la cual se obtuvo una edad de 62.5 ± 1.5 Ma, o a problemas analíticos.

6. Conclusiones

1. Las edades U-Pb obtenidas en circones para las rocas graníticas de Cataviña, San Luis Gonzaga, Baja California, y del batolito costero de Sonora (113.1 a 92.6 Ma y de 90.1 a 69.4 Ma, respectivamente) no se traslapan de un lado a otro del Golfo de California. Sin embargo, una vez eliminados los ~300 km de desplazamiento lateral derecho asociados a la apertura oblicua del Golfo, estos plutones se alinean en un solo transecto, a lo largo del cual se observa un enjuvenecimiento progresivo hacia el este.
2. La correlación geocronológica entre plutones de ambas márgenes del Golfo de California refuerza la hipótesis de una migración paulatina del arco magmático hacia el este durante el Cretácico, a través del noroeste de México.
3. Sin embargo, la distribución espacial regional de las edades U-Pb y la migración de las edades de cristalización hacia el este no siguen un patrón exacto, en la medida que existen edades discordantes en el interior de Sonora, con respecto al modelo de migración del arco magmático. Esto demuestra que los procesos de generación de magma en la placa superior y su migración hacia la superficie no están controlados exclusivamente por el cambio cinemático y geométrico de la placa Farallón.
4. El enfriamiento a temperaturas medias ($^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$) obtenidas para las rocas graníticas del batolito costero de Sonora ocurrió durante el Cretácico Tardío y el Eoceno, lo cual se traduce una historia térmica comparable, para este rango de temperaturas, con la de los plutones de la region de Cataviña y de San Luis Gonzaga.
5. El enfriamiento a bajas temperaturas (110-40°C) para las rocas graníticas de ambos lados del Golfo de California muestra dos historias diferentes: en la península de Baja California éste ocurrió entre el final del Cretácico y el inicio del Eoceno, asociado principalmente la exhumación erosional de la cubierta de los intrusivos y de ellos mismos. Por lo anterior, la información obtenida sobre las muestras de estudio no permiten identificar los efectos ni de la extensión Cenozoica *Basin and Range*, ni de la apertura del Golfo de California. Sin embargo, en otras regiones de la Provincia Extensional del Golfo, se ha determinado un registro del *rifting* en las edades AFT y la distribución de la longitud de trazas o bien en las edades (U-Th)/He. Como conclusión preliminar, se puede proponer que la exhumación tectónica del plutón de San Luis Gonzaga fue inferior al espesor de corteza que queda arriba de la zona de retención de las trazas de fisión (entre 2 y 3 kms según el gradiente geotérmico). En la región

costera de Sonora el enfriamiento a bajas temperaturas ocurrió entre el Eoceno y el Plioceno, lo cual demuestra la existencia de una tectónica activa y una deformación importante controlada por fallas normales, las cuales permiten la exhumación de rocas previamente sepultadas a profundidades superiores a la profundidad de la zona de borrado parcial de las trazas de fisión en apatitos. En el batolito costero de Sonora, esta exhumación ocurre gracias al basculamiento progresivo de los bloques separados por fallas normales lístricas que permite la exhumación progresiva de los bloques de piso de las fallas. Dicho basculamiento está puesto en evidencia por la geometría de las rocas volcánicas del Mioceno que cubren en discordancia las rocas graníticas del batolito costero.

6. El comportamiento diferencial del enfriamiento a bajas temperaturas en ambos márgenes de la Provincia Extensional del Golfo sugiere una asimetría en el *rift* del Golfo de California. Por un lado, en la península de Baja California, esta Provincia coincide con una franja de 10 a 20 km de ancho, al oeste de la cual las rocas graníticas no registraron este evento porque estaban exhumadas antes de la ruptura del Golfo de California, con la excepción de la parte oriental del bloque de Los Cabos en el sur de la península. Por otro lado, la margen oriental de la Provincia Extensional del Golfo se extiende sobre una anchura de 100 y 250 km según las interpretaciones (algunas de ellas considerando el borde de la Sierra Madre Occidental como el límite oriental de dicha Provincia). Las rocas graníticas del batolito costero de Sonora se enfriaron a baja temperatura a finales de la extensión *Basin and Range* y durante la apertura del Golfo de California, lo cual significa que estuvieron sepultados a profundidades de 3 a 4 km hasta estos eventos extensionales, al contrario de los plutones del lado peninsular que fueron exhumados a profundidades inferiores a 3 km desde el fin del Cretácico o durante el Paleoceno.
7. El evento de extensión *Basin and Range* está representado en ambos márgenes del Golfo de California por fallas normales de alto ángulo, orientadas NNW-SSE principalmente. Estas fallas ponen en contacto rocas intrusivas Cretácicas con rocas volcánicas Cenozoicas, ocasionando basculamientos en las rocas volcánicas. La cinemática de estas fallas indica que se generan como fallas normales y que posteriormente adquieren una componente lateral, lo anterior debido a su reactivación durante el cambio cinemático asociado a la ruptura del Golfo y el inicio de la migración de la Península hacia el NW con respecto al continente.

7. Bibliografía.

- Alexander, E.C., Jr., Mickelson, G.M., Lanphere, M.A., 1978, Mmhb-1: a new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating standard, *in* Zartman, R. E. (ed.), Short papers of the fourth international conference, geochronology, cosmochronology, and isotope geology: U.S. Geological Survey Open-File Report 78-701, 6–8.
- Almaxan-Vaxquez, E., 1988, Geoquímica de las rocas de la formación Alisitos del arroyo La Bocana en el estado de Baja California Norte: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 7, 78–88.
- Anderson, T.H., Silver, L.T., 1969, Mesozoic magmatic events of the northern Sonora coastal region, Mexico (resumen), *in* Geological Society of America Abstracts with Programs: Atlantic City, New Jersey, 3.
- 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., and Roldán-Quintana, J. (Eds.), *Geology of northern Sonora: Geological Society of America, Annual Meeting, Guidebook-field trip 27*, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 59–68.
- Anderson, T.H., Silver, L.T., and Salas, G.A., 1980, Distribution and U-Pb isotope ages of some lineated plutons, northwestern Mexico, *in* M.D. Crittenden, P.J. Coney, G.H. Davis (eds.), *Cordilleran Metamorphic Core Complexes*, Geological Society of America, Memoir 153, 269–283.
- Angelier, J., Colletta, B., Chorowicz, J., Ortlieb, L., Rangin, C., 1981, Fault tectonics of Baja California and the opening of the Sea of Cortez, Mexico: *Journal of Structural Geology*, 3, 347–357.
- Aranda-Gómez, J.J., Pérez-Venzor, J.A., 1988, Estudio geológico de Punta Coyotes, Baja California Sur: UNAM, Instituto de Geología Revista, 7 (1), 1–21.
- Aranda-Gómez, J.J., Henry, C.D., Luhr, J.F., 2000, Evolución tectonomagmática post-paleocénica de la Sierra Madre Occidental y de la porción meridional de la provincia de Cuencas y Sierras, México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. LIII, 59–71.
- Armstrong, R.L., 1974, Magmatism, orogenic timing, and orogenic diachronism in the Cordillera from Mexico to Canada: *Nature*, 247, 348–351.
- Arvizu, H.E., Iriondo, A., Izaguirre, A., Chávez-Cabello, G., Camenov, G.D., Solís-Pichardo, G., Foster, D.A., and Lozano-Santa Cruz, R., 2009, Rocas graníticas pérmicas en la Sierra Pinta, NE de Sonora, México: Magmatismo de subducción asociado al margen continental activo del SW de Norteamérica: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26, 3, 709–728.
- Atwater, T., 1970, Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America: *Geological Society of America Bulletin*, 81, 3513–3536.

- Atwater, T., 1989, Plate tectonic history of the northeast Pacific and western North America, *in* Winterer, E.L., Hussong, D.M., and Decker, R.W. (eds.), *The Eastern Pacific Ocean and Hawaii: Boulder, Colorado, Geological Society of America. The Geology of North America*, v. N.
- Atwater, T., Stock, J., 1998, Pacific-North America plate tectonics of the Neogene southwestern United States: An update: *International Geology Review*, 40, 375–402.
- Barton, M.D., Staude, J.M., Zurcher, L., Megaw, P.K.M., 1995, Porphyry copper and other intrusion-related mineralization in Mexico, *in* Pierce, E.W. and Bolm, J.G., (eds.), *Porphyry copper deposits of the American Cordillera: Arizona Geological Society Digest*, 99, 674–685.
- Batt G., 2001, The approach to steady-state thermochronological distribution following orogenic development in the southern Alps of New Zealand: *American Journal of Science*, 301, 374–384.
- Bigoggero, B., Corona-Chávez, P., Tunesi, A., 1996, Características estratigráficas petrológicas y extinción del cinturón andesítico Miocénico en la región de Las Parras, Baja California Sur, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 13, 152-173.
- Böhnell, H., Delgado-Argote, L. A., Kimbrough, D.L., 2002, Discordant paleomagnetic data for middle-Cretaceous intrusive rocks from northern Baja California: Latitude displacement, tilt, or vertical axis rotation?: *Tectonics*, 21 (1049) doi:10.1029/2001TC001298.
- Brown, W.G., 1988, Deformational styles of Laramide uplifts in the Wyoming foreland: *Geological Society of America Memoir* 171, 1–25.
- Brown, Roderick W., 1991, Backstacking apatite fission track “stratigraphy”: A method for resolving the erosional and isostatic rebound components of tectonic uplift histories: *Geology*, 19, 74–77.
- Buch, P.I., Delattre, M.P., 1993, Permian and Lower Triassic stratigraphy along the 30th parallel eastern Baja California Norte, México, *in* Gastil, R.G., and Miller, R.H., (eds.) *The Prebatholithic Stratigraphy of Peninsular California: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper* 279, 77–90.
- Burbank, D.W., Anderson, R.S., 2000, *Tectonic Geomorphology: Oxford, Blackwell Science*, 274 p.
- Busby, C.J., 2004, Continental growth at convergent margins facing large ocean basins: a case study from Mesozoic convergent-margin basins of Baja California, Mexico: *Tectonophysics*, 392, 241–277.
- Busby, C.J., Smith, D.P., Morris, W.R., Adams, B., 1998, Evolutionary model for convergent margins facing large ocean basins: Mesozoic Baja California (Mexico): *Geology*, 26 (3), 227–230.

- Calmus, T., Poupeau, G., Defaux, J., Labrin, E., 1998, Apatite fission track ages in Sonora, Mexico: A recording of Basin and Range events and opening of the Gulf of California (resumen). *GEOS, Epoca II*, 18, 4, p. 293.
- Calmus, T., Poupeau, G., Bourgois, J., Michaud, F., Mercier de Lépinay, B., Labrin, E., Azdimousa, A., 1999, Late Mesozoic and Cenozoic thermotectonic history of the Mexican Pacific margin (18 to 25°N): New insight from apatite and zircon fission-track analysis of coastal and offshore plutonic rocks: *Tectonophysics*, 306, 163–182.
- Calmus, T., Poupeau, G., Defaux, J., Labrin, E., 2000a, Basin and Range and Gulf of California tectonics: contribution of an apatite fission track study, *in* Calmus, T. and Pérez-Segura, E. (Eds.), IV Reunión Sobre la Geología del Noroeste de México, Libro de resúmenes, p. 13-14.
- Calmus, T., Poupeau, G., Defaux, J., Labrin, E., 2000b, Apatite fission track method applied to the deciphering of Basin and Range extension and opening of the Gulf of California, Mexico, 31th International Geological Congress, Rio de Janeiro, resumen en CD.
- Calmus, T., Labrin, E., Roldán-Quintana, J., 2001, Apatite fission track ages from Baja California Peninsula and Sonora: Heterogeneous cooling history of Cretaceous granites, *GEOS*, 21, n° 3, 202–203.
- Calmus, T., Aguillón-Robles, A., Maury, R.C., Bellon, H., Benoit, M., Cotten, J., Bourgois, J., Michaud, F., 2003, Spatial and temporal evolution of basalts and magnesian andesites ("bajaites") from Baja California, Mexico: the role of slab melts: *Lithos*, 66, 77–105.
- Campbell, P.A., Anderson, T.H., 2003, Structure and kinematics along a segment of the Mojave-Sonora megashear: A strike-slip fault that truncates the Jurassic continental magmatic arc of southwestern North America: *Tectonics*, 22(6), 1–21.
- Cebula, G.T., Kunk, M.J., Mehnert, H.H., Naeser, C.W., Obradovich, J.D., Sutter, J.F., 1986, The Fish Canyon Tuff: A potential standard for the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and fission track dating methods: *Terra Cognita*, 6 (2), 140.
- Clarke, S.H., Jr., Nilsen, T. H., 1973, Displacement of Eocene strata and implications for the history of offset along the San Andreas Fault, central and northern California, *in* Conference on tectonic problems of the San Andreas Fault system, proceedings: Stanford University Publications, Geological Sciences 13, 358–367.
- Coney, P.J., 1971, Cordilleran tectonic transitions and motion of the North American Plate: *Nature*, 233, 462–465.
- Coney, P.J., 1976, Plate tectonics and the Laramide orogeny: New Mexico Geological Society Special Publication, 6, 5–10.
- Coney, P.J., Reynolds, S.J., 1977, Cordilleran Benioff zones: *Nature*, 270, 403–406.

- Cross, T.A. Pilger, R.H., 1978, Controls of subduction geometry, locations of magmatic arcs, and tectonics of arc and back-arc regions: *Geological Society of America Bulletin*, 93, 545–562.
- Dalrymple, G.B., Alexander, E.C., Lanphere, M.A., Kraker, G.P., 1981, Irradiation of samples for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating using the Geological Survey TRIGA reactor: U.S. Geological Survey Professional Paper 1176, 55 p.
- Damon, P.E., Shafiqullah, M., Clark, K.F., 1981, Evolución de los arcos magmáticos en México y su relación con la metalogénesis: *UNAM, Instituto de Geología, Revista*, 5 (2), 223–236.
- Damon, P.E., Shafiqullah, M., Clark, K.F., 1983a, Geochronology of the porphyry copper deposits and related mineralization of Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20, 1052–1071.
- Damon, P.E., Shafiqullah, M., Roldán-Quintana, J., Cochemé, J.J., 1983b, El batolito Laramide (90–40 Ma) de Sonora: *Memorias de la XV Convención Nacional de la AIMMGM, Guadalajara, Jalisco*, 63–95.
- Defaux, J., Calmus, T., Poupeau, G., Labrin, E., Roldán-Quintana, J., Schaaf, P., 1997, First apatite fission-track ages in NW Mexico: Tertiary cooling of Proterozoic and Cretaceous plutonic rocks (resumen), *GEOS, época II*, 17, 4, p. 229.
- Deino, A.L., 2001, Users manual for Mass Spec v. 5.02: Berkeley Geochronology Center Special Publication 1a.
- Delgado-Argote, L.A., López-Martínez, M., Perrillat, M.C., 1999, Geologic reconnaissance and age of volcanism and associated fauna from sediments of Bahía de los Angeles, central Gulf California: *in: Delgado, H., Stock, J.M., and Aguirre, G. (Eds.), Cenozoic Tectonics and Volcanism in Mexico, Geological Society of America Special Paper* 348.
- Dickinson, W.R., 1989, Tectonic setting of Arizona through geologic time, *in Jenney, J.P. and Reynolds, S.J. (eds.), Geological Evolution of Arizona: Tucson, Arizona Geological Society Digest*, 17, 1–16.
- Dickinson, W.R., 2004, Evolution of the North American Cordillera: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 32, 13–45.
- Dickinson, W.R., Snyder, W.S., 1978, Plate tectonics of the Laramide Orogeny: *Geological Society of America Memoir* 151, 355–366.
- Dickinson, W.R., Lawton, T.F., 2001, Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 113, 1142–1160.
- Dixon, T., Farina, F., DeMets, C., Suarez-Vidal, F., Fletcher, J., Marquez-Azua, B., Miller, M., Sanchez, O., Umhoefer, P., 2000, New kinematic models for Pacific-North America motion from 3 Ma to Present II: Evidence for a “Baja California shear zone”, *Geophysical Research Letters*, 27, 3961–3964.

- Dorsey, B., Burns, B., 1994, Regional stratigraphy, sedimentology and tectonic significance of Oligocene–Miocene sedimentary and volcanic rocks, northern Baja California, Mexico, *Sedimentary Geology*, 88, 231–251.
- England, P. Molnar, P., 1990, Surface uplift, uplift of rocks, and exhumation of rocks: *Geology* 18, p. 1173–1177.
- Enríquez-Castillo, M.A., Iriondo A., Chávez-Cabello, G., Kunk, M.J., 2009, Interacción termal entre magmas graníticos laramídicos y rocas encajonantes mesoproterozoicas: Historia de enfriamiento de intrusivos de la Sierrita Blanca, NW Sonora: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 61 (3), 451–483.
- Fleck, R.J., Sutter, J.F., Elliot, D.H., 1977, Interpretation of discordant $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra of Mesozoic tholeiites from Antarctica: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 41, 15–32.
- Fletcher, J.M., Khon, B.P., Foster, D.A., Gleadow, A.J.W., 2000, Heterogeneous Neogene cooling and exhumation of the Los Cabos block, southern Baja California: Evidence from fission-track thermochronology: *Geology*, 28 (2), 107–110.
- Flynn, C.J., 1970, Post-batholithic geology of the La Gloria-Presa Rodríguez area, Baja California, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 81, 1789–1806.
- Gans, P.B., 1997, Large-magnitude Oligo-Miocene extension in southern Sonora: Implications for the tectonic evolution of northwest Mexico: *Tectonics*, 16, 388–408.
- Gastil, R.G., 1975, Plutonic zones in the Peninsular Ranges of southern California and northern Baja California: *Geology*, 3, 361–363.
- Gastil, R.G., 1983, Mesozoic and Cenozoic granitic rocks of southern California and western Mexico, *in* Roddick, J.A., (ed.), *Circum-Pacific plutonic terranes*: Boulder, Colorado, Geological Society of America Memoir 159, 265–275.
- Gastil, R.G., 1990a, Zoned plutons of the Peninsular Ranges in southern and Baja California, *in* Shimizo, M. and Gastil, R.G. (eds.), *Recent Advances in Concepts Concerning Zoned Plutons in Japan and Southern and Baja California*: University Museum, the University of Tokio, *Nature and Culture*, 2, 77–90.
- Gastil, R.G., 1990b, The boundary between the magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks in Peninsular California, *in* Shimizo, M. and Gastil, R.G. (eds.), *Recent Advances in Concepts Concerning Zoned Plutons in Japan and Southern and Baja California*: University Museum, the University of Tokio, *Nature and Culture*, 2, 91–100.
- Gastil, G., Krummenacher, D., 1977, Reconnaissance geology of coastal Sonora between Puerto Lobos and Bahia Kino: *Geological Society of America Bulletin*, 88, 189–198.
- Gastil, R.G., Phillips, R.F., Allison, E.C., 1975, Reconnaissance geology of the state of Baja California: *Geological Society of America Memoir* 140: 170.
- Gastil, R.G., Millar, R.H., Wardlaw, B.R., Silberling, N.J., Le Mone, D.V., 1981(a), Lower Triassic strata near El Volcán, Baja California, Mexico: *Geological Society of America*

Abstracts with Programs, 13, p. 57.

- Gastil, R.G., Morgan, G.J., Krummenacher, D., 1981(b), The tectonic history of peninsular California and adjacent Mexico, *in* Ernst, W.G., (ed.), *The geotectonic development of California*: Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice-Hall, 284–306.
- Gehrels G., Valencia V., Pullen A., 2006, Detrital zircon geochronology by Laser-Ablation Multicollector ICPMS at the Arizona LaserChron Center, *in* Olszewski, T.D. (ed), *Geochronology Emerging opportunities*: Paleontological Society (12), 67–76.
- George, P.G. Dokka, R.K., 1994, Major late Cretaceous cooling events in the eastern Peninsular Ranges, California, and their implications for Cordillera tectonics: *Geological Society of America Bulletin*, 106, 903–914.
- Gleadow, A.J.W., Brown, R.W., 1999, Fission track thermochronology and the long-term denudational response to tectonics: *in* Summerfield, M.A. (ed.) *Geomorphology and Global Tectonics*, Chichester, John Wiley and Sons Ltd., 57–75.
- Gleadow, A.J.W., Duddy, I.R., Green, P.F. and Lovering, J.F., 1986, Confined fission track lengths in apatite: a diagnostic tool for thermal history analysis: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 94, 405–415.
- González-León, C.M., McIntosh, W.C., Lozano-Santacruz, R., Valencia-Moreno, M.A., Amaya-Martínez, R., Rodríguez-Castañeda, J.L., 2000, Cretaceous and Tertiary sedimentary, magmatic, and tectonic evolution of north-central Sonora, NW Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 112, 600–610.
- Gromet, L.P., Silver, L.T., 1987, REE variations across the Peninsular Ranges batholith: Implications for batholith petrogenesis and crustal growth in magmatic arcs: *Journal of Petrology*, 28, 75–125.
- Grove, M., Lovera, O., Harrison, M., 2003, Late Cretaceous cooling of the east-central Peninsular Ranges batholith (33°N): Relationship to La Posta pluton emplacement, Laramide shallow subduction and forearc sedimentation, *in* Johnson, S.E., Paterson, S.R., Fletcher, J.M., Girty, G.H., Kimbrough, D.L. and Martin-Barajas, A. (eds.), *Tectonic evolution of Northwestern Mexico and the Southwestern USA*: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 374, 355–379.
- Gunnell, Y., 2000, Apatite fission track thermochronology: an overview of its potential and limitations in geomorphology: *Basin Research*, 12, 115–132.
- Hagstrum, J.T., McWilliams, M., Howell, D.G., Gromme, S., 1985, Mesozoic paleomagnetism and northward translation of the Baja California peninsula: *Geological Society of America Bulletin*, 6, 1077–1090.
- Hausback, B., 1984, Cenozoic volcanic and tectonic evolution of Baja California Sur, Mexico, *in* Frizell, V.A.Jr. (ed.), *Geology of the Baja California Peninsula*: Pacific Section, S.E.P.M., 39, 219–236.
- Heim, A., 1922, Notes on the Tertiary of Southern Lower California: *Geological Magazine*,

59, 529–547.

- 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*, 318, 1–26.
- Henry, C.D., McDowell, F.D., Silver, L.T., 2003, Geology and geochronology of the granitic batholithic complex, Sinaloa, México: Implications for Cordilleran magmatism and tectonics, *in* Johnson, S.E., Paterson, S.R., Fletcher, J.M., Girty, G.H., Kimbrough, D.L. and Martin-Barajas, A., (eds.), *Tectonic evolution of western Mexico and the Southwestern USA*: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 374, 237–274.
- Holt J.W., Stock J.M., Holt, E.W., 1997, Edad de la Formación sedimentaria marina más vieja en Santa Rosalía, BCS, México: Ensenada, BC, IV Reunión Internacional sobre la geología de la Península de Baja California, *Memorias*.
- Hurford, A.J., Green P.F. 1982, A user's guide to fission track dating calibration: *Earth and Planetary Sciences Letters*, 59, 343–354.
- Iriondo, A., 2001, Proterozoic basements and their laramide juxtaposition in NW Sonora, Mexico: Tectonic constraints on the SW margin of Laurentia, University of Colorado at Boulder, USA, Tesis de Doctorado, 222 p.
- Jacques-Ayala, C., Barth, A.P., Jacobson, C.C., Roldán-Quintana, J., 2008, Tectonically transported Laramide granitoids in the Caborca area: 1er. Congreso sobre la Evolución Geológica y Ecológica del Noroeste de México, Disco de Resúmenes. Resumen, 8.8.
- Johnson, S.E., Tate, M.C., Fanning, C.M., 1999, New geologic mapping and SHRIMP U-Pb zircon data in the Peninsular Ranges Batholith, Baja California, Mexico: Evidence for a suture?: *Geology*, 27, 643–746.
- Johnson, S.E., Fletcher, J.M., Fanning, C.M., Vernon, R.H., Paterson, S.R., Tate, M.C., 2003, Structure, emplacement and lateral expansion of the San José tonalite pluton, Peninsular Ranges batholith, Baja California, México: *Journal of Structural Geology*, 25 (11), 1933–1957.
- Kilmer, F.H., 1963, Cretaceous and Cenozoic stratigraphy and paleontology, El Rosario area: Berkeley, U.S.A., University of California, PhD thesis 149 pp.
- Kimbrough, D.L., Smith, D.P., Mahoney, J.B., Moore, T.E., Grove, M., Gastil, R.G., Ortega-Rivera, A., Fanning, C.M., 2001, Forearc-basin sedimentary response to a rapid late Cretaceous batholith emplacement in the Peninsular ranges of southern and Baja California: *Geology*, 29, 491–493.
- Kistler, B.W., Wooden, J.L., Morton, D.M., 2003, Isotopes and ages in the northern Peninsular ranges batholith, southern California: U.S. Geological Survey Open File Report, 2003-489, 45 p.
- Krummenacher, D., Gastil, R.G., Bushee, J. and Doupont, J., 1975, K-Ar Apparent Ages, Peninsular Ranges Batholith, Southern California and Baja California: *Geological*

- Society of America Bulletin, 86, 760–768.
- Kunk, M.J., Sutter, J.F., Naeser, C.W., 1985, High-precision $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of sanidine, biotite, hornblende, and plagioclase from the Fish Canyon Tuff, San Juan Volcanic Field, south-central Colorado, Geological Society of America Abstracts with Programs, 17, 636.
- Langenheim, V.E., Jachens, R.C., 2003, Crustal structure of the Peninsular Ranges batholith from magnetic data: Implications for Gulf of California rifting: Geophysical Research Letters, 30(11), 1597, doi:10.1029/2003GL017159.
- Ledesma-Vázquez, J., 2002, A gap in the Pliocene invasion of seawater in the Gulf of California: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 19, 3, 145–151.
- Lonsdale, P., 1991, Structural patterns of the Pacific floor offshore of Peninsular California, in Dauphin, P.J. and Simoneit, B.R. (eds.), The Gulf and Peninsular Province of the California: AAPG Memoir 47, 87–125.
- Lovera, O.M., Grove, M., Kimbrough, D.L., Abbot, P.L., 1999, Magnitude and time scales in the exhumation of arc crust: An approach based upon analysis of detrital closure age distributions: Journal of Geophysical Research, 104, 29419–29438.
- Ludwig, K.R., 2003, Isoplot 3.00: Berkeley Geochronology Center Special Publication No. 4.
- Lugo-Zazueta, R., 2006, 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: Hermosillo, Sonora, México, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Estación Regional del Noroeste, Tesis de Maestría, 80 pp.
- Martín-Barajas, A., Stock, J., Layer, P., Hausback, B., Renne, P., López-Martínez, M., 1995, Arc-rift transition volcanism in the Puertecitos Volcanic Province, northeastern Baja California, Mexico: Geological society of America Bulletin, 107, 4, 407–424.
- Martín-Barajas, A., Fletcher, J.M., López-Martínez, M., Mendoza-Borunda, R., 2000, Waning Miocene subduction and arc volcanism in Baja California: the San Luis Gonzaga volcanic field: Tectonophysics, 318, 27–51.
- McDougall, I., Harrison, T.M., 1999, Geochronology and Thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Method: Oxford University Press, 269 pp.
- 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, 113–124.
- McDowell, F.W., Roldán-Quintana, J., 1993, Geochronology of Mesozoic-Cenozoic magmatism in south-central Sonora: A progress report, in González-León, C. y Vega-Granillo, L., (eds.), III Simposio de la Geología de Sonora y áreas adyacentes, libro de resúmenes, Hermosillo, Sonora, México, 77–80.

- McDowell, F.W., Mauger, R.L., 1994, K-Ar and U-Pb zircon geochronology of Late Cretaceous and Tertiary magmatism in central Chihuahua State, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 106, 118–132.
- McDowell, F.W., Housh, T.B., Wark, D.A., 1999, Nature of crust beneath west-central Chihuahua, Mexico, based upon Sr, Nd, and Pb isotopic compositions at the Tómochic volcanic center: *Geological Society of America Bulletin*, 111, 823–830.
- McDowell, F.W., Roldán-Quintana, J., Connelly, J.N., 2001, Duration of Late Cretaceous – early Tertiary magmatism in central Sonora, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 113, 521–531.
- McFall, C.C., 1968, Reconnaissance geology of the Concepción Bay area, Baja California, Mexico: Stanford University, Publications of Geological Sciences, 10 (2).
- McLean, H., 1988, Reconnaissance geologic map of the Loreto and part of the San Javier Quadrangles, Baja California Sur, Mexico, 1:50 000. U.S. Geological Survey Map MF-2000.
- Mead, R.D., Kesler, S.E., Foland, K.A., Jones, L.M., 1988, Relationship of Sonoran tungsten mineralization to the metallogenic evolution of Mexico: *Economic Geology* 83, 1943–1965.
- Michaud, F., Calmus, T., Sosson, M., Royer, J. Y., Bourgois, J., Chabert, A., Bigot-Cormier, F., Bandy, B., Mortera-Gutiérrez, C., Dymont, J., 2005. La zona de falla Tosco-Abrejos: un sistema lateral derecho activo entre la placa Pacífico y la península de Baja California: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57, 53–63.
- Michaud, F., Calmus, T., Royer, J.Y., Sosson, M., Bandy, B., Mortera-Gutiérrez, C., Dymont, J., Bigot-Cormier, F., Chabert, A., Bourgois, J., 2007, Right-lateral active faulting between southern Baja California and the Pacific plate: The Tosco-Abrejos fault, *in* Alaniz-Álvarez, S. A., and Nieto-Samaniego, Á. F. (eds.), *Geology of México: Celebrating the Centenary of the Geological Society of México*: Geological Society of America Special Paper, 422, 287–300.
- Mora-Alvarez, G., 1992, History of the Cenozoic magmatism in the Sierra Santa Ursula, Sonora, México: Austin, U.S.A., University of Austin, Texas, M.S. Thesis, 153 p.
- Mora-Alvarez, G., McDowell, F.W., 2000, Miocene volcanism during late subduction and early rifting in the Sierra Santa Ursula of western Sonora, Mexico, *in* Delgado-Granados, H., Aguirre-Díaz, G. and Stock J.M. (eds.), *Cenozoic tectonics and volcanism of Mexico*: Geological Society of America Special Paper 334, 123–141.
- Morris, W., Busby-Spera, C., 1990, A submarine-fan valley-levee complex in the Upper Cretaceous Rosario Formation: Implication for turbidite facies models: *Geological Society of America Bulletin*, 102, 900–914.
- Nilsen, T.H., Abbott, P.L., 1981, Paleogeography and sedimentology of Upper Cretaceous turbidites, San Diego, California: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 65, 1256–1284.

- Nourse, J.A., Anderson, T.H., Silver, L.T., 1994, Tertiary metamorphic core complexes in Sonora, northwestern, Mexico, *Tectonics*, 13 (5), 1161-1182.
- Nourse, J.A., Premo, W.R., Iriondo, A., Stahl, E.R., 2005, Contrasting Proterozoic basement complexes near the truncated margin of Laurentia, northwestern Sonora-Arizona international border region, *in* Anderson, T.H., Nourse, J.A., McKee, J.W., Steiner, M.B., (eds.), *The Mojave-Sonora megashear hypothesis: Development, assessment, and alternatives: Geological Society of America Special Paper 393*, 123–182.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1982, Evolución magmática y metamórfica del complejo cristalino de La Paz, Baja California Sur (resumen), *in* Sociedad Geológica Mexicana, Convención Nacional, México, D. F.: Programa y Resúmenes, p. 90.
- Ortega-Rivera, A., 1997, Geochronological constraints on the thermal and tilting history of the Peninsular Ranges batholith of Alta California and Baja California: Tectonic implications for southwestern North America (Mexico): Kingston, Ontario, Canada, Queen's University, Department of Geological Sciences, Ph.D. thesis, 582 pp.
- Ortega-Rivera, A., 2003, Geochronological constraints on the tectonic history of the Peninsular Ranges batholith of Alta and Baja California: Tectonic implications for western Mexico, *in* Johnson, S.E., Paterson, S.R., Fletcher, J.M., Girty, G.H., Kimbrough, D.L. and Martín-Barajas, A., (eds.), *Tectonic evolution of western Mexico and the Southwestern USA: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 374*, 297–335.
- Ortega-Rivera, M.A., Farrar, E., Hanes, J.A., Archibald, D.A., Gastil, R.G., Kimbrough, D., López-Martínez, M., Féraud, G. and Zentilli, M., 1997, Chronological constraints on the thermal and tilting history of the Sierra San Pedro Mártir Pluton, Baja California, México, from U/Pb, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, and fission-track geochronology: *Geological Society of America Bulletin*, 109 (6), 728–745.
- Oskin, M., 2002, Tectonic evolution of the northern Gulf of California, Mexico, deduced from conjugate rifted margin of the Upper Delfín Basin (Part I): Pasadena, California, California Institute of Technology, Ph.D. Thesis, 481 p.
- Oskin, M., Stock, J., 2003, Pacific-North America plate motion and opening of the Upper Delfín basin, northern Gulf of California, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 115, 1173–1190.
- Oskin, M., Stock, J., Martín-Barajas, A., 2001, Rapid localization of Pacific-North America plate motion in the Gulf of California: *Geology*, 29 (5), 459–462.
- Pallares, C., Maury, R.C., Bellon, H., Royer, J.Y., Calmus, T., Aguillón-Robles, A., Cotten, J., Benoit, M., Michaud, F., Bourgois, J., 2007, Slab-tearing following ridge-trench collision: Evidence from Miocene volcanism in Baja California, México: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 161, 95–117.
- Pallares-Ramos, C., 2007, Diversité du volcanisme miocène à quaternaire post-subduction de la péninsule de Basse Californie et du Golfe du Californie (Mexique): rôle de la déchirure de la plaque Farallon, Brest, Francia, Universidad de Bretagne

- Occidental, Tesis doctoral, 211 p.
- Paz-Moreno, F., Demant, A., Cochemé, J.J., Dostal, J., Montigny, R., 2003, The Quaternary Moctezuma volcanic field: A tholeiitic to alkali basaltic episode in the central Sonoran Basin and Range Province, Mexico: Geological Society of America Special Paper, 374, 439–455.
- Peña Alonso, T., Delgado Argote, L.A., Weber, B., Valencia, V., 2007, Descripción del complejo Nuevo Rosarito, Baja California, con base en datos de campo, petrológicos, estructurales y edades U-Pb (resumen), *in* Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana, Puerto Vallarta, Jalisco, México: Geos, 27 (1), 57–58.
- Pérez-Segura, E., 2006, Estudio metalogenético de los yacimientos de Ni-Co (Cu-Zn) de La Esperanza, Sonora Central: Caracterización de los depósitos y relaciones con el magmatismo laramídico: Querétaro, México, Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis doctoral, 214 pp.
- Poole, F.G., Madrid, R.J., Oliva-Becerril, F., 1991, Geological setting and origin of the stratiform barite in central Sonora, Mexico, *in* Raines, G.L., Lisle, R.E., Scafer, R.W. and Wilkinson, W.H. (eds.), *Geology and ore deposits of the Great Basin: Reno, Nevada*, Geological Society of Nevada, 1, 517–522.
- Pupin, J. P., 1983, Zircon and granite petrology: *Contributions to Mineral Petrology*, 73, 207–220.
- Ramos-Velázquez, E., 1998, Características de la deformación en las rocas cristalinas cretácicas de la región E-SE de la ciudad de La Paz, B.C.S., México. Ensenada, CICESE, Departamento de Geología, Tesis de maestría, 122 p.
- Ramos-Velázquez, E., Calmus T., Valencia V., Iriondo A., Valencia-Moreno, M., Bellon H., 2008, U-Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of the coastal Sonora batholith: New insights on Laramide continental arc magmatism: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25, 2, 314–333.
- Reiners, P., Brandon, M.T., 2006, Using thermochronology to understand orogenic erosion: *Annual Review Earth and Planetary Sciences*, 34, 419–466.
- Rogers, G., Saunders, A.D., Terrell, D.J., Verma, S.P., Marriner, G.F., 1985, Geochemistry of Holocene volcanic rocks associated with ridge subduction in Baja California, Mexico: *Nature* 315, 389–392.
- Roldán-Quintana, J., 1991, Geology and chemical composition of the Jaralito and Aconchi batholiths in east-central Sonora, México, *in* Pérez-Segura, E. y Jaques-Ayala, C. (eds.), *Studies of Sonoran Geology: Boulder, Colorado*, Geological Society of America Special Paper 254, 69–80.
- Roldán-Quintana, J., 2002, Caracterización geológico-geoquímica y evolución del arco magmático mesozoico-cenozoico entre San Carlos y Maycoba, sur de Sonora: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Tesis doctoral, 185 p.

- Santillán, M., Barrera, T., 1930, Las posibilidades petrolíferas en la costa occidental de la Baja California, entre los paralelos 30 y 32 de latitud norte: *Anales del Instituto de Geología (México)*, 5, 1–37.
- Saunders, A.D., Rogers, G., Marriner, G.F., Terrell, D.J., Verma, S.P., 1987, Geochemistry of Cenozoic volcanic rocks, Baja California, Mexico: implications for the petrogenesis of post-subduction magmas: *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 32, 223–245.
- Sawlan, M.G., Smith, J.G., 1984, Petrologic characteristics age and tectonic setting of Neogene volcanic rocks in northern Baja California Sur, México, *in* Frizzell V.A.Jr. (ed.), *Geology of the Baja California Peninsula: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section*, 39, 237–251.
- Schaaf, P., Böhnell, H., Pérez-Venzor, J.A., 2000, Pre-Miocene palaeogeography of the Los Cabos Block, Baja California Sur: geochronological and palaeomagnetic constraints: *Tectonophysics*, 318, 53–69.
- Shafiqullah, M., Damon, P., Clark, K.E., 1983, K-Ar chronology of Mesozoic-Cenozoic continental magmatic arcs and related mineralization in Chihuahua, *in* Clark, K.F. and Goodell, P.C. (eds.), *Geology and mineral resources of north-central Chihuahua: El Paso, Texas, El Paso Geological Society Guidebook*, 303–315.
- Schmidt, E.K., 1975, Plate tectonics volcanic, petrology, and ore formation in the Santa Rosalía area, Baja California, Mexico, *in* Frizzell, V.F.Jr., (ed.), *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication*, 237–251.
- Schmidt, K.L., Wetmore, P.H., Johnson, S.E., Paterson, S.R., 2002, Controls on orogenesis along an ocean-continent margin transition in the Jura-Cretaceous Peninsular Ranges batholith, *in* Barth, A., (ed.), *Contributions to Crustal Evolution of the Southwestern United States: Geological Society of America Special Paper 365, Boulder, Colorado*, p. 49–71.
- Schmidt, K. L., Paterson, S. R., 2002, A doubly vergent fan structure in the Peninsular Ranges batholith: Transpression or local complex flow around a continental margin buttress?: *Tectonics*, 21(5), 14-1–14-19.
- Sedlock, R.L., Ortega-Gutiérrez, F., Speed, R.C., 1993, Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of México: *Geological Society of America Special Paper 278*, 153 p.
- Seiler, C., Gleadow, A.J.W., Fletcher, J.M., Kohn, B., 2009, Thermal evolution of a sheared continental margin: Insights from the Ballenas transform in Baja California, Mexico, *Earth and Planetary Science Letters*, 285, 61–74.
- Silver, L.T., 1996, Petrogenetic implications of petrographic and geochemical zonations in the integrated Peninsular Ranges and Sonoran Batholiths: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 28 (5), p. 122.

- Silver, L.T., Taylor, H.P., Chappell, B., 1979, Some petrological, geochemical, and geochronological observations of the Peninsular Ranges batholith near the international border of the U.S.A. and Mexico, *in* Abott, P.L. and Todd, V.R., (eds.), *Mesozoic crystalline rocks: Geological Society of America Annual Meeting Guidebook*, 83–110.
- Silver, L.T., Chappell, B., 1988, The Peninsular Ranges batholith: An insight into the Cordilleran batholiths of southwestern North America: *Transactions of Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, 79, 105–121.
- Smith, D.P., Busby, C.J., 1993, Shallow magnetic inclinations in the Cretaceous Valle Group, Baja California: Remagnetization, compactation, or terrane traslation?, *Tectonics*, 12, 1258–1266.
- Snee, L.W., Sutter, J.F., Kelly, W.C., 1988, Thermochemistry of economic mineral deposits: Dating the stages of mineralization at Panasqueira, Portugal, by high precision $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectrum techniques on muscovite: *Economic Geology*, 83, 335–354.
- Spencer, J.E., Normark, W. R., 1989, Neogene plate–tectonic evolution of the Baja California Sur continental margin and the southern Gulf of California, Mexico, *in* Winterer, E. L., Hussong, D.M., and Decker, R.W. (eds.), *The Eastern Pacific Ocean and Hawaii: Boulder, Colorado, EUA, Geological Society of America*, 489–497.
- Stacey, J.S., Kramer, J.D., 1975, Approximation of terrestrial lead isotope evolution by two-stage model: *Earth and Planetary Sciences Letters*, 26, 207–221.
- Steiger, R.H., Jäeger, E., 1977, Subcommittee on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmo-chronology: *Earth and Planetary Science Letters*, 36, 359–363.
- 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*, 8 (1), 99–115.
- Stock, J.M. and Lee, J., 1994, Do microplates in subduction zones leave a geological record?: *Tectonics*, 13 (6), 1472–1487.
- Symons, D.T.A., Wallawender, M.J., Smith, T.E., Molnar, S.E., Harris, M.J., Blackburn W.H., 2003, Paleomagnetism and geobarometry of the La Posta pluton, California, *in* Johnson, S.E., Paterson, S.R., Fletcher, J.M., Girty, G.H., Kimbrough, D.L. y Martín-Barajas, A. (Eds.), *Evolution of Northwestern Mexico and the Southwestern USA: Geological Society of America Special Paper 374*, 135–155.
- Thomson, C.N., Girty, G.H., 1994, Early Cretaceous intra-arc ductile strain in Triassic–Jurassic and Cretaceous continental margin arc rocks, Peninsular Ranges, California: *Tectonics*, 13, 1108–1119.
- Tate M.C., Norman M.D., Johnson S.E., Fanning C.M., Anderson J.L. 1999. Generation of Tonalite and trondhjemite by subvolcanic fractionation and partial melting in the Zarza Intrusive Complex, Western Peninsular Ranges Batholith, Northwestern Mexico. *Journal of Petrology* 40 (6): 983–1010.

- Todd, V.R., Erskine, B.G., Morton, D.M., 1988, Metamorphic and tectonic evolution of the northern Peninsular Ranges batholith, Southern California, *in* Ernst, W.G. (ed.), *Metamorphism and crustal evolution of the western United States: Rubey volume VII*, Englewood cliffs, New Jersey, Prentice Hall, 894–937.
- Tweto, O., 1975, Laramide (Late Cretaceous–Early Tertiary) orogeny in the southern Rocky Mountains: GSA Memoir 144, 1–44.
- Umhoefer, P.J., Dorsey, R.J., Renne, P., 1994, Tectonics of the Pliocene Loreto basin, Baja California Sur, Mexico, and evolution of the Gulf of California: *Geology*, 22, 649–652.
- Umhoefer, P.J., Mayer, L., Dorsey, R.J., 2002, Evolution of the margin of the Gulf of California near Loreto, Baja California Peninsula, Mexico: *GSA Bulletin*, 114 (7), 849–868.
- Valencia-Moreno, M., Ruiz, J., Roldán-Quintana, J., 1999, Geochemistry of Laramide granitic rocks across the southern margin of the Paleozoic North American Continent, central Sonora, México: *International Geology Review*, 41, 845–857.
- Valencia-Moreno, M., Ruiz, J., Barton, M.D., Patchett, P.J., Zurcher, L., Hodkinson, D.G., Roldán-Quintana, J., 2001, A chemical and isotopic study of the Laramidic granitic belt of northwestern México: Identification of the southern edge of the North American Precambrian basement: *Geological Society of America Bulletin*, 113 (11), 1409–1422.
- Valencia-Moreno, M., Iriondo, A., González-León, C., 2006, Temporal constraints on the eastward migration of the Late Cretaceous–Early Tertiary magmatic arc of NW Mexico based on new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ hornblende geochronology of granitic rocks: *Journal of South American Earth Sciences*, 22 (1-2), 22–38.
- Vargas-Navarro, P.P., 2002, *Geología y geoquímica del Batolito Costero de Sonora entre Bahía Kino y Punta Chueca*: Hermosillo, Sonora, Universidad de Sonora, Departamento de Geología, Tesis de licenciatura, 83 p.
- Vernon, R.H., 2000, Review of microstructural evidence of magmatic solid-state flow: *Electronic Geosciences*, 5 (2), 23 p.
- Vidal-Solano, J.R., Paz-Moreno, F.A., Iriondo, A., Demant, A., Cochemé, J.J., 2005, Middle Miocene peralkaline ignimbrites in the Hermosillo region (Sonora, México). Geodynamics implications: *Comptes-Rendus Geoscience*, 337, 1421–1430.
- Wallawender, M.J., Smith, T.E., 1980, Geochemical and petrologic evolution of the basic plutons of the Peninsular Ranges Batholith, Southern California: *Journal of Geology*, 88, 232–242.
- Wallawender, M.J., Gastil, R.G., Clinkenbeard, J.P., McCormick, W.V., Eastman, B.G., Wardlaw, R.S., Gunn, S.H., Smith B.M., 1990, Origin and evolution of the zoned La Posta–type plutons, eastern peninsular Ranges Batholith, southern and Baja California, *in* Anderson, J.L., (ed.), *The nature and origin of Cordilleran magmatism*: Geological Society of America Memoir 174, 1–18.

- Wallawender, M.J., Girty, G.H., Lombardi, M.R., Kimbrough, D., Girty, M.S., Anderson, C., 1991, A synthesis of recent work in the Peninsular Ranges batholith, *in* Wallawender, M.J., and Hanan, B.B., (eds.), Geological excursions in southern California and Mexico: San Diego, U.S.A., San Diego State University, Department of Geological Sciences, 297–312.
- Webster, G.D., Delattre, M.P., 1993, Permian crinoids columnals from the Zamora Formation near El Volcan, Baja California Norte, México, *en* Gastil, R.G., and Miller, R.H. (eds.), The Prebatholithic Stratigraphy of Peninsular California: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 279, 91–106.
- Wetmore, P.H., 2003, Investigation into the tectonic significance of the along strike variations of the Peninsular Ranges Batholith, southern and Baja California: Los Angeles, U.S.A., University of Southern California, Ph.D. Thesis, 186 p.
- Wetmore, P.H., Schmidt, K.L., Paterson, S.R., Herzig, C., 2002, Tectonic implications for the along-strike variations of the Peninsular Ranges batholith, southern and Baja California: *Geology*, 30, 247–250.
- White, J.D.L., Busby-Spera, C.J., 1987, Deep marine arc apron deposits and syndepositional magmatism in the Alisitos Group at Punta Cono, Baja California, Mexico. *Sedimentology*, 34 (5), 911–927.
- Yeo, R.K., 1984, Sedimentology of Upper Cretaceous strata, northern Baja California, Mexico, *en* Abbott, P.L. (ed.), Upper Cretaceous depositional systems, southern California-Baja California: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section, 36, 109–120.
- Zanchi, A., 1994, The opening of the Gulf of California near Loreto, Baja California, Mexico: From Basin and Range extension to transtensional tectonics: *Journal of Structural Geology*, 16, 1619–1639.
- Zoback, M., Anderson, R.E., Thompson, G.A., 1981, Cainozoic 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, Ser. A* 300, 407–434.

8. Anexos

Anexo 1a. Datos geocronológicos de los circones separados de rocas graníticas de la región de Bahía Kino-Punta Tepopa, Sonora.

Clave: KI 12 12								
Sample	U (ppm)	Th (ppm)	U/Th	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pbc}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ratio	\pm (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age	\pm (Ma)
1	620	313	2.0	1232	0.01268	1.39	81.2	1.1
2	453	267	1.7	837	0.01263	0.87	80.9	0.7
3	220	98	2.3	930	0.01261	2.88	80.8	2.3
4	658	249	2.6	1090	0.01279	1.25	81.9	1.0
5	315	214	1.5	694	0.01249	1.89	80.0	1.5
6	550	360	1.5	615	0.01256	1.52	80.5	1.2
7	990	472	2.1	1212	0.01257	0.71	80.6	0.6
8	1217	1053	1.2	2930	0.01275	0.71	81.6	0.6
9	696	267	2.6	1191	0.01285	1.09	82.3	0.9
10	783	276	2.8	1394	0.01276	1.55	81.7	1.3
11	688	206	3.3	1134	0.01264	1.23	80.9	1.0
12	171	49	3.5	470	0.01259	3.78	80.6	3.0
13	420	139	3.0	998	0.01268	1.67	81.2	1.3
14	825	277	3.0	1933	0.01271	1.20	81.4	1.0
15	720	331	2.2	1769	0.01281	1.34	82.1	1.1
16	336	171	2.0	896	0.01270	1.76	81.3	1.4
17	677	269	2.5	1013	0.01273	1.04	81.6	0.8
18	713	304	2.3	1692	0.01282	1.64	82.1	1.3
19	881	310	2.8	1447	0.01284	1.69	82.2	1.4
20	871	312	2.8	1977	0.01273	0.54	81.5	0.4
21	1055	492	2.1	2278	0.01287	1.13	82.4	0.9
22	740	301	2.5	935	0.01274	1.69	81.6	1.4
23	781	271	2.9	958	0.01271	0.98	81.4	0.8

Clave: KI 12 35								
sample	U (ppm)	Th (ppm)	U/Th	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pbc}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ratio	\pm (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age	\pm (Ma)
1	512	273	1.9	410	0.01183	0.83	75.8	0.6
2	707	250	2.8	726	0.01181	0.55	75.7	0.4
3	436	203	2.2	250	0.01189	2.87	76.2	2.2
4	573	184	3.1	1558	0.01202	1.22	77.0	0.9
5	74	33	2.2	167	0.01191	5.24	76.3	4.0
6	289	181	1.6	436	0.01160	2.23	74.3	1.7
7	655	370	1.8	967	0.01181	1.93	75.7	1.5
8	501	205	2.4	286	0.01148	2.46	73.6	1.8
9	350	235	1.5	942	0.01197	1.34	76.7	1.0
10	769	346	2.2	2369	0.01181	1.00	75.7	0.8
11	439	236	1.9	811	0.01175	1.33	75.3	1.0
12	570	262	2.2	1500	0.01201	1.12	77.0	0.9
13	175	108	1.6	322	0.01166	3.15	74.7	2.3
14	430	286	1.5	863	0.01190	1.46	76.3	1.1
15	309	162	1.9	800	0.01196	1.53	76.6	1.2
16	197	89	2.2	488	0.01202	3.55	77.0	2.7
17	197	78	2.5	225	0.01182	3.92	75.7	3.0
18	1041	704	1.5	929	0.01178	2.37	75.5	1.8
19	110	43	2.5	400	0.01178	4.36	75.5	3.3
20	407	191	2.1	1606	0.01187	0.99	76.1	0.7
21	411	211	1.9	1376	0.01173	2.03	75.2	1.5
22	566	222	2.5	1630	0.01187	1.07	76.1	0.8

Clave: KI 12 41								
sample	U (ppm)	Th (ppm)	U/Th	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pbc}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ratio	\pm (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age	\pm (Ma)
1	78	65	1.2	315	0.01113	5.53	71.3	3.9
2	432	696	0.6	890	0.01143	3.57	73.3	2.6
3	64	27	2.3	184	0.01129	9.12	72.4	6.6
4	233	175	1.3	642	0.01145	2.96	73.4	2.2

5	150	97	1.6	249	0.01139	4.96	73.0	3.6
6	159	81	2.0	596	0.01140	3.11	73.1	2.3
7	128	90	1.4	584	0.01095	5.79	70.2	4.0
8	148	76	2.0	497	0.01123	3.76	72.0	2.7
9	141	61	2.3	607	0.01101	4.44	70.6	3.1
10	118	69	1.7	185	0.01104	4.00	70.7	2.8
11	133	100	1.3	371	0.01094	5.81	70.1	4.1
12	322	236	1.4	793	0.01131	4.21	72.5	3.0
13	420	243	1.7	1443	0.01123	1.34	72.0	1.0
14	173	144	1.2	413	0.01144	3.99	73.3	2.9
15	134	84	1.6	280	0.01107	3.86	71.0	2.7
16	158	89	1.8	414	0.01099	3.29	70.5	2.3
17	193	129	1.5	696	0.01132	3.29	72.5	2.4
18	145	85	1.7	381	0.01121	4.99	71.9	3.6
19	113	60	1.9	240	0.01132	3.83	72.6	2.8
20	109	55	2.0	309	0.01127	6.43	72.3	4.6
21	153	103	1.5	567	0.01119	4.73	71.7	3.4
22	168	113	1.5	330	0.01104	3.31	70.8	2.3

Clave: KI 12 46								
sample	U (ppm)	Th (ppm)	U/Th	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pbc}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ratio	\pm (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age	\pm (Ma)
1	190	115	1.7	419	0.01053	3.33	67.5	2.2
2	202	97	2.1	325	0.01067	3.64	68.4	2.5
3	155	72	2.1	542	0.01129	4.01	72.4	2.9
4	53	24	2.2	130	0.01083	11.65	69.5	8.1
5	40	24	1.7	127	0.01074	11.82	68.9	8.1
6	124	64	1.9	442	0.01094	4.12	70.1	2.9
7	227	97	2.3	1027	0.01115	2.65	71.5	1.9
8	269	105	2.5	751	0.01065	1.71	68.3	1.2
9	84	43	2.0	267	0.01037	7.89	66.5	5.2
10	50	26	1.9	242	0.01089	11.45	69.9	8.0

11	208	99	2.1	707	0.01090	2.97	69.9	2.1
12	155	83	1.9	350	0.01084	5.16	69.5	3.6
13	313	154	2.0	633	0.01075	2.99	68.9	2.0
14	112	67	1.7	438	0.01096	4.82	70.3	3.4
15	260	113	2.3	653	0.01081	2.81	69.3	1.9
16	63	47	1.4	219	0.01074	5.98	68.9	4.1
17	97	39	2.5	294	0.01097	6.34	70.3	4.4
18	169	34	5.0	555	0.01124	4.37	72.1	3.1
19	45	20	2.2	150	0.01040	10.88	66.7	7.2
20	94	93	1.0	436	0.01376	5.91	88.1	5.2

Clave: KI 12 53								
sample	U (ppm)	Th (ppm)	U/Th	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pbc}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ratio	\pm (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age	\pm (Ma)
1	343	194	1.8	960	0.01105	1.45	70.9	1.0
2	242	110	2.2	604	0.01109	2.83	71.1	2.0
3	397	145	2.7	1122	0.01119	1.60	71.7	1.1
4	209	85	2.5	629	0.01108	2.63	71.1	1.9
5	265	127	2.1	1109	0.01084	3.01	69.5	2.1
6	255	116	2.2	1155	0.01109	1.39	71.1	1.0
7	211	72	2.9	967	0.01092	1.41	70.0	1.0
8	205	119	1.7	791	0.01096	3.40	70.3	2.4
9	221	113	2.0	353	0.01077	3.90	69.1	2.7
10	214	105	2.0	871	0.01114	3.24	71.4	2.3
11	278	132	2.1	1056	0.01082	2.33	69.4	1.6
12	315	188	1.7	840	0.01091	1.71	70.0	1.2
13	216	111	1.9	422	0.01081	5.58	69.3	3.9
14	222	86	2.6	929	0.01136	2.32	72.8	1.7
15	105	33	3.1	331	0.01075	5.62	68.9	3.9
16	222	98	2.3	346	0.01102	4.78	70.6	3.4
17	477	211	2.3	1347	0.01111	2.15	71.2	1.5
18	240	138	1.7	814	0.01075	2.04	68.9	1.4
19	411	172	2.4	1923	0.01118	2.86	71.6	2.0

20	338	220	1.5	1651	0.01146	2.89	73.4	2.1
21	192	87	2.2	778	0.01124	4.00	72.1	2.9
22	390	221	1.8	1907	0.01121	2.39	71.9	1.7
23	212	117	1.8	596	0.01121	2.53	71.9	1.8
24	375	212	1.8	681	0.01085	2.68	69.6	1.9

Clave: KI 03 03								
Sample	U (ppm)	Th (ppm)	U/Th	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pbc	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ratio	± (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U age	± (Ma)
1	879	406	2.2	1562	0.01169	0.97	74.9	0.7
2	314	339	0.9	569	0.01157	3.24	74.2	2.4
3	919	412	2.2	2247	0.01164	1.19	74.6	0.9
4	840	305	2.8	2214	0.01171	1.01	75.1	0.8
5	478	194	2.5	663	0.01160	3.27	74.3	2.4
6	372	185	2.0	838	0.01157	1.62	74.1	1.2
7	1386	706	2.0	3074	0.01149	1.64	73.6	1.2
8	477	207	2.3	1829	0.01162	1.97	74.4	1.5
9	268	154	1.7	1535	0.01147	1.04	73.5	0.8
10	298	158	1.9	387	0.01147	2.43	73.5	1.8
11	556	210	2.6	2044	0.01144	0.64	73.3	0.5
12	456	228	2.0	772	0.01150	1.27	73.7	0.9
13	233	106	2.2	703	0.01168	2.94	74.8	2.2
14	527	291	1.8	1458	0.01171	1.44	75.0	1.1
15	1046	495	2.1	3402	0.01148	1.31	73.6	1.0
16	795	304	2.6	1657	0.01156	1.08	74.1	0.8
17	878	625	1.4	2428	0.01156	0.95	74.1	0.7
18	737	338	2.2	2264	0.01141	1.62	73.2	1.2
19	210	115	1.8	360	0.01138	2.77	72.9	2.0
20	505	286	1.8	1662	0.01161	1.25	74.4	0.9

Clave: KI 03 07								
Sample	U (ppm)	Th (ppm)	U/Th	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pbc	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ratio	± (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U age	± (Ma)
1	177	99	1.8	439	0.01343	3.48	86.0	3.0
2	231	144	1.6	483	0.01319	3.63	84.5	3.0
3	431	250	1.7	1173	0.01327	1.85	85.0	1.6
4	186	99	1.9	585	0.01313	4.09	84.1	3.4
5	292	130	2.2	456	0.01317	2.50	84.3	2.1
6	348	203	1.7	588	0.01303	1.83	83.4	1.5
7	316	181	1.7	1063	0.01346	2.51	86.2	2.2
8	344	210	1.6	1049	0.01322	2.20	84.7	1.9
9	432	239	1.8	1069	0.01345	2.14	86.1	1.8
10	446	253	1.8	1343	0.01324	1.06	84.8	0.9
11	497	368	1.4	1302	0.01329	1.88	85.1	1.6
12	544	353	1.5	1326	0.01311	1.82	84.0	1.5
13	512	245	2.1	1443	0.01304	1.64	83.5	1.4
14	307	159	1.9	1333	0.01332	2.09	85.3	1.8
15	289	178	1.6	713	0.01287	2.30	82.4	1.9
16	345	188	1.8	730	0.01314	1.60	84.2	1.3
17	424	212	2.0	813	0.01293	2.20	82.8	1.8
18	337	194	1.7	792	0.01295	1.11	83.0	0.9
19	310	169	1.8	1108	0.01317	1.62	84.3	1.4
20	421	239	1.8	873	0.01306	1.55	83.7	1.3
21	330	168	2.0	691	0.01281	2.10	82.0	1.7
22	557	285	2.0	1839	0.01312	1.01	84.0	0.8
23	314	203	1.5	777	0.01337	1.13	85.6	1.0
24	296	185	1.6	700	0.01280	1.62	82.0	1.3

Clave: KI 03 15								
Sample	U (ppm)	Th (ppm)	U/Th	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pbc}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ratio	\pm (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age	\pm (Ma)
1	104	104	1.0	202	0.01396	6.20	89.3	5.5
2	90	67	1.3	334	0.01455	3.61	93.1	3.3
3	109	97	1.1	341	0.01414	3.83	90.5	3.4
4	189	175	1.1	654	0.01385	1.98	88.7	1.7
5	115	112	1.0	471	0.01424	2.66	91.2	2.4
6	124	90	1.4	438	0.01404	3.61	89.9	3.2
7	87	66	1.3	261	0.01428	5.82	91.4	5.3
8	104	88	1.2	378	0.01422	4.09	91.1	3.7
9	90	70	1.3	495	0.01472	4.17	94.2	3.9
10	71	42	1.7	307	0.01374	7.60	88.0	6.6
11	68	52	1.3	260	0.01387	5.36	88.8	4.7
12	105	90	1.2	363	0.01405	2.62	90.0	2.3
13	99	77	1.3	599	0.01442	2.95	92.3	2.7
14	97	101	1.0	285	0.01393	3.55	89.2	3.1
15	123	132	0.9	459	0.01384	5.43	88.6	4.8
16	108	108	1.0	271	0.01419	3.49	90.8	3.1
17	121	77	1.6	338	0.01407	3.09	90.1	2.8
18	100	75	1.3	465	0.01428	4.00	91.4	3.6
19	160	122	1.3	445	0.01377	2.39	88.2	2.1
20	367	179	2.0	1151	0.01380	2.47	88.3	2.2
21	95	78	1.2	304	0.01406	3.92	90.0	3.5
22	111	74	1.5	570	0.01441	3.24	92.2	3.0
23	108	99	1.1	371	0.01412	4.09	90.4	3.7

Anexo 1b. Datos geocronológicos de los circones separados de rocas graníticas de la región de Cataviña-San Luis Gonzaga, Baja California.

Clave: CAT 04 02								
Sample	U (ppm)	Th (ppm)	U/Th	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pbc}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ratio	± (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age	± (Ma)
1	399	155	2.6	1256	0.01423	1.47	91.1	1.3
2	84	42	2.0	157	0.01451	9.61	92.8	8.9
3	1671	351	4.8	282	0.01432	1.57	91.7	1.4
4	62	40	1.6	433	0.01426	5.65	91.3	5.1
5	98	50	2.0	414	0.01423	3.13	91.1	2.8
6	3159	496	6.4	512	0.01418	2.14	90.7	1.9
7	331	75	4.4	4250	0.01447	1.65	92.6	1.5
8	256	70	3.6	733	0.01413	2.12	90.5	1.9
9	1302	129	10.1	5989	0.01466	2.44	93.8	2.3
10	476	96	5.0	1865	0.01456	2.35	93.2	2.2
11	183	85	2.2	1545	0.01468	4.47	94.0	4.2
12	503	177	2.8	1619	0.01449	1.70	92.7	1.6
13	215	124	1.7	462	0.01449	3.18	92.7	2.9
14	414	145	2.9	2907	0.01469	2.46	94.0	2.3
15	307	145	2.1	1044	0.01478	1.98	94.6	1.9
16	115	33	3.5	511	0.01420	5.10	90.9	4.6
17	94	42	2.2	462	0.01453	6.30	93.0	5.8
18	98	66	1.5	587	0.01433	4.45	91.7	4.1
19	479	154	3.1	2449	0.01471	1.20	94.1	1.1
20	595	246	2.4	1602	0.01460	2.20	93.5	2.0
21	325	220	1.5	1409	0.01453	1.48	93.0	1.4
22	392	71	5.5	2204	0.06465	6.24	403.9	24.4

Clave: CAT 04 05								
sample	U (ppm)	Th (ppm)	U/Th	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pbc}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ratio	± (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age	± (Ma)
1	459	137	3.4	1577	0.01488	1.88	95.2	1.8
2	231	79	2.9	1433	0.01498	2.18	95.9	2.1
3	407	130	3.1	2751	0.01492	2.28	95.5	2.2
4	344	98	3.5	1855	0.01533	2.39	98.1	2.3
5	524	177	3.0	2993	0.01524	1.82	97.5	1.8
6	207	93	2.2	295	0.01515	3.53	97.0	3.4
7	590	250	2.4	1760	0.01482	1.85	94.9	1.7
8	253	89	2.8	1074	0.01488	2.07	95.2	2.0
9	421	160	2.6	2663	0.01490	1.52	95.3	1.4
10	358	120	3.0	1642	0.01509	1.64	96.5	1.6
11	466	79	5.9	1302	0.01502	2.71	96.1	2.6
12	405	93	4.3	1199	0.01500	1.78	96.0	1.7
13	434	165	2.6	2520	0.01499	1.50	95.9	1.4
14	202	80	2.5	845	0.01466	2.76	93.8	2.6
15	397	90	4.4	4866	0.01492	2.44	95.5	2.3
16	211	48	4.4	1180	0.01470	3.06	94.1	2.9
17	522	215	2.4	2212	0.01510	1.17	96.6	1.1
18	313	143	2.2	551	0.01477	3.13	94.5	2.9
19	501	141	3.6	2284	0.01478	0.98	94.6	0.9
20	266	96	2.8	1312	0.01475	1.67	94.4	1.6
21	253	110	2.3	1483	0.01491	2.12	95.4	2.0
22	225	60	3.7	1111	0.02035	2.60	129.9	3.3

Clave: CAT 04 12								
sample	U (ppm)	Th (ppm)	U/Th	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pbc}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ratio	± (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age	± (Ma)
1	27	17	1.6	149	0.01653	9.02	105.7	9.5
2	35	18	2.0	132	0.01532	9.89	98.0	9.6
3	30	22	1.4	163	0.01619	12.95	103.5	13.3
4	26	14	1.9	160	0.01547	16.05	99.0	15.8

5	29	20	1.5	153	0.01602	11.75	102.4	11.9
6	43	25	1.7	250	0.01665	10.95	106.5	11.6
7	44	29	1.5	203	0.01576	8.44	100.8	8.4
8	35	22	1.6	211	0.01606	10.95	102.7	11.2
9	35	26	1.3	125	0.01511	17.81	96.7	17.1
10	40	29	1.4	246	0.01633	6.74	104.4	7.0
11	47	30	1.6	144	0.01641	11.84	104.9	12.3
12	66	31	2.1	157	0.01573	8.98	100.6	9.0
13	47	23	2.1	148	0.01518	12.86	97.1	12.4
14	52	35	1.5	268	0.01549	6.29	99.1	6.2
15	34	27	1.3	174	0.01567	11.32	100.2	11.3
16	87	41	2.1	584	0.02025	8.30	129.2	10.6

Clave: CAT 04 17								
sample	U (ppm)	Th (ppm)	U/Th	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pbc}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ratio	± (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}$ age	± (Ma)
1	198	132	1.5	574	0.01667	2.33	106.6	2.5
2	268	333	0.8	889	0.01593	1.63	101.9	1.6
3	185	81	2.3	585	0.01603	2.13	102.5	2.2
4	154	113	1.4	768	0.01641	2.43	104.9	2.5
5	119	65	1.8	335	0.01588	5.22	101.6	5.3
6	201	139	1.4	1182	0.01616	1.69	103.3	1.7
7	173	163	1.1	1195	0.01646	1.39	105.2	1.5
8	171	172	1.0	574	0.01640	2.15	104.9	2.2
9	133	105	1.3	577	0.01636	3.25	104.6	3.4
10	156	94	1.7	451	0.01639	2.24	104.8	2.3
11	253	202	1.3	1450	0.01664	1.89	106.4	2.0
12	90	51	1.8	250	0.01608	4.67	102.8	4.8
13	285	238	1.2	1161	0.01630	2.12	104.2	2.2
14	174	177	1.0	673	0.01604	2.02	102.6	2.1
15	186	114	1.6	1177	0.01667	3.14	106.6	3.3
16	91	54	1.7	547	0.01619	5.59	103.6	5.7
17	117	80	1.5	513	0.01658	3.49	106.0	3.7

18	93	63	1.5	404	0.01621	3.10	103.6	3.2
19	76	50	1.5	356	0.01647	5.05	105.3	5.3
20	90	59	1.5	381	0.01635	3.78	104.6	3.9
21	148	100	1.5	4584	0.23229	24.24	1346.5	294.8
22	348	466	0.7	3655	0.05548	1.34	348.1	4.6

Clave: CAT 04 22								
sample	U (ppm)	Th (ppm)	U/Th	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pbc}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ratio	± (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age	± (Ma)
1	133	64	2.1	350	0.01544	2.39	98.7	2.3
2	146	54	2.7	565	0.01635	3.51	104.5	3.6
3	242	109	2.2	1045	0.01604	1.90	102.6	1.9
4	214	104	2.1	536	0.01561	2.47	99.8	2.4
5	200	82	2.4	1286	0.01630	3.34	104.2	3.5
6	272	115	2.4	1891	0.01571	1.79	100.5	1.8
7	101	43	2.4	405	0.01556	4.46	99.6	4.4
8	280	132	2.1	1220	0.01543	1.27	98.7	1.2
9	455	134	3.4	1888	0.01586	1.58	101.4	1.6
10	357	155	2.3	2767	0.01578	0.75	100.9	0.8
11	285	121	2.4	959	0.01560	2.61	99.8	2.6
12	291	56	5.2	1567	0.01569	2.48	100.3	2.5
13	173	62	2.8	1349	0.01551	3.98	99.2	3.9
14	299	148	2.0	1279	0.01550	1.44	99.1	1.4
15	275	135	2.0	1409	0.01547	1.28	99.0	1.3
16	262	129	2.0	1361	0.01592	3.13	101.8	3.2
17	255	92	2.8	2157	0.01575	2.11	100.7	2.1
18	318	218	1.5	2183	0.01552	2.50	99.3	2.5
19	68	28	2.4	348	0.01554	3.81	99.4	3.8
20	283	136	2.1	1133	0.01585	2.64	101.4	2.7
21	246	89	2.8	1170	0.01683	1.63	107.6	1.7
22	378	176	2.1	3391	0.06397	21.12	399.7	81.9

bold = excluded

Clave: CAT 04 28								
sample	U (ppm)	Th (ppm)	U/Th	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pbc}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ratio	± (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age	± (Ma)
1	26	11	2.5	156	0.01719	10.21	109.8	11.1
2	80	37	2.2	366	0.01752	7.37	112.0	8.2
3	42	24	1.7	151	0.01778	11.54	113.6	13.0
4	48	25	1.9	229	0.01756	7.56	112.2	8.4
5	31	16	1.9	150	0.01813	11.56	115.8	13.3
6	41	23	1.8	220	0.01721	10.19	110.0	11.1
7	66	34	2.0	376	0.01794	4.33	114.7	4.9
8	31	12	2.6	172	0.01739	9.17	111.1	10.1
9	36	19	2.0	209	0.01800	7.99	115.0	9.1
10	77	38	2.0	402	0.01770	3.96	113.1	4.4
11	25	9	2.6	194	0.01783	7.42	113.9	8.4
12	75	35	2.2	328	0.01790	3.88	114.4	4.4
13	96	43	2.2	540	0.01779	3.63	113.7	4.1
14	26	8	3.2	170	0.01738	11.38	111.1	12.5
15	29	11	2.6	136	0.01719	9.31	109.9	10.1
16	47	27	1.8	211	0.01810	10.21	115.7	11.7
17	26	14	1.8	133	0.01674	8.48	107.0	9.0
18	41	21	1.9	176	0.01750	8.30	111.9	9.2

Anexo 2.a. Compilación de edades determinadas por U/Pb en rocas granitoides, en el norte de Baja California. Fuentes de los datos: a) Ortega-Rivera, 1997; b) Johnson *et al.*, 1999, c) Tate *et al.*, 1999, d) Kimbrough *et al.*, 2001; e) Böhnell *et al.*, 2002; f) Schmidt y Paterson, 2002; g) Wetmore, 2003; h) Johnson *et al.*, 2003, i) Peña-Alonso *et al.*, 2007.

Muestra	Longitud	Latitud	Litología	Metodo	Mineral	Edad	Error	Ref.
	W	N				(Ma)		
4 -WC-2M	-109.6	31.0		U-Pb	Circón	97	1	a
17 -SSPM-7-25-4	-109.5	31.0		U-Pb	Circón	96.8	1	a
PP	-115.6	30.9		U-Pb	Circón	102.5	1.6	b
SHT	-115.7	31.0		U-Pb	Circón	108.5	1.2	b
SPT	-115.7	30.9		U-Pb	Circón	107.5	1.8	b
LC2	-115.6	31.0		U-Pb	Circón	133.9	1.5	b
CIC	-115.7	31.1		U-Pb	Circón	103	1	b
CCC	-115.7	31.1	Tonalita	U-Pb	Circón	103.00	1.00	b
EC	-115.7	30.9	Gabro	U-Pb	Circón	110.40	1.60	b
BIC	-115.9	30.9	Tonalita	U-Pb	Circón	113.60	1.00	b
CP	-115.6	31.0	Granitoide	U-Pb	Circón	133.60	1.90	b
T ₁	-115.8	30.9	Tonalita	U-Pb	Circón	114.50	0.90	c
G ₃	-115.8	30.9	Gabro	U-Pb	Circón	116.20	0.90	c
CATAVINA	-114.8	29.8		U-Pb	Circón	95	1	d
SM12	-116.4	32.2		U-Pb	Circón	120	1	e
SP820	-115.4	30.5		U-Pb	Circón	101.3	0.6	f
Goetz	-115.3	30.9		U-Pb	Circón	118.2	2.6	f
SP90	-115.3	30.5		U-Pb	Circón	132	7	f
SP835	-115.3	30.6		U-Pb	Circón	164.4	1.2	f
SP832	-115.3	30.6		U-Pb	Circón	100.1	0.5	f
SP849	-115.2	30.7		U-Pb	Circón	164.3	2.3	f
PHW 5/29/01-B	-116.2	31.6	Kst Loc. 16	U-Pb	Circón	115	3.9	g
PHW 1/8/03-H	-116.1	31.5	Kab Loc. 17	U-Pb	Circón	116	3.8	g
PHW 7/6/01-S	-116.3	31.4	Kpr Loc. 20	U-Pb	Circón	105	3.4	g
PHW 6/09/01-B	-116.2	31.4	Kpb Loc. 21	U-Pb	Circón	107.7	3.6	g
PHW 6/09/01- F	-116.2	31.4	Kpb Loc.	U-Pb	Circón	108.6	3.96	g

			22					
PHW 1/12/03-A	-116.3	31.4	Ksv Loc. 23	U-Pb	Circón	105	3.4	g
SSPM	-115.6	31.0	Tonalita	U-Pb	Circón	97.40	1.00	h
SJP	-115.8	31.0	Tonalita	U-Pb	Circón	103.40	1.00	h
SJP	-115.8	31.0	Tonalita	U-Pb	Circón	105.40	1.10	h
SJP	-115.8	31.0	Tonalita	U-Pb	Circón	105.60	1.20	h
			Tonalita	U-Pb	Circón	108.00		i

Anexo 2b. Compilación de edades determinadas por U/Pb en rocas granitoides, en Sonora. Fuentes de los datos: a) Anderson y Silver, 1979, b) Anderson *et al.*, 1980, c) Damon *et al.*, 1983b, d) Poole *et al.*, 1991, e) Pérez-Segura, 2006 y f) Enríquez-Castillo *et al.*, 2009.

Localidad	Longitud	Latitud	Litología	Método	Mineral	Edad	Error	Ref.
	W	N				(Ma)		
Cuitaca	-110.28	30.98	Granodiorita	U-Pb	Circón	64	3	a
Rancho Los Alamos	-111.48	31.26	Granodiorita	U-Pb	Circón	74	2	b
Sierra Guaucomea	-111.05	30.98	Granito	U-Pb	Circón	78	3	b
Puerto del Sol	-110.25	29.47	Granito	U-Pb	Circón	57	3	b
Sierra Mazatán	-110.22	29.16	Granodiorita	U-Pb	Circón	58	3	b
Borderline Hill	-114.4	32.32	Granodiorita	U-Pb	Circón	95	3	c
Rancho El Estribo	-109.9	28.9	Granito	U-Pb	Circón	61	1	d
San Lucas	-109.49	29.07	Monzonita	U-Pb	Circón	95.2	1.8	e
	-109.53	29.06	Tonalita	U-Pb	Circón	90.6	1	e
	109.49	29.05	Monzonita	U-Pb	Circón	88.7	1	e
Sierrita Blanca	-112.83	31.313	Granito	U-Pb	Circón	69.7	0.98	f
Sierrita Blanca	-112.84	31.314	Granito	U-Pb	Circón	72.64	1.19	f

Anexo 3. Compilación de edades obtenidas por Ar-Ar en rocas graníticas del estado de Sonora. Fuentes: a) Mead *et al.*, 1988, b) Gans (1997), c) González-León *et al.* (2000), d) Valencia-Moreno *et al.* (2006), e) Lugo-Zazueta (2006), f) Pérez-Segura (2008), g) Enríquez-Castillo *et al.* (2009), h) este trabajo.

Clave	Localidad	Litología	Latitud	Longitud	Mineral	Edad	Error	Ref.
			N	W		(Ma)		
TP-2B	Tres Piedras	Granodiorita	28.42	109.18	Bi	53.7	0.9	a
TP-5M	Tres Piedras	Granodiorita	28.42	109.18	Mu	56.1	1	a
Ant-1H	El Jaralito	Granodiorita	28.68	110.28	Hb	46.6	1.3	a
VP-5H	La Venada	Granodiorita	29.03	109.94	Hb	56.9	1.2	a
SR-83	Santa Rosa	Granodiorita	28.45	109.11	Hb	56.7	0.4	b
MV-1	San Nicolas	Granodiorita	28.44	109.20	Hb	56.7	0.2	b
B-83	Vaquería	Qz monzonita	30.42	110.23	fK	52.6	0.7	c
B-83	Vaquería	Qz monzonita	30.42	110.23	Bi	56.73	0.14	c
B-83	Vaquería	Qz monzonita	30.42	110.23	Hb	55	0.7	c
B-59	El Manzanal	Granodiorita	30.68	110.27	fK	62.8	0.3	c
B-59	El Manzanal	Granodiorita	30.68	110.27	Bi	67.97	0.19	c
B-59	El Manzanal	Granodiorita	30.68	110.27	Hb	64.8	1	c
BC-25	Bahía Kino	Granodiorita	28.76	-111.9	Hb	77.11	0.4	d
MV-15	Hermosillo	Granodiorita	29.05	-110.9	Hb	60.55	0.33	d
MV-11	La Colorada	Granito	28.81	-110.6	Hb	68.77	1.14	d
MV-5	Suaqui Grande	Granodiorita	28.35	-110	Hb	56.32	0.45	d
59-96	San Nicolás	Granito	28.4	-108.6	Hb	59.1	0.33	d
SA-04-02	Sierra Aconchi	Granito	29.88	-110.35	fK	20.6	0.02	e
SA-04-02	Sierra Aconchi	Granito	29.88	-110.35	Mu	31.11	0.03	e
SA-04-03A	Sierra Aconchi	Granito	29.88	-110.4	fK	27.52	0.03	e
SA-04-03A	Sierra Aconchi	Granito	29.88	-110.4	Mu	39.76	0.04	e
SA-04-06	Sierra Aconchi	Granito	29.96	-110.42	fK	24.4	0.02	e
SA-04-11	Sierra Aconchi	Granito	29.97	-110.47	fK	33.78	0.03	e
SA-04-12	Sierra Aconchi	Granito	29.96	-110.51	fK	55.96	0.06	e
SA-03-14	Sierra Aconchi	Granito	29.97	-110.55	fK	20.91	0.05	e
03-116	San Lucas	Qz-monzonita	29.07	-109.49	fK	52-71	0.1	f
03-114	San Lucas	Monzonita	29.07	-109.48	fK	56-64		f
03-114	San Lucas	Monzonita	29.07	-109.48	fK	70-95		f

03-107		Tonalita	29.06	-109.56	fK	46-57		f
03-107		Tonalita	29.06	-109.56	fK	53-57		f
03-109		Monzonita	29.06	-109.52	fK	47-51		f
03-100		Monzonita	29.05	-109.49	fK	52-56		f
03-101		Granodiorita	28.95	-109.45	fK	56-57		f
03-101		Granodiorita	28.95	-109.45	fK	55.8	0.3	f
03-103		Monzogranito	28.95	-109.57	fK	38-45		f
SB07-3	Sierrita Blanca	Granito	31.31	-112.85	Bi	54.31	0.3	g
SB07-3	Sierrita Blanca	Granito	31.31	-112.85	fK	37-48		g
SB07-5	Sierrita Blanca	Qz-sienita	31.31	-112.84	Bi	58.8	0.3	g
SB07-5	Sierrita Blanca	Qz-sienita	31.31	-112.84	fK	44-50		g
SB07-5B	Sierrita Blanca	Pegmatita	31.31	-112.84	Mu	61		g
SB07-5B	Sierrita Blanca	Pegmatita	31.31	-112.84	fK	41-51		g

Anexo 4a. Listado de datos analíticos del fechado por trazas de fisión en apatitos para muestras de rocas graníticas de la región de Bahía de San Luis Gonzaga, Baja California, y del batolito costero de Sonora.

Abreviaciones usadas en la descripción de los datos:

KI-03-03 Número de muestra

Irradiation number: Número interno para muestras del mismo paquete de irradiación

No: Número de granos contados

Ns: Número total de trazas espontáneas contadas

Ni: Número total de trazas inducidas

Na: Número de unidades de área contadas en granos (1 malla completa = 100 cuadros)

Ratio: Proporción de (Ns/Ni) para cada grano

U (ppm): Concentración de Uranio de cada grano (ppm)

Rhos: Densidad de trazas espontáneas (por cm^2)

Rhoi: Densidad de trazas inducidas (por cm^2)

Age (Ma): Edad individual de trazas de fisión

Chi Square: Prueba estadística para determinar si todos los granos pertenecen a una misma población

P (chi square): Probabilidad de <5% que indica poblaciones de granos múltiples

% Variation: % de variación o dispersión de edad en edades de granos individuales

Pooled Age: Edad calculada usando Ns/Ni (población única)

Central Age: Edad media ponderada usando Ns/Ni

RhoD: Densidad de trazas (por cm^2) en la mica agregada a un vidrio estándar

ND: Número total de trazas inducidas contadas para obtener RhoD

MTL: Longitud media de las trazas

SD: Desviación estándar

#: Número de longitudes de trazas horizontales confinadas contadas

CAT04-02 - apatite

Irradiation: MU176-7

Counted by AR

No.	Ns	Ni	Na	Ratio	U (ppm)	Rhos	Rhoi	Age (Ma)	Length μ m
1	27	78	140	0.346	10.5	3.013e5	0.871e6	68.2 \pm 15.3	0-1 0
2	44	118	140	0.373	16.0	4.911e5	1.317e6	73.4 \pm 13.1	1-2 0
3	5	11	100	0.455	2.1	0.781e5	0.172e6	89.4 \pm 48.3	2-3 0
4	14	40	9	0.35	84.1	24.306e5	6.944e6	69.0 \pm 21.5	3-4 0
5	31	87	80	0.356	20.6	6.055e5	1.699e6	70.2 \pm 14.8	4-5 0
6	46	97	40	0.474	45.9	17.969e5	3.789e6	93.3 \pm 16.8	5-6 0
7	29	123	80	0.236	29.1	5.664e5	2.402e6	46.5 \pm 9.7	6-7 0
8	20	60	45	0.333	25.2	6.944e5	2.083e6	65.7 \pm 17.0	7-8 0
<hr/> 216 614 634 18.3 5.323e5 1.513e6									8-9 0
Area of basic unit 6.4E-7cm-2 using Mic2a: 6.4E-7 Chi Square = 3.5 with 7 degrees of freedom. P(chi square) = 42.88% Ns/Ni = 0.352 \pm 0.028 Mean Ratio = 0.365 \pm 0.026 Pooled Age = 69.3 \pm 5.7 Ma Mean Age = 72.0 \pm 5.1 Ma Central Age = 69.4 \pm 6.0 Ma % Variation = 8.02% Ages calculated using a zeta of 384.0 \pm 5.0 for CN5 with 12.5 ppm RhoD = 1.032e6 cm-2; ND = 3399									9-10 0
									10-11 0
									11-12 0
									12-13 2
									13-14 2
									14-15 0
									15-16 1
									16-17 0
									17-18 0
									18-19 0
									19-20 0
									MTL = 13.6
									SD = 1.0
									# = 5

CAT-04-05 - apatite

Irradiation: MU176-8

Counted by AR

No.	Ns	Ni	Na	Ratio	U (ppm)	Rhos	Rhoi	Age (Ma)	Length μ m	
1	16	74	60	0.216	22.9	4.167e5	1.927e6	43.5 \pm 12.0	0-1 0	
2	14	44	40	0.318	20.4	5.469e5	1.719e6	63.9 \pm 19.7	1-2 0	
3	30	97	100	0.309	18.0	4.688e5	1.516e6	62.2 \pm 13.1	2-3 0	
4	29	76	90	0.382	15.7	5.035e5	1.319e6	76.6 \pm 16.8	3-4 2	
5	28	95	70	0.295	25.2	6.25e5	2.121e6	59.3 \pm 12.8	4-5 0	
6	18	65	60	0.277	20.1	4.688e5	1.693e6	55.7 \pm 14.9	5-6 1	
7	43	120	80	0.358	27.8	8.398e5	2.344e6	72.0 \pm 12.9	6-7 0	
8	12	41	60	0.293	12.7	3.125e5	1.068e6	58.8 \pm 19.4	7-8 1	
9	23	79	90	0.291	16.3	3.993e5	1.372e6	58.5 \pm 13.9	8-9 0	
10	20	71	40	0.282	33.0	7.813e5	2.773e6	56.6 \pm 14.4	9-10 0	
11	20	64	100	0.313	11.9	3.125e5	1.0e6	62.8 \pm 16.1	10-11 1	
12	11	53	64	0.208	15.4	2.686e5	1.294e6	41.8 \pm 13.9	11-12 5	
13	12	33	48	0.364	12.8	3.906e5	1.074e6	73.0 \pm 24.7	12-13 14	
14	15	72	80	0.208	16.7	2.93e5	1.406e6	41.9 \pm 11.9	13-14 26	
15	23	104	100	0.221	19.3	3.594e5	1.625e6	44.5 \pm 10.3	14-15 36	
16	41	107	140	0.383	14.2	4.576e5	1.194e6	76.9 \pm 14.2	15-16 12	
17	18	59	100	0.305	11.0	2.813e5	0.922e6	61.3 \pm 16.6	16-17 2	
18	26	62	100	0.419	11.5	4.063e5	0.969e6	84.2 \pm 19.7	17-18 0	
19	34	119	160	0.286	13.8	3.32e5	1.162e6	57.5 \pm 11.2	18-19 0	
20	23	88	90	0.261	18.2	3.993e5	1.528e6	52.6 \pm 12.4	19-20 0	
21	26	68	80	0.382	15.8	5.078e5	1.328e6	76.8 \pm 17.8		
22	28	92	100	0.304	17.1	4.375e5	1.438e6	61.2 \pm 13.3		
									MTL = 13.6	
									SD = 2.1	
									# = 100	
				510	1683	1852	16.9	4.303e5	1.42e6	

Area of basic unit 6.4E-7cm-2 using Mic2a: 6.4E-7

Chi Square = 7.097 with 21 degrees of freedom.

P(chi square) = 86.11%

Ns/Ni = 0.303 \pm 0.015

Mean Ratio = 0.303 \pm 0.013

Pooled Age = 60.9 \pm 3.3 Ma

Mean Age = 61.0 \pm 2.6 Ma

Central Age = 60.9 \pm 3.3 Ma

% Variation = 0.0%

Ages calculated using a zeta of 384.0 \pm 5.0 for CN5 with 12.5 ppm

RhoD = 1.052e6 cm-2; ND = 3399

CAT-04-12 - apatite

Irradiation: MU176-9

Counted by AR

No.	Ns	Ni	Na	Ratio	U (ppm)	Rhos	Rhoi	Age (Ma)	Length μm		
1	25	167	70	0.15	43.5	5.58e5	3.728e6	30.7 \pm 6.6	0-1	0	
2	70	226	80	0.31	51.5	13.672e5	4.414e6	63.5 \pm 8.8	1-2	0	
3	36	173	90	0.208	35.0	6.25e5	3.003e6	42.7 \pm 7.9	2-3	0	
4	21	96	80	0.219	21.9	4.102e5	1.875e6	44.9 \pm 10.9	3-4	1	
5	50	170	60	0.294	51.6	13.021e5	4.427e6	60.3 \pm 9.8	4-5	0	
6	68	263	90	0.259	53.2	11.806e5	4.566e6	53.0 \pm 7.3	5-6	0	
7	69	196	70	0.352	51.0	15.402e5	4.375e6	72.1 \pm 10.2	6-7	0	
8	33	99	100	0.333	18.0	5.156e5	1.547e6	68.3 \pm 13.8	7-8	0	
9	31	97	30	0.32	58.9	16.146e5	5.052e6	65.5 \pm 13.6	8-9	1	
10	40	165	100	0.242	30.1	6.25e5	2.578e6	49.7 \pm 8.8	9-10	0	
11	43	159	70	0.27	41.4	9.598e5	3.549e6	55.4 \pm 9.6	10-11	2	
12	29	72	50	0.403	26.2	9.062e5	2.25e6	82.4 \pm 18.2	11-12	7	
13	47	163	70	0.288	42.4	10.491e5	3.638e6	59.1 \pm 9.9	12-13	14	
14	54	176	60	0.307	53.4	14.063e5	4.583e6	62.9 \pm 9.9	13-14	31	
15	43	127	45	0.339	51.4	14.931e5	4.41e6	69.3 \pm 12.3	14-15	37	
16	69	256	80	0.27	58.3	13.477e5	5.0e6	55.3 \pm 7.6	15-16	7	
17	35	102	50	0.343	37.2	10.938e5	3.188e6	70.3 \pm 13.8	16-17	0	
18	50	161	100	0.311	29.3	7.813e5	2.516e6	63.6 \pm 10.4	17-18	0	
19	44	196	60	0.224	59.5	11.458e5	5.104e6	46.1 \pm 7.7	18-19	0	
20	29	81	50	0.358	29.5	9.062e5	2.531e6	73.3 \pm 15.9	19-20	0	
				886	3145	1405		40.8	9.853e5	3.498e6	

MTL = 13.6
SD = 1.5
= 100

Area of basic unit 6.4E-7cm-2 using Mic2a: 6.4E-7

Chi Square = 13.433 with 19 degrees of freedom.

P(chi square) = **10.78%**

Ns/Ni = 0.282 \pm 0.011

Mean Ratio = 0.29 \pm 0.014

Pooled Age = 57.7 \pm 2.5 Ma

Mean Age = 59.4 \pm 2.8 Ma

Central Age = 57.9 \pm 2.7 Ma

% Variation = **9.1%**

Ages calculated using a zeta of 384.0 \pm 5.0 for CN5 with 12.5 ppm

RhoD = 1.072e6 cm-2; ND = 3399

CAT-04-17 - apatite

Irradiation: MU176-10

Counted by AR

No.	Ns	Ni	Na	Ratio	U (ppm)	Rhos	Rhoi	Age (Ma)	Length μ m
1	24	82	70	0.293	20.9	5.357e5	1.83e6	61.1 \pm 14.2	0-1 0
2	13	42	60	0.31	12.5	3.385e5	1.094e6	64.6 \pm 20.6	1-2 0
3	11	29	50	0.379	10.4	3.438e5	0.906e6	79.1 \pm 28.1	2-3 0
4	4	31	30	0.129	18.5	2.083e5	1.615e6	27.0 \pm 14.4	3-4 0
5	11	23	50	0.478	8.2	3.438e5	0.719e6	99.6 \pm 36.6	4-5 0
6	33	97	100	0.34	17.3	5.156e5	1.516e6	71.0 \pm 14.4	5-6 0
7	8	23	49	0.348	8.4	2.551e5	0.733e6	72.6 \pm 29.8	6-7 0
8	19	51	100	0.373	9.1	2.969e5	0.797e6	77.7 \pm 20.9	7-8 0
9	12	50	60	0.24	14.9	3.125e5	1.302e6	50.2 \pm 16.2	8-9 0
10	12	32	40	0.375	14.3	4.688e5	1.25e6	78.2 \pm 26.5	9-10 2
11	13	32	70	0.406	8.2	2.902e5	0.714e6	84.7 \pm 27.9	10-11 2
12	13	40	63	0.325	11.3	3.224e5	0.992e6	67.8 \pm 21.7	11-12 8
13	9	25	48	0.36	9.3	2.93e5	0.814e6	75.1 \pm 29.2	12-13 8
14	12	36	60	0.333	10.7	3.125e5	0.938e6	69.6 \pm 23.2	13-14 40
15	51	146	60	0.349	43.5	13.281e5	3.802e6	72.9 \pm 12.0	14-15 28
16	18	42	80	0.429	9.4	3.516e5	0.82e6	89.3 \pm 25.2	15-16 12
17	9	25	60	0.36	7.4	2.344e5	0.651e6	75.1 \pm 29.2	16-17 0
18	8	35	60	0.229	10.4	2.083e5	0.911e6	47.8 \pm 18.8	17-18 0
19	12	48	70	0.25	12.3	2.679e5	1.071e6	52.2 \pm 16.9	18-19 0
20	13	47	70	0.277	12.0	2.902e5	1.049e6	57.8 \pm 18.1	19-20 0
21	12	40	60	0.3	11.9	3.125e5	1.042e6	62.6 \pm 20.7	
22	17	31	70	0.548	7.9	3.795e5	0.692e6	114.0 \pm 34.5	MTL = 13.6
23	50	162	80	0.309	36.2	9.766e5	3.164e6	64.4 \pm 10.5	SD = 1.3
									# = 100
	384	1169	1460		14.3	4.11e5	1.251e6		

Area of basic unit 6.4E-7cm-2 using Mic2a: 6.4E-7

Chi Square = 6.426 with 22 degrees of freedom.

P(chi square) = **93.72%**

Ns/Ni = 0.328 \pm 0.019

Mean Ratio = 0.336 \pm 0.018

Pooled Age = 68.6 \pm 4.3 Ma

Mean Age = 70.2 \pm 3.7 Ma

Central Age = 68.6 \pm 4.2 Ma

% Variation = **0.0%**

Ages calculated using a zeta of 384.0 \pm 5.0 for CN5 with 12.5 ppm

RhoD = 1.093e6 cm-2; ND = 3399

CAT-04-22 - apatite

Irradiation: MU176-11

Counted by AR

No.	Ns	Ni	Na	Ratio	U (ppm)	Rhos	Rhoi	Age (Ma)	Length μ m	
1	25	86	100	0.291	15.1	3.906e5	1.344e6	61.8 \pm 14.1	0-1 0	
2	12	84	60	0.143	24.6	3.125e5	2.188e6	30.5 \pm 9.4	1-2 0	
3	6	42	60	0.143	12.3	1.563e5	1.094e6	30.5 \pm 13.3	2-3 0	
4	6	48	50	0.125	16.8	1.875e5	1.5e6	26.7 \pm 11.6	3-4 0	
5	9	37	70	0.243	9.3	2.009e5	0.826e6	51.8 \pm 19.3	4-5 0	
6	22	83	50	0.265	29.1	6.875e5	2.594e6	56.4 \pm 13.6	5-6 1	
7	27	113	80	0.239	24.8	5.273e5	2.207e6	50.9 \pm 11.0	6-7 1	
8	11	33	50	0.333	11.6	3.438e5	1.031e6	70.8 \pm 24.7	7-8 1	
9	13	48	100	0.271	8.4	2.031e5	0.75e6	57.6 \pm 18.1	8-9 1	
10	25	89	70	0.281	22.3	5.58e5	1.987e6	59.8 \pm 13.6	9-10 1	
11	22	87	100	0.253	15.3	3.438e5	1.359e6	53.8 \pm 12.9	10-11 4	
12	13	49	60	0.265	14.3	3.385e5	1.276e6	56.5 \pm 17.7	11-12 13	
13	15	68	60	0.221	19.9	3.906e5	1.771e6	47.0 \pm 13.4	12-13 30	
14	18	54	70	0.333	13.5	4.018e5	1.205e6	70.8 \pm 19.3	13-14 29	
15	15	56	80	0.268	12.3	2.93e5	1.094e6	57.0 \pm 16.6	14-15 14	
16	12	50	60	0.24	14.6	3.125e5	1.302e6	51.1 \pm 16.5	15-16 5	
17	9	27	70	0.333	6.8	2.009e5	0.603e6	70.8 \pm 27.3	16-17 0	
18	8	43	50	0.186	15.1	2.5e5	1.344e6	39.6 \pm 15.3	17-18 0	
19	15	35	40	0.429	15.4	5.859e5	1.367e6	90.9 \pm 28.1	18-19 0	
20	6	44	40	0.136	19.3	2.344e5	1.719e6	29.1 \pm 12.7	19-20 0	
21	12	54	50	0.222	19.0	3.75e5	1.688e6	47.3 \pm 15.1		
22	15	90	90	0.167	17.5	2.604e5	1.563e6	35.5 \pm 9.9	MTL = 12.7	
23	17	65	80	0.262	14.3	3.32e5	1.27e6	55.7 \pm 15.2	SD = 1.7	
24	14	43	100	0.326	7.5	2.188e5	0.672e6	69.2 \pm 21.3	# = 100	
				347	1428	1640		15.3	3.306e5	1.361e6

Area of basic unit 6.4E-7cm-2 using Mic2a: 6.4E-7

Chi Square = 10.087 with 23 degrees of freedom.

P(chi square) = **63.14%**

Ns/Ni = 0.243 \pm 0.015

Mean Ratio = 0.249 \pm 0.015

Pooled Age = 51.7 \pm 3.3 Ma

Mean Age = 53.0 \pm 3.2 Ma

Central Age = 51.7 \pm 3.2 Ma

% Variation = **0.0%**

Ages calculated using a zeta of 384.0 \pm 5.0 for CN5 with 12.5 ppm

RhoD = 1.113e6 cm-2; ND = 3399

CAT-04-28

Irradiation: MU176-12

Counted by AR

No.	Ns	Ni	Na	Ratio	U (ppm)	Rhos	Rhoi	Age (Ma)	Length μ m
1	34	101	70	0.337	24.9	7.589e5	2.254e6	72.8 \pm 14.5	0-1 0
2	29	59	40	0.492	25.4	11.328e5	2.305e6	106.1 \pm 24.2	1-2 0
3	19	63	56	0.302	19.4	5.301e5	1.758e6	65.3 \pm 17.1	2-3 0
4	27	59	48	0.458	21.2	8.789e5	1.921e6	98.8 \pm 23.1	3-4 0
5	16	51	50	0.314	17.6	5.0e5	1.594e6	67.9 \pm 19.5	4-5 0
6	17	64	32	0.266	34.5	8.301e5	3.125e6	57.6 \pm 15.8	5-6 0
7	14	32	20	0.438	27.6	10.938e5	2.5e6	94.5 \pm 30.4	6-7 0
8	8	39	36	0.205	18.7	3.472e5	1.693e6	44.5 \pm 17.3	7-8 0
9	41	93	60	0.441	26.7	10.677e5	2.422e6	95.2 \pm 18.0	8-9 1
10	10	37	48	0.27	13.3	3.255e5	1.204e6	58.6 \pm 20.9	9-10 0
11	23	82	60	0.28	23.5	5.99e5	2.135e6	60.8 \pm 14.4	10-11 2
12	38	118	80	0.322	25.4	7.422e5	2.305e6	69.7 \pm 13.1	11-12 5
13	18	44	60	0.409	12.6	4.688e5	1.146e6	88.4 \pm 24.8	12-13 9
14	18	65	60	0.277	18.7	4.688e5	1.693e6	60.0 \pm 16.0	13-14 20
15	24	92	70	0.261	22.6	5.357e5	2.054e6	56.5 \pm 13.0	14-15 35
16	11	53	80	0.208	11.4	2.148e5	1.035e6	45.0 \pm 14.9	15-16 21
17	15	42	80	0.357	9.0	2.93e5	0.82e6	77.3 \pm 23.3	16-17 6
18	17	50	60	0.34	14.4	4.427e5	1.302e6	73.6 \pm 20.7	17-18 1
19	17	63	35	0.27	31.0	7.589e5	2.813e6	58.5 \pm 16.0	18-19 0
20	8	30	35	0.267	14.8	3.571e5	1.339e6	57.8 \pm 23.0	19-20 0
21	32	96	100	0.333	16.5	5.0e5	1.5e6	72.1 \pm 14.8	
<hr/> 436 1333 1180 19.5 5.773e5 1.765e6									MTL = 14.2 SD = 1.4 # = 100

Area of basic unit 6.4E-7cm-2 using Mic2a: 6.4E-7

Chi Square = 8.24 with 20 degrees of freedom.

P(chi square) = **68.64%**

Ns/Ni = 0.327 \pm 0.018

Mean Ratio = 0.326 \pm 0.018

Pooled Age = 70.8 \pm 4.2 Ma

Mean Age = 70.5 \pm 3.8 Ma

Central Age = 70.8 \pm 4.1 Ma

% Variation = **0.0%**

Ages calculated using a zeta of 384.0 \pm 5.0 for CN5 with 12.5 ppm

RhoD = 1.134e6 cm-2; ND = 3399

KI-03-03 - apatite

Irradiation: MU176-13

Counted by AR

No.	Ns	Ni	Na	Ratio	U (ppm)	Rhos	Rhoi	Age (Ma)	Length μ m		
1	7	137	36	0.051	64.4	3.038e5	5.946e6	11.3 \pm 4.4	0-1	0	
2	32	838	200	0.038	70.9	2.5e5	6.547e6	8.5 \pm 1.5	1-2	0	
3	3	85	30	0.035	48.0	1.563e5	4.427e6	7.8 \pm 4.6	2-3	0	
4	2	57	50	0.035	19.3	0.625e5	1.781e6	7.8 \pm 5.6	3-4	0	
5	2	65	80	0.031	13.8	0.391e5	1.27e6	6.8 \pm 4.9	4-5	0	
6	8	215	49	0.037	74.3	2.551e5	6.856e6	8.2 \pm 3.0	5-6	0	
7	1	38	100	0.026	6.4	0.156e5	0.594e6	5.8 \pm 5.9	6-7	0	
8	2	44	16	0.045	46.5	1.953e5	4.297e6	10.1 \pm 7.3	7-8	0	
9	1	51	80	0.02	10.8	0.195e5	0.996e6	4.3 \pm 4.4	8-9	0	
10	10	116	42	0.086	46.7	3.72e5	4.315e6	19.1 \pm 6.3	9-10	0	
11	4	132	90	0.03	24.8	0.694e5	2.292e6	6.7 \pm 3.4	10-11	1	
12	6	158	100	0.038	26.7	0.938e5	2.469e6	8.4 \pm 3.5	11-12	3	
13	3	30	60	0.1	8.5	0.781e5	0.781e6	22.1 \pm 13.4	12-13	4	
14	7	250	16	0.028	264.5	6.836e5	24.414e6	6.2 \pm 2.4	13-14	3	
15	6	56	80	0.107	11.8	1.172e5	1.094e6	23.7 \pm 10.2	14-15	1	
16	4	210	100	0.019	35.5	0.625e5	3.281e6	4.2 \pm 2.1	15-16	2	
17	6	47	100	0.128	8.0	0.938e5	0.734e6	28.2 \pm 12.2	16-17	0	
18	8	330	100	0.024	55.9	1.25e5	5.156e6	5.4 \pm 1.9	17-18	0	
19	1	44	60	0.023	12.4	0.26e5	1.146e6	5.0 \pm 5.1	18-19	0	
20	10	161	60	0.062	45.4	2.604e5	4.193e6	13.7 \pm 4.5	19-20	0	
21	7	161	100	0.043	27.3	1.094e5	2.516e6	9.6 \pm 3.7			
22	3	212	70	0.014	51.3	0.67e5	4.732e6	3.1 \pm 1.8			
23	1	34	60	0.029	9.6	0.26e5	0.885e6	6.5 \pm 6.6			
24	4	172	100	0.023	29.1	0.625e5	2.688e6	5.2 \pm 2.6			
25	1	21	100	0.048	3.6	0.156e5	0.328e6	10.5 \pm 10.8			
					139	3664	1879	33.0	1.156e5	3.047e6	

MTL = 13.1
SD = 1.4
= 14

Area of basic unit 6.4E-7cm-2 using Mic2a: 6.4E-7

Chi Square = 18.588 with 24 degrees of freedom.

P(chi square) = **4.2%**

Ns/Ni = 0.038 \pm 0.0030

Mean Ratio = 0.045 \pm 0.0060

Pooled Age = 8.4 \pm 0.7 Ma

Mean Age = 9.9 \pm 1.3 Ma

Central Age = **8.7 \pm 0.9 Ma**

% Variation = **23.91%**

Ages calculated using a zeta of 384.0 \pm 5.0 for CN5 with 12.5 ppm

RhoD = 1.154e6 cm-2; ND = 3399

KI-03-07 - apatite

Irradiation: MU176-14

Counted by AR

No.	Ns	Ni	Na	Ratio	U (ppm)	Rhos	Rhoi	Age (Ma)	Length μm
1	8	213	60	0.038	59.0	2.083e5	5.547e6	8.5 \pm 3.1	0-1 0
2	4	232	80	0.017	48.2	0.781e5	4.531e6	3.9 \pm 2.0	1-2 0
3	13	453	90	0.029	83.7	2.257e5	7.865e6	6.5 \pm 1.8	2-3 0
4	11	292	100	0.038	48.6	1.719e5	4.563e6	8.5 \pm 2.6	3-4 1
5	8	281	80	0.028	58.4	1.563e5	5.488e6	6.4 \pm 2.3	4-5 0
6	8	338	80	0.024	70.3	1.563e5	6.602e6	5.3 \pm 1.9	5-6 1
7	6	224	80	0.027	46.6	1.172e5	4.375e6	6.0 \pm 2.5	6-7 1
8	4	174	100	0.023	28.9	0.625e5	2.719e6	5.2 \pm 2.6	7-8 1
9	6	259	70	0.023	61.5	1.339e5	5.781e6	5.2 \pm 2.2	8-9 1
10	8	147	40	0.054	61.1	3.125e5	5.742e6	12.3 \pm 4.5	9-10 1
11	13	329	100	0.04	54.7	2.031e5	5.141e6	8.9 \pm 2.5	10-11 6
12	12	373	90	0.032	68.9	2.083e5	6.476e6	7.2 \pm 2.1	11-12 5
13	6	275	100	0.022	45.7	0.938e5	4.297e6	4.9 \pm 2.0	12-13 8
14	5	198	60	0.025	54.9	1.302e5	5.156e6	5.7 \pm 2.6	13-14 16
15	5	136	70	0.037	32.3	1.116e5	3.036e6	8.3 \pm 3.8	14-15 19
16	4	262	80	0.015	54.5	0.781e5	5.117e6	3.4 \pm 1.7	15-16 19
17	6	175	70	0.034	41.6	1.339e5	3.906e6	7.7 \pm 3.2	16-17 3
18	7	225	100	0.031	37.4	1.094e5	3.516e6	7.0 \pm 2.7	17-18 0
19	5	243	100	0.021	40.4	0.781e5	3.797e6	4.6 \pm 2.1	18-19 0
20	6	230	60	0.026	63.8	1.563e5	5.99e6	5.9 \pm 2.4	19-20 0
21	8	285	90	0.028	52.7	1.389e5	4.948e6	6.3 \pm 2.3	
153		5344	1700		52.3	1.406e5	4.912e6		MTL = 13.4
									SD = 2.5
									# = 82

Area of basic unit 6.4E-7cm-2 using Mic2a: 6.4E-7

Chi Square = 5.567 with 20 degrees of freedom.

P(chi square) = **94.27%**

Ns/Ni = 0.029 \pm 0.0020

Mean Ratio = 0.029 \pm 0.0020

Pooled Age = 6.5 \pm 0.5 Ma

Mean Age = 6.6 \pm 0.4 Ma

Central Age = 6.5 \pm 0.5 Ma

% Variation = **0.0%**

Ages calculated using a zeta of 384.0 \pm 5.0 for CN5 with 12.5 ppm

RhoD = 1.174e6 cm-2; ND = 3399

KI-03-15 - apatite

Irradiation: MU176-15

Counted by AR

No.	Ns	Ni	Na	Ratio	U (ppm)	Rhos	Rhoi	Age (Ma)	Length μ m	
1	3	80	100	0.038	13.1	0.469e5	1.25e6	8.6 \pm 5.1	0-1	0
2	4	84	100	0.048	13.7	0.625e5	1.313e6	10.9 \pm 5.6	1-2	0
3	8	138	100	0.058	22.6	1.25e5	2.156e6	13.3 \pm 4.8	2-3	1
4	20	134	160	0.149	13.7	1.953e5	1.309e6	34.1 \pm 8.2	3-4	0
5	3	42	80	0.071	8.6	0.586e5	0.82e6	16.4 \pm 9.8	4-5	1
6	11	71	100	0.155	11.6	1.719e5	1.109e6	35.4 \pm 11.5	5-6	3
7	18	197	90	0.091	35.8	3.125e5	3.42e6	20.9 \pm 5.2	6-7	4
8	21	111	49	0.189	37.0	6.696e5	3.54e6	43.2 \pm 10.3	7-8	6
9	7	73	100	0.096	11.9	1.094e5	1.141e6	22.0 \pm 8.7	8-9	14
10	12	93	100	0.129	15.2	1.875e5	1.453e6	29.5 \pm 9.1	9-10	17
11	7	64	100	0.109	10.5	1.094e5	1.0e6	25.0 \pm 10.0	10-11	14
12	6	57	70	0.105	13.3	1.339e5	1.272e6	24.1 \pm 10.4	11-12	9
13	18	170	70	0.106	39.7	4.018e5	3.795e6	24.2 \pm 6.0	12-13	3
14	8	44	80	0.182	9.0	1.563e5	0.859e6	41.6 \pm 16.0	13-14	11
15	8	90	100	0.089	14.7	1.25e5	1.406e6	20.4 \pm 7.5	14-15	8
16	27	183	100	0.148	29.9	4.219e5	2.859e6	33.8 \pm 7.0	15-16	9
17	6	51	80	0.118	10.4	1.172e5	0.996e6	26.9 \pm 11.6	16-17	1
18	3	54	100	0.056	8.8	0.469e5	0.844e6	12.7 \pm 7.6	17-18	0
19	5	95	100	0.053	15.5	0.781e5	1.484e6	12.1 \pm 5.5	18-19	0
20	10	166	100	0.06	27.1	1.563e5	2.594e6	13.8 \pm 4.5	19-20	0
21	13	69	100	0.188	11.3	2.031e5	1.078e6	43.1 \pm 13.1		
22	19	99	50	0.192	32.4	5.938e5	3.094e6	43.9 \pm 11.0		
23	8	113	100	0.071	18.5	1.25e5	1.766e6	16.2 \pm 5.9		
									MTL = 10.8	
									SD = 3.0	
									# = 101	
245 2278 2129					17.5	1.798e5	1.672e6			

Area of basic unit 6.4E-7cm-2 using Mic2a: 6.4E-7
Chi Square = 20.755 with 22 degrees of freedom.
P(chi square) = **0.72%**

Ns/Ni = 0.108 \pm 0.0070
Mean Ratio = 0.109 \pm 0.01

Pooled Age = 24.6 \pm 1.7 Ma
Mean Age = 24.9 \pm 2.4 Ma
Central Age = 24.5 \pm 2.3 Ma
% Variation = **29.79%**

Ages calculated using a zeta of 384.0 \pm 5.0 for CN5 with 12.5 ppm
RhoD = 1.195e6 cm-2; ND = 3399

KI-12-12 - apatite

Irradiation MU177-1

Counted by AR

No.	Ns	Ni	Na	Ratio	U (ppm)	Rhos	Rhoi	Age (Ma)	Length μ m
1	3	121	100	0.025	24.1	0.469e5	1.891e6	4.7 \pm 2.7	0-1 0
2	3	79	100	0.038	15.7	0.469e5	1.234e6	7.1 \pm 4.2	1-2 0
3	1	127	90	0.0080	28.1	0.174e5	2.205e6	1.5 \pm 1.5	2-3 0
4	3	198	160	0.015	24.6	0.293e5	1.934e6	2.9 \pm 1.7	3-4 0
5	5	114	100	0.044	22.7	0.781e5	1.781e6	8.3 \pm 3.8	4-5 0
6	3	133	100	0.023	26.5	0.469e5	2.078e6	4.2 \pm 2.5	5-6 1
7	2	99	100	0.02	19.7	0.313e5	1.547e6	3.8 \pm 2.7	6-7 0
8	2	58	70	0.034	16.5	0.446e5	1.295e6	6.5 \pm 4.7	7-8 0
9	2	44	56	0.045	15.6	0.558e5	1.228e6	8.6 \pm 6.2	8-9 0
10	1	75	54	0.013	27.7	0.289e5	2.17e6	2.5 \pm 2.5	9-10 1
11	2	141	160	0.014	17.6	0.195e5	1.377e6	2.7 \pm 1.9	10-11 0
12	3	92	60	0.033	30.5	0.781e5	2.396e6	6.1 \pm 3.6	11-12 0
13	1	54	60	0.019	17.9	0.26e5	1.406e6	3.5 \pm 3.5	12-13 1
14	3	128	70	0.023	36.4	0.67e5	2.857e6	4.4 \pm 2.6	13-14 2
15	3	54	50	0.056	21.5	0.938e5	1.688e6	10.5 \pm 6.2	14-15 10
16	1	70	60	0.014	23.2	0.26e5	1.823e6	2.7 \pm 2.7	15-16 10
17	3	69	70	0.043	19.6	0.67e5	1.54e6	8.2 \pm 4.8	16-17 3
18	1	40	40	0.025	19.9	0.391e5	1.563e6	4.7 \pm 4.8	17-18 0
19	3	147	120	0.02	24.4	0.391e5	1.914e6	3.8 \pm 2.2	18-19 0
20	1	64	56	0.016	22.8	0.279e5	1.786e6	2.9 \pm 3.0	19-20 0
21	2	51	70	0.039	14.5	0.446e5	1.138e6	7.4 \pm 5.3	
22	1	34	50	0.029	13.5	0.313e5	1.063e6	5.5 \pm 5.6	MTL = 14.4
23	4	57	50	0.07	22.7	1.25e5	1.781e6	13.2 \pm 6.8	SD = 2.2
24	4	113	80	0.035	28.1	0.781e5	2.207e6	6.7 \pm 3.4	# = 28
25	1	69	60	0.014	22.9	0.26e5	1.797e6	2.7 \pm 2.7	
26	1	40	60	0.025	13.3	0.26e5	1.042e6	4.7 \pm 4.8	
27	3	104	100	0.029	20.7	0.469e5	1.625e6	5.4 \pm 3.2	
28	1	78	80	0.013	19.4	0.195e5	1.523e6	2.4 \pm 2.4	
29	1	80	80	0.013	19.9	0.195e5	1.563e6	2.4 \pm 2.4	
30	2	95	70	0.021	27.0	0.446e5	2.121e6	4.0 \pm 2.8	
66	2628	2376			22.0	0.434e5	1.728e6		

Area of basic unit 6.4E-7cm-2 using Mic2a: 6.4E-7

Chi Square = 8.35 with 29 degrees of freedom.

P(chi square) = **96.66%**

Ns/Ni = 0.025 \pm 0.0030

Mean Ratio = 0.027 \pm 0.0030

Pooled Age = 4.7 \pm 0.6 Ma

Mean Age = 5.1 \pm 0.5 Ma

Central Age = 4.7 \pm 0.6 Ma

% Variation = **0.0%**

Ages calculated using a zeta of 384.0 \pm 5.0 for CN5 with 12.5 ppm

RhoD = 0.981e6 cm-2; ND = 3458

KI-12-35 - apatite

Irradiation: MU177-2

Counted by AR

No.	Ns	Ni	Na	Ratio	U (ppm)	Rhos	Rhoi	Age (Ma)	Length μ m
1	1	50	100	0.02	9.8	0.156e5	0.781e6	3.8 ± 3.9	0-1 0
2	3	32	60	0.094	10.5	0.781e5	0.833e6	17.9 ± 10.8	1-2 0
3	2	54	100	0.037	10.6	0.313e5	0.844e6	7.1 ± 5.1	2-3 0
4	2	65	70	0.031	18.2	0.446e5	1.451e6	5.9 ± 4.2	3-4 0
5	3	38	100	0.079	7.5	0.469e5	0.594e6	15.0 ± 9.0	4-5 0
6	0	10	70	0.0	2.8	0.0e5	0.223e6	0.0 ± 0.0	5-6 0
7	3	44	50	0.068	17.3	0.938e5	1.375e6	13.0 ± 7.8	6-7 1
8	5	53	100	0.094	10.4	0.781e5	0.828e6	18.0 ± 8.4	7-8 1
9	2	28	70	0.071	7.9	0.446e5	0.625e6	13.6 ± 10.0	8-9 0
10	5	34	54	0.147	12.4	1.447e5	0.984e6	28.0 ± 13.4	9-10 1
11	3	69	40	0.043	33.9	1.172e5	2.695e6	8.3 ± 4.9	10-11 2
12	2	23	56	0.087	8.1	0.558e5	0.642e6	16.6 ± 12.2	11-12 4
13	5	17	60	0.294	5.6	1.302e5	0.443e6	55.9 ± 28.5	12-13 11
14	3	20	60	0.15	6.5	0.781e5	0.521e6	28.6 ± 17.7	13-14 18
15	3	18	90	0.167	3.9	0.521e5	0.313e6	31.7 ± 19.8	14-15 15
16	3	36	100	0.083	7.1	0.469e5	0.563e6	15.9 ± 9.6	15-16 5
17	3	27	70	0.111	7.6	0.67e5	0.603e6	21.2 ± 12.9	16-17 0
18	3	142	60	0.021	46.5	0.781e5	3.698e6	4.0 ± 2.4	17-18 0
19	2	25	60	0.08	8.2	0.521e5	0.651e6	15.2 ± 11.2	18-19 0
53	785	1370			11.3	0.604e5	0.895e6		19-20 0

Area of basic unit 6.4E-7cm-2 using Mic2a: 6.4E-7
Chi Square = 13.963 with 18 degrees of freedom.
P(chi square) = **6.32%**

Ns/Ni = 0.068 ± 0.01
Mean Ratio = 0.088 ± 0.015

Pooled Age = 12.9 ± 1.8 Ma
Mean Age = 16.8 ± 2.9 Ma
Central Age = 14.0 ± 2.3 Ma
% Variation = **34.99%**

Ages calculated using a zeta of 384.0 ± 5.0 for CN5 with 12.5ppm
RhoD = 0.994e6 cm-2; ND = 3458

MTL = 13.2
SD = 1.8
= 58

KI-12-41 - apatite

Irradiation: MU177-3

Counted by AR

No.	Ns	Ni	Na	Ratio	U (ppm)	Rhos	Rhoi	Age (Ma)	Length μ m
1	1	49	60	0.02	15.8	0.26e5	1.276e6	3.9 \pm 4.0	0-1 0
2	2	69	90	0.029	14.9	0.347e5	1.198e6	5.6 \pm 4.0	1-2 0
3	1	45	70	0.022	12.5	0.223e5	1.004e6	4.3 \pm 4.3	2-3 0
4	2	71	100	0.028	13.8	0.313e5	1.109e6	5.4 \pm 3.9	3-4 0
5	1	31	100	0.032	6.0	0.156e5	0.484e6	6.2 \pm 6.3	4-5 0
6	7	116	40	0.06	56.2	2.734e5	4.531e6	11.7 \pm 4.5	5-6 0
7	3	42	90	0.071	9.0	0.521e5	0.729e6	13.8 \pm 8.3	6-7 0
8	0	32	50	0.0	12.4	0.0e5	1.0e6	0.0 \pm 0.0	7-8 0
9	5	88	80	0.057	21.3	0.977e5	1.719e6	11.0 \pm 5.1	8-9 0
10	2	65	100	0.031	12.6	0.313e5	1.016e6	5.9 \pm 4.3	9-10 0
11	2	55	90	0.036	11.8	0.347e5	0.955e6	7.0 \pm 5.1	10-11 0
12	3	74	100	0.041	14.3	0.469e5	1.156e6	7.8 \pm 4.6	11-12 0
13	5	46	100	0.109	8.9	0.781e5	0.719e6	21.0 \pm 9.9	12-13 1
14	6	317	80	0.019	76.8	1.172e5	6.191e6	3.7 \pm 1.5	13-14 1
15	2	52	60	0.038	16.8	0.521e5	1.354e6	7.4 \pm 5.4	14-15 1
16	2	56	90	0.036	12.1	0.347e5	0.972e6	6.9 \pm 5.0	15-16 0
17	2	68	80	0.029	16.5	0.391e5	1.328e6	5.7 \pm 4.1	16-17 0
18	2	47	60	0.043	15.2	0.521e5	1.224e6	8.2 \pm 5.9	17-18 0
19	3	163	100	0.018	31.6	0.469e5	2.547e6	3.6 \pm 2.1	18-19 0
20	3	48	70	0.063	13.3	0.67e5	1.071e6	12.1 \pm 7.2	19-20 0
21	2	51	80	0.039	12.4	0.391e5	0.996e6	7.6 \pm 5.5	
22	1	59	70	0.017	16.3	0.223e5	1.317e6	3.3 \pm 3.3	MTL = 13.7
23	1	68	100	0.015	13.2	0.156e5	1.063e6	2.8 \pm 2.9	SD = 1.6
24	1	40	50	0.025	15.5	0.313e5	1.25e6	4.8 \pm 4.9	# = 3
25	7	112	200	0.063	10.9	0.547e5	0.875e6	12.1 \pm 4.7	
26	3	91	100	0.033	17.6	0.469e5	1.422e6	6.4 \pm 3.7	
27	4	62	100	0.065	12.0	0.625e5	0.969e6	12.5 \pm 6.4	
28	2	45	80	0.044	10.9	0.391e5	0.879e6	8.6 \pm 6.2	
29	1	66	90	0.015	14.2	0.174e5	1.146e6	2.9 \pm 3.0	
30	2	45	60	0.044	14.5	0.521e5	1.172e6	8.6 \pm 6.2	
31	0	26	60	0.0	8.4	0.0e5	0.677e6	0.0 \pm 0.0	
32	1	96	100	0.01	18.6	0.156e5	1.5e6	2.0 \pm 2.0	
79	2295	2700			16.5	0.457e5	1.328e6		

Area of basic unit 6.4E-7cm-2 using Mic2a: 6.4E-7

Chi Square = 13.362 with 31 degrees of freedom.

P(chi square) = **68.59%**

Ns/Ni = 0.034 \pm 0.0040

Mean Ratio = 0.036 \pm 0.0040

Pooled Age = 6.7 \pm 0.8 Ma

Mean Age = 7.0 \pm 0.8 Ma

Central Age = 6.7 \pm 0.8 Ma

% Variation = **10.47%**

Ages calculated using a zeta of 384.0 \pm 5.0 for CN5 with 12.5 ppm

RhoD = 1.007e6 cm-2; ND = 3458

KI-12-46 - apatite

Irradiation: MU177-4

Counted by AR

No.	Ns	Ni	Na	Ratio	U (ppm)	Rhos	Rhoi	Age (Ma)	Length μ m
1	6	43	70	0.14	11.8	1.339e5	0.96e6	27.3 \pm 11.9	0-1 0
2	5	32	100	0.156	6.1	0.781e5	0.5e6	30.5 \pm 14.7	1-2 0
3	5	22	50	0.227	8.4	1.563e5	0.688e6	44.4 \pm 22.0	2-3 0
4	9	26	70	0.346	7.1	2.009e5	0.58e6	67.5 \pm 26.1	3-4 1
5	10	29	100	0.345	5.5	1.563e5	0.453e6	67.2 \pm 24.7	4-5 0
6	10	38	100	0.263	7.3	1.563e5	0.594e6	51.4 \pm 18.3	5-6 0
7	3	23	70	0.13	6.3	0.67e5	0.513e6	25.5 \pm 15.7	6-7 0
8	3	21	60	0.143	6.7	0.781e5	0.547e6	27.9 \pm 17.3	7-8 0
9	9	30	70	0.3	8.2	2.009e5	0.67e6	58.5 \pm 22.3	8-9 1
10	5	39	100	0.128	7.5	0.781e5	0.609e6	25.1 \pm 11.9	9-10 2
11	6	36	80	0.167	8.6	1.172e5	0.703e6	32.6 \pm 14.4	10-11 8
12	9	24	80	0.375	5.7	1.758e5	0.469e6	73.1 \pm 28.6	11-12 8
13	6	23	80	0.261	5.5	1.172e5	0.449e6	50.9 \pm 23.4	12-13 2
14	9	32	100	0.281	6.1	1.406e5	0.5e6	54.9 \pm 20.7	13-14 2
15	12	77	90	0.156	16.4	2.083e5	1.337e6	30.5 \pm 9.5	14-15 1
16	12	39	100	0.308	7.5	1.875e5	0.609e6	60.0 \pm 19.9	15-16 1
17	2	18	40	0.111	8.6	0.781e5	0.703e6	21.7 \pm 16.2	16-17 0
18	5	37	100	0.135	7.1	0.781e5	0.578e6	26.4 \pm 12.6	17-18 0
19	5	30	100	0.167	5.7	0.781e5	0.469e6	32.6 \pm 15.8	18-19 0
20	8	53	70	0.151	14.5	1.786e5	1.183e6	29.5 \pm 11.2	19-20 0
21	6	19	40	0.316	9.1	2.344e5	0.742e6	61.6 \pm 28.9	
22	11	49	80	0.224	11.7	2.148e5	0.957e6	43.8 \pm 14.7	MTL = 12.1
23	8	24	80	0.333	5.7	1.563e5	0.469e6	65.0 \pm 26.6	SD = 2.3
24	8	31	70	0.258	8.5	1.786e5	0.692e6	50.4 \pm 20.0	# = 26
25	6	29	100	0.207	5.5	0.938e5	0.453e6	40.4 \pm 18.1	
178 824 2000					7.9	1.391e5	0.644e6		

Area of basic unit 6.4E-7cm-2 using Mic2a: 6.4E-7

Chi Square = 9.237 with 24 degrees of freedom.

P(chi square) = **77.95%**

Ns/Ni = 0.216 \pm 0.018

Mean Ratio = 0.225 \pm 0.017

Pooled Age = 42.2 \pm 3.6 Ma

Mean Age = 44.0 \pm 3.2 Ma

Central Age = 42.2 \pm 3.6 Ma

% Variation = **0.0%**

Ages calculated using a zeta of 384.0 \pm 5.0 for CN5 with 12.5 ppm

RhoD = 1.021e6 cm-2; ND = 3458

KI-12-53 - apatite

Irradiation: MU177-5

Counted by AR

No.	Ns	Ni	Na	Ratio	U (ppm)	Rhos	Rhoi	Age (Ma)	Length μ m
1	3	60	100	0.05	11.3	0.469e5	0.938e6	9.9 \pm 5.9	0-1 0
2	4	51	70	0.078	13.8	0.893e5	1.138e6	15.6 \pm 8.1	1-2 0
3	7	42	50	0.167	15.9	2.188e5	1.313e6	33.0 \pm 13.5	2-3 0
4	3	46	60	0.065	14.5	0.781e5	1.198e6	12.9 \pm 7.7	3-4 3
5	7	56	70	0.125	15.1	1.563e5	1.25e6	24.8 \pm 9.9	4-5 0
6	2	22	36	0.091	11.5	0.868e5	0.955e6	18.0 \pm 13.3	5-6 0
7	3	43	80	0.07	10.2	0.586e5	0.84e6	13.8 \pm 8.3	6-7 3
8	5	32	60	0.156	10.1	1.302e5	0.833e6	30.9 \pm 14.9	7-8 4
9	6	42	70	0.143	11.3	1.339e5	0.938e6	28.3 \pm 12.4	8-9 6
10	2	35	80	0.057	8.3	0.391e5	0.684e6	11.3 \pm 8.2	9-10 6
11	7	27	64	0.259	8.0	1.709e5	0.659e6	51.3 \pm 21.8	10-11 3
12	10	65	100	0.154	12.3	1.563e5	1.016e6	30.5 \pm 10.4	11-12 0
13	4	47	80	0.085	11.1	0.781e5	0.918e6	16.9 \pm 8.8	12-13 0
14	5	23	50	0.217	8.7	1.563e5	0.719e6	43.0 \pm 21.2	13-14 1
15	6	42	54	0.143	14.7	1.736e5	1.215e6	28.3 \pm 12.4	14-15 5
16	6	38	60	0.158	12.0	1.563e5	0.99e6	31.3 \pm 13.8	15-16 7
17	3	44	60	0.068	13.9	0.781e5	1.146e6	13.5 \pm 8.1	16-17 1
18	7	40	60	0.175	12.6	1.823e5	1.042e6	34.6 \pm 14.2	17-18 0
19	3	21	42	0.143	9.4	1.116e5	0.781e6	28.3 \pm 17.5	18-19 0
20	5	28	50	0.179	10.6	1.563e5	0.875e6	35.4 \pm 17.2	19-20 0
21	5	42	50	0.119	15.9	1.563e5	1.313e6	23.6 \pm 11.2	
22	6	30	50	0.2	11.3	1.875e5	0.938e6	39.6 \pm 17.7	
23	5	31	40	0.161	14.6	1.953e5	1.211e6	31.9 \pm 15.4	
24	5	51	100	0.098	9.6	0.781e5	0.797e6	19.4 \pm 9.1	
					11.8	1.211e5	0.975e6		

MTL = 10.5
SD = 3.8
= 39

Area of basic unit 6.4E-7cm-2 using Mic2a: 6.4E-7
Chi Square = 8.808 with 23 degrees of freedom.
P(chi square) = **77.79%**

Ns/Ni = 0.124 \pm 0.012
Mean Ratio = 0.132 \pm 0.011

Pooled Age = 24.6 \pm 2.4 Ma
Mean Age = 26.1 \pm 2.2 Ma
Central Age = 24.6 \pm 2.4 Ma
% Variation = **0.0%**

Ages calculated using a zeta of 384.0 \pm 5.0 for CN5 with 12.5 ppm
RhoD = 1.034e6 cm-2; ND = 3458

Anexo 4b. Compilación de edades de trazas de fisión en apatitos de la península de Baja California y Sonora. Fuente de los datos, para Baja California: a) Ortega Rivera, 1997, b) Calmus *et al.*, 1999, c) Fletcher *et al.*, 2000, d) Calmus *et al.*, 2001, e) Ortega Rivera, 2003, f) Seiler *et al.*, 2009. Fuente de los datos para Sonora: g) Defaux *et al.*, 1997, h) Calmus *et al.*, 1998, i) Calmus *et al.*, 2000a, j) Calmus *et al.*, 2000b, k) Calmus *et al.*, 2001, l) Lugo Zazueta, 2006.

Península de Baja California

Muestra	Coordenadas (WGS 84)		No. de granos	Densidad de trazas estándar (x106 cm-2)	Número de trazas fósiles	Número de trazas inducidas	Prob. de Chi cuadrada %	Edad de trazas de fisión (Ma) (± 1 s)	Longitud principal de trazas ± error est. (mm)	Desv. estándar (mm)	No. de trazas medidas	Ref.
CONT-1.1	30.97	-115.619	12		206	635	0.5921	59 ± 5.0	13.8 ± 1.2	0.5	27	a
WC- (2M)	30.96	-115.614	11		702	1772	0.2468	72 ± 3.7	13.6 ± 1.0	0.2	88	a
E-8-20.6	30.98	-115.516	11		178	512	0.7148	62 ± 5.6	14.0 ± 1.1	0.4	35	a
CORE	30.89	-115.428	8		82	260	0.9182	62 ± 5.6	14.0 ± 1.1	0.8	16	a
I	23.87	110.163	45	2.175 (14379)	4512	2166	2.3	71.6 ± 4.2	12.87 ± 0.17	1.34	61	b
TC-93-12	23.79	110.116	6	3.384 (13245)	403	332	20	68.4 ± 3.6	13.27 ± 0.16	1.19	57	b
169	24.07	110.182	29	1.275 (4470)	1897	1897	23	48 ± 3	12.74 ± 0.21	1.81	94	c
176	23.91	110.157	25	1.298 (4470)	309	1446	98.6	53 ± 4	12.88 ± 0.20	1.58	65	c
189	24.15	110.204	22	1.377 (4470)	245	1220	99.5	53 ± 4	12.02 ± 0.24	1.88	61	c
185	23.22	109.797	15	1.318 (4470)	110	2887	99.9	10 ± 1	12.93 ± 0.59	1.46	12	c
186	23.47	109.797	21	1.338 (4470)	66	1839	84.6	9 ± 1	12.69 ± 0.45	1.54	12	c
188	23.73	109.814	23	1.358 (4470)	99	2625	43	10 ± 1	14.02 ± 0.37	1.94	28	c
ODP Leg 64	23.05	109.093	8	3.35 (2657)	221	483	68.17	25.9 ± 2.2				d
TC-98-04	26.08	111.486	20	4.24 (11203)	125	363	99.19	24.7 ± 2.6				d
TC-98-05	26.23	111.558	58	4.51 (11203)	1192	1587	100	54.8 ± 2.2				d
TC-98-06	26.24	111.555	20	4.24 (11203)	529	643	99.32	58.8 ± 3.5				d
KJLV-1	26.24	111.555	51	3.86 (15672)	4115	4334	100	59.2 ± 1.4	11.15 ± 0.13	1.63	153	d
TC-98-13	29.18	113.773	12	4.21 (11145)	249	402	43.59	44.1 ± 3.6				d
TC-98-10	29.73	114.717	20	3.53 (5602)	915	731	14.69	74.4 ± 3.8	13.23 ± 0.12	1.29	102	d
TC-98-11	31.3	115.441	20	4.24 (11203)	1273	1592	79.47	57.2 ± 2.2	12.49 ± 0.14	1.4	97	d
EN-1-91	31.89	110.474		Buscar datos!				95 ± 6.9	14.0 ± 1.1			e
EN-3-91	31.88	110.375		Buscar datos!				90 ± 5.2				e
EN-4-91	31.88	110.366		Buscar datos!				83 ± 13.0	14.1 ± 1.2			e
EN-7-91	31.88	110.159		Buscar datos!				57 ± 2.5	14.0 ± 1.1			e
EN-8-91	31.86	110.083		Buscar datos!				68 ± 3.3	13.9 ± 1.1			e
EN-9-91	31.76	109.999		Buscar datos!				73 ± 3.1	14.0 ± 1.3			e
EN-10-91	31.64	109.949		Buscar datos!				58 ± 2.5	14.3 ± 1.1			e
EN-12-91	31.38	109.952		Buscar datos!				51 ± 3.0	13.8 ± 1.1			e
EN-13-91	31.31	109.474		Buscar datos!				55 ± 3.6	13.9 ± 1.2			e
LJ-7-31-2	32.21	109.991		Buscar datos!				70 ± 6.1	14.0 ± 1.3			e
G.C. 7-29-88-5	29.59	108.392		Buscar datos!				78 ± 8.0	14.0 ± 1.1			e
G.C. 7-28-88-5	28.3	107.097		Buscar datos!				65 ± 4.6	12.7 ± 1.3			e
EUBC-1	31.65	110.433		Buscar datos!				104 ± 14.0	13.4 ± 1.3			e
VP-8	31.68	110.296		Buscar datos!				95 ± 6.9	14.0 ± 1.1			e
BA06-004	29.37	-113.745	45	1.005 (3504)	388	2635	80.35	32.4±2.4	9.57±0.25	2.51	99	f
BA06-005	29.36	-113.753	50	1.018 (3504)	32	3551	89.54	1.8±0.3	13.40±0.28	2.75	100	f
BA06-006	29.35	-113.759	20	1.491 (4595)	359	2183	83.82	48.2±3.6	11.83±0.25	2.52	102	f
BA06-007	29.34	-113.768	20	1.031 (3504)	175	855	96.02	41.5±4.0	12.16±0.24	2.43	102	f
BA06-008	29.33	-113.792	20	1.484 (4595)	249	1643	44.25	44.2±3.7	12.32±0.22	2.2	101	f
BA06-009	29.32	-113.804	20	1.044 (3504)	249	1059	98.62	48.2±4.1	13.42±0.16	1.59	104	f
BA06-031	29.04	-114.049	30	1.028 (3400)	137	535	99.76	51.4±5.6	13.16±0.14	1.48	108	f
BA06-22	29.19	-113.641	50	0.96 (3400)	219	1100	99.95	37.6±3.3	11.07±0.23	2.27	100	f
BA06-23	29.19	-113.651	20	0.977 (3400)	125	599	99.99	40.1±4.4	10.81±0.24	2.41	100	f
BA06-24	29.19	-113.706	20	1.477 (4595)	670	3676	86.14	52.9±3.4	12.15±0.20	2	102	f
BA06-25	29.21	-113.731	20	1.47 (4595)	257	1250	95.73	59.3±5.0	13.40±0.12	1.19	101	f
BA06-26	29.2	-113.706	20	1.463 (4595)	437	2687	59.25	46.8±3.3	13.27±0.15	1.48	101	f
BA06-10	29.19	-113.793	20	1.056 (3504)	315	1307	74.44	50.0±4.0	13.05±0.17	1.67	100	f

Región occidental de Sonora

Muestra	Coordenadas (WGS 84)		No. de granos	Densidad de trazas estándar (x10 ⁶ cm ⁻²)	Densidad de trazas fósiles (x10 ⁵ cm ⁻²)	Densidad de trazas inducidas (x10 ⁶ cm ⁻²)	Prob. de Chi cuadrada %	Edad de trazas de fisión (Ma) (± 1 s)	Longitud principal de trazas ± error est. (mm)	Desv. estándar (mm)	No. de trazas medidas	Ref.
SP-96-12	31.4	113.113	17	3.59 (11396)	1.12 (65)	4.66 (234)	99.58	12.8 ± 1.9				g
SP-96-23	31.41	113.13	8	3.59 (11396)	1.26 (41)	5.85 (190)	31.55	11.5 ± 2.0	13.75 ± 0.27	0.86	10	g
TC-96-04	29.11	112.335	23	3.63 (11514)	3.39 (507)	7.00 (1048)	96.37	28.1 ± 1.6	11.43 ± 0.13	1.96	212	h
TC-96-05	29.1	112.322	21	3.90 (7741)	1.46 (137)	9.33 (878)	94.97	10.0 ± 0.9				h
TC-96-06	29.09	112.301	19	3.90 (7741)	1.76 (854)	3.12 (1517)	85.9	36.1 ± 1.6	11.53 ± 0.12	0.9	58	h
RSC-1	28.88	110.748	18	3.63 (13225)	7.02 (85)	53.2 (644)	100	7.7 ± 0.9				i
RSC-2	29.09	110.936	19	3.90 (7741)	1.69 (238)	12 (1686)	69.17	9.1 ± 0.6	15.65 ± 0.24	1.67	50	i
RSC-3	29.77	111.052	28	3.73 (11841)	8.67 (183)	3.49 (738)	99.37	14.8 ± 1.2	15.69 ± 0.22	0.84	14	i
RSC-7	31.21	112.365	17	3.59 (11396)	6.35 (302)	11.00 (521)	75.41	30.9 ± 2.3	13.39 ± 1.14	1.12	67	j
RSC-11	29.85	112.599	20	3.59 (11396)	3.77 (248)	12.20 (804)	54.64	16.5 ± 1.2				j
RSC-12	29.83	112.628	24	3.61 (17203)	1.11 (194)	11.40 (1992)	95.11	6.7 ± 0.5				j
RSC-13	29.76	112.598	19	3.73 (11841)	2.86 (335)	7.34 (858)	72.73	24.0 ± 1.6	11.32 ± 0.21	1.97	86	j
RSC-16	28.87	112.031	28	3.90 (7741)	1.19 (236)	13.60 (2691)	99.78	5.9 ± 0.4	13.03 ± 0.27	2.31	71	j
RSC-17	28.96	112.075	4	3.61 (17203)	1.60 (25)	5.70 (89)	92.5	15.1 ± 3.4				j
TC-98-23	28.39	108.628	29	3.92 (11203)	4.69 (1117)	8.90 (2120)	99.91	33.5 ± 1.3	13.26 ± 0.15	1.82	152	k
TC-98-25	28.39	109.126	20	4.21 (11145)	6.46 (1031)	22.20 (3541)	99.46	20.8 ± 0.8				k
TC-98-24	28.44	109.108	40	4.24 (11203)	30.30 (1712)	73.30 (4137)	98.65	28.4 ± 0.9				k
TC-98-20	28.39	109.103	37	3.86 (15672)	32.00 (1628)	83.90 (4625)	100	23.9 ± 0.7	13.22 ± 0.13	1.53	146	k
TC-98-21	28.37	109.487	20	4.24 (11203)	6.73 (1074)	26.20 (4185)	90.59	18.4 ± 0.7	12.08 ± 0.34	2.42	51	k
58-98	28.41	110.377	20	3.77 (5891)	1.61 (269)	6.36 (1061)	100	16.2 ± 1.1				k
TC-98-26	28.01	110.589	20	4.21 (11145)	0.50 (79)	1.75 (277)	100	20.5 ± 2.6				k
TC-98-27	28.01	110.589	34	3.97 (11203)	0.46 (129)	2.78 (769)	100	10.8 ± 1.0				k
SN-02-26	29.93	-110.478		0.781(4331)	1.574(151)	2.077(1993)		11±1	14.25 ± 0.36	1.98		l
SN-02-28	29.92	-110.578		0.799(4331)	2.067(59)	1.384(395)		23±4	14.29 ± 0.56	1.19		l

Anexo 5. Datos del fechado por trazas de fisión en apatitos de las muestras de la península de Baja California y de la costa de Sonora.

Sample no.	Coordinates (WGS 84)	Elevation (m)	No. of grains	Standard track density (x10 ⁶ cm ⁻²)	Fossil track density (x10 ⁵ cm ⁻²)	Induced track density (x10 ⁶ cm ⁻²)	Uranium content (ppm)	Chi-square probability %	Age dispersion %	*Fission track age (Ma) (± 1 □)	Mean track length ± std error (□m)	Std. dev. (□m)
CAT-04-02	724637	625	8	1.032 (3399)	5.323 (216)	1.513 (614)	18	42.9	8.02	69 ± 6	13.64 ± 0.44 (5)	0.98
CAT-04-05	721256	529	22	1.052 (3399)	4.303 (510)	1.420 (1683)	17	86.1	0.01	61 ± 3	13.56 ± 0.21 (100)	2.08
CAT-04-12	721135	477	20	1.072 (3399)	9.853 (886)	3.498 (3145)	41	10.8	9.10	58 ± 3	13.56 ± 0.15 (100)	1.54
CAT-04-17	714525	389	23	1.093 (3399)	4.110 (384)	1.251 (1460)	14	93.7	0.01	69 ± 4	13.64 ± 0.13 (100)	1.29
CAT-04-22	747759	33	24	1.113 (3399)	3.306 (347)	1.361 (1428)	15	63.1	0.01	52 ± 3	12.74 ± 0.17 (100)	1.65
CAT-04-28	787566	72	21	1.134 (3399)	5.773 (436)	1.765 (1333)	20	68.6	0.01	71 ± 4	14.22 ± 0.14 (100)	1.22
KI-03-03	402750	145	25	1.154 (3399)	1.156 (139)	3.047 (3664)	33	4.2	23.9	9 ± 1	13.09 ± 0.36 (14)	1.37
KI-03-07	3198692	22	21	1.174 (3399)	1.406 (153)	4.912 (5344)	52	94.3	0.01	7 ± 1	13.36 ± 0.28 (82)	2.50
KI-03-15	408084	45	23	1.195 (3399)	1.798 (245)	1.672 (2278)	18	0.72	24.8	25 ± 2	10.75 ± 0.29 (101)	2.96
KI-12-12	3292328	142	30	0.981 (3458)	0.434 (66)	1.728 (2628)	22	96.7	0.01	5 ± 1	14.44 ± 0.42 (28)	2.22
KI-12-35	387066	375	19	0.994 (3458)	0.604 (53)	0.895 (1370)	11	6.3	35.0	14 ± 2	13.16 ± 0.23 (58)	1.75
KI-12-41	3238468	97	32	1.007 (3458)	0.457 (79)	1.328 (2295)	17	68.6	10.47	7 ± 1	13.71 ± 0.90 (3)	1.57
KI-12-46	3244078	218	25	1.021 (3458)	1.391 (178)	0.644 (824)	8	78.0	0.01	42 ± 4	12.05 ± 0.45 (26)	2.31
KI-12-53	3247634	105	24	1.034 (3458)	1.211 (119)	0.975 (958)	12	77.8	0.01	25 ± 3	10.53 ± 0.61 (39)	3.81

Brackets show number of tracks counted or measured.

Standard and induced track densities measured on external mica detectors (g= 0.5) and fossil track densities on internal grain surfaces.

*All ages are pooled ages, but a central age is calculated when □² test fails at <5%. Ages determined by Asaf Raza, using zeta = 384 ± 5 for dosimeter glass Coming-5.